



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

MONCIÓN

(5974-II)

Santo Domingo, R.D. Julio 2002/Octubre 2004

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto K, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPREP)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dr. José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. Francisco Contreras Vázquez (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Pedro Florido (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. James K. Mortensen (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Tom Ulrich (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Dr. Marc Joubert (BRGM)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Francisco Javier Montes. Director de la Unidad Técnica de Gestión (AURENSA) del Programa SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Juan José Rodríguez
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

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

- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

En el Proyecto se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja:

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto K. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe Sedimentológico del Proyecto K
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto K
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb (Proyectos K y L)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar (Proyectos K y L)
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados (Proyectos K y L)

RESUMEN

La Hoja de Monción está situada en el NO de la República Dominicana, formando parte de la Cordillera Central y del Valle del Cibao, en igual proporción. El relieve es bastante accidentado con alturas máximas de 950 m y mínimas de 100 m; la transición de la cordillera al valle se produce a cotas aproximadas de 400 m.

Los materiales representados comprenden edades desde el Jurásico Superior hasta la actualidad. Desde el Jurásico Superior hasta el Paleoceno-Eoceno predominan secuencias volcánicas básicas, intermedias y ácidas, correspondientes a basaltos de meseta oceánica, rocas volcánicas de arcos de islas, y basaltos alcalinos intraplaca o de rifting (Complejo Duarte, Formación Ámina-Maimón, Formación Tireo y tramos basales de la Formación Magua). En estos materiales intruyen varios batolitos (Loma de Cabrera y El Bao) y un importante cortejo de diques. Desde el Eoceno hasta la actualidad se depositan rocas detríticas y sedimentos químico-organógenos (tramos finales de la Formación Magua y las formaciones Bulla, Cercado, Gurabo, Mao Adentro y todo el conjunto de depósitos cuaternarios).

La estructuración regional se produce en un contexto compresivo de convergencia oblicua, con desarrollo de pliegues de envergadura y morfología heterogéneas, así como una deformación irregular según bandas con cizallamiento dúctil senestro, con fábricas S-C y estructuras miloníticas de anchura variable, según los distintos dominios estructurales. Esta deformación evoluciona a dúctil-frágil y frágil, extendida al conjunto de la Hoja y que se prolonga hasta la actualidad, produciendo la intensa fracturación que se observa. También se producen pliegues abiertos subverticales y otros de tipo *kink* o *chevron*.

Simultáneamente a estos procesos de fracturación regional por cizalla, tiene lugar la elevación de la Cordillera Central, posiblemente desde finales del Cretácico Superior, y de forma más destacada desde el Mioceno Inferior, dando lugar al desarrollo y encajamiento de la red fluvial. Los fenómenos deformativos continúan en la actualidad con fallas que afectan a terrazas cuaternarias y la actividad sísmica.

ABSTRACT

The Monción sheet is located in the north-west of the Dominican Republic, divided equally between the Cordillera Central and the Cibao Valley. The relief is fairly irregular with maximum and minimum heights of 950 m and 100 m, respectively. The transition from the cordillera to the valley occurs at a height of approximately 400 m.

The materials represented comprehend ages from Upper Jurassic to the present time. From the Upper Jurassic to the Palaeocene-Eocene there is a predominance of basic, intermediate and acid sequences that correspond to oceanic plateau basalts, island arc volcanic rocks, and alkaline intraplate basalts (Duarte Complex, Amina-Maimon Fm, Tireo Fm and bottom levels of Magua Fm). These materials are intruded by several batholiths (Loma de Cabrera and El Bao) and by an important dyke complex. From the Eocene to the present some detrital rocks and chemical-organogenous sediments were deposited (upper levels of Magua Fm, the Bulla Fm, Cecado Fm, Gurabo Fm, Mao Adentro Fm and all Quaternary deposits).

The regional structure was produced in an oblique convergence compressive context, with heterogeneous size and morphology fold developments and irregular deformation by left-lateral ductile shear bands, with S-C fabrics and variable width milonitic structures, in the different structural domains. This deformation evolved to ductile-fragile and fragile, extending to all the sheet area and continuing to present times, producing the intense fracturing observed. In addition to this, subvertical open folds were also produced, along with kink or chevron type folds.

Simultaneously to these regional shear fracturing processes an elevation of the Cordillera Central occurred, perhaps from the Upper Cretaceous, giving rise to the development and incision (downcutting) of the fluvial system. These deformation phenomena are still taking place today, with faults that affect the Quaternary terraces and seismic activity in all the region.

INDICE

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Metodología | 2 |
| 1.2. Situación geográfica | 3 |
| 1.3. Marco geológico | 6 |
| 1.4. Antecedentes | 12 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 15 |
| 2.1. Dominio de la Cordillera Central | 15 |
| <u>2.1.1. Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior)</u> | <u>15</u> |
| 2.1.1.1. Metabasaltos olivínico-piroxénicos (8). J ₃ -K ₁ | 21 |
| 2.1.1.2. Metabasaltos doleríticos y piroxenitas olivínicas (9). J ₃ -K ₁ | 24 |
| 2.1.1.3. Anfibolitas (10). J ₃ -K ₁ | 25 |
| <u>2.1.2. Formación Tireo (Cretácico Superior)</u> | <u>26</u> |
| 2.1.2.1. Metavolcanitas ácidas (14). K ₂ | 29 |
| 2.2. Dominio Ámina-Maimón | 30 |
| <u>2.2.1. Formación Ámina-Maimón (Cretácico Inferior)</u> | <u>30</u> |
| 2.2.1.1. Esquistos verdes cuarzo-albítico-clorítico-sericíticos (11). K ₁ | 33 |
| 2.2.1.2. Esquistos y neises cuarzofeldespáticos (12). K ₁ | 34 |
| 2.2.1.3. Metabasitas (13). K ₁ | 34 |
| 2.3. Dominio Magua-Tavera | 35 |
| <u>2.3.1. Formación Magua-Inoa(Paleoceno-Oligoceno Inferior)</u> | <u>35</u> |
| 2.3.1.1. Basaltos (15). P ₁ -P ₂ | 37 |
| 2.3.1.2. Brechas basálticas (16). P ₁ -P ₂ | 38 |

| | |
|---|-----------|
| 2.3.1.3. Volcanitas ácidas (16a). P ₂ | 39 |
| 2.3.1.4. Calizas y lutitas (17). P ₂ -P ₃ | 40 |
| 2.3.1.5. Conglomerados de Magua-Inoa (18). P ₂ -P ₃ | 41 |
| 2.4. Dominio Valle del Cibao..... | 43 |
| <u>2.4.1. Formación Bulla. Conglomerados (19) y Caliza de Monción (19a). P₃-N₁¹.....</u> | <u>45</u> |
| <u>2.4.2. Formación Cercado</u> | <u>48</u> |
| 2.4.2.1. Lutitas, limolitas, arenas y conglomerados (20a). N ₁ ³ | 48 |
| 2.4.2.2. Margas, limos, arenas, conglomerados y areniscas bioclásticas (20). N ₁ ³ ... | 49 |
| 2.4.2.3. Calizas de Ahuyamas (21). N ₁ ³ | 50 |
| <u>2.4.3. Formación Gurabo. Lutitas, limos y arenas calcáreas (22). N₁³-N₂.....</u> | <u>50</u> |
| <u>2.4.4. Formación Mao Adentro. Calizas bioclásticas (23). N₂.....</u> | <u>51</u> |
| 2.5. Cuaternario | 53 |
| <u>2.5.1. Terrazas altas, medias y bajas (24, 25, 28). Q₁³-Q₄.....</u> | <u>53</u> |
| <u>2.5.2. Conos de deyección (26). Q₁³.....</u> | <u>54</u> |
| <u>2.5.3. Glacis (27). Q₁³.....</u> | <u>54</u> |
| <u>2.5.4. Fondos de valle (29). Q₄.....</u> | <u>55</u> |
| <u>2.5.5. Aluvial-coluvial (30). Q₄.....</u> | <u>55</u> |
| <u>2.5.6. Coluviones (31). Q₄.....</u> | <u>56</u> |
| 3. ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS | 57 |
| 3.1. Dataciones absolutas de rocas ígneas..... | 58 |
| <u>3.1.1. Dataciones previas</u> | <u>58</u> |
| 3.1.1.1. Intrusivos básicos | 58 |
| 3.1.1.2. Intrusivos tonalíticos | 60 |
| <u>3.1.2. Dataciones absolutas obtenidas en este Proyecto.....</u> | <u>61</u> |
| <u>3.1.3. Conclusiones sobre dataciones absolutas</u> | <u>69</u> |

| | |
|--|-----------|
| 3.2. Rocas intrusivas..... | 70 |
| <u>3.2.1. Peridotitas serpentinizadas (1).....</u> | <u>72</u> |
| <u>3.2.2. Batolito de Loma Cabrera</u> | <u>74</u> |
| 3.2.2.1. Gabro-dioritas (2) | 76 |
| 3.2.2.2. Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas (3)..... | 78 |
| 3.2.2.3. Tonalitas foliadas (3a) | 78 |
| <u>3.2.3. Batolito de El Bao</u> | <u>79</u> |
| 3.2.3.1. Dioritas-cuarzodioritas y tonalitas(4)..... | 79 |
| 3.2.3.2. Piroxenitas (5) | 80 |
| 3.3. Rocas subvolcánicas y filonianas..... | 80 |
| <u>3.3.1. Leuco-microtonalitas-aplitas (6)</u> | <u>81</u> |
| <u>3.3.2. Granitoides (7)</u> | <u>81</u> |
| 4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA..... | 83 |
| 4.1. Petrología de rocas metamórficas | 83 |
| <u>4.1.1. Complejo Duarte.....</u> | <u>83</u> |
| 4.1.1.2. Facies esquistos verdes | 86 |
| 4.1.1.3. Facies anfibolítica..... | 87 |
| <u>4.1.2. Formación Ámina-Maimón</u> | <u>89</u> |
| <u>4.1.3. Formación Tireo.....</u> | <u>94</u> |
| 4.2. Petrología de rocas ígneas | 95 |
| <u>4.2.1. Peridotitas serpentinizadas</u> | <u>95</u> |
| <u>4.2.2. Batolito de Loma Cabrera (BLC)</u> | <u>96</u> |
| 4.2.2.1. Rocas ultramáficas (cumulados)..... | 97 |
| 4.2.2.2. Gabros y dioritas | 99 |
| 4.2.2.3. Tonalitas con hornblenda ± biotita | 102 |

| | |
|--|------------|
| <u>4.2.3. Formación Magua.....</u> | <u>107</u> |
| 4.3. Geoquímica..... | 109 |
| <u>4.3.1. Formación Ámina.....</u> | <u>110</u> |
| <u>4.3.2. Compejo Duarte.....</u> | <u>114</u> |
| 4.3.2.1. Anfibolitas de La Meseta | 121 |
| <u>4.3.3. Formación Tireo.....</u> | <u>126</u> |
| <u>4.3.4. Batolito de Loma Cabrera</u> | <u>130</u> |
| <u>4.3.5 Formación Magua.....</u> | <u>136</u> |
| 5. TECTÓNICA..... | 141 |
| 5.1. Contexto geodinámico..... | 141 |
| 5.2. Tectónica de la Hoja..... | 144 |
| <u>5.2.1 Dominio de Ámina-Maimón.....</u> | <u>147</u> |
| 5.2.1.1. Interpretación de la D1 _A en el Dominio Amina-Maimón..... | 150 |
| 5.2.1.2. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación | 152 |
| <u>5.2.2. Dominio de la Cordillera Central</u> | <u>154</u> |
| 5.2.2.1. Fábricas y estructuras en la banda septentrional..... | 154 |
| 5.2.2.2. Fábricas y estructuras en la banda central | 155 |
| 5.2.2.3. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación | 163 |
| 5.2.2.4. Interpretación de la deformación D1 _C en el Dominio de la Cordillera Central | 165 |
| 5.2.2.5. El problema de las anfibolitas de La Meseta y de El Aguacate | 168 |
| 5.2.2.6. Edad de la deformación D1 _C | 169 |
| <u>5.2.3. Dominio Magua-Tavera.....</u> | <u>170</u> |
| <u>5.2.4. Tectónica y evolución tectosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario</u> | <u>172</u> |

| | |
|--|------------|
| 6. GEOMORFOLOGÍA | 175 |
| 6.1. Análisis geomorfológico..... | 175 |
| <u>6.1.1. Estudio morfoestructural</u> | <u>175</u> |
| 6.1.1.1. Formas estructurales..... | 176 |
| <u>6.1.2. Estudio del modelado</u> | <u>177</u> |
| 6.1.2.1. Formas gravitacionales..... | 177 |
| 6.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial | 177 |
| 6.1.2.3. Formas poligénicas | 178 |
| 6.1.2.4. Formas por meteorización química..... | 180 |
| 6.1.2.5. Formas antrópicas..... | 182 |
| 6.2. Evolución e historia geomorfológica..... | 182 |
| | |
| 7. HISTORIA GEOLÓGICA..... | 184 |
| | |
| 8. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 187 |
| 8.1. Hidrología e hidrogeología | 187 |
| <u>8.1.1 Hidrología</u> | <u>187</u> |
| <u>8.1.2. Hidrogeología</u> | <u>187</u> |
| 8.2. Recursos minerales | 188 |
| <u>8.2.1. Minerales energéticos.....</u> | <u>188</u> |
| <u>8.2.2. Minerales metálicos</u> | <u>189</u> |
| <u>8.2.3. Minerales y rocas industriales</u> | <u>191</u> |
| <u>8.2.4. Rocas ornamentales</u> | <u>192</u> |
| Estado..... | 189 |
| | |
| 9. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO (LIG)..... | 193 |
| 9.1. Relación de LIG inventariados | 193 |

| | |
|---|------------|
| 9.2. Descripción de los LIG..... | 193 |
| <u>9.2.1. Bulla.....</u> | <u>193</u> |
| <u>9.2.2. Presa de Monción.....</u> | <u>194</u> |
| <u>9.2.3. Cascada de El Cajuil.....</u> | <u>195</u> |
| <u>9.2.4. Cueva de Clavijo.....</u> | <u>196</u> |
| <u>9.2.5. Charca de los indios.....</u> | <u>197</u> |
| | |
| 10. BIBLIOGRAFÍA: | 203 |

1. INTRODUCCIÓN

Para invertir la evolución desfavorable del sector geológico minero y dotar de una infraestructura cartográfica y temática a 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 Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA) ha realizado, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión de el Servicio Geológico Nacional (SGN), este Proyecto "K", Zona Noroeste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado por la Unión Europea.

Dicho Proyecto, realizado entre Julio 2002 y Octubre 2004, incluye la elaboración de las 14 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 y los 5 mapas Geomorfológicos, Procesos Activos y Recursos Minerales a escala 1:100.000 que componen los siguientes cuadrantes:

| | | |
|---------------------|--------------------|----------|
| Restauración (5873) | Restauración | 5873-I |
| | Bánica | 5873-II |
| Dajabón (5874) | Dajabón | 5874-I |
| | Loma de Cabrera | 5874-II |
| Monte Cristi (5875) | Monte Cristi | 5875-I |
| | Pepillo Salcedo | 5875-II |
| Diferencia (5973) | Diferencia | 5973-I |
| | Lamedero | 5973-II |
| | Arroyo Limón | 5973-III |
| | Jicomé | 5973-IV |
| Mao (5974) | Mao | 5974-I |
| | Monción | 5974-II |
| | Santiago Rodríguez | 5974-III |
| | Martín García | 5974-IV |

1.1 Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), se decidió a abordar, a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto K, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto L, adjudicado al mismo consorcio.

Durante la confección de la Hoja a escala 1:50.000 de Jicomé se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis y publicaciones monográficas, pero también trabajos de investigación o de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1960), cedidas por el SGN. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG 1997, del Programa SYSMIN).

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 Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, 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 Geológico y Minero 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

Esta Hoja se encuentra situada en el NO de la República Dominicana, 40-45 Km al O de Santiago de los Caballeros, a caballo entre la Cordillera Central y el Valle del Cibao (Fig. 1.1).

Una gran parte del área, quizás la mayor, y la población que le da nombre pertenecen a la provincia de Santiago Rodríguez (antigua Sabaneta). Una pequeña parte del área N corresponde a la de Valverde (Mao) y los bordes S y E a Santiago de los Caballeros. El límite entre las provincias de Santiago Rodríguez y Santiago de los Caballeros es el Río Mao.

La población principal es Monción, con 10,035 habitantes. Se trata de un área poco poblada, con una densidad de 75 habitantes/Km², muy inferior a la media nacional (176) pero superior a la media de la provincia de Santiago Rodríguez (56).

La principal vía de acceso es la carretera que desde Mao conduce a Santiago Rodríguez y en Los Quemados toma un desvío hacia el S, hasta Monción. De aquí surgen pistas o carriles hacia el E (La Celestina, El Rubio, El Corozo, Caobanico), asfaltado recientemente hasta el Río Mao; hacia el O (Gurabo, Clavijo), y hacia el S (Las Mesetas, Jicomé, Corocito).

El relieve de la Hoja es bastante accidentado, con alturas máximas en el borde S (950-600 m), que descienden paulatinamente hacia el N hasta cotas aproximadas de 100 m. El borde S corresponde a la Cordillera Central, pudiéndose establecer un límite aproximado en la cota de 400 m. A continuación, hacia el N, viene una zona de transición con mesetas y valles encajados entre 400 y 150 m, y después, en el borde N, predominio de valles amplios casi planos, que geográficamente se pueden asignar al Valle del Cibao en sentido estricto.

La red hidrográfica corresponde a la Cuenca del Río Yaque del Norte, la más importante de la isla. Este río tiene un caudal medio superior a 65 m³/seg, poco antes de su desembocadura (Estación Palo Verde). El río principal no entra dentro de la Hoja, pero sí algunos de sus principales afluentes: Ámina, Guanajuma, Mao y Gurabo, de E a O; en el borde occidental del plano también está representada la Cuenca del Río Cana, por medio de los arroyos Bellaco, Clavijo, La Peñita y La Rejolla. El río más importante de la Hoja, con bastante diferencia, es el Río Mao, con una superficie de cuenca de 864 Km² y un caudal medio de 20.66 m³/seg. Sus aguas están actualmente reguladas por la Presa de Monción, 3

Km al E de la población que le da nombre. La presa tiene una altura de 119 m y capacidad de 370 millones de m³; además de su papel regulador dará riego a 19,342 Ha, suministrará agua potable y producirá energía eléctrica, con una capacidad instalada de 52 megawatios.

El clima de la isla está condicionado por los vientos alisios, que circulan desde África hasta las Antillas, entrando en la isla por la parte oriental. Este hecho, junto con la topografía, condiciona el clima a nivel local. Así, mientras en la zona oriental del Valle del Cibao el clima es húmedo cálido, con pluviosidad aproximada de 2000mm, evapotranspiración entre 1500-1700mm y temperatura media de 25-26 °C, en la parte occidental es subtropical seco cálido, con una pluviosidad inferior a 1000 mm, evapotranspiración mayor de 1700mm, y temperatura media de 26-27 °C. Sin embargo, en zonas elevadas de la Cordillera Central como en el caso de la mitad S de esta Hoja, las condiciones climáticas son intermedias, con pluviosidad alta como en la zona oriental, pero temperaturas y evapotranspiración más bajas. La máxima pluviosidad se produce en los meses de Mayo y Octubre, y la mínima en Enero y Julio.

La vegetación original formaba parte del bosque subtropical que ocupó casi toda la isla, pero que ha sido prácticamente eliminada. Solo quedan: cedro, cabirma, caoba, roble, pino, ceiba, mangle, jagua, sablito, etc. El bosque seco subtropical está caracterizado por especies vegetales de crecimiento y desarrollo precario (baitoa, candelón, frijolito, guatapaná, roble prieto, guayacán, abrojo, sopaipo, campeche, cambrón, aroma, mangle colorado, mangue prieto, palma cana , palma real, etc.) Muchas de estas especies han sido casi exterminadas, dando paso a una vegetación secundaria, cultivos agrícolas y vegetación herbácea. Las especies secundarias predominantes son: aguacate, piñón cubano, mango, cayuco, guayaba, guácima, tamarindo, roble, samán, higuera y quenepa (González, 2003). En el borde N de la Hoja, donde la sequedad del clima es más acentuada, se ha desarrollado una vegetación predominante de acacia espinosa.

Entre los cultivos destacan: plátano, batata, maíz, tomate, tabaco, habichuela, caña, yuca, lechoza y naranja.

Fig.1.1.

Situación geográfica

Fuera de las zonas de cultivo agrícola bajo riego, los suelos están ocupados por vegetación arbustiva sometida al pastoreo de ganado caprino, vacuno y caballar.

Las principales especies herbáceas son: junquillo, verdolaga, palo de mico, bledo, moroviví, rabo de gato, masambei, cundeamor, yerba amarga, tua tua, escoba dulce, yerba de guinea, cardosanto, guazábara, etc.

Con respecto a la fauna autóctona, muchas especies han desaparecido y hoy se puede hablar de fauna en proceso de extinción, con alto endemismo, como es el caso de aves, reptiles y mamíferos. Las especies más comunes son: cotorra, carpintero, cuervo, cigua palmera, perdiz, guaraguao, pelícano, garza real, bubi, ray congo, cuyaya o cernícalo, petigre, zumbador, barrancolí, rolita, manuelito, jilguero, cuatro ojo, cigüita, paloma turca, lechuza, laura, judío, gaviota, pitanguá, pájaro bobo, puerco cimarrón, jutía, selenodonte, conejo silvestre, culebra sabanera, culebra verde, culebra, culebra jabada, iguana y tórtola. (González, 2003)

En cuanto a los suelos, dentro del área total del Valle del Cibao existen siete órdenes (según la Clasificación Americana), bien caracterizados en sus condiciones químicas, físicas y biológicas: vertisol, entisol, inceptisol, mollisol, alfisol, aridisol e histosol. Existe también aprovechamiento de cultivos por riego de diversos tipos de suelos, como lixiviados, hidromórficos, calcaros y aluviales.

1.3. Marco geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la República Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados: coladas de lavas y brechas, rocas vulcanosedimentarias, calizas micríticas, calizas pelágicas, plataformas siliciclásticas, abanicos turbidíticos, conglomerados continentales, etc. A todo esto hay que sumar la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao, y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos (Fig. 1. 2).

En términos generales la geología de La Española está controlada por tres factores principales:

Fig.1.2. Esquema geológico

En primer lugar por el carácter oceánico de la isla, al menos en las rocas mesozoicas, asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de corteza oceánica sometida a procesos de subducción que provoca, por un lado la presencia de volcanismo de arco de isla, con diversos episodios volcánicos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios; y por otro la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas unida a la escasa anchura de las plataformas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

En segundo lugar la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta productividad biológica de las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas arrecifales y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es igualmente responsable de las altas tasas de meteorización y erosión, que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos.

En tercer lugar la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre traspresivo, que ha afectado a la isla desde su formación y de forma más evidente desde el Paleoceno, va a dar lugar por una parte a una elevada tasa de denudación y por otra a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar asimismo a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

La repartición espacial de este conjunto de materiales es muy heterogénea, pudiendo diferenciarse dentro del área abarcada por el Proyecto una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig.1.3). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros a materiales de cobertera posteriores a las principales fases de deformación.

Fig.1.3. Dominios geológicos

De norte a sur los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes:

Dominio de la Cordillera Septentrional, limitado al norte por el Océano Atlántico y al sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira (Zoeten, 1988). En el área cartografiada, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretáceo Inferior, se encuentra una potente serie de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

Dominio del Valle del Cibao, que abarca un conjunto de materiales de cobertera, estando limitado al sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas, yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional, que constituye el límite norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja en la que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el Valle del Yaque.

El Dominio Ámina-Maimón aflora bajo la discordancia basal del Dominio del Valle del Cibao y probablemente constituye, en gran parte al menos, su zócalo. El límite sur de este dominio coincide con el límite norte de la Zona de Falla de La Española (ZFE). Los materiales representados pertenecen a la Formación Ámina-Maimón, constituida por rocas del Cretácico Inferior de protolito volcánico y sedimentario, caracterizados por presentar un variable grado de deformación esquistosa y metamorfismo sincinemático y nunca se han encontrado al S de la dicha zona de falla. Intercalados en el borde septentrional de la ZFE se localizan lentejones de peridotitas serpentinizadas, que por su posición estructural son correlacionables con la Peridotita de Loma Caribe del sector de Bonaó, situado en el sector SE de la Cordillera Central.

El Dominio de Magua-Tavera tiene su área de afloramiento prácticamente limitada a la Zona de Falla de La Española, y está ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica y con gran espesor, aunque de difícil evaluación, que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, turbiditas, calizas de plataforma y conglomerados fluviales, todo ello con un rango de edades comprendido entre el Paleoceno y el Oligoceno. El sustrato metamórfico está constituido por el Complejo Duarte y la Fm Tireo. La deformación que afecta a las rocas de este dominio es muy heterogénea y de características dúctil-frágil y frágiles, dando lugar a la formación de rocas miloníticas y filoníticas primero, y rocas cataclásticas más o menos foliadas y bandas de harinas de falla después, marcando el progresivo descenso de la temperatura de la deformación y su localización en zonas más estrechas con el tiempo.

El Dominio de la Cordillera Central se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al sur por la Falla de San José-Restauración. Comprende una secuencia magmática de edad Jurásico Superior-Cretácico-Paleógena, constituida por una gran variedad de rocas plutónicas, volcánicas, vulcanoclásticas y sedimentarias que, desde un punto de vista geoquímico y litoestratigráfico puede ser subdividida en 3 unidades principales. En este dominio estructural, gran parte de las unidades fueron deformadas dúctilmente de forma heterogénea y variablemente metamorfizadas, pero preservan en muchos casos las texturas ígneas. De base a techo, esta secuencia está compuesta por: (1) la meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del Complejo Duarte; (2) la secuencia volcánica y vulcanosedimentaria de la Fm Tireo de edad Cretácico Superior (*s.l.*), relacionada con la actividad de un arco magmático que evoluciona desde toleítico a calco-alcalino y en el que intruyen los batolitos tonalíticos de Loma Cabrera y Macutico, con complejos gabroico-ultramáficos de tipo Alaska asociados, así como numerosas intrusiones menores; y (3) los basaltos masivos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte, sobre los que se depositan discordantes las calizas marinas someras de la Fm Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior. Emplazadas tectónicamente a favor de las principales zonas de falla, en el Dominio aparecen también cuerpos lenticulares de peridotitas serpentinizadas.

El Dominio de Trois Rivières-Peralta está limitado al sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniano y el Eoceno Medio-Superior. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales vulcanosedimentarios, calizas pelágicas y de plataforma arrecifal, e importantes depósitos sintectónicos.

El Dominio de la Cuenca de San Juan ocupa la esquina suroeste del área del proyecto. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno Superior (sintectónico con las estructuras que limitan la cuenca por el N y con varias discordancias internas) al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca, pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales.

Además de estos materiales hay que señalar la presencia de una gran diversidad de materiales cuaternarios que llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de algunas Hojas.

La Hoja de Monción se sitúa entre el límite norte de la Cordillera Central de la República Dominicana y el Valle del Cibao. Dentro de esta Hoja están representados, de N a S, los siguientes dominios: Valle del Cibao, Ámina-Maimón, Magua-Tavera, y Cordillera Central.

1.4. Antecedentes

Uno de los primeros trabajos sobre la geología de la isla es el de Cooke *et al.* (1920): "Un Reconocimiento Geológico de la República Dominicana". Pero los primeros datos geológicos proceden de los materiales recolectados en el Valle del Cibao por el capitán de la marina británica T.S. Heneken y estudiados por Sowerby en 1850. El trabajo de Sowerby fue seguido por el de Gabb (1873) que atribuyó todos los fósiles y materiales marinos del Cibao a una única "Formación Miocena".

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios Cordillera Central, Ámina-Maimón y Magua-Tavera es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, "Geología de la Parte Central de la República Dominicana", no publicada hasta 1966 con el subtítulo de "La historia de parte de un arco de isla". En ella define las formaciones Duarte, Maimón y Tireo dentro del Cinturón Intermedio (*Median Belt*), además de otras como Peralvillo y Siete Cabezas que no entran en este Proyecto. Posteriormente Palmer realiza su tesis en 1963, también de la Universidad de Princeton, "Geología del Área de Monción-Jarabacoa", publicada en 1979, donde define las formaciones de Ámina y Magua. A la Formación Ámina la correlaciona con la Formación Maimón, definida previamente por Bowin. Considera que Ámina estaría debajo de Duarte, por las relaciones estructurales y el metamorfismo, aunque el contacto entre ambas formaciones es siempre por falla, a la que reconoce que puede suponer una traslación lateral muy importante y no ser válida la relación anterior. La Formación Magua estaría formada por una secuencia

dominante de conglomerados con brechas basálticas, calizas, areniscas y un miembro local de lavas basálticas (Basaltos de Rodeo). En cuanto a la edad de esta formación se inclina por Maastrichtiano Superior a Eoceno Medio, por la presencia de rudistas.

La primera división estratigráfica de los materiales neógenos del Cibao se debe a los trabajos de Carlota Maury, quien en 1916, durante la invasión americana, condujo una expedición científica a la isla. Maury (1917) diferenció dos “formaciones” nombradas como *Aphera islacolonis* y *Sconsia laevigata*, rectificando en 1919 estos nombres como Formación Cercado y Formación Gurabo. Cooke (1920) introduce los términos de Conglomerado Bulla y Baitoa dentro de la Formación Cercado y Caliza de Mao Adentro y Arcilla de Valverde dentro de la Formación Gurabo. Vaughan *et al.* (1921) modifican el nombre original de Arcilla de Valverde como Arcilla de Mao, denominación que será seguida por los autores subsiguientes. Bermúdez (1949) eleva a rango de Formación los conglomerados de Bulla y de Baitoa, y propone la Formación Mao que incluiría las Calizas de Mao Adentro, la Arcilla de Mao y un miembro superior no nombrado compuesto por “una potente sección de limos arenas y conglomerados”. Palmer (1979) introduce el término de Caliza de Monción, considerándola parte del Grupo Tabera; como se verá más adelante, en realidad esta caliza se sitúa dentro de la Formación Bulla.

Saunders *et al.* (1986) revisan la litoestratigrafía y bioestratigrafía del Neógeno del Cibao en base a numerosas muestras y columnas parciales tomadas fundamentalmente en los ríos Gurabo y Cana. Estos autores dividen la serie en cuatro formaciones que de más antigua a más moderna serían: Baitoa, Cercado, Gurabo y Mao. La Formación Baitoa, de edad Mioceno Inferior-Medio, no aflora en el área del Proyecto K, y la Formación Bulla no es discutida por estos autores, tal vez por considerarla equivalente de La formación Baitoa siguiendo a Bermúdez (1949). Para las formaciones Gurabo y Cercado, cuyo estratotipo no había sido formalmente definido por Maury, estos autores proponen lectoestratotipos en el Río Gurabo, pero como ha podido comprobarse en la cartografía realizada en el presente Proyecto, el contacto entre ambas formaciones en el punto propuesto como límite no es cartográficamente trazable, por lo que deberá ser redefinido.

Vokes (1989) realiza algunas precisiones sobre la litoestratigrafía señalando la no equivalencia de las formaciones Baitoa y Bulla, y planteando la equivalencia lateral entre las formaciones Cercado y Gurabo tal como habían sido redefinidas por Saunders *et al.* (1986) y señalando la continuidad litológica y faunística por encima y por debajo del supuesto límite. Este autor señala también la identidad litológica entre la Arcilla de Mao y las facies

profundas de la Formación Gurabo, rebajando además la edad propuesta por Saunders *et al.* (1986) para la localidad tipo de dicha arcilla y señalado su equivalencia en edad con las arcillas intercaladas con la base de la “Caliza de Mao Adentro” en su sección tipo.

Draper y Lewis en su mapa geológico de la República Dominicana Central (en Mann *et al.*, 1991) introducen el término de Miembro Ayahamas, sin definición formal en el texto y que según la leyenda del mapa sería la parte superior de la Formación Gurabo, constituido por calizas limosas. El topónimo Ayahamas es desconocido en la región mientras que la Loma de Ahuyamas está enteramente constituida por estas calizas, con lo que la denominación original parece derivar de una errata y parece conveniente renombrarlo como miembro Ahuyamas. En realidad en la cartografía de estos autores dicho miembro se dispone entre las formaciones Gurabo y Cercado. Por otra parte el afloramiento del Río Mao denominado por Maury (1917) como “bluff 3” y considerado originalmente como perteneciente a la Formación Cercado, se sitúa inmediatamente por debajo de las calizas del miembro Ahuyamas.

Una contribución general sobre todos los aspectos geológicos de la isla se encuentra en el Special Paper de Mann, P.; Draper, G. y Lewis, J.F., edits. (1991), destacando los trabajos allí incluidos de Draper y Lewis (1991) sobre cinturones metamórficos; Lewis y Jiménez (1991) sobre el Complejo Duarte; Lewis *et al.* (1991) sobre la Formación Tireo; y Dolan *et al.* (1991) sobre cuencas sedimentarias.

Por último, todos los trabajos desarrollados en este Proyecto SYSMIN durante etapas anteriores (Proyecto C de Cartografía Geotemática, 2000) y las publicaciones a que dieron lugar, recogidas en Acta Geológica Hispánica, Pérez-Estaún, A.; Tavares, I.; García Cortés, A. y Hernaiz Huerta, P.P., edits. (2002): Pérez-Estaún *et al.* (2002), Lewis *et al.* (2002), Escuder-Virueite *et al.* (2002), Díaz de Neira y Solé Pont (2002), Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún (2002).

2. ESTRATIGRAFÍA.

En esta Hoja existen materiales que comprenden desde el Mesozoico (Jurásico Superior) hasta la actualidad, correspondientes a los dominios de la Cordillera Central, Tavera-Magua, Ámina-Maimón, y Valle del Cibao. (Fig. 2.1, 2.2 y 2.3)

Desde el Jurásico Superior hasta el Paleoceno-Eoceno predominan secuencias volcánicas básicas, intermedias y ácidas (Complejo Duarte, Fm Ámina-Maimón, Fm Tireo, y tramos basales de la Fm Magua-Inoa). Desde el Eoceno hasta la actualidad se depositan rocas detríticas y sedimentos químico-organógenos (tramos finales de la Fm Magua, y las formaciones Bulla, Cercado, Gurabo, Mao Adentro, y todo el conjunto de depósitos cuaternarios).

En este capítulo se hará una descripción por dominios y formaciones de los distintos tipos de rocas cartografiados, tanto sedimentarias como volcánicas y vulcanosedimentarias, incluyendo las principales características de otros estudios realizados en este Proyecto: petrológicos, geoquímicos, tectónicos, etc.

2.1. Dominio de la Cordillera Central

Ocupa una banda de 100 Km de largo por 40-50 Km de ancho que se extiende por el borde SO de la Hoja de Monción, al S de la Falla de Magua, estando representados el Complejo Duarte y la Formación Tireo, intruidos ambos por el Batolito de Loma de Cabrera. Se trata de la zona axial y más elevada de la isla, coincidiendo, aproximadamente, con el término geográfico de Cordillera Central.

2.1.1. Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior)

Fue Bowin (1960 y 1966) quien primero propuso el nombre de Formación Duarte para designar a las rocas volcánicas básicas metamorfizadas, que se extienden entre Santo Domingo y Jarabacoa. Estas rocas básicas y ultrabásicas formarían parte de la corteza oceánica de la Placa Caribeña (Bowin, 1975). Posteriormente, Palmer (1979) aumentó como Duarte la prolongación en 75 Km al NO de la banda anterior, incluyendo rocas volcánicas básicas con menos metamorfismo (subesquistos verdes), así como algunas facies menores asociadas de tobas básicas vítreas, chert y queratófidos. Para Lewis *et al.* (1983) en lugar

Fig.2.1.

Síntesis geológica

Fig.2.2.

Cortes geológicos

Fig.2.3.

Cuadro estratigráfico

de formación lo denominan Complejo Duarte, que constituiría una isla o meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Montgomery *et al.*, 1994). Para Draper *et al.* (1996), formaría parte de un complejo ofiolítico emplazado tectónicamente sobre el primitivo arco isla caribeño en época pre-Albiano-Aptiano. Mann *et al.* (1991) hacen una división geológica de la isla en doce terrenos, entre ellos el terreno metamórfico de Duarte. Draper y Lewis (1991) sugieren que el Terreno Duarte formó parte de una isla oceánica o montaña marina del Cretácico Inferior, modificado posteriormente por el magmatismo de arco isla del Cretácico Superior-Eoceno. Lewis y Jiménez (1991) hablan de un Complejo Duarte formado por metabasitas, volcanitas ácidas y rocas sedimentarias que representarían la parte superior de una secuencia ofiolítica. Lapierre *et al.* (1997,1999) distinguen, en la región de Juncalito-Jánico-La Vega, la siguiente sucesión: peridotitas serpentinizadas atravesadas por diques de diabasa, coladas basálticas con niveles locales de chert interestratificados, basaltos picríticos-ankaramitas y anfibolitas, interpretando el Complejo Duarte como un fragmento de meseta oceánica generada por una pluma de tipo Galápagos durante el Cretácico Superior. En base a la dudosa atribución de estas rocas al Complejo Duarte y a otros datos geocronológicos, Lewis *et al.* (1999) discrepan de esta interpretación y defienden un emplazamiento tectónico pre-Albiano.

Existen numerosos estudios petrográficos y geoquímicos que apoyan la hipótesis de un origen como isla o meseta oceánica (Donnelly *et al.*, 1990; Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jimenez, 1991; Lapierre *et al.*, 1997, 1999; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002).

Desde el punto de vista geoquímico, los metabasaltos del Complejo Duarte presentan características de tipo E-MORB, como un enriquecimiento en los elementos litófilos de gran radio (LILE) y en las tierras raras ligeras (LREE), así como un empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE) respecto a N-MORB (Lewis *et al.*,2000; Lewis *et al.*, 2002). Sin embargo, Donnelly *et al.* (1990) relacionan el primer estadio del desarrollo del arco isla caribeño con basaltos N-MORB y sedimentación pelágica, así como las series máficas y ultramáficas de la meseta oceánica. Recientemente, Escuder *et al.* (2004, en prensa), por debajo del Complejo Duarte de afinidad toleítica, sitúan la Asociación volcánico-plutónica de El Aguacate, con gabros, diques basálticos y doleríticos y flujos basálticos de afinidad N-MORB, que culminan con niveles de chert ; por debajo de esta asociación se localizaría la Peridotita de Loma Caribe. En este Proyecto las rocas más representaativas del Complejo

Duarte han sido caracterizadas como basaltos de isla oceánica (OIB), con las anfibolitas de La Meseta pertenecientes a series N-MORB y E-MORB.

El Complejo Duarte está compuesto principalmente por metabasaltos, esquistos máficos y anfibolitas, relativamente ricos en Mg, Ni, y Cr, junto con varias litologías relacionables con protolitos sedimentarios, como delgados niveles de chert (Draper y Lewis, 1991; Escuder *et al.*, 2002); también están representados diques de metadoleritas, por lo que en este Proyecto mantenemos la denominación de Complejo Duarte.

Las rocas volcánicas ácidas y vulcanosedimentarias de los alrededores de Jarabacoa, atribuidas por Lewis y Jiménez (1991) a este complejo, así como otras que aparecen sobre el mismo en las Hojas de Monción, Diferencia, Santiago Rodríguez, Jicomé, Loma Cabrera y Dajabón (subcomplejos del Yujo, Yami y Dajabón, para Draper y Lewis, 1991), se asocian en este trabajo a la Formación Tireo, por sus características petrológicas y geoquímicas, como se verá más adelante.

Dentro del área de este Proyecto, el Complejo Duarte aflora al SSO de la Zona de Falla de La Española, en una banda de 65 km de longitud y 10 km de anchura máxima en el extremo oriental (Hojas de Monción y Diferencia). Dentro de la Zona de Falla de La Española constituye el sustrato de la Formación Magua, y se extiende hacia el SSO pero ampliamente intruido por rocas plutónicas básicas (gabros) y ácidas (tonalitas), asignadas a los plutones o batolitos de El Bao y Loma de Cabrera. La banda se estrecha paulatinamente hacia el NO hasta desaparecer en la Hoja de Dajabón, mientras que hacia el SSO debe continuar como sustrato de la Formación Tireo, como se interpreta en los cortes que acompañan al mapa geológico.

Dentro del Complejo Duarte se han distinguido las siguientes litologías:

- Metabasaltos o filitas-esquistos máficos con actinolita/tremolita, clorita y epidota.
- Metabasaltos doleríticos y piroxenitas olivínicas.
- Anfibolitas.

La potencia global del complejo es imposible de establecer, ya que no se conoce la base, pero en todo caso es superior a 1 Km; a nivel regional se consideran espesores del orden de 10 Km.

Los datos geofísicos aerotransportados muestran una fuerte estructuración del Complejo Duarte, y tanto los esquistos verdes como las anfibolitas, presentan anomalías negativas del campo magnético reducido al polo y en la radiometría (Fig.2.4 y 2.5).

La edad de Duarte ha sido controvertida. Bowin (1966) propuso una edad Cretácico Inferior a partir de una datación K-Ar de una hornblendita foliada situada al O de Piedra Blanca. Recientemente, Lapierre *et al.* (1999) han obtenido edades aproximadas de 86 Ma por Ar-Ar sobre anfíboles, que consideran representativas del complejo. En base a la dudosa atribución de estas rocas al Complejo Duarte y a otros datos geocronológicos, Lewis *et al.* (1999) discrepan de esta interpretación y defienden un emplazamiento tectónico pre-Albiano. Las edades obtenidas para las intrusiones máficas-ultramáficas de Loma de Cabrera (123 Ma, K/Ar; Kesler *et al.*, 1991c) y del batolito de la Jautia (121.4 ± 6 Ma Ar/Ar en hornblenda, Hernáiz Huerta *et al.*, 2000), aparentemente establecen una edad anterior para el Complejo Duarte encajante. A partir de un estudio estructural, Draper *et al.* (1999) proponen la obducción de la meseta oceánica, correspondiente al Complejo Duarte y a las rocas ultrabásicas de Loma Caribe, sobre el primitivo arco caribeño, durante el Aptiano-Albiano. En este Proyecto se han obtenido edades de 98.3 ± 1.8 Ma y 129 ± 20 Ma por Ar-Ar en hornblenda, para sendas muestras de las Hojas de Lamedero y Diferencia. La única datación paleontológica existente se localiza en niveles de cherts (con radiolarios) al N de Jarabacoa; corresponde al Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994). En conclusión, la edad atribuida al Complejo Duarte en este trabajo es Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

2.1.1.1. Metabasaltos olivínico-piroxénicos (8). J₃-K₁

Son las rocas dominantes en el Complejo Duarte y se localizan preferentemente en la franja norte de los afloramientos de esta unidad, junto a la Formación Magua. Tienen un color verde oscuro predominante, que varía a verde claro o verde azulado. Pueden ser rocas compactas, masivas, o finamente laminadas y muy esquistosadas. Corresponden a basaltos picríticos, pero lo más frecuente es que debido a la deformación y metamorfismo, las rocas solo se pueden clasificar como filitas o esquistos máficos, provenientes de metabasitas (esquistos anfibólico-sericítico-cloríticos o esquistos de actinolita-tremolita-epidota).

Fig.2.4.

Mapa magnético

Fig.2.5.

Mapa radiométrico

Los minerales principales son piroxenos, olivino, y a veces plagioclasas y/o magnetita. Entre los accesorios destacan abundantes óxidos de Fe-Ti, ilmenita, magnetita y opacos. Las texturas son granoblásticas a porfiroblásticas, lépido y nematoblásticas, sobre todo.

Existen rocas con cuarzo, moscovita y calcita acompañando a plagioclasa y clorita como minerales principales, que parecen responder a la deformación y metamorfismo de una alternancia sedimentaria de niveles siliciclásticos y carbonatados (FC-9013 y 9056). Estas rocas solo se encuentran muy localmente y en afloramientos muy reducidos, que parecen corresponder a finos niveles de condensación con los que culmina la serie basáltica en el fondo oceánico.

La asociación mineral sincinemática con la deformación es de tremolita-actinolita, albita-clorita-epidota, en ocasiones acompañadas de moscovita, cuarzo y opacos, que definen una fábrica planar en facies esquistos verdes de baja T, a la que a veces se superpone otra deformación dúctil-frágil que da lugar a una esquistosidad de crenulación espaciada y a la formación de venillas rellenas de epidota, moscovita y carbonatos. Hay veces en que las texturas deformativas no son lo suficientemente importantes, preservándose las texturas originales, solo afectadas por una alteración o metamorfismo hidrotermal en la facies de subesquistos verdes (prehita-pumpellita).

Algunas muestras (FC-9013 y 9052) corresponden a facies de corneanas (clorítico-anfibólicas en facies de baja T), cuya cristalización estática borra las texturas previas, pero no siempre; a veces se conservan planos de esquistosidad previos, con texturas foliadas porfiroblásticas, granonematoblásticas y granolepidoblásticas, con orientación de cristales de plagioclasa y anfíbol (hornblenda).

En gran número de muestras, por lo que parece ser un hecho general, hay una retrogradación-alteración en facies de esquistos verdes de baja T, que a veces es la única que se observa.

2.1.1.2. Metabasaltos doleríticos y piroxenitas olivínicas (9). J₃-K₁

Corresponden a diques o *sills* de forma estratoide entre coladas y que responden a metabasaltos doleríticos y piroxenitas olivínicas (wehrlitas); es decir, rocas básicas a ultrabásicas. Estos afloramientos, poco frecuentes, de forma estrecha y alargada,

corresponden a rocas masivas de color verde oscuro, más competentes que su encajante. El principal afloramiento se encuentra en el borde S del plano, al E del Río Magua, y diques más pequeños al E de La Meseta, cerca del Río Mao.

La mineralogía de los diques doleríticos está formada por plagioclasa, piroxeno y olivino; estos dos últimos minerales, a veces no son reconocibles sino como ferromagnesianos solamente, en una matriz afanítica de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Los primitivos ferromagnesianos están reemplazados por agregados de clorita, sericita y anfíbol (tremolita-actinolita) debido a un metamorfismo de baja T; también se producen rellenos de calcita y clorita.

En ocasiones no se aprecia la deformación, y las rocas son clasificadas como doleritas con textura ofítica y con una alteración hidrotermal que produce el relleno de pequeños huecos o vesículas, planteándose la duda si pertenecen al Complejo Duarte pero preservados de la deformación, o corresponden a las chimeneas o vías de acceso de los basaltos de la Formación Magua.

Las piroxenitas olivínicas, además de clinopiroxeno y olivino contienen ortopiroxenos y opacos. Las texturas son granudas, holocristalina o porfídica. El olivino ha sido reemplazado por serpentinita (antigorita y talco), y los piroxenos por epidota y clorita.

2.1.1.3. Anfibolitas (10). J_3 - K_1

Estas rocas se encuentran siempre próximas al contacto con intrusiones del Batolito de Loma Cabrera, con gabros o tonalitas, principalmente tonalitas orientadas.

Los afloramientos más extensos se encuentran en el borde SO del plano, en el Paraje La Meseta, donde constituyen una banda con más de dos kilómetros de anchura que comprende la mayor parte del Complejo Duarte, limitado al S por intrusiones de gabros parcialmente orientados. Las anfibolitas se encuentran aquí intruidas por tonalitas y diques aplopegmatíticos. Más al ESE, entre Corocito Abajo y Corocito Arriba, las anfibolitas orlan en varios cientos de metros la intrusión tonalítica, foliada en su borde S, mientras que el borde N, sin foliar, se encuentra fracturado.

El protolito de estas rocas corresponde a basaltos (metabasaltos), pero que han sufrido un metamorfismo dinamotérmico, inducido, en gran parte, por la presencia de intrusivos sin-

tardi a postcinemáticos. Los minerales principales son: hornblenda, tremolita-actinolita, plagioclasa, y a veces epidota y mica blanca. Entre los accesorios, cuarzo, magnetita, ilmenita, esfena, óxidos de Fe-Ti y opacos. Las texturas son nematoblásticas y lepidoblásticas, con fábrica planar o plano-linear. En algunas muestras (FC-9043) existe una facies de contacto sobreimpuesta, reconocida al microscopio pero difícilmente en el campo, que se corresponde con agregados desorientados de hornblenda, mica y epidota, con una retrogradación evidenciada por la cloritización del anfíbol, reemplazamiento parcial de la hornblenda por actinolita-tremolita y alteración sericítica de las plagioclasas. El metamorfismo es de grado bajo a medio; son anfibolitas de baja P y T baja a media y/o corneanas anfibólicas.

En el estudio de geoquímica las anfibolitas del sector de La Meseta se corresponden con basaltos/andesitas subalcalinas, de asignación N-MORB a E-MORB.

2.1.2. Formación Tireo (Cretácico Superior)

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en el área del Proyecto. Concretamente aflora en 9 de las Hojas geológicas, ocupando la mayor parte de las Hojas de Jicomé, Lamedero y Restauración, parcialmente las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera y Arroyo Limón, y muy reducidamente en las de Diferencia y Monción. Litológicamente está constituida por rocas volcánicas y vulcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, existiendo además la presencia frecuente de rocas plutónicas e hipoabisales.

Esta formación se distribuye en una franja de unos 280 Km de longitud por 12 a 45 Km de anchura que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose desde las proximidades de Baní hasta el N de Haití. El límite sur es la Falla de San José-Restauración, y por el norte se extiende hasta la Zona de Falla de La Española. (Ver Fig. 1.2 y 2.1).

El nombre de la formación se corresponde con el de un pueblo y un río próximos a Constanza, donde fue definida por Bowin (1960, 1966) incluyendo gran diversidad de rocas volcánicas lávicas y piroclásticas aflorantes en una extensa área de la Cordillera Central Dominicana. Bowin agrupa dentro de la Fm Tireo una potente sucesión de rocas vulcanoclásticas y sedimentarias de más de 4000 m de potencia, con intercalaciones de flujos volcánicos e intruida por rocas plutónicas y subvolcánicas.

Posteriormente la Formación Tireo ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jiménez y Lewis (1987), Amarante y García (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert *et al.* (1998). Algunos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses JICA/MMAJ (1984) 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 por 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.

La división realizada por Lewis *et al.* (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1984) conjuga otros criterios centrados en la exploración minera. El Proyecto C de Cartografía Geotemática (2000) permitió cartografiar diversas litologías, levantar series completas y establecer varios miembros de esta formación en las Hojas de Constanza, Sabana Quéliz y Arroyo Caña, pero se encontraron también muchas dificultades para distinguir un Tireo Inferior de otro Superior.

La Formación Tireo, tanto por su gran extensión como por su propia naturaleza volcánica, tiene importantes variaciones en cuanto a quimismo de sus productos, texturas y estructuras de los mismos, que se traducen en frecuentes cambios laterales de facies, lo que hace muy difícil o imposible el establecer una columna estratigráfica general para toda la formación. Por ello, en este trabajo se establecen columnas estratigráficas específicas para cada Hoja.

La cartografía sistemática de la formación realizada en el conjunto del presente Proyecto, ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales vulcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies. Así en las Hojas de Restauración, Jicomé y Loma de Cabrera, se puede ver una evolución en sentido NE-SO que se caracteriza por una presencia dominante de términos volcánicos y vulcanoclásticos en el SO, mientras que hacia el NE son rocas epiclásticas principalmente, con intercalaciones sedimentarias y vulcanosedimentarias.

La Fm Tireo es de quimismo calcoalcalino (AICC) ligado al estadio de arco II (Lewis *et al.*, 2002). La geoquímica de este Proyecto muestra que aunque las series predominantes son calcoalcalinas, dentro de esta formación existen diversas series geoquímicas que comprenden, desde el magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático, incluidas boninitas y series intermedias *arc* a N-MORB/E-MORB, a su evolución posterior hacia magmas calcoalcalinos con alto contenido en K.

Las potencias estimadas son inciertas y variables, debido a la propia paleogeografía y a la existencia de numerosas fallas con salto en dirección. Se consideran espesores entre 3000 y 4000 m. para el conjunto de la formación. En esta Hoja sólo se han observado espesores de varios cientos de m.

La edad de la Formación Tireo está comprendida siempre en el Cretácico Superior. Bowin (1966) obtiene una edad de Cenomaniano a Maastrichtiano, en los alrededores de Constanza, edad confirmada en el Proyecto C de Cartografía Geotemática (2000). Otras dataciones de Tireo dan edades desde el Santoniano al Maastrichtiano Inferior (Lewis *et al.*, 1991). Estos mismos autores obtienen una edad Turoniano-Coniaciano? en calizas intercaladas con volcanitas de la Hoja de Restauración; una muestra de estas volcanitas (dacita), datada por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en hornblenda, ha dado una edad de 81.2 ± 8.2 Ma (Lewis y Jiménez, comunicación personal), en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente en 71.5 ± 3.6 Ma y 85.1 ± 4.3 Ma (Electroconsult, 1983). Las dataciones absolutas (Ar-Ar) realizadas en este Proyecto, dos en basaltos y anfibolitas (Hoja de Jicomé) y otra en andesitas (Hoja de Arroyo Limón), ofrecen edades de 89 ± 2.6 , 82.8 ± 1.9 y 69.5 ± 0.7 Ma, respectivamente. En base al contenido en foraminíferos hallado en un afloramiento de metasedimentos situado al NE de la localidad de Dajabón, recientemente, Montgomery y Pessagno (1999) asignan una edad Albiano a Cenomaniano Superior a rocas pertenecientes al Complejo Dajabón. La datación absoluta (Ar-Ar) de una muestra correspondiente a dacitas de este complejo, en la Hoja de Dajabón, muestra una edad de 91.8 ± 2.3 Ma (Cenomaniano).

En la Hoja de Monción esta formación se reduce a varios afloramientos de metavolcanitas ácidas lentejonares de reducidas dimensiones, que quedan colgados en algunas alineaciones de crestas al S de Monción, en los alrededores de la Loma de la Mata del Dajao y entre las poblaciones de Jicomé y Corocito. En detalle puede que estos afloramientos estén formados a su vez por lentejones más pequeños, agrupados aquí ante

la dificultad de su separación detallada. Estos afloramientos son equivalentes a los subcomplejos de El Yujo y Dajabón, pero no han sido diferenciados en las cartografías previas de esta región ni en la literatura geológica.

Aunque en el campo no hemos podido establecer con precisión las relaciones de contacto entre estos afloramientos y el Complejo Duarte, por el contexto regional y los estudios petrográficos se interpreta que se disponen de forma discordante.

2.1.2.1. Metavolcanitas ácidas (14). K₂

Son rocas cuarzofeldespáticas esquistosadas, clasificadas como metabrechas volcánicas y metatobas líticas de composición riolítica.

Están constituidas por cuarzo, plagioclasa, biotita, posible feldespato potásico y fragmentos de rocas ocasionales, como minerales principales. Como accesorios tienen mica blanca, sericita, magnetita, ilmenita y opacos en una pasta o matriz originalmente micro-cristocristalina. Las texturas son hipocristalinas, fanerítica o granuda inequigranular, algo porfídica y esquistosada.

La roca original estaba formada por fenocristales de cuarzo subredondeados, con golfos de corrosión, plagioclasas, microlitos de biotita y fragmentos de la propia roca volcánica. La matriz está reemplazada por un agregado de cuarzo, clorita y sericita orientadas. También hay posibles vacuolas rellenas de calcedonia.

Tienen una esquistosidad grosera que rodea a los fenocristales formando porfiroclastos y aplasta a los fragmentos de rocas, que recristalizan a sericita, tremolita-actinolita y clorita (FC-9040), mientras los esquistos máficos del Complejo Duarte donde encajan, llegan a tener una esquistosidad penetrativa con una crenulación espaciada (FC-9041).

La geoquímica de estas rocas indica que son series de arco calcoalcalinas y en ocasiones también toleitas de arco isla (arc-CC a IAT-CC).

2.2. Dominio Ámina-Maimón

2.2.1. Formación Ámina-Maimón (Cretácico Inferior)

La Formación Maimón fue descrita por Bowin (1960, 1966) y la Formación Ámina por Palmer (1963, 1979).

La Formación Ámina-Maimón consiste en un conjunto de rocas esquistosas, de protolito esencialmente volcánico con intercalaciones sedimentarias, que presentan un variable grado de deformación y metamorfismo, desde rocas relativamente indeformadas con una gran proporción de minerales ígneos relictos, hasta rocas completamente recrystalizadas con una bien definida fábrica planar.

Estos esquistos representan, con la Formación Duarte, una de las dos bandas más metamórficas de la parte central de la Española (Bowin,1960,1966; Palmer,1963,1979), formando el flanco septentrional del Cinturón Metamórfico Intermedio o *Median Belt* de Bowin (1960, 1966) y por extensión de la Cordillera Central.

Afloran en dos segmentos distintos de la República Dominicana, pero nunca se han reconocido al S de la Zona de Falla de La Española:

- El segmento Ámina, al NO (Hojas 1:50.000 de San José de las Matas, Monción, Santiago Rodríguez, Martín García y Dajabón), con una dirección ONO, limitado al sur por la Falla Española, y cubierto al NE por las formaciones discordantes del Terciario-Cuaternario
- El segmento Maimón, al SE (Hojas 1:50.000 de Fantino, Hatillo y Villa Altagracia), con una dirección NO, limitado al sur por la la Falla de La Española y la Peridotita de Loma Caribe, y al NE por el Cabalgamiento de Hatillo con vergencia NE, superponiendo los esquistos sobre diferentes formaciones del Cretácico y Paleógeno.

Palmer, (1963, 1979) fue el primero en correlacionar las formaciones Ámina y Maimón. Posteriormente Draper y Lewis (1982) y Kessler *et al.* (1991a) consideran que estos dos segmentos pertenecen a la misma formación. Draper y Lewis (1982) sugirieron incluir también las rocas metamórficas descritas en la Île de la Tortue (Haití).

Los protolitos de los esquistos Ámina-Maimón son principalmente rocas vulcanoclásticas y volcánicas submarinas, estratificadas, y raras intrusiones someras (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987). Los datos de campo y análisis geoquímicos indican que tanto los protolitos de la Formación Ámina como los de la Formación Maimón son rocas orto como paraderivadas (Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991b). En las rocas menos deformadas de ambas unidades se han reconocido niveles de lavas coherentes y abundantes depósitos volcánicos fragmentarios (metavolcanitas), incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas (metagrauvacas), pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos (metabrechas y metaconglomerados) y, ocasionalmente, calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1966; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991b; Lewis *et al.*, 2000). Draper y Lewis (1991) y Kesler *et al.* (1991b) describen el volcanismo de la Fm Maimón como composicionalmente bimodal, con una característica alteración hidrotermal de fondo oceánico, espilitica, que modifica los contenidos en álcalis y otros elementos.

Los principales depósitos de sulfuros masivos son: Loma Pesada, Loma Barbuito y Cerro Maimón, en el segmento Maimón; en el segmento Ámina los *gossans* auríferos de Cerro Verde (Hoja de Dajabón) y Los Almaceyes-Los Pinitos (Hoja de Martín García) han sido también objeto de intensas investigaciones mineras.

Los datos obtenidos en el Proyecto C de Cartografía Geotemática (2000), han permitido elaborar las siguientes conclusiones (Escuder-Virueete *et al.*, 2002). Los términos máficos (<60% SiO₂) se pueden separar en función de su contenido en TiO₂. Las rocas máficas con bajos contenidos en TiO₂ además suelen tener altos contenidos en MgO y Ni, resultando en una asociación afín a la observada en las primeras rocas de un arco isla primitivo denominadas boninitas. Estas rocas gradan a composiciones con contenidos más altos en TiO₂ asimilables a términos toleíticos más típicos de arcos isla. Las rocas félsicas suelen ser ácidas en composición (>68% SiO₂) con un contenido en Na₂O típicamente superior al 5%. Pese a este carácter ácido la composición de sus elementos traza para muchos de los elementos HFS es muy similar a los tipos N-MORB. Estas características son similares a las observadas en lavas riolíticas de arcos isla del Pacífico Occidental. Sin embargo, la geoquímica de este Proyecto muestra una mayor variedad de series geoquímicas, con boninitas, toleitas (IAT pobres en LREE y Ti), toleitas félsicas, y más raramente esquistos máficos de afinidad calcoalcalina.

La edad de los esquistos de Ámina-Maimón es desconocida. Los niveles de chert han resultado azoicos y los restos (espinas) muy deformados de equinodermos sólo permiten sugerir una posible edad Cretácico Inferior (Donovan, 1995, com. pers. en Draper y Gutiérrez, 1997). Las relaciones cartográficas en el segmento Maimón, sugieren una edad pre-Albiano (Draper *et al.*, 1995, 1996; y Draper y Gutiérrez, 1997), con la caliza de Hatillo bien datada como Albiano, que se encuentra discordante sobre los Esquistos de Maimón y la Formación Los Ranchos.

La Formación Ámina-Maimón y su equivalente lateral la Formación Los Ranchos, representan el volcanismo toleítico bimodal de edad Cretácico Inferior (pre-Aptiano/Albiano), relacionado con la formación del Primitivo Arco Isla Caribeño (PAIC); (Donnelly *et al.*, 1990) y presente en todo el actual arco de isla de las Antillas Mayores (Lewis y Draper, 1990; Horan, 1995; Lewis *et al.*, 1995; Lewis *et al.*, 2002). Además, según datos de este Proyecto, estaría representado el cambio de afinidad toleítica a calcoalcalina, común en la evolución de los sistemas de arco.

Estas rocas han sido variablemente deformadas y metamorfizadas en condiciones de la facies de los esquistos verdes de prehnita-pumpellita (Bowin, 1966).

Las asociaciones minerales asociadas a las fábricas dúctiles miloníticas y deformativas en rocas máficas de cada zona metamórfica, son (Escuder-Virquete *et al.*, 2002):

- Zona I; prehnita, pumpellita, clorita, epidota, albita, mica blanca, cuarzo, calcita.
- Zona II: clorita, actinolita, epidota, albita, mica blanca y cuarzo.

En el segmento de Maimón, como en el Complejo Río Verde, se observó un gradiente metamórfico invertido y de baja P, que se interpretó relacionado con el emplazamiento, en el Cretácico Medio, de una lámina ofiolítica constituida por la Peridotita de Loma Caribe y el Complejo Duarte (Draper *et al.*, 1995, 1996; Draper y Gutiérrez, 1997).

La intensa deformación heterogénea producida por una zona de cizalla dúctil de escala regional, es muy característica de las rocas de la Formación Ámina-Maimón, con adquisición de microestructuras deformativas y fábricas protomiloníticas (Draper y Lewis, 1991; Draper *et al.*, 1995 y 1996; y Draper y Gutiérrez, 1997). Se observan todos los estadios intermedios entre la preservación de las texturas ígneas del protolito y su transposición completa por una penetrativa fábrica plano-linerar (Sp-Lp) (Escuder-Virquete *et al.*, 2002).

Dentro de la Hoja der Monción esta formación se encuentra comprendida en una banda de 22 Km de largo y hasta 7 Km de anchura, localizada siempre al N de la Zona de Falla de La Española y recubierta, parcial o totalmente, a lo largo de su recorrido por los conglomerados de la Formación Bulla y la Formación Cercado. La franja se oculta bajo estos mismos materiales al oeste de Monción, en los alrededores de la población de Gurabo. Su dirección es la misma que las estructuras regionales, ONO-ESE. Dentro de ella se han distinguido los siguientes términos, de mayor a menor representación cartográfica:

- Esquistos verdes cuarzo-albítico-clorítico-sericíticos
- Esquistos y neises cuarzofeldespáticos
- Metabasitas

2.2.1.1. Esquistos verdes cuarzo-albítico-clorítico-sericíticos (11). K₁

Constituyen la litología más abundante. Se trata de rocas bien esquistosadas, color verde claro a gris verdoso cuando están frescas, que pasan a colores pardo-grisáceos por alteración. El tamaño de grano es generalmente fino con variaciones a medio.

Son rocas metamórficas de origen volcánico-volcanosedimentario, tobas finas, cineritas y tufitas ácidas a intermedias (riolitas-riodacitas y andesitas). Muchas de las muestras resultan ser milonitas o protomilonitas con alternancias de capas claras y oscuras, microplegadas.

Como minerales principales tienen clorita, albita, cuarzo, sericita y epidota, a veces acompañadas de actinolita-tremolita, biotita o calcita. Entre los accesorios: circón, ilmenita, apatito, óxidos de Fe y Ti, esfena, opacos, y más raras mica blanca-sericita, calcita, pirita y/o magnetita. Las texturas son lepido-nematoblásticas foliadas, incluso miloníticas.

Localmente estas rocas presentan una alteración hidrotermal o metamorfismo estático, previo a la deformación, ligado a procesos tardi y postmagmáticos que dan lugar a fenómenos de silicificación-sericitización-mineralización (albita, mica blanca-sericita, cuarzo, opacos, etc.).

Estas rocas presentan una fábrica planar o plano-linear muy acusada, producida por deformación dúctil y un metamorfismo en facies esquistos verdes de baja T a subesquistos verdes.

La geoquímica de estas rocas indica que pertenecen sobre todo a series toleíticas de arco con bajo contenido en Ti, con alguna evolución a series calcoalcalinas muy localmente.

2.2.1.2. Esquistos y neises cuarzofeldespáticos (12). K₁

Los niveles o tramos de estas rocas se disponen en bandas estrechas (inferiores a un kilómetro) y lentejones, a lo largo de toda la formación.

Son rocas granudas, medias a gruesas, con fenocristales porfiroclásticos de cuarzo y feldespatos, de tonos claros y con una foliación más irregular que en los esquistos verdes. El origen de estas rocas es volcánico (riolitas-dacitas) que responden principalmente a rocas piroclásticas y en algunos casos a brechas-aglomerados (con fragmentos de las mismas rocas volcánicas y de otras básicas), e incluso a domos subvolcánicos (pórfidos riolíticos).

Estas rocas están formadas por cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, epidota y clorita como minerales principales; circón, ilmenita, apatito, óxidos de Fe y Ti y opacos como secundarios o accesorios. Las texturas son porfiroclásticas y la matriz granoblástica o hipocristalina, a veces microporfídica.

Tienen una fábrica planar definida por la elongación de los porfiroclastos y el alineamiento de epidota y moscovita. En otras ocasiones la deformación es mayor y existe una fábrica plano-linear con albita, cuarzo, clorita, tremolita-actinolita, con texturas *pull apart* sincinemáticas que rodean a los fenocristales, por lo general fuertemente alterados.

En el estudio de geoquímica estas rocas son clasificadas como toleitas félsicas.

2.2.1.3. Metabasitas (13). K₁

Se han distinguido solo dos pequeños afloramientos de estas rocas; uno localizado en el sector norte, junto a la central hidroeléctrica de Monción, en el poblado Bulla, y otro en el sector sur de los afloramientos de Ámina, varios kilómetros al oeste de Monción.

Son rocas de composición basáltica a andesítica pero que han sufrido deformación y metamorfismo. Aparecen intercaladas entre los esquistos verdes a los que pasan paulatinamente al disminuir el tamaño de grano y mezclarse con la serie vulcanosedimentaria general. Tienen color verde oliva a oscuro y tamaño de grano variable,

a veces muy fino, correspondiente a cineritas. La clasificación de estas rocas varía de metabasaltos/metaandesitas a esquistos máficos de anfíbol, clorita y epidota.

Los minerales principales son: clinopiroxeno, anfíbol (actinolita-tremolita) y plagioclasa, junto a clorita, sericita, epidota y calcita. Como accesorios magnetita, opacos y óxidos de Fe y Ti, así como algo de cuarzo. Las texturas son granoblásticas orientadas a lepidonematoblásticas foliadas.

Las muestra tomadas en los dos afloramientos mencionados, muestran idénticas facies metamórficas (esquistos verdes de baja P y T), si bien en el afloramiento más al NE (FC-9069) las texturas son miloníticas-filoníticas, mientras que en el afloramiento del SO (FC-9048) tienen una fábrica planar con aplastamiento moderado, conservándose algunos fenocristales del protolito original; los fenocristales de anfíbol están parcialmente reemplazados por clorita-actinolita-tremolita y otros de plagioclasa pseudomorfizados por epidota. La matriz aparece siempre recristalizada a un agregado de clorita, albita, tremolita-actinolita, epidota y mica blanca.

La geoquímica de estas rocas indica que pertenecen a series toleíticas de arco isla con bajo contenido en Ti (*Low Ti-IAT*) y en algún caso boninitas.

2.3. Dominio Magua-Tavera

2.3.1. Formación Magua-Inoa(Paleoceno-Oligoceno Inferior)

Denominada en un principio Formación Magua (Palmer, 1979) por el Río Magua, a lo largo del cual aparecen los mejores afloramientos. Esta formación se extiende a lo largo de toda la zona del Proyecto dentro de la Zona de Falla de La Española, con anchura comprendida entre 1 y 2 Km; fuera de esta zona existen algunos afloramientos locales al N y NO de Monción.

Se trata de una cuenca que parece estar muy ligada a la actuación de la gran Falla de La Española entre el Paleoceno y el Oligoceno, por el tipo y distribución de sus depósitos, limitados a su zona de falla o en sus inmediaciones. Esta cuenca está rellena por cuatro tipos de materiales:

- Volcanismo básico (basaltos y brechas basálticas)

- Volcanitas ácidas (tobas y cineritas).
- Calizas.
- Conglomerados.

El sustrato de esta formación lo constituyen rocas del Complejo Duarte, de la Formación Ámina-Maimón y de la Formación Tireo, indistintamente, según distintos sectores, pero los contactos observados siempre son por medio de fallas. Debe existir una discordancia angular con las formaciones sobre las que se asienta, toda vez que en Magua no existe una esquistosidad regional.

El término basal de la formación corresponde a los denominados Basaltos de El Rodeo (Palmer, 1979), frecuentemente vacuolares y con fenómenos de espilitización. Sobre estos basaltos se depositan coladas de brechas, también de composición basáltica, tanto de los fragmentos como de la matriz. La potencia de este volcanismo básico es difícil de precisar, por la intensa fracturación, pero se estima que puede llegar a sobrepasar los 1000 metros. No existe ninguna datación de este volcanismo pero por su posición estratigráfica se atribuye al Paleoceno-Eoceno Inferior. Son basaltos alcalinos emitidos en zonas de intraplaca (Ver capítulo de Geoquímica).

El volcanismo ácido de esta formación tiene un desarrollo muy irregular, con manifestaciones muy locales y reducidas que responden a una actividad volcánica poco intensa que da lugar, sobre todo, a productos piroclásticos finos, como cineritas, pero también algunas tobas de composición riolítica. Parecen existir diversas pulsaciones de la actividad piroclástica ácida; una se localizaría entre los basaltos y las brechas basálticas, pero la más importante se localiza a techo del volcanismo básico, en transición a las calizas, formándose a veces rocas mixtas, vulcano-sedimentarias, silíceo-carbonatadas.

Las calizas pueden ser masivas, en bancos o lentejones de escasa potencia, por lo general de varios metros a decenas de metros, pero lo más común son alternancias de niveles calizos interestratificados con limos o lutitas y margas, hasta los mayores lentejones calcáreos métricos y decamétricos. En algunos afloramientos y clastos rodados de calizas se han visto fragmentos de rudistas; este mismo hecho fue puesto de manifiesto por Palmer (1979). Las calizas presentan abundante fauna de foraminíferos planctónicos que ofrecen edades comprendidas entre Eoceno y Oligoceno, con mayor probabilidad del Eoceno Medio-Superior. Una interpretación lógica es que los rudistas fueran alóctonos, heredados de la desmantelación de un Tireo más generalizado sobre Duarte, pero sin descartar que las

propias Calizas de Magua comprendan desde el Cretácico Superior terminal (Maastrichtiano), opinión defendida por Palmer (1979).

Los conglomerados son muy heterogéneos y se disponen en diversos tramos o niveles. Los hay formados casi exclusivamente de cantos de tonalita en una matriz arcósica; otros se componen de grandes clastos de Duarte, de basaltos de Magua, e incluso los hay formados casi exclusivamente por cantos de calizas; lo más normal es que estén formados por cantos bien redondeados y de distinta composición: basaltos, tonalitas, gabros, chert, cuarzo, etc. Son conglomerados poligénicos con gran influencia detrítica. Por lo general el cemento o matriz y los cantos suelen ser de una composición muy parecida. Entre los paquetes conglomeráticos se sitúan niveles o tramos de microconglomerados con areniscas o grauvacas, y más localmente niveles limoso-lutíticos, idénticos a los que se intercalan con calizas, de posible origen turbidítico.

Todos estos tipos de conglomerados están presentes dentro de la Formación Magua, mientras que los conglomerados poligénicos predominan de forma casi exclusiva en el caso del principal afloramiento, entre las fallas de Inoa y Ámina, conocido en la literatura geológica como Conglomerado de Inoa y asignado al Grupo Tavera (Palmer,1979); sin embargo, localmente existen dentro de él olistolitos de rocas volcánicas, lentejones calcáreos y conglomerados más homogéneos, idénticos todos ellos a los representados en el resto de la Formación Magua. Consideramos, por ello, que corresponden a la misma formación.

2.3.1.1. Basaltos (15). P₁-P₂

Constituyen la base de la Formación Magua. Se localizan preferentemente en el borde sur de la formación, en contacto mecánico con metabasaltos del Complejo Duarte, de los que son a veces difíciles de diferenciar, pero en contraste con estos, los basaltos de Magua dan anomalía positiva del campo magnético. En menor proporción se encuentran también en el borde norte, en los alrededores de El Rubio, sobre todo al NO de dicha población.

Generalmente son basaltos piroxénicos vesiculares, en ocasiones espilitizados; también existen niveles o lentejones de tobas basálticas, y más localmente apófisis o diques de doleritas anfibólicas.

Tienen color verde oscuro a pardo-rojizo cuando están alterados, masivos, sin síntomas aparentes de deformación, o en bandas estrechas con orientación manifiesta hasta estructuras milonitizadas.

Los basaltos están formados por piroxeno y plagioclasa como minerales principales, con magnetita, ilmenita, opacos y óxidos de Fe y Ti, como accesorios. Las texturas son hipocristalinas a interseccional o microporfídica, con una alteración hidrotermal superpuesta, no ligada a deformación, que puede ser intensa, de tipo espilitización, o moderada, con reemplazamiento de los minerales ferromagnesianos por epidota, sericita, clorita y opacos, también albitización, epidotización y sericitización de las plagioclasas, así como vesículas rellenas por estos minerales y/o cuarzo.

Las muestras con mayor deformación, que coinciden con corredores locales de cizalla, presentan los minerales ferromagnesianos completamente reemplazados por clorita y anfíbol; el resto de la roca original ha sido transformada en una mesostasia formada por pequeños nematoblastos de tremolita-actinolita, clorita, mica blanca y opacos, asociación mineral diagnóstica de la facies de esquistos verdes de baja T. Las texturas son, en este caso, granolepidoblásticas y nematoblásticas orientadas.

Las tobas basálticas son rocas afáníticas, de grano fino a microcristalino, de color verdoso o rojizo, por la presencia de hematites que la impregnan. Están formadas por cristales rotos de plagioclasa sericitizados y ferromagnesianos (olivino o piroxenos), y fragmentos líticos, así como restos de vidrio.

Las rocas hipovolcánicas (doleritas), están compuestas por un entramado de cristales de plagioclasa y anfíbol verde en una matriz microcristalina de albita, sericita y cuarzo. Se superpone una alteración hidrotermal que produce agregados de epidota, actinolita-tremolita, sericita, clorita y opacos, así como algunos rellenos y parches de epidota, cuarzo, clorita y calcita.

2.3.1.2. Brechas basálticas (16). P₁-P₂

Se extienden a lo largo de toda la franja que constituye la Formación Magua, con una distribución irregular en bandas estrechas o cuñas entre fracturas, e interdigitaciones frecuentes con niveles conglomeráticos y calizos.

La mineralogía es idéntica a los basaltos anteriores, pero con la existencia de numerosos fragmentos angulosos con dimensiones de varios milímetros a decímetros. Estos fragmentos o litoclastos son, por lo general, de composición afín al resto de la roca; otros son de basaltos menos cristalinos, más alterados, e incluso los hay, aunque muy raros, calcáreos, posiblemente bioclásticos. La matriz está constituida por una pasta micro y criptocristalina opaca. Las texturas son intergranulares, hipocristalinas, algo fluidales.

Existe una alteración parcial en algunos fragmentos de la roca que origina el reemplazamiento de plagioclasas y ferrromagnesianos por agregados de epidota, sericita, calcita, pumpellitita, clorita y opacos. Esta misma alteración se presenta rellenando huecos y vesículas.

2.3.1.3. Volcanitas ácidas (16a). P₂

Constituyen afloramientos de reducidas dimensiones, repartidos irregularmente, de los que solo se han representado en cartografía los más significativos e importantes; la mayoría están localizados al S de Monción y al N de Corocito.

Son rocas piroclásticas ácidas, predominantemente de grano fino, tobas riolítico-riodacíticas y cineritas líticas, de cristales o vítreas. Las tobas están formadas por cuarzo, plagioclasa, calcita y opacos como minerales principales, englobados en una pasta de opacos, sericita, clorita y óxidos de Fe y Ti. Con frecuencia se superpone una deformación frágil que genera grietas de extensión rellenas de carbonatos, sericita, cuarzo y arcillas.

Las cineritas tienen como minerales principales cuarzo-calcedonia, plagioclasa, epidota, piroxenos y/o anfíboles y opacos; como accesorios fragmentos de rocas volcánicas, esferulitos, clorita, sericita, carbonatos, chert y vidrio. Algunos fragmentos son de rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Duarte, y otros bioclásticos de fósiles indeterminados. En algunas muestras existen niveles o zonas predominantemente líticos y otros de cristales; también los hay esencialmente vítreos en origen, después desvitrificados a una pasta micro a criptocristalina.

Generalmente estas rocas muestran una laminación o esquistosidad grosera por acumulación de material insoluble, subparalelo al bandeo original y debido a compactación. También existen venas y grietas rellenas de cuarzo y óxidos de Fe, y en otros casos de calcita, ligadas a una deformación frágil.

2.3.1.4. Calizas y lutitas (17). P₂-P₃

Estos materiales se extienden a lo largo de toda la franja de la Formación Magua, sobre todo en una banda de aproximadamente un kilómetro de anchura, inmediatamente al S de la Falla de Inoa, que se subdivide en varias más estrechas e irregulares, con afloramientos pinzados entre fracturas, brechificadas e interdigitadas con los conglomerados de la misma formación. El máximo espesor de calizas se encuentra varios kilómetros al SO de Monción, entre Loma de los Cacaos y el Cerro del Guayabal, donde pueden alcanzar 500 m de potencia.

Por lo general se trata de una alternancia de calizas masivas con limos y lutitas margosas, que se estructuran en capas plegadas irregularmente, con los ejes de pliegues con buzamientos muy variables y los flancos con buzamientos pronunciados, superiores casi siempre a 45°, rotos por fracturas (cizallas). Las calizas son de colores grises, que varían de oscuro a claro o crema. Se trata, en su mayor parte, de calizas bioclásticas (biomicrita o biomicrudita) de corales, algas rojas y foraminíferos, equínidos, ostrácodos o bivalvos.

El grado de deformación es variable, desde brechas más o menos heterogéneas en cuanto a los clastos y la matriz, a otras con aspecto brechoide debido a recristalizaciones parciales en planos o estrechas bandas de cizalla. Presentan, por lo general, una recristalización parcial, que llega a ser intensa en algunos casos, con aparición de superficies estilolíticas.

La interdigitación y/o mezcla de las calizas y los conglomerados es un hecho frecuentemente observable. El conglomerado se nutre de bancos y lentejones calcáreos, y estos vuelven a desarrollarse sobre los paquetes conglomeráticos. Se producen así, brechas y conglomerados heterogéneos, con fragmentos de calizas, limos, fragmentos volcánicos y chert, junto a brechas y conglomerados bastante homogéneos tanto los clastos como la matriz.

Los niveles detríticos que alternan con calizas son arenitas finas, limos arenosos y lutitas; son rocas de carácter mixto terrígeno-carbonatado, con fragmentos de cuarzo, feldespatos, de fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y chert, así como bioclastos, en una matriz arcilloso-calcárea.

Estas rocas tienen una laminación debida a la concentración de minerales insolubles, y en algunos casos neoformación de clorita, mica blanca y sericita finas, lo que a lo sumo indicaría condiciones de anquimetamorfismo.

El ambiente de depósito de las calizas corresponde a plataforma somera arrecifal, más o menos protegida. En el caso de los limos y lutitas el ambiente correspondería al de abanicos submarinos, presumiblemente como turbiditas.

La edad obtenida en los estudios micropaleontológicos estaría comprendida entre el Eoceno y el Oligoceno, posiblemente restringida al Eoceno Medio-Superior, con gran probabilidad, aunque hay que tener en cuenta que no se trata de un depósito sincrónico, sino de diversos niveles y lentejones interdigitados con la serie detrítica de lutitas, arenas y conglomerados, que alcanzan el Oligoceno Inferior. (Tabla 1)

2.3.1.5. Conglomerados de Magua-Inoa (18). P₂-P₃

Sobre los basaltos de Magua, especialmente sobre las brechas basálticas, existen, localmente, tramos o lentejones de rocas con aspecto y composición parecida a los basaltos, pero en los que se observa una estructuración con cantos y matriz; se trata sin duda de un conglomerado con un transporte mínimo, que más bien parecen responder a una simple remoción y/o desprendimientos; se trataría de depósitos sin-eruptivos resedimentados por flujos de masa.

Al S de Monción, junto al contacto por fractura con el Complejo Duarte, existe un conglomerado gris formado exclusivamente por cantos de tonalita hornbléndico-biotítica cataclastizada en una matriz arcósica; los cantos presentan una importante deformación dúctil-frágil y fuerte alteración hidrotermal. La misma fractura está parcialmente rellena de granitoides, más o menos deformados, en otros puntos próximos a lo largo de su trazado. Este conglomerado se interpreta como un *debris flow* ligado a la actuación de la falla, que se intercala hacia el N con niveles arenoso-lutíticos con algunos lentejones calcáreos.

Una muestra tomada en un tramo arenoso del conglomerado más heterogéneo (poligénico), resulta ser una litarenita (grauvaca), con fragmentos de chert y granos de feldespato, matriz arcillosa y algo de cemento calcáreo

Tabla 1

Dataciones micropaleontológicas

Algunas brechas calcáreas están formadas por fragmentos de calizas, limos calcíticos, fragmentos volcánicos y chert en una matriz calcítica-arcillosa.

Lo que se conoce en la literatura geológica como Conglomerado de Inoa (Palmer, 1979), constituye un paquete bastante potente de conglomerados rojizos, localmente grises, que se localizan entre las fallas de Inoa y Ámina. Los cantos están bien redondeados, predominantemente entre 10 y 30 cm., pero pueden llegar a ser casi de 1 m. Son de composición variable, principalmente de rocas ígneas básicas, pero también de granitoides, chert, cuarzo, calizas, etc. No suelen presentar un bandeo claro, aunque éste suele definirse tanto por la disposición de los cantos como por niveles o lentejones arenosos. Por lo general el conglomerado local de tono gris es más fino, mejor clasificado, y con la estratificación manifiesta. El conglomerado rojo correspondería a depósitos subaéreos mientras que el gris sería marino poco profundo (Palmer, 1979; Dolan *et al.*, 1991). Los cambios de color son a veces bruscos e irregulares en detalle, que podrían deberse, en parte, a cambios en las condiciones de depósito entre oxidantes y reductoras; según esto, el conglomerado rojo puede ser también marino de aguas someras muy agitadas.

La potencia estimada para los conglomerados puede alcanzar los 2000 m.

Los conglomerados (Conglomerado de Inoa) pasan lateralmente hacia el E a la Fm Velazquitos del Cinturón de Tavera, preferentemente hacia su parte basal, con algunas paleocorrientes que indican sentido de flujo hacia el N y NE (Dolan *et al.*, 1991).

La edad de los conglomerados, más concretamente del Conglomerado de Inoa, datado por foraminíferos en los niveles arenosos del conglomerado grisáceo, es Oligoceno Inferior (Palmer, 1979).

2.4. Dominio Valle del Cibao

La cartografía realizada en el marco del proyecto K ha permitido redefinir las unidades litoestratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao, modificando la concepción de unidades previamente establecidas y definiendo otras nuevas. (Fig. 2.6)

De más antigua a más moderna las unidades cartografiadas son:

Fig.2.6.

Panel de correlación

- Formación Bulla, incluyendo hacia la base la Caliza de Monción.
- Formación Cercado, modificada para incluir a techo el miembro informal Calizas de Ahuyamas. Mientras el contacto entre los lectoestratotipos propuestos por Saunders *et al.* (1986) se ha revelado como no trazable cartográficamente, el techo de la formación así redefinido sí lo es, pudiendo incluso prolongarse al oeste del límite de afloramiento de las Calizas de Ahuyamas, donde se manifiesta por un cambio neto en el color de alteración de los materiales de la Formación Cercado (pardo) con relación al de la Formación Gurabo (blanquecino). Vokes (1989) ha señalado la existencia de un profundo cambio faunístico coincidente con este límite en la sección del Río Gurabo. Se ha distinguido además, dentro de la formación, un miembro informal inferior predominantemente detrítico y otro superior (o medio) de carácter más margoso.
- Formación Gurabo, redefinida en su base como se ha indicado anteriormente e incluyendo a techo, en el área de Las Caobas, los miembros Areniscas de Las Caobas y Margas de Las Caobas. La denominada Arcilla de Mao, anteriormente considerada como un miembro de la Formación Mao, se ha revelado como una facies particular de la Formación Gurabo no diferenciable cartográficamente y por tanto sin validez como unidad litoestratigráfica.
- Calizas de Mao Adentro, consideradas como una unidad distinta de la Formación Mao, con la que no presentan relación estratigráfica observable. En el futuro deberían ser definidas formalmente como formación, probablemente en el corte del Río Cana, donde se presentan sus mejores afloramientos.
- La Formación Mao queda restringida al anteriormente considerado miembro superior de dicha formación. Esta formación no aflora en la Hoja de Monción.

2.4.1. Formación Bulla. Conglomerados (19) y Caliza de Monción (19a). P₃-N₁¹

Definida en 1920 por Cooke, frente al poblado de Bulla, en un cortado o barranca del Río Mao, y considerada en un principio como de escaso desarrollo lateral; con posterioridad Marcano (1980) la cita en Jánico, San José de las Matas, alrededores de Monción, Santiago

Rodríguez y Dajabón, así como en la parte sur de la Cordillera Central, en San Juan de la Maguana.

El Conglomerado Bulla fue considerado como el miembro basal de la Formación Cercado, al igual que el Conglomerado de Baitoa, pero este con abundantes fósiles marinos y como parte del anterior (Palmer, 1979). En el Conglomerado Bulla, Cooke (1922) cita fósiles marinos de aguas someras sólo en su parte superior, en la localidad tipo. Sin embargo Bermúdez (1949) cita fósiles marinos en algunas lentes de arena dentro del conglomerado. Para Marcano (1981) Bulla es azoico y debe considerarse como una formación propia; para este autor el lugar señalado con fauna marina no corresponde al conglomerado Bulla, sino que se situaría más al norte, en niveles conglomeráticos de la Formación Cercado.

El Conglomerado Bulla es de color gris amarillento a pardo-rojizo y está formado por cantos ígneos fundamentalmente, sobre todo de composición ácida (tonalitas y granitoides), pero también de rocas básicas (gabros y basaltos), así como de cuarzo, pizarras, calizas, y cantos de conglomerados. La mayor parte de los cantos presentan una deformación previa, y son de tamaño muy variable, según su proximidad al área fuente, que suele estar condicionada por fracturas. Se encuentran bloques de orden métrico, hasta de ocho metros, muy angulosos a semiredondeados, hasta cantos centimétricos con matriz arenoso-limosa en proporción variable. Lo más común es que los cantos estén muy alterados.

Los Conglomerados de Bulla se interpretan como depósitos de abanico aluvial o de *fan delta*, con tendencia ligeramente retrogradante. Las facies son las típicas de canales en la franja proximal-media del abanico. Los aportes procederían del sur, pero hacia techo existe una inversión de paleocorrientes que podría deberse a un cambio paleogeográfico, o al retrabajamiento marino por deposición de los abanicos en el mar (*fan delta*).

El espesor observable suele ser de una o varias decenas de metros, pero pueden llegar a 100m. Cooke (1920) cita una potencia de 120 m en la localidad tipo, que correspondería a la máxima potencia observada. Tienen una disposición subhorizontal, ligeramente buzando al N entre 5 y 15°. Por la distribución y forma de los afloramientos, así como otras características estratigráfico-sedimentológicas, se trata de importantes abanicos aluviales con sus ápices y canales asociados, en gran parte, a la reactivación de fracturas. La base del conglomerado está marcada por una fuerte discordancia, apoyándose sobre diferentes

unidades como son el Complejo Duarte y las formaciones de Ámina-Maimón y Magua, incluyendo el Conglomerado de Inoa.

La morfología de abanicos aluviales se aprecia en la cartografía con dos áreas más importantes localizadas en la zona central del plano, a E y O de Monción, con sus ápices en los alrededores de El Rubio y La Meseta, respectivamente.

Al oeste de Monción y norte de Gurabo, en el conglomerado se intercalan lentejones formados por cantos predominantemente calizos, muy coralinos, que terminan constituyendo lentejones de calizas masivas que se intercalan en la serie conglomerática (Caliza de Monción).

En las cartografías previas disponibles, la Caliza de Monción correspondía a un afloramiento único de aproximadamente 3 km de longitud y 1 km de anchura. En este trabajo se ha podido constatar la existencia de dos tipos diferentes de calizas en el mismo afloramiento, separadas entre sí por un paquete de conglomerados tipo Bulla; las calizas inferiores pertenecen a la Formación Magua, presentan un fuerte cizallamiento con una estructuración algo compleja, y las dataciones efectuadas ofrecen una edad Eoceno-Oligoceno; en cambio, las calizas superiores se disponen de forma subhorizontal o ligeramente basculadas hacia el NNE, han sido datadas como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Ver Tabla 1), y son las que deben considerarse como Caliza de Monción, de forma exclusiva.

Generalmente los conglomerados pasan lateral y transicionalmente a las facies más comunes de la Formación Cercado, llegando a desaparecer el conglomerado basal; otras veces el contacto es neto, coincidiendo con superficies de interrupción de la sedimentación.

La edad atribuida de forma generalizada es Mioceno Inferior, pero puede comprender también parte del Oligoceno terminal, edad tradicionalmente admitida de la Caliza de Monción, aunque ésta puede extenderse e incluso limitarse al Mioceno Inferior, según dataciones realizadas durante este trabajo. Las partes altas de la unidad, por encima de la Caliza de Monción o de su discontinuidad equivalente, pasan lateralmente a la Formación Cercado, por lo que deben considerarse de edad Mioceno Superior. Así pues la Formación incluye una discontinuidad, no apreciable cuando la Caliza de Monción está ausente, que abarcaría la totalidad del Mioceno Medio y parte del Mioceno Inferior, así como los tramos más bajos del Mioceno Superior.

2.4.2. Formación Cercado

La Formación Cercado se apoya en contacto conforme o paraconforme sobre la Formación Bulla o en contacto discordante sobre los grupos Magua-Tavera y Ámina-Maimón. La potencia máxima de la Formación es de unos 400-500 m en las Hojas de Mao y Monción, disminuyendo hacia el Oeste para desaparecer en las proximidades de Pepillo Salcedo. Dentro de la formación se diferencian tres miembros informales, uno inferior predominantemente detrítico (Lutitas, limolitas, arenas y conglomerados), un miembro medio de predominio margoso (Margas, limos, arenas, conglomerados y areniscas bioclásticas) y un miembro superior carbonatado (Calizas de Ahuyamas). La falta del miembro inferior en la parte oriental del área de trabajo no significa la falta de depósito, sino un cambio de facies a series menos detríticas y más carbonatadas.

La Formación Cercado refleja la sedimentación de una secuencia granodecreciente en una llanura deltaica compleja que parece evolucionar de proximal a distal de este a oeste y hacia techo. Los canales conglomeráticos y arenosos son básicamente fluviales, aunque localmente pueden presentar influencia mareal (laminación sigmoidal; sector de Martín García y Santiago Rodríguez), o estar retrabajados por el oleaje (laminaciones onduladas y acumulaciones de cantos en láminas; sector Monción). Las facies con estratificación wavy pertenecerían a una llanura mareal mixta. Los niveles ricos en fauna transicional representan ambientes salobres, de *lagoon* y marismas, que evolucionan a medios netamente marinos hacia techo de la unidad: facies deltaicas y de *shoreface* que, en algunos casos, podrían estar sedimentológicamente relacionadas con las formaciones carbonatadas suprayacentes.

2.4.2.1. Lutitas, limolitas, arenas y conglomerados (20a). N₁³

Este miembro detrítico inferior se desarrolla preferentemente al oeste del Río Cana y se acuña rápidamente al este del Río Gurabo, hasta desaparecer dentro de esta Hoja al N de Clavijo, en el paraje Arroyo Seco o Caobanita. Los afloramientos se limitan aquí aproximadamente a 2 Km².

La serie está constituida fundamentalmente por lutitas, limolitas, arenas y conglomerados. Los conglomerados presentan bases erosivas y amalgamaciones y las arenas presentan estratificación cruzada, laminaciones cruzadas y *hummocky* de media escala, así como niveles de cantos residuales. En algunos puntos son frecuentes los restos de fauna marina

somera. En la parte alta de la serie se encuentran areniscas de estratificación sigmoidal con bases canalizadas y limolitas edafizadas. El medio de depósito de la serie se correspondería con una llanura deltaica compleja, evolucionando de proximal a distal de muro a techo y de oeste a este. La relativamente rápida desaparición del miembro basal, por cambio lateral a facies más profundas al este del Río Cana, se puede relacionar con la presencia de un escalón estructural a favor de una falla normal sinsedimentaria afectando a los materiales del zócalo (Accidente de Cana-Gurabo). Este accidente, con una traza norte-sur o tal vez noroeste- sureste, como se verá más adelante, va a representar un factor de control fundamental en la estructuración de la cuenca.

2.4.2.2. Margas, limos, arenas, conglomerados y areniscas bioclásticas (20). N₁³

El miembro medio presenta como litología predominante margas con intercalaciones de limos o areniscas finas, conglomerados y calizas bioclásticas, que se repiten en varias secuencias dando lugar a una serie de alternancias. Estos materiales son los más representados en la mitad norte del plano.

En la Hoja de Santiago Rodríguez existen niveles dentro de la serie con troncos de madera reemplazados por carbonatos, parcialmente ferruginizados, y otros de lignito. En la Hoja de Monción sólo se han visto niveles finos de lignito hacia la base de esta serie en el Arroyo Bulla, y lentejones mínimos de hulla en el borde oriental, en un cortado del Río Guanajuma.

El Accidente de Cana-Gurabo continúa controlando la sedimentación con presencia de facies más someras y menos potentes al oeste de dicho accidente. En las Hojas de Martín García y Dajabón las facies corresponden a medios marinos someros e incluso transicionales, de **lagoon** y marismas, mientras que en la Hoja de Monción los ambientes transicionales se limitan a los metros basales de la serie, formados por conglomerados y areniscas conglomeráticas, que pasan hacia techo a ambientes de plataforma somera y de plataforma profunda, con depósito de margas de cuenca de tonos verdosos y con abundante contenido de foraminíferos planctónicos. Hacia el techo de la serie se produce una nueva somerización con ambientes de plataforma media, representados por margas con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de origen tempestítico. La tectónica sinsedimentaria se manifiesta en la Hoja de Martín García con la presencia de diques clásticos y alguna pequeña falla extensional sinsedimentaria y en la sección del Río Gurabo con la presencia de niveles de sismoevento a techo del miembro, ya notados por Saunders *et al.* (1986).

2.4.2.3. Calizas de Ahuyamas (21). N₁³

Constituyen el miembro Superior de la Formación Cercado, con una potencia máxima de 200 m en la Hoja de Monción, está constituido fundamentalmente por calizas arenosas intensamente bioturbadas y calizas nodulosas, presentando en su parte media una intercalación de carácter más margoso. Los tramos basales son ricos en corales, a veces en posición de vida, y muestran geometrías progradantes en *onlap* sobre las margas del miembro medio; también son abundantes las *ostreas*. En el afloramiento con levantamiento de columna sedimentológica del Río Mao Sur, la base de la unidad está constituida por un montículo de esponjas cubierto en *onlap* por calizas nodulosas. En el corte del Río Gurabo la serie está constituida fundamentalmente por calcarenitas con bioturbación intensa y estratificación cruzada a gran escala, en parte difuminada por la bioturbación, pudiendo interpretarse en este punto como barras de *foreshore-shoreface*. Al oeste del Río Gurabo la potencia de la unidad decrece rápidamente llegando a desaparecer a la altura del Río Cana bajo la paraconformidad basal de la Formación Gurabo, visible en el corte del Arroyo de los Guanos, donde está representada por una superficie endurecida o *hard ground* con fuerte bioturbación y sobre la que se desarrolla un depósito decimétrico de *lag* transgresivo con paraconglomerados de matriz carbonatada y bioturbación intensa.

En conjunto la formación representa una secuencia transgresiva-regresiva, con los niveles de máxima profundización situándose en la parte alta del miembro medio y llegándose a producir una emersión al techo de la serie, con erosión total de las Calizas de Ahuyamas al oeste del Río Cana.

La base de la formación ha sido datada en la sección del Río Gurabo como Mioceno Superior (NN11) por Saunders *et al.* (1986), manteniéndose en el Mioceno Superior el techo de la Formación. Las muestras tomadas en el curso del presente Proyecto confirman dicha edad, con diversas asociaciones de foraminíferos planctónicos (Ver Tabla 1).

2.4.3. Formación Gurabo. Lutitas, limos y arenas calcáreas (22). N₁³-N₂

La Formación Gurabo se apoya en contacto paraconforme o con ligera discordancia cartográfica sobre la Formación Cercado, excepto en el extremo oeste de su área de afloramiento donde lo hace discordantemente sobre materiales del grupo Tavera-Magua y de la Formación Ámina-Maimón. La potencia máxima en el extremo oeste del área cartografiada podría llegar a superar los 300. Al igual que sucedía con la Formación

Cercado, el depósito de esta formación está controlado por el Accidente de Cana-Gurabo, con facies muy distintas a uno y otro lado de dicho accidente. Al este del Río Gurabo la formación está compuesta, de modo casi exclusivo, por margas de cuenca con abundantes foraminíferos planctónicos y colores gris verdosos en fresco, con alteración blanquecina. La macrofauna en esta facies es prácticamente inexistente y se reduce a algunas hiladas milimétricas de acumulaciones de bivalvos de concha fina y pequeños gasterópodos, mientras que los foraminíferos planctónicos son muy abundantes (Ver Tabla 1). Localmente existen finos niveles o lentejones de limos o arenas calcáreas.

Al oeste del Río Cana la formación presenta litologías más variadas, con predominio todavía de margas, pero entre las que se intercalan calizas arrecifales, calizas nodulosas y limolitas calcáreas; en el extremo oeste de su área de afloramiento, en las proximidades de Pepillo Salcedo, llegan a aparecer intercalaciones detríticas con tramos métricos de arenas con estratificaciones cruzadas, e incluso, algunos niveles decimétricos de conglomerados. En general las facies son más someras cuanto más al oeste, habiéndose llegado a detectar raíces de manglar en la Hoja de Pepillo Salcedo, donde las facies son prácticamente idénticas en la zona norte y la zona sur, indicando una ausencia de gradiente batimétrico en esta dirección. Los arrecifes parecen corresponder a arrecifes costeros, estando asociados a ambientes de marisma, al menos en la Hoja de Pepillo Salcedo. En la sección del Río Gurabo se detectan facies de prodelta-talud en consonancia con la actuación del Accidente de Cana-Gurabo.

En las proximidades del Río Gurabo, en la Hoja de Mao, se ha identificado a techo de la serie dos miembros informales denominados como areniscas y margas de Las Caobas. Estos miembros no entran en la Hoja de Monción.

2.4.4. Formación Mao Adentro. Calizas bioclásticas (23). N₂

En la Hoja de Monción aflora de forma mínima, inferior a medio kilómetro cuadrado, en el borde N, al NE de Martínez, en Loma de Sabana Grande.

Dentro de esta formación a nivel regional existen dos facies, una de calizas porosas bien estratificadas y otra de calizas masivas. La base de la formación se interdigita con la Formación Gurabo en la mayor parte de la Hoja de Mao, mientras que cuando se apoya sobre los miembros de Margas y Areniscas de las Caobas presenta en su base un tramo de unos 3-5 m de espesor de calizas arenosas conglomeráticas con intensa bioturbación, entre

la que destacan los tubos verticales de *clavagellidae*; esta facies puede interpretarse como correspondiente a una superficie de inundación marina con retrabajamiento de materiales de la formación precedente. Al oeste del Río Cana la unidad reposa sobre la Formación Gurabo, probablemente mediante una paraconformidad, que dada la escasez y mediocre calidad de los afloramientos no ha podido ser observada en el campo.

Los afloramientos de la unidad, que se presenta muy recubierta por vegetación, son por lo general muy mediocres, siendo el mejor con diferencia el del Río Cana, al que Saunders *et al.* (1986) atribuyen una potencia de 340 m. El afloramiento estratotípico original en Mao Adentro se encuentra en la actualidad prácticamente cubierto y comprendía únicamente unos 20 m de la base de la formación, en tránsito a la Formación Gurabo. Vokes (1989) ha propuesto como estratotipo alternativo de la formación un corte en la carretera de Mao a Los Quemados que en realidad representa una interdigitación dentro de la Formación Gurabo. El techo de la formación no aflora en ningún punto, siendo el contacto con la suprayacente Formación Mao siempre de naturaleza tectónica. En base a los datos de campo y los cortes geológicos, se puede estimar una potencia máxima aflorante de unos 400-450 m.

Las calizas porosas, de tonos beige en afloramiento, están constituidas fundamentalmente por fragmentos de corales y algas rodofíceas, y, en mucha menor proporción, restos de gasterópodos y bivalvos, que por lo general aparecen en forma de moldes. Se presentan estratificadas en capas de potencia decimétrica con estratificación gradada positiva, estando formadas las bases de las capas por *rudstones* bioclásticos que pasan a techo a *grainstones* de grano progresivamente más fino y que suelen presentar un mayor grado de contaminación detrítica. El cemento de las calizas es fundamentalmente micrítico, si bien estas se presentan frecuentemente recristalizadas.

En las secuencias de la base de la formación, en el tránsito con la Formación Gurabo, la parte superior de los ciclos está ocupada por margas semejantes a las de dicha formación. Este tránsito es bien visible en la carretera de Mao a Los Quemados, donde afloran sobre margas de la Formación Gurabo una serie de cuerpos calcareníticos y bioclásticos de debritas coralinas, que se intercalan con las margas y se acuñan en *onlap* hacia el sur. La composición bioclástica de los cuerpos y su interdigitación con margas de cuenca, sugiere un sistema de canales en un talud arrecifal, y la regular inclinación y paralelismo de las superficies de truncación apunta a una génesis inicial por fracturación, posiblemente en relación con movimientos precursores de la Falla de Mao. En general esta facies puede interpretarse como depósitos de talud arrecifal progradante hacia el este y hacia el norte.

Las calizas masivas presentan condiciones de afloramiento muy deficiente, estando intensamente karstificadas y cubiertas por vegetación. Parecen estar constituidas básicamente por calizas arrecifales con corales en posición de vida entre las que puede intercalarse algún tramo bioclástico de facies pararrecifales. En conjunto puede interpretarse esta facies como un arrecife progradante hacia el este sobre las facies de talud arrecifal.

Las muestras micropaleontológicas tomadas en el marco del presente Proyecto han resultado banales desde el punto de bioestratigráfico, proporcionando asociaciones con *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Globigerina* sp. y *Globigerinoides* sp., entre otros, que no permiten precisar su edad más allá de certificar su edad pliocena. La base de la formación ha sido datada por Saunders *et al.* (1986) como Plioceno Inferior en las secciones de los ríos Cana y Gurabo, mientras que Vokes (1989) en el Río Mao (Mao Adentro) identifica el tránsito Plioceno Inferior- Plioceno Medio en los niveles de tránsito con la Formación Gurabo. Las dataciones más altas realizadas en la formación por Saunders *et al.* (1986), en el Río Cana, a unos 30 m por debajo del techo aparente de la unidad, indicarían una edad NN15, todavía en el Plioceno Medio. Los datos paleobatimétricos obtenidos por Saunders *et al.* (1986) para las facies de talud, en base a paleoecología de foraminíferos, indican una profundidad ligeramente superior a los 100 m.

2.5. Cuaternario

2.5.1. Terrazas altas, medias y bajas (24, 25, 28). Q₁³-Q₄

Son depósitos aluviales antiguos de gravas y arenas, fundamentalmente, así como cierta fracción limoso-arcillosa que puede constituir algunos niveles preferenciales.

Las terrazas altas son las más antiguas, encontrándose localizadas al E de Monción, a cotas de 200-250 m, y al N de Cercado y Martínez, a cotas de 115-165 m. Se disponen discordantemente sobre las formaciones Bulla y Cercado.

Existen terrazas a cotas superiores de las citadas en las márgenes del Río Mao y de algunos arroyos importantes, pero son demasiado pequeñas para representarlas en el plano y difíciles de correlacionar, por lo que se han englobado con los fondos de valle.

Las terrazas medias se encuentran localizadas a ambos márgenes del Río Mao, a partir del poblado de Bulla hacia el N, a cotas entre 150 y 90 m, y con un escarpe de 2-4 m sobre las terrazas bajas.

Las terrazas bajas, que por sus características geomorfológicas también se pueden considerar como llanuras de inundación, se encuentran también junto al Río Mao desde Bulla hacia el N, con resaltes de 3 a 5 m sobre el aluvial actual del río (fondo de valle). Estas terrazas están más desarrolladas en las poblaciones de Hato Viejo y Cercado, que en parte se asientan sobre ellas, y constituyen, junto con las terrazas intermedias, las mejores tierras de cultivo.

Las terrazas altas y medias se asignan al Pleistoceno, mientras que las terrazas bajas se consideran del Holoceno.

2.5.2. Conos de deyección (26). Q₁³

Son depósitos aluviales de gravas, arenas y arcillas, de morfología semicónica, que se localizan en la desembocadura de algunos arroyos con el Río Mao o en sus proximidades (desembocadura actual o antigua sobre terrazas), como pequeños abanicos aluviales, equivalentes a las terrazas medias, sobre todo, y altas, pero con distinta morfología.

Estos depósitos corresponden a épocas en que las pendientes de estos arroyos eran más fuertes que las actuales, encontrándose ahora los depósitos excavados por los cauces de esos arroyos (de los Ozúa, Bulla y Damajagua).

La edad atribuida a estos depósitos es Pleistoceno.

2.5.3. Glacis (27). Q₁³

Se localizan en la parte norte-central del plano, en la transición entre importantes relieves calcáreos (Loma de Ahuyamas) y la llanura aluvial del Río Mao.

Son depósitos de arcillas y arenas con cantos, en este caso calcáreos, fundamentalmente, de las Calizas de Ahuyamas.

Tienen una morfología casi plana, con ligera pendiente hacia el N y NE, hacia el Río Mao. En su cota más alta enlazan con coluviones que bordean los relieves más pronunciados, y en su cota inferior con depósitos subhorizontales de aluvial-coluvial y terrazas o fondos de valle.

El origen de estos depósitos parece deberse al enrasamiento de los coluviones y posible anastomosamiento de abanicos aluviales.

La edad asignada es Pleistoceno.

2.5.4. Fondos de valle (29). Q₄

Son depósitos de gravas, arenas y arcillas correspondientes a los cauces y depósitos más recientes o actuales de los ríos y arroyos principales. Los más desarrollados corresponden a los ríos Mao, Guanajuma y Ámina, con sus principales afluentes, y con menor desarrollo en los ríos Magua y Gurabo; también destacan estos depósitos en los arroyos Clavijo y Bellaco, en el borde NE del plano.

Hay que señalar, que con excepción del Río Mao al N de Bulla, estos depósitos no son continuos, sino que generalmente alternan tramos con predominio de afloramientos rocosos o con depósitos aluviales. Por otra parte, en los cursos altos de muchos ríos y arroyos existen pequeñas terrazas colgadas en una o ambas márgenes y erosionadas en el cauce, que indican un encajamiento reciente e importante del conjunto de la red fluvial; estas pequeñas terrazas, no representables individualmente, se han englobado con los fondos de valle.

El espesor de estos depósitos es escaso y muy variable, generalmente de 1-2 m, y su edad corresponde al Cuaternario más reciente u Holoceno, a excepción de las pequeñas terrazas degradadas, que corresponderían al Pleistoceno.

2.5.5. Aluvial-coluvial (30). Q₄

Son depósitos heterogéneos que ocupan zonas relativamente altas y planas, constituidos por arcillas con cantos.

La génesis de estos depósitos está influenciada por diversos factores: alteración, edafización, aterrazamiento artificial y labores agrícolas, etc. Se localizan junto a las poblaciones más importantes (Monción, Cacique y El Rubio).

2.5.6. Coluviones (31). Q₄

Son depósitos de arcillas y arenas con cantos y bloques que pueden alcanzar varios metros de diámetro. Los cantos son de naturaleza variada, mientras que los bloques son calcáneos (calizas bioclásticas).

Estos depósitos están localizados próximos al borde N y NE del plano, junto a relieves que rompen con fuertes pendientes, en gran parte de origen estructural, con fallas que parecen haber tenido un rejuogo reciente. Nos referimos a las faldas septentrionales de la Loma de Ahuyamas, Loma los Helechos o La Sierresita, Loma de Caracol y Mal Nombre, esta última en el borde oriental del plano.

3. ROCAS INTRUSIVAS Y FILONIANAS

En este capítulo se hace una breve descripción de los afloramientos de este tipo de rocas que han sido cartografiadas en la Hoja de Monción, así como un pequeño resumen de sus principales características, según los estudios realizados en este proyecto. En los capítulos de Petrología y Geoquímica, y Tectónica y Metamorfismo, se realizará una descripción más exhaustiva y específica.

En la Isla de La Española las rocas intrusivas afloran principalmente en una banda discontinua que se localiza dentro del Dominio Central, con dirección ONO-ESE, desde el Macizo de Limbé en el NO de Haití hasta el Macizo de Medina, al S de la República Dominicana. Existe otra alineación menos importante, de dirección E-O, formada por los intrusivos de Hatillo, Cevicos y El Valle. (Ver Fig.1.2)

Los diferentes cuerpos intrusivos tienen dimensiones muy variables, desde simples *stocks* locales, plutones individualizados, o grandes batolitos, aumentando progresivamente el grado de complejidad y variedad de facies petrológicas. Algunos cuerpos intrusivos se encuentran foliados, principalmente de composición tonalítica, e intruyen en el Complejo Duarte y en la Formación Tireo; otros de composición básica (gabros) orientados o foliados, solo se han visto dentro de la Fm Duarte.

Además de los cuerpos intrusivos (ultrabásicos-básicos a ácidos), existen los correspondientes cortejos filonianos, representados por una compleja red de diques.

Los datos petrológicos, geoquímicos y, en menor medida, geocronológicos, son parciales y heterogéneos a escala de la Española. Si la geoquímica de los elementos mayores es bien conocida, la de los elementos traza y los datos isotópicos no lo son. Solo el Batolito de Loma Cabrera, que fue objeto de dos tesis (Feigenson, 1978 ;Cribb, 1986), se estudió con más detalle. Casi todos los macizos han sido datados pero, dado que los métodos son heterogéneos y a veces inapropiados, antes de describir las facies encontradas en cada Hoja conviene hacer una síntesis crítica y actualizada de las edades de estos intrusivos.

3.1. Dataciones absolutas de rocas ígneas

3.1.1. Dataciones previas

En la Tabla 2 se muestra una síntesis bibliográfica de las dataciones efectuadas sobre el conjunto de rocas ígneas.

Uno de los mayores problemas encontrados para analizar los datos bibliográficos, es que a menudo se tiene poca información sobre la naturaleza de las muestras e informaciones muy pobres en cuanto a la descripción de las técnicas analíticas. Por otra parte, los datos existentes resultan de técnicas analíticas diversas y no siempre fáciles de comparar o utilizar. A título de ejemplo, se dataron algunas muestras por Rb-Sr lo que no es fácil ni deseable para las rocas de edad Fanerozoica. Otras dataciones son por el método de K-Ar sobre roca total, mucho menos fiable que su equivalente con separación mineral. El método Ar-Ar se ha utilizado con separación mineral en un gran número de muestras. Parece que siempre se trata de medidas por fusión directa y no por calentamiento gradual creciente. El método por fusión directa plantea los mismos problemas de interpretación que el método K-Ar. En el anterior proyecto Sysmin (2000), se dataron dos muestras por U-Pb sobre circón (vía disuelta). La ventaja de este método en relación con los precedentes radica en la gran resistencia del zircón a los eventos metamórficos.

Un análisis somero de estos datos, sistematizados por litologías, ofrece los siguientes resultados:

3.1.1.1. Intrusivos básicos

Las muestras (10) corresponden a gabros, hornblenditas y anfibolitas están tomadas en tres macizos del borde N de la Cordillera Central:

En el Batolito de Loma Cabrera se obtienen edades por el método K-Ar de 123 Ma (Kessler *et al.*, 1977) y de 123 y 97 Ma por Ar-Ar (Cribb *et al.*, 1989).

En el Macizo de La Jautía (Hoja de Arroyo Caña), por Ar-Ar, 112 Ma (Sysmin, 2000).

Intrusión de Piedra Blanca (Hoja de Arroyo Caña), 87 Ma por Ar-Ar (Sysmin, 2000) y 123 Ma por K-Ar (Bowin, 1975)

Tabla 2.

Dataciones absolutas previas

3.1.1.2. Intrusivos tonalíticos

Pueden ser foliados o no foliados. De los foliados existen 6 muestras, todas ellas fuera del área de este Proyecto. Los resultados más fiables ofrecen edades aproximadas de 92, 90 y 85 Ma, analizadas por K-Ar, U/Pb y Ar-Ar, respectivamente (Bellon *et al.*, 1985; Sysmin, 2000).

Las tonalitas no deformadas son los intrusivos más representados y afloran a todo lo largo de la Cordillera Central, desde el macizo de Limbé en Haití, hasta el macizo de Medina al SE de Santo Domingo. La mayoría de las dataciones absolutas disponibles (34) provienen de estas tonalitas no deformadas. De todas ellas, ocho edades K-Ar sobre roca total provienen de macizos dispersos a lo largo de la Cordillera Central. Los resultados obtenidos varían de 41 a 103 Ma sin organización espacial alguna. Además existen tres edades obtenidas por Rb-Sr (Feigenson, 1978) comprendidas entre 50 y 92 Ma; considerando las restricciones señaladas acerca de esos métodos, estos valores deben ser tomados con precaución.

- *Batolito de Loma Cabrera*

Existen dos valores obtenidos por Feigenson (1978) por Rb-Sr en biotita y roca total, respectivamente, de 88 y 92 Ma. Kessler *et al.* (1991c), por K-Ar sobre hornblenda, obtienen edades aproximadas de 69 y 49 Ma en dos muestras. Cribb *et al.* (1989) obtuvieron edades Ar-Ar sobre biotita y hornblenda en las tonalitas; las edades sobre biotita presentan variaciones entre 49 y 75 Ma, aproximadamente, mientras que las obtenidas sobre hornblenda son notablemente más antiguas y homogéneas, comprendidas entre 84 y 86 Ma, aproximadamente. La temperatura de cierre del sistema es más elevada para la hornblenda que para la biotita, por lo que estas edades sugieren la presencia de dos eventos térmicos: la intrusión de las tonalitas entre 92 y 69 Ma, sobre todo alrededor de 85 Ma (Santoniano) y un segundo evento que abrió el sistema de las biotitas en una edad máxima de 49 Ma.

- *Macizo de El Bao*

Kessler *et al.* (1991c) obtuvieron edades K-Ar sobre biotita (33 y 49 Ma) y en hornblenda (68 y 70 Ma). De nuevo las dos edades sobre biotita son más jóvenes que las obtenidas sobre hornblenda, lo que sugiere la presencia de dos eventos térmicos.

- *Macizo de El Río*

Bowin (1975) obtuvo una edad de 86 Ma por K-Ar sobre hornblenda concordando con las edades obtenidas en el batolito de Loma Cabrera.

- *Macizo de La Jautía*

Hay dos pequeños cuerpos agrupados bajo el nombre de La Jautía. Tres edades obtenidas por técnicas diferentes son muy parecidas: 81 ± 2 Ma obtenida por K-Ar sobre Biotita (Kesler *et al.*, 1991c), $87,6 \pm 0,3$ Ma por U/Pb sobre circón y $88,3 \pm 6,3$ Ma por Ar-Ar sobre Hornblenda (Hernaiz Huerta, 2000).

- *Macizo de Medina*

Kesler *et al.* (1991c) obtuvieron dos edades K-Ar sobre biotita de 80 y 81 Ma.

3.1.2. Dataciones absolutas obtenidas en este Proyecto

Durante este Proyecto K (y también en el L) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, se ha llevado a cabo un amplio muestreo, representativo de cada uno de los principales conjuntos magmáticos y metamórficos. Así, del conjunto de muestras escogidas en el campo para dataciones absolutas, dentro del Proyecto K, su estudio petrográfico permitió seleccionar 38, en las que se han realizado 44 dataciones. Las técnicas utilizadas comprenden el método Ar-Ar, realizado por el calentamiento escalonado de separaciones minerales, así como el método U-Pb sobre circones. Algunas muestras han sido analizadas con las dos técnicas. Al final, de los 44 análisis, 33 han permitido la obtención de edades absolutas (7 con U-Pb y 26 con Ar-Ar) y 9 han resultado negativas.

El esquema de situación de las muestras, con las técnicas utilizadas, se muestra en la Fig. 3.1, mientras que el conjunto de los 44 resultados está resumido en la Tabla 3.

La descripción de las técnicas analíticas, los diagramas de los resultados isotópicos con las edades *plateau* y las isocronas (método Ar-Ar), así como los diagramas de concordia (método U-Pb), se pueden consultar en los informes complementarios correspondientes.

Fig.3.1.

Esquema situación de dataciones absolutas del Proyecto

Tabla 3.

Dataciones absolutas del Proyecto

A continuación se comentan las edades obtenidas para cada conjunto litológico.

Formación Amina-Maimón

Las cuatro muestras de esquistos verdes y metarriolitas tomadas en la Fm Amina-Maimón en las Hojas de Martín García y Monción, no han permitido datar esta formación, debido a la ausencia o poca cantidad de minerales datables.

Complejo Duarte

Las 7 muestras de este complejo procesadas para dataciones absolutas; se reparten así :

- Hoja de Santiago Rodríguez : anfíbolitas 01JE04J75 y 01JE9013, así como la diorita de El Pino (01GS9233) posiblemente relacionada con el C. Duarte ;
- Hoja de Monción : anfíbolita FC9102;
- Hoja de Jicomé : anfíbolita FC9063;
- Hoja de Diferencia : anfíbolitas 07JE04J45 y 07JE04J46.

La anfíbolita FC9102 de la Hoja de Monción y la anfíbolita 01JE9013 de la Hoja de Santiago Rodríguez no han dado una fracción datable; las edades obtenidas en el resto de las muestras presentan una variabilidad muy grande, desde 45 Ma hasta 123 Ma, y por lo general son poco fiables.

Las edades de 43.4 ± 7.0 Ma (JE04J46) y 91 ± 19 Ma (JE04J45) obtenidas en las anfíbolitas de la Hoja de Diferencia, representan edades integradas sobre los valores del conjunto de los *plateaux*. Las muestras JE04J75 (Hoja de Santiago Rodríguez) y FC9063 (Hoja de Jicomé) presentan una edad *plateau* bien definida, a pesar de un ligero exceso de Ar en los primeros escalones del calentamiento de la muestra FC9063, y las edades de 74 ± 1.7 Ma (JE04J75) y 82.8 ± 1.9 Ma (FC9063) son representativas de la edad de las hornblendas. Estas hornblendas son nematoblastos o marcan la lineación en las anfíbolitas miloníticas, por lo que estas edades podrían ser las de picos térmicos del metamorfismo y por tanto de la deformación, y/o edades de *reset* ligadas a la intrusión del Batolito de Loma Cabrera.

Para la diorita de El Pino, posiblemente relacionada con el Complejo Duarte, se sospecha un exceso de Ar. La edad obtenida por isocrona inversa es 122.3 ± 7.7 Ma, de acuerdo con la

edad de 123 ± 1.8 Ma obtenida anteriormente con el método K-Ar sobre una muestra del mismo macizo (Kesler *et al.*, 1977).

En conclusión, la edad Eoceno (43.4 ± 7.0 Ma) de la anfibolita JE04J46 de la Hoja de Diferencia parece poco fiable. Las edades de 74 ± 1.7 Ma y 82.8 ± 1.9 Ma (JE04J75 y FC9063) representan probablemente edades de *reset* ligadas a la intrusión del Batolito de Loma Cabrera. La edad más antigua de 123 Ma, aunque todavía poco segura, podría representar la edad más antigua conocida actualmente para el Complejo Duarte, siendo el protolito todavía más antiguo.

Batolito de Loma Cabrera

Ocho muestras del batolito de Loma Cabrera han sido datadas para método Ar-Ar :

- Hoja de Santiago Rodríguez : tonalita foliada, en zona de falla (01JE9015)
- Hoja de Loma de Cabrera : tres gabros (FC-9065, JE-04J83, FC-9058), una tonalita hornbédica foliada (FC-9061) y una tonalita no foliada (FC-9054)
- Hoja de Jicomé : una diorita cuárcica (01JE9010);
- Hoja de Monción : un gabro con horblenda-piroxeno (12FC9097)

- *Gabros:*

Las muestras FC-9065 y 12FC9097 no se han podido datar. Las muestras de gabros JE-04J83 y FC-9058 (Loma Cabrera) presentan edades de 83 ± 9.2 Ma y 105.4 ± 5.8 Ma obtenidas a partir de un pseudo *plateau* .

Aunque la edad de 105 Ma apoya las observaciones de campo, mostrando que los macizos gabroicos son anteriores a las tonalitas, la edad de 83 ± 9.2 Ma coincide bien con todo el magmatismo tonalítico del BLC y podría corresponder a un *reset* debido a dicha intrusión.

- *Intrusivos tonalíticos–cuarzodioritas:*

La muestra de diorita cuárcica 01JE9010 (Hoja de Jicomé) no ha permitido la obtención de una edad *plateau*. La edad obtenida por isocrona inversa sobre hornblenda está mal definida en 65.1 ± 6.5 Ma.

La tonalita « común » FC-9054 (Hoja de Loma de Cabrera) presenta una edad *plateau* de 87.9 ± 2.5 Ma sobre hornblenda, mientras que los ensayos sobre biotita no han sido concluyentes (exceso de Ar). Esta edad coincide con las ya conocidas del batolito de Loma Cabrera y corresponde a la intrusión de las tonalitas.

Las facies foliadas presentan edades muy diferentes. La tonalita hornbléndica (FC9061) de la Hoja de Loma Cabrera, da una edad *plateau* de 100.9 ± 2.2 Ma, pero con un probable exceso de Ar. La tonalita foliada (01JE9015) de la Hoja de Santiago Rodríguez, da una edad *plateau* de 73.9 ± 0.48 Ma sobre Hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma (Santoniano) sobre biotita. Esta última edad podría corresponder a la edad de un episodio de deformación marcado por la neoformación o el *reset* post-intusivo de minerales máficos.

- Intrusión tonalítica en la Fm Magua

La muestra de tonalita con hornblenda 03MJ9141 proviene de un dique que intruye la Fm Magua en la Hoja de Dajabón. Ha sido datado por Ar-Ar sobre hornblenda y da una edad *plateau* de 83.4 ± 0.8 Ma bien definida. Dentro del error, la edad coincide con la edades Ar-Ar de las tonalitas del BLC. Este resultado es problemático, ya que regionalmente a la Fm Magua se le considera una edad Paleoceno - Oligoceno (dataciones de fauna de foraminíferos planctónicos). En algunos afloramientos y clastos rodados de calizas se han visto fragmentos de rudistas (Palmer, 1963, 1979; y en este Proyecto); estos rudistas podrían resultar del desmantelamiento de una Fm Tireo más generalizada sobre el Complejo Duarte (hipótesis adoptada en este Proyecto), o significar que las propias calizas de Magua empiezan en el Cretácico Superior terminal (Maastrichtiano). Si la edad de 83.4 Ma de la tonalita es buena, la edad de la Fm Magua bajaría por lo menos al límite Santoniano-Campaniano. Otra hipótesis sería que los basaltos intruidos por la tonalita no fueran basaltos de la Fm Magua, sino basaltos más antiguos como los del Complejo Duarte.

- Tonalita foliada de Diferencia

La muestra de tonalita foliada (07MJ9195) de la Hoja de Diferencia ha sido datada por el método U-Pb sobre circón y Ar-Ar sobre hornblenda. La edad Ar-Ar sobre hornblenda está muy mal definida con 100 ± 18 Ma a partir de un pseudo *plateau*. Al contrario, la edad U-Pb basada sobre resultados múltiples concordantes, es relativamente precisa con 87.9 ± 1.0 Ma, correspondiendo a la intrusión de la tonalita y de acuerdo con las edades conocidas de las tonalitas, previas a este Proyecto.

Batolito de Macutico

Siete muestras del batolito de Macutico (Hoja de Lamedero) han sido analizadas con el objetivo de precisar la evolución del macizo y limitar las edades de sus diferentes intrusiones:

- tonalita (08MJ9359),
- diorita cuárcica (08MJ9033),
- diorita (08MJ9364B),
- gabro-diorita (08MJ9356)
- microgabro (08MJ9365)
- dique andesítico (08MJ9364)

Las muestras del conjunto gabro-diorita-tonalita 08MJ9359, 08MJ9033, 08MJ9364B y 08MJ9356 presentan edades U-Pb muy concordantes, comprendidas entre 90 ± 1.2 Ma y 92.1 ± 1.2 Ma. Las edades *plateau* Ar-Ar obtenidas sobre hornblenda y biotita de la tonalita 08MJ9359, son ligeramente más jóvenes, con 85.3 ± 2 Ma y 86.31 ± 0.49 Ma, respectivamente. Estas edades corresponden a la mayor parte de las intrusiones de rocas tonalíticas en la Cordillera Central.

La muestra 08MJ9365 proviene de bloques de microgabro del este de la Hoja de Lamedero (refugio de Macutico). Aunque es probable un exceso de Ar en los primeros escalones del calentamiento, la edad *plateau* Ar-Ar sobre hornblenda de 98.3 ± 1.8 Ma parece fiable y confirmaría el carácter precoz de los intrusivos máficos en comparación con las tonalitas. La firma geoquímica es de tipo OIB, lo que no coincide con las firmas del BLC o de la Fm Tireo. Si esta edad es buena, queda la hipótesis de relacionar estas facies como *roof pendants* del Complejo Duarte en el Batolito de Macutico.

Los diques andesíticos presentan una edad U-Pb (85.5 ± 2.6 Ma) y Ar-Ar sobre hornblenda (88.6 ± 1.8 Ma), equivalente o ligeramente más joven que las tonalitas.

Por otra parte, se analizaron dos muestras de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (incluidas en el Batolito de Macutico): 08MJ9195C (Hoja de Lamedero) y FC-9026 (Hoja de Jicomé). Si la muestra 08MJ9195C no ha dado una edad absoluta, la muestra FC-9026 da una edad *plateau* Ar-Ar sobre biotita de 74.9 ± 1.8 Ma. Es más joven que la edad obtenida generalmente para los intrusivos tonalíticos (85-90 Ma) y recuerda la edad obtenida sobre las tonalitas foliadas de la zona de falla de la Hoja de Santiago Rodríguez (73.9 ± 0.48 Ma sobre hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma sobre biotita). Por lo tanto se podría interpretar también como la edad de un episodio de deformación definida por la neoformación o el *reset* post-intrusión de los minerales máficos a lo largo de zonas de falla.

Formación Tireo

Siete muestras de la Fm. Tireo han sido datadas por método Ar-Ar y/o U-Pb :

- Hoja de Dajabón : 2 riolitas (03PU9252 y 03PU9024),
- Hoja de Restauración : 2 dacitas porfídicas (01GS9891 y 01GS9724),
- Hoja de Jicomé : 1 andesita porfídica (FC-9052),
- Hoja de Diferencia : 1 metabasalto (07MJ9134),
- Hoja de Arroyo Limón: 1 andesita porfídica (EB9042) y 1 riolita (EB9043).

En la Hoja de Dajabón, la muestra de riolita (03PU9252) analizada por Ar-Ar sobre hornblenda da una edad *plateau* de 91.8 ± 2.3 Ma. Está en perfecta concordancia con la edad de 91.3 ± 2.1 Ma obtenida por U-Pb sobre circón (03PU9024). Estas edades absolutas serían las más antiguas conocidas para la Fm Tireo y serían equivalentes a la edad faunística del Cenomaniano obtenida por Bowin (1966) sobre las calizas de Constanza, y con las edades por foraminíferos en chert del Complejo Dajabón, Albiano a Cenomaniano Sup. (99-93 Ma) de Montgomery y Pessagno (1999).

La dacita 01GS9891 (Hoja de Restauración) da una edad *plateau* poco definida de 89 ± 13 Ma sobre hornblenda, mientras que la andesita FC-9052 (Hoja de Jicomé) da una edad *plateau* de 88.9 ± 2.6 Ma sobre hornblenda. Estas edades son comparables con la edad

comunicada por Lewis (com. oral) de 81.2 ± 8.2 Ma sobre una muestra dacítica de la región de Restauración. La andesita FC-9052 es un dique andesítico porfídico con hornblenda y plagioclasa que intruye en basaltos/metabasaltos masivos afíricos y vesiculares en la Hoja de Jicomé, que son geoquímicamente equivalentes a las anfibolitas de La Meseta (N-MORB a E-MORB).

La dacita 01GS9724 del SO de la Hoja de Restauración da una edad poco definida de 98 ± 17 Ma por Ar-Ar sobre hornblenda, mientras que el análisis en mica de la misma muestra da una edad *plateau* de 66.8 ± 0.5 Ma. Esta edad es comparable a la obtenida sobre biotita en la andesita EB9042 que proviene de la Hoja de Arroyo Limón.

La muestra de metabasalto 07MJ9134 (Hoja de Diferencia) presenta la edad más antigua (129 ± 20 Ma). Pero esta edad, por corresponder a un *plateau* marginal, es muy problemática. Por otro lado, la atribución de esta muestra a la Fm Tireo se apoya sobre la interpretación de los datos geoquímicos. De hecho, si la muestra de campo se parece al Complejo Duarte, los análisis geoquímicos muestran claramente una firma de arco boninítico poco compatible con las firmas de meseta oceánica del Complejo Duarte.

Basaltos Loma los Guandules-Pelona-Pico Duarte

La única muestra para datación de los basaltos Loma los Guandules-Pelona-Pico Duarte, (08MJ9377, Hoja de Lamedero) proviene de la cima de La Pelona (3087 m), pero no ha permitido la obtención de una edad absoluta.

3.1.3. Conclusiones sobre dataciones absolutas

Todos los resultados de dataciones absolutas ofrecen edades comprendidas entre 129 y 33 Ma, que se sintetizan en las siguientes conclusiones:

- Las edades más antiguas corresponden a intrusivos básicos (dioritas, gabros, hornblenditas, y ¿anfibolitas?), localizados todos ellos en el borde N de la Cordillera Central, con edades en torno a 123 Ma, como más probable. Estas edades del Cretácico Inferior corresponderían a un evento metamórfico que afectó al sustrato de La Española (Kessler *et al.*, 1977), sin descartar que puedan corresponder al Complejo Duarte.

- Existen tres dataciones previas en tonalitas, con edades comprendidas entre 115 y 98 Ma, correspondientes a distintos cuerpos (El Río, Limbé y Hatillo), distintos autores (JICA, 1985; Bellon *et al.*, 1985; Sysmin, 2000) y distintos métodos (K-Ar y U/Pb). En el caso de cuerpos intruidos al N de la Zona de Falla de La Española, como el Macizo de Hatillo, estas edades del Cretácico Inferior están confirmadas con las obtenidas durante este Proyecto (106 ± 5.1 Ma), y ocurren también en el Dominio de la Cordillera Central (101 ± 2.2 Ma, por Ar-Ar en tonalitas foliadas de la Hoja de Loma Cabrera).
- La mayor parte de las intrusiones tonalíticas ocurren en una amplia gama de edades, según los distintos macizos, desde las anteriormente señaladas del Cretácico Inferior hasta 65 Ma (Maastrichtiano), con un máximo probable en 85 Ma. Dentro de los macizos más complejos, como el Batolito de Loma Cabrera, también existe un amplio margen de edades (entre 101 y 65 Ma) que pueden reflejar distintos episodios de intrusión.
- Aunque existen pocas dataciones fiables sobre tonalitas foliadas, las edades previas más probables (entre 85 y 90 Ma) no muestran una diferencia apreciable con las tonalitas sin foliar; sin embargo, como ya se ha indicado, en este Proyecto se ha obtenido una edad del Cretácico Inferior.
- Con edades netamente inferiores a 66 Ma (Límite Cretácico-Paleógeno) existen numerosas muestras; dos de ellas tomadas expresamente en diques aplíticos, y el resto en rocas muy diferentes. Se asume que estos eventos corresponden a las intrusiones tardías, principalmente subvolcánicas, en forma de diques variados y posibles pórfidos granítico-riolíticos. El que se den estas dataciones en gran variedad de rocas indicaría la abertura de la red mineral y recristalización durante estos eventos.

3.2. Rocas intrusivas

En la Hoja de Monción existen intrusiones de peridotitas serpentinizadas, semejantes a las de Loma Caribe, y parte de los batolitos de El Bao y Loma Cabrera.(Fig. 3.2)

Fig. 3.2.

Esquema de rocas ígneas

3.2.1. Peridotitas serpentinizadas (1)

Las peridotitas de Loma Caribe constituyen el principal conjunto de rocas ultrabásicas representadas en La Española. Su afloramiento está bien conocido 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. Pero los trabajos realizados en este Proyecto K muestran que su presencia sigue mas hacia al NO. 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 Compañía Falconbridge Dominicana, que representan una importante fuente de ingresos para la economía del país.

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 crestón 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) 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 Altigracia, 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, 1996) y Draper y Gutiérrez (1997) proponen la asociación ofiolítica Peridotita de Loma Caribe-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 crestón peridotítico y formaciones adyacentes.

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, pero con emplazamientos tectónicos posteriores en fracturas, como es el caso en esta Hoja.

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 Gutiérrez (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.

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 lherzolitas. Sin embargo, los análisis de la cromita presente en pequeños cuerpos de cromatitas han dado contenidos en Ti considerablemente más altos que los observados en peridotitas de tipo alpino.

Las variaciones de espesor estructural que presenta el cinturón peridotítico longitudinalmente y el conjunto de formaciones asociadas al mismo, son en buena parte debidas a la tectónica transcurrente que afectó a todo el ámbito de La Española. Estos espesores pueden variar entre algunos metros y 2 kilómetros (Hoja de Villa Altagracia; Hernaiz Huerta, 2000).

En la Hoja de Monción el único afloramiento reconocido está localizado en el borde SE de la Hoja, al N de El Corozo, en el Paraje o Caserío de Pinalito. El afloramiento tiene aproximadamente 750 m de longitud y entre varios metros a decenas de metros de anchura, dispuesto a lo largo de una enorme falla de desgarre, la Falla de Ámina, que constituye el borde septentrional de la Zona de Falla de La Española.

Una muestra tomada en este afloramiento es clasificada como serpentinita, constituida casi exclusivamente por minerales del grupo de las serpentinas, como grandes fenoblastos fracturados, pseudomorfos de ferromagnesianos en una matriz foliada de menor cristalinidad. Raramente se conserva algún resto de olivino. Como accesorios existen algunos agregados de cromita, alterados y reemplazados a óxidos de Fe-Ti. La textura es holocristalina, granuda, de grano medio a grueso. El protolito de la roca era una peridotita, posiblemente como tectoenclaves, en una posición cartográfica similar a la Peridotita de Loma Caribe.

3.2.2. Batolito de Loma Cabrera

Constituye el macizo ígneo más importante de toda la isla. Dentro de la República Dominicana se extiende por las Hojas de Loma de Cabrera, Dajabón, Santiago Rodríguez, Jicomé, Monción, y Diferencia, con dirección ONO-ESE subparalelo a las estructuras principales, con dimensiones aproximadas de 75 Km de longitud y hasta 20 de ancho, continuando hacia el ONO dentro de Haití.

El Batolito de Loma de Cabrera (BLC) está constituido por una serie heterogénea de rocas plutónicas multifásicas que forman un complejo ígneo localizado en la vertiente septentrional de la Cordillera Central. Las rocas plutónicas han intruido y metamorfozado dinamo térmicamente tanto el Complejo Duarte como el grupo de rocas volcánicas de la Formación Tireo encajantes.

Feigenson (1978), Kesler *et al.* (1977) y Lewis (1982), han mostrado que este conjunto de rocas presenta las características de los granitoides presentes en arcos-isla oceánicos, denominados como granitos de tipo *M* (Chappell y White, 1974; White *et al.*, 1999), cuya principal característica es que fueron generados y emplazados sin la intervención de corteza continental. Los granitoides de la Cordillera Central Dominicana se emplazaron en un arco maduro y muestran las características de los granitos de tipo *M*, tales como su asociación formando batolitos elongados y la larga duración del plutonismo en el tiempo.

Según Feigenson (1978) el emplazamiento se produjo entre 92 y 50 Ma, debido a fusión parcial de una zona del manto, modificada por la incorporación de un fundido silíceo desde la placa subducida. Se produciría un líquido de composición intermedia entre basalto y andesita, que por cristalización fraccionada podría haber generado las rocas de este batolito.

Para Cribb(1986), las rocas tonalíticas son, mineral y texturalmente heterogéneas, con proporciones variables de hornblenda, biotita y plagioclasa; tienen un AFM típico calcoalcalino, enriquecido en Na o Ca, con algunas lagunas en los contenidos de SiO₂ entre 53-58 % y 65-72 %, que podrían ser el resultado de diferentes inyecciones de magma separadas en grandes periodos de tiempo; además, según el mismo autor, los elementos trazas sugieren una secuencia de diferenciación intrabatolítica debida a cristalización fraccionada de piroxeno, hornblenda y plagioclasa.

El batolito está formado por intrusiones máficas-ultramáficas (gabros-piroxenitas olivínicas) y ácidas (tonalíticas). Para algunos autores, estas intrusiones son cogenéticas (Kessler *et al.*, 1977; Cribb, 1986). Existe, sin duda, una estrecha relación espacial entre ellas; unas veces el contacto parece transicional, con facies intermedias (dioritas-cuarzodioritas), pero en otras las relaciones de contacto indican claramente que las tonalitas son posteriores, con numerosos enclaves de gabros que disminuyen o se pierden conforme nos alejamos del contacto.

La geoquímica realizada en este Proyecto dentro del batolito muestra series con bajo contenido en K; en su conjunto se clasificaría como subalcalino, con una tendencia de diferenciación calcoalcalina más bien en el campo tonalítico-trondhjemítico-dacítico. Gran parte de las rocas del batolito son los equivalentes intrusivos de las rocas volcánicas de la Fm Tireo a la que intruyen; las rocas del conjunto gabroico deben estar relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, y las rocas tonalíticas serían comparables a las facies dacíticas y riolíticas de la Fm Tireo.

Dentro de las tonalitas se diferencia entre tonalitas foliadas y no foliadas. En realidad esta distinción también sería válida para los gabros; existen gabros con una orientación clara y otros sin orientación, pero en este caso más difícil de representar, puesto que se trata de una orientación parcial según corredores menos precisos, y con una distribución esporádica e irregular en los macizos máficos.

Según observaciones de campo, las tonalitas foliadas y no foliadas pueden corresponder a los mismos cuerpos intrusivos, si bien en condiciones algo diferentes. Las orientadas se localizan preferentemente en el borde de los cuerpos tonalíticos mayores, con algunas variaciones litológicas, como grano más fino, propias de facies de borde, mientras que el grueso central de esos macizos suele permanecer sin deformar. En casi todos los contactos

de las tonalitas con el encajante (Complejo Duarte, gabros y dioritas, o Formación Tireo) se aprecia una orientación más o menos extensa, más o menos marcada.

Por otra parte, el metamorfismo térmico que da lugar a las facies de anfibolitas, está en relación tanto con gabros como con tonalitas, si bien es en relación con estas últimas donde se han observado fenómenos locales de metamorfismo estático con minerales desorientados.

En este batolito existen 17 dataciones previas; 4 en gabros-hornblenditas, 11 en tonalitas y 2 en aplitas. Las dataciones en rocas máficas oscilan entre 97 y 123 Ma (Cretácico Inferior). Las tonalitas ofrecen edades desde 49 a 92 Ma, siendo las más fiables y numerosas las comprendidas entre 68.7 y 86 Ma (Cretácico Superior). Las edades obtenidas en aplitas oscilan entre 48-50 Ma, aproximadamente. No existen dataciones previas sobre tonalitas foliadas dentro del área de este Proyecto; fuera de él existen 6 dataciones sobre estas facies, con edades comprendidas entre 56 y 90 Ma.

En este Proyecto se han realizado 9 dataciones absolutas dentro del batolito; 3 en gabros y dioritas y 6 en tonalitas (Ver Tabla 3). Las edades en rocas máficas oscilan entre 83 ± 9.2 Ma y 122.3 ± 7.7 Ma, con predominio en el Cretácico Inferior. Las edades en tonalitas varían desde 65 ± 6 Ma a 101 ± 2.2 Ma; dos muestras corresponden a tonalitas foliadas, con edades de 76.8 ± 0.4 Ma y 101 ± 0.2 Ma (Cretácico Superior e Inferior, respectivamente). Las tonalitas no deformadas corresponden todas al Cretácico Superior.

Dentro de este batolito se han distinguido las siguientes facies petrológicas:

- Gabro-dioritas
- Tonalitas
- Tonalitas foliadas

3.2.2.1. Gabro-dioritas (2)

Se localizan en la esquina SO de la Hoja coincidiendo con una anomalía magnética importante.

En conjunto, estos cuerpos o macizos presentan una orientación local y/o parcial. Como en el caso de las tonalitas, esta orientación está más marcada en los contactos, pero existen corredores locales, posiblemente de cizalla, con orientación por deformación manifiesta.

Son rocas masivas, de grano grueso a fino, oscuras, o en bandas verdes oscuras y claras, a veces parcialmente orientadas. Afloran en la esquina SE de la Hoja.

Existen variedades de gabronoritas hornbléndicas, gabros piroxénico-hornbléndicos y gabrodioritas. El término dominante en esta Hoja es el de gabros piroxénico-hornbléndicos. Además, muy localmente, en el cauce de un arroyo y como posible bloque, se han encontrado piroxenitas (websterita con olivino), posible cumulado formado por fraccionación cristalina en la cámara magmática.

Los gabros tienen como minerales principales plagioclasa (andesina), piroxeno (augita), anfíbol (hornblenda); algunas muestras presentan además ortopiroxeno (hiperstena). Como accesorios tienen opacos, ilmenita, magnetita, y a veces epidota y monacita.

Las texturas son granudas, holocristalinas, a veces faneríticas y/o bandeadas. Por lo general presentan una alteración importante: sericita de plagioclasas, cloritización de anfíboles y piroxenos, así como esfena, epidota, carbonatos y óxidos de Fe-Ti secundarios, alteración que parece ligada al movimiento de fluidos tardimagmáticos.

En algunas muestras existe una clara fábrica planar definida por la elongación de fenocristales de plagioclasas y agregados ferromagnesianos. Esta fábrica corresponde a una deformación dúctil y a la formación de texturas foliadas protomiloníticas. En otras muestras, en las que las fábricas deformativas no son evidentes, muestran al microscopio cierta deformación plástica de las plagioclasas acompañando a la deformación, así como intensa alteración o metamorfismo variable, desde alta T (formación de hornblenda), a condiciones de esquistos verdes (reemplazamiento de los ferromagnesianos ígneos a un agregado desorientado de clorita, actinolita-tremolita y sericita). Existe también una fracturación tardía con rellenos de carbonatos, epidota, clorita y sericita.

3.2.2.2. Tonalitas hornbléndicas y/o biotíticas (3)

Afloran en el sector suroccidental de la Hoja, entre el Río Magua y El Cajuil, reapareciendo después en el borde occidental (N del cruce de Maguanita) para prolongarse con mayor extensión en la Hoja de Santiago Rodríguez.

Según presenten o no foliación se distingue entre tonalita foliadas o no foliadas.

Son rocas masivas de grano grueso en matriz fina, porfídicas, de colores variables entre gris y verde oscuro, según la abundancia de anfíboles, y generalmente con un grado de alteración acusado.

Como minerales principales tienen plagioclasa, cuarzo, anfíbol y/o biotita, y en algunos casos además, feldespato potásico (muy raro), epidota, clorita, sericita. Como accesorios, ilmenita, esfena, magnetita y opacos.

Las texturas son granudas, holocristalinas, porfídicas y/o faneríticas. Hay muestras con fábrica magmática fluidal, mientras que otras son isótropas.

Por lo general existe una alteración parcial o intensa, casi completa, que se manifiesta por la sericitización de las plagioclasas, cloritización de anfíbol y biotita, formación de epidota a expensas de plagioclasa y oxidación de ferromagnesianos. Esta alteración parece estar relacionada con fluidos tardi y postmagmáticos de baja T.

3.2.2.3. Tonalitas foliadas (3a)

Afloran en el borde suroccidental de la Hoja y borde sur de los afloramientos de tonalitas, en contacto con gabros y anfibolitas.

La composición es muy parecida a la tonalita no foliada, si bien no tienen anfíboles, sino que están formadas por plagioclasa y cuarzo, acompañados de biotita, clorita, sericita y epidota, por lo que suelen clasificarse como leucotonalitas. Lo más característico de estas rocas es la existencia de una fábrica plano-linear con desarrollo de texturas miloníticas, como consecuencia de una deformación dúctil, no coaxial. Los porfiroblastos de plagioclasas aparecen fracturados con texturas *pull apart* y sombras de presión asimétricas; el cuarzo forma *ribbons* policristalinos en la matriz y existe una alternancia de nivelillos más o menos

ricos en cuarzo y albita que definen la fábrica planar al microscopio. La deformación se produjo en condiciones de esquistos verdes que llegan a ser de alta T; con posterioridad se produjo una recristalización estática que origina texturas granoblásticas.

3.2.3. Batolito de El Bao

Este batolito se extiende desde La Bruja (SE de El Corozo) hasta los alrededores de Jarabacoa, con una extensión de 45 Km y hasta 10 Km de anchura.

Dentro de esta Hoja está limitado al extremo SE de la misma, constituyendo la terminación noroccidental de dicho batolito, con forma de cuña (3 Km de largo y 0.75 de anchura máxima), que penetra dentro de la ZFE, quedando limitado al N por la Falla de Inoa, y el contacto sur también se encuentra afectado por una fractura menor.

El batolito, a nivel regional, se considera de composición tonalítica. Sin embargo, dentro de esta Hoja corresponde a dioritas y cuarzodioritas hornbléndicas, principalmente, posiblemente como facies de borde, con algunos diferenciados-cumulados de piroxenitas con morfología de diques.

Dentro de este batolito existen 6 dataciones por el método K-Ar sobre biotita, hornblenda, y roca total (Kessler *et al.*, 1991c; JICA, 1985) que ofrecen un abanico de edades comprendidas entre 33 y 70 Ma, aproximadamente. Las dataciones sobre hornblenda son las que ofrecen las edades más altas, entre 68 y 70 Ma, presumiblemente la edad de la intrusión. Pero este batolito se encuentra muy afectado por la fracturación ligada a la Zona de Falla de La Española, sobre todo en su borde septentrional, por lo que estas edades deben tomarse con precaución; la edad de su intrusión puede ser equivalente a las de los batolitos de El Río y Loma Cabrera, teniendo en cuenta que cerca de Jarabacoa presenta facies de tonalitas foliadas.

3.2.3.1. Dioritas-cuarzodioritas y tonalitas(4)

Todas las muestras tomadas corresponden a dioritas y cuarzodioritas; son rocas granudas, de grano medio a grueso y color gris-verdoso.

Las dioritas están formadas por plagioclasa (oligoclasa-andesina), anfíbol verde-marrón (hornblenda) y piroxeno (augita). Como accesorios presentan óxidos de Fe, ilmenita y

magnetita. Las cuarzodioritas tienen además cuarzo como mineral principal, y entre los accesorios también apatito, circón, esfena, epidota y carbonatos; en estas rocas se aprecia a veces un bandeo magmático centimétrico, según tamaño de grano, posiblemente debido a hibridación de magmas.

Las dioritas presentan, en la terminación en cuña del batolito, una cierta fábrica magmática planar, son de grano grueso y están afectadas por una deformación dúctil-frágil y un metamorfismo hidrotermal en condiciones de subesquistos verdes (prehita-pumpellita) que preserva las texturas ígneas pseudomórficamente. Las cuarzodioritas no presentan deformaciones penetrativas, pero sí una ligera alteración hidrotermal tardimagmática que da lugar a clorita a expensas de anfíbol y reemplazamiento de las plagioclasas por albita, sericita y epidota. Las texturas son holocristalinas, heterogranular a inequigranular.

3.2.3.2. Piroxenitas (5)

Se localizan dentro del Batolito de El Bao. Son masas irregulares estrechas, de orden métrico o inferior, subverticales, de color verde oscuro y grano grueso.

Están compuestas de clinopiroxeno (augita) y hornblenda en una matriz rica en epidota, de color verde claro; como accesorios tienen ilmenita, magnetita y opacos. La textura es granuda, holocristalina, hipidiomorfa y localmente algo cataclástica.

Están afectadas por una deformación dúctil-frágil y metamorfismo en condiciones de esquistos verdes de baja T, sin que se genere una fábrica planar, posiblemente debido a la competencia de estas rocas. Tanto los piroxenos como la hornblenda presentan deformación frágil, con fracturas, extinción ondulante y deformación plástica intracristalina. Los minerales de la matriz son los que definen la foliación grosera que envuelve a los granos de hornblenda y piroxeno.

3.3. Rocas subvolcánicas y filonianas

Se incluyen aquí distintos tipos de rocas que ocupan fracturas, bien como masas irregulares o como diques, presentes en los batolitos previamente descritos o fuera de ellos. Se han distinguido los siguientes tipos:

- leuco-microtonalitas-aplitas

- granitoides

3.3.1. Leuco-microtonalitas-aplitas (6)

Son rocas de color claro y grano fino, que se localizan en diques dentro de los diferentes cuerpos intrusivos del Batolito de Loma Cabrera. También corresponden a este tipo de rocas algunas terminaciones laterales y/o apicales de algunos cuerpos tonalíticos.

Son rocas formadas por cuarzo y plagioclasa, principalmente, acompañadas a veces por biotita, anfíbol y posible microclina. Entre los accesorios destacan apatito, circón, esfena, opacos, ilmenita y carbonatos. Las texturas son holocristalinas, inequigranular a porfídica.

Tienen una alteración hidrotermal tardimagmática. Así, las plagioclasas están sericitizadas y reemplazadas por albita y/o epidota. El anfíbol y la biotita están cloritizados, formándose también, adicionalmente, epidota, óxidos de Fe y opacos.

Algunas muestras presentan una débil deformación que se manifiesta en los cuarzos, con extinción ondulante, lamelas de deformación y formación de subgranos.

3.3.2. Granitoides (7)

Constituyen una variedad de rocas intrusivas/subvolcánicas que intruyen en fracturas importantes, y con signos de deformación más o menos acusados. Intruyen en la ZFE, principalmente y otras fracturas importantes situadas más al S, dentro del Complejo Duarte.

Las rocas son clasificadas como pórfidos graníticos o tonalíticos y leucogranitos.

Están formadas por cuarzo, plagioclasa (albita, oligoclasa), ortosa (microclina) y biotita; en algunas muestras también hay moscovita. Como accesorios, apatito, circón, esfena, ilmenita, magnetita, opacos, y a veces, cordierita, carbonatos y sericita. Una muestra de leucogranito de dos micas con cordierita, representa un fundido peraluminico formado por anatexia en zonas profundas de la ZFE. Las texturas son holocristalinas, faneríticas, porfídicas, y con frecuencia deformadas, brechificadas o foliadas.

Estas rocas presentan, por lo general, una deformación dúctil a frágil. La deformación dúctil llega a ser intensa (FC-9077), con recristalización de plagioclasa y cuarzo bajo un mismo

régimen deformativo que dio lugar a una fábrica planar de relativa alta T. En otros casos se produce fragmentación frágil de los feldespatos y algo más dúctil del cuarzo, con deformación plástica intracristalina. Con posterioridad, en estadios más tardíos, se produce un metamorfismo hidrotermal en facies prehnita-pumpellita que reemplaza a los feldespatos y las biotitas, formándose adicionalmente esfena, sericita, opacos, óxidos de Fe-Ti y carbonatos, que rellenan planos de fractura y grietas.

4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Este capítulo está basado en los muestreos y estudios realizados a nivel regional en el área del Proyecto K, aunque se ha procurado enfocarlo y centrarlo en el área específica de esta Hoja.

En la geoquímica se han utilizado también datos de otras zonas de la isla, bien del Proyecto L de este mismo Programa SYSMIN, o de estudios anteriores, para poder comparar y confirmar la correlación entre diversas formaciones.

4.1. Petrología de rocas metamórficas

4.1.1. Complejo Duarte

En la zona estudiada, las rocas del Complejo Duarte aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes, anfibolíticas de baja-P y corneanas hornbléndico-piroxénicas. Al sur de la ZFE y siguiendo la banda NO-SE de afloramiento de las rocas del Complejo Duarte en las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia, se observa el general desarrollo de un gradiente de aumento en la deformación y el metamorfismo desde el NE hacia el SO, pasando desde rocas volcánicas en facies subesquistos verdes hasta anfibolitas de fábrica plano-linear de características blastomiloníticas adyacentes al contacto intrusivo septentrional del Batolito de Loma de Cabrera. La intrusión del batolito ha desarrollado también en su entorno aureolas de rocas corneánicas básicas de grano fino y masivas, frecuentes también como enclaves y *roof pendants* dentro del granitoide. La descripción del Complejo Duarte que sigue a continuación recoge las variaciones petrográficas que aparecen siguiendo este gradiente.

En general, en el sector del Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los subesquistos verdes se han preservado las texturas ígneas del protolito volcánico. Se reconocen depósitos de flujos lávicos y de autobrechas, cuya composición incluye términos de basaltos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, y depósitos fragmentarios de tobas líticas y vítreas básicas. En el Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los

esquistos verdes se reconocen metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*), filitas y esquistos de color verde-gris a gris verdoso oscuro con, subordinadamente, tramos de esquistos masivos tremolítico-cloríticos con abundantes óxidos de Fe-Ti. Las condiciones metamórficas de la facies anfibolítica se alcanzan en sectores espacialmente próximos a las intrusiones de gabros orientados, leucotonalitas con hornblenda foliadas y al contacto con las tonalitas hornbléndicas del Batolito de Loma Cabrera. Los tipos petrográficos reconocidos son anfibolitas de fuerte fábrica plano-linear y neises anfibólicos. Las rocas anfibolíticas masivas de grano fino, formadas en condiciones de la facies de las corneanas anfibólicas, se han observado en *roof pendants* y en los sectores más internos de las aureolas de contacto desarrolladas en torno a las facies de tonalitas hornbléndicas del Batolito de Loma de Cabrera.

En el área NE de la Hoja de Diferencia, en el área localizada en las inmediaciones del Pico de El Rubio, ha sido posible diferenciar dentro del C. Duarte en base a las características petrológicas y geoquímicas dos conjuntos litoestratigráficos. El conjunto inferior está compuesto por un potente tramo de lavas coherentes de basaltos porfídicos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, a menudo como cumulados. El conjunto superior es muy homogéneo y está compuesto por basaltos grises oscuros de grano fino, masivos y afídicos. Sin embargo, la diferenciación cartográfica de ambos dominios resulta muy difícil con el progresivo aumento de la deformación y el metamorfismo.

4.1.1.1. Facies subesquistos verdes

En la parte del Complejo Duarte metamorfozado en condiciones de la facies de los subesquistos verdes, se preservan las texturas ígneas muy frecuentemente, indicando que está esencialmente compuesto por depósitos de flujos básicos. Se trata de rocas de color gris-verdoso oscuro y grano fino a muy fino, afídicas o porfídicas, frecuentemente vesiculares o amigdalares, que han experimentado una intensa alteración verde de tipo espilitico. Las rocas afídicas son holocristalinas, de textura intergranular a intersectorial, en algún caso subofítica, y están compuestas por cantidades variables de orto y clinopiroxeno cloritizados, plagioclasa albitizada y magnetita transformada a hematites. Los restos de piroxenos preservados son de composición augita, pudiendo presentar tamaños milimétricos y formar agregados microglomeroporfídicos. Los minerales producto de la alteración son clorita, albita, epidota, pumpellita, calcita y prenhita. Las amigdalas están rellenas por calcita, cuarzo, pumpellita, analcima (en rocas de menor grado) y sericita. Estos depósitos representan los sectores internos de grandes coladas submarinas o pequeñas intrusiones

someras. No se han observado el desarrollo de lavas almohadilladas. Los depósitos de autobrechas volcánicas aparecen alternando con los flujos básicos y constituyen el techo de esos flujos. Están constituidos por fragmentos monogénicos de hasta 15 cm de longitud, de composición similar a los flujos básicos.

Otros depósitos volcánicos observados son niveles de lavas porfídicas y de tobas vítreas básicas. Las lavas porfídicas están compuestas por microfenocristales de clinopiroxeno y de cantidades variables de ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una masa marrón rojiza de mesostasia desvitrificada, rica en óxidos y frecuentemente amigdalario. Los depósitos piroclásticos de tobas vítreas básicas son de color gris oscuro a negro y presentan un bandeado grosero en secciones frescas. La textura es fragmentaria y compuesta por clastos de entre 1-4 mm y forma irregular a discoidal, inmersos en una matriz marrón y verde oscura desvitrificada. Los minerales neoformados son clorita, epidota, anfíbol y plagioclasa.

En el sector septentrional de la Hoja de Diferencia y, localmente, en el meridional de la Hoja de Monción, el Complejo Duarte está compuesto principalmente por un conjunto inferior de depósitos volcánicos lávicos coherentes y el conjunto superior por basaltos masivos afíricos. Los depósitos lávicos inferiores están constituidos por basaltos porfídicos y picritas con orto y clinopiroxeno, de tonos verdes oscuros y carentes de esquistosidad, que han preservado en sectores la mineralogía y texturas del protolito. Presentan fenocristales milimétricos (hasta 5 mm) de orto y clinopiroxeno, plagioclasa y olivino, de subidiotrofo a alotriomorfos, inmersos en una mesostasia verde de textura interseccional a subofítica de grano fino. Como accesorios se ha observado ilmenita, magnetita, hematites y opacos. Algunos ortopiroxenos están zonados oscilatoriamente y presentan maclas. El olivino está casi completamente reemplazado a clorita y opacos. La abundancia de fenocristales en los niveles picríticos y ankaramíticos sugiere que la roca es un cumulado de cristales. En este sector, las lavas están afectadas por un proceso de alteración tardi-magmática y/o metamorfismo estático, que ha dado lugar a la formación de un agregado microcristalino sin orientación compuesto por clorita, mica blanca, epidota, prismas aciculares y rosetas de actinolita-tremolita, esfena y abundantes opacos. La asociación mineral producto de la alteración/metamorfismo hidrotermal es propia de la facies de los esquistos verdes. Hay también rellenos ovoides vesiculares de clorita, albita, zeolitas o epidota.

Los basaltos masivos afíricos de grano fino superiores, constituyen depósitos lávicos de textura fanerítica subofítica y también carentes de esquistosidad. Están compuestos por un entramado de plagioclasas subidiomorfos tabulares entrecruzadas, que alojan en los huecos

a fenocristales de subidio a alotriomorfos de piroxeno, con esfena, magnetita, ilmenita y opacos como accesorios. La roca está afectada por una alteración/metamorfismo tardi- o post-magmático que preserva las texturas ígneas originales, pero ha formado agregados pseudomórficos de tremolita-actinolita, esfena, clorita, epidota y opacos. Las plagioclasas están sericitizadas y epidotizadas. La mesostasia está recristalizada a un agregado muy fino de tremolita-actinolita, clorita y epidota, siendo rica en esfena y opacos. La alteración/metamorfismo fue realizada en condiciones estáticas y formó agregados de minerales de baja T de la facies de los esquistos verdes.

4.1.1.2. Facies esquistos verdes

Todos los tipos litológicos incluidos en el Complejo Duarte metamorfizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes, incluyen un anfíbol de composición tremolita-actinolita, cuya abundancia modal origina una coloración verde a las rocas más o menos intensa. Se reconocen metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*), filitas y esquistos de color verde-gris a gris verdoso oscuro con, subordinadamente, tramos de esquistos masivos tremolítico-cloríticos con abundantes óxidos de Fe-Ti.

Los metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*) aparecen cerca de la isograda con las rocas de la facies de los subesquistos verdes. Están compuestos por actinolita-tremolita y clorita, con o sin albita, como minerales principales, junto a ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Las texturas suelen ser blastoporfídicas y pseudomórficas, variablemente foliadas.

Las filitas y esquistos verdes son rocas de moderada a penetrativamente foliadas, compuestas por proporciones variables pero esenciales de actinolita, clorita, mica blanca, albita y epidota, con ilmenita, esfena, leucóxeno, magnetita, pirita, calcopirita y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La deformación dúctil y el metamorfismo regional han borrado las texturas y mineralogía ígneas. Las texturas son nematoblásticas y lepidoblásticas, en las que la foliación está definida por el alineamiento de agregados fibrosos de actinolita y las láminas de clorita y mica blanca. El anfíbol es desde incoloro a verde pálido y verde, e incluso verde ligeramente azulado en rocas transicionales a la facies anfibolítica. La epidota es pleocroica, amarilla a amarillo verdosa. En algunos casos se observan porfiroclastos de clinopiroxeno y plagioclasa relictos. Las amígdalas están rellenas de cuarzo, calcita, y epidota o clorita.

Conforme aumenta la deformación asociada a la zona de cizalla se forman esquistos verdes filoníticos con actinolita-epidota-clorita. Se trata de rocas de grano fino a medio, con una penetrativa fábrica planar o plano linear (Sp-Lp) anastomosada, definida por la alternancia de lentejones milimétricos claros, aplastados, y capas milimétricas verde oscuras. Las texturas gradúan con la deformación desde granolepidoblásticas y nematoblásticas foliadas a filoníticas. Como componentes principales presentan actinolita-tremolita, clorita, albita, mica blanca, epidota y cuarzo; y como accesorios ilmenita, circón, magnetita, óxidos de Fe-Ti y calcita.

En los esquistos verdes máficos, la fábrica planar está definida por el alineamiento de los nematoblastos de actinolita y los lepidoblastos de clorita y mica blanca, junto con la elongación de lentejones de albita, cuarzo y agregados de epidota, productos del cizallamiento y estiramiento de venas de segregación sin-Sp. La deformación fue no-coaxial, como indica la fábrica interna asimétrica en los agregados policristalinos de cuarzo (ribbons) y el carácter compuesto en dos familias de planos de la Sp, dispuestos un pequeño ángulo y marcados por el alargamiento de microprismas de actinolita (fábrica S-C). Sin embargo, frecuentemente se superpone una recristalización estática tardicinemática, que poligoniza el agregado cuarzo-plagioclásico y restaura el anfíbol y las micas.

4.1.1.3. Facies anfibolítica

Los tipos litológicos del Complejo Duarte metamorizados en condiciones de la facies de las anfibolitas son anfibolitas y neises anfibólicos de intensa fábrica plano-linear, y corneanas anfibólicas de grano fino masivas. Ambos tipos litológicos fueron desarrollados en condiciones metamórficas sensiblemente diferentes (Palmer, 1963).

Las anfibolitas presentan una textura de nematoblástica a granonematoblástica y se caracterizan por la formación de un anfíbol de color verde azulado de tipo hornblenda, coincidiendo con la desaparición de clorita, y originando una coloración más oscura a la roca. La asociación mineral está compuesta por hornblenda, plagioclasa de composición oligoclasa o andesina, epidota o clinozoisita y cuarzo, con ilmenita, magnetita, apatito, esfena, rutilo, pirita y opacos, la cual es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota. Localmente se ha observado cummingtonita como cristales individuales o rebordes en la hornblenda. En algunas localidades muy próximas al contacto con las tonalitas hornbléndicas, las anfibolitas están composicionalmente bandeadas, habiendo desarrollado capas leucocráticas de espesor entre 0,5 y 5 mm que originan una textura neísica. En

estos neises anfibólicos se observan venas de leucotonalitas con hornblenda cizalladas heterogéneamente hasta el paralelismo con la foliación Sp. Este hecho, junto con el desarrollo periférico de aureolas de anfibolitas en torno a las intrusiones laminares de leucotonalitas con hornblenda, establece la contemporaneidad entre la deformación dúctil no-coaxial y el plutono-metamorfismo.

En las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia, se ha desarrollado una banda de anfibolitas blastomiloníticas a lo largo del contacto septentrional del Batolito de Loma de Cabrera. Se trata de rocas anfibólicas y cuarzo-anfibólicas de color verde-azul oscuro y grano fino a fino-medio, que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) de características miloníticas como consecuencia de una intensa deformación dúctil y el metamorfismo regional. Las texturas son granonematoblásticas y lepidoblásticas bandeadas blastomiloníticas, afectadas por una recristalización estática tardía. Composicionalmente presentan como componentes principales hornblenda, mica verde-marrón, biotita, plagioclasa oligoclasa, epidota y cuarzo, con ilmenita, circón, magnetita, esfena, pirita, óxidos de Fe-Ti y calcita como accesorios. La asociación mineral sin-Sp es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). La fábrica plano-linear principal (Sp-Lp), definida por una alternancia milimétrica de capas claras cuarzo-plagioclásicas y verdes ricas en nematoblastos de anfíbol y escasos agregados de epidota, y niveles cuarzo-plagioclásicos. Los anfíboles están “boudinados” perpendicularmente a la Lp. El cuarzo es muy abundante en las capas y podría tratarse de cuarzo en venas segregadas, o intrusiones tonalíticas sin-Sp que han sido completamente cizalladas y recristalizadas hasta el paralelismo con la Sp. La deformación fue no-coaxial, como indica la asimetría de sombras de presión en torno a porfiroblastos de plagioclasa y epidota, y la fábrica interna en los agregados policristalinos de cuarzo. Los prismas de hornblenda se disponen en algunas rocas definiendo una fábrica S-C formada en condiciones de la facies anfibolita. Se superpone una recristalización estática tardi-Sp, que origina la poligonización del agregado cuarzo-plagioclásico.

Las corneanas hornbléndico-piroxénicas son rocas verde oscuras, de grano fino y masivas, habiéndose observado en los sectores más internos de las aureolas de contacto en torno a las intrusiones tonalíticas de Manacla y Diferencia, y sólo localmente en la del Batolito de Loma Cabrera. Al microscopio se observan texturas nemato y granoblásticas de poligonal a débilmente elongadas de carácter estático. La asociación mineral está compuesta por un anfíbol hornblenda de color verde oliva a verde oscuro y una plagioclasa de composición

oligoclasa-andesina, sin clorita ni epidota, con raro clinopiroxeno, la cual es propia de la facies de las corneanas anfibólicas.

4.1.2. Formación Ámina-Maimón

Los datos de campo y análisis geoquímicos indican que tanto los protolitos de la Formación Ámina como los de la Formación Maimón son rocas orto como paraderivadas (Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991b). En las rocas menos deformadas de ambas unidades se han reconocido niveles de lavas coherentes y abundantes depósitos volcánicos fragmentarios (metavolcanitas), incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas (metagrauvacas), pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos (metabrechas y metaconglomerados) y, ocasionalmente, calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1966; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991b; Lewis *et al.*, 2000). Draper y Lewis (1991) y Kesler *et al.* (1991b) describen el volcanismo de la Fm Maimón como composicionalmente bimodal, con una característica alteración hidrotermal de fondo oceánico, espilitica, que modifica los contenidos en álcalis y otros elementos.

Se han reconocido dos tipos principales de protolitos, que son metavolcanitas intermedio-básicas y metavolcanitas ácidas. Dentro de la formación, se observa un gradiente, aunque no uniforme, de aumento de la deformación interna de las rocas siguiendo una dirección desde el N y NE hacia el S y SO, pudiéndose distinguir desde rocas relativamente poco deformadas, que han preservado parte de la mineralogía ígnea original, hasta rocas completamente recristalizadas que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear de características miloníticas. La existencia de rocas variablemente deformadas está en relación al gradiente en la deformación desarrollado en relación con una etapa de cizallamiento dúctil regional. Paralelamente, las rocas han desarrollado, de forma progresiva, asociaciones minerales propias de la facies de los subesquistos verdes (prehnita-pumpellita) a la facies de los esquistos verdes de menor-T (sin granate).

En general, las rocas de la Fm Ámina están intensamente deformadas y metamorizadas a condiciones de la facies de los esquistos verdes, siendo filitas y cuarzoesquistos albítico-sericíticos y filitas y esquistos máficos clorítico-actinolítico-epidóticos. Sin embargo, en muchos sectores se han preservado restos de las texturas y mineralogías ígneas. En las rocas de menor grado se han reconocido también los efectos composicionales y mineralógicos asociados a una alteración/metamorfismo de tardi- a post-magmático de

grado bajo-muy bajo de tipo espilitico. En el área del Embalse de Monción, la Formación Áminá está compuesta, principalmente, por cuarzoesquistos albíticos y esquistos máficos de características filoníticas y miloníticas.

Los tipos petrográficos observados en la Formación Amina son: (1) metarriolitas y metarriodacitas, (2) metaandesitas, (3) alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas, (4) filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos, filoníticos y miloníticos, y (5) filitas y esquistos máficos clorítico-anfibólico-epidóticos, filoníticos o miloníticos.

(1) Las metarriolitas y metarriodacitas de la Fm Ámina constituyen los términos ácidos relativamente menos deformados dentro de la unidad. A la mesoescala, se trata de rocas en general esquistosas, filíticas, frecuentemente de aspecto porfiroide debido a la presencia de fenocristales ígneos de cuarzo y feldespatos, rodeados por una matriz foliada de tonos claros y grano fino. Esta foliación está bien definida por finas micas blancas y verde-marrón, junto a hiladas de minerales oscuros, que rodean y envuelven a los porfiroclastos cuarzo-feldespatícos. Al microscopio estas rocas exhiben texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica y granolepidoblástica. En ellas se reconocen dos elementos texturales: porfiroclastos de fenocristales ígneos preservados y, menos frecuentes, fragmentos de rocas y matriz de grano fino estructuradas, definiendo una fábrica planar de diseño anastomosado. Los cristales ígneos preservados son porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, siendo la piritita abundante en algunas rocas. Los porfiroclastos se presentan alargados paralelamente a la esquistosidad principal y han desarrollado sombras de presión y colas de recristalización muy frecuentemente asimétricas, rellenas por agregados cuarzo-sericítico-cloríticos. Los escasos fragmentos de rocas volcánicas están también aplastados e internamente estructurados paralelamente a la esquistosidad. Ambos tipos de porfiroclastos están rodeados por una matriz tectónica en la que la foliación está definida por la elongación lepidoblástica de un fino agregado de sericita y clorita, contribuyendo también hiladas de opacos y de óxidos de Fe. La formación de la esquistosidad está controlada por mecanismos de disolución por presión y es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión. En estas litologías, las condiciones de la deformación son generalmente propias de la facies de prehnita-pumpellita (subesquistos verdes), con estabilidad de una asociación mineral compuesta por mica blanca sericita+clorita+albita+epidota+cuarzo±prehnita± pumpellita+opacos+óxidos de Fe-Ti.

(2) Las metaandesitas de la Fm Ámina constituyen los términos intermedio-básicos relativamente menos deformados dentro de la unidad. Estas rocas aparecen tanto alternando con niveles metavolcánicos más ácidos como formando macizos relativamente menos deformados.

Al microscopio, estas rocas presentan texturas nematoblásticas y granoblásticas elongadas, en la que fábrica principal Sp está definida por la orientación paralela de los lepidoblastos de sericita y clorita. La asociación mineral que aparece está compuesta por: actinolita, albita, clorita, epidota, cuarzo y moscovita, con apatito, circón, ilmenita, pirita y opacos como accesorios. La asociación fue sincinemática con la poco penetrativa fábrica dúctil planar (Sp) principal e indicativa de la facies de los esquistos verdes de baja-T. La relativa baja deformación interna de estas rocas ha permitido la preservación de fenocristales de clinopiroxenos, anfíboles y plagioclasas ígneos relictos, que no obstante, han sido variablemente reemplazados por clorita y actinolita metamórfica, aplastadas según la Sp. El resto de la mineralogía y texturas del protolito han sido traspuestos por la deformación y la recristalización metamórfica. Las metaandesitas consisten en un agregado de grano fino variablemente elongado de granos de epidota, microprismas y agregados fibroso-radiales de actinolita, delgados lepidoblastos y agregados paralelos a la Sp de clorita y mica blanca y parches de albita subidiomorfa.

(3) Las alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas constituyen términos de la Fm Ámina poco o nada deformados, que en general han desarrollado una poco penetrativa esquistosidad. Se trata de rocas que han heredado un bandeo composicional del protolito volcánico, definido por una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles oscuros féficos con otros claros ácidos. En algunos casos se reconoce una débil esquistosidad subparalela al bandeo, formada por mecanismos de disolución por presión. Texturalmente son rocas más o menos esquistosas, de texturas ígneas heredadas o granolepidoblásticas con elementos feldespáticos porfiroclásticos. La composición mineral consiste en plagioclasa, cuarzo, albita, epidota, sericita/moscovita y clorita, con pirita, opacos, ilmenita y óxidos de Fe-Ti.

Al microscopio, se trata de rocas compuestas por un bandeo de alternancias de niveles de color verde oscuro, básicos, de grano fino, y otros claros, ácidos, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Aunque no se observa en muchos casos el desarrollo de una clara esquistosidad, sí existe una cierta elongación del agregado mineral en los niveles más básicos y una deformación dúctil/frágil de los fenocristales de mayor tamaño en los ácidos.

De forma característica en estas rocas, gran parte de la mesostasia ígnea original ha sido reemplazada por un agregado microcristalino poco orientado de sericita, clorita y epidota. La naturaleza de este metamorfismo es dudosa, ya que puede ser tanto de tipo hidrotermal tardi-magmático y contemporáneo a la formación de un conjunto de venas de cuarzo con prismas de epidota, o metamórfico, estático de baja-T. En cualquier caso, las condiciones metamórficas fueron en general propias de la facies de los subesquistos verdes. El cuarzo de los fenocristales ha sido deformado plásticamente, lo que ha originado microtexturas de extinción ondulante, lamelas y maclas de deformación y formación de agregados mono y policristalinos de subgranos con una fábrica interna asimétrica, que localmente han recristalizado a agregados de pequeños granos, nuevos, por mecanismos de rotación de subgranos ($T < 300^{\circ}\text{C}$). Los fenocristales de feldespatos están reemplazados a sericita y moscovita. Se observa también una formación de óxidos de Fe-Ti a expensas de máficos y opacos. En el área del Embalse de Monción se han reconocido estas alternancias de metavolcanitas ácidas-básicas fuertemente deformadas y metamorizadas, en condiciones de la facies de los esquistos verdes.

(4) Las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos, filoníticos y miloníticos, son los términos ácidos de la Fm Ámina más deformados por el cizallamiento dúctil regional, existiendo muy buenos afloramientos de las mismas en las inmediaciones del Embalse de Monción. Se trata de rocas esquistosas de tonos claros, grano fino a muy fino y que han desarrollado una muy penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) no-coaxial. En boudines sin-Sp y dominios rodeados por la Sp, se ha observado localmente que la esquistosidad principal (S2) crenula, micropliega y progresivamente traspone a una fábrica S1 anterior, aunque también puede tratarse de un intenso plegamiento intrafoliar D2.

Al microscopio, estas rocas muestran texturas porfiroclásticas de matriz muy fina, lepidoblásticas, filoníticas y miloníticas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa albítica, epidota, cuarzo, moscovita/sericita y clorita. Como minerales accesorios aparecen circón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos. Al microscopio, se observan escasos porfiroclastos de plagioclasa y pirita con sombras de presión asimétricas, que se destacan en una matriz finamente foliada. Se distingue una esquistosidad principal, definida por la elongación lepidoblástica del agregado de sericita+clorita+opacos+óxidos de Fe. La esquistosidad es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión y la existencia de una familia de planos oblicuos en ángulo muy pequeño, que definen una fábrica S-C de tipo I y baja-T. El carácter no-coaxial de la esquistosidad

principal está también indicado por la fábrica interna de los granos de cuarzo en los *ribbons* policristalinos, que es oblicua respecto a los planos C, y en la asimetría de las colas y sombras de presión en torno a los porfiroclastos de epidota de tipo δ y σ . En todas las láminas delgadas orientadas estudiadas, el sentido de cizalla obtenido a partir de la asimetría de indicadores cinemáticos es de techo hacia el NO y N, paralelo a la L_p mesoscópica. Las condiciones de la deformación, propias de la facies de los esquistos y subesquistos verdes, con estabilidad de la asociación: clorita+sericita+albita+epidota \pm actinolita \pm prenhita +cuarzo+opacos+óxidos de Fe.

En las rocas más intensamente deformadas por el cizallamiento, se superpone una esquistosidad de crenulación extensional, generada en un momento más avanzado del cizallamiento dúctil. La fábrica en los planos de dicha esquistosidad está normalmente definida por clorita, epidota, albita y mica blanca. En estas rocas, aparecen abundantes venas y grietas de extensión rellenas de cuarzo, epidota, calcita, clorita, mica blanca, mica marrón y, en ocasiones, actinolita, que registran diversos grados de rotación hacia la dirección de transporte tectónico y boudinage. En estas rocas, la alteración secundaria más tardía produce una sericitización de plagioclasas, la cloritización del anfíbol y micas, y acumulación de hematites tapizando microfracturas e impregnando las plagioclasas. Como minerales accesorios se observa circón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos indiferenciados.

(5) Las filitas y esquistos máficos clorítico-anfibólico-epidóticos, filoníticos y miloníticos, son los términos intermedios y subordinadamente básicos de la Fm Ámina más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Estas litologías alternan a escala cartográfica con las filitas y cuarzoesquistos sericítico-albíticos, también filoníticos y miloníticos, definiendo bandas de anchura hectométrica-kilométrica en gran parte del ámbito de afloramiento de la Fm Ámina. En algunos casos (sector SO de la Hoja de MartínGarcía) parecen existir zonas de charnela de grandes pliegues recumbentes de escala hectométrica-kilométrica, contemporáneos al desarrollo de la esquistosidad principal (Sp), que resulta ser la fábrica de plano axial.

Las filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos son referibles a protolitos de composición intermedia a básica (basaltos, andesitas y dacitas). Estas rocas máficas de grano fino a muy fino, presentan una fábrica planar principal (Sp) o plano-linear ($Sp-L_p$) bien desarrollada, que generalmente es de características miloníticas y filoníticas. La lineación está definida por la elongación de los prismas de anfíbol verde, los porfiroblastos de plagioclasas y el

estiramiento de los agregados lenticulares de cuarzo. Al microscopio, las texturas observadas son desde porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, a granonematoblásticas bandeadas que gradúan a filoníticas y miloníticas de grano fino y muy fino. Los componentes minerales principales de estas rocas son actinolita-tremolita, albita, moscovita/sericita, clorita, epidota y cuarzo, con ilmenita, opacos y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. Frecuentemente, en las rocas se distinguen porfiroclastos y matriz blástica recristalizada dinámicamente. Los porfiroclastos son de plagioclasas fragmentadas, originando texturas *pull-apart* en cuyos huecos recristaliza albita, y de cuarzo aplastado y recristalizado dinámicamente dando bordes con subgranos y granos nuevos. Los porfiroclastos y porfiroblastos de estas rocas se caracterizan por la presencia de sombras de presión y colas de recristalización asimétricas. La matriz tectónica está microbandeada en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un fino agregado de actinolita+mica blanca+clorita+epidota+opacos, orientado paralelamente y definiendo la fábrica planar.

En estas rocas, la foliación principal Sp ha sido generada por una deformación dúctil no-coaxial, que frecuentemente ha formado una fábrica compuesta S-C milonítica simetamórfica. La asociación mineral contemporánea al cizallamiento dúctil está formada por albita+clorita+moscovita+actinolitas+cuarzo+epidota, que es diagnóstica de la facies de los esquistos verdes de baja-T.

El sentido de cizalla deducido a partir de la asimetría de los indicadores cinemáticos, es de techo al N y NO, paralelo a la lineación de estiramiento milonítica.

4.1.3. Formación Tireo

Al sur de la Zona de Falla de La Española y hasta el contacto septentrional del BLC, siguiendo una banda de dirección NO-SE, aparecen afloramientos de rocas metavolcánicas, composicionalmente variadas y, en general, esquistosadas y metamorfizadas, que han venido siendo denominadas como el Complejo Dajabón (Draper y Lewis, 1991). Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el presente Proyecto han permitido integrar el Complejo Dajabón dentro de la Fm Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas, litológica y geoquímicamente equivalentes. Estos materiales afloran en las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Jicomé y Monción. La intrusión del batolito ha desarrollado también, en su entorno, aureolas de rocas corneánicas, así como enclaves y *roof pendants* a techo del macizo.

Litológicamente, a nivel regional está compuesto por metabasaltos y metaandesitas, metatobas y metabrechas volcánicas de composición intermedia, metavulcanitas intermedias y ácidas, metasedimentos, metacherts y, en las zonas menos metamorizadas, alternancias de calizas y cherts negros. En el conjunto intruyen macizos de cuarzo-dioritas porfídicas, subvolcánicas.

Las únicas rocas presentes en la Hoja de Monción son tobas y lavas riolíticas. Son rocas de color verde-claro, porfídicas, con fenocristales de cuarzo, feldespatos y biotita, inmersos en una mesostasia afanítica, que probablemente forman domos extrusivos o criptodomas. Presentan texturas hipocristalinas, porfídicas, de mesostasia afanítica desvitrificada tendente a esferulítica. Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico (sanidina) y biotita, con magnetita, epidota, óxidos Fe-Ti y opacos como accesorios. Al microscopio están compuestas por fenocristales subidiomorfos a alotriomorfos milimétricos de cuarzo, sanidina, plagioclasa oligoclasa y escasas biotitas. El cuarzo forma texturas on golfos de corrosión y la plagioclasa agregados tendentes a la sinneusis, reemplazados de forma variable y pseudomórficamente por albita y por agregados de sericita y epidota. La biotita forma escasas placas asociadas a la plagioclasa y está frecuentemente completamente cloritizada. La mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de cuarzo y feldespatos en zonas esferulítico, procedentes de la desvitrificación de la pasta vítrea.

4.2. Petrología de rocas ígneas

4.2.1. Peridotitas serpentinizadas

En la zona estudiada las peridotitas forman cuerpos de geometría lentejona, intensamente foliados y cizallados, que aparecen jalonando grandes estructuras dúctil-frágiles y frágiles. En la Hoja de Monción los afloramientos de rocas metaperidotíticas (FC-9070) están incluidas en la Zona de Falla de la Española, situadas en el contacto entre dos dominios estructurales muy diferentes, yuxtapuestos y, probablemente, como continuación hacia el NO de la Peridotita de Loma Caribe del área de La Vega-Villa Altagracia.

Las metaperidotitas asociada a la Zona de Falla de La Española son rocas de protolito ultrabásico, completamente transformadas a serpentinitas foliadas por cizallamiento y retrogradación e hidratación a baja-T. Se trata de metaperidotitas de grano medio a grueso, heterogranulares, foliadas, compuestas por un agregado de minerales del grupo de las

serpentinitas. Al microscopio, se observan serpentinitas texturalmente de dos tipos: como grandes fenoblastos fracturados, pseudomorfos de ferromagnesianos, y como una matriz de menor cristalinidad en la que la foliación está definida por la orientación subparalela de las fibras de serpentinitas. En estas rocas, el agregado mineral está muy microfacturado, con recristalización en las grietas de minerales opacos secundarios. En ocasiones se observan relictos de olivino y agregados de cromita magmática, ambos bastante reemplazados y alterados a óxidos pardos y opacos.

4.2.2. Batolito de Loma Cabrera (BLC)

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del BLC y rocas asociadas pueden agruparse en cuatro unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas; (2) gabros y dioritas; (3) tonalitas con hornblenda \pm biotita; y (4) un enjambre de diques máficos y félsicos, intrusivos en las anteriores unidades y en la Fm Tireo. La escasez de afloramientos en algunos sectores del BLC no siempre ha permitido diferenciar cartográficamente en detalle a las dos primeras unidades, quedando englobadas, en general y de forma indiferenciada, como un complejo gabroico-ultramáfico.

La secuencia intrusiva general desde las rocas más máficas a las más ácidas, fue establecida a partir de las relaciones de campo. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y máficos (gabronoritas, gabros y dioritas), con escasas relaciones locales de intrusión de los segundos en los primeros. Los diferentes tipos de gabros y dioritas pudieron cristalizar al mismo tiempo, con las diferencias texturales reflejando un diferente contenido en volátiles en el magma, sin que se hayan encontrado evidencias directas sobre su edad relativa. Las rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas fueron las siguientes en la secuencia, siendo los tipos dioríticos en muchos casos rocas transicionales o facies de borde de los macizos gabroicos. A continuación intruyó el importante volumen de magma tonalítico, siendo generalmente el contacto con el complejo gabroico-ultramáfico una zona de deformación dúctil en estado magmático y *subsolidus* para las tonalitas, y *subsolidus* para los gabros y dioritas. El magma tonalítico excava xenolitos del complejo gabroico-ultramáfico y de los metabasaltos encajantes, y lleva consigo magmas de una composición cuarzo-diorítica ligeramente más básica. Algunos de estos magmas fueron completamente mezclados (*magma mixing*) con la tonalita, mientras que otros fueron preservados como enclaves deformados. En las tonalitas se observan diques y venas de magmas

progresivamente más silíceos, que representan los diferenciados de los estadios más tardíos. Finalmente, intruye un enjambre de diques máficos durante los estadios magmáticos más tardíos de la tonalita, que generalmente estaba lo suficientemente fría para que los diques máficos desarrollen contactos netos y bordes enfriados en algunos casos, pero que en otros hibridan (*magma mingling* y *mixing*) con las tonalitas más tardías y producen zonas de circulación hidrotermal y mineralización de epidota.

Las rocas del conjunto volcano-plutónico deformado de la Fm Tireo, situado a techo de la intrusión, se interpreta que representan los episodios magmáticos más tempranos (tanto volcánicos como hipoabisales) de la Fm Tireo, que en parte fueron posteriormente deformados y metamorfizados durante los episodios plutónicos intrusivos del BLC más tardíos. Además, la Fm Tireo está intruida por diques de tonalitas con hornblenda y el enjambres de diques máficos y félsicos similares a los incluidos en el batolito. Esta interpretación está apoyada por: el desarrollo de fábricas deformativas penetrativas en rocas en la Fm Tireo, incluyendo una banda de anfibolitas blastomiloníticas en la aureola dinamo térmica de contacto con el batolito; el desarrollo local de asociaciones minerales metamórficas propias de la facies de las corneanas hornbléndicas y piroxénicas; la preservación de las texturas relictas fragmentarias en las partes metamórficas menos deformadas del conjunto; la intrusión sin-cinemática y cizallamiento *subsolidus* de diques de tonalitas con hornblenda; la historia de múltiples intrusiones manifestada por contactos intrusivos y variaciones texturales y composicionales; y los datos geoquímicos.

4.2.2.1. Rocas ultramáficas (cumulados)

Los principales afloramientos de rocas ultramáficas de la serie plutónica del BLC son de extensión muy variable, pero distribuidos en todos los sectores geográficos del batolito y siempre asociados a los gabros y dioritas. Los afloramientos más extensos de rocas ultrabásicas se localizan en los alrededores del Cerro Chacuey (Hoja de Loma de Cabrera), Rincón Llano (Hoja de Santiago Rodríguez) y Loma de los Guajumitos (entre las Hojas de Monción y Diferencia). En la Hoja de Monción sólo se han visto estas rocas muy localmente, como posibles cantos sueltos, en el borde S, al NO del Cerro de Jicomé.

Las rocas ultramáficas muestran una relativa gran variedad composicional, incluyendo tipos predominantes de wehrlitas y clinopiroxenitas con olivino, y subordinadamente clinopiroxenitas con olivino y hornblenda, clinopiroxenitas con olivino, hornblenda y plagioclasa, hornblenditas y escasas dunitas. En general, estas rocas ultrabásicas son

masivas y carentes de foliación deformativa. Localmente, las variaciones en la moda de olivino y piroxenos define un bandeo composicional cuyo espesor gradúa en escala entre milimétrico y decimétrico. Este bandeo aparece buzando ángulos bajos y altos, sugiriendo en este último caso la acumulación en diques subverticales o un basculamiento post-acumulación mineral.

Al microscopio, las wehrlitas son de grano grueso y muy grueso, masivas o bandeadas, y constituidas por agregados subidiomorfos de orto y clinopiroxeno *cumulus*, de entre 1 y 5 mm de longitud pero que pueden alcanzar 2,5 cm, y olivino idiomorfo. Las dunitas son también masivas y formadas por un agregado de olivino alotriomorfo, intensamente alterado a minerales del grupo de la serpentinita y magnetita, con clinopiroxeno y cromita accesorios. Las *lamellas* de exolución están presentes en ambos piroxenos. Tanto el olivino como el piroxeno pueden mostrar extinción ondulante y doblamiento de los planos de exfoliación, indicando una modesta deformación plástica intracristalina. Las clinopiroxenitas con olivino consisten en granos de subidio a alotriomorfos de clinopiroxeno con olivino intergranular y óxidos de Fe-Ti. En las clinopiroxenitas con olivino y plagioclasa, la plagioclasa cálcica es intersticial y modalmente <10% de la roca, mostrando texturas de *adcumulus*. El olivino puede aparecer rodeado e incluido en el clinopiroxeno. La hornblenda parda-marrón aparece como una fase tardi-magmática formando coronas de reacción entre piroxenos y piroxeno y plagioclasa, siendo localmente muy abundante. El reemplazamiento total de piroxeno por hornblenda es bastante común en los bordes de los macizos ultrabásicos, formando hornblenditas. La alteración más tardía produce actinolita y serpentinitas.

La abundancia en estas rocas ultrabásicas de olivino y piroxenos, junto con la preservación de bandeados mineralógicos de alternancia de capas de dunitas y piroxenitas, establece que se trata de cumulos. Las texturas de *adcumulado* de piroxenos se preservan en las wehrlitas y clinopiroxenitas con olivino y plagioclasa, en las que la plagioclasa constituye una fase *intercumulus*. Sin embargo, estas texturas ígneas primarias son modificadas por texturas de recrecimiento (especialmente de clinopiroxeno) y la recristalización de las fases cúmulo originales. El reemplazamiento del piroxeno por hornblenda indica un enriquecimiento tardi-magmático en H₂O del líquido *intercumulus*. Estas relaciones texturales establecen la siguiente secuencia de cristalización en las rocas ultramáficas: cristalización de olivino y piroxeno *cumulus*; *post-cumulus* local intercrecimiento de clinopiroxeno (crecimiento *adcumulus*); cristalización de plagioclasa como fase *intercumulus*;

reemplazamiento tardi-magmático del piroxeno por hornblenda parda; y local recristalización tardi y postmagmática de los granos *cumulus* originales.

4.2.2.2. Gabros y dioritas

Las rocas plutónicas de esta unidad afloran de forma extensa en el BLC definiendo su forma general lenticular y alargada. Las rocas gabroicas están siempre espacialmente relacionadas con las rocas ultrabásicas a las que a menudo incluyen cartográficamente. En la parte del BLC estudiada, los gabros y dioritas aparecen predominantemente en dos sectores: en el macizo centro-occidental de Cerro Chacuey, situado en la Hoja de Loma Cabrera, y a lo largo de la banda entre las Lomas de Guazumito y de los Charamicos, situada en borde suroriental del batolito e incluida en las Hojas de Jicomé, Monción y Diferencia.

Desde un punto de vista composicional y textural, la unidad resulta ser bastante heterogénea, incluyendo desde rocas gabroideas muy variadas a cuarzo-dioríticas. La cartografía precisa de estas rocas resulta muy difícil debido a la alteración y cobertera vegetal. Los tipos petrográficos incluidos en la unidad de gabros y dioritas son: gabros y melanogabros con clinopiroxeno y hornblenda, noritas y gabronoritas con hornblenda, dioritas con hornblenda y cuarzodioritas con hornblenda. En los gabros el olivino es muy escaso, siendo relativamente raros los tipos de gabros y gabronoritas con olivino. Los tipos de melanogabros y gabronoritas constituyen rocas transicionales en el campo entre las rocas ultramáficas ricas en clinopiroxeno y la unidad gabro-diorítica. El anfíbol hornblenda está siempre presente como una fase magmática o tardi-magmática, reconociéndose incluso tipos pegmatoides con hornblenda (leucogabros pegmatíticos) y bolsadas y enclaves de hornblenditas.

Las texturas que aparecen en estas rocas son variadas y generadas tanto en el estadio magmático como *subsolidus* deformativas. Los gabros presentan tanto un bandeo composicional ígneo como aparecen masivos. El bandeo ígneo está definido por la alternancia de bandas de minerales máficos (hornblenda, augita e hiperstena) y plagioclasa cálcica (labradorita o bytownita), que puede ser producto de la acumulación cristalina durante la cristalización de la unidad (en las gabronoritas) o resultado del flujo magmático (en los gabros y dioritas) con desarrollo de una foliación \pm lineación magmática.

En la unidad de gabros y dioritas resultan comunes las zonas con desarrollo de una fuerte foliación deformativa, resultado de la deformación cristal-plástica, especialmente hacia y en el contacto con la unidad de tonalitas con hornblenda. En muchos casos, como en los bordes del macizo de Loma de Guazumito – Loma de los Charamicos, o en el borde meridional de Cerro Chacuey, al N de La Peñita (Hojas de Jicomé y Loma Cabrera), el contacto entre el complejo gabroico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil de dirección general O-E y ángulos de buzamiento medios y bajos, tanto al N como hacia el S. En estas bandas, que convierte las rocas gabroicas en milonitas máficas de grano fino, la deformación en estado sólido también afecta localmente a las tonalitas con hornblenda, que intruyen como diques y venas de dimensiones variables y son cizallados hasta paralelizarse con la foliación y transformados en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino. En la terminación SE del batolito, situado en las Hojas de Jicomé, Monción y Diferencia, buena parte de los gabros presentan en este sector una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasa, que pasa lateralmente a ser deformativa en estado sólido y caracterizada por la formación de fábricas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas.

La unidad gabro-diorítica contiene frecuentes enclaves máficos microgranudos e inclusiones cognatas. Algunas inclusiones son diques máficos desmembrados, pero otras pueden representar una intrusión temprana de la unidad que resulta posteriormente intruida, desmembrada y parcialmente asimilada por una intrusión más tardía. Por otro lado, la unidad gabro-diorítica está intruida por diques de tonalitas con hornblenda de dimensiones muy variables y por un enjambre de diques máficos y aplíticos microgranudos. Los contactos intrusivos de los diques son, en su mayor parte, rectos y netos, sugiriendo un emplazamiento bastante tardío en relación a la estructuración del BLC.

Petrográficamente las rocas de la unidad gabro-diorítica son de tamaño de grano medio a grueso. Generalmente las rocas gabroicas son de mayor tamaño de grano que las dioríticas. En los gabros foliados, la fábrica planar está definida por las plagioclasas tabulares y los prismas de hornblenda, con deformación o no del cuarzo intersticial, implicando deformación en estado magmático que continúa en el estadio *subsolidus* formando subgranos. En las rocas de la unidad gabro-diorítica próximas al contacto con la unidad tonalítica, se han desarrollado fábricas protomiloníticas y miloníticas de relativa alta-T, ya que se ha observado la recristalización dinámica de la plagioclasa y la hornblenda en agregados

elongados paralelamente a la foliación *subsolidus*. Aquí, las tonalitas aparecen foliadas paralelamente, indicando deformación desde el estadio magmático al de estado sólido.

En los gabros y dioritas de la unidad, los minerales ígneos principales son plagioclasa cálcica, hornblenda, augita y óxidos de Fe-Ti. Como accesorios aparecen hiperstena, apatito, circón, esfena, ilmenita y opacos. La augita suele ser subidiomorfa y aparece reemplazada de parcial a completamente por hornblenda verde oscura. El reemplazamiento es pseudomórfico y gradúa desde la formación de delgados bordes en continuidad óptica en la augita, hasta la formación de grandes poiquiloblastos alotriomorfos de hornblenda que incluyen pequeños restos de clinopiroxeno. En las rocas dioríticas, la presencia de núcleos incoloros o verdes débilmente pleocróicos en la hornblenda, con pequeñas inclusiones redondeadas de cuarzo e ilmenita, son indicativas de la presencia anterior de augita. Los contactos entre plagioclasa y hornblenda suelen ser inestables, irregulares y corroidos, sugiriendo que el reemplazamiento de augita fue parte de la alteración magmática tardía de la augita a hornblenda verde. En las rocas gabroicas, los óxidos de Fe-Ti son intersticiales y de contornos “ameboides”, resultando local y modalmente muy abundantes (5-10%); en las rocas dioríticas, los óxidos de Fe-Ti suelen ser accesorios y espacialmente asociados a la hornblenda. En algunas rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas, además de hornblenda tardi-magmática se ha observado biotita accesoría. El tránsito modal entre las dioritas y cuarzo-dioritas y las tonalitas con hornblenda no es claro, observándose en muchos casos relaciones de intrusividad de las segundas en las primeras.

Algunas rocas gabroicas son melanogabros con olivino, modalmente transicionales entre las rocas ultramáficas ricas en clinopiroxeno y los gabros con augita y hornblenda. Estos melanogabros son muy heterogéneos a la escala de afloramiento, apareciendo en la zona de contacto con la unidad ultrabásica y como enclaves en las rocas dioríticas. Estas rocas pueden ser también cumulados de olivino, clinopiroxeno e incluso plagioclasa, con variable reemplazamiento por hornblenda verde y óxidos de Fe-Ti. Los minerales secundarios que aparecen en las rocas gabroicas y dioríticas son el resultado de la alteración deutérica y el metamorfismo. Se incluye el reemplazamiento de la augita y/o hornblenda por actinolita+clorita+esfena+epidota+óxidos de Fe-Ti, leucóxeno y la sausrización a menudo zonal de la plagioclasa. En torno a los óxidos de Fe se han observado localmente en los gabros finos rebordes de biotita

Las gabronoritas son de grano medio a grueso y aparecen tanto bandeadas como masivas, siendo en el primer caso cumulados. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa,

clinopiroxeno augítico, ortopiroxeno hiperstena, hornblenda verde-marrón y óxidos de Fe-Ti. Tanto el ortopiroxeno como el clinopiroxeno forman granos idio y subidiomorfos milimétricos equigranulares, con plagioclasa alotriomorfa e intersticial. En los tipos con olivino, este mineral suele aparecer incluido en el piroxeno. La plagioclasa presenta un complejo zonado oscilatorio y normal. La hornblenda puede formar grandes poiquiloblastos que engloban y reemplazan a las fases anhidras anteriores, sugiriendo que el magma se enriquece en H₂O sólo después de la cristalización de la matriz de grano fino, en un posible segundo estadio de cristalización. Los óxidos de Fe-Ti están asociados a la hornblenda, sugiriendo su cristalización también en momentos tardi-magmáticos.

4.2.2.3. Tonalitas con hornblenda ± biotita

La unidad de tonalitas con hornblenda ± biotita está formada por las rocas más ácidas del Batolito de Loma Cabrera. Este conjunto magmático intruye en la unidad gabro-diorítica y forma en el sector dominicano del BLC, a grandes rasgos, una gran banda central de dirección O-E, que ocupa gran parte de las Hojas de Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Jicomé, Monción y Diferencia. En algunos sectores del BLC la unidad de tonalitas resulta ser periférica a los afloramientos del complejo gabroico-ultramáfico, pero estas relaciones de zonalidad no siempre se cumplen.

El contacto entre la unidad tonalítica más reciente y el complejo gabroico-ultramáfico es siempre muy neto y muy frecuentemente está afectado por una cizallamiento de relativa alta-T. Sin embargo, a escala de afloramiento, localmente se observan facies tonalíticas marginales de grano fino y desarrollos de bordes enfriados frente a los gabros. En otros muchos casos, se observan relaciones de intrusividad de la unidad tonalítica en la gabroica-diorítica, en la que la primera excava desde abajo (*stopping*) y brechifica a la segunda. Igualmente, se han observado diques de tonalitas con hornblenda que intruyen en la unidad gabroico-diorítica y que claramente establecen una edad más reciente para la serie tonalítica. Por otro lado, la anfibolitización y alteración hidrotermal que afecta a el complejo gabroico-ultramáfico encajante, está espacialmente relacionada con la intrusión y segregación de volátiles de la unidad tonalítica. La unidad tonalítica está comunmente intruida por un enjambre de diques, que de forma característica presentan una orientación preferente subparalela a la dirección O-E de la unidad tonalítica.

Las tonalitas contienen casi siempre inclusiones y enclaves aunque en proporciones muy variables. Los enclaves cubren un amplio rango de litologías y morfologías, siendo generalmente de tamaño centimétrico y decimétrico (5-30 cm). Los enclaves más abundantes son de microdioritas (enclaves máficos microgranudos) y de tonalíticas porfídicas con hornblenda y plagioclasa, que presentan contactos desde netos a difusos frente a la tonalita y morfologías globulosas irregulares, en ocasiones muy aplastadas y alineadas. El frecuente aplastamiento y las evidencias de deformación dúctil en los enclaves, sugieren que fueron parcialmente líquidos cuando se incorporaron al magma tonalítico. Estas observaciones, junto con la presencia de fenocristales de plagioclasa de complejo zonado oscilatorio en la tonalita, sugieren que los procesos de mezcla de magmas fueron muy importantes en la génesis de la unidad tonalítica. Otros tipos comunes de enclaves son de rocas dioríticas y gabróicas, particularmente presentes cerca del contacto intrusivo de la tonalita con el complejo gabróico-ultramáfico. Estos enclaves son de formas angulares y están relacionados con la fracturación de la roca caja por la tonalita. Sin embargo, la ausencia de bordes enfriados sugiere que aunque las dioritas se comportan frágilmente, se encontraban todavía relativamente calientes.

Aunque no tanto desde un punto de vista composicional, la unidad de tonalitas sí resulta ser heterogénea desde un punto de vista mineralógico y textural. Tanto Feigerson (1978) como Cribb (1986) definen en sus trabajos respectivos de los sectores dominicanos occidental y oriental del BLC, varios tipos de tonalitas como granitoides con muy escaso feldespató-K. Dentro de la unidad de tonalitas estos autores distinguen las siguientes facies: tonalitas foliadas, tonalitas con hornblenda, tonalitas con hornblenda y biotita, tonalitas hornbléndico-piroxénicas porfídicas, dioritas, tonalitas con biotita y moscovita, leucotonalitas, trondhjemitas, aplitas y pegmatitas, además de algún litotipo local

A la escala del BLC, resulta muy difícil la cartografía detallada de cada una de estas facies tonalíticas, debido a las variaciones petrográficas, incluso a escala de afloramiento y la escasez de los mismos en muchas zonas, por lo que el criterio seguido ha sido incluirlas en una gran unidad de tonalitas con hornblenda \pm biotita, separando las facies subordinadas de cuarzo-dioritas y las leucotonalíticas y aplopegmatíticas más diferenciadas.

Las facies petrográficas distinguidas son: tonalitas con hornblenda foliadas o isótropas, tonalitas con hornblenda y biotita, tonalitas con fenocristales de hornblenda, tonalitas

porfídicas subvolcánicas, leucotonalitas con biotita y moscovita y pórfidos leucograníticos/riolíticos subvolcánicos.

Las tonalitas foliadas aparecen a lo largo de todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central, siguiendo la alineación Partido, Los Almácigos, Piedra Blanca, El Cajuil y Jicomé (de Monción), bordeando al N la Loma de los Guajumitos. Se trata de facies de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, que presentan una penetrativa fábrica planar magmática definida por la elongación de plagioclasa y el anfíbol, que puede ser también *subsolidus* deformativa. Como ferromagnesianos contienen hornblendas verde oscuras (15-25%), que forman prismas milimétricos que a menudo definen una lineación mineral dispuesta subhorizontalmente, y raramente biotita. Texturalmente son rocas granudas, holocristalina, fanerítica, anisótropa, inequigranular, que en los tipos más deformados en estado sólido resulta ser de protomilonítica a milonítica. Como minerales principales contienen hornblenda, plagioclasa y cuarzo; como componentes accesorios opacos, apatito, circon, magnetita, esfena e ilmenita. Las tonalitas están desprovistas de feldespato-K o aparece como accesorio.

Al microscopio, el anfíbol verde-marrón pleocroico es hornblenda, subidido a alotriomorfa, zonada concéntricamente y con inclusiones de plagioclasas, algún relicto de clinopiroxeno e ilmenita. La plagioclasa forma prismas de 1 a 2 milimétricos subidiomorfos a alotriomorfos con un zonado oscilatorio complejo. En las tonalitas más deformadas, tanto la hornblenda como la plagioclasa forman porfiroclastos rodeados por una foliación *subsolidus*, definida por agregados de pequeños granos de cuarzo y *ribbons* policristalinos. En sombras de presión hay agregados neoformados de epidota, clorita, esfena y opacos, con el anfíbol, en ocasiones, recristalizado dinámicamente. El cuarzo ha recristalizado de forma extensa a un agregado elipsoidal de pequeños granos, rodeados por la foliación. La deformación es dúctil, no-coaxial y relativa a un cizallamiento en condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-T y los esquistos verdes. Los porfiroclastos presentan sombras de presión asimétricas que permiten establecer un sentido de cizallamiento transcurrente senestral. La alteración deutérica es común en las tonalitas, consistiendo en la cloritización de la biotita, con formación adicional de epidota y leucoxeno, la sericitización frecuentemente zonal de los núcleos de la plagioclasa y formación de parches de calcita.

Dentro de la unidad tonalítica, la facies más común del BLC está constituida por tonalitas con hornblenda de grano medio a grueso, generalmente isótropas, pero que según los sectores pueden haber desarrollado también fábricas magmáticas planares en general poco

penetrativas. Estas tonalitas de facies común, afloran de forma extensa en la banda central del BLC en las Hojas de Loma de Cabrera y Santiago Rodríguez, y en menor extensión entre Corocito Abajo y Corocito Arriba (Hoja de Monción), desarrollando facies porfídicas locales de plagioclasa hacia el contacto con el complejo gabroico-ultramáfico. Se caracterizan por presentar como ferromagnesiano a un anfíbol verde oscuro de composición hornblenda, cuya abundancia modal es de un 20-30%. Texturalmente son rocas granudas, holocristalina, fanerítica, alotriomorfa inequigranular seriada, variablemente isótropa, con agregados de anfíbol marcadamente poiquilítico. Como componentes principales presentan hornblenda, plagioclasa y cuarzo (>20%); como accesorios apatito, circon, magnetita, esfena, ilmenita, clinopiroxeno, biotita, feldespato-K y opacos. En estas tonalitas, el anfíbol es hornblenda y forma grandes cristales de subidio a alotriomorfos que incluyen poiquilíticamente a granos de clinopiroxeno (raros), plagioclasa (redondeada) e ilmenita. La plagioclasa forma prismas milimétricos y cristales más pequeños en la matriz. Los prismas son de idio a subidiomorfos, con frecuente zonado concéntrico oscilatorio, muy escasas inclusiones de pequeños anfíboles y cuarzo goticular, y alteración zonal a sericita, prehnita, albita en parches y epidota. El cuarzo aparece formando dos generaciones de cristales: grandes cristales subidiomorfos y una generación tardía de cuarzo xenomorfo e intersticial. Los opacos forman acumulaciones en algunas tonalitas. Como procesos de alteración asecundaria estas tonalitas presentan sericitización de plagioclasas, cloritización de anfíbol, sausrutización de la plagioclasa y la oxidación de opacos.

En relación cartográfica a la facies común aparecen también facies de tonalitas con hornblenda y biotita, que aparecen definiendo dominios dentro de la unidad tonalítica, magmáticamente más diferenciados. Se trata de facies de grano medio a grueso, tendentes a porfídicas, generalmente isótropas pero que pueden haber desarrollado una ligera fábrica planar magmática y, característicamente, presentan hornblenda y biotita como ferromagnesianos. Las texturas que presentan son granudas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares tendente a porfídicas. Como minerales principales continen hornblenda, plagioclasa, cuarzo y biotita, y como accesorios apatito, circon, magnetita, esfena, xenotima, monacita, ilmenita y opacos. Como en las tonalitas con hornblenda, este anfíbol forma grandes prismas subidiomorfos que incluyen poiquilíticamente a la plagioclasa, cuarzo, epidota, biotita e ilmenita. La biotita es roja, pleocroica, y forma agregados de láminas alargadas, asociada a la hornblenda. La plagioclasa forma grandes prismas con zonado oscilatorio y rebordes más albíticos, que incluyen a anfíboles redondeados y cuarzo en gotas, así como agregados de cristales más pequeños junto al cuarzo. El cuarzo forma

granos globosos mono y policristalinos de contactos frecuentemente saturados y aparece también como intersticial. Como minerales secundarios presentan agregados de epidota, clorita, esfena y opacos retrógrados, tardi y post-magmáticos.

Dentro de la unidad tonalítica, en sectores más occidentales al de esta Hoja, existen facies de tonalitas con fenocristales de hornblenda, tonalitas porfídicas y tonalitas subvolcánicas, que ocupan los sectores de techo de la intrusión.

Las facies más diferenciadas del BLC forman pequeños macizos, diques y filones de leucotonalitas y leucogranitos con biotita, leucotonalitas y leucogranitos biotítico-moscovíticos, aplitas y pegmatitas. En esta Hoja solo están representados leucogranitos y/o aplo-pegmatitas

Los pórfidos leucograníticos/aplo-pegmatíticos son rocas de colores claros, de grano muy variable, fino a muy grueso, sin máficos visibles y con textura granuda inequigranular. En algunas de estas rocas hay un gran desarrollo de texturas gráficas y pegmatíticas, y otras presentan abundantes agregados de esfena relacionados con la alteración cálcica. Como componentes principales estas rocas presentan plagioclasa y cuarzo, feldespato potásico; como componentes accesorios magnetita, ilmenita, zircón, apatito, esfena, opacos y óxidos de Fe-Ti; y como componentes secundarios epidota, clorita, sericita, carbonatos y zeolitas. Texturalmente, estas rocas ácidas muy diferenciadas están compuestas por un agregado subidio- a alotriomorfo cuarzo-feldespático, intercrecido y con relaciones de inclusión mutua entre fases. Relacionado con un proceso de alteración y reemplazamiento tardi-magmático, han desarrollado parches de epidota incolora/amarilla y de carbonatos. El feldespato-K es microclina perfitica en venas, con contactos frecuentemente rectos frente a la plagioclasa. La plagioclasa es de composición oligoclasa y con bordes albíticos. El cuarzo forma grandes granos y es también intersticial. Se observan zonas de intercrecimientos gráficos entre el cuarzo y los feldespatos. Los agregados de epidota pseudomorfizan totalmente a la plagioclasa. Estas texturas se relacionan con la cristalización de fundidos muy evolucionados y ricos en fluidos que producen las alteraciones y reemplazamientos tardimagmáticos. Las condiciones de emplazamiento fueron someras, subvolcánicas. Otros procesos de alteración que presentan son la formación de carbonatos a partir de las plagioclasas y la oxidación de los muy escasos opacos.

4.2.3. Formación Magua

Las rocas volcánicas de la Fm Magua están bien representadas en las Hojas de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón. Se trata de basaltos en facies coherentes de lavas y de autobrechas, aunque también pueden aparecer formando diques y pequeñas intrusiones someras. Las lavas son afíricas, masivas o vesiculares, formando niveles masivos o con poco abundantes estructuras de flujo. La presencia de vesicularidad en estas rocas asociadas con calizas marinas y ausencia de lavas almohadilladas, sugiere unas condiciones de emplazamiento en un medio subacuoso somero. Las facies de brechas y algunas tramos de lavas están afectados por una alteración espilitica. En la Hoja de Monción se han observado intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas. Los basaltos de la Fm Magua debieron intruir a favor de un sistema de fallas subverticales, en relación a las cuales también se emplazaron un conjunto de diques de leucogranitos de dirección ONO-ESE. Junto al resto de las litologías de la Formación, estos granitoides son cizallados heterogéneamente y fracturados en relación al movimiento transcurrente senestro de la Zona de Falla de La Española.

Los basaltos masivos son rocas de tonos marrón-verde oscuro, a gris-azulado en corte fresco, afaníticas, que presentan proporciones variables de vesícula rellenas de clorita y zeolitas. Texturalmente son rocas volcánicas hipocristalinas, masivas, vesiculares, amigdalares, que son tendentes a intergranulares de grano fino, microporfídicas y fluidales. Mineralógicamente contienen clinopiroxeno, plagioclasa y, en ocasiones olivino, como principales, y magnetita, ilmenita y opacos, como accesorios. Al microscopio los basaltos toleíticos están compuestos por un agregado de microfenocristales de ferromagnesianos y plagioclasas de idio a subidiomorfos. En algunas muestras, los microfenocristales de clinopiroxeno y tabletas de plagioclasa definen una fábrica magmática planar y fluidal. Los ferromagnesianos son augita titanada marrón y escaso olivino. La mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de textura intergranular a subofítica, rico en magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Se superpone una alteración hidrotermal tardi- o post-magmática, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, pumpellita, clorita y opacos; la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas; y la opaquización de la mesostasia con oxidación de la magnetita. La alteración rellena las vesículas por agregados y parches de epidota, clorita, calcedonia, calcita y pumpellita, frecuentemente como agregados verdes fibroso-radiales, drúsicos.

Las brechas basálticas están compuestas por fragmentos milimétricos y centimétricos de basaltos de color verde-marrón oscuro, afaníticos y variablemente vesiculares, en todo comparables a los flujos lávicos previamente descritos. La matriz de la brecha es rica en epidota, clorita, albita y sericita. En general, las brechas aparecen alteradas y atravesadas por un entramado de venas de epidota. La alteración es hidrotermal y consiste en una espilitización de intensidad moderada a intensa, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos; la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas; y la opaquización de la mesostasia. La alteración lleva asociada la formación de venas con unos vistosos rellenos de epidota y calcita drúsicos. Sin embargo, algunas brechas basálticas deben de tratarse de depósitos sin-eruptivos resedimentados por flujos de masa, o incluso depósitos sedimentarios volcanogénicos de masa o tractivos, ya que parte de los fragmentos son bioclásticos y los volcánicos incluyen tipos de diferente composición, textura y grado de alteración.

Intruidos en los flujos lávicos aparecen diques basálticos y doleríticos, que probablemente representan los conductos de alimentación. Se trata de rocas hipovolcánicas, prácticamente holocristalinas, de textura intergranular a subofítica, variablemente afectadas por la alteración hidrotermal espilitica. Al microscopio están compuestas por un entramado de fenocristales tabulares de plagioclasas subidiomorfos, que rodean y encierran pequeños prismas de clinopiroxeno y anfíbol hornblenda verde, pleocróica. La mesostasia es escasa y está compuesta por un agregado secundario de cuarzo, sericita y albita. La alteración reemplaza en parches a la dolerita, compuestos por agregados de epidota, albita, calcedonia, clorita y calcita.

Las rocas piroclásticas y tufitas de la Fm Magua consisten en tobas finas y cineritas líticas y de cristales, de tonos oscuros, cuyo origen puede ser tanto volcanoclástico como volcano-sedimentario. Al microscopio presentan una textura fragmentaria laminada, subequigranular de grano fino y muy fino. Como componentes esenciales contienen piroxenos, hornblenda, plagioclasa, cuarzo, calcedonia, magnetita y opacos; como componentes accesorios esferulitos, carbonatos, fragmentos rocas volcánicas ácidas, rocas metamórficas, micas, chert y vidrio. En los niveles de areniscas tufáceas finas se han observado fragmentos de foraminíferos, piroxenos, epidota y anfíboles. Al microscopio estas rocas suelen presentar una laminación definida por la abundancia relativa de partículas más o menos ricas en cuarzo, ferromagnesianos o material micro y criptocristalino, así como las variaciones en el tamaño de los fragmentos de cristales y líticas. Las cineritas presentan niveles o tramos de

un intenso color rojizo-morado, relacionado con una impregnación de hematites pelicular en torno a las partículas, probablemente generada por oxidación en condiciones subaéreas.

A favor de fracturas intruyen diques de leucogranito de dos micas, con cordierita, ocasional y variablemente foliados, milonitizados y cataclastizados. Estas rocas son de composición granítica y texturas ígneas holocristalinas, faneríticas, granudas e inequigranulares, tendente a microporfídicas. Composicionalmente, se trata de granitos con cordierita, peraluminicos, formados por anatexia de materiales corticales en zonas profundas de la Zona de Falla de La Española. Esta interpretación está apoyada por su composición proxima al eutéctico granítico, por la presencia en estos granitoides de texturas con inclusiones mutuas entre el cuarzo y los feldespatos, inclusiones de cuarzo en gotas en la plagioclasa albitica, intercrecimientos micrográficos y mirmequíticos, y la formación de moscovita a expensas del feldespato-K. Mineralógicamente están formados por cuarzo, plagioclasa y microclina, con biotita, moscovita, cordierita, apatito, esfena y opacos como accesorios. Hay rellenos de grietas, microfracturas y reemplazamientos tardíos de carbonatos. La deformación que afecta a estas rocas es dúctil-frágil y frágil, que da lugar a la formación de rocas miloníticas cuarzo-feldespáticas y filoníticas primero, y cataclasitas más o menos foliadas y harinas de falla después, sugiriendo un progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

4.3. Geoquímica

Para la realización del presente estudio, las muestras fueron recolectadas de forma representativa de cada unidad geológica, macizo o evento ígneo con el objetivo de su caracterización geoquímica, interpretar su entorno tectonomagmático de formación y de obtener y establecer un mejor control estratigráfico de la zona. Las muestras fueron inicialmente machacadas, cuarteadas a 250 grs y pulverizadas en un molino de ágata hasta que el 95% de la muestra pasara por la malla 150 (106 micras), en los talleres del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. El polvo fue enviado para proceder a el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras a ACME Laboratories (Vancouver, Canada). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP (inductively coupled plasma) mediante fusión con LiBO_2 fueron: SiO_2 (0.02%), Al_2O_3 (0.03%), Fe_2O_3 (0.04%), CaO (0.01%), MgO (0.01%), Na_2O (0.01%), K_2O (0.04%), MnO (0.01%), TiO_2 (0.01%), P_2O_5 (0.01%), Cr_2O_3 (0.001%), LOI (0.1%), C (0.01%), S (0.01%), Ba (5 ppm), Ni (30 ppm), Sc (1 ppm), Sr (10 ppm), Y (10 ppm) y Zr (10 ppm). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP-MS (inductively coupled plasma mass

spectrometry) mediante fusión con LiBO_2 fueron: Ag^* (0.1 ppm), As^* (1 ppm), Au^* (0.5 ppb), Ba (0.5 ppm), Bi^* (0.1 ppm), Cd^* (0.1 ppm), Co (0.5 ppm), Cs (0.1 ppm), Cu^* (0.1 ppm), Ga (0.5 ppm), Hf (0.5 ppm), Hg (0.1 ppm), Mo^* (0.1 ppm), Nb (0.5 ppm), Ni^* (0.1 ppm), Pb^* (0.1 ppm), Rb (0.5 ppm), Sb^* (0.1 ppm), Se (0.5 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0.5 ppm), Ta (0.1 ppm), Th (0.1 ppm), Tl^* (0.1 ppm), U (0.1 ppm), V (5 ppm), W (0.1 ppm), Y (0.1 ppm), Zn^* (1 ppm), Zr (0.5 ppm), La (0.5 ppm), Ce (0.5 ppm), Pr (0.02 ppm), Nd (0.4 ppm), Sm (0.1 ppm), Eu (0.05 ppm), Gd (0.05 ppm), Tb (0.01 ppm), Dy (0.05 ppm), Ho (0.05 ppm), Er (0.05 ppm), Tm (0.05 ppm), Yb (0.05 ppm) y Lu (0.01 ppm). (*) Los metales preciosos y metales de base fueron determinados a partir de una digestión en agua regia. El error analítico fue determinado a partir de análisis realizados en una roca patrón estándar.

En el Proyecto K se distinguen 4 grandes episodios de formación de rocas volcánicas y plutónicas: el contrastado magmatismo del Cretácico Inferior, representado por la Fm Ámina al norte de La Zona de Falla de la Española y por el Complejo Duarte al sur de dicho accidente; el composicionalmente variado magmatismo de arco magmático del Cretácico Superior, representado por la Fm Tireo y el Batolito de Loma de Cabrera, con numerosas intrusiones menores; los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte; y el magmatismo Cretácico Superior más alto-Paleógeno de la Fm Magua, espacialmente limitado a la La Zona de Falla (Cizalla) de la Española. Dentro de la Hoja de Monción están representados los dos primeros episodios y el cuarto, faltando los basaltos de Loma de Los Guandules- La Pelona-Pico Duarte. (Fig. 4.1).

A continuación se hace una síntesis del estudio geoquímico global para el Proyecto K, referido a las distintas formaciones o unidades dentro de esta Hoja; el estudio completo puede consultarse en la documentación complementaria.

4.3.1. Formación Ámina

En este estudio, las rocas pertenecientes a la Formación Ámina fueron recolectadas en las Hojas de Dajabón, Martín García y Monción, siendo comparadas con los análisis de la Fm Maimón disponibles y procedentes de la base de datos del sector de Bonao de J. Lewis, junto a datos geoquímicos adquiridos en el Proyecto L del presente Proyecto. La comparación petrológica y geoquímica de ambas formaciones ha permitido confirmar la correlación de ambas formaciones y, como también se ha demostrado en el Proyecto L, con la Fm. Los Ranchos. Consideradas en conjunto, las rocas estudiadas están en el campo de las series toleíticas. Las rocas metavolcánicas félsicas caen en el campo de las riolitas

Fig.4.1.

Esquema geoquímico

toleíticas y las metavolcánicas básicas en el campo de las andesitas y los basaltos toleíticos ricos en Fe, graduando hacia las toleitas magnesianas, existiendo entre ambos grupos un salto composicional, aunque se dispone de pocas muestras. Una muestra de basalto picrítico cae en el campo de las komatiitas basálticas. Las rocas de la Fm Ámina gradúan en composición entre basaltos andesíticos y andesitas subalcalinas, al igual que las rocas de la Fm Maimón. Tanto las rocas básicas como las ácidas de la Fm Amina caen tanto en el campo de las toleitas de arco isla (IAT; relación $Ti/V < 20$), como las rocas de la Fm. Maimón (con Ti/V próximo a la condrítica).

Las rocas de la Fm Ámina presentan contenidos generalmente más altos en LIL (Sr, Rb y Ba), un empobrecimiento en HFSE y REE, alineadas paralelamente a una relación roca/N-MORB de entre 0,2 y 0,8, y anomalías negativas en Nb-Ta muy marcadas en las rocas más fraccionadas y félsicas (metariolitas). Estas características son propias de magmas generados en zonas de subducción.

En base al contenido en TiO_2 y de trazas, en la Formación Maimón se han distinguido 4 grupos de rocas básico-intermedias más un tipo adicional de rocas félsicas (Tabla 4). Estos tipos son: (1) toleitas de arco isla (IAT) "normales"; (2) toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; (3) boninitas; (4) rocas félsicas (metarriolitas); y (5) basaltos de afinidad calco-alcalina, entendiéndose que probablemente existen composiciones transicionales entre ellas. La gran similitud geoquímica entre las diversas series de rocas observadas en la Fm Maimón, la Fm Amina y la Fm Los Ranchos, implica que las dos primeras formaciones son equivalentes y constituyen los tipos deformados y metamorfizados de la tercera. En resumen, los cinco grupos geoquímicos de rocas básico-intermedias y ácidas reconocidos en la Formación Ámina, se relacionan el magmatismo boninitico y toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco isla intraoceánico (Fig.4.2). El cambio en la afinidad toleítica a calco-alcalina (rica en K_2O) del magmatismo observada, es también bastante común en la evolución de los sistemas de arco magmático. La gran similitud geoquímica entre las diversas series ígneas reconocidas en la Fm Ámina, la Fm Maimón y la Fm Los Ranchos, implica que las rocas de las dos primeras son los equivalentes deformados y metamorfizados de la tercera.

Tabla 4.

Geoquímica de Ámina

Fig.4.2.

Diagramas binarios de Ámina

4.3.2. Complejo Duarte

Las muestras estudiadas pertenecen a las Hojas de Monción y Diferencia y se corresponden con depósitos volcánicos de lavas e intrusiones sin-volcánicas relativamente poco o nada deformados y metamorfizados. En el estudio se han incluido también datos geoquímicos de Lapiere *et al.* (1997, 1999) e inéditos del Complejo Duarte del sector de Bonaó.

En las inmediaciones del Pico de El Rubio, situado en la Hoja de Diferencia, han sido reconocidos en el Complejo Duarte dos conjuntos litoestratigráficos. El conjunto inferior está compuesto por un potente tramo de principalmente picritas, basaltos picríticos ricos en Mg, ankaramitas y basaltos con olivino hacia la base, que evolucionan hacia techo a basaltos con piroxeno y plagioclasa variablemente porfídicos. Las facies de picritas, ankaramitas y cumulos representan el 20-40% de la parte inferior del Complejo Duarte y aparecen formando el interior de las capas de lavas. Gran parte de estas facies están compuestas por rocas porfídicas muy ricas en fenocristales de milimétricos de olivino y piroxeno, tratándose de cumulos, aunque hacia la parte superior aparecen también gabros y basaltos pobres en olivino. El conjunto superior es muy homogéneo y está constituido por basaltos gris oscuros de grano fino, masivos y afídicos. Ambos conjuntos y con el progresivo aumento de la deformación y el metamorfismo sincinemático, se transforman en metabasaltos groseramente foliados, esquistos verdes variablemente filoníticos y anfibolitas de penetrativa fábrica plano-linear blastomilonítica (anfibolitas de La Meseta).

Las rocas estudiadas constituyen, composicionalmente, un conjunto de picritas (MgO>18%, Le Maitre, 1989), basaltos picríticos (MgO>12%) y basaltos, de nada a relativamente poco fraccionados (Mg# entre 76 y 47; 58,8 de promedio), en los que el SiO₂ gradúa entre 45 y 56% y el MgO entre 4,2 y 21% (Tabla 5). Presentan contenidos altos en álcalis (K₂O+Na₂O) entre 0,9 y 4,19%, y en TiO₂ entre 1,5 y 4,1%, incluso en las rocas más fraccionadas, para contenidos generalmente bajos en CaO (<12%) y de Al₂O₃ (entre 8,1 y 14,0%). Estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca, resultando las rocas con mayor Mg# (72-70) y menor TiO₂ (≈1%), los magmas primarios en equilibrio con las lherzolitas con olivino del manto superior, o enriquecidas en Mg como resultado de la acumulación de olivino.

Las rocas del Complejo Duarte presentan una composición de elementos mayores que gradúa entre toleitas ricas en Fe a komatiitas basálticas, y se sitúan en el campo de las

series sub-alcalinas, muy próximas y en el límite con el campo de las series alcalinas, con algún basalto ya alcalino. Se clasifican esencialmente como basaltos picríticos y basaltos, con alguna composición de andesitas aunque los álcalis pueden haberse movilizado por alteración (Tabla 5). Por otra parte, las muestras del Complejo Duarte definen un grupo que se extiende entre los campos de los basaltos subalcalinos y alcalinos, incluyéndose las rocas del conjunto superior predominantemente en el alcalino.

En el Complejo Duarte existen rocas que implican una diversidad de series magmáticas, incluyendo rocas alcalinas. Tanto los términos de basaltos como las picritas son generalmente olivino e hiperstena normativos (norma CIPW), con cromita, ilmenita y magnetita, encontrándose incluso rocas con nefelina normativa. Estos resultados son consistentes con la presencia de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en variables proporciones, con cromo-espínela accesorio. En el Complejo Duarte superior hay rocas diferenciadas con cuarzo normativo, que se corresponden con los contenidos en $MgO < 5\%$ y $TiO_2 \approx 3-4$.

Los basaltos y picritas del Complejo Duarte caen tanto en el campo de los basaltos alcalinos y de isla oceánica (OIB; relación $Ti/V > 40$), como en el campo de los basaltos MORB/BABB y *flood basalts* intraplaca ($20 < Ti/V < 40$), así como en la zona de transición entre ambos tipos (Fig.4.3). La diversidad de magmas es patente, con las rocas del Complejo Duarte en el campo de los OIB, evolucionando desde composiciones propias de basaltos transicionales hasta alcalinos, cerca del límite con los basaltos intraplaca continentales. Por otra parte, las rocas se alinean entre las composiciones de E-MORB y OIB, siguiendo el *mantle array* e indicando una procedencia a partir de fuentes mantélicas enriquecidas.

En un diagrama multielemental normalizado frente al Manto Primordial, las picritas y basaltos del Complejo Duarte presentan un patrón intermedio entre los basaltos E-MORB y los OIB (Fig. 4.4), con anomalías positivas en Nb-Ta y negativas en Th, con un empobrecimiento marcado en HREE e Y, típicas de lavas de (intraplaca alcalina) islas oceánicas. Las fuertes anomalías negativas de LIL (K, Pb, Sr y P) son probablemente debidas a la removilización por fluidos durante la alteración/metamorfismo. No obstante, las anomalías en el Ba y Sr pueden ser también relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa. La ausencia de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB excluye a estas rocas como relacionadas con procesos de subducción. Valores de $La/Nb < 2$ confirman su carácter anorogénico.

Tabla 5.
Geoquímica de Duarte

FIG. 4.3

Diagramas varios de Duarte

Fig.4.4.

Diagramas multielementales de Duarte

En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 4.5), las picritas del Complejo Duarte con Mg# muy elevado (70-72) relativo a un magma primario, presentan una distribución de LREE plana y un empobrecimiento de las HREE [(La/Yb)_N=2,0-5,9 para Mg#>70], mientras que los basaltos presentan un empobrecimiento de las HREE respecto a las LREE [(La/Yb)_N=4,7-7,8 para Mg#<65]. En base al patrón de REE se pueden distinguir dos grupos: las del grupo (1) presentan un moderado enriquecimiento de LREE, empobrecimiento HREE y ligera anomalía en Nb, similar a los basaltos MORB enriquecidos (E-MORB) y las toleitas de isla oceánica (OIT); las del grupo (2) presentan una fuerte pendiente negativa, con mayor enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE, anomalía positiva de Nb y negativa de Th, característicos de basaltos alcalinos de isla oceánica (OIA). Las rocas del grupo (1) son características del Complejo Duarte inferior y las del (2) del superior, aumentando con el tiempo la alcalinidad de los magmas. Los diagramas de REE sugieren la existencia de un continuo composicional entre OIT a OIA, que se interpreta evidencia una misma fuente mantélica enriquecida. La fraccionación de HREE indica que el granate fue una fase residual en esta fuente mantélica profunda. No hay anomalías importantes en Eu y Ti, relacionadas con la fraccionación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Los valores de la relación (Zr/Sm)_N varían poco entre 0,8 y 1,2. Para confirmar las relaciones genéticas entre las rocas del Complejo Duarte se han representado en diagramas de un elemento fuertemente incompatible (Nb, Th y Zr) frente a (La/Sm)_N, que permite sustraer el efecto de la cristalización fraccionada (Ver Fig. 4.3). La correlación existente sugiere una relación genética entre las rocas, probablemente como resultado de una mezcla de magmas procedentes de 2 fuentes distintas: una enriquecida próxima a la de los OIB y otra empobrecida (*depleted mantle* MORB). Las diferencias en los elementos incompatibles serán debidas a diferencias en la tasa de fusión.

En síntesis, los contenidos en elementos mayores, trazas y REE de las rocas del Complejo Duarte son propios de magmas intraplaca emitidos formando mesetas oceánicas (*plateaux*) y las excluyen de procesos de subducción. Consideradas en conjunto, sus características geoquímicas permiten relacionarlas con magmas formados en relación al ascenso de una pluma mantélica y segregados a partir de una fuente mantélica profunda con granate, más enriquecida que la de los N-MORB. El carácter entre E-MORB y OIB (OIA y OIT) es probablemente resultado de mezcla de magmas formados a diferentes profundidades y tasas de fusión.

Fig.4.5.

Diagramas extendidos de REE de Duarte

4.3.2.1. Anfibolitas de La Meseta

Las anfibolitas de La Meseta incluyen un grupo de metabasaltos deformados y metamorfizados, que afloran a lo largo del contacto septentrional del BLC en las Hojas de Monción (FC9102 y FC9103) y Santiago Rodríguez, formando parte de la aureola de contacto dinamotérmica, y en otros puntos del Proyecto K al sur del BLC, como los basaltos de Los Cocos-Restauración, en la Hoja de Restauración (GS9780 y GS9807) y en la Hoja de Jicomé (FC9050 y FC9051). Estas rocas se distinguen del Complejo Duarte por su composición geoquímica, que establece un origen a partir de una diferente fuente magmática. Presentan una relación $La/Nb < 2$, próxima a 1 como los basaltos N-MORB o E-MORB, que confirma su carácter anorogénico (Gill, 1981). Composicionalmente, las anfibolitas de La Meseta presentan composiciones muy restringidas de basaltos y basaltos andesíticos ($SiO_2 = 50-54\%$), contenidos en TiO_2 entre 0,67 y 1,1% y en álcalis bajos ($K_2O + Na_2O$) entre 1,5 y 3,6%. Se trata de rocas de poco a moderadamente fraccionadas (Mg# entre 63 y 54), en las que MgO varía entre 6,5 y 9,4% (Tabla 6). Respecto a las picritas y basaltos del Complejo Duarte, estas anfibolitas presentan a similar Mg# una mayor relación $Al_2O_3/TiO_2 > 10$, que no se corresponde con procesos de fraccionación del olivino y es referible a una distinta fuente magmática. Las anfibolitas se sitúan en el campo de las series sub-alcálicas (Fig. 4.6). Por otra parte, estas rocas caen en el campo de los basaltos/andesitas subalcálicas y de las toleitas de arco isla, muy próximas al límite con los basaltos MORB y BABB ($Ti/V < 20$). Las anfibolitas de La Meseta presentan valores de las relaciones Th-Yb e Y-Zr propias de rocas toleíticas composiciones entre N-MORB y E-MORB (Sun y McDonough, 1989) siguiendo el *mantle array*, implicando una afinidad intraplaca y una procedencia a partir de fuentes mantélicas empobrecidas.

Las anfibolitas de La Meseta se apartan de las tendencias evolutivas del Complejo Duarte. Con el descenso en MgO se observa un ligero descenso de Fe_2O_3 , CaO, TiO_2 , álcalis, Cr y Ni, que puede ser atribuido a la fraccionación y/o acumulación de olivino, cromita, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, principalmente. Las pautas en el Zr y Ce sugieren procesos de cristalización fraccionada. A diferencia de las rocas de Complejo Duarte, las anfibolitas de La Meseta contienen generalmente cuarzo normativo (norma CIPW), con olivino e hiperstena normativa, y cromita, ilmenita, magnetita y apatito.

Tabla 6.

Geoquímica de anfibolitas de La Meseta

Fig 4.6

Diagramas diversos de anfibolitas de La Meseta

Los contenidos en trazas y REE de las anfibolitas de La Meseta son también distintos de los del Complejo Duarte y excluyen en su génesis la intervención de procesos de subducción. En un diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo estas rocas presentan un espectro plano similar a N-MORB, de 3-5 veces el manto primitivo; (Fig. 4.7), aunque con mayor contenido en LIL y Nb-Ta. Algunas muestras presentan anomalías negativas en Pb y Th, y ligeramente más bajos en Zr y Hf. En los diagramas extendidos de REE (Fig. 4.8), las anfibolitas de La Meseta presentan un empobrecimiento sistemático en las LREE respecto a las HREE, característico de los N-MORB $[(La/Yb)_N=0,8-1,2]$, con ligeras anomalías positivas en Nb y negativa en Zr. Los valores en la relación La/Nb oscilan entre 0,7 y 0,9, algo inferiores a los de N-MORB y característicos de E-MORB y OIB (Sun y McDonough, 1989).

En resumen, las anfibolitas de La Meseta son rocas de protolito toleítico con cuarzo-normativo, anorogénicas, intraplaca y de afinidad N-MORB más o menos enriquecido (E-MORB). Estas rocas no muestran evidencias geoquímicas de procesos de subducción, por lo que deben tener alguna relación genética con el Complejo Duarte, sobre el que se parecen sitúan estratigráficamente. En este sentido, todas las rocas resultarían de la mezcla de magmas producidos a partir de la fusión de, al menos, dos fuentes mantélicas distintas en diferentes proporciones: una empobrecida (*depleted mantle* MORB) y otra enriquecida próxima a la de los OIB. Las diferencias en los elementos incompatibles serían debidas a diferencias en la tasa de fusión. Probablemente, las anfibolitas de La Meseta son el resultado de la fusión del manto empobrecido más superficial durante el ascenso de la pluma que forma el *plateau* o meseta oceánica del Complejo Duarte o, también, de la actividad de una pluma mantélica centrada en una dorsal meso-oceánica o en sus proximidades. Alternativamente, las anfibolitas de la Meseta pueden ser un fragmento elevado tectónicamente del sustrato oceánico (Complejo volcano-plutónico de El Aguacate de Jarabacoa).

Fig 4.7.

Diagramas multielementales

Fig.4.8.

Diagramas extendidos REE de anfibolitas de la Meseta

4.3.3. Formación Tireo

Las rocas estudiadas de la Formación Tireo en este trabajo proceden de las Hojas de Jicomé, Loma de Cabrera, Restauración, Santiago Rodríguez, Monción, Diferencia y Lamedero, así como datos inéditos propios de la región de Jarabacoa. Los tipos litológicos muestreados cubren toda la variabilidad composicional desde los términos básicos a los ácidos de la formación, incluyendo preferentemente muestras de lavas poco o nada porfídicas, cantos de tobas y brechas monogénicas y de diques y filones intrusivos subvolcánicos. Por otro lado, las rocas de la Fm Tireo aparecen en la zona estudiada variablemente alteradas, deformadas y metamorizadas, encontrándose desde rocas volcánicas indeformadas que conservan tanto la mineralogía como las texturas ígneas, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorizadas en condiciones de la facies de los subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P (corneanas anfibólicas y piroxénicas). Las alteraciones sin- y tardi-magmáticas son generalmente de tipo hidrotermal y consisten en una variable propilitización, sericitización y silicificación. Por lo tanto, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) han podido ser movilizados, debiendo ser tenido en cuenta en las interpretaciones geoquímicas.

Consideradas en conjunto, las rocas de la Fm Tireo presentan una composición de elementos mayores que gradúa desde términos de basaltos ricos en Fe, a andesitas, dacitas y riolitas fundamentalmente toleíticas, con algún basalto calco-alcalino. No obstante, existe una gran diversidad composicional dentro de las muestras procedentes de la Fm Tireo. En base a la variación en el contenido de elementos mayores y trazas, se han observado rocas composicionalmente asignables a 2 series de rocas ígneas (Tabla 7): rocas relacionadas con un magmatismo de arco y los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte de afinidad OIB, que no están representados en esta Hoja. En la serie ígnea de arco se distinguen los siguientes tipos composicionales: toleitas de arco isla (IAT) "normales"; toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; rocas de afinidad boninítica; y andesitas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina. El único tipo representado en la Hoja de Monción corresponde a toleitas de arco pobres en Ti y REE.

Las rocas de arco son generalmente pobres en K, con términos más diferenciados de contenidos medios en K y bajos en TiO_2 (<0,8%, generalmente). Un aumento en el V y TiO_2 con el descenso en el Mg# en las rocas menos fraccionadas sugiere una afinidad toleítica para estas rocas, aunque en las muestras más fraccionadas, el TiO_2 desciende con el Mg# lo

Tabla 7.
Geoquímica de la Fm Tireo

que es típico de series calco-alcalinas. En los diagramas binarios se confirma la presencia de rocas de diferentes series magmáticas (Fig 4.9).

En resumen, las diversos grupos de series geoquímicas de rocas básicas, intermedias y ácidas diferenciadas en la Formación Tireo, se relacionan el magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático y con su evolución posterior hacia magmas calco-alcalinos con un alto-K a lo largo del Cretácico Superior.

Por criterios petrológicos y de situación (localizadas sobre el Complejo Duarte, entre la ZFE y el BLC) los afloramientos representados en esta Hoja se asignan al Complejo Dajabón, de Draper y Lewis (1991).

Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el marco del presente Proyecto han permitido integrar el Complejo Dajabón dentro de la Fm Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas litológica y geoquímicamente equivalente. Al igual que en la Fm Tireo, en el Complejo Dajabón se han reconocido rocas composicionalmente muy diversas en base a los contenidos de elementos mayores y trazas. Esta variabilidad puede ser agrupada en 3 series de rocas ígneas: (1) rocas metabasitas y anfibolitas relacionadas con un magmatismo toleítico de arco isla primitivo (IAT y boninitas); (2) rocas de composición intermedia y ácida relacionadas con un magmatismo calcoalcalino de arco más evolucionado; y (3) basaltos ricos en Ti de afinidad N-MORB a E-MORB. Las rocas de este complejo en Monción pertenecen a la serie (2) de metarriolitas y dacitas (IAT-CC). En conclusión, el Complejo Dajabón es el equivalente deformado y metamorfozado de la Fm. Tireo en el sector geográfico situado al N del batolito de Loma de Cabrera y al S de la Zona de Cizalla de La Española. Como en la Fm Tireo, la evolución desde toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti (boniníticas) y toleitas de arco isla "normales", a rocas andesíticas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina, debe registrar la progresiva madurez del arco con el tiempo.

Fig.4.9

Diagramas binarios de la Fm Tireo

4.3.4. Batolito de Loma Cabrera

En el presente proyecto y en base a los datos de campo, petrográficos y geoquímicos de elementos mayores, trazas y tierras raras, en el Batolito de Loma Cabrera (BLC) se han distinguido los siguientes grupos composicionales (Tabla 8): (1) rocas ultramáficas, principalmente piroxenitas; (2) gabros y gabronoritas; (3) dioritas y cuarzo-dioritas; (4) tonalitas con hornblenda \pm biotita; (5) diques máficos sin- y tardi-magmáticos; y (6) rocas félsicas intrusivas en la Fm Tireo, relacionadas con el magmatismo del BLC.

Los diferentes miembros del BLC gradúan en contenido en SiO₂ desde un 44% en las piroxenitas hasta un 76% para algunas venas leucotonalíticas o trondhjemiticas. El contenido en SiO₂ oscila entre 44 y 52% en las rocas ultrabásicas, 48 y 61% en los gabros y gabronoritas, 51 y 63% en las dioritas y cuarzodioritas, 57 y 72% (64 de promedio) en las tonalitas, 63-68% en los diques máficos, y 55-77% en los intrusivos en la Fm Tireo. El contenido en MgO de los distintos términos del BLC varía desde 36 a 0,4%. Los contenidos en TiO₂ son también bajos, siendo el promedio 0,16% en las rocas ultrabásicas, 0,56% en los gabros y gabronoritas, 0,93% en las dioritas y cuarzodioritas, 0,45% en las tonalitas, 0,52% en los diques máficos, y 0,65% en los intrusivos en la Fm Tireo. La mayoría de las rocas son pobres en K₂O, clasificándose en un diagrama normativo An-Ab-Or las rocas con >10% Qtz normativo como tonalitas y algunas como trondhjemitas. Las piroxenitas caen en el campo de las peridotitas y basaltos komatiíticos; las gabro-noritas se expanden en el campo de los basaltos komatiíticos y en el de las toleitas ricas en Mg; las dioritas, cuarzo dioritas y tonalitas en los campos de las toleitas ricas en Fe y andesitas toleíticas; los diques máficos en un punto situado en el centro del diagrama; y los intrusivos en el Tireo gradúan desde composiciones de toleitas ricas en Fe hasta riolitas toleíticas (Fig. 4.10). Los granitoides no caen en el campo calco-alcalino, sino en el de las rocas toleíticas y existe un cierto salto composicional entre estas rocas y los gabros, noritas y piroxenitas.

Las diversas litologías del BLC se sitúan en las series de bajo contenido en K, aunque los términos más diferenciados se extienden también en el campo de medio contenido en K. La composición de las rocas de la Fm Tireo, magmáticamente relacionada, resulta ser muy similar.

El batolito se clasifica como subalcalino, al igual que las rocas de la Fm Tireo encajante y contemporánea. Aunque las muestras parecen seguir una tendencia de diferenciación calco-

Tabla 8.
Geoquímica del BLC

Fig 4.10.

Diagramas terciarios del Batolito

alcalina, no siguen la tendencia típica de las rocas calco-alcalinas de arco, sino que caen mejor en el campo tonalítico-trondhjemitico-dacítico, alineadas siguiendo la curva de fusión de los metabasaltos. Las variaciones en los elementos mayores del BLC sugieren una secuencia evolutiva desde las rocas dioríticas a las tonalíticas más ácidas. El descenso en el TiO_2 con el MgO y SiO_2 en las rocas más fraccionadas es típico de las series calco-alcalinas. Las diferentes rocas del BLC muestran, a grandes rasgos, una abundancia similar en los elementos incompatibles, lo que establece para todas ellas una relación genética. Las piroxenitas, gabronoritas y gabros presentan contenidos muy bajos en elementos traza y REE, debido a que estas rocas constituyen cumulos de olivino y piroxenos que no retienen a estos elementos. Las principales características de rocas dioríticas y tonalíticas son el enriquecimiento de los elementos LILE (especialmente Ba y Sr) respecto a las REE y elementos HFSE (Zr, Ti, Nb, La e Y), que suelen definir anomalías negativas más o menos marcadas, las cuales son características de magmas generados en un arco. Las anomalías positivas en Ba-Pb y negativas en Nb-Ta que presentan los granitoides del BLC son típicas de las series magmáticas del arco-isla caribeño (Donnelly *et al.*, 1990).

Respecto a N-MORB, las rocas del BLC presentan un enriquecimiento en los elementos LILE (Cs, Rb, Ba y Pb), K, U y Th), junto con un empobrecimiento en P y en ciertos HFSE (Nb, Ta y Ti). Estas características geoquímicas son típicas de rocas relacionadas con subducción y, dadas las similitudes en la concentración y distribución de elementos traza (y REE), gran parte de las rocas del BLC son los equivalentes intrusivos de las rocas volcánicas de la Fm Tireo en la que intruye.

En todo el conjunto de rocas gabroicas del BLC se observan diferencias en la distribución de REE que presentan un patrón plano de REE y muy ligeras o ausencia de las anomalías descritas de Th (que es negativa), Nb y Ti. Algunas de estas rocas poseen bajos contenidos en TiO_2 (<1%) y de LREE, siendo similares en composición y similar Mg# al grupo de toleitas de arco isla que caracterizan el magmatismo más primitivo de la Fm Tireo, por lo que podrían representar también las facies plutónicas o subvolcánicas de dicha etapa más temprana. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida para los magmas, y grados similares de fusión parcial.

Considerados en conjunto, los gabros y gabro-noritas presentan Mg# entre 65 y 79, Cr<1000 ppm y Ni<100 ppm, consistentes con una cierta fraccionación. Se distinguen dos grupos composicionales, en función del grado de fraccionación: Mg#>70 y Mg#<70. Basándose en la concentración de elementos incompatibles, las rocas menos fraccionadas (Mg#>70) definen un continuo con las piroxenitas. Estas presentan anomalías negativas en Th (en ocasiones), Zr y Ti y positivas en Eu, indicativa de la acumulación de plagioclasa en los gabros y gabro-noritas.

En resumen, parte de las rocas del conjunto gabroico-ultramáfico deben estar genéticamente relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, aunque en él se incluyen también rocas probablemente más antiguas (E-MORB/OIB), o que implican a fuentes mantélicas enriquecidas en su génesis. La inexistencia de un paralelismo en la distribución de REE, las diversas rocas del conjunto no están directamente relacionadas por un simple proceso de fraccionación cristalina.

Las rocas dioríticas serían comparables a las toleitas de arco y de andesitas ricas en Mg de la Fm Tireo. Los diques máficos presentan unas características similares. Las rocas tonalíticas serían comparables a las facies dacíticas y riolíticas de la Fm Tireo, así como los pórfidos subvolcánicos y los intrusivos tonalíticos. Por otro lado, las intrusiones de venas y diques de tonalitas con hornblenda en el Complejo Duarte, son equivalentes a las facies tonalíticas del BLC y a las riolitas de la base del Subcomplejo El Yujo, del área de Jarabacoa.

Las rocas del BLC definen una tendencia evolutiva a valores altos de la relación Th/Yb con el aumento progresivo del contenido en SiO₂, desde el campo de las toleitas de arco isla a los campos de las series de arco calco-alkalina y shoshonítica, que se interpreta como registro de la progresiva fraccionación de los magmas y madurez del arco. Esta evolución es similar a la que presentan las rocas de la Fm Tireo. Las rocas del BLC caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), definiendo una clara tendencia evolutiva con el aumento en SiO₂.

Consideradas en conjunto las características del BLC y la Fm Tireo, gran parte de las rocas ígneas que forman unidades contemporáneas, pueden relacionarse a partir de procesos de cristalización fraccionada de un magma basáltico toleítico, en una cámara magmática localizada en un nivel somero de la corteza. Dada su signatura subductiva, estos fundidos

basálticos fueron generados por la fusión parcial de rocas ultrabásicas en la cuña mantélica hidratada, situada encima de una zona de subducción y bajo un arco magmático oceánico. La cristalización fraccionada en un nivel somero, daría lugar a la precipitación de cumulos piroxénicos (y más escasos peridotíticos), gabro-noritas, gabros y dioritas con Mg-hornblenda. Durante y después de la cristalización de las dioritas con hornblenda en un nivel alto de la cámara magmática, los fundidos más ricos en sílice y mientras se van diferenciando por cristalización fraccionada, son emplazados en condiciones subvolcánicas y extruidos en superficie, originando la variedad de rocas volcánicas de la Fm Tireo. Durante la diferenciación dominada por la cristalización de plagioclasa y hornblenda, estos fundidos pudieron asimilar material de las paredes de la cámara magmática y el magma residual cambiar su composición, progresivamente, mediante procesos ACF. El material asimilado probablemente fue corteza oceánica alterada de composición N-MORB y OIB (Complejo Duarte).

Sin embargo, las características geoquímicas de las tonalitas (y algunas cuarzo-dioritas), su carácter híbrido con magmas máficos, el gran volumen que suponen respecto al conjunto gabroico-ultramáfico y las relaciones de intrusividad en este conjunto “desde abajo”, sugieren que la variedad de rocas tonalíticas del BLC no representan los fundidos residuales producidos por la cristalización fraccionada de un magma básico. Estas características sí son compatibles con la fusión parcial de rocas fuente máficas, en presencia de una cantidad variable de H₂O. La fusión parcial de rocas máficas en la corteza inferior del arco magmático, bajo variable P_{H₂O}, genera fundidos de composición tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica, y este proceso ha sido invocado para explicar la formación de los batolitos granitoides en numerosos arcos magmáticos. En el caso del BLC, la fusión de la corteza inferior del arco por *underplating basáltico*, o ascenso de las isothermas del manto por procesos tectónicos contemporáneos, explicaría la formación de estos fundidos tonalíticos, que intruyen tanto al conjunto gabroico-ultramáfico como a la Fm Tireo. La cristalización fraccionada de plagioclasa y hornblenda, predominantemente, con alguna asimilación de las rocas encajantes e hibridación con los magmas basálticos del complejo de diques máficos, daría lugar a la variedad textural de rocas tonalíticas del BLC.

4.3.5 Formación Magua

Las rocas estudiadas se corresponden a flujos lávicos aparentemente inalterados (frescos en lámina delgada), poco o nada porfídicos, pertenecientes a la banda de afloramiento de dirección ONO-ESE de la Fm Magua a lo largo de las Hojas de Dajabón, Monción y Santiago Rodríguez.

Composicionalmente se trata de un grupo de exclusivamente basaltos con un restringido contenido en SiO₂ entre 46 y 50%, de nada a relativamente poco fraccionadas (Mg# de 75 a 43), incluyendo probablemente las composiciones de los magmas primarios (Mg#=75-70 y Cr=1200-1400 ppm). Los basaltos de la Fm Magua presentan contenidos altos en álcalis (K₂O+Na₂O entre 1,8 y 5,4%), en TiO₂ (1,2-5,3%) y en P₂O₅ (0,24-0,60), para contenidos bajos en CaO <10% (7-10%) y de Al₂O₃ que oscilan entre 8,2 y 15%. En una primera aproximación, estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca. Los diferentes términos de la formación se clasifican como picritas, basaltos picríticos, basaltos y traquibasaltos y hawaitas, graduando en composición desde el límite entre las series alcalinas y sub-alcalinas, para los términos más básicos, al campo de las series alcalinas para los términos de traquibasaltos y hawaitas (Fig. 4.11). No obstante, los álcalis pueden haberse movilizado por alteración.

Los basaltos de la Fm Magua presentan con la diferenciación, o descenso de MgO y Cr, un aumento en TiO₂, Fe₂O₃, CaO y Al₂O₃, típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti), aunque se dispone de pocas muestras. El descenso del Ni y Cr con el descenso en MgO indica una evolución magmática controlada por la cristalización fraccionada del olivino y la cromoespinela, lo que concuerda con el hecho de que la plagioclasa y clinopiroxeno no aparecen como fenocristales en estas rocas y sí en la mesostasia. Normativamente, los basaltos de la Fm Magua son de forma característica olivino, diópsido e hiperstena normativas (norma CIPW, Tabla 9), con ausencia de cuarzo normativo (subsaturadas) y en algún caso con nefelina normativa, además de ilmenita, magnetita, apatito y cromita. Esta composición normativa, junto con el mayor contenido en álcalis y menor en sílice que las toleitas N-MORB, indican que las rocas de la Fm Magua son transicionales y alcalinas, pertenecientes a series tanto ligeramente saturadas como subsaturadas en SiO₂. El carácter alcalino e intraplaca de las rocas de la Fm Magua es bien patente; son basaltos intraplaca toleíticos y alcalinos (OIA series).

Tabla 9.

Geoquímica de la Fm Magua

Fig.4.11.

Diagramas binarios de la Fm Magua

En un diagrama multielemental normalizado frente a al manto primordial (Fig. 4.12), los basaltos de la Fm Magua son análogos a los OIB, con algunas variaciones en el Ba y Sr relacionadas con la fraccionación de plagioclasa con la que son compatibles. Este patrón se caracteriza por un fuerte enriquecimiento en los elementos incompatibles LIL (Rb, Cs, Ba, Pb y Sr) y HFSE (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti) respecto a N-MORB. Los valores de $K/Ba < 20$ (entre 0,3 y 21) y $Zr/Nb < 10$ (3,1-7,2) encontrados son típicos de rocas intraplaca alcalinas; los patrones son análogos a los de los Basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte.

Aunque se dispone de un número limitado de muestras, los contenidos en elementos mayores, trazas y REE de las rocas de la Fm Magua sugieren que se trata de magmas ligeramente saturados y subsaturados en SiO_2 , emitidos en zonas de intraplaca y excluyen a todas estas rocas como relacionadas con procesos de subducción. Consideradas en conjunto, estas características permiten relacionar a las rocas de la Fm Magua con magmas formados y segregados en una fuente mantélica con granate profunda y más enriquecida que la de los N-MORB, posiblemente en relación a una pluma mantélica originada a nivel del reservorio fuente de los OIB (>660 km profundidad). El emplazamiento de estas rocas tuvo lugar en relación a la formación de un sistema de *rifts* intraplaca, generados durante la etapa deformativa regional transcurrente que estructura la Zona de Cizalla de La Española. En muchos aspectos, las rocas basálticas de la Fm Magua se asemejan a las emitidas en las provincias de *continental flood basalts*, con la peculiaridad de que la ausencia de una corteza continental ha minimizado en este caso los efectos de una contaminación cortical. Los basaltos emitidos son composicionalmente similares a las toleitas oceánicas (OIT) y términos alcalinos asociados (OIA), relacionadas con la actividad de una pluma mantélica en función del grado de fusión parcial. En este contexto, las leucotonalitas y leucogranitos que aparecen localmente asociados a la Fm Magua serían el producto extremo de la diferenciación magmática o el resultado de la fusión local de la corteza profunda por los magmas ascendentes.

4.12

Diagrama multielemental Magua

5. TECTÓNICA

5.1. Contexto geodinámico

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Este Gran Arco de Islas comenzaría a formarse en el borde oriental del Océano Pacífico, en la Placa Farallón (Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1991), y sería alóctono hacia el ENE, respecto a las placas de Norte y Sudamérica (Pindell, 1994), mientras que Meschede y Frisch (2002), postulan su origen entre las placas Norte y Suramericana, en una posición adyacente a la margen noroccidental de Suramérica. (Fig.5.1)

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, está limitada al norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a su traza, y al sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson y Scanlon, 1991). El margen norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (Colisión Arco-Continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro, que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991).

La subducción intraoceánica durante el Cretáceo Inferior, en los terrenos actualmente situados al norte de la Zona de Falla de La Española, una gran zona de falla con movimientos principales de desgarre que separa los dominios de Ámina-Maimón y Cordillera Central, daría lugar a la formación de un arco isla primitivo, durante el Aptiano-Albiano (Draper *et al.*, 1996), así como un cambio composicional desde series N-MORB hacia series toleíticas (Lewis *et al.*, 1995.)

Fig.5.1.

Esquema geodinámico

En el Cretáceo superior, en los terrenos situados al sur de la misma zona de falla, la subducción produjo un importante magmatismo que dio lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II, representado por la Formación Tireo), y numerosas intrusiones gabrodiorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica, representada por la Formación Siete Cabezas, localizada al Este del área del Proyecto, con una edad equivalente a la de la Meseta Caribeña (Lewis *et al.*, 2002). Las rocas ígneas del segundo arco volcánico (Arco II) pertenecen a series toleíticas de arco primitivo que evolucionan con el tiempo a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más maduro, con gran espesor de la corteza.

El margen meridional de La Española y Puerto Rico ha pasado de comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.*, 1991).

La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo, G., 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica de desgarre comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann *et al.*, 1991) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres senestros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. En cambio en las Antillas Menores la actividad magmática continúa hasta la actualidad, debido a la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994)

El movimiento relativo hacia el este de la Placa Caribeña respecto a la Placa Norteamericana, se acomoda en el margen septentrional de La Española por la zona de subducción de la Fosa de Puerto Rico y por la Falla Septentrional, en una articulación en la que se conjugan la convergencia oblicua en la primera, y los movimientos de desgarre senestro en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998).

5.2. Tectónica de la Hoja

La tectónica de la Hoja se describirá de forma independiente para cada dominio considerado: Ámina-Maimón, Cordillera Central, Fm Magua-Tavera, y Recubrimientos Neógeno-Cuaternarios asignados al Dominio del Valle del Cibao. (Fig.5.2)

Existen importantes cuerpos intrusivos de dimensiones variables (batolitos de Loma Cabrera y El Bao) y sus cortejos de diques que afectan a las unidades anteriores, con excepción de los recubrimientos. La tectónica de estos cuerpos se tratará con la del dominio donde encajan.

Además de los cuerpos intrusivos, un rasgo característico de toda el área del Proyecto es la presencia de importantes fallas longitudinales de dirección ONO-ESE, con una componente principal de desgarre senestro y jalonadas localmente por intrusiones subvolcánicas (granitoides, doleritas y peridotitas). La más septentrional de estas fallas es La Española; en realidad es una zona de falla (ZFE) de varios kilómetros de anchura, con gran número de fallas subparalelas. La traza axial de esta zona de falla lleva aquí el nombre de Falla de Inoa (Palmer, 1979) y constituye la continuación de la conocida Falla Española más al E; esta falla se refleja de forma nítida en el la magnetometría aeroportada con un contraste de anomalías estrechas y alargadas, con los máximos situados al SO y los mínimos al NE. El borde S de esta zona de falla se denomina Falla de Magua, que limita en superficie la formación del mismo nombre con el Complejo Duarte. Más al S, fuera de esta Hoja, se extienden las fallas o zonas de falla de La Guácara y de Macutico-Burende(ambas son la continuación hacia el ONO de la Falla de Bona), y San José-Restauración, que separa, a gran escala, la Formación Tireo del Grupo Trois Rivières-Peralta.

La tectónica de la zona se caracteriza por una deformación en bandas según las fracturas principales de dirección ONO-ESE, antes mencionadas, y otras subparalelas. En el Complejo Duarte y en la Formación Ámina-Maimón, estas bandas son amplias, con anchura kilométrica, con una deformación dúctil que da lugar a fábricas S-C más o menos intensas, hasta estructuras miloníticas, alternando con otras menos intensas, apenas filitas en las que se reconoce la estratificación y una esquistosidad regional. En las formaciones Tireo y Magua-Inoa, las mismas fracturas reactivadas en episodios posteriores y otras paralelas, dan lugar a nuevas bandas de cizalla dúctil a dúctil-frágil más localizadas y estrechas, circunscritas a varias decenas o centenas de metros junto a estas fracturas; en el resto de las bandas predomina una deformación por cizalla frágil que cubre, con diferente intensidad,

Fig.5.2.

Esquema estructural

la mayor parte del área. Se obtiene así una amplia red de fracturas que responden al modelo Riedel: ONO-ESE, NE-SO, E-O, NO-SE, y aproximadamente N-S.

Las principales fracturas ONO-ESE corresponden a la Zona de Falla de La Española (Ámina, Inoa y Magua) así como otras subparalelas a ellas más al N, dentro de la Formación Ámina-Maimón, y al S, dentro del Complejo Duarte y del Batolito de Loma Cabrera.

De dirección NE-SO existen numerosas fracturas en la esquina SO del plano, continuando algunas al NE de Monción bajo recubrimientos terciarios, distinguidas como fotolineamientos, que localmente han rejugado con desplazamientos de orden decimétrico a métrico (Parajes de La Chorrera y Martínez). Estas fracturas ofrecen una buena respuesta en el plano del campo magnético reducido al polo del vuelo aeromagnético, mediante la alineación de pequeñas anomalías y/o dislocación o perturbación de otras mayores con disposición regional. (Ver Fig. 2.4 y 5.4)

Las fracturas E-O aparecen en diversos sectores del plano anastomosadas a las fracturas principales ONO-ESE, o adaptándose a ellas. A veces tienen rejugos importantes hasta el Cuaternario, como la que se extiende desde el S de Las Caobas (Las Caobas Adentro) por todo el borde N del plano (Los Carmoníes, El Higuito, N de la Loma de las Ahuyamas y Loma de los Helechos) hasta el borde NE en Mal Nombre.

Las fracturas NO-SE a N-S están repartidas por toda la Hoja, bien como pequeños filones de cuarzo, diquecillos aplítico-pegmatíticos, fallas distensivas conjugadas con desplazamiento mínimo, y megadiacclasas.

5.2.1 Dominio de Ámina-Maimón

En la zona estudiada el Dominio de Ámina-Maimón está constituido por la Formación Ámina y su cobertera cenozoica. La Formación Ámina está constituida por rocas del Cretácico Inferior de protolito esencialmente volcánico y menos abundante sedimentario, caracterizadas por presentar una variable deformación dúctil, esquistosa, acompañada por un metamorfismo sincinemático (Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991b). En la zona estudiada, las filitas y esquistos de la Fm Ámina aparecen representados en las Hojas de Monción, Santiago Rodríguez, Martín García y Dajabón, formando afloramientos dispersos bajo los materiales de la cobertera cenozoica. En general, en estas áreas las rocas de la Fm Ámina están intensamente deformadas y metamorfizadas, siendo los tipos litológicos que la constituyen filitas y cuarzoesquistos albítico-sericíticos y esquistos máficos clorítico-actinolítico-epidóticos, que en las zonas más deformadas presentan texturas filoníticas y miloníticas. Ambos tipos litológicos se corresponden respectivamente con protolitos volcánicos de riolitas-riodacitas y metaandesitas, respectivamente. Sin embargo, en algunos sectores se han preservado restos de las texturas y mineralogías ígneas.

A lo largo del área de afloramiento de la Fm Ámina, se observa un aumento de la deformación interna de las rocas desde el N y NE hacia el S y SO, perpendicularmente a la dirección general ONO-ESE de las principales estructuras; se trata de un aumento irregular según bandas, en las que se distinguen desde rocas relativamente poco deformadas, que han preservado parte de la mineralogía ígnea original, hasta rocas completamente recrystalizadas que han desarrollado una penetrativa fábrica dúctil plano-linear ($S1_A-L1_A$) de características milonítico-filoníticas. La existencia de rocas variablemente deformadas se relaciona con la formación de zonas de cizalla dúctil de escala kilométrica regional, de dirección ONO-ESE y ángulos de buzamiento medios y bajos al SO.

A escala de afloramiento, la fábrica planar $S1_A$ presenta ángulos de buzamiento medios y fuertes hacia el S y SO, y una dirección general ONO-ESE en los afloramientos de la Fm Ámina de la Hoja de Monción, que gira a NNO-SSE a N-S en los de la Hojas de Martín García y Dajabón. Esta fábrica planar se interpreta como una $S1_A$, ya que los dominios poco deformados por $D1_A$ transitan a las texturas ígneas del protolito. La $S1_A$ contiene una penetrativa lineación de estiramiento y mineral $L1_A$, cuya dirección general también cambia de NO-SE en la Hoja de Monción a NNO-SSE y NNE-SSO en las Hojas de Martín García y Dajabón. Los ángulos de inmersión de la $L1_A$ son medios y bajos e invariablemente al S y

SE. En los esquistos y milonitas cuarzo-feldespáticas, la fábrica planar $S1_A$ está definida por la alternancia subcentimétrica de niveles ricos en feldespatos, cuarzo y micas, y la lineación $L1_A$ por la elongación de agregados elipsoidales cuarzo-feldespáticos y de las sombras de presión en torno a los porfiroclastos. En los esquistos máficos miloníticos, la fábrica $S1_A$ está definida por un bandeo milimétrico-submilimétrico de niveles alternativamente ricos en actinolita-clorita y albita. La lineación de estiramiento $L1$ aparece marcada en estas litologías por el alineamiento de la actinolita y de los agregados de cuarzo, albita o epidota.

La no-coaxialidad de la deformación $D1_A$ está indicada por la existencia de fábricas S-C en zonas de cizalla mesoscópicas anastomosadas, *boudinage* asimétrico de la foliación y la asimetría de las sombras de presión en torno a los porfiroclastos de clinopiroxeno ígneo relictos, feldespatos y cuarzo. La asimetría de todas estas mesoestructuras indica un uniforme sentido de cizalla de techo hacia el NO, paralelo a la lineación de estiramiento mineral $L1_A$.

A veces existe una esquistosidad de crenulación ($S2$) que crenula y micropliega la $S1$ (FC-9001, 9106, 9111) que en algún caso llega a constituirse como esquistosidad principal. En otros casos, el estudio petrográfico muestra una petrofábrica oblicua respecto a la S_p o esquistosidad principal (FC-9030), o la elongación de epidota es subparalela a la S_p y sombras de presión (FC-9108, 9112).

A nivel general de este Proyecto, a la deformación $D1_A$ se le asocia un intenso plegamiento recumbente isoclinal e intrafoliar de vergencia al N y NE, consistente con un cizallamiento inverso de techo hacia el N y NO. En sectores más occidentales al de esta Hoja, se citan la posible existencia de zonas de charnelas cartográficas, con antiformes y sinformes recumbentes de escala kilométrica, formados durante la etapa de cizallamiento regional.

En la Hoja de Monción, la disposición estructural tanto de la esquistosidad como de la estratificación, cuando se observa, es de predominio de buzamientos medios o fuertes al S, y sólo localmente existen zonas de charnela que pliegan la esquistosidad $S1_A$ y la disponen con buzamientos subhorizontales y medios al N. Sin embargo, tanto la geometría de los primeros pliegues (de escala métrica) observados en esta Hoja, con un flanco laminado y asociado a corredores miloníticos, como las relaciones más frecuentes entre estratificación y esquistosidad principal ($S_0/S1_A$), indicarían vergencia al S, con frecuentes e importantes zonas de despegue con estructuras miloníticas (Fig.5.3). La estructuración actual con predominio de buzamientos al S se explicaría por un basculamiento posterior de todo el

Fig.5.3.

Tectónica en Ámina

dominio hacia el S, debido a la actuación de la Zona de Falla de La Española en una época temprana, y posiblemente también al efecto de importantes intrusiones de masas ígneas más al N, como sugiere el mapa magnético (Fig. 5.4). En el área de Pueblo Viejo, dentro de la Formación Los Ranchos intruye el macizo tonalítico de Zambrana o de Hatillo, datado en 115 ± 0.3 Ma (Hernández Huerta, 2000). (Un basculamiento al S también ha sido postulado, por otras razones, en el Bloque Nororiental, durante la realización de este mismo Programa Sysmin, Proyecto L).

Una etapa deformativa posterior se manifiesta en los pliegues mayores observados (de escala decamétrica y mayor) que pliegan la esquistosidad regional y producen, localmente, una segunda esquistosidad de crenulación, sobre todo en zonas de charnela. La dirección de los ejes de estos pliegues es muy próxima a la de la esquistosidad regional, NO-SE a E-O, y por tanto a la dirección de los pliegues anteriores.

La estructura en toda la Zona de Falla de la Española y en sus inmediaciones a N y S, es una gran estructura “en flor” o *pop-up*, como puede observarse en los cortes que acompañan al plano geológico, pero más acusada en el borde N de dicha zona de falla, en relación con la Falla de Ámina.

Por último, en lo que se refiere a pliegues, existen *kinks bands* de diferentes direcciones, posiblemente conjugadas.

5.2.1.1. Interpretación de la $D1_A$ en el Dominio Amina-Maimón

Las características de la deformación en este dominio, dentro de la Hoja de Monción, indican que la $D1_A$ consistió en una etapa de deformación heterogénea (posiblemente por cizalla pura al comienzo que pasa a cizalla simple después) asociada a un cizallamiento dúctil, regional, sinistro. El cizallamiento produjo en primer lugar pliegues isoclinales tumbados o volcados al N, y posteriormente el apilamiento de numerosas láminas cabalgantes hacia el S-SO, que por la actuación temprana de la Zona de Falla de La Española bascularían hacia el S, a la vez que se producirían cabalgamientos hacia el N (retrocabalgamientos), produciendo así una imbricación dúctil a dúctil-frágil muy compleja de los diferentes tipos composicionales de los protolitos. Si la disposición original de estas estructuras fuera la actual, de buzamientos generalizados al S, la cizalla regional sería

Fig.5.4.

Mapa aeromagnético de la región (Mao)

dextra. Por la misma razón, si la vergencia original de las estructuras fuera al N, sería difícil explicar el predominio abrumador de flancos invertidos y casi ausencia de flancos normales, a lo largo y ancho del dominio en esta Hoja.

Aunque la intensidad de la deformación (y del metamorfismo) es bastante similar en toda el área estudiada, la abundancia de fábricas miloníticas y filoníticas es generalmente mayor hacia el S y SO, próximo a la ZFE. En los niveles estructurales más altos del dominio, la foliación S1 aparece cortada a bajo ángulo y verticalizada por el borde norte de la Zona de Falla (Cizalla) de La Española.

Con respecto a la edad de la deformación D1_A, los materiales de esta formación se encuentran deformados y metamorfizados en una etapa pre-Albiano. Existe una discordancia erosiva entre la Formación Los Ranchos y la Caliza de Hatillo (Albiano), reconocida en el Dominio o Cinturón Intermedio, en áreas más al E del presente Proyecto (Bowin, 1966; Russel y Kesler, 1991), mientras que la deformación por cizalla posterior, ligada a la ZFE, comenzaría en el Cretácico Superior y se prolonga hasta la actualidad.

5.2.1.2. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación

Las rocas del Dominio Ámina-Maimón contienen asociaciones minerales relacionadas con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis metamórfica de carácter hidrotermal estática previa a la deformación D1_A; y (2) una blastesis metamórfica dinamo-térmica relacionada con la deformación dúctil regional D1_A.

La blastesis metamórfica hidrotermal pre-D1_A está relacionada con los procesos de alteración hidrotermal tardi y post-magmáticos de fondo oceánico (espilitización), ligados al volcanismo de los protolitos de la Fm Maimón, y que estuvieron acompañados con la formación de mineralizaciones de sulfuros metálicos (Lewis *et al.*, 2000). Este tipo de metamorfismo resulta ser espacialmente bastante pervasivo y de carácter estático, preservando las texturas del protolito ígneo, pero reemplaza profundamente a la mineralogía por asociaciones minerales de baja-P y baja/media-T. Aparece preservado únicamente como relicto en sectores poco deformados por D1, desarrollando texturas granoblásticas y nematoblásticas sin orientación mineral preferente y generalmente consistentes con un reemplazamiento pseudomórfico .

Las asociaciones minerales formadas durante este metamorfismo estático pre-D1_A son propias de la facies de prehnita-pumpellita (subesquistos verdes) y de los esquistos verdes de baja-T. En las rocas metarriolíticas y metarriodacíticas produce una asociación mineral compuesta por albita, mica blanca sericita, prehnita, esfena, cuarzo y opacos; en las metaandesitas se caracteriza por la aparición de asociaciones compuestas por prehnita, pumpellita, albita, clorita, sericita, epidota amarilla y óxidos de Fe y por actinolita, clorita, epidota, albita, carbonatos, mica blanca y titanita, que pertenecen a las facies de los subesquistos verdes y esquistos verdes, respectivamente. La formación de anfíboles sódicos pobres en Si y ricos en Al^{VI} y Ti (actinolita y magnesio-hornblenda), también indica que los protolitos de la Fm Ámina fueron sometidos a un metamorfismo estático de baja relación P/T en el fondo oceánico. La edad de estos procesos de alteración y metamorfismo de baja-P se interpreta que fue Cretácico Inferior, como la intrusión de los protolitos volcánicos y subvolcánicos de la Fm Ámina.

La blastesis metamórfica dinamo-térmica es de carácter sincinemático y está relacionada con la deformación dúctil regional D1. En la zona estudiada produce texturas granoblásticas, granolepidoblásticas, nematoblásticas y porfiroclásticas, elongadas paralelamente a los planos S1_A y que, en las rocas más deformadas, tienden a ser de carácter milonítico y filonítico. Las asociaciones minerales formadas son localmente propias de la facies de los subesquistos verdes (prehnita-pumpellita) y generalmente indicativas de condiciones P-T de la facies de los esquistos verdes de menor-T (sin granate).

En las metavolcanitas intermedias y básicas relativamente menos deformadas, en facies prehnita-pumpellita, la asociación mineral sin-S1 consiste en prehnita, pumpellita, clorita, epidota, albita, sericita, cuarzo y calcita. En la mayor parte de los afloramientos incluidos en esta Hoja, la Formación Aminá está compuesta por una alternancia de cuarzo-esquistos albiticos y esquistos máficos de características filoníticas y miloníticas. Las asociaciones minerales asociadas a la fábrica S1_A están compuestas por albita, moscovita, clorita, (±)biotita, esfena, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, en las metavulcanitas ácidas; y por clorita, actinolita/hornblenda actinolítica, epidota, albita, mica blanca, calcita, cuarzo, esfena y óxidos Fe-Ti, en las metavulcanitas intermedias.

La deformación D1_A continuaría después de la blastesis metamórfica, deformando a las isogradas. Esta interpretación está favorecida por la presencia de texturas *pull-apart* subperpendiculares a la L1_A en el anfíbol actinolita u hornblenda actinolítica, rellenos por

clorita y sericita, e indicativos de un descenso de la T durante los estadios avanzados de la D1_A. Los esquistos de la Fm Maimón también aparecen deformados y filonitizados en condiciones de grado muy bajo y más frágiles, por las estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española.

5.2.2. Dominio de la Cordillera Central

En la zona estudiada, rocas pertenecientes al Dominio de la Cordillera Central aparecen incluidas en las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Restauración, Santiago Rodríguez, Jicomé, Arroyo Limón, Monción, Diferencia y Lamedero. Estas rocas aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas y sedimentarias estratificadas, carentes, aparentemente, de esquistosidad, conservando tanto las texturas como la mineralogía ígnea original, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de los subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolitas de baja-P. Desde un punto de vista morfotectónico, destaca el abrupto relieve del Dominio de la Cordillera Central, que origina la inaccesibilidad de parte de la zona. Dicho levantamiento ha sido producido a favor de un sistema de fallas transcurrentes desde el Cretácico Superior hasta la actualidad y que ha originado una profunda erosión en los materiales del basamento.

Desde un punto de vista estructural, en el dominio es posible distinguir de N a S tres bandas o subdominios de dirección ONO-ESE: el septentrional, que incluye los afloramientos del Complejo Duarte y la Fm Tireo suprayacente; el central, formado por la intrusión del Batolito de Loma de Cabrera y las anfibolitas de la aureola de contacto dinamo térmica situada al norte del mismo; y el meridional, no representado en esta Hoja, constituido por los afloramientos de la Fm Tireo, los basaltos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte y la Fm Calizas de Nalga de Maco, incluyendo el Macizo intrusivo de Macutico.

5.2.2.1. Fábricas y estructuras en la banda septentrional

En la banda septentrional, desde la Zona de Falla de La Española y hasta la banda de anfibolitas de la aureola N del Batolito de Loma Cabrera, aparecen afloramientos de rocas metavolcánicas y metasedimentarias que presentan un variable desarrollo de esquistosidad y metamorfismo regional. Parte de estas rocas han venido siendo denominadas como Complejo Dajabón (Draper y Lewis, 1991). En el presente Proyecto, estas rocas han sido integradas por correlación litológica y similitud geoquímica composicional principalmente en

la Fm Tireo y subordinadamente en el Complejo Duarte superior. Los afloramientos del Complejo Duarte y la Fm Tireo constituyen una banda de dirección ONO-ESE que atraviesa las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia. Aunque a lo largo de esta banda la deformación interna de las rocas es muy heterogénea, en general se observa el desarrollo de un gradiente de aumento de la deformación y el metamorfismo sincinemático desde el NE hacia el SO.

La distribución cartográfica en la banda septentrional de las metapicritas y metabasaltos del Complejo Duarte inferior y superior, así como de las metavulcanitas ácidas de la base de la Fm Tireo, definen una macroestructura consistente en un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales $D1_C$ de dirección ONO-ESE y plano axial subvertical. Las zonas de charnela sinclinales quedan cartográficamente definidas por los afloramientos lentejonares de la Fm Tireo a lo largo de la banda, adoptando una disposición cartográfica *en-échelon*. Muchas de estas estructuras pliegan la esquistosidad, pero en algunos pliegues $D1_C$ se ha desarrollado una esquistosidad $S1_C$ de plano axial y una lineación $L1_C$ de intersección entre la $S1_C$ y la $S0$, que presenta ángulos de inmersión bajos ($<20^\circ$) tanto al NO como al SE. La fábrica planar se interpreta como una $S1_C$, ya que con el descenso de la deformación $D1_C$ gradúa a las texturas ígneas del protolito. Sin embargo, a escala de afloramiento los pliegues $D1$ son muy escasos, en buena parte debido a la competencia de las rocas y la ausencia en estos materiales de una clara estratificación ($S0$). Los pocos pliegues $D1_C$ observados son abiertos y generalmente presentan un débil aplastamiento. En algunos pliegues $D1_C$ se ha observado el desarrollo de zonas de cizalla dúctil subverticales, subparalelas a los planos axiales y a la esquistosidad $S1_C$. Estas zonas de cizalla han desarrollado una foliación milonítica que contiene una lineación de estiramiento subhorizontal. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de la asimetría de estructuras S-C mesoscópicas, boudinage de venas de cuarzo y calcita sincinemáticas, micropliegues y sombras de presión en tono a porfiroclastos, consiste en un movimiento transcurrente sinistro.

5.2.2.2. Fábricas y estructuras en la banda central

La banda central está constituida por el Batolito de Loma de Cabrera (BLC) y las anfibolitas de la aureola de metamorfismo de contacto dinamotérmica, situadas principalmente en su contacto intrusivo septentrional. El BLC está constituido por una serie de rocas plutónicas multifásicas, que forman un complejo ígneo composicionalmente heterogéneo, elongado siguiendo una dirección de ONO-ESE a O-E a lo largo de las Hojas de Diferencia, Monción, Santiago Rodríguez, Loma de Cabrera y Dajabón, continuándose más al oeste en Haití. Las

rocas plutónicas del BLC han intruido y metamorfizado dinamo térmicamente tanto al Complejo Duarte como al conjunto de rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias de la Formación Tireo encajantes. A techo del batolito, aparecen *roof pendants* del Complejo Duarte y la Fm Tireo, consistentes en esquistos y anfibolitas deformados heterogéneamente y corneanizados.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del BLC y rocas asociadas puede ser agrupada en cuatro unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas; (2) gabros y dioritas; y (3) tonalitas con hornblenda±biotita; y (4) un enjambre de diques máficos y félsicos, intrusivos en las anteriores unidades y en la Fm. Tireo. Desde un punto de vista estructural y debido a la dificultad que a menudo presentan en su separación cartográfica, las dos primeras unidades pueden ser agrupadas en un complejo gabroico-ultramáfico.

La secuencia intrusiva general en el BLC fue establecida a partir de las relaciones de campo e indica que las rocas más antiguas son las más máficas y las más jóvenes las más ácidas. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulados ultramáficos y máficos (gabronoritas, gabros y Mg-dioritas), observándose escasas relaciones locales de intrusión de los segundos en los primeros. Las rocas dioríticas y cuarzo-dioríticas fueron las siguientes en la secuencia, siendo los tipos dioríticos en muchos casos rocas transicionales o facies de borde del complejo gabroico-ultramáfico. A continuación, intruyó un importante volumen de magma tonalítico que individualiza cartográficamente varios macizos elongados ONO-ESE del complejo gabroico-ultramáfico.

Un aspecto estructural importante del BLC es que el contacto intrusivo entre las tonalitas y el complejo gabroico-ultramáfico, consiste generalmente en una zona de deformación dúctil en estado magmático y *subsolidus* para las tonalitas, y *subsolidus* para los gabros y dioritas. Durante su emplazamiento, el magma tonalítico también excava localmente xenolitos del complejo gabroico-ultramáfico y de los metabasaltos encajantes, y lleva consigo magmas de una composición diorítica ligeramente más básica. Algunos de estos magmas fueron completamente mezclados (*magma mixing*) con la tonalita, mientras que otros fueron preservados como enclaves máficos microgranudos de formas elipsoidales.

Los diferenciados magmáticos más tardíos del magma tonalítico son más silíceos y contienen biotita como ferromagnesiano, intruyendo formando diques y venas muy leucocráticas en el BLC. Finalmente, intruye un enjambre de diques máficos y félsicos

durante, al menos, los estadios magmáticos más tardíos de la tonalita, que generalmente estaba lo suficientemente fría para que los diques máficos desarrollaran contactos netos y bordes enfiados en algunos casos, pero que en otros hibridan (*magma mingling* y *mixing*) con las tonalitas más tardías.

En el complejo gabroico-ultramáfico del BLC se han observado fábricas magmáticas y *sub-solidus* deformativas. En las rocas ultramáficas, las fábricas magmáticas consisten en un bandeo composicional de alternancia milimétrica-centimétrica de niveles ricos en olivino y piroxeno, resultado de la acumulación de cristales durante la cristalización del magma. Este bandeo aparece dispuesto subhorizontal o subvertical, en relación a la acumulación en el fondo o las paredes de la cámara magmática. En otros casos, como al S del Cerro Chacuey (Hoja de Loma Cabrera), presenta una dirección ONO-ESE a O-E y ángulos de buzamiento medios y bajos hacia el N o el S, sugiriendo un basculamiento del macizo posterior a la acumulación magmática.

Las fábricas magmáticas en las rocas gabroicas consisten en una alternancia milimétrica-centimétrica de niveles alternativamente ricos en piroxeno y plagioclasa, formada por procesos de acumulación magmática con selección gravitacional. En los gabros se han desarrollado también fábricas cristal-plásticas deformativas $S1_C$, especialmente penetrativas hacia el contacto con las tonalitas con hornblenda y desarrolladas a lo largo de una banda subparalela de espesor hectométrico a kilométrico. Ejemplos de estas bandas deformadas son el borde septentrional del macizo gabroico de Loma de Guazumito - Loma de los Charamicos, situado al N de la Hoja de Jicomé y SO de Monción, o en el borde meridional de Cerro Chacuey, localizado en la Hoja de Loma de Cabrera. En estas bandas, el contacto entre el complejo gabroico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil, de dirección general O-E y ángulos de buzamiento medios y altos, tanto al N como hacia el S. A la escala de todo el BLC, las rocas gabroicas se observan deformadas por la foliación $S1_C$, que presenta una dirección que gradúa entre NO-SE, ONO-ESE y O-E. En las rocas más deformadas de las bandas, las rocas gabroicas son transformadas en milonitas máficas de grano fino. La deformación en estado sólido también afecta heterogéneamente a las intercalaciones de tonalitas con hornblenda presentes en las bandas, que intruyen sincinemáticamente como diques y venas de dimensiones variables, y son cizalladas hasta paralelizarse con la foliación $S1_C$ y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino.

Las texturas presentes en los gabros deformados son desde protomiloníticas a miloníticas, con la formación de porfiroclastos de clinopiroxeno y hornblenda rodeados por una matriz cuarzo-plagioclásica recristalizada dinámicamente. Las condiciones de la deformación fueron de alta-T ya que resultan estables en la $S1_C$ la plagioclasa y el anfíbol recristalizan, indicando condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-P. En los planos de la $S1_C$ a menudo se ha desarrollado una lineación de estiramiento mineral $L1_C$, definida por la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización de los porfiroclastos. La dirección de la $L1_C$ oscila entre NNO-SSE a NE-SO en todo el BLC, con ángulos de inmersión medios y altos tanto al N como al S. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de criterios cinemáticos tales como la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos de plagioclasa, la asimetría de los pliegues definidos por venas leucotonalíticas con hornblendas centimétricas cizalladas, fábricas S-C meso y microscópicas y la oblicuidad de la fábrica interna en agregados de cuarzo policristalinos (*ribbons*), resulta ser normal en muchos de los casos. Es decir, de techo hacia el norte en las zonas de cizalla NO-SE a O-E que buzcan al norte y de techo hacia el sur en las que buzcan al sur. Sin embargo, en algunos sectores de las bandas que flanquean la Loma de la Guazumita y en el borde S del Cerro Chacuey, la lineación de estiramiento mineral se dispone subhorizontal (<20° inmersión) y contenida en planos de cizalla dúctil subverticales de dirección ONO-ESE a O-E y sentido de movimiento transcurrente senestro. También, en la terminación SE del BLC, incluida en las Hojas de Monción y Diferencia, gran parte de los gabros presentan en este sector una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasa y ferromagnesianos, retrabajada en estado sólido, generando fábricas deformativas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas transcurrentes senestras.

Las tonalitas presentan un desarrollo muy variable de fábricas magmáticas en el BLC. Se observan desde tipos con una fuerte fábrica plano-linear e incluso linear ($S1_C$ - $L1_C$), como la presente a lo largo de todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central del BLC, siguiendo la alineación Partido, Los Almácigos, Piedra Blanca, El Cajuil, Jicomé y bordeando al N la Loma de los Guajumitos (Hojas de Santiago Rodríguez, Jicomé, Monción y Diferencia), a tipos isótropos desprovistos de cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte de las facies tonalíticas con hornblenda±biotita, que ocupan el sector central del BLC en la Hoja de Loma de Cabrera. Las tonalitas próximas al contacto con el complejo gabroico-ultramáfico también aparecen variablemente foliadas, paralelamente al contacto y a la foliación $S1_C$ de los gabros deformados. Por lo tanto, la

foliación magmática de las tonalitas se interpreta corresponde a la $S1_C$ *sub-solidus* de los gabros. En todos los casos, la foliación magmática $S1_C$ está definida en las tonalitas por una alternancia de niveles ricos en plagioclasa y hornblenda, junto con el paralelismo de las plagioclasas tabulares, y la lineación magmática $L1_C$ contenida por la elongación de los prismas de hornblenda y agregados elipsoidales de cuarzo. En las zonas más deformadas próximas al contacto con el complejo gabroico-ultramáfico, la foliación $S1_C$ está también definida por el alineamiento y aplastamiento de los enclaves de gabros hornbléndicos y hornblenditas (procedentes de la hidratación de los gabros) inmersos en las tonalitas foliadas, así como por el paralelismo de venas y diques concordantes de leucotalitas con hornblenda y de las aplitas más diferenciadas.

Por otro lado, las fábricas deformativas en las tonalitas con hornblenda±biotita suelen ser subparalelas a las magmáticas $S1_C$ y se interpreta registran el mismo episodio deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya había solidificado. Estas fábricas deformativas son especialmente abundantes en todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central del BLC y, especialmente, en su terminación SE (Hojas de Monción y Diferencia). En este último sector, las intrusiones concordantes de leucotalitas con hornblenda en las anfibolitas de la aureola de contacto dinamo-térmica y en el Complejo Duarte encajantes al BLC, también presentan una intensa fábrica $S1_C$ *sub-solidus* planar y plano-linear de dirección NO-SE a ONO-ESE y disposición subvertical. En el interior del macizo tonalítico central del BLC, incluido en las Hojas de Loma de Cabrera y Santiago Rodríguez, la foliación aparece a lo largo de bandas localizadas hacia el contacto con los gabros, presentando una dirección general de NO-SE a O-E y ángulos de buzamiento medios y altos tanto hacia el NE como el SO. En las rocas más deformadas de dichas bandas, las tonalitas son transformadas en tectonitas protomiloníticas y miloníticas de los tipos S y S-L. La lineación de estiramiento $L1_C$ en estas tonalitas cizalladas suele presentar una dirección desde NNO-SSE a NE-SO y ángulos de cabeceo muy altos en el plano de foliación. El sentido de movimiento deducido a partir de la asimetría de micro y mesoestructuras S-C, de sombras de presión en torno a porfiroclastos de plagioclasa y hornblenda y de agregados policristalinos de cuarzo, suele ser normal y dirigido al norte. No obstante, frecuentemente en el BLC y especialmente hacia el contacto intrusivo septentrional de las tonalitas, estos criterios cinemáticos se asocian con otros indicativos de un movimiento transcurrente sinistro, subparalelo a una lineación de estiramiento subhorizontal.

La última unidad intrusiva en el BLC es un conjunto o enjambre de diques predominantemente máficos, de composición microdiorítica hornbléndica y afíricos, aunque también se han observado microgabros con clinopiroxeno y hornblenda, melanogabros y doleritas. Estos diques intruyen en todas las unidades intrusivas del BLC y en la Fm Tireo, presentando contactos rectos y netos con el encajante ya solidificado, incluso desarrollo de bordes enfriados. No obstante, se han observado localmente procesos de mezcla y asimilación de estos magmas básicos con las tonalitas, indicando que parte de los diques máficos son al menos co-magmáticos con los magmas más diferenciados del BLC. Las fábricas magmáticas observadas en los diques máficos son fluidales y paralelas al contacto intrusivo de los diques y las deformativas son esencialmente frágiles y limitadas a la cataclasis por rejuego de los hastiales de los filones.

Desde un punto de vista estructural, los diques máficos son importantes porque nos indican la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo), que se orienta perpendicularmente al plano que definen. En el BLC, estos diques son casi invariablemente subverticales, con ángulos de buzamiento $>70^\circ$ tanto hacia el norte como el sur, e indicando que la dirección de extensión fue subhorizontal. Estos diques resultan ser espacialmente abundantes en la unidad tonalítica central del BLC, definiendo corredores de orientación general subparalela a la elongación del BLC. Sin embargo, la dirección de los diques máficos varía a lo largo del BLC e indica que el σ_3 también varía localmente. En la Hoja de Loma de Cabrera, los diques máficos presentan una traza cartográfica general que cambia de ONO-ESE a O-E y a ENE-OSO, siguiendo una dirección de oeste a este, aunque localmente también existen diques de otras direcciones. En el extremo SE del BLC (Hojas de Monción y Diferencia), los diques máficos presentan una orientación preferente ENE-OSO a O-E. Es decir, la dirección de extensión subhorizontal experimenta regionalmente cambios de dirección, siguiendo la trazas cartográficas del contacto deformativo próximo entre el complejo gabroico-ultramáfico y las tonalitas del BLC. Por lo tanto, dentro del BLC la dirección general de extensión N-S durante $D1_C$ que establecen las estructuras magmáticas y *subsolidus* deformativas del contacto entre tonalitas y el complejo gabroico-ultramáfico, sigue estando presente durante la evolución dúctil-frágil y frágil del BLC, cuando éste se encontraba ya prácticamente solidificado. Aunque presentan una gran dispersión en su orientación a escala del BLC, los diques y filones tardi-magmáticos de aplitas y pegmatitas presentan en muchos casos una dirección subparalela a los diques máficos, e indican también una dirección $D1_C$ de extensión general N-S.

Las anfibolitas de la zona de cizalla dinamotérmica se sitúan a lo largo de todo el contacto intrusivo septentrional del BLC, donde se ha desarrollado una banda de rocas metabásicas, metamorfizadas en condiciones de la facies de las anfibolitas, aflorando de forma prácticamente continua, cruzando el sector central del Dominio de la Cordillera Central. Desde la Hoja de Dajabón y atravesando las de Santiago Rodríguez y Monción, presenta una dirección ONO-ESE que gira a NO-SE en la Hoja de Diferencia. Las anfibolitas de la banda se caracterizan por presentar una foliación de dirección ONO-ESE a NO-SE y ángulos de buzamiento medios y bajos (<50°) hacia el sur. El límite meridional de la banda de anfibolitas es un contacto muy neto con las rocas gabroicas o tonalíticas del BLC, observándose las primeras deformadas dúctilmente y las segundas con relaciones concordantes de intrusividad respecto a la fábrica principal de las anfibolitas. Como la foliación en las anfibolitas es paralela a la fábricas deformativas de los gabros y tonalitas del BLC, y gradúa hacia el N y NE a rocas volcánicas poco o nada deformadas, esta fábrica se interpreta que es una S1_C. El grado metamórfico dentro de la banda desciende, generalmente, hacia el N y NE. Esta banda de anfibolitas foliadas es una aureola metamórfica dinamotérmica situada a lo largo de un contacto plutónico intrusivo.

El sector interno de la aureola más próximo al contacto con el BLC, consiste en anfibolitas de colores verdes y grises oscuros a negros, caracterizadas por presentar una penetrativa fábrica plano-linear S1_C-L1_C. En la zona del contacto con el BLC, las anfibolitas tienen un aspecto neísico e intercalan venas y boudines de tonalitas y leucotalitas con hornblenda, variablemente cizalladas y rotadas hasta el paralelismo con la fábrica planar S1_C. En algunos afloramientos del contacto, las anfibolitas han desarrollado incluso leucosomas estromáticos concordantes, producto de la fusión parcial "in situ" a alta-T en condiciones hidratadas. Hacia el sector externo de la aureola, las anfibolitas pasan a rocas anfibolíticas con epidota de colores verdes y grises más claros, de apariencia esquistosa y menor intensidad de la fábrica planar. El límite norte de la aureola es bastante neto con las rocas poco o nada esquistosadas del Complejo Duarte y la Fm Tireo, estando en algunos segmentos localizado en zonas de falla dúctil-frágil y frágil o por intrusiones concordantes de tonalitas y leucotalitas con hornblenda foliadas). En las zonas de falla hay abundantes venas de cuarzo y calcita. La foliación de las intrusiones concordantes es subparalela a la S1_C de las anfibolitas y están afectadas también por una brechificación y alteración retrógrada.

Dentro de la aureola dinamotérmica la $S1_C$ es una foliación metamórfica que contiene una lineación mineral y/o de estiramiento. La foliación está definida por la elongación planar de los prismas de hornblenda y las plagioclasas tabulares. En los sectores próximos al contacto con el BLC y en bandas intercaladas dentro de la aureola, la $S1_C$ consiste en una alternancia milimétrica-centimétrica de nivelillos ricos en anfíbol y plagioclasa, probablemente formada en protolitos algo menos básicos. La orientación ONO-ESE regional de la $S1_C$ es consistentemente paralela al contacto entre las anfibolitas y el BLC, girando a NO-SE en la Hoja de Diferencia. La lineación $L1_C$ de estiramiento mineral está definida en las anfibolitas por la elongación de los prismas de hornblenda, del agregado cuarzo-plagioclásico recrystalizado y la orientación de las sombras y colas de recrystalización en torno a los porfiroclastos. La dirección de la $L1_C$ generalmente gradúa entre N-S a NE-SO en la aureola anfibolítica, presentando ángulos medios y bajos de inmersión en el sentido de buzamiento de la foliación, o algo oblicuamente (cabeceo $>50^\circ$), hacia el S o SO. No obstante, en el sector externo de la aureola, se han observado localmente también lineaciones de estiramiento mineral subhorizontales indicativas de un movimiento esencialmente transcurrente.

Las texturas y microestructuras presentes en las anfibolitas de la aureola dinamotérmica son desde protomiloníticas y miloníticas a blastomiloníticas, con la formación de porfiroblastos de plagioclasa y hornblenda rodeados por una matriz cuarzo-plagioclásica, recrystalizada dinámicamente. Por ello, se recogieron repartidas a lo largo de toda la aureola dinamotérmica 14 muestras orientadas de anfibolitas de fuerte fábrica plano-linear para su análisis textural, cinemático, metamórfico y geocronológico. En estas muestras, correspondientes a los cortes perpendiculares a la aureola en los sectores de Loma Clara (Santiago Rodríguez), La Meseta (Monción) y Arroyo Catalina (Diferencia), la deformación es de carácter no-coaxial y establece que la deformación tuvo lugar en una zona de cizalla dúctil de escala regional. En estas fábricas miloníticas, el sentido de cizallamiento obtenido a partir de la asimetría de indicadores cinemáticos tales como fábricas S-C meso y microscópicas, sombras de presión y colas de recrystalización en torno a porfiroclastos de hornblenda y plagioclasa, la fábrica interna en agregados de cuarzo policristalinos (*ribbons*) procedentes de venas tonalíticas centimétricas cizalladas sincinemáticamente, resulta ser regionalmente consistente e indicativo de un movimiento normal de techo hacia el sur en la zona de cizalla en su actual posición. Consecuentemente, una interpretación de estos datos es que la zona de cizalla dúctil se desarrolló también con un movimiento normal o hundimiento del complejo gabroico-ultramáfico del BLC y la intrusión contemporánea de

parte de las tonalitas con hornblenda. Esta interpretación está favorecida por la deformación *subsolidus* y anfibolitización, espacialmente relacionadas, que presentan los gabros y el sincinematismo de las intrusiones de tonalitas, que desarrollan fábricas S1_C magmáticas y *sub-solidus* deformativas paralelas a las de la aureola.

5.2.2.3. Distribución del metamorfismo y condiciones P-T de formación

Las rocas del Dominio de la Cordillera Central fueron sometidas a dos eventos metamórficos distintos: (1) una alteración/metamorfismo hidrotermal estática previa a la deformación dúctil S1_C; y (2) una blastesis metamórfica sincinemática a la deformación dúctil regional S1_C. No obstante, debido a la gran similitud mineralógica de ambos metamorfismos y sin datos químico-composicionales de ellos, en las rocas ígneas poco o nada esquistosadas por la deformación D1_C su distinción resulta en ocasiones difícil. Con el segundo tipo de metamorfismo se incluyen también las anfibolitas de la aureola de contacto dinamotérmica del BLC y las aureolas de metamorfismo de contacto desarrolladas por las intrusiones de granitoides existentes en el Dominio de la Cordillera Central.

La blastesis metamórfica hidrotermal pre-D1_C está relacionada con los procesos de alteración hidrotermal tardi y post-magmáticos (alteración propilítica, espilitización, mineralizaciones de sulfuros, etc, que afectan a las rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Complejo Duarte y la Fm Tireo. Esta blastesis se caracteriza por ser estática y de tipo pseudomórfico, preservando las texturas de los protolitos ígneos. Sin embargo, la mineralogía ígnea suele estar completamente reemplazada por asociaciones minerales de baja-P. Las asociaciones minerales generadas durante este metamorfismo estático pre-D1 en el Complejo Duarte y la Fm Tireo son indicativas de condiciones metamórficas propias de la facies de prehnita-pumpellita y de los esquistos verdes de baja-T. En las rocas de composición metabasáltica y metaandesítica, las asociaciones minerales formadas incluyen prehnita, pumpellita, albita, clorita, sericita, pistachita (epidota rica en Fe³⁺) y óxidos de Fe; o actinolita, clorita, epidota, albita, carbonatos, mica blanca y titanita; que respectivamente pertenecen a las facies de los subesquistos verdes y los esquistos verdes, (Evans, 1990). En las rocas metarriodacíticas y metarriolíticas se produce una asociación mineral compuesta por albita, mica blanca, biotita, sericita, prehnita, esfena, cuarzo y opacos. La edad de estos procesos de alteración y metamorfismo de baja-P se interpreta que fue contemporánea a la intrusión o extrusión de los protolitos: Cretácico Inferior en el Complejo Duarte y Cretácico Superior en la Fm Tireo.

La blastesis metamórfica dinamotérmica es de carácter esencialmente sincinemático, aunque se continúa en momentos tardicinemáticos, y está relacionada con la deformación dúctil regional $D1_C$ en todo el Dominio de la Cordillera Central. Las texturas producidas son foliadas y dependen del grado de deformación interna de las rocas. Varían desde granoblásticas y lepidoblásticas a nematoblásticas y porfiroclásticas, elongadas paralelamente a los planos $S1_C$ en las rocas relativamente menos deformadas. En las rocas más deformadas son de carácter milonítico y filonítico. Las rocas de la aureola de contacto dinamotérmica y las incluidas en los *roof pendants* del techo intrusivo del BLC, presentan texturas nematoblásticas bandeadas, neísicas y blastomiloníticas. En las bandas septentrional y meridional del dominio, las asociaciones minerales sin- y tardi- $D1_C$ son propias de las facies de los subesquistos verdes (prehnita-pumpellita) y los esquistos verdes de menor-T (sin granate).

Cartográficamente, las rocas metamorfizadas en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita, aparecen en el sector NE de la Hoja de Diferencia y su continuación en la de Monción (área del Pico de El Rubio-S de Las Cuatro Esquinas), y probablemente se desarrollaron extensamente en la mitad sur de la banda meridional hasta la Falla de San José-Restauración. En estos sectores, la asociación mineral metamórfica presente en rocas básicas e intermedias consiste en prehnita, pumpellita, clorita, epidota, albita, sericita, cuarzo y calcita.

Las condiciones P-T propias de la facies de los esquistos verdes se alcanzaron en los esquistos máficos y cuarzoesquistos albiticos de la banda septentrional, entre la ZFE y la aureola de contacto dinamotérmica del BLC. Las asociaciones minerales asociadas a la fábrica principal $S1_C$ están compuestas por albita, moscovita, clorita, (\pm)biotita, esfena, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, en las rocas composicionalmente ácidas; y por clorita, actinolita/hornblenda actinolítica, epidota, albita, mica blanca, calcita, cuarzo, esfena y óxidos Fe-Ti, en las rocas intermedias y básicas.

Las asociaciones metamórficas progradadas alcanzadas en las rocas de la aureola de contacto dinamotérmica del BLC, gradúan desde condiciones de la facies de los esquistos verdes de alta-T a las de anfibolitas de alta-T. El mayor grado metamórfico alcanzado se localiza justo adyacente al contacto intrusivo deformado con el BLC. El grado metamórfico desciende generalmente hacia el N y NE. En una sección perpendicular a la dirección de la aureola dinamotérmica es posible definir dos isogradas en base a la primera aparición en

metabasitas de la hornblenda (isograda hornblenda-*in*) y la desaparición de la epidota (isograda epidota-*out*), aunque su cartografía resulta difícil en zonas de poco afloramiento. La aparición de hornblenda coincide con la formación de una plagioclasa más cálcica ($X_{An} > 0,14-0,16$), lo cual define el tránsito entre la facies de los esquistos verdes de alta-T y las anfibolitas con epidota (Evans, 1990), y tiene lugar entre 300 y 1200 m estructuralmente bajo el contacto con el BLC. La isograda de epidota-*out* marca el tránsito entre la facies de las anfibolitas con epidota y las anfibolitas (Evans, 1990), desapareciendo dicho mineral entre 100 y 500 m del contacto intrusivo. Las asociaciones minerales con diópsido+hornblenda+plagioclasa (oligoclasa o andesina) indicativas de la facies de las anfibolitas de alta-T ($T > 550-600$ °C), aparecen localmente en las anfibolitas neísicas de los 10-50 m primeros de la aureola. Por lo tanto, la secuencia de zonas minerales es típica de un metamorfismo de baja-P/alta-T, aunque la aparición de asociaciones minerales de la facies de las anfibolitas con epidota en rocas máficas, sugiere presiones metamórficas $> 3,5-4$ kbar (Evans, 1990).

Por otro lado, rocas anfibólicas de fábrica plano-linear también aparecen formando *roof-pendants* en el techo intrusivo del BLC. Estas anfibolitas forman bandas de dirección O-E y buzamiento al N en el sector de Rancho Quemado-Pino Bonito-La Ciénaga bordeando el macizo gabroico-ultramáfico de Loma de Los Charamicos, al NE de la Hoja de Jicomé y continuándose al este por la de Monción y Diferencia.

5.2.2.4. Interpretación de la deformación $D1_C$ en el Dominio de la Cordillera Central

Las características de la deformación esquistosa y metamorfismo relacionado en las rocas del Dominio de la Cordillera Central, indican la existencia de un evento deformativo regional $D1_C$ en las tres bandas o subdominios distinguidos, probablemente más moderno hacia el S y que produce en ellos estructuras sensiblemente diferentes. En las bandas septentrional y meridional la deformación resultó ser bastante heterogénea y asociada a un cizallamiento dúctil regional transcurrente sinistro. La intensidad del cizallamiento $D1_C$ parece aumentar groseramente hacia la banda central ocupada por el BLC. El cizallamiento regional produjo zonas de cizalla discretas de dirección ONO-ESE y buzamiento subvertical, con desarrollo asociado de bandas de rocas miloníticas y filoníticas. Estas zonas de cizalla se distribuyen en la banda septentrional y meridional del dominio definiendo un patrón cartográfico regional anastomosado de bloques elevados y hundidos. El interior de los bloques lentejonares está relativamente menos deformado y la macroestructura $D1_C$ consiste en un basculamiento de la serie o un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales, más o menos apretados, de

dirección ONO-ESE y ejes subhorizontales. Dentro de los lentejones, el desarrollo de la $D1_c$ es muy heterogéneo aunque su penetratividad aumenta hacia los bordes. Por otro lado, los contactos litológicos entre formaciones, la traza de los pliegues cartográficos $D1_c$ y la foliación $S1_c$, son posteriormente cortadas a bajo ángulo por las estructuras del borde sur de la Zona de Falla de La Española, así como afectados por la tectónica dúctil-frágil y frágil de desgarres inversos y cabalgamientos dirigidos al SO que deforman el Dominio Trois Rivières-Peralta.

En la banda central del dominio, la aparición de rocas anfibólicas de mayor-T en la aureola de contacto dinamo-térmica, está estrechamente relacionada con la formación en ellas de una penetrativa fábrica plano-lineal $S1_c-L1_c$, la deformación a alta-T del complejo gabroico-ultramáfico y el emplazamiento y deformación de las tonalitas con hornblenda. Por lo tanto, el límite entre las rocas de la secuencia plutónica del BLC y las rocas encajantes del Complejo Duarte y la Fm Tireo, es un contacto intrusivo deformado por una zona de cizalla dúctil de alta-T durante $D1_c$. El borde externo de la aureola suele ser bastante neto y está jalonado por intrusiones de diques concordantes de tonalitas foliadas (Hojas de Monción y Diferencia), y por zonas de falla subparalelas de medio y alto ángulo y de movimiento transcurrente senestro, que yuxtaponen la aureola con rocas incluso muy poco deformadas. Las rocas de falla presentes en este sistema de fallas son eminentemente frágiles y consistentes en brechas y filonitas muy retrogradadas con abundantes venas de cuarzo y calcita, por lo que pueden ser la manifestación frágil más tardía del cizallamiento dúctil $D1_c$ sinmetamórfico normal en la aureola dinamo-térmica.

Los afloramientos de anfibolitas de los *roof pendants* del BLC también suelen constituir zonas de cizalla en las que también se localizan contactos intrusivos deformados con el complejo gabroico-ultramáfico e intruyen sincinemáticamente las tonalitas con hornblenda del BLC. Estas zonas de cizalla de dirección general O-E a ONO-ESE, que en un principio producirían pliegues y esquistosidad regionales ($D1_c-S1_c$), serían aprovechadas por las intrusiones sucesivas (básicas-ultrabásicas y tonalíticas). Los contactos del encajante con el complejo gabroico-ultramáfico caliente y el aporte adventivo de calor por el magma tonalítico, desarrollarían las aureolas de contacto dinamo-térmicas y las secuencias metamórficas.

A la vista de las cartografías disponibles, las intrusiones básicas-ultrabásicas biselan y laminan las estructuras del encajante, mientras que las tonalitas llegan a cortarlas

claramente, aunque en ambos casos también llegan a tener fábricas deformativas parecidas a las del encajante.

De forma relacionada, en el BLC y en la aureola de contacto dinamotérmica, así como en el Complejo Duarte y la Fm Tireo encajantes, intruye un enjambre de diques máficos subverticales y cuyo quimismo está también relacionado con procesos de subducción. Aunque la dirección de estos diques experimenta giros a la escala del BLC y localmente puede ser muy variable, en conjunto también indican una dirección de extensión general N-S durante su emplazamiento, como el sistema de zonas de cizalla dúctil normales, y establecen que el régimen de esfuerzo $D1_C$ prevalece incluso cuando el batolito había casi completamente solidificado. Las zonas de falla normales y transcurrentes subparalelas a la aureola dinamotérmica sugieren que la deformación $D1_C$ continúa también algo posteriormente en condiciones ya eminentemente frágiles.

Todo este conjunto de procesos deformativos, metamórficos y magmáticos que afectan a los diferentes sectores del Dominio de la Cordillera Central, pueden ser entendidos si la deformación $D1_C$ consistió en un régimen tectónico transcurrente regional de dirección ONO-ESE y sentido sinistro, producido por un acortamiento subhorizontal de dirección O-E (σ_1) y una extensión subhorizontal N-S (σ_3). El esfuerzo σ_3 sería subvertical en los sectores sometidos localmente a extensión. El cizallamiento sinistro de gran escala $D1_C$ fue muy heterogéneo, produjo una foliación subvertical $S1_C$ y una lineación $L1_C$ subhorizontal que llega a ser subparalela a los ejes de los pliegues $D1_C$, así como en las zonas más deformadas rocas miloníticas y filoníticas. En estas rocas más deformadas, el sentido de cizallamiento sinistro está indicado por análisis de zonas de cizalla y fallas antitéticas a escala de afloramiento, la rotación de estructuras y diques incluidas en la zona de cizalla hacia su paralelismo, y la asimetría de fábricas S-C mesoscópicas. Sometido todo el Dominio de la Cordillera Central a un régimen transpresivo sinistro, es posible la coexistencia en su interior de zonas sometidas a compresión y extensión. Dentro del sistema, las zonas de cizalla y fallas subverticales antitéticas y sintéticas al movimiento sinistro general, acomodarían la deformación en las zonas de compresión, y las zonas de cizalla y fallas normales de dirección O-E se formarían en las zonas de extensión, controlando la intrusión de los magmas tonalíticos y el enjambre de diques máficos. Las zonas de charnela de los pliegues $D1$ pudieron ser rotadas hacia el paralelismo con la dirección ONO-ESE a NO-SE durante el cizallamiento progresivo, o nuclearse ya los ejes con esta orientación desde el principio. Las grandes zonas de cizalla subverticales ONO-

ESE sinistral y, menos frecuentes, NNO-SSE dextrales que caracterizan el sector meridional del dominio, se corresponderían a las zonas de cizalla antitéticas P y sintéticas X del sistema de desgarre, respectivamente. Aunque la intensidad de la deformación aumenta hacia la banda central del dominio, ocupada por el BLC, es posible que en detalle existan zonas de cizalla subverticales dispuestas cartográficamente en relevo compresivo y extensivo, que controlaron la formación y evolución de la macroestructura.

5.2.2.5. El problema de las anfibolitas de La Meseta y de El Aguacate

Las anfibolitas de La Meseta, cartografiadas como parte del Complejo Duarte, pertenecen a series N-MORB a E-MORB que parecen haberse formado por ascenso de una "pluma" a partir de la fusión del manto, con distinta fuente magmática que el Complejo Duarte *s. str.* (basaltos de intraplaca OIB). Sobre ellas reposan directamente metavolcanitas ácidas de la Fm Tireo.

En la esquina NE de la Hoja de Jicomé, al N de El Aguacate y S de La Leonor, existen afloramientos de anfibolitas, algunos como *roof pendants* en gabros y dioritas. Estas anfibolitas tienen un registro geoquímico de IAT y boninitas-IAT, asignándose por este criterio a la Fm Tireo (Complejo Dajabón), aunque en cartografía se han incluido en el Complejo Duarte.

Por otra parte, la Fm Tireo tiene series geoquímicas IAT y boninitas tipo I, IAT-CC y CC, casi semejantes a las de la Fm Ámina (boninitas- IAT-CC) y algo más evolucionadas. Ahora bien, si en la Fm Ámina predominan las series IAT con bajo Ti y boninitas, en la Fm Tireo predominan las rocas calcoalcalinas de arco (Arc-CC), mientras que las rocas del antiguo Complejo Dajabón y equivalentes, se reparten entre IAT, boninitas y calcoalcalinas, casi a partes iguales.

Todos estos datos apuntan la posibilidad de una secuencia continua, más moderna hacia el S, entre el Arco I (Fm Ámina-Maimón y Fm Los Ranchos) y el Arco II (Fm Tireo), dislocada y enmascarada por el metamorfismo y la deformación, especialmente por la Zona de Falla de La Española. Esta secuencia sería congruente con la vergencia al S de las estructuras de la Fm Ámina-Maimón, lo que supondría una uniformidad en la polaridad magmática y tectónica entre los dominios Ámina-Maimón y de la Cordillera Central. A su vez, estaría apoyada por el gradiente de edades entre la Fm Ámina-Maimón, el Complejo Dajabón y la Fm Tireo

(Cretácico Inferior, Albiano-Cenomaniano, Senoniano) respectivamente más modernas de N a S.

5.2.2.6. Edad de la deformación D1_C

La edad de la deformación D1_C en el dominio de la Cordillera Central debe ser compatible con los siguientes procesos:

La mayoría de los macizos intrusivos son cuerpos alargados con las estructuras regionales, ligados al magmatismo de arcos-isla oceánicos, sin relación con la corteza continental, denominados como granitos de tipo *M* (Chappell y White, 1974; White *et al.*, 1999), e intruidos a favor de cizallas producidas por la tectónica traspresiva ligada a fenómenos de subducción.

La deformación del complejo gabroico-ultramáfico y la intrusión sincinemática de las tonalitas con hornblenda, posteriores en la secuencia magmática del BLC, son la causa de la formación de la aureola de metamorfismo dinamo-térmico, lo que supone una interrelación entre la deformación, el metamorfismo y los cuerpos intrusivos.

Las rocas más jóvenes claramente afectadas por la deformación D1_C son las de la Fm Tireo, cuyos datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos indican una petrogénesis en un contexto de arco magmático. La edad de esta formación ha sido establecida, en base al contenido de foraminíferos en calizas intercaladas, como Cretácico Superior en sentido amplio (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Lewis *et al.*, 1991). Más precisas son las edades Albiano a Cenomaniano Superior obtenidas por Montgomery y Pessagno (1999) en niveles de chert intercalados en el Complejo Dajabón, o las edades de 91.1 ± 1.1 Ma y 91.3 ± 2.1 Ma (límite Cenomaniano-Turoniano) obtenidas en el marco del presente Proyecto por el método U-Pb en circones, procedentes de andesitas y riolitas de la Fm Tireo, respectivamente. También se han obtenido edades Senoniano en lutitas y calizas dentro de la Fm Tireo (posiblemente a techo) en la Hoja de Loma de Cabrera, y de 69.5 ± 0.7 (Maastrichtiano) por Ar-Ar en andesitas de la misma formación en la Hoja de Arroyo Limón; ambas durante la realización de este Proyecto. Existe pues, una secuencia en el conjunto de la Fm Tireo (incluido el Complejo Dajabón), de N a S de más antiguo a más moderno.

Existe una secuencia magmática general más moderna hacia el S. Las intrusiones básicas del borde septentrional del Dominio de la Cordillera Central tienen edades del Cretácico

Inferior. Existen también algunos macizos tonalíticos en la vertiente septentrional de la Cordillera Central, a nivel de la isla, con edades de 103 (Batolito de Limbé, Bellon *et al.*, 1985) y 98 Ma (El Río, JICA, 1984). Feigerson (1978) obtiene edades Rb-Sr entre 92 y 88 Ma para las tonalitas del BLC. En la Hoja de Loma Cabrera, durante este Proyecto, se han obtenido edades de 101 ± 2.2 Ma en tonalitas foliadas, y 88 ± 2.5 Ma en tonalitas isotópicas, ambas por el método de Ar-Ar. Las tonalitas foliadas intruidas sincinemáticamente en la aureola de contacto dinamotérmica (Hoja de Diferencia), han proporcionado una edad U-Pb en circones de 87.9 ± 1.0 Ma (límite Coniaciano-Santoniano), mientras que tonalitas foliadas del Batolito de Macutico ofrecen una edad Ar-Ar en hornblenda de 75 ± 1.8 Ma, en la Hoja de Jicomé. Los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte no están esquistosados ni intruidos por diques de tonalitas con hornblenda, disponiéndose estratigráficamente sobre la Fm Tireo. Aunque no están todavía datados, por sus características geoquímicas de *ocean island basalts* son comparables a la parte alta de la Fm Dumisseau de Haití (Campaniano; Maurrasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988) bajo calizas Campaniano Superior a Maastrichtiano y, quizás, también comparables a la Fm Siete Cabezas de Bonaó (69.0-68.5 Ma; Sinton *et al.*, 1998). La Fm Calizas de Nalga de Maco se sitúa sobre estos basaltos OIB y han proporcionado una edad Eoceno Medio-Superior. Existe pues, a grandes rasgos, una secuencia magmática más moderna hacia el S. En resumen, la deformación D1_C que sometió al Dominio de la Cordillera Central bajo un cizallamiento regional transcurrente sinistro, debió iniciarse en el Cretácico Inferior, prolongándose hasta el Senoniano (Campaniano y posiblemente Maastrichtiano).

5.2.3. Dominio Magua-Tavera

El Cinturón de Tavera fue establecido por Palmer (1979) en un área contigua hacia el E a la de este Proyecto, comprendiendo las formaciones de Inoa, Velazquitos, Represa y Jánico. De todas ellas, la única que continúa hacia el O dentro del área del Proyecto es la Formación Inoa, que queda incluida en la Formación Magua-Inoa, por lo que ampliamos el nombre original del cinturón o dominio al de Magua-Tavera.

Los materiales pertenecientes a todas estas formaciones ocupan una cuenca importante que se corresponde con la Zona de Falla de La Española. Según Coleman (2000), se trataría de una cuenca de tipo *pull apart* originada por un régimen distensivo, transcurrente sinistro; sin embargo, los datos regionales indican que el régimen transpresivo se ha mantenido desde el Cretácico hasta la actualidad. Esta cuenca se ha ido rellenando por

materiales volcánicos, sedimentos químicos-organógenos y detríticos(turbidíticos). Estos materiales se depositan discordantemente sobre el Complejo Duarte y las formaciones Ámina-Maimón y Tireo, indistintamente.

Desde el punto de vista tectónico, lo más característico es la presencia de innumerables fracturas que retocan de forma omnipresente los contactos entre las distintas litologías. La deformación que afecta a las rocas de este dominio consiste en un cizallamiento muy heterogéneo y de características dúctil-frágil y frágiles, que se concentra en corredores de anchura variable, desde decenas de metros a uno o varios kilómetros, y da lugar a pliegues suaves de amplio radio que evolucionan a pliegues de tipo kink o chevron. Estos pliegues están rotos y dislocados casi siempre, junto a la formación de rocas miloníticas y filoníticas primero, y cataclasitas más o menos foliadas y harinas de falla después, sugiriendo el progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

No existe una vergencia clara y constante de estas estructuras, llegando a haber fallas inversas tanto al Norte como al Sur. La dirección de estas estructuras varía entre N125E y E-O.

Como antes se ha indicado, toda la cuenca corresponde a una zona de falla que ha rejugado en diversas etapas: en un principio como falla transcurrente sinistra en régimen transpresivo, que produce la abertura y posterior deformación de los depósitos. Existen desgarres dextros posteriores, posiblemente distensivos, que en último término rejuegan como simples fallas normales. Se obtiene así una estructura en "flor" positiva para el conjunto de la zona de falla, retocada después por algunas fallas o rejuegos distensivos. (Ver cortes del Plano Geológico).

También se producen intrusiones de granitoides a favor de fracturas en forma de diques subvolcánicos, algunos de los cuales muestran deformaciones dúctiles importantes ligadas a las condiciones especiales de emplazamiento.

La traza actual de la Falla La Española (conocida aquí como Falla de Inoa), coincide aproximadamente con el eje de la cuenca, pero existen otras fallas importantes tanto a Norte como a Sur: Falla de Amina, y Falla de Magua, respectivamente.

El régimen transcurrente continúa, con varias discordancias internas, desde el Oligoceno hasta la actualidad.

5.2.4. Tectónica y evolución tectosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario

El depósito de la Formación Bulla durante el Oligoceno Superior- Mioceno Inferior, con relleno de valles excavados en dirección N-S y aportes procedentes del S, coincidiría con episodios de elevación y emersión de la Cordillera Central. Es de destacar la aparente coincidencia en edad de estos depósitos con los materiales y discordancias internas sintectónicas de la Formación Sombrerito en el borde sur de la cordillera (Hojas de Bánica y Arrollo Limón).

La ausencia en el área estudiada de materiales pertenecientes a la parte alta del Mioceno Inferior y al Mioceno Medio (equivalentes de la Formación Baitoa, depositada más al E), podría indicar el inicio del cambio de estructuración de la cuenca. Este cambio en la cuenca, con aportes procedentes del O, parece ya clara durante el depósito de la Formación Cercado, como viene indicado por los cambios de facies y potencia en relación con la falla o zona de falla del Accidente de Cana-Gurabo (Véase Fig. 2.6). La actividad tectónica en este momento no se limita a este accidente sino que, al menos al oeste de él hubo una actividad tectónica de cierta importancia, como atestiguan numerosas evidencias de campo (*slumps*, diques clásticos, pequeñas fallas sinsedimentarias, etc.) en la Formación Cercado.

La máxima profundización de la cuenca, dentro de la Formación Cercado, se produciría en su tercio superior, tras la cual tiene lugar una relativa somerización, especialmente importante al oeste del Accidente Cana-Gurabo, que da lugar al depósito de las Calizas de Ahuyamas y culmina con una discontinuidad que provoca su erosión al oeste de dicho accidente, durante la parte alta del Mioceno Superior. En el Mioceno terminal tiene lugar una nueva profundización de la cuenca que posibilita el depósito de la Formación Gurabo.

Aunque las evidencias de campo indicativas de actividad tectónica-sedimentaria son escasas (algunos *slumps* y depósitos de *debris flow* en la sección del Río Gurabo) el Accidente de Cana-Gurabo sigue controlando la sedimentación y estructuración de la cuenca, tal como pone de manifiesto la distribución de facies y potencias. Si bien el cambio de potencia puede a primera vista parecer pequeño, hay que tener en cuenta la muy diferente tasa de compactación de los materiales a un lado y otro del accidente, presentando las margas hemipelágicas dominantes hacia el E una tasa de compactación, y por tanto una potencia original, mucho mayor.

En la parte final del Plioceno Inferior tiene lugar una nueva caída relativa del nivel del mar que da lugar a discontinuidad basal de la Formación Mao Adentro y al depósito de los miembros de Las Caobas. Esta caída relativa no parece afectar a los materiales situados al este del Accidente Cana-Gurabo, lo que indicaría que, o bien su origen es puramente tectónico, con elevación relativa del bloque occidental, o bien se trata de un fenómeno eustático de baja intensidad que en el bloque oriental ha sido totalmente compensado por la tasa de subsidencia tectónica. Durante el depósito de la Formación Mao Adentro la estructuración E-O de la cuenca se mantiene en líneas generales tal como indica la distribución de facies, si bien en las proximidades del límite Plioceno Inferior- Medio parece iniciarse una tendencia al cambio de estructuración de la cuenca, con desarrollo de canales y clinofórmulas dirigidas hacia el N.

Una falla de cierta importancia se sitúa en el límite N de la Hoja de Monción, llegando a penetrar en la Hoja de Mao en su extremo O, donde desaparece en las proximidades del Río Gurabo. Esta terminación lateral de la falla podría estar en relación con una transferencia de desplazamiento al Accidente de Cana-Gurabo, aunque no cabe descartar otras posibilidades. La falla, con un recorrido muy dislocado, pone en contacto las formaciones Gurabo y Cercado con un desplazamiento normal del orden de los 100 m, siendo el bloque hundido el septentrional. Dada la traza más o menos paralela a la de la Falla de Mao (Hoja de Mao), es posible que esté genéticamente relacionada con ella y su edad sea similar.

Con posterioridad a los movimientos de carácter sinsedimentario, los materiales neógenos del Valle del Cibao están afectados por una densa red de fallas cuya actividad ha continuado al menos hasta el Pleistoceno Superior. Esta tupida red de fallas parece organizarse según cinco sistemas principales:

- Un sistema de dirección aproximada N120E, coincidente con la dirección de las principales fallas de desgarre en el zócalo, de las que probablemente representa un re juego tardío.
- Un sistema de dirección aproximada N60E, que por lo general corta a las fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N30E que, al menos en ocasiones, conecta fallas del sistema anterior.

-Un sistema de dirección aproximada N150E. La dirección de este sistema, junto con las anteriores, parece compatible con la de los desgarres principales del zócalo.

-Un sistema de dirección variable entre N170E y N20E, frecuentemente N-S, sin relación geométrica evidente con los anteriores y que parece haber condicionado el recorrido de la mayor parte de los valles de la zona.

6. GEOMORFOLOGÍA

6.1. Análisis geomorfológico

En el presente apartado se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, cuya representación aparece plasmada en el Mapa Geomorfológico a escala 1:100.000 de Mao (5974), atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales) se trata en el apartado correspondiente a la estratigrafía de los materiales cuaternarios.

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su disposición tectónica; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

6.1.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja aparecen las siguientes unidades morfoestructurales de rango mayor: la Cordillera Central y el Valle del Cibao. Este último se subdivide clásicamente en dos unidades: el Cibao Oriental o Valle de la Vega Real al Oeste y el Cibao Occidental o Valle de Santiago, también llamado Valle del Yaque del Norte, al Este. La Hoja de Monción incluye terrenos pertenecientes a este último.

La Cordillera Central es el principal sistema montañoso de la isla y puede considerarse constituida por un macizo central y tres ramas principales. La Hoja de Monción comprende relieves pertenecientes al denominado Macizo del Noroeste (De la Fuente, 1976). Sin embargo, en el ámbito de la Hoja, esta zona de la Cordillera Central ha sido arrasada en al menos una ocasión, afectada por procesos de peneplanización se crearon amplias superficies de erosión, hoy completamente degradadas o en un estado muy avanzado de degradación.

Las dos grandes unidades, Valle del Cibao y Cordillera Central, aparecen bien compartimentadas gracias a un relieve estructural desarrollado a favor de las calizas mioceno-pliocenas de las formaciones Cercado (Calizas de Ahuyamas) y Mao Adentro.

6.1.1.1. Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial, reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es por tanto la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando escarpes estructurales más o menos importantes. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma, pudiendo aparecer de forma individualizada. En la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño y a la disposición de las capas.

En la Cordillera Central aparecen diversas morfologías relacionadas con el trazado de fallas, algunas con expresión morfológica clara. Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede superar 10 km; algunos de éstos parecen responder al rejuego de fallas inversas. En ocasiones, la presencia de rasgos morfológicos parece estar condicionada por una falla, sin que se tenga la total certeza de su existencia; en otras, las fallas parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos derivados de la interacción de aquella y la acción de algunas fallas, como es el caso del escarpe de falla exhumado, como el que aparece al suereste de Monción en la fractura que separa los materiales del grupo Yaque de los pertenecientes al grupo Tavera. En la misma área se han identificado zonas intensamente fracturadas, alineadas paralelamente a la dirección de fracturación preferente ONO-ESE en este sector.

Otras formas estructurales derivadas de la diferente respuesta de la litología a los agentes externos se relacionan con los límites de las intrusiones, tal es el caso de los escarpes de contacto intrusivo que aparecen orlando el batolito de Loma de Cabrera al SO de la Hoja, o

la existencia de diques que al ser sometidos a erosión diferencial configuran crestas, barras rocosas y resaltes estructurales subverticales.

6.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Central, y los relieves estructurales de la Loma de Las Ahuyamas y Loma La Sierresita, tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la Cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos) acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y poligénico.

En el caso del Valle del Cibao, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica arranca con los procesos de sedimentación y acumulación de los materiales procedentes de la Cordillera Central.

6.1.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Central, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, sino en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Existen también pequeños deslizamientos cartografiables con la cicatriz de despegue producida por movimientos en masa.

6.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Las fluviales son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. La red de drenaje puede ser clasificada basándose en la densidad de corrientes, textura y forma, factores todos ellos deducibles a partir de fotointerpretación, aplicando la clasificación de Way. Los terrenos de la Cordillera Central presentan una densidad de drenaje fina a media con una textura de drenaje de tipo dendrítico, mientras

que en el Valle del Cibao, donde estas formas ocupan la mayor parte de la superficie, la densidad de drenaje es gruesa.

Los fondos de valle aparecen bien representados en la Cordillera Central y en el enlace de esta con la Llanura del Río Yaque. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por sí misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad, forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, como la arroyada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Se han identificado niveles de terrazas en el Río Mao, aunque su tamaño y distribución, así como la escala de trabajo, ha dificultado su representación cartográfica, obligando a agruparlas en conjuntos (inferiores, medias y superiores). Estas terrazas suelen estar limitadas por el escarpe de terraza, con desniveles entre 2 y 5 m. Asimismo se ha podido comprobar que algunos de estos niveles, en el sistema de terrazas del Río Mao, han sido afectados por fracturas recientes, lo cual complica todavía más la identificación de niveles.

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, más ampliamente representadas en la Cordillera Septentrional, y aristas divisorias. También se han distinguido rápidos, gargantas, cañones fluviales y desfiladeros.

También tienen representación pequeños conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente norte de la Loma de Las Ahuyamas y Loma La Sierresita. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquellos pierde su confinamiento, expandiéndose.

6.1.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes y las superficies de erosión.

Es innegable la existencia en la Hoja de retazos de superficies de erosión, ya que en ocasiones pueden observarse los materiales geológicos, especialmente los que presentan estratificación, completamente biselados. Estas superficies de erosión son macroformas que afectan amplias zonas de la mitad meridional de la Hoja.

La variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos es también incuestionable, aunque el origen de dicha variabilidad no lo sea tanto. Esto puede deberse a distintas circunstancias que probablemente puedan haberse combinado: existencia de más de una superficie, deformaciones tectónicas posteriores a la elaboración de la/las superficies (fracturas, basculamientos), desniveles previos importantes (existencia de un paleorrelieve) y evidentemente retoques erosivos posteriores.

La superficie de erosión localizada en el sector SE del mapa muestra una marcada coincidencia en su límite NO con el contorno cartográfico de la Fm. Bulla. Este hecho permite considerar la posibilidad de que la superficie sobre la que se depositaron los conglomerados de la Fm. Bulla, sea la misma que la superficie de erosión observable más al sur.

Uno de los rasgos más característicos de la zona de estudio es la frecuente presencia de un manto de alteración que ha sido prácticamente desmantelado en diversas áreas, mientras que en otras puede todavía reconocerse. Este rasgo hace sospechar que las superficies de erosión que hemos considerado anteriormente puedan ser asimilables a lo que en la literatura se conoce como formas de corrosión química, en este caso "llanuras de corrosión química" grabadas (del inglés *etchplains*) (Twidale, 1989), especialmente aquellas que afectan a un substrato de origen ígneo. Una llanura grabada es una superficie de erosión formada primeramente por una profunda intemperización o alteración, y posteriormente retrabajada por la erosión que habría evacuado el total o parte del material alterado, para formar una superficie a un nivel inferior.

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y sedimentación; este es el caso de los piedemontes situados al norte de la Loma de Las Ahuyamas y Loma La Sierresita. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto como los glacis, o claramente deposicional como los abanicos aluviales.

Los glacis y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados, por lo que a veces surge un problema para diferenciarlos, aunque desde un punto de vista morfológico los abanicos se incluyen claramente en el sistema fluvial. Un abanico puede convertirse en un glacis como consecuencia del descenso del nivel de base y un aumento de la erosión que provoca su degradación y, a su vez, este puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un claro abanico. Se ha preferido describir los piedemontes que aparecen en la Hoja como glacis por diversas razones: en primer lugar para remarcar su origen poligénico; asimismo se ha tenido en cuenta que los glacis son propios de áreas con relieve poco contrastado, como es el caso, a diferencia de los abanicos, que son más abundantes en relieves enérgicos; el espesor del depósito es inferior a 1/100 de la longitud de la forma y presenta las mayores potencias, al menos aparentemente, en las zonas más distales, características más propias de los glacis; por último el considerar la peculiaridad climática de esta zona semiárida y seca, entorno más típico de los glacis que de los abanicos aluviales. De todas formas la adscripción de estas formas a abanicos aluviales de baja pendiente degradados también podría ser posible, aunque por su descripción habría que incluirlos necesariamente en las formas poligénicas.

6.1.2.4. Formas por meteorización química

A pesar de no producir formas, deben destacarse los procesos de meteorización química generadores de alteraciones rojizas, sobre el Complejo Duarte y en el Batolito de Loma Cabrera.

Regionalmente existen amplias zonas con una fuerte alteración arcillosa de color rojizo que ocupa preferentemente partes elevadas y parcialmente enrasadas a diferentes cotas. En el plano solo se han diferenciado aquellas zonas donde la alteración es más intensa, en las que es difícil apreciar las estructuras propias de las rocas; una alteración menos intensa, con coloración pardo-amarillenta y que permite apreciar las estructuras, está mas ampliamente extendida. El espesor alcanzado por la alteración más intensa es difícil de precisar, debido a su irregularidad, pero por lo general es de varias decenas de metros.

El fenómeno de alteración laterítica observado se limita a la fase de argilitización, sin llegar a la formación de costras ferruginosas. Esto parece indicar unas condiciones climáticas bastante homogéneas, ya que las costras ferruginosas necesitan alternancias de periodos húmedos y secos.

Dentro de la Hoja de Monción sólo existen pequeñas áreas concretas con una alteración pardo-rojiza, mediana a fuerte, que se localiza en la esquina SO del plano a cotas aproximadas o superiores a 500 m. El espesor apreciable es de varios metros y raramente alcanza la decena de metros.

En la región del Caribe existe un clima húmedo propicio para la formación de lateritas en el Mioceno Medio; este periodo coincide con la formación de bauxitas kársticas en Jamaica, Haití y República Dominicana (Bárdossy y Aleva, 1990). Según estos mismos autores, tras un periodo con descenso de las temperaturas, se implanta un nuevo episodio de laterización en el Plioceno Superior. También el clima tropical o subtropical actual favorece la alteración laterítica.

Por otra parte, Haldemann *et al.* (1979) proponen un acontecimiento laterítico continuo, de forma prevaleciente, desde el Mioceno al Pleistoceno, para la formación de los yacimientos lateríticos de Ni en la República Dominicana.

La datación del fenómeno de laterización es difícil, y normalmente se hace de forma estimada por geomorfología. Se sabe que la alteración afecta a materiales del Cretácico Superior o más antiguos y localizados en cotas superiores a 500m, lo que parece indicar que a cotas inferiores ha sido completamente erosionada. Por otra parte, no se ha encontrado laterización bajo recubrimientos como Bulla o Cercado, por lo que la alteración debe ser más reciente que Mioceno Inferior. La característica de altitud parece estar en relación con la fuerte elevación de la isla en épocas recientes, a partir del Mioceno, al menos en este sector de la isla.

De forma casi testimonial se dan formas propias del berrocal (dorsos de ballena, bolos, domos rocosos, nubbins, etc.) sobre las rocas graníticas que aparecen al SO de la Hoja, así como arenizaciones. Estas formas son modeladas, totalmente o en parte, por debajo de la superficie terrestre, puesto que pueden ser observadas perfectamente desarrolladas en el frente de alteración. Estas formas se consideran producidas por corrosión química; es decir, grabadas. Ellas son el reflejo de la interacción de aguas subterráneas cargadas con compuestos químicos y biológicos con la roca a escala regional. Las aguas subterráneas aprovechan las zonas de debilidad del substrato debidas a la mineralogía, textura y densidad de fracturación, generándose tendencias particulares en el desarrollo del relieve de un macizo rocoso.

6.1.2.5. Formas antrópicas

Como agente geomorfológico, el hombre actúa en diferentes sentidos: modificando el paisaje debido a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas (canteras a cielo abierto, minería, trincheras, desmontes), construcción de redes de transporte y asentamientos urbanos o de tipo industrial; localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno. Obviamente, no se han representado las modificaciones antrópicas plasmadas en la base topográfica (núcleos urbanos, viales, y otros elementos planimétricos). En la Hoja de Monción destacan la Presa y las obras de alrededor, como el aliviadero, desmontes en los estribos, etc; así como el Embalse a cota máxima.

6.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque, como es evidente, la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno pliocuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y el piedemonte de la Cordillera Central. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado por la llanura aluvial del río Yaque del Norte, en áreas más al norte de esta Hoja.

Los márgenes septentrionales de la Cordillera Central muestran diversas superficies de erosión que afectan amplias zonas de la mitad meridional de la Hoja. Existe una cierta variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos, por lo que no puede afirmarse a ciencia cierta que se trate de una superficie única. A pesar de todo la superficie de erosión del Alto

del Roblito, una de las mejor conservadas, puede datarse entre el oligoceno y el mioceno ya que bisela conglomerados de la formación Inoa y está fosilizada por los conglomerados de Bulla. Esta disposición es observable en otras localidades situadas más al oeste. Dicha superficie, una vez exhumada, sirvió de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión aunque es, sin duda, posterior a la deposición la serie neógena; momento que debe situarse, atendiendo a la edad de las calizas arrecifales de la Fm Mao Adentro, a finales del Plioceno.

Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad, con excepción del Valle del Yaque. Durante este periodo se generan los relieves estructurales por erosión diferencial de la serie neógena, como es el caso del grupo de plataformas estructurales de Loma de Las Ahuyamas y Loma La Sierresita, entre las más significativas. A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa, pero muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar. En aquella, el encajamiento ha sido simultáneo con la argilización de los materiales volcánicos y sedimentarios, la arenización de los cuerpos intrusivos, el retroceso de las vertientes con desarrollo de coluvionamientos y de movimientos en masa, así como con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

Durante el lapso de tiempo entre el inicio de la incisión y la actualidad, pueden reconocerse diversas etapas generalizadas de acreción y erosión, un mínimo de dos principales, tal como demuestran los diferentes niveles de terrazas, glaciares y abanicos que pueden reconocerse. Estas características se pierden en el Valle del Yaque estricto, donde la llanura aluvial denota un proceso de acumulación de materiales que podría remontarse a inicios del Pleistoceno y desarrollarse ampliamente durante el Holoceno.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la isla comenzó en un dominio intraoceánico sobre un basamento de rocas básicas y ultrabásicas (Complejo Duarte) de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Placa Proto-Caribeña). La posición original de esta placa, donde se generó el primitivo arco isla, estaría situada en el borde oriental del Océano Pacífico, en la Placa Farallón (Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1991), o entre las placas Norte y Suramericana (Meschede y Frisch, 2002). Esta placa se habría desplazado progresivamente hacia el ENE, respecto a las placas de Norte y Sudamérica (Pindell, 1994).

Una subducción intraoceánica durante el Cretácico Inferior en los terrenos situados al N de la Zona de Falla de La Española, daría lugar en un principio a la formación de un arco isla primitivo, representado aquí por la Formación Ámina-Maimón, y más al E del área de este Proyecto también por la Formación Los Ranchos (Kesler *et al.*, 1991a). Se trata de series volcánicas y vulcanosedimentarias correspondientes a un volcanismo bimodal, básico-intermedio y ácido, de afinidad toleítica que evoluciona a calcoalcalina, con mineralizaciones asociadas de sulfuros con leyes en Au locales (Pueblo Viejo, Cerro Verde).

Al S de la Zona de Falla de La Española, durante el Cretácico Superior, en relación con los procesos de subducción se produce un importante magmatismo que da lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II ó Formación Tireo) y numerosas intrusiones gabrodiorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica (Lewis *et al.*, 2002). Este volcanismo también es bimodal, de afinidad toleítica que evoluciona a calcoalcalina, con predominio de series volcánicas o vulcanosedimentarias, según sectores, y mineralizaciones locales de sulfuros con leyes en Au (Restauración, El Yujó). Coincidiendo con el volcanismo y prolongándose en el tiempo, se producen intrusiones subvolcánicas en forma de domos así como la intrusión de importantes macizos o plutones, siendo el más importante el Batolito de Loma Cabrera.

Los procesos de subducción, a la vez que el magmatismo, producen la deformación de todos los materiales con desarrollo de pliegues muy variados, desde isoclinales, normalmente rotos y traspuestos, a pliegues suaves y abiertos, según los dominios o subdominios, y una esquistosidad regional planar o plano-linear, con fábricas locales S-C filoníticas a miloníticas, producidas por importantes bandas de cizalla dúctil a dúctil-frágil. Aunque estos procesos constituyen una secuencia continua, la intensidad de la deformación

no se mantiene uniforme, sino con diversos picos de mayor intensidad o periodos deformativos y/o metamórficos.

Estos procesos terminan al final del Cretácico Superior-Eoceno Inferior con la llegada a la zona de subducción del margen continental norteamericano, representado por la Plataforma Carbonatada de Bahamas (Pardo *et al.*, 1975; Dolan *et al.*, 1991; Pérez-Estaún *et al.*, 2002) y la consiguiente colisión.

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres sinistros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. Este es el caso de la Zona de Falla de La Española, con la Cuenca de Magua-Tavera ligada a ella, iniciada en el Paleoceno con basaltos y brechas basálticas de quimismo alcalino, y rellenada durante el Eoceno –Oligoceno Inferior por depósitos conglomeráticos, turbiditas y calizas arrecifales. Parte de estos materiales proceden de la denudación de la Cordillera Central, que se estaría elevando en esta época.

Como consecuencia de la elevación se desarrolla una red fluvial que, con sentido Sur-Norte, va a excavar los valles en los que posteriormente se depositarán los conglomerados de la Formación Bulla. El depósito de esta formación tiene lugar durante un ascenso relativo el nivel del mar que va a provocar el relleno de los valles previamente excavados, probablemente de forma simultánea con la formación de los depósitos sintectónicos del borde Sur de la Cordillera. Este ascenso eustático culmina con el depósito de la Caliza de Monción y tras él se produce una caída relativa del nivel del mar que da lugar a una discontinuidad.

Un nuevo ascenso relativo del nivel del mar tiene lugar durante el Mioceno Superior coincidiendo con un cambio en estructuración de la cuenca, marcado en la zona de estudio por el accidente de Cana-Gurabo, y que va a hacer que la línea de costa, y las facies más someras se sitúen no al Sur, sino al Oeste. A partir de este momento la cuenca parece estar afectada por una serie de fallas extensionales que podrían estar relacionadas con una relajación de esfuerzos tras el levantamiento transpresivo de la Cordillera Central. El máximo ascenso relativo tiene lugar en la parte alta del Mioceno superior, tras el que se produce una estabilización del nivel relativo, durante el cual se depositan las Calizas de Ahuyamas.

Una nueva caída del nivel del mar tiene lugar en la parte más alta del Mioceno Superior dando lugar a la discontinuidad de techo de la Formación Cercado. Esta caída relativa es más acentuada al O del Accidente de Cana-Gurabo, mientras que al E está algo más atenuada por la mayor tasa de subsidencia que presenta este sector.

Casi en el límite Mioceno-Plioceno, pero todavía en el Mioceno terminal, tiene lugar un nuevo ascenso relativo del nivel del mar, que da lugar al depósito de la Formación Gurabo. Una caída del nivel relativo del mar en el Plioceno Inferior daría lugar al desarrollo de las facies arrecifales de la Formación Mao Adentro.

La elevación de la Cordillera Central es un fenómeno que continúa en la actualidad, produciendo un encajamiento progresivo de la red fluvial y la colmatación de las cuencas a N y S de la cordillera.

8. GEOLOGÍA ECONÓMICA

8.1. Hidrología e hidrogeología

8.1.1 Hidrología

La mitad sur de la Hoja está comprendida dentro de la Cordillera Central, que condiciona su climatología: temperatura media de 25° C, pluviosidad superior a 1500 mm y evapotranspiración menor de 1700 mm. Con respecto al clima húmedo tropical de la mayor parte de la isla, estos valores suponen un descenso en la temperatura y evapotranspiración, manteniendo e incluso aumentando la pluviosidad.

Esta zona está muy cubierta de vegetación, en gran parte repoblada y mantenida, por lo que la circulación principal corresponde a interflujo y escorrentía subterránea que alimenta a los numerosos ríos y arroyos de la región.

La mitad norte de la Hoja pertenece al Valle del Cibao Occidental, caracterizado por un clima cálido y seco, con temperaturas medias de 26-27°C, pluviosidad inferior a 1000 mm y evapotranspiración superior a 1700 mm. La vegetación de esta zona es pobre, con predominio de la acacia espinosa y cactus.

La mayor parte del área corresponde a la Cuenca del Río Mao, regulada en gran medida por la Presa de Monción.

8.1.2. Hidrogeología

Los principales acuíferos de esta Hoja están constituidos por el conjunto de terrazas y el actual aluvial del Río Mao. Y ello por ser los materiales con mayor porosidad y permeabilidad de todos los representados. Además coinciden con un curso perenne de agua muy importante, lo que garantiza su alimentación y mantenimiento del nivel piezométrico. A nivel regional el interés económico de este acuífero es limitado por su escasa extensión. Sin embargo, a nivel local, puede ser importante en lo que respecta al regadío de fincas próximas y suministro de algunos poblados cercanos.

El siguiente acuífero en importancia lo constituye el conglomerado de la Formación Bulla, con porosidad y permeabilidad media-alta, si bien en su mayor extensión permanece “colgado” por encima del nivel freático.. Puede ser aprovechable en sus partes más bajas, conjuntamente con las terrazas y/o aluviales, y localmente bajo pequeños o medianos espesores de la Formación Cercado.

Un caso parecido lo constituyen las Calizas de Ahuyamas, incluyendo sus coluviones de base y su prolongación en algunos glaciares, si bien la mayor proporción de arcillas y margas, tanto en niveles como en la matriz, disminuyen su porosidad. Son las partes más bajas de estos materiales, junto a los depósitos aluviales, los que permiten un aprovechamiento de estos acuíferos.

Un caso de mayor interés, aunque la porosidad y permeabilidad global sean menores, lo constituye la Formación Magua-Inoa que ocupa la Zona de Falla de La Española. Se trata de coladas basálticas, calizas y conglomerados, afectados por numerosas fracturas que constituyen las principales causas de porosidad y transmisividad. Esta formación atraviesa la Hoja por su parte central, continuando ampliamente hacia el E y O ocupando una gran extensión, por lo que puede ser aprovechable como acuífero en muchos puntos, aunque los caudales extraíbles por lo general serán medios a bajos, sin descartar puntos concretos de mayor interés en relación con las fracturas más importantes.

8.2. Recursos minerales

Se han inventariado 23 indicios mineros: 1 de minerales energéticos, 12 corresponden a minerales metálicos, 9 son canteras de minerales y rocas industriales, y 1 cantera de rocas ornamentales. (Tabla 10)

A continuación se describen de forma somera estos indicios y otras mineralizaciones reconocidas. Una descripción más extensa se presenta en el Mapa de Recursos Minerales de las Hojas de Mao (5974) a escala 1:100.000 y Memoria correspondiente, realizados por el IGME dentro de este mismo Proyecto SYSMIN.

8.2.1. Minerales energéticos

Existe un indicio de lignito en el Río Bulla al NE de Monción. Son niveles lenticulares de escasa potencia (decimétricos) y con pobre contenido en materia orgánica. Estos niveles se

disponen hacia la base de la Formación Cercado, en niveles arcilloso-limosos alternantes con otros más arenosos y conglomeráticos.

En el borde oriental de la Hoja, al N de Los Palmaritos, en el Río Guanajuma, se han reconocido pequeños lentejones o nódulos puntuales (centimétricos) de posible hulla (carbón cristalizado), en una posición estratigráfica semejante a la anterior.

| Nº | Coordenadas UTM (NAD-27) | Sustancia | Litología/Unidad | Estado |
|----|--------------------------|---------------|-------------------|--------------|
| 1 | 276.500 - 2150.000 | Lignito | Fm Cercado | Abandonado |
| 2 | 266.500 - 2147.000 | Au | Fm Bulla | Abandonado |
| 3 | 271.000 - 2139.000 | Au | Gabros BLC | Abandonado |
| 4 | 274.000 - 2146.500 | Mn | Fm Ámina | Abandonado |
| 5 | 275.500 - 2147.000 | Mn | Fm Ámina | Abandonado |
| 6 | 277.500 - 2146.000 | Au | Aluvial | Abandonado |
| 7 | 278.000 - 2143.500 | Au | Aluvial | Abandonado |
| 8 | 278.500 - 2144.500 | Au | Conglomerado Inoa | Abandonado |
| 9 | 278.500 - 2149.500 | Au | Fm Cercado | Abandonado |
| 10 | 279.000 - 2147.000 | Au | Fm Bulla | Abandonado |
| 11 | 281.500 - 2148.900 | Au | Aluvial | Abandonado |
| 12 | 287.000 - 2149.000 | Au | Fm Cercado | Abandonado |
| 13 | 270.750 - 2149.100 | Calizas | Fm Magua | Abandonado |
| 14 | 270.550 - 2147.850 | Áridos | Fm Ámina | Abandonado |
| 15 | 264.200 - 2155.750 | Gravas | Aluvial | Intermitente |
| 16 | 264.850 - 2152.575 | Gravas | Fm Cercado | Intermitente |
| 17 | 275.850 - 2143.000 | Au | Fm Magua | Abandonado |
| 18 | 283.650 - 2142.150 | Gravas | Conglomerado Inoa | Intermitente |
| 19 | 267.775 - 2145.375 | Áridos | Basaltos Fm Magua | Intermitente |
| 20 | 275.150 - 2147.550 | Arcilla-grava | Fm Cercado | Abandonado |
| 21 | 277.050 - 2147.300 | Áridos | Fm Ámina | Intermitente |
| 22 | 277.325 - 2149.125 | Arcilla-grava | Fm Cercado | Abandonado |
| 23 | 282.450 - 2155.250 | Arcilla | Fm Cercado | Abandonado |

Tabla 10. Indicios mineros inventariados.

8.2.2. Minerales metálicos

De los 12 indicios inventariados 10 son de Au y 2 de Mn.

Los indicios de Au corresponden en su mayor parte al tipo de placeres:

- 3 de ellos se localizan en aluviales actuales o terrazas (nº 6, en el Río Mao, actualmente cubierto por el Embalse de Monción; nº 7, en el Arroyo Limón, al O de Pananao y también cubierto por el mismo embalse; y nº 11, en el Río Mao junto al poblado de Bulla)
- 2 en conglomerados de la Fm Bulla, a nivel regional y tradicionalmente rica en Au (nº 2, Arroyo Clavijo; nº 10, al E de la Presa de Monción y N de Pananao Abajo).
- 2 en conglomerados de la Fm Cercado (nº 9, al NE de Monción; y nº 12, al E de La Celestina).
- 1 en el Conglomerado de Inoa (nº 8, al NO de Pananao).
- Los dos restantes se corresponden con mineralizaciones de sulfuros en fracturillas y diquecillos de cuarzo (nº 3, en gabros, al S de Jicomé; y nº 17, en basaltos de la Fm Magua, en la Loma de Mina, al N de Corocito).

Los dos indicios de Mn (nº 4 y 5) se localizan dentro de la Fm Ámina, al S y E de Monción, respectivamente; se trata de pátinas de Mn, posiblemente vulcanosedimentario, pero removilizado a fracturillas y superficies de esquistosidad.

Además de los indicios citados, se han reconocido pequeñas zonas con mineralizaciones/alteraciones de tipo silicificación-caolinización-sulfuros/óxidos. Se trata de una alteración hidrotermal ligada a fenómenos tardimagmáticos y/o removilizaciones a favor de bandas de fractura. Se produce silicificación de la roca encajante así como mineralización de sulfuros diseminados o en fracturillas. Frecuentemente van acompañadas de cloritización y sericitización/caolinización. Posteriormente, en superficie, los sulfuros han sufrido una oxidación parcial o total.

En la Hoja de Monción estas alteraciones están presentes en la Formación Ámina-Maimón de forma bastante localizada, en varias áreas de la esquina SE del plano. También aparecen localmente en la Formación Magua-Inoa al S y O de Monción, sobre todo en forma de oxidaciones.

También se han observado numerosas fracturillas con sulfuros removilizados y mineralizaciones secundarias de Cu-Fe, tanto en el Complejo Duarte (SE de Meseta Abajo y

S de El Dajao) como en los gabros y dioritas del Batolito de Loma Cabrera (alrededores de La Ceyba, en el esquina SO de la Hoja). Estas mineralizaciones son semejantes a las descritas por Espaillat (1981) en el Área de Mata Grande (Hoja de Jánico).

Por otra parte, se tienen referencias orales de los habitantes de la zona, de antiguas explotaciones mineras al N de El Cajuil y NO de Pino Bonito, que no se han podido reconocer, pero que encajarían dentro del Complejo Duarte en un área próxima a las anteriormente citadas, por lo que parecen corresponden al mismo tipo de mineralizaciones.

8.2.3. Minerales y rocas industriales

De las 9 canteras inventariadas:

- 3 son de áridos de machaqueo (nº 14, entre Monción y Gurabo, en esquistos de la Fm Ámina; nº 19, en Meseta Abajo, en basaltos de la Fm Magua; y nº 21, junto a la Presa de Monción, en esquistos y neises de la Fm Amina). Esta última se ha empleado como material para la construcción de la presa, sobre todo de bloques; las dos restantes como áridos para la mejora y mantenimiento de pistas y carreteras.
- 3 de gravas (nº 15, en Las Caobas Adentro, en fondo de valle y/o terraza del Arroyo Bellaco; nº 16, en el Arroyo Maizal, paraje Juan Becerro, en fondo de valle y conglomerados de la Fm Cercado; y nº 18, al E de El Rubio, en el Conglomerado de Inoa).
- 2 de arcillas y/o gravas (nº 20, en Monción, en el Conglomerado Bulla y alternancias de la Fm Cercado; nº 22, al NE de Monción, en alternancias de la Fm Cercado). La primera es de mayores proporciones y se empleó para la construcción de la Presa de Monción.
- 1 de arcillas (nº 23, en Martínez, en niveles margoso-arcillosos de la Fm Cercado). De grandes dimensiones, se empleó como capa impermeable en la construcción de la Presa de Monción.

8.2.4. Rocas ornamentales

Existe una cantera inventariada (nº 13, Paraje El Ranchito, al N de Gurabo). Son calizas grises a crema de la Fm Magua, de la que se han extraído bloques pequeños y medianos, posiblemente para sillares o mampostería.

Con respecto a rocas ornamentales, existen posibilidades de aprovechamiento en calizas de la Fm Magua con llamativos colores rosados o crema, si bien la intensa fracturación que suelen presentar limita bastante estas posibilidades.

También pueden tener interés los gabros del Batolito de Loma Cabrera de la esquina SO de la Hoja, si en un estudio específico se logra delimitar algún área menos fracturada y con poca o nula alteración superficial.

9. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO (LIG)

Son todos aquellos lugares o puntos concretos con características peculiares relacionadas con la geología, especialmente las más útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región, como formaciones rocosas, estructuras, yacimientos de minerales o fósiles, etc. Pero también paisajes y expresiones o datos de interés cultural, educativo o recreativo, en relación con el medio natural.

Estos lugares forman parte del patrimonio del país (geológico, paisajístico, cultural, etc) como recursos naturales no renovables, que no solo deben ser protegidos y mantenidos, sino estudiados, disfrutados y aprovechados de forma sostenible.

Por ello, es conveniente la realización de un inventario de los Lugares de Interés Geológico (LIG).

9.1. Relación de LIG inventariados

Se han seleccionado cinco lugares o itinerarios por su interés científico, didáctico, turístico, económico, y cultural en sentido amplio. También se ha procurado cubrir la mayor parte de las formaciones y aspectos geológicos, sobre todo los más importantes o representativos de esta Hoja:

- Bulla (Monción-La Celestina. Santiago Rodríguez-Santiago de los Caballeros):
Coordenadas X: 281700, Y: 2148550
- Presa de Monción (Monción. Santiago Rodríguez). X: 277350, Y: 2146800
- Cascada de El Cajuil (El Cajuil. Santiago Rodríguez): X: 268275, Y: 2141325
- Cueva de Clavijo (Monción-Clavijo. Santiago Rodríguez): X: 266175, Y: 2147375
- Charca de los indios (Monción. Santiago Rodríguez): X: 230350, Y: 2149100

9.2. Descripción de los LIG

9.2.1. Bulla

Nombre curioso e importante dentro de esta Hoja, por diversos motivos. En primer lugar corresponde a un poblado situado al noreste de Monción, sobre una terraza del Río Mao,

famoso por el "lavado de arenas" para buscar oro en décadas pasadas. También existe este nombre para designar a un arroyo que procedente de Monción, donde nace en la misma falda norte del pueblo, desemboca en el Río Mao más al norte del poblado Bulla, cerca de Hato Viejo. Arroyo interesante desde el punto de vista geológico, porque en su cauce, bajo la Formación Cercado, aparecen las Calizas de Magua en una facies de bonitos colores rosados, discordantes sobre la Formación Ámina-Maimón.

Pero Bulla, desde el punto de vista geológico, se conoce sobre todo por el nombre de la formación conglomerática de edad Mioceno Inferior, en su mayor parte, que marca el inicio de los depósitos neógenos y cuaternarios del Valle del Cibao, ya que el nombre corresponde a la localidad tipo donde se definió dicha formación. Se trata de un cortado subvertical sobre el Río Mao donde se alcanza la máxima potencia de 120 m. La base aparece 150 m aguas arriba del puente sobre el río, discordante sobre la Formación Ámina-Maimón. El techo lo podemos observar 1 Km al noreste de dicho puente, al norte de Cañafístola, en el talud de la carretera que conduce a La Celestina. Se trata de una superficie neta, con interrupción de la sedimentación, sobre la que se depositan los niveles basales de la Formación Cercado, con típicas alternancias de margas, limos-arenas, calcarenitas y conglomerados. Siguiendo por la carretera hacia La Celestina, vamos subiendo progresivamente en la serie, desaparecen o se hacen mínimos los niveles conglomeráticos y por contra aumentan los de carbonatos. Y en toda la serie de la Formación Cercado podemos encontrar frecuentes y buenos ejemplares fósiles de conchas marinas, que marcan una edad Mioceno Superior para estos depósitos.

El interés principal de este lugar se basa en su contenido sedimentológico, seguido de paleontológico, geomorfológico e hidrogeológico. Su utilización o aprovechamiento más interesante es de índole científico-didáctica. (Fotos 1 y 2).

9.2.2. Presa de Monción

Situada 3 Km al este del pueblo, constituye un digno espectáculo en varios sentidos:

El paisaje grandioso y tranquilizador a la vez. Al norte el Cañón del Río Mao, aguas abajo de la presa, majestuosamente recto, digno de tal nombre. Al sur el gran lago artificial creado por la presa, con sus ramificaciones, entrantes y salientes, curvas y recodos, y montañas tranquilas que surgen del agua. Al fondo, con su fuerza impresionante, la Cordillera Central repleta de bosques atrapa la mirada, impidiendo su huida.

La geología, disectada en ambos estribos de la presa, ofrece cortes geológicos frescos de las rocas: Esquistos de la Formación Ámina-Maimón, de edad Cretácico Inferior, procedentes de antiguas rocas volcánicas que han sido metamorfozadas y deformadas por cizallas importantes que producen milonitas (estribo occidental), o venas rellenas de cuarzo con *ribbons*, *boudines* y pliegues de cizalla (estribo oriental). Después, siguiendo la carretera hacia Monción, se cortan algunas charnelas de pliegues apretados y traspuestos, de escala métrica.

El interés principal de este lugar es sin duda económico, ligado a la presa y su utilización (producción de energía hidroeléctrica, regadío, abastecimiento a poblaciones y regulación de la Cuenca del Río Mao). Pero además de este valor intrínseco, motivo de su construcción, tiene un destacado interés turístico-recreativo a nivel regional e incluso nacional. Y no menos importante el interés geológico ligado a sus contenidos petrológicos, geoquímicos, tectónicos, hidrogeológicos y geotécnicos. El aprovechamiento de todas estas características interesantes se ve potenciado por la bondad de los accesos. (Fotos 3, 4, 5 y 6).

9.2.3. Cascada de El Cajuil

El acceso mejor es desde Monción, tomando al suroeste hasta Meseta Abajo, y de aquí hacia el este, por el nuevo acceso que cruza el Río Mao y continúa hacia Mata del Dajao y El Cajuil. También se puede llegar desde El Rubio hacia el sur y a 1.5 Km desvío al suroeste hacia Los Guayuyos, continuando hasta pasar el Río Magua, hasta Corocito, Jicomé, y finalmente El Cajuil. Aquí hay un desvío hacia el suroeste por carril que conduce a La Ceyba y continúa hasta La Ciénaga. El lugar está a 2 Km de El Cajuil, al cruzar el arroyo del mismo nombre.

El Arroyo del Cajuil nace en el Cerro de Jicomé, y después de un breve recorrido en dirección norte, toma hacia el oeste y suroeste hasta desembocar en el Arroyo de La Cabuya, afluente del Río Mao. El arroyo discurre, al comienzo, sobre tonalitas foliadas; después atraviesa anfibolitas dispuestas entre sendos cuerpos intrusivos de gabros y tonalitas. En su tramo final, el arroyo transcurre entre afloramientos de gabros, en los que se encaja fuertemente tras despeñarse en una cascada semiculta por la espesa vegetación de pinares, con salto de 8-10 m, en el Paraje Los Mosquitos.

Existe gran variedad de facies de rocas ígneas: bandeadas o masivas, de grano fino a grueso, con diques o apófisis locales de tonalitas, e incluso bloques de cumulos de piroxenitas, exactamente donde el carril cruza el arroyo.

Desde el punto de vista geológico el mayor interés de este recorrido está en su contenido petrológico, a la vez que geoquímico y tectónico, sin olvidar sus posibilidades turísticas ligadas a la belleza de sus paisajes. (Foto 7).

9.2.4. Cueva de Clavijo

Lugar misterioso y recóndito, localizado junto al Arroyo Clavijo, entre esta población y la de Ligmé, al oeste de Meseta Abajo.

Partimos de Clavijo, poblado situado a 10 Km al oeste-noroeste de Monción y 5 de Gurabo. Tomamos la senda-carril hacia el sur, bordeando el arroyo citado. Parece llano, pero en realidad vamos paulatinamente subiendo, ya que el arroyo se va encajando en una terraza colgada que enlaza con el fondo de valle. Al descender y cruzar el arroyo, aparecen los primeros afloramientos rocosos de la Formación Magua; se trata de rocas basálticas fracturadas que en seguida dan paso a las calizas, también muy fracturadas, con fuertes buzamientos y frecuentes cambios de dirección. Estamos en la Zona de Falla de La Española. El camino continúa accesible con vehículo todoterreno durante 500 m más hacia el sur-sureste. Caminamos otros 500 m por el camino que sigue a la vera del arroyo; siempre en Calizas de Magua, y sobre la margen oriental aparece un pequeño socavón, rodeado de bloques y cantos calcáreos, 30 m sobre el cauce del arroyo. El acceso es difícil y estrecho, con desnivel brusco de 2 o 3 m. Conviene ir preparado con cuerdas y linterna potente o *coaba*. En seguida la cueva se bifurca y profundiza en las dos direcciones. Los murciélagos copan el techo y el suelo está repleto de sus excrementos (murcielaguina) aprovechables como excelente abono.

El lugar coincide con un indicio de oro. Las gentes del lugar hablan de gringos buscando tesoros de los indios o extrayendo el abono.

Este lugar tiene un indudable interés turístico y por consiguiente económico; pero además, aumenta este interés al coincidir con un indicio de oro, posiblemente relacionado con el lavado de arenas procedentes de la Formación Bulla, cuyos conglomerados se extienden ampliamente por los alrededores. Y a todo lo anterior se suma el interés geológico de los

afloramientos calizos de la Formación Magua, tectonizados por la acción de la Zona de Falla de La Española y con aspectos de interés didáctico en hidrogeología y geomorfología. (Foto 8).

9.2.5. Charca de los indios

Está situada en el Río Gurabo, 3 Km al oeste-noroeste de Monción, en el paraje denominado El Ranchito.

Estamos en la Formación Magua, con calizas y conglomerados de edad Eoceno-Oligoceno. De norte a sur encontramos primero las calizas, recubiertas a ambos lados, ladera arriba, por los conglomerados de la Formación Bulla. Las calizas son arenosas, bioclásticas, con llamativos colores grises, crema y blanquecinos, bien pulidas en el cauce por el efecto erosivo del agua; alrededor todo es bosque. Existen pequeñas cascadas (1-2m) y oquedades o cuencos producidos por erosión y disolución que invitan al baño.

Siguiendo hacia el sur encontramos el contacto con los conglomerados; los buzamientos de las calizas y conglomerados son muy suaves al Norte, pero el contacto está retocado por fractura. El río aparece esculpido entre las rocas rojizo-violáceas que destacan entre la vegetación, con formas redondeadas y semicuevas, producidas por la erosión caprichosa del agua y posibles retoques de los primitivos pobladores, sobrecogidos al encanto de este privilegiado lugar. Imaginamos.

La importancia de este lugar radica en su interés recreativo-turístico-didáctico, constituyendo en estos temas un complemento importante del LIG anterior. (Fotos 9 y 10).

Fotos 1 y 2

Fotos 3 y 4

Fotos 5 y 6

Fotos 7 y 8

Fotos 9 y 10

10. BIBLIOGRAFÍA:

AMARANTE, J.F. y GARCIA, J.M. (1990). Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranja. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Técnica. p. 1-134.

AMARANTE, J. F. y LEWIS, J. F. (1995). Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 240.

ANDERSON, L.C. (1996). Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 16. The Family Corbulidae (Mollusca, Bivalvia). *Bulletins of American Paleontology*. vol. 110, Nº 351, pp. 1-34.

BÁRDOSSY, G. y ALEVA, G. J. J. (1990). Lateritic bauxites. Elsevier. p. 1-624

BELLON, H., VILA, J.M., y MERCIER DE LEPINAY, B. (1985). Chronologie K-Ar et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. En: Editions Technip. Géodynamique des Caraïbes. p. 329-340.

BERMÚDEZ, P.J. (1949). Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laborator of. Foraminiferal Research, Special Publication Nº 25, 322 pp.

BIJU-DUVAL, B., BIZON, G., MASCLE, A. y MULLER, C. (1982). Active margin processes; field observations in southern Hispaniola; *Studies in continental margin geology*. AAPG Memoir, 34, p. 325-344.

BOISSEAU, M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antillas); Thesis Doctoral. Université Pierre et Curie, Paris, 215 pp

BOISSON, D. (1987). Etude Geologique Du Massif Du Nord D'haiti (Hispaniola - Grandes Antilles). Doctorat D'état . Université de Paris VI. p. -256.

BOLD, W.A. van den (1988). Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 7. The subclass Ostracoda (Arthropoda, Crustacea). *Bulletins of American Paleontology*. vol. 94, Nº 329, pp. 1-105.

BOWIN, C.(1960). Geology of central Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 211 pp.

BOWIN, C. (1966). Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En Hess, H. (ed.). *Caribbean geological investigations*. Memoir - Geological Society of America, 98,pp. 11-84.

BOWIN, C. (1975). The geology of Hispaniola. En Naim, A. y Stehli, F. (eds.). *The ocean*

basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Vol. 3. New York, Plenum Press, 501-552.

BUDD, A.B. (1986). Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 3. The Family Poritidae (Anthozoa, Scleractinia). *Bulletins of American Paleontology*. vol. 90 N° 324, pp. 47-123.

BUDD, A.F. (1987). Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 4 The genus *Stephanocoenia* (Anthozoa, Scleractinia). *Bulletins of American Paleontology*. vol. 93 N° 328, pp. 5-22.

BURKE, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. *Ann. Rev. Earth Planetary Science*, 16: 201-230.

BURKE, K., FOX, P.J. y SENGÖR, M.C. (1978). Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal Geophysical research*, 83: 3949-3945.

BYRNE, D. B., SUÁREZ, G. & MCCANN, W. R. (1985). Muertos Trough subduction; microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature (London)*, 317, p. 420-421.

CALAIS, E., BETHOUX, N. y MERCIER DE LEPINAY, B. (1992). From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean Plate boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, vol. 11, pp. 114-123.

CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-74.

COLEMAN, A.J. (2000). Tertiary Tectonics of the Hispaniola Fault Zone in the Northwestern Piedmont of the Cordillera Central, Dominican Republic. The City University of New York, p. 189.

COOKE, C.W. (1920). Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 31, pp. 217-219.

COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., (1979): The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR).

CRIBB, J. W., JIMENEZ, J., LEWIS, J. F. y SUTTER, J. F. (1989). (super 40) Ar/ (super 39) Ar ages from Loma de Cabrera Batholith; implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola; Geological Society of America, 1989 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 21, p. 267.

CRIBB, J.W. (1986). Petrology and geochemistry of the eastern Loma de Cabrera Batholith. M.S. thesis. The George Washington University. p. 1-122.

DE LA FUENTE, S. (1976): Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 p.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. y SOLÉ PONT, F. J. (2002). Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, p. 163-181.

DOLAN, J. (1988). Paleogene sedimentary basin development in the Eastern Greater Antilles: Three studies in active-margin sedimentology. PhD thesis. Univ. of California, Santa Cruz. p. 1-234.

DOLAN, J. (1989). Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles; discussion with examples. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73, p. 1233-1246.

DOLAN, J., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991). Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. Special Paper Geological Society of America, 262, p. 217-263.

DOLAN, J.F., MULLINS, H.T. y DAVID, J.V. (1998). Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. y Mann P. (eds.). Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 326, p. 174

DOLAN, J.F. y MANN, P. (1998). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Volumen especial N 326 de la Sociedad Geológica Americana, pp 174.

DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J.F., MAURY, R., SCHELLENKENS H., SMITH, A.L., WADGE, G. y WESTERCAMP, D. (1990). History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Deng, G. and Case, J. E. eds. The Caribbean region, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)

DRAPER, G., GUTIÉRREZ, G. y LEWIS J. F. (1995). Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Hispaniola: 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 Hispaniola peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? Geology, vol. 24, pp. 1143-1146.

DRAPER, G. y LEWIS, J. (1982). Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, In Amigo del Hogar (ed.). Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, 53-64.

DRAPER, G. y GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997). La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.

DRAPER, G. y LEWIS, J. F. (1991). Geologic map of the central Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Special Paper - Geological Society of America, 262.

EBERLE, W y MOLLAT, H. (1991). Mapa geológico de la Republica Dominicana a escala 1: 250.000. Dirección General de la Minería. Santo Domingo, Republica Dominicana.

ELECTROCONSULT. (1983). Estudio de pre-facibilidad del área geotérmica Yayas-Constanza, Dominican Republic. Unpublished report, Santo Domingo, Dirección General de Minería. p. 1-23.

ESCUDEY VIRUETE, J., HERNANDEZ HUERTA, P.P., DRAPER, G., GUTIÉRREZ, G., LEWIS, J.F. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002). Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernandez Huerta, P.P. (eds.). *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. Acta Geológica Hispánica, V.37, Nº 2-3, p 123-162.

ESPAILLAT, J. (1981). Estudio de las mineralizaciones del Área de Mata Grande (Hoja de Jánico). No publicado.

EVANS, B.W. (1990). Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25: 3-23.

FEIGENSON, M.D. (1978). The petrology and geochemistry of the Loma de Cabrera Batholith of the western Dominican Republic. Dissertation.

GABB, W. M. (1873). On the topography and geology of Santo Domingo. *American Philosophical Society Transactions*, new ser., vol.15, pp. 49-259.

GILL, J.B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. Springer verlag, New York, pp. 390.

GONZÁLEZ, J.A. (2003). Valle del Cibao. Ecología, suelos y degradación. Editora Manatí. Santo Domingo, p. 291.

HALDEMANN, E.G., BUCHAN, R., BLOWES, J.H., y CHANDLER, T. (1979). Geology of lateritic nickel deposits, Dominican Republic; International laterite symposium. Evans, D.J.I., Shoemaker, R.S., and Veltman, H. Eds. New York, Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. International laterite Symposium. p. 57-84

HENEKEN, J.S. (1853). On some Tertiary deposits in San Domingo with notes on the fossil shells by J.C. Moore, Esq. F.G.S.; and on the fossil corals, by Lonsdale, Esq., F.G.S. Geological Society of London, Quarterly Journal, vol. 9, pp. 115-134.

HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000). Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Arroyo Caña). [6072-III]. Santo Domingo, Dirección General de Minería. Proyecto Sysmin.

HERNAIZ HUERTA, P. P. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002). Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana - Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, p. 183-205.

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. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 315-336.

HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J. y MONECHI, S. (1991). Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression, northeastern Caribbean Plate margin. Sedimentary Geology, 70, p. 1-32.

HORAN, S.L. 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central. Dominican Republic, Unpublished M.Sc. thesis, University of Florida, Gainesville. 172 pp.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) Y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ). (1984). Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokyo. p. 1-22.

JENSEN, L. S., (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, p. 22.

JIMENEZ, G. y LEWIS, J. F. (1987). Petrología del área de Restauración, República Dominicana. Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geológica del Caribe, 10, p. 445-453.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., y FONDEUR, L. (1998). Proyecto depósitos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

KESLER, S. E., LEWIS, J. F., JONES, L. M. y WALKER, R. L. (1977). Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. Contributions to Mineralogy and Petrology, 65, p. 91-99.

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. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 187-201.

KESLER, S. E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. y FONDEUR, L. (1991b). Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 173-185.

KESLER, S. E., SUTTER, J. F., BARTON, J. M. y SPECK, R. C. (1991c). Age of intrusive rocks in northern Hispaniola. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 165-172.

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

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., 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. *Journal of Geology*, 107, 193-207

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHERAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., LEPINAY, B.M., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER, F., SÉNEBIER, F. (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, 105: 8403-8421.

LE MAITRE, J. (1989). A classification of igneous rocks. *Lithos*.

LEWIS, J. F. (1982). Granitoid rocks in Hispaniola. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 9, p. 393-401.

LEWIS, J. F., AMARANTE, A., BOISE, G., JIMENEZ, G. y DOMINGUEZ, H. D. (1991). Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiro Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262, p. 143-163.

LEWIS, J. F., PERFIT, M., HORAN, S. y DIAZ DE VILLALVILLA, L. (1995). Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles

arc; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 227.

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. *Journal of Geology*, 107, 505-508.

LEWIS J.F., ASTACVIO, V.A., ESPAILLAT, J. y JIMÉNEZ, J. (2000). The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.). *VMS deposits of Latin America*. Geological Society of Canada Special Publication, 223-249 pp.

LEWIS, J. F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, G., DRAPER, G. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002). Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. En Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A., Hernaiz Huerta, P.P. (eds.). *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.

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

LEWIS, J. F. y JIMENEZ, G. J. (1991). Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico area, central Hispaniola; geologic and geochemical features of the sea floor during the early stages of arc evolution. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Special Paper Geological Society of America, 262, p. 115-141.

MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J. F. (1991). An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Special Paper Geological Society of America, 262, p. 1-28.

MANN, P., PRENTICE, C.S., BURR, G., PEÑA, L.R. y TAYLOR, F.W. (1998). Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In: J.F. Dolan and P. Mann (Editors), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Special Papers. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 63-123.

MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.-C., DEMETS, C., JANSMA, P.E. y MATTIOLI, G.S. (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, vol. 21, N° 6, pp.

MARCANO, E.J. (1981). El Conglomerado Bulla. Museo Nacional de Historia Natural. Publicaciones Especiales. Santo Domingo, Año I, vol. 1, pp. 1-16.

MASSON, D. G. y SCANLON, K. M. (1991). The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.

MAURRASSE, F., CREWS, P. y VISCANTI, R. (1979). Petrologic evidence for the occurrence of back-arc basin igneous activities in the Caribbean during the Early Cretaceous to Santonian/Campanian. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 60, p. 414.

MAURY, C.J. (1917). Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology.*, vol.5, N° 29, pp. 1-251, y N° 30, pp. 1-43.

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 pp.

MESCHEDE, M. y FRISH, W. (2002). The evolution of the Caribbean plate and its relation to global plate motion vectors: Geometric constraints for an inter-American origin. In: T.A. Jackson (Editor), *Caribbean Geology Into the Third Millennium: Transactions of the Fifteenth Caribbean Geological Conference*. University of the West Indies Press, Mona, Jamaica, p. 1-14.

MESNIER, H.P., 1980. Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Dirección General de Minería. p. 1-55

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E. A. y PINDELL, J. (1994). A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate. *GSA Today*, 4, p. 1-6.

MONTGOMERY, H. y PESSAGNO, E. A. (1999). Cretaceous microfaunas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean. En Mann, P. (ed.) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* 4, Cap. 10: 237-246.

PALMER, H. C. (1963). Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic.

PALMER, H.C. (1979). Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. pp. 29-68 en : Nagle, F., Palmer, H.C. y Antonioni, G.A. *Hispaniola: Tectonic focal point of the Northern Caribbean- Three geological studies in the Dominican Republic*. Miami Geol. Soc. , 96 pp.

PARDO, G., 1975. Geology of Cuba. En: Nairn and Stehli eds. *The Ocean Basins and Margins*, A.E.M., Vol. 3.

- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G., (1984):** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, p. 956-983.
- PEARCE, J.A. y PEATE, D.W., (1995).** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23: 251-285.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. y HERNALZ HUERTA, P. P. (2002).** Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic - Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 77-78.
- PINDELL, J.L. (1994).** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. *Caribbean geology: An introduction*, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.
- PINDELL, J.L. y BARRETT, S.F. (1990).** Caribbean plate tectonic history. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Caribbean region*, Geological Society of America, Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)
- RUSSELL, N. y KESLER, S. E. (1991).** Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola*. Special Paper - Geological Society of America, p. 203-262.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P. y BIJU-DUVAL, B. (1986).** Neogene paleontology in the northern Dominican republic. 1. Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol. 89, N° 323, 79 pp.
- SEN, G., HICKEY-VARGAS, R., WAGGONER, D. G. y MAURRASSE, F. (1988).** Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti; implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, p. 423-437.
- SHERVAIS, J.W. (1982).** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, 101-118.
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A., STOREY, M., LEWIS, J., ESTRADA, J.J. (1998).** An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 221-235.
- SINTON, C.W., SIGURDSSON, H., DUNCAN, R.A. (2000).** Geochronology and petrology of the igneous basement at the Lower Nicaraguan Rise, Site 1001. In Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., Draper, G. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 165, 233-236.
- SOWERBY, G.B. (1850).** Descriptions of new species of fossil shells found by J.S. Heneken, Esq. en Moore, J.C., On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S.

Heneken, Esq. with remarks on the fossils. Geological Society of London, Quaterly Journal., vol. 6 pp. 44-53.

SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.

SYSMIN (2000, 2004). Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, financiado por la Unión Europea.

THEYER, P. (1983). An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. Geological Society of America Bulletin, 94, 1438-1441.

TWIDALE, C.R. (1989). La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorías generales del paisaje, En: Xeomorfoloxia Granítica. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 13, pp. 49-69.

VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921). A geological reconnaissance of the Dominican Republic. Geological Survey Dominican Republic Memoirs., vol. 1, pp. 1-268.

VOKES, E.H. (1989). Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). Bulletins of American Paleontology, vol. 97, N° 332, pp. 5-94.

WHITE, R.V., TARNEY, J., KERR, A.C., SAUNDERS, A.D., KEMPTON, P.D., PRINGLE, M.S., KLAVER, G.T. (1999). Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. Lithos, 46, 43-68.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A., (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, p. 325-343

ZOETEN, R. DE (1988). Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Inédita, Universidad de Texas, Austin, 298 pp.