



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50 000**

**EL SALADO
(6472-II)**

Santo Domingo, R.D., Enero 2007/Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN-II de desarrollo geológico-minero (Programa nº 9 ACP DO 006). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 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, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Jacques Monthel (BRGM)

MICROPALAEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, France)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escude Viruete (IGME)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Prof. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. José Mediato Arribas (INYPSA)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIGITALIZACIÓN, CREACIÓN DE LA ESTRUCTURA SIG Y EDICIÓN DE LOS MAPAS

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter, director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del Programa SYSMIN-II

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

- Ing. Octavio López
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones,
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras,
- Mapa de muestras,
- 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 de Las Lisas (6472) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Las Lisas (6472) y Memoria adjunta,
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150.000 y Memoria adjunta.

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana,
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas (Hojas de El Salado, La Vacama, Guaymate, Ramón Santana y Salvaléon de Higüey),
- Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb,
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar,
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

RESUMEN

La Hoja El Salado (6472-II) está situada en el extremo Este de la Cordillera Oriental. Ésta engloba dos sectores muy diferentes:

- La mitad Oeste, muy montañosa, es característica de la Cordillera Oriental,
- La mitad Este, tabular, pertenece a la Llanura Costera Oriental.

La zona montañosa occidental está constituida por turbiditas del Cretácico Superior. Las más antiguas (Coniaciano-Campaniano) se corresponden con la Fm Las Guayabas, predominantemente silici-clásticas. En el seno de esta formación las subdivisiones diferenciadas en la Hoja comprenden los niveles de brechas gruesas del Mb Hato Mayor. El nivel guía de sílex de Mb Arroyo La Yabana consiste en capas cm de sílice autígena laminada, cuyo trazado cartográfico es de gran ayuda para la comprensión estructural de la Hoja. El Mb de lutitas de Las Auyamas se compone de una alternancia de capas delgadas de pelitas laminadas y areniscas finas carbonatadas; esta facies marca la transición con la Fm Río Chavón. La Fm Río Chavón se corresponde a una potente acumulación de turbiditas finas, limo-carbonatadas, ricas en materia orgánica, de edad Campaniano Superior – Maastrichtiano. Están englobadas, y/o pasan lateralmente, a una unidad limo-pelítica definida en la Hoja como el Miembro El Bonao. Estos terrenos están afectados por al menos tres direcciones de falla: accidentes de cizalla NO-SE y su sistema conjugado NE-SO; fallas normales de dirección NNE-SSO, buzantes al Este. A su vez también está plegado; el conjunto forma un sinforme con el eje cartográfico aproximadamente N-S. En el núcleo de esta estructura, las turbiditas limo-carbonatadas de la Fm Río Chavón y del Mb El Bonao están intruídas por un plutón de dioritas y gabros porfídicos, los cuales desarrollan una aureola de metamorfismo de contacto. La edad de esta intrusión se le atribuye al límite Maastrichtiano - Paleoceno.

La cobertera sedimentaria de la Llanura Costera Oriental se desarrolla en discordancia sobre el zócalo cretácico. Éste constituye un conjunto carbonatado monoclinal, sub-horizontal, que incluye el muro de las calizas de los Haitises (Plio-Pleistoceno) cubiertas, y/o incluidas, por al menos dos entidades arrecifales sucesivas de la Fm La Isabela

(Pleistoceno). Los límites entre las diferentes unidades se corresponden a las antiguas líneas de costa NO-SE superpuestas a las fallas.

Los recursos de agua son importantes, debido a las llanuras aluviales de los principales ríos, pero sobretodo por las calizas karstificadas de la cobertera sedimentaria. Estos últimos también son explotados para el suministro de áridos para edificación, en la construcción y en el mantenimiento de carreteras. Existen indicios de oro aluvial en los coluviones cuaternarios, y probabilidad de yacimientos de oro primario en el zócalo cretácico, en relación con el metamorfismo térmico ocasionado por la intrusión de dioritas-gabros de La Curtiembre.

ABSTRACT

The El Salado map area (Sheet 6472-II), at the eastern end of the Eastern Cordillera, encompasses two very different terrains:

- a mountainous western part characteristic of the Eastern Cordillera,
- a tabular eastern part belonging to the Eastern Coastal Plain.

The western mountainous area is underlain by Later Cretaceous turbidites, the oldest of which (Coniacian-Campanian) correspond to the dominantly siliciclastic Las Guayabas Formation. This formation includes coarse breccia beds of the Hato Mayor Member. The silicite of the Arroyo La Yabana forms a valuable marker horizon for understanding the area's structure. The interbedded laminated pelite and fine-grained carbonate-bearing arenite of the Las Auyamas Member marks the transition with the overlying Río Chavón Formation.

The Río Chavón Formation is a thick accumulation of fine-grained silty-carbonate turbidite that is rich in organic matter and has been dated as Late Campanian – Maastrichtian. It is capped by and/or passes laterally to a silty-pelitic unit defined on the map as the El Bonaó Unit.

The terrain shows at least three fracture trends: NW-SE shear faults along with its conjugate NE-SW system, and NNE-SSW east-facing normal faults. They have been folded and thrust, and the system describes a synform with a roughly N-S cartographic axis. In the core of this structure, the Río Chavón Formation and El Bonaó Unit turbidites are intruded by the La Curtiembre Massif, a diorite and porphyritic gabbro pluton which developed a contact metamorphic aureole. This intrusion is attributed to Maastrichtian - Paleocene.

The sedimentary cover of the Eastern Coastal Plain unconformably overlies the Cretaceous basement. It is a subhorizontal monoclinical carbonate unit with Los Haitises limestone (Pliocene) at the base, overlain and/or ringed by two successive reef units of the La Isabela Formation (Pleistocene). The boundaries between these different units correspond to former NW-SE fault-superimposed shorelines.

Extensive water resources are available in the alluvial beds of the main rivers, but more especially in the karstic limestone of the sedimentary cover. This limestone is also worked for aggregate for the construction industry and road maintenance.

Alluvial gold exists in the Quaternary colluvium and there is a possibility of a primary gold deposit in the Cretaceous basement, associated with the thermal metamorphism caused by the La Curtiembre diorite-gabbro intrusion.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Situación geográfica	3
1.2	Marco geológico regional	6
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	8
1.4	Metodología	9
2	ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....	13
2.1	Rocas plutónicas, filones asociados y metamorfismo de contacto	15
2.1.1	<u>El macizo de La Curtiembre: diorita, cuarzo-monzodiorita y gabro anfibólico (1).</u>	<u>16</u>
2.1.2	<u>Diques y sills de basaltos porfídicos y gabros (2).</u>	<u>19</u>
2.1.3	<u>Zona con metamorfismo de contacto: corneanas, facies silicificadas y facies abigarradas (3).</u>	<u>22</u>
2.2	El Cretácico Superior	25
2.2.1	<u>Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano-paralelas (4). Coniaciano-Santoniano. K₂.</u>	<u>28</u>
2.2.2	<u>Fm Las Guayabas. Intercalaciones de silexitas (5). Coniaciano-Santoniano. K₂.</u>	<u>31</u>
2.2.3	<u>Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Conglomerados poligenicos, brechas y areniscas gruesas (6). Coniaciano-Santoniano. K₂.</u>	<u>31</u>
2.2.4	<u>Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (7). Santoniano. K₂.</u>	<u>33</u>
2.2.5	<u>Fm Río Chavón. Mb de Las Auyamas. Areniscas, siltitas y lutitas carbonatadas (8). Santoniano - Maastrichtiano. K₂.</u>	<u>34</u>
2.2.6	<u>Fm Río Chavón. Alternancia de siltitas y lutitas carbonatadas negras con intercalaciones de calizas (9). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.</u>	<u>37</u>

2.2.7	<u>Fm Río Chavón. Capas de limolitas ultrasilicificadas tipo chert (10). Campaniano - Maastrichtiano. K₂</u>	<u>43</u>
2.2.8	<u>Fm de Loma Anglada. Mb El Bonaó. Alternancia de lutitas margosas y areniscas carbonatadas en capas finas (11). Campaniano - Maastrichtiano. K₂</u>	<u>44</u>
2.2.9	<u>Fm de Loma Anglada. Mb El Bonaó. Niveles de tipo volcano-sedimentario (12). Campaniano - Maastrichtiano. K₂</u>	<u>46</u>
2.3	<u>El Plioceno-Pleistoceno</u>	<u>47</u>
2.3.1	<u>Generalidades</u>	<u>47</u>
2.3.2	<u>Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas y calizas margosas (13). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃</u>	<u>49</u>
2.3.3	<u>Fm Los Haitises. Calizas bioclasticas con corales (14). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃</u>	<u>50</u>
2.4	<u>La Formación La Isabela en la Llanura Costera del Caribe oriental</u>	<u>52</u>
2.4.1	<u>Fm La Isabela. Plataforma superior. Calizas arrecifales (15). Pleistoceno. Q₁₋₃</u>	<u>53</u>
2.4.2	<u>Complejo litoral fósil superior. Capas de calcarenitas laminadas y/o con estratificación entrecruzada (16). Pleistoceno. Q₁₋₃</u>	<u>56</u>
2.4.3	<u>Complejo litoral fósil superior. Duna fósil. Calcarenitas (17). Pleistoceno. Q₁₋₃</u>	<u>57</u>
2.4.4	<u>Complejo litoral fósil inferior. Calcarenitas (18). Pleistoceno. Q₁₋₃</u>	<u>58</u>
2.4.5	<u>Complejo litoral fósil inferior. Duna fósil. Calcarenitas (19). Pleistoceno. Q₁₋₃</u>	<u>59</u>
2.5	<u>Las Formaciones superficiales cuaternarias</u>	<u>60</u>
2.5.1	<u>Alteritas de formaciones cretácicas</u>	<u>60</u>
2.5.2	<u>Coluvión, abanicos de baja pendiente y glacis. Arcillas con arenas, cantos y bloques (20). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄</u>	<u>61</u>
2.5.3	<u>Fondo de dolina y polje. Arcillas rojas de decalcificación (21). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄</u>	<u>62</u>
2.5.4	<u>Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y lutitas (22). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄</u>	<u>63</u>
2.5.5	<u>Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (23). Holoceno. Q₄</u>	<u>63</u>

2.5.6	Área pantanosa y arrozal. Lutitas (24). Holoceno. Q ₄	63
2.5.7	Laguna. Lutitas (25). Holoceno. Q ₄	64
2.5.8	Manglar. Lutitas con vegetacion abundante (26). Holoceno. Q ₄	64
2.5.9	Cordón litoral y playa. Arenas (27). Holoceno. Q ₄	65
2.5.10	Antropico. Basurero (28). Actual. Q ₄	65
3	GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS	66
3.1	Metodología y Técnicas Analíticas.....	66
3.2	Asociación plutónica de la Curtiembre.....	69
3.2.1	Introducción.....	69
3.2.2	Descripción de los materiales.....	69
3.3	Geocronología.....	77
4	TECTÓNICA.....	82
4.1	Marco geodinámico.....	82
4.2	Estructura de la Cordillera Oriental.....	85
4.3	Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja “El Salado”.....	97
4.3.1	El substrato Cretácico.....	98
4.3.2	La intrusión gabro-diorítica de La Curtiembre.....	100
4.3.3	La cobertera caliza plio-pleistocena.....	100
5	GEOMORFOLOGÍA.....	103
5.1	Análisis geomorfológico.....	103
5.1.1	Estudio morfoestructural.....	103
5.1.2	Estudio del modelado.....	105
5.2	Evolución e historia geomorfológica.....	111

6	HISTORIA GEOLÓGICA.....	115
7	GEOLOGÍA ECONÓMICA	121
7.1	Hidrogeología	121
	<u>7.1.1 Datos climáticos</u>	<u>121</u>
	<u>7.1.2 Red hidrográfica</u>	<u>122</u>
	<u>7.1.3 Principales puntos de abastecimiento.....</u>	<u>123</u>
	<u>7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos.....</u>	<u>126</u>
7.2	Cuevas.....	128
7.3	Recursos minerales.....	128
	<u>7.3.1 Yacimientos e indicios minerales</u>	<u>128</u>
	<u>7.3.2 Roca madre de petróleo</u>	<u>130</u>
	<u>7.3.3 Canteras de materiales.....</u>	<u>130</u>
8	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	134
8.1	L.I.G. n° 1: Afloramiento tipo de la Fm Las Guayabas (Mb Hato Mayor y silexitas de la Yabana).....	134
	<u>8.1.1 Croquis de situación</u>	<u>134</u>
	<u>8.1.2 Contenido - Motivación</u>	<u>134</u>
	<u>8.1.3 Acceso.....</u>	<u>135</u>
8.2	L.I.G. n°2: Punto de definición del Miembro El Bonao	136
	<u>8.2.1 Croquis de situación</u>	<u>136</u>
	<u>8.2.2 Contenido- Motivación</u>	<u>136</u>
	<u>8.2.3 Acceso.....</u>	<u>137</u>
	<u>8.2.4 Observaciones y comentarios.....</u>	<u>137</u>
8.3	L.I.G. n°3: Mineralizaciones piritosas asociadas a la intrusión diorítica de La Curtiembre.....	138

8.3.1	Croquis de situación	138
8.3.2	Contenido- Motivación	138
8.3.3	Acceso.....	139
8.4	L.I.G. n°4: Litofacies características de la Fm La Isabela	139
8.4.1	Croquis de situación	139
8.4.2	Contenido- Motivación	139
8.4.3	Acceso.....	140
9	BIBLIOGRAFÍA.....	142

FIGURAS

Figura 1:	Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de El Salado.....	5
Figura 2:	Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de El Salado (mod. de Lewis J.F.y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. <i>et al</i> – 2007).	5
Figura 3:	Principales puntos topográficos de la Hoja El Salado, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.....	11
Figura 4:	Esquema geológico de la parte este de la Cordillera Oriental Dominicana.	12
Figura 5:	Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al</i> , 2007).....	26
Figura 6:	Nomenclatura estratigrafica usada por distintos autores para describir la sucesion del Cretacico Superior de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. <i>et al</i> , 2007).	27
Figura 7:	Modelo sedimentario para la Fm La Isabela en La Llanura Costera del Caribe oriental (Braga Alarcon J.C., 2009).....	53
Figura 8 (a y b):	Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989); y diagrama Si ₂ O-FeO*/MgO de Arculus (1998) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de La Curtiembre.....	72
Figura 9:	(a y b) Diagramas de TiO ₂ frente al Si ₂ O y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).	73
Figura 10:	a, b, c, d, e y f) Diagramas de TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , CaO, Nb y (La/Yb)CN frente al MgO.....	74
Figura 11:	(a y b) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial y (c y d) D normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de la Curtiembre. En las figuras estas rocas son comparadas con el rango composicional del batolito de Loma de Cabrera, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, y los basaltos del Mb Loma La Vega.....	75
Figura 12:	Localización y datacion des las muestras recogidas en el macizo de La Curtiembre.....	78
Figura 13:	Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6472 II JM9157.....	79

Figura 14: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6472 II JM9339.....	80
Figura 15: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6472 II JM9420.....	81
Figura 16: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).....	82
Figura 17: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).....	83
Figura 18: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	83
Figura 19: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	84
Figura 20: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos de terremotos y la línea sísmica 12 se han extraído de Dolan J.F. <i>et al.</i> (1998). El perfil muestra la Fm Los Ranchos y la tonalita en el núcleo de la cordillera, elevados sobre la placa subducida y erosionados por la Fm Don Juan (discordancia pre-Eoceno) y las fallas transformantes terciarias que limitan la Bahía de Samaná.	87
Figura 21: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).	88
Figura 22: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz.& Pérez-Estaún ,2008). ...	93
Figura 23: Esquema estructural de la parte este de la Cordillera Oriental Dominicana.	94
Figura 24: Cortes geológicos seriados (I-I’ a IV-IV’) de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	95
Figura 25: Cortes geológicos seriados (V-V’ a VIII-VIII’) de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).....	96
Figura 26: Esquema estructural de las Hojas El Salado y La Vacama.	97
Figura 27: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (color gris), de esquistosidad (cruses rojas) y de los ejes de micropliegues (amarillo) medidos en las Hojas El Salado y La Vacama (606 medidas de estratificación, 40 medidas de esquistosidad et 6 ejes de micropliegues). La esquistosidad es el plano axial de los pliegues de dirección N135°E-10°SE. ...	99
Figura 28: Diagrama de distribución de diques intrusivos, en función de la dirección (29 medidas).....	101
Figura 29: Secciones geológicas de las Hojas de La Vacama y El Salado.	102
Figura 30: Esquema morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.	104
Figura 31: Perfil esquemático de la Hoja a escala 1:100 000 de Las Lisas.	104
Figura 32: Tasa de elevación y edad de las unidades arrecifales de la Hoja de El Salado en el contexto de la Llanura Costera del Caribe oriental.....	109
Figura 33: Evolución del perfil de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (exageración vertical de los cortes).	114
Figura 34: Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en los sedimentos de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). Los datos de la Bahía de Samaná son de Edgar (1991) y los datos del Bloque de San Francisco de Winslow et al. (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler et al., 1991; Bellon et al., 1985).	116
Figura 35: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Diaz de Neira J.A., 2010).	119

Figura 36: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Higüey. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de http://www.theweathernetwork.com).	121
Figura 37: Oscilaciones anuales del caudal de los ríos Maimón, Yonu y Anamuya. Comparación con la pluviometría registrada en Higüey (mod. de Eptisa, 2004).....	122
Figura 38: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja El Salado. Los números permiten su correlación con la Tabla 4.	124
Figura 39: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja El Salado. Los números permiten su correlación con la Tabla 6.....	131
Figura 40: Croquis de situación del LIG 1. Litofacies típicas de la Fm Las Guayabas.....	134
Figura 41: Croquis de situación del LIG 2. Localidad tipo del Mb El Bonao.....	136
Figura 42: Croquis de situación del LIG 3. Impregnación de pirita-pirrotina al contacto de la intrusión diorítica de La Curtiembre.	138
Figura 43: Croquis de situación del LIG 4. Litofacies características de la Fm La Isabela..	139

TABLAS

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Río Chavón de las Hojas El Salado y La Vacama.	42
Tabla 2: Resultados de análisis químico de las muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre.....	76
Tabla 3: Localización, características y dataciones de las muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre.....	77
Tabla 4: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de El Salado. Los números permiten su correlación con la Figura 38.	125
Tabla 5: Características de los indicios vistos en la Hoja El Salado.....	128
Tabla 6: Características de las canteras de la Hoja El Salado. Los números permiten su correlación con la Figura 39.....	132
Tabla 7: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).	141

FOTOS

Foto 1: Desde el punto 74JM9177. Relieve ondulado y recubrimientos vegetales importantes, típicos del sustrato cretácico. En segundo plano, la Loma de Morro Gordo – El Perico (601 m).	14
Foto 2: Desde el punto 74JM9124. La Llanura Costera Oriental y arrozales de la llanura de inundación del río Maimón.....	14
Foto 3: Desde el punto 74JM9761. Punta Macao.	15
Foto 4: Afl. 74JM9770. Bolas de cuarzo-monzodiorita con clinopiroxeno en la cima de la Loma La Guarapa.....	17
Foto 5: Afl. 74JM9383. Bloque de gabro anfibólico porfídico con fenocristales de clinopiroxeno y prismas de anfíbol.	18
Foto 6: Afl. 74JM9350. Río Duyey. Diorita con fenocristales de anfíbol y algunos enclaves angulosos del encajante.	19
Foto 7: Afl. 74JM9471. Sill de gabro-diorita con fenocristales aciculares de anfíbol. Destaca la ligera desarmonía entre la estratificación de las turbiditas de la Fm Río Chavón y las bandas del filón intrusivo.	20

Foto 8: Afl. 74JM9172. Contacto entre un dique de basalto andesítico porfídico y las turbiditas bandeadas y silicificadas de la Fm Río Chavón. Destaca la presencia de franjas distintivas en el interior del dique, más abundantes en la proximidad del borde, con un borde frío en el contacto con el encajante.	21
Foto 9: Afl. 74JM9142: Turbiditas de la Fm Río Chavón, transformadas por metamorfismo de contacto. Destaca la pátina de alteración amarillo-verdosa, indicativa de la alteración de la fina pirita que impregna la roca.	22
Foto 10: Afl. 74JM9172. Banco de pelita silicificada, ocupada por el desarrollo de nódulos “ameboides” que destacan por la alteración meteórica.	23
Foto 11: Afl. 74JM9399. Limolita de la Fm Río Chavón completamente silicificada. La sílice impregna las intercalaciones inicialmente más porosas y constituyen, además, una red de fisuras milimétricas, destacan por el efecto de la alteración meteórica.	24
Foto 12: Afl. 74JM9406. Metalimolita en facies abigarradas.	25
Foto 13: Afl. 74JM9544. Turbiditas pelítico-limosas de la Fm Las Guayabas. Destaca la sucesión de secuencias de potencia centimétrica y el clivaje aproximadamente perpendicular a la estratificación.	30
Foto 14: Afl. 74JM9544. Lentejón de conglomerado poligénico con bloques y cantos de limonita y granitoide. Destaca el clivaje que afecta la matriz y los clastos del conglomerado.	32
Foto 15: Afl. 74JM9550. Afloramiento característico de silexitas de Arroyo La Yabana. Destacan las laminaciones y las superficies de cada banco, los cuales son perfectamente planos u ondulados por las estructuras de carga.	34
Foto 16: Afl. 74JM9206. Bancos de arenisca feldespática de grano grueso de techo del Mb Las Auyamas.	36
Foto 17: Afl. 74JM9677. Facies turbidítica característica de la Fm Río Chavón. Los bancos duros, gris oscuro, en relieve neto se corresponden a areniscas finas y limolitas carbonatadas. Las capas gris claro, finas, se corresponden con calizas silíceas. Las capas más sensibles a la alteración se corresponden con pelitas silíceas.	39
Foto 18: Afl. 74JM9003. Detalle de un bloque de limonita carbonatada, bandeada, de la Fm Río Chavón. Cada banda de potencia centimétrica a decimétrica, se corresponde a una secuencia de granoclasificación, limo-areniscosa a muro, pelítico-limosa y negra a techo.	40
Foto 19: Afl. 74JM9241. Pliegue “slump” de varios metros en las alternancias limosas de la Fm Río Chavón.	40
Foto 20: Afl. 74JM9160. Detalle de micro-fracturas sin-sedimentarias afectando a limolitas de la Fm Río Chavón. Las bandas verde-amarillentas son de limolitas laminadas, las bandas grises son más carbonatadas y compuestas por marcas de bioturbación.	41
Foto 21: Afl. 74JM9621. Detalle de un banco areniscoso con laminación convolutada en la Fm Río Chavón.	41
Foto 22: Afl. 74JM9220. Detalle de las limolitas tipo chert rosado del arroyo El Brazo. La silicificación ha preservado el bandeo y las láminas de la facies original; por el contrario ha inducido una fábrica en bloques y astillas angulares.	43
Foto 23: Afl. 74JM9283. Litofacies característica del Mb El Bonaio, con predominancia de niveles pelíticos-margosos y una estratificación regular, plana y paralela.	46
Foto 24: Afl. 74JM9437. Caliza con encostramientos algales de tipo rodolito.	51
Foto 25: Afl. 74JM9112. Columna característica de la Fm La Isabela.	54
Foto 26: Afl. 74JM9112. Detalle de la brecha con bolos, bloques y fragmentos de <i>Acropora palmata</i> , y de la cobertera de calcarenitas laminadas.	55
Foto 27: Afl. 74JM9074. Calcarenitas con fragmentos de corales y moluscos, con estratificación cruzada en artesa y lentejones de conglomerados.	56
Foto 28: Afl. 74JM9074. Superficie de muro de una capa de calcarenita, con gravas y cantos muy redondeados de limonita y chert, del Cretácico Superior.	57

Foto 29: Afl. 74JM9042. Calcarenitas con estratificaciones de alto ángulo, típicas de dunas fósiles.	58
Foto 30: Afl. 74JM9761. Calcarenitas muy bien seleccionadas con laminación paralela, inclinaciones de alto ángulo (facies de duna) y de bajo ángulo (facies de playa).	59
Foto 31: Afl. 74JM9675. Morfología característica de las alteritas desarrolladas sobre el substrato cretácico: las laderas son onduladas (levantados y combados) debido al deslizamiento de la película de arcilla.	61
Foto 32: Afl. 74JM9576. Recubrimiento coluvional, en la base de una relieve. Destaca la presencia de lentejones canaliformes de derrubios gruesos, mal clasificados.	62
Foto 33: Punto 74JM9778. Adaptación de la zona de manglar de Rocoki.	64
Foto 34: Afl. 74JM9550. Plegamiento isopaco en las alternancias de silexitas bandeadas del Mb Arroyo La Yabana. Destaca la desarmonía entre la parte inferior con pliegues perfectamente cilíndricos y angulosos en la parte superior (chevron).	99
Foto 35: Punto 74JM9095. Antigua cantera transformada en basurero: residuos domésticos, viejos neumáticos, aceites usados, etc., parcialmente quemados. Estos almacenamientos incontrolados deben ser eliminados, ya que constituyen una importante fuente de contaminación del acuífero calizo Plioceno-Pleistoceno.	127
Foto 36: Afl. 74JM9350. Brecha diorítica hipersilicificada, impregnada de pirita-pirrotina parcialmente oxidada.	130
Foto 37: Afl. 74JM9007. Litofacies característica del Mb El Bonao. Los bancos limo-areniscosos son laminados, los niveles pelítico-margosos forman capas centimétricas de color marrón-caqui.	137

1 INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), 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. El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), 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 sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del presente Proyecto de "Cartografía Geotemática en República Dominicana".1B.

El objetivo general del Proyecto 1B consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50 000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100 000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 45 hojas geológicas a escala 1:50 000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100 000:

-
- **La Isabela:** Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);
 - **Puerto Plata:** Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);
 - **Santiago:** San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San Jose de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);
 - **La Vega:** La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);
 - **Sabaneta de Yásica:** Sabaneta de Yásica (6175-III);
 - **Salcedo:** Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernandez (6174-IV);
 - **San Francisco de Macorís:** Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);
 - **Nagua:** Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);
 - **Sánchez:** Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);
 - **Samaná:** Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);
 - **Las Lisas:** La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);
 - **Enriquillo:** Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);
 - **Barahona:** La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);
 - **Cabo Rojo:** Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);

- **Pedernales:** Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de El Salado (6472-II) está situada en el extremo Este de la Cordillera Oriental Dominicana. Es una región que presenta dos dominios morfológicos claramente diferenciados, donde el límite coincide con la carretera N-S que une Higüey con Miches:

- En el Oeste, una región montañosa, muy ondulada, compuesta por turbiditas siliciclásticas del Cretácico Superior. Numerosas cimas culminan entorno a los 600 m característicos de esta región (Loma Morro Gordo, 601 m y Loma La Sierra, 600 m). Este conjunto montañoso está situado en la vertiente oriental de la Cordillera del Séptimo Cielo, mejor desarrollada en la Hoja de Las Lisas, donde se generan la mayoría de los ríos que drenan la región: río Maimón, río Yonu, río Anamuya y río Quisibani.
- Al Este, se desarrolla una zona de plataforma sobre la cobertera carbonatada terciaria de la Llanura Costera Oriental. Numerosas paleo-líneas de costa, orientadas NO-SE, se conservan sobre la plataforma y favorecen la transición entre la base de la Cordillera (altitud entorno a 100 m) y la costa Atlántica.

Desde un punto de vista administrativo, el conjunto del territorio cubierto por la Hoja pertenece a la Provincia de La Altagracia, donde la capital administrativa es Salvaleón de Higüey. La población se concentra principalmente a lo largo de las carreteras de acceso, en particular de la carretera Higüey-Miches, con las villas de El Bonao y la Laguna de Nisibon, y a lo largo de la sección NE-SO que une La Otra Banda a Macao, mediante las poblaciones de La Ceiba y El Salado. La zona occidental montañosa es abandonada actualmente a favor de las zonas costeras mucho más accesibles.

La otra razón de la disparidad en la distribución de la población es económica: la actividad económica fundamental ahora es el turismo entorno a Punta Cana, Bávaro y Uvero Alto. La franja costera, con las playas de arena blanca y cocoteros, se ha transformado en una inmensa reserva de turistas. Actualmente es raro encontrar accesos al mar que no sean "propiedad privada"; toda la costa está jalonada de inmensos resorts turísticos en cuáles los turistas del mundo entero vienen a disfrutar del mar y el sol para estancias de una semana

por término medio. La población local se beneficia de esta actividad en la medida de que todas las cadenas hoteleras emplean al personal dominicano de la región; además existe una importante población de inmigrantes haitianos que actualmente constituyen la mano de obra en las obras. En el interior, la arquitectura tradicional sobrevive gracias al turismo: las pequeñas mansiones criollas están bien preservadas y, si es necesario, restauradas. Entre La Otra Banda y la Laguna de Nisibon, existen numerosos y bellos ejemplos de pequeñas construcciones de colores llamativos, típicos de la República Dominicana.

La actividad agrícola está limitada al cultivo del arroz, en la zona de confluencia de los ríos Yonu y Maimón, y la ganadería con algunos bateyes pertenecen a la Central Romana o a grandes propietarios de terrenos de Higüey. La pesca, el cultivo del cacao y de nuez de coco son anecdóticos y, actualmente, están incluidos en el ambiente turístico de la región.

El clima tropical es caluroso y muy húmedo, con abundantes precipitaciones en la primavera y un corto período seco entre Enero y Abril. En cualquier estación, las lluvias son frecuentes en la región de El Salado, debido a la proximidad del mar y a los relieves, alrededor de los cuales se observan fácilmente la formación de nubes. Este clima es el responsable de una vegetación particularmente frondosa y de una importante alteración arcillosa del sustrato rocoso. Los afloramientos naturales son escasos y es, remontando el lecho de los ríos, donde existen las mejores condiciones para observar las rocas.

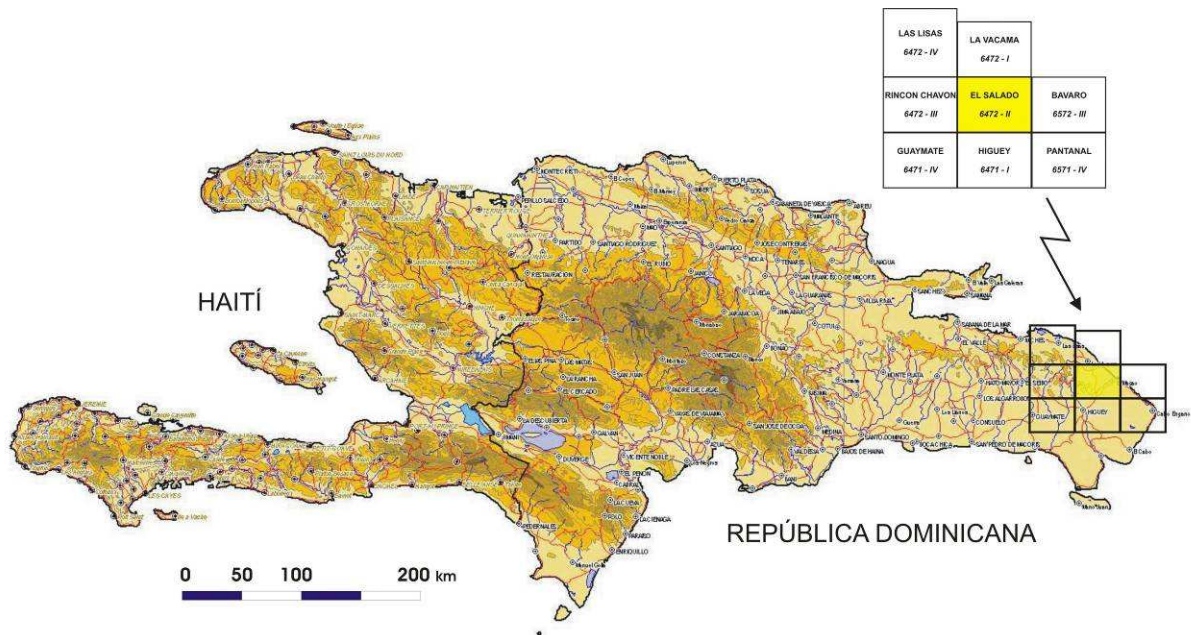


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de El Salado.

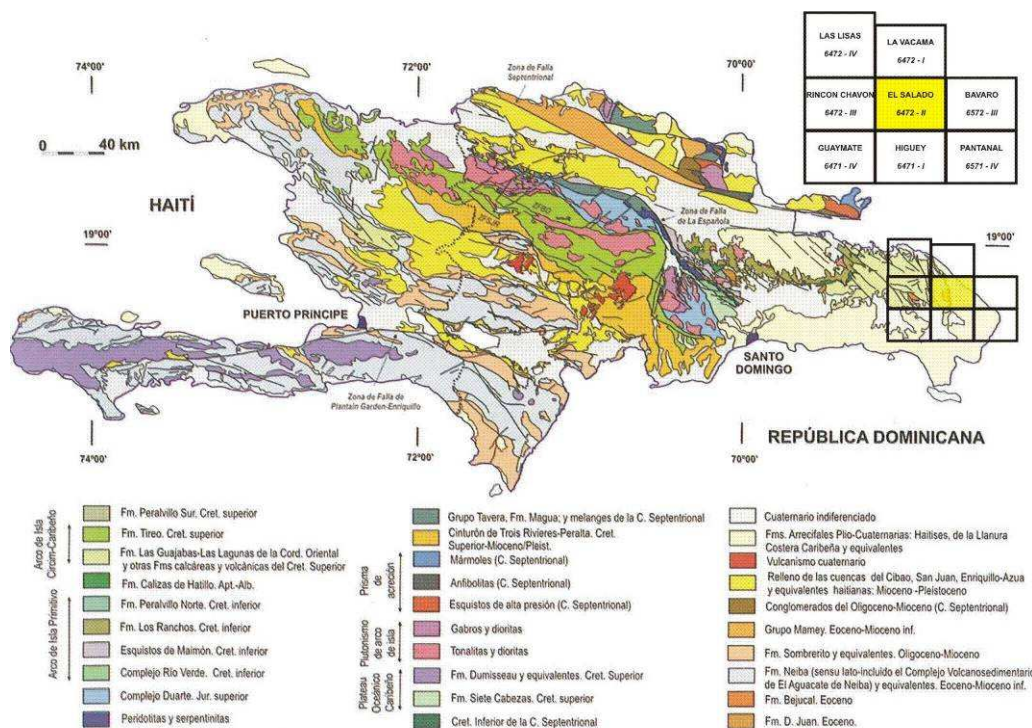


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de El Salado (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. et al – 2007).

1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La isla La Española es la segunda 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 P. *et al.*, 1991). o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke K. *et al.*, 1980). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?) - Cretácico Inferior (Mann P. *et al.*, 1991), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel J. L. y Barret S.F., 1990; Pindel J.L., 1994).

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne D.B. *et al.*, 1985; Masson D.G. y Scanlon K.M., 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 P. *et al.*, 1991). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo G., 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan J.F. *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 transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann P. *et al.*, 1991) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La Cordillera Oriental es el bloque más extenso de rocas cretácicas (875 km² según Lebrón M.C. y Perfit M.R., 1994) de la aglomeración de terrenos que componen La Española (Mann P. *et al.*, 1991). El límite occidental es el cabalgamiento NO-SE de Hatillo que separa las rocas poco deformadas de la Cordillera Oriental de la banda de rocas de edad equivalente,

pero fuertemente deformadas y con peridotita serpentinizada (Peridotita de Loma Caribe), del Cinturón Intermedio (Bowin C., 1966). El límite norte rectilíneo son las fallas E-O de la Bahía de Samaná, que prolongan la cuenca del Cibao de La Española Central, donde se ha acumulado un espesor considerable de sedimentos neógenos. Hacia el Sur y hacia el Este, la Cordillera Oriental termina enterrada bajo la plataforma de carbonatos plio-cuaternaria de la Llanura Costera del Caribe.

La mayor parte del espesor de la corteza de la Cordillera Oriental la forman varios kilómetros de rocas generadas en el Cretácico por acumulación de magma y sedimentos sobre la zona de subducción, en un arco de islas volcánico (Bowin C., 1975). Estas rocas incluyen lavas y rocas volcanoclásticas cubiertas por calizas de edad cretácico inferior, epiclastitas y otras rocas sedimentarias de edad cretácico superior y granitoides intrusivos (plutones de El Valle y de Sabana Grande de Boyá).

Las series terciarias discordantes están dominadas por detríticos y carbonatos con una proporción de componentes de origen volcánico menor que las series cretácicas. El Paleógeno forma afloramientos discontinuos mientras que el Neógeno está representado por una plataforma de carbonatos que se extiende desde la bahía de Samaná hasta la costa del Caribe, y que desde su depósito, ha sido arqueada como un anticlinorio.

La Cordillera Oriental presenta una estructura de deformación por transpresión (García-Senz *et al.*, 2007). La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructuras sugieren un modelo de deformación en dos etapas: 1) Cretácico Superior, edad de crecimiento del antiforame, bien reconocible en la cartografía geológica, en cuyo núcleo afloran las rocas de la Fm Los Ranchos, y 2) las estructuras superpuestas formadas entre el Cenozoico y la actualidad. A gran escala, la estructura de la Cordillera Oriental es una estructura en flor positiva marcada por fallas de desgarre sinistras NO-SE, siendo la Falla de Yabón la más importante (García-Senz *et al.*, 2007). Se observan pliegues y fallas de desgarre oblicuos entre sí formados por inversión de las cuencas Eocenas desarrolladas discordantemente sobre la Formación Las Guayabas (Cretácico Superior). Los pliegues de la segunda etapa presentan trazas axiales sigmoidales y se disponen en escalón con relación a las fallas de desgarre. Se observan pliegues generados en progresión secuencial en relación con la Falla de Yabón, dispuestos en abanico, evidenciando una deformación rotacional sinistral. También existen pliegues cortados por falla tipo Riedel dando figuras cartográficas a modo de semianticlinales y semisinclinales. La forma en planta de las fallas

principales que divergen de las fallas de Samaná, y su movimiento en dirección con componente inversa, indican que el material de la Cordillera es extruido lateralmente hacia el Sureste, como en una estructura positiva en flor.

1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las primeras observaciones geológicas se remontan a finales del siglo XIX. (Gabb W.M., 1881) incluye un corte transverso de la Cordillera Oriental en el que interpreta correctamente la existencia de un sustrato de rocas cretácicas y una cobertera delgada discordante de rocas terciarias. Casi 100 años después, aparecen varias publicaciones sobre la geología de La Española (Douglas R.C., 1961; Blesch R.R., 1966) que culminan en la tesis de Bowin C. (1966) y su publicación posterior de 1975. Al final de esta etapa se conoce mejor el Cinturón Intermedio que la Cordillera Oriental, como muestra la cartografía de síntesis de Bowin C. (1975) donde la geología de la Cordillera Oriental se compone de un Cretácico indiferenciado, un Terciario reciente y afloramientos puntuales de rocas ígneas; y la estructura se reduce a medidas dispersas de orientaciones y a la traza cartográfica de dos fallas principales.

La tesis de Bourdon L. (1985), añade un detalle considerable al conocimiento de la Cordillera Oriental, principalmente en los aspectos estratigráficos, paleontológicos y en la petrología de las rocas ígneas. El mapa geológico 1:100 000 que la acompaña representa las formaciones más significativas y ha sido reproducido con pocos cambios en las cartografías de síntesis de Lebrón M.C. y Mann P. (1991) y de la Dirección General de Minería y el BGR alemán (Toloczyki M. y Ramirez I., 1991).

Los estudios temáticos en la Cordillera Oriental se centran en la geología y geoquímica de la Fm Los Ranchos debido a su contenido en metales preciosos (Informes internos de Falconbridge Dominicana, 1988; Kesler S.E. *et al.*, 1991; Russell N. y Kesler S.E., 1991 entre otros). Las rocas volcánicas del Cretácico Superior y el plutón de tonalita de El Valle han sido estudiados desde un punto de vista petrológico, geoquímico y geocronológico por Kesler S.E. *et al.* (1991); Bourdon L. (1985); Bellon H. *et al.* (1985); Lebrón M.C. (1989); Lebrón M.C. y Perfit M.R. (1993); Kesler S.E. *et al.* (1991).

Los trabajos cartográficos realizados en el marco del programa Sysmin (Proyecto L, 2002-2004) hicieron progresar considerablemente el conocimiento geológico de la Cordillera

Oriental, con el levantamiento de 10 Hojas de escala 1:50 000. Estos trabajos ha sido objeto de publicación de síntesis, en particular aquellos relativos a la estratigrafía del Cretácico Superior (García-Senz J. *et al.*, 2007), con la génesis de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete J. *et al.*, 2007), en cuanto a tectónica (García-Senz J. *et al.*, 2007) y finalmente aquellos que tratan la evolución geomorfológico de la cadena (Díaz de Neira J.A. *et al.*, 2007). Han sido utilizados amplios extractos.

Algunos trabajos geológicos más específicos en la región de El Salado merecen mención específica. Son aquellos realizados por DGM en los años 70 y publicados en el marco de la 9ª Conferencia Geológica del Caribe (de la Fuente L., G.M. Ellis, 1980), con la presentación de una pequeña Hoja geológica a escala 1:50 000 centrado en la intrusión diorítica de La Curtiembre. Como complemento, la edad de paleoceno (57,6 Ma) de esta intrusión, de los trabajos de Bellon H. *et al.* (1985), es precisada en el artículo de Kesler S.E. *et al.* (1991) conocidos generalmente como los intrusivos del Norte de La Hispaniola.

1.4 METODOLOGÍA

La cartografía geológica se realizó entre Enero y Abril de 2008. Se apoyara en el estudio de fotos aéreas a escala aproximada de 1:30 000. Las imágenes de satélite de Google Earth han sido muy útiles, en particular para precisar la traza de las principales características de la Llanura Costera Oriental. Todos los afloramientos, así como los accesos utilizados en vehículo, se georeferenciaron utilizando sistemáticamente un GPS Garmin 60 (Figura 3). Los trabajos de gabinete se realizaron a medida que avanzaban la cartografía utilizando el logiciel Arcview y el soporte topográfico, a escala de 1:50 000 (Mapa Topográfico Nacional).

Se ha utilizado la información académica en forma de tesis y de publicaciones en revistas especializadas; informes internos de investigación minera y trabajos de hidrogeología aplicada.

Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la Republica Dominicana (Proyecto SYSMIN, Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

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 la Dirección General de Minería de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50 000, 2ª serie (MAGNA).

Las principales dificultades encontradas, están unidas a las pésimas condiciones de afloramiento, debido al gran recubrimiento vegetal y al difícil acceso a numerosos sectores. Para realizar la cartografía se utilizó principalmente la red hidrográfica. Este recurso, tiene sin embargo sus límites, en particular cuando el desnivel se acentúa, el río toma un régimen torrencial y su lecho se llena de bloques; se vuelve entonces difícil continuar la exploración en condiciones de razonable seguridad.

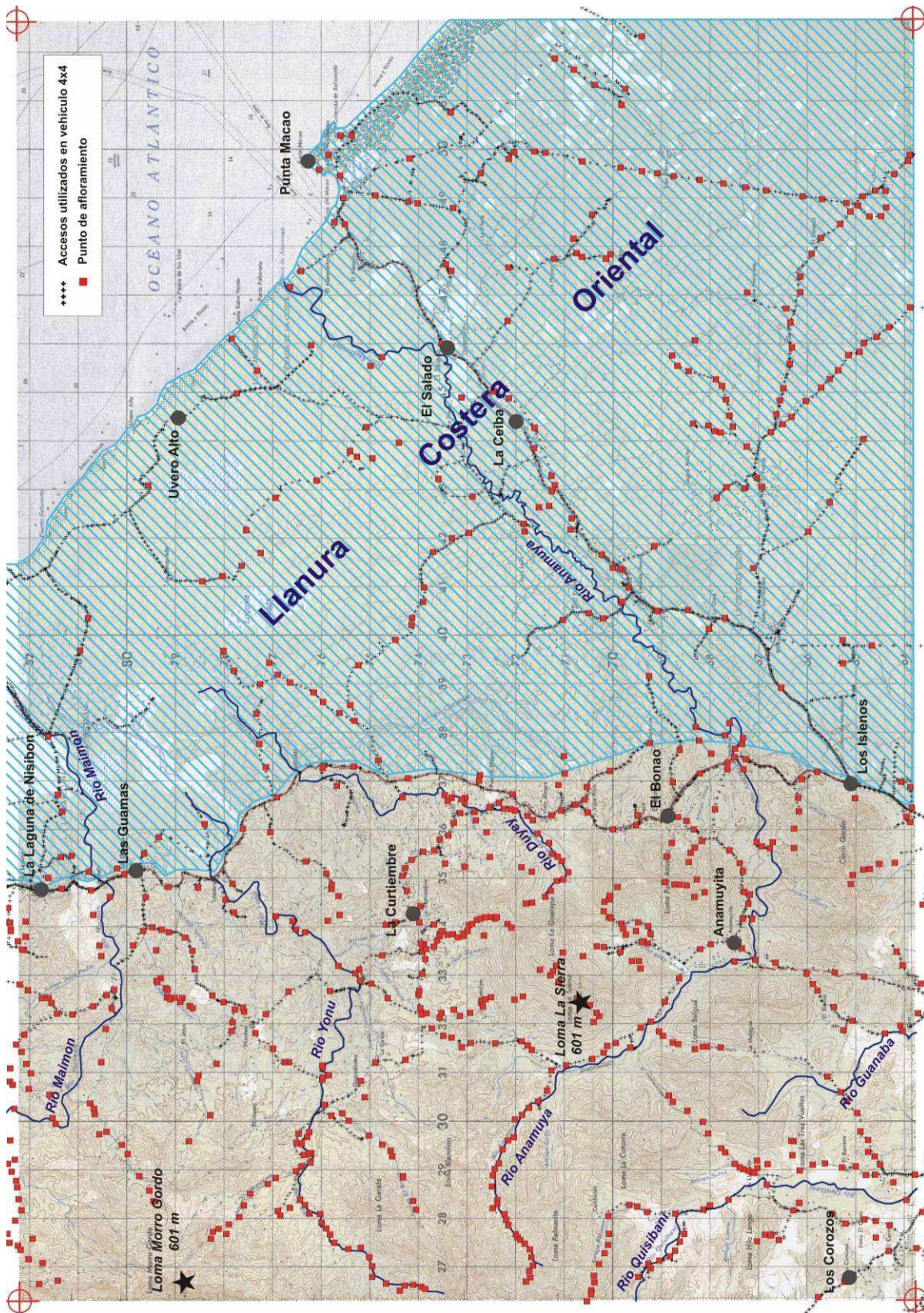


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja El Salado, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.

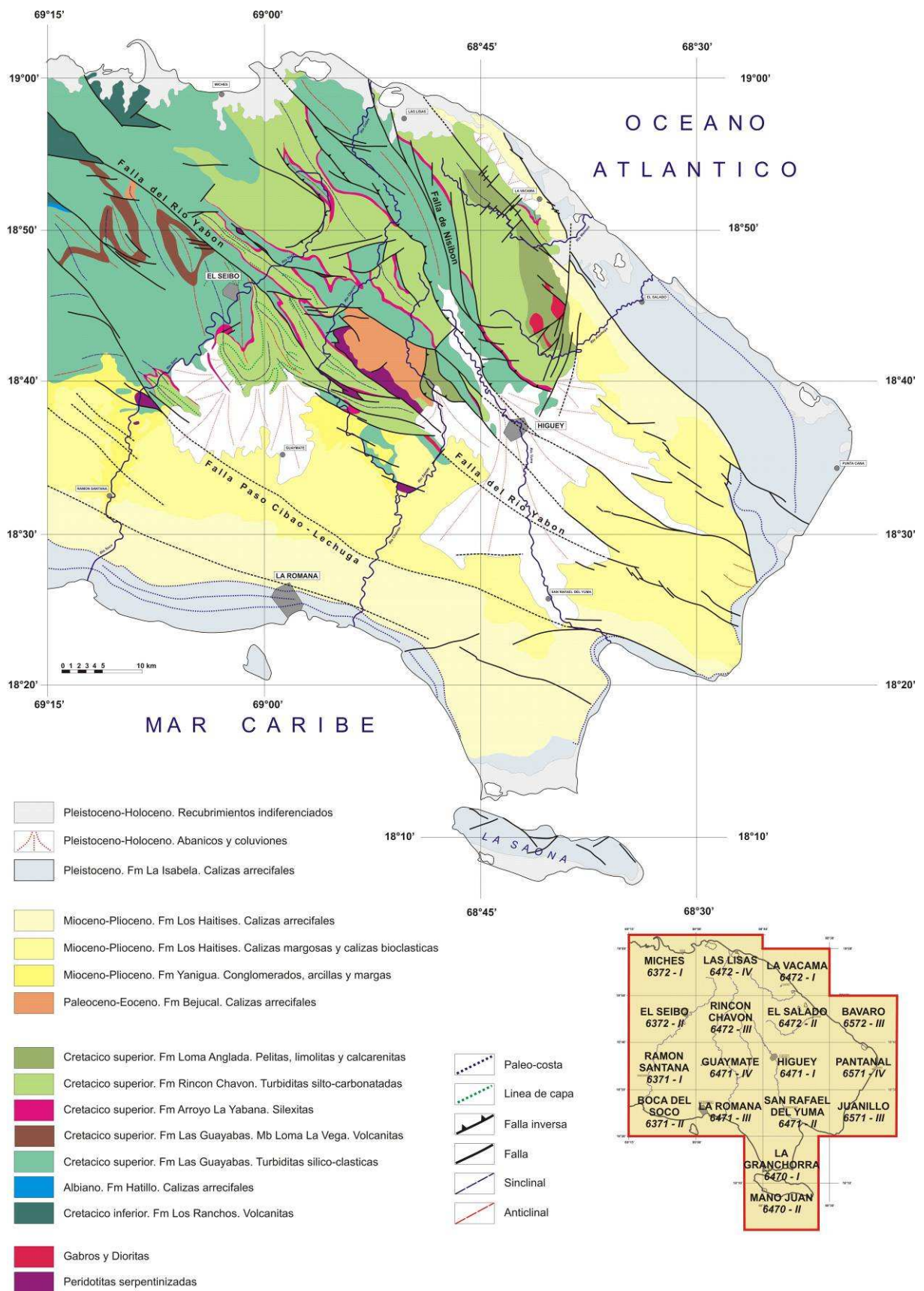


Figura 4: Esquema geológico de la parte este de la Cordillera Oriental Dominicana.

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Dos conjuntos geológicos distintos caracterizan la Hoja de El Salado:

- Al Oeste de la carretera Higüey-Miches, los relieves están compuestos por los terrenos del Cretácico Superior: turbiditas arenisco-conglomeráticas y limo-arcillosas de la Fm Las Guayabas; turbiditas limo-carbonatadas y arcillosas de la Fm Río Chavón. El espesor total de las rocas relacionadas con estas dos formaciones superpuestas se estima en más de 3000 m. Estos están intruidos por el batolito diorítico-gabroico de La Curtiembre, que genera una aureola de metamorfismo de contacto de varios cientos de metros y es al origen del emplazamiento de numeroso sills y diques en el seno de turbiditas cretácicas. La edad de esta intrusión es atribuida al Paleoceno (57,6 Ma).

- Al Este, la Llanura Costera Oriental está constituida por una primera banda de calizas arrecifales del Plioceno, equivalente de Las Calizas de Los Haitises. Una franja más externa, igualmente de facies de calizas arrecifales pero de edad Pleistoceno, permite la unión con el cordón litoral actual. Este complejo carbonatado tabular es karstificado, y localmente recubierto por una película arcillosa muy poco permeable donde se genera una capa de agua estancada (laguna y área pantanosa).

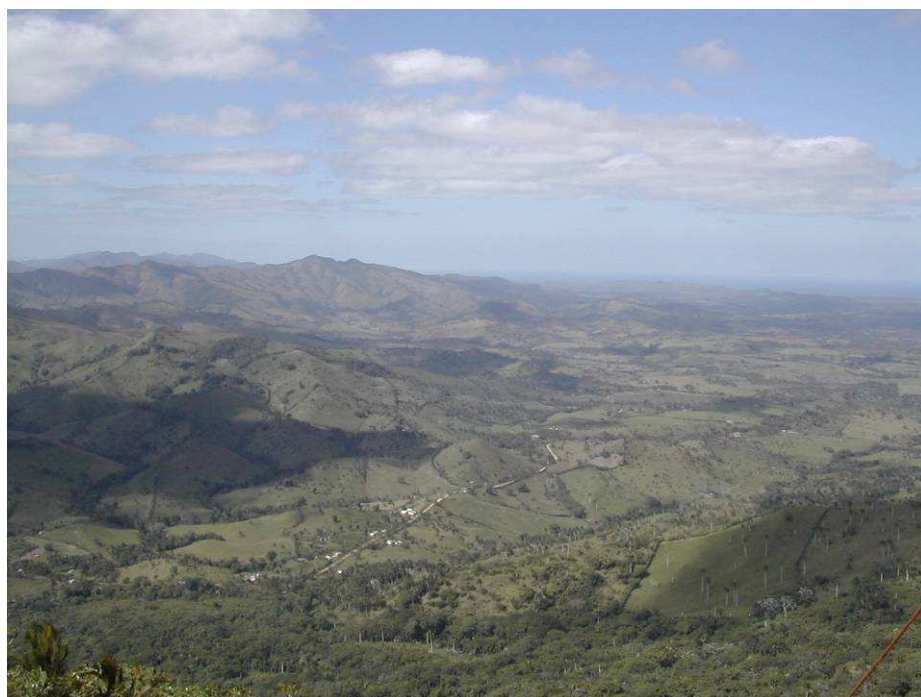


Foto 1: Desde el punto 74JM9177. Relieve ondulado y recubrimientos vegetales importantes, típicos del sustrato cretácico. En segundo plano, la Loma de Morro Gordo – El Perico (601 m).



Foto 2: Desde el punto 74JM9124. La Llanura Costera Oriental y arrozales de la llanura de inundación del río Maimón.



Foto 3: Desde el punto 74JM9761. Punta Macao.

2.1 ROCAS PLUTÓNICAS, FILONES ASOCIADOS Y METAMORFISMO DE CONTACTO

El complejo intrusivo, los filones asociados y el metamorfismo de contacto inducidos, definen una estructura elíptica de 5 x 8 km² en el Centro-Oeste de la Hoja. Se localizan en la unión de una red de fallas NO-SE, NE-SO y N-S. El macizo de La Curtiembre ha sido objeto de datación isotópica por medio K-Ar en roca total, que ha generado una edad de 57,6+-2,9 Ma correspondiente al Paleoceno Superior (Bellon *et al*, 1985). Los datos geoquímicos se caracterizan por ser elevados en K₂O y Ba.

2.1.1 El macizo de La Curtiembre: diorita, cuarzo-monzodiorita y gabro anfibólico (1).

Las facies intrusivas constituyen varios plutones centrados en la Loma La Sierra, La Guarapa, Palo Amargo. Del mismo modo, afloran en la vertiente oriental de las colinas de La Curtiembre y son el origen de una ligera depresión por la que se desarrolla el río Duyey. Desde el punto de vista geofísico, estos se caracterizan por una fuerte anomalía magnética. En el terreno, la mayoría de los afloramientos se caracterizan por un fuerte magnetismo, en relación con la presencia de cristales diseminados de magnetita.

En la zona SO (Loma La Guarapa y Palo Amargo), constituyen pequeños macizos intrusivos de roca ígnea granuda, holocristalina, subequigranular a isótropa. La roca contiene plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda, clinopiroxeno y cuarzo; se vinculan a la familia de las **dioritas-monzodioritas con hornblenda y clinopiroxeno** (74JM9143, 9157, 9770).

En detalle, se trata de roca plutónica, con plagioclasa, cuarzo (<20% y >5%), y feldespato potásico (<35% y >10%), con clinopiroxeno (15-20%) y anfíbol verde hornblenda accesoria como ferromagnesianos. Las texturas son más bien isótropas y, típicamente, heterogranulares seriadas desde el grano fino al medio. No se observa una fábrica magmática clara, aunque puede ser debido a la orientación de la sección. Presenta abundantes microenclaves máficos microgranudos, que están variablemente asimilados y aportan buena parte del clinopiroxeno al magma. Hay también xenocristales de ortopiroxeno y olivino, rodeados por coronas de opacos. La roca está compuesta por un agregado de abundantes prismas tabulares de plagioclasa, granos y prismas de clinopiroxeno verde, y menos abundantes de feldespato potásico y cuarzo. La plagioclasa forma prismas subidiomorfos tabulares, heterogranulares, y agregados de pequeños prismas intercrecidos, de composición relativamente ácida ($An < 45$). Posee un ligero zonado oscilatorio hacia bordes de albita, y presenta pocas inclusiones de pequeños clinopiroxenos. Esta es reemplazada zonalmente a agregados de epidota, prehnita, sericita, albita, esfena y opacos. El clinopiroxeno es una augita verde pleocróica, zonada, con núcleos verde pálidos, que forma prismas sub- y milimétricos, de idio- a subidiomorfos, y agregados de pequeños granos. Está variablemente reemplazado por clorita, epidota, esfena y opacos. Hay inclusiones de ortopiroxeno. El feldespato potásico es una ortosa microclinizada que forma poiquiloblastos con inclusiones de Cpx, Pl y opacos, en parte parece intersticial. El cuarzo forma agregados intersticiales limpios y libres de deformación. Los enclaves están

corneanizados a agregados muy finos de Pl+Px, que al asimilarse dan lugar a agregados de xenocristales de Cpx.



Foto 4: Afl. 74JM9770. Bolas de cuarzo-monzodiorita con clinopiroxeno en la cima de la Loma La Guarapa.

En la vertiente oriental de las colinas de La Curtiembre, las facies observadas cerca del contacto con el encajante son de **gabro anfibólico porfídico** (74JM9339 y 9420). La textura, microgranuda porfídica a granuda porfídica de grano fino, sugiere un emplazamiento a poca profundidad. En detalle, se trata de una roca plutónica, con plagioclasa, un anfíbol rojo pleocróico y clinopiroxeno como ferromagnesianos, con olivino y feldespato potásico (<2%) como principales fases accesorias. No veo cuarzo. Las texturas son granudas, isótropas e inequigranulares, desde grano medio a grueso, sin que se observen fábricas magmáticas ni deformativas. La roca está compuesta por abundantes prismas y microcristales zonados de plagioclasa y xenocristales de clinopiroxeno, sobre los que crecen agregados y grandes prismas poiquilíticos de anfíbol, con feldespato potásico, esfena y biotita como accesorios. El anfíbol es rojo, pleocróica, que forma prismas milimétricos zonados oscilatoriamente, de subidio- a idiomorfos, y agregados de pequeños granos

dispersos. Los grandes prismas poseen casi invariablemente inclusiones relictas de clinopiroxeno augítico, plagioclasa, ilmenita y opacos. El anfíbol es variablemente reemplazado por clorita, epidota, esfena y opacos. La plagioclasa forma prismas subidiomorfos tabulares, algo heterogranulares seriados, y agregados de pequeños prismas intercrecidos, de composición andesina-oligoclasa básica para los núcleos y bordes de albita. Posee un zonado oscilatorio en los núcleos que pasa a normal en los bordes. Esta reemplazada zonalmente a agregados de epidota, prehnita, sericita, esfena y opacos. El clinopiroxeno es augita prismática, que presenta claros bordes reaccionales con coronas de anfíbol verde frente a la matriz. Posee una inclusión de olivino. El feldespato potásico es una ortosa microclinizada que forma granos intersticiales accesorios. Las texturas son de disequilibrio en el magma, quizá por la asimilación de materiales encajantes.



Foto 5: Afl. 74JM9383. Bloque de gabro anfibólico porfídico con fenocristales de clinopiroxeno y prismas de anfíbol.



Foto 6: Afl. 74JM9350. Río Duyey. Diorita con fenocristales de anfíbol y algunos enclaves angulosos del encajante.

2.1.2 Diques y sills de basaltos porfídicos y gabros (2).

Filones y sills son muy abundantes, intruidos en las turbiditas silici-carbonatadas de edad cretácico superior de la Fm Río Chavón y del Mb El Bonaó. La red de filones sobrepasa ampliamente el límite externo de la aureola de metamorfismo de contacto. Se componen comúnmente de estructuras de potencia decimétrica a métrica y de extensión de decenas a cientos de metros. Los filones más importantes observados han sido reflejados en la Hoja. Su composición mineralógica y texturas es similar a la de las facies observadas en el borde de las intrusiones:

Muestra 74JM9153: **gabro hornblendico de grano fino-medio, porfídico**, con plagioclasa, hornblenda y cuarzo, clinopiroxeno, feldespato potasico y opacos como minerales accesorios. La hornblenda forma prismas idiomorfos milimétricos elongados, muy frescos. Es verde pleocrónica, zonada y maclada, con núcleos de clinopiroxeno en alguna opación, e inclusiones subredondeadas de plagioclasa y en gotas. También aparece como agregados y pequeños granos intersticial en la matriz. Está variablemente reemplazado por clorita, epidota, esfena y opacos. La plagioclasa forma prismas de idio a subidiomorfos tabulares,

heterogranulares, y también agregados de pequeños granos. Presenta un zonado oscilatorio, a veces complejo, hacia bordes más albíticos, y muy escasas inclusiones de relictos de clinopiroxeno y opacos. Esta poco reemplazada zonalmente a agregados de epidota, pumpellita, sericita, albita y opacos. El cuarzo aparece intersticial en la matriz. La alteración secundaria ha dado lugar a la formación de parches de epidota, esfena y pumpellita.



Foto 7: Afl. 74JM9471. Sill de gabro-diorita con fenocristales aciculares de anfíbol. Destaca la ligera desarmonía entre la estratificación de las turbiditas de la Fm Río Chavón y las bandas del filón intrusivo.

Muestra 74JM9301: **basalto andesítico porfídico**, con hornblenda y clinopiroxeno. Al microscopio, se distinguen en la roca dos elementos texturales: fenocristales y mesostasia o matriz. Los fenocristales son de idio- a subidiomorfos, milimétricos y submilimétricos, de fundamentalmente clinopiroxeno y plagioclasa, junto con menos abundantes ortopiroxeno y raro olivino. El anfíbol es una hornblenda basáltica, pleocróica verde-marrón, que forma prismas idiomorfos milimétricos, frescos, con pocas incusiones de Cpx y Op. El clinopiroxeno es una augita de tonos rosa crema, fuerte relieve, a menudo maclada y con

zonado oscilatorio, que aparece como prismas idiomorfos individuales y como pequeños agregados de granos. El ortopiroxeno es incoloro y posee un bajo pleocroismo: Ambos piroxenos poseen raras inclusiones de olivino, espinela y más abundantes opacos. Aparecen formando pequeños agregados con el Cpx. Algunos fenocristales poseen un carácter xenocrystalino, con desarrollo de bordes reaccionales frente a la mesostasia. Las plagioclasas son tabulares y alargadas, en general idiomorfas, y forman también agregados glomeroporfidicos. Poseen complejos zonados oscilatorios hacia bordes más albiticos. El olivino aparece como pequeños granos subidido y xenomorfos corroidos, y aureolados por Px y opacos. Los opacos son granos de espinela Fe-Ti y Cr-espinela (ζ), placas de magnetita/ilmenita, tanto esqueléticas como en finos agregados criptocrystalinos. La mesostasia o matriz gradúa entre micro- y criptocrystalina, e incluye microfenoblastos en tabletas de plagioclasa, material feldespático intersticial, ferromagnesianos cloritizados, escasas vesículas rellenas de calcita, y agregados muy finos de opacos. La mesostasia está poco reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita y albita.



Foto 8: Afl. 74JM9172. Contacto entre un dique de basalto andesítico porfidico y las turbiditas bandeadas y silicificadas de la Fm Río Chavón. Destaca la presencia de franjas distintivas en el interior del dique, más abundantes en la proximidad del borde, con un borde frío en el contacto con el encajante.

2.1.3 Zona con metamorfismo de contacto: corneanas, facies silicificadas y facies abigarradas (3)

En el contacto con las intrusiones dioríticas, las turbiditas pelítico-limosas y carbonatadas de la Fm Río Chavón y del Mb El Bonaó están profundamente transformadas: en estas predominan el aspecto de corneanas conservando parcialmente la estratificación. La roca es dura, fuertemente silicificada, con impregnaciones de fina pirita-pirrotina y epidota que propician una pátina de alteración amarillo-verdosa. Muy localmente la presencia de pirita-pirrotina es suficientemente abundante para justificar la calificación de indicio.



Foto 9: Afl. 74JM9142: Turbiditas de la Fm Río Chavón, transformadas por metamorfismo de contacto. Destaca la pátina de alteración amarillo-verdosa, indicativa de la alteración de la fina pirita que impregna la roca.

El estudio microscópico de la muestra 74JM9154 indica que las texturas previas han desaparecido y la roca está compuesta por un agregado granoblástico de grano fino (granos < 0,25 mm) compuesto por albita, epidota, mica blanca, clorita, cuarzo, anfíbol verde (cálcico), granate grosularia (cálcico) (>98%) y opacos, así como material de grano muy fino, microcristalino. Las condiciones metamórficas son propias de la facies de las corneanas

epidóticas. Se trata de un skarn cálcico desarrollado en condiciones de grosularia-plagioclasa-epidota .

A cierta distancia de las intrusiones, el efecto del termo-metamorfismo se traduce en una silicificación de limo-pelitas con apariencia de jaspes con una clara pátina y fracturación esquistosa. La silicificación genera diversos aspectos y texturas, sin duda en relación con la naturaleza y las discontinuidades de las facies originales: impregnación pervasiva por la sílice de los niveles más porosos, desarrollo en ciertos bancos de nódulos “ameboides”, desarrollo de una red de venillas síliceas, etc. Las siguientes fotos ejemplifican las características observadas de algunos afloramientos.



Foto 10: Afl. 74JM9172. Banco de pelita silicificada, ocupada por el desarrollo de nódulos “ameboides” que destacan por la alteración meteórica.

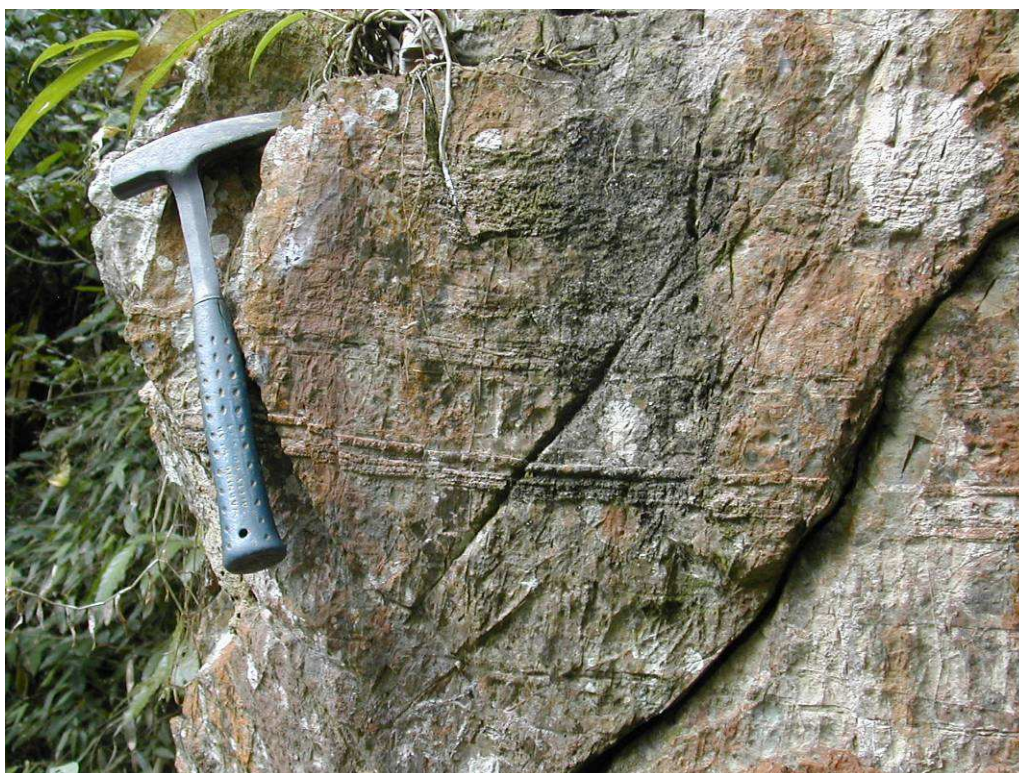


Foto 11: Afl. 74JM9399. Limolita de la Fm Río Chavón completamente silicificada. La sílice impregna las intercalaciones inicialmente más porosas y constituyen, además, una red de fisuras milimétricas, destacan por el efecto de la alteración meteórica.

El examen microscópico de una muestra de eplicastita fina de la Fm Río Chavón (74JM9319) localizada en el límite de la silicificación indica que la plagioclasa está reemplazada a un agregado de sericita (anubarrada), albita, epidota amarilla y pumpellita. Las condiciones metamórficas son de subesquistos verdes de baja-P, y la roca ha recrystalizado, borrando parte de las texturas.

Finalmente, a una distancia mayor de las intrusiones, la presencia de manchas negras centimétricas es el principal indicativo del metamorfismo térmico. Las manchas se corresponden con “fantasmas” de andalucita-cordierita pseudomorfizados por agregados micro a criptocristalinos que consisten en albita, cuarzo, sericita-illita, clorita, epidota amarilla, óxidos de Fe, zeolitas y opacos. Pero, incluso con el microscopio, es difícil de identificar los primeros indicios del metamorfismo. A menudo las figuras de asentamiento e imbricación tienen aspecto de micro-estilolitos y foliación.



Foto 12: Afl. 74JM9406. Metalimolita en facies abigarradas.

2.2 EL CRETÁCICO SUPERIOR

En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por potentes series de rocas volcanoclásticas agrupadas mayoritariamente en la Fm Las Guayabas (Lebrón M.C. y Mann P., 1991). La secuencia del Cretácico Superior está limitada por dos discordancias. La inferior, sobre la Fm Caliza de Hatillo, es un contacto que asciende y desciende en la serie estratigráfica, con saltos bruscos que coinciden con fallas. La superior es una discordancia bajo la Formación Don Juan (Eoceno) (Bowin C., 1966; Bourdon L., 1985) que trunca pliegues contractivos, llegando a erosionar a todo el Cretácico Superior.

Dentro del conjunto mayoritariamente volcanoclástico se diferencian diversas litologías que permiten la subdivisión estratigráfica: areniscas epiclásticas y tobas, lavas, radiolaritas y calizas. Bourdon L. (1985) ha cartografiado y descrito estas litologías con el apoyo de dataciones, agrupándolas en dos unidades, El Seibo y El Oro, separadas por un cabalgamiento este-oeste. Posteriormente, Lebrón M.C. y Mann P. (1991) proponen una

nomenclatura estratigráfica formal que prescinde de la división de El Seibo y El Oro, pero no soluciona el problema de correlación a ambos lados del cabalgamiento.

Las nuevas cartografías del proyecto SYSMIN (2003-2004) contienen avances en el conocimiento estructural y en la definición de los límites lito y cronostratigráficos de las unidades, que permiten por primera vez unificar la estratigrafía de la Cordillera Oriental (García-Senz J. *et al*, 2007).

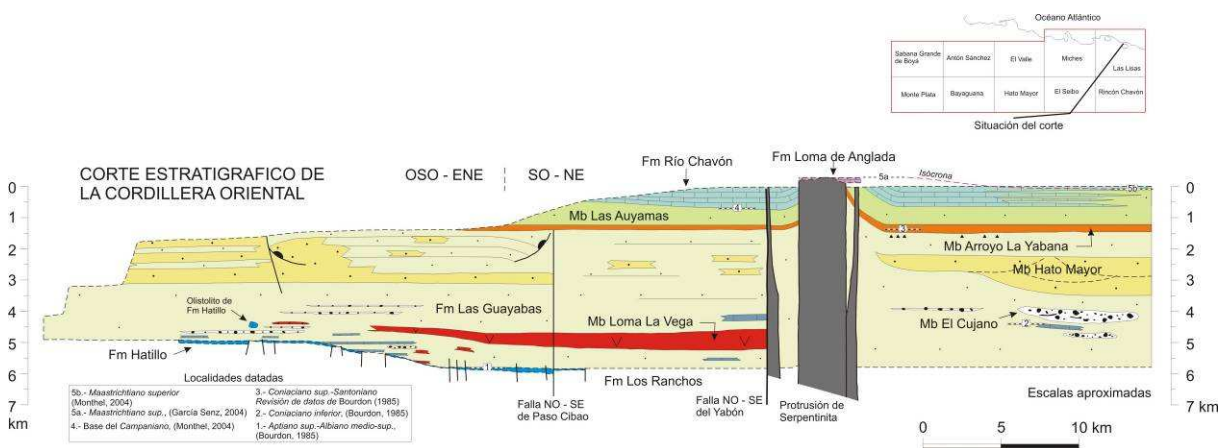


Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. *et al*, 2007).

Ahora, en el Cretácico Superior, se diferencian (Figura 5):

- la Fm de areniscas de Las Guayabas, con areniscas finas-medias de color oscuro, estratificadas en capas regulares planoparalelas. Dentro de esta Formación, las subdivisiones diferenciadas comprenden: el Mb Loma La Vega (lavas, brechas tobáceas y cineritas); el Mb El Cujano (conglomerados) y el Mb Hato Mayor (brechas y areniscas gruesas, turbidíticas);
- la Fm de silexitas de Arroyo La Yabana;
- la Fm de calizas de Río Chavón, que consiste predominantemente en capas de calcarenitas y calizas margosas con intercalaciones de areniscas y lutitas. Su base es transicional con el Mb de lutitas de Las Auyamas;

- la Fm de calizas de Loma de Anglada, con areniscas carbonatadas y calizas masivas de plataforma.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CORDILLERA ORIENTAL DOMINICANA

Bourdon (1985)		Mann y Lebrón (1991)		Este artículo (2007)	
Flysch calcáreo de La Mina	Areniscas calcáreas maastrichtienses	Fm Río Mana	Fm La Mina	Fm de Calizas de Loma de Anglada	Maastrichtiense
	Calizas maastrichtienses	Fm Loma de Anglada			
	Serie calcárea y volcanodetrítica	Fm Bejucalito	Fm de Calizas de Río Chavón	Campaniense	
Calizas	Fm Río Chavón				
Serie detrítica del Coniaciense inferior	Intercalación silícea	Mb Arroyo La Yabana	Fm Las Guayabas	Fm de Silexitas de Arroyo La Yabana	Santonienne
		Fm Río Cuarón			
	Serie volcano-detrítica y volcánica	Fm El Cujano		Mb de Areniscas de Hato Mayor	Coniaciense
Conglomerado de rocas ultrabásicas	Mb Loma La Vega	Mb de Volcan. de Loma La Vega	Mb de Conglom. de El Cujano		
				(Unidad del Oro)	(Unidad del Seibo)
Fm de Calizas de Hatillo					Albiense

Figura 6: Nomenclatura estratigrafica usada por distintos autores para describir la sucesion del Cretacico Superior de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. et al, 2007).

La biostratigrafía del Cretácico Superior utiliza foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos. Debido a la restricción batimétrica, los rudistas aparecen y son útiles únicamente al final del Cretácico. El piso Cenomaniano no se ha podido separar del Albiano. El Turoniano Inferior-Medio está representado por la zona de *Helveto-globotruncana helvética*, reconocida por Bourdon L. (1985) en una muestra de turbiditas calcáreas del tramo inferior de la Fm Río Chavón, aunque se trata con seguridad de fósiles resedimentados que yacen sobre depósitos asignados al Coniaciano por el mismo autor. Es el caso de los ammonites del Coniaciano inferior de la sub familia de los Peroniceratinae recogidos en capas de calizas intercaladas entre el Mb El Cujano (Bourdon L. et al, 1983; 1984; Bourdon L.,1985). La atribucion al Coniaciano propuesta por Bourdon para el Mb Arroyo La Yabana se basa en una asociacion de radiolarios cuestionable que mezcla formas del Cretacio Superior. El estudio de foraminíferos plantónicos y radiolarios recogidos en sucesión vertical en la Hoja de El Seibo permite asignar al Santoniano los niveles suprayacentes al Mb de Volcanitas de Loma La Vega y acotar el límite Santoniano-Campaniano próximo a la base de la Fm Río Chavón (Monthel J., 2004). El Maastrichtiano se ha reconocido por fauna bentónica de sulcoperculinas y orbitoideos en la Fm Loma de

Anglada (Bourdon L., 1985; García Senz J., 2004, Serra-Kiel J. *et al*, 2007) y por rudistas de la asociación *Titanosarcólites* (Pons J.M. *et al*, 2005). El Maastrichtiano superior se ha reconocido en la Fm Rio Chavón por foraminíferos planctónicos de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (García Senz J. *et al*, 2007).

La sección estratigráfica está dominada por detríticos volcánicos. El volumen de detríticos de origen sedimentario es insignificante en unidades situadas bajo las radiolaritas del Miembro Arroyo La Yabana, pero se incrementa en rocas más recientes provenientes de una plataforma de carbonatos. Los foraminíferos planctónicos, radiolarios y ammonoideos presentes en la sección del Cretácico Superior indican un ambiente de mar profundo, con excepción de la Formación Loma de Anglada que termina el ciclo deposicional. Las estructuras sedimentarias son características de transporte por gravedad, ya sea por corrientes turbidíticas o por flujos en masa en abanicos submarinos. La escasez de datos de paleocorrientes y la dificultad de ordenar las variaciones de tamaño de grano en términos de proximal a distal impiden por el momento la reconstrucción de los sistemas deposicionales.

Se considera que el contexto tectónico y deposicional del sedimento del Cretácico Superior es una cuenca de antearco desarrollada sobre el arco volcánico de la Formación Los Ranchos (Bourdon L., 1985; Mann P. *et al.*, 1991 y otros autores) y rellena por detríticos procedentes del arco volcánico y de un basamento metamórfico comparable al que actualmente existe en la Península de Samaná.

2.2.1 Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano-paralelas (4). Coniaciano-Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el corte La Jagua-Los Cacaos descrito por Bourdon (1985) en la Hoja de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04645;Y: 20790) situada en el centro de la Cordillera. Hay que remarcar, no obstante, que este corte representa únicamente a los primeros 200 metros del total de 4,3 km de espesor de la formación. La base es un contacto litológico brusco y discordante a escala cartográfica, que superpone areniscas de granos volcánicos y calcareos sobre calizas con rudistas o con nodulos de sílex de la Fm Hatillo, o sobre rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos. El techo de la formación se ha definido como la última capa de areniscas bajo las sílexitas de la Fm Arroyo La Yabana (García-Senz J. *et al*, 2007).

La Fm Las Guayabas se compone de una sucesión monótona de areniscas y areniscas feldespáticas de color oscuro y pelitas dispuestas en capas regulares plano-paralelas centimétricas a métricas limitadas por superficies bien marcadas. Es frecuente la laminación paralela de decantación, menos frecuente la secuencia de Bouma incompleta con granoclasificación y laminación ripple y relativamente raras las barras, flutes, las estructuras de carga y la bioturbación. La parte inferior de la formación presenta pliegues de slump, fallas extensivas sinsedimentarias, un olistón métrico de calizas de la Fm Hatillo y coladas de cantos y bloques entre 10-30 cm de diámetro, máxima 100 cm, de rocas volcánicas porfídicas equivalentes en facies, y posiblemente en edad, al Mb el Cujano. La parte inferior de la formación intercala adicionalmente lutitas silíceas, tobas y calizas pelágicas.

La parte media-alta de la formación por encima de las lavas del Mb Loma La Vega se caracteriza por un incremento del espesor de los cuerpos areniscosos intercalados entre facies finas y por la presencia de conglomerados y brechas en cuerpos laxos de gran continuidad lateral. Se interpretan como lobullos de turbiditas densas que provienen de un área fuente rica en arena y cantos, del tipo abanico deltaico colgado sobre el talud.

Las características petrográficas de las areniscas indican una composición homogénea, rica en fragmentos líticos, feldespato y filosilicatos. La compactación ha producido una pseudomatriz que incrementa relativamente la proporción de cuarzo, que no obstante permanece muy baja. De acuerdo con la clasificación de Folk se trata de areniscas líticas y feldespátolíticas, con el predominio de fragmentos de rocas volcánicas (basaltos y otras rocas volcánicas indiferenciadas) y cantidades menores, aunque significativas, de fragmentos metamórficos y sedimentarios. Estos últimos son principalmente de sílexita y caliza. Destaca la presencia constante, aunque en baja proporción, de olivino y augita como detriticos de rocas básicas a ultrabásicas. En conclusión, la petrografía de las areniscas y de los clastos sugiere que se está erosionando el arco magmático y su sustrato metamórfico así como fragmentos emplazados del manto peridotítico.

La Formación Las Guayabas contiene globotruncanidos, heterohelicidos y radiolarios, frecuentemente recristalizados o silicificados. Bourdon (1985) cita en su base un canto retrabajado con *Favusella* (*Hedbergella*) *washitensis* con un rango entre el Albiano Inferior y el Cenomaniano. La edad de la base de la formación ha de ser más moderna que este canto retrabajado y se sitúa por conveniencia en el Cenomaniano. Asimismo, una muestra situada pocos metros sobre el techo del Mb de volcánicos de Loma La Vega ha proporcionado

Globigerinelloides sp., *Globotruncanita stuarti*, *Marginotruncana pseudolinneiana* y *Marginotruncana* cf. *undulata*, atribuible al Santoniano.

Las facies clásicas de la Fm Las Guayabas han sido reconocidas en el cuadrante SO de la Hoja. Además de las características descritas previamente, hay que mencionar la existencia de una esquistosidad que afecta a la totalidad de la zona de afloramiento. La esquistosidad se desarrolla particularmente en los niveles pelíticos donde se induce una estructura en lápices muy característica.



Foto 13: Afl. 74JM9544. Turbiditas pelítico-limosas de la Fm Las Guayabas. Destaca la sucesión de secuencias de potencia centimétrica y el clivaje aproximadamente perpendicular a la estratificación.

2.2.2 Fm Las Guayabas. Intercalaciones de silexitas (5). Coniaciano-Santoniano. K₂.

Con esta denominación se cartografió un lentejón discontinuo y muy microplegado de silexitas negras finamente laminadas, formando capas centimétricas, observados en la cantera cerca de la escuela de El Cerro. Facies similares, en posición estratigráfica idéntica pero de potencia superior a 400 m, han sido descritos en la Hoja de Rincón Chavón (García-Senz J., 2004).

2.2.3 Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Conglomerados poligenicos, brechas y areniscas gruesas (6). Coniaciano-Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Garcia-Senz J. *et al* (2007) es una cantera de aridos proxima al pueblo de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04754; Y: 20727). La base de la unidad forma en Hato Mayor una alineacion de lomas inclinadas unos 30° hacia el sur, con rumba SE-NO, en oblicuidad con las capas infrayacentes de rumba media E-O y frecuentes cambios de orientacion. El patron cartografico sugiere que la base del Mb Hato Mayor es una discordancia de bajo angulo sobre las areniscas de la Fm Las Guayabas, que en algunas localidades coincide aproximadamente con bandas de cizalla subparalelas a la estratificacion. Las areas de mayor espesor se localizan al sureste de Hato Mayor (1400 m) y en la linea de lomas elevadas que se extiende desde el pueblo de Las Lisas hacia el Sur (1450 m). Tipicamente consiste en una mezcla mal clasificada (raramente con granoclasificacion o estratificacion cruzada) de arenisca gruesa, grava angulosa y brechas centimétricas que puede incluir cantos blandos de lutita deformada dispuestas en capas gruesas amalgamadas separadas par bases incisas suaves. Los clastos son de rocas efusivas: basalto y lavas con textura microlitica a porfidica; de rocas intrusivas granudas: dolerita, gabro con olivino, granodiorita, y de rocas sedimentarias: silexita de radiolarios, micrita silicificada con foraminiferos planctonicos, calizas micriticas oscuras. La matriz esta constituida par granos angulosos y fragmentos monocristalinos de feldespatos (sobre todo de plagioclasas, los alcalinos son muy escasos), cristales de piroxeno, olivino y clorita, siendo el cuarzo poco frecuente y la magnetita rara. El cemento es microcristalino, silicatado a filosilicatado. Se interpretan como depositos de corrientes de turbidez de alta densidad en las partes proximales de los lobulos de abanicos submarinos provenientes de un sustrato volcanico e intrusivo y en menor medida de una plataforma de carbonatos.

El Mb Hato Mayor contiene *Globotruncana* sp., *Planoglobulina* sp., *Sigalia* sp. y *Ventilabrella* (Monthel J., 2004), lo que sugiere un rango de edad entre el Santoniano y el Campaniano Inferior.

A escala de la Hoja de El Salado, estas litofacies constituyen las colinas que dominan el pueblo de El Cerro, en particular aquellas sobre las que se han edificado diversas antenas de telefonía (Loma Hilo Lango). Tal como ocurre en la región de Hato Mayor, se componen de depósitos en lentejones de varios centenares de metros a kilómetros, con rápidas variaciones de facies y potencia.

El examen microscópico de la muestra 74JM9497 indica la existencia de una muy abundante litofase compuesta principalmente de derrubios de roca volcánica con cristales de olivino, clastos de plagioclasa, raros extraclastos de caliza recristalizada, de calizas silicificadas y de chert. Ningún microfósil ha sido observado. Están compuestas típicamente por una arenisca feldespática de origen turbidítico.



Foto 14: Afl. 74JM9544. Lentejón de conglomerado poligénico con bloques y cantos de limonita y granitoide. Destaca el clivaje que afecta la matriz y los clastos del conglomerado.

2.2.4 Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (7). Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el Arroyo La Yabana situado en la Hoja de Rincon Chavón (UTM, X: 05020;Y: 20735) en el Este de la Cordillera. Si bien en su definición original incluye horizontes de silexita y tobas y se le considera un Mb de la Fm Las Guayabas. En la revisión del trabajo de Garcia-Senz J. *et al*, 2007, se propone ceirir la definición únicamente al horizonte de silexita, que constituye un nivel guía de litología homogénea y límites precisos y su rango se ha elevado a formación. Esta última decisión se justifica por la dificultad de establecer una relación genética con las formaciones encajantes. Aflora en la mitad oriental de la Cordillera con un espesor entre 425 y 50 m, frecuentemente agrupado alrededor de 200 metros. Donde su buzamiento es elevado forma alineaciones resistentes de lomas separando las areniscas finas y lutitas de la Fm Las Guayabas (a muro) y del Mb Las Auyamas (a techo).

Consiste en capas centimétricas de sílice autigénica laminada de coloración gris en sección fresca y pardo por alteración, separadas por juntas de limo. La superficie de las capas puede ser plana, ondulada por marcas de corriente sugiriendo resedimentación, o en caja de huevos por marcas de carga. En lamina delgada se aprecian abundantes esqueletos de radiolarios recristalizados, partidos o compactados, en su mayoría de espumellarios. Se interpreta como un depósito pelágico depositado cerca o bajo el CCD (Carbonate Compensation Depth), a una profundidad menor (<3,5 km) que el CCD postulado en el Santoniano para el Océano Atlántico (Van Andel, 1975).

Bourdon (1985) ha determinado la siguiente asociación de radiolarios recogida cerca de Miches: *Acaeniotyle* sp., *Alievum superbum*, *Archaeospongoprunum andersoni* ?, *A. bipartitum*, *A. cortinaensis*, *A. vascoensis*, *Artostrobium urna*, *Clathropyrgus* sp., *Crucella* sp. cf. *Irwini*, *C. plana*, *C. Messinae* ?, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoaulophacus riedeli* ?, *Thanarla elegantissima* ? y *Torquata formosa*, que atribuye al Coniaciano. Sin embargo, considerando las escalas biostratigráficas actuales, se detecta que coexisten formas del Albo-Cenomanio, del Coniaciano Superior-Santoniano y del Campaniano; por lo tanto el diagnóstico de Bourdon debería ser revisado. De acuerdo con la edad obtenida en las rocas encajantes, la edad de la unidad es Santoniano.

A escala de la Hoja El Salado, el nivel de silexitas constituye un excelente nivel que se sigue desde el S-SO del mapa, en el cauce del río Guanaba, hasta el O-SO, en el arroyo Plátano, al O de Cambelen. La potencia de este nivel es de 250-300 m. Por otro lado, el horizonte de silexitas está intensamente micro-plegado, y es muy probable que el muro corresponda a un nivel general de deslizamiento, como había sido previsto en la cartografía de la Hoja El Seibo (Monthel J., 2004). Los residuos de lavado de una intercalación de pelitas laminadas (muestra 74JM9550) han revelado la existencia de moldes internos de radiolarios spumellaria y de espículas de esponjas silíceas, pero sin valor bioestratigráfico.



Foto 15: Afl. 74JM9550. Afloramiento característico de silexitas de Arroyo La Yabana. Destacan las laminaciones y las superficies de cada banco, los cuales son perfectamente planos u ondulados por las estructuras de carga.

2.2.5 Fm Río Chavón. Mb de Las Auyamas. Areniscas, siltitas y lutitas carbonatadas (8). Santoniano - Maastrichtiano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Garcia-Senz J. *et al* (2007) se sitúa en la Hoja de Rincon Chavón (UTM, X: 05168;Y: 20733) en el Este de la Cordillera. Su base es un contacto neto que superpone lutitas y areniscas con matriz de carbonata de color gris azulado, ocre por alteración, sobre las silexitas del Mb Arroyo La Yabana; el techo es transicional a la Fm Río

Chavón y se localiza bajo los primeros niveles de calcarenitas y micritas que forman una sucesión continua. Aflora en la mitad oriental de la Cordillera con un espesor que oscila entre 300 m en su localidad tipo, a 700 m al sur del pueblo de El Seibo, aunque más comúnmente se aproxima a 500 metros.

Se compone de una alternancia de capas delgadas de pelitas laminadas, areniscas finas con matriz de carbonato, capas de biomicrita y esporádicas grauwacas sin organización. En lamina delgada se aprecia granoclasificación y laminación paralela en los fragmentos de feldespatos presentes en las pelitas, y laminación y granoclasificación localmente distorsionadas por microslumps en las micritas. Los fósiles son esqueletos de radiolarios, espiculas de esponja silicea epigenizadas a calcita y foraminíferos planctónicos. En el nordeste de la cordillera presenta estructuras características de turbiditas como flute casts, marcas de carga, laminación ripple y convolucionada, además de clastos de caliza con foraminíferos bentónicos y metazoarios del intervalo Campaniano Superior-Maastrichtiano. El Mb Las Auyamas se interpreta como depósitos distales de un sistema de talud de carbonatos con mezcla de arena y limo de procedencia volcánica.

Los foraminíferos planctónicos indican una edad Santoniano Superior-Maastrichtiano.

A escala de la Hoja de El Salado, el Mb de Las Auyamas tiene una potencia alrededor de 500-600 m. En el terreno, el muro es claramente identificado y se ha determinado exactamente sobre las últimas bandas de radiolaritas negras que caracterizan el Mb de Arroyo La Yabana subyacente. Por el contrario, el techo es más difícil de determinar ya que pasa progresivamente a la Fm Río Chavón suprayacente. En las zonas donde ha sido bien observada la transición, en la cabecera de los ríos Yonu y Anamuya en el límite Oeste de la Hoja, ha sido fijado el límite superior en los últimos bancos de arenisca feldespática gruesa. En efecto, en la parte superior de Mb Auyamas, se localizan bancos métricos, negros a beige-anaranjados, de arenitas muy feldespáticas que tienen la particularidad de efervescer con ácido clorhídrico diluido, debido generando un fuerte olor a H₂S, sin lugar a dudas debido a una matriz parcialmente dolomitizada.

En microscopio, la litofacies gruesa (74JM9265) está constituido mayoritariamente por fragmentos de feldespato, extraclastos de lavas básicas y de algunos derrubios de ferromagnesianos; vinculados a una grauwaca. Los bioclastos presentes están particularmente silicificados (debris de bivalvos y equínidos).

Algunos bancos areniscosos se intercalan en un conjunto muy bandeado, constituido por las alternancias rítmicas y repetitivas de pequeños bancos centimétricos de limo-pelitas carbonatadas muy negras, ricas en materia orgánica y cristales de piritita diseminada, y de arenisca gris fina, con convolutes y láminas.

El examen microscópico de la litofacies 74JM9204 muestra que se trata de una biomicrita arcillosa particularmente silicificada. La estructura es microlítica, con llamativas estructuras de compactación diferencial y de micro-plegues volcados. La textura es mudstone a wackestone según la lámina. Los foraminíferos planctónicos están muy mal conservados en forma de moldes internos piríticos difícilmente identificables en luz reflejada: *Globotruncanita stuarti* (de LAPPARENT) o *Globotruncana orientalis* (EL NAGGAR). Están asociados a numerosas conchas de radiolarios (spumellaria y nassellaria) y de pequeños fragmentos de equínidos. Un intervalo estratigráfico Campaniano-Maastrichtiano ha sido determinado para esta muestra.



Foto 16: Afl. 74JM9206. Bancos de arenisca feldespática de grano grueso de techo del Mb Las Auyamas.

2.2.6 Fm Río Chavón. Alternancia de siltitas y lutitas carbonatadas negras con intercalaciones de calizas (9). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es la seccion de la Loma El Peñon, de 700 m de espesor, situada en una pista forestal en la Hoja de Rincon Chavón (UTM, X: 05051;Y: 20694) en el Este de la Cordillera. Existe una cierta confusion entre esta localidad y la posicion del corte original de Bourdon (1985) localizado en el cauce del Río Chavón. La base es un contacto transicional que superpone series continuas de calcarenitas y micritas sobre lutitas y areniscas con granos de carbonato del Mb Las Auyamas; el techo son las calizas arenosas y areniscas rojizas de la Fm Loma de Anglada.

Consiste en una sucesion ritmica de capas delgadas tabulares de calcarenitas con silicificaciones, que pueden incluir calciruditas con clastos de 10 cm de diametro maximo, restos de rudistas y equinidos y granos de arena gruesa y microconglomerado de rocas volcanicas. Las calciruditas presentan bases incisas, granociasificacion, laminacion paralela y ripple. En las cercanias de El Seibo, la parte superior de la formacion es una ritmita hemipelagica con foraminiferos planctonicos y radiolarios formada por capas regulares de biomicrita laminada separadas por marga, como queda caracterizado en el corte de la trinchera del ferrocarril (UTM 497453, 2065362) (Monthel J., 2004, Garcia-Senz J. *et al*, 2007):

- 30-40 m de bancos regulares (cm/dm) de calcarenita entre silto-pelitas y areniscas de granos volcanicos. Es un término de transicion entre el Mb Las Auyamas y los niveles detriticos carbonatados caracteristicos de la Fm Río Chavón.
- 80 m no observables.
- 40 m de calcarenitas (biolitarenitas, biolitoesparitas de textura packstone, algunas bases de capas incluyen clastos del tamaño rudita) con granos de cuarzo y de feldespato, extraclastos de caliza micritica, escasos cristales de glauconita y fauna de foraminiferos planctonicos y bentonicos, fragmentos de equinidos, lamelibranquios, gasteropodos y briozoarios. Las calcarenitas alternan con micritas en bancos de 0,1 a 1,2 m de potencia. La estratificacion es irregular, con variaciones de espesor interpretadas como canalizaciones y slumps.

- 100 -120 m no observables.
- 45 m de biomicritas arcillosas laminadas (wackestones) gris-amarillas localmente silicificadas y dispuestas en bancos regulares planoparalelos de 0,1 a >1 m de espesor separados por juntas de marga. Contienen foraminíferos planctónicos, radiolarios y espiculas de esponja silícea.

Los afloramientos nororientales de la Cordillera contienen comparativamente un volumen mayor de biomicritas laminadas y de pelitas de origen volcánico con feldespatos, piroxeno y magnetita; mientras que las litarenitas y calcarenitas con carbonatos someros retrabajados son menos frecuentes que en el sur. Bourdon (1985) y Lebron y Mann (1991) denominan a esta facies *flysch calcaire de La Mina* y Fm La Mina respectivamente. Las calcarenitas y calciruditas de la Fm Río Chavón se interpretan depositadas por corrientes de turbidez en la zona distal de un talud de carbonatos que recibe terrígenos volcánicos de áreas fuente costeras. Su relevo en vertical por calizas hemipelágicas en el área de El Seibo indica una retrogradación del talud. Bourdon (1985) cita en la sección tipo del río Chavón fauna del Turoniano y del Coniaciano - Santoniano, que en este trabajo se considera resedimentada en las turbiditas.

La edad de la Fm Río Chavón se atribuye al Campaniano - Maastrichtiano superior por la presencia de *Abathomphalus mayaoensis*, *Contusotruncana* sp., *Globotruncana bullioides*, *G. irca*, *G. af. lapparenti*, *G. linneiana*, *G. af. gr. stuarti*, *G. (Globotruncanita) af. stuartiformis*, *G. (Globotruncanita) gr. stuartiformis*, *G. (Rosita) af. fornicata*, *G. af. ventricosa*, *G. ventricosa*, *Globigerinoides* sp., *Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix af. globulosa*, *Pseudoguembelina costulata*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Rugoglobigerina* sp. . La fauna de diferentes edades resedimentada en el flysh de la Mina (Bourdon, 1985), incluye *Sulcoperculina globosa* y *S. vermunti*, formas también presentes en la Fm Loma de Anglada.

En las Hojas de El Salado y La Vacama, la Fm Río Chavón se corresponde con un potente conjunto monótono de turbiditas silici-clásticas con cemento carbonatado. La potencia está comprendida entre 1300-1500 m. La formación está constituida por una sucesión de alternancias centimétricas a decimétricas compuesta por areniscas finas y limolitas negras con fractura astillosa de pelitas silíceas, oscuras, fabrica pizarrosa y de calizas silíceas negras con pátina gris azulada. La efervescencia con HCl diluido es común, pero a

diferencia a lo que hemos observado anteriormente las Hojas de El Seibo y Rincón Chavón, carece de verdaderas capas o niveles individualizados de calizas. Las litofacies son más profundas, más ricas en sedimentos pelágicos finos.

La repartición de las diferentes litofacies es secuencial: algunos niveles están limitados por superficies de capa netas y paralelas. Las areniscas finas y las limolitas se corresponden a niveles granoclasificados, de grano fino a muy fino. Es común el desarrollo de láminas paralelas y convolutas típicos de la secuencia de Bouma. Los pliegues “slump”, de escala decimétrica a varios centenares de metros, son abundantes, al igual que las microfracturas sin-sedimentarias y, en general, todos los aspectos que se generan durante sedimentación en medio inestable. Las marcas de bioturbación en los niveles carbonatados son abundantes en la forma de fragmentos negruzcos, visibles en fractura fresca.



Foto 17: Afl. 74JM9677. Facies turbidítica característica de la Fm Río Chavón. Los bancos duros, gris oscuro, en relieve neto se corresponden a areniscas finas y limolitas carbonatadas. Las capas gris claro, finas, se corresponden con calizas silíceas. Las capas más sensibles a la alteración se corresponden con pelitas silíceas.



Foto 18: Afl. 74JM9003. Detalle de un bloque de limonita carbonatada, bandeada, de la Fm Río Chavón. Cada banda de potencia centimétrica a decimétrica, se corresponde a una secuencia de granoclasificación, limo-areniscosa a muro, pelítico-limosa y negra a techo.

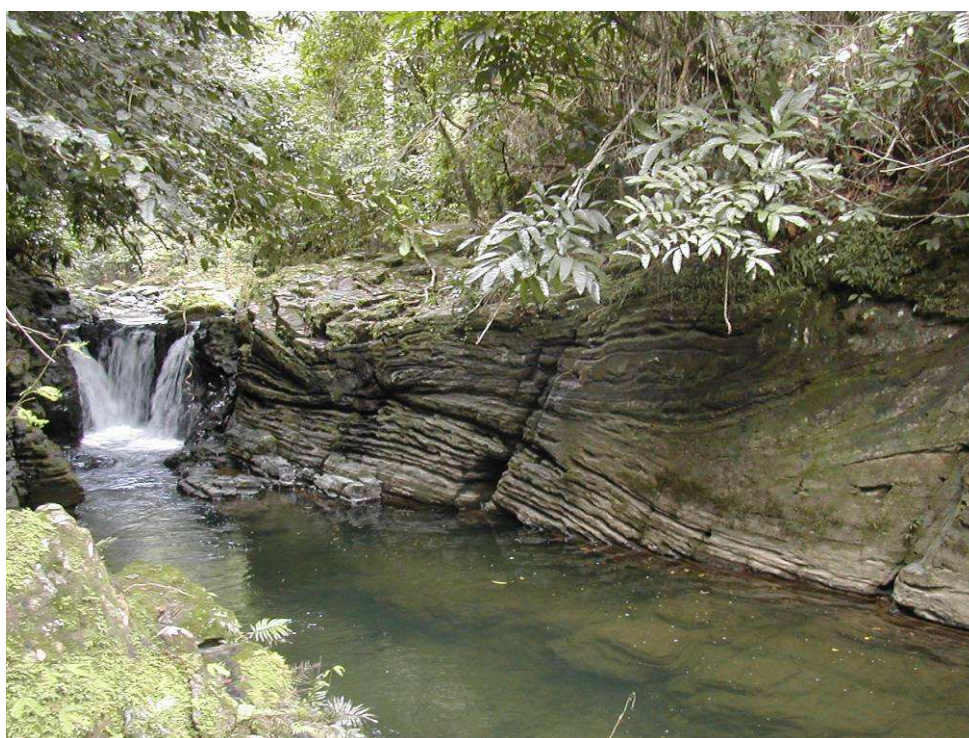


Foto 19: Afl. 74JM9241. Pliegue “slump” de varios metros en las alternancias limosas de la Fm Río Chavón.



Foto 20: Afl. 74JM9160. Detalle de micro-fracturas sin-sedimentarias afectando a limolitas de la Fm Río Chavón. Las bandas verde-amarillentas son de limolitas laminadas, las bandas grises son más carbonatadas y compuestas por marcas de bioturbación.

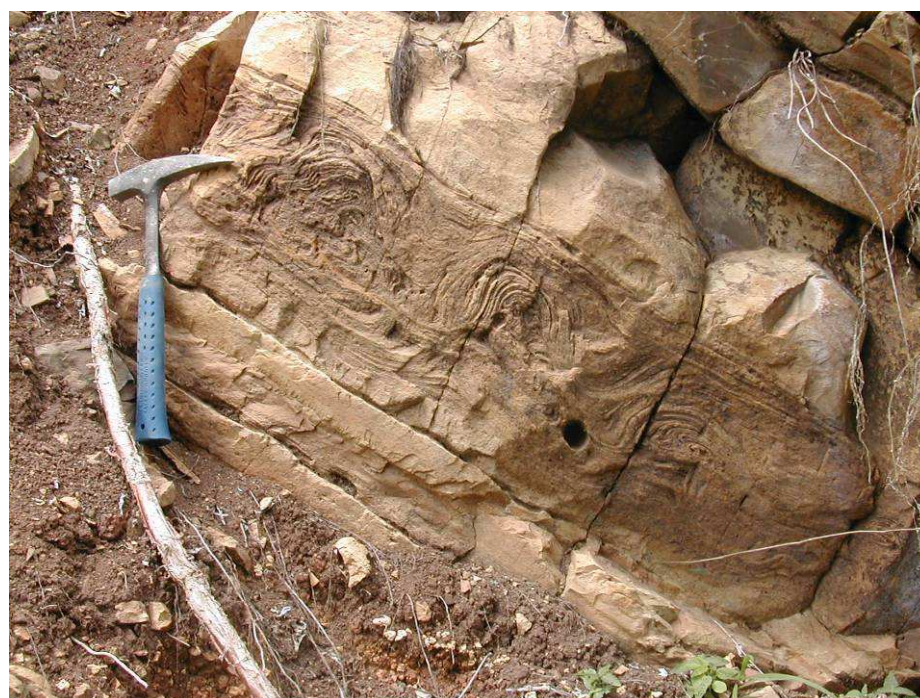


Foto 21: Afl. 74JM9621. Detalle de un banco arenoso con laminación convolutada en la Fm Río Chavón.

La lista de foraminíferos planctónicos reconocidos en las muestras de biomicrita de la Fm Río Chavón, en las Hojas de El Salado (74JM9196, 9461 y 9591) y La Vacama (61JM9053 y 9105), puede consultarse en la Tabla 1.

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	9196	9461	9591	9053	9105
<i>Abathomphalus mayaroensis</i> (BOLL)					
<i>Archaeoglobigerina</i> sp.	?				
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (d'ORBIGNY)					
<i>Globotruncana</i> sp.					
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)					
<i>Globotruncana cf. bulloides</i> VOGLER					
<i>Globotruncana linneiana</i> (d'ORBIGNY)					
<i>Globotruncana stuarti</i> (de LAPPARENT)		?			
<i>Globotruncanella havanensis</i> (VOORWIJK)					
<i>Globotruncanita cf. elevata</i> (BROTZEN)		?			
<i>Globotruncanita conica</i> (WHITE)					
<i>Globotruncanita stuartiformis</i> (DALBIEZ)					
<i>Guembelitra</i> sp.					
<i>Heterohelix</i> sp.					
<i>Heterohelix globulosa</i> (EHRENBERG)					
<i>Heterohelix reussi</i> (CUSHMAN)					
<i>Heterohelix striata</i> (EHRENBERG)					
<i>Kuglerina rotundata</i> (BRÖNNIMANN)					
<i>Laeviheterohelix</i> sp.					
<i>Macroglobigerinelloides</i> sp.					
<i>Macroglobigerinelloides prairiehillensis</i> (PESSAGNO)					
<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> PESSAGNO					
<i>Muricohedbergella</i> sp.					
<i>Muricohedbergella holmdelensis</i> (OLSSON)					
<i>Muricohedbergella monmouthensis</i> OLSSON					
<i>Planoglobulina acervulinoides</i> (EGGER)					
<i>Pseudoguembelina</i> sp.					
<i>Pseudotextularia</i> sp.					
<i>Pseudotextularia elegans</i> (RZEHA)					
<i>Racemiguembelina fructicosa</i> (EGGER)					
<i>Radotruncana calcarata</i> (CUSHMAN)					
<i>Rugoglobigerina cf. pennyi</i> (BRÖNNIMANN)					
<i>Rugoglobigerina cf. rugosa</i> (PLUMMER)					
<i>Rugotruncana subcircumnodifer</i> (GANDOLFI)	?				
<i>Ventilabrella</i> sp.	?				

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Río Chavón de las Hojas El Salado y La Vacama.

En base a las asociaciones, ciertas muestras pueden ser datadas en:

- Muestra 74JM9196: Maastrichtiano superior no terminal, con la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, intervalo -68,4 a -65,8 Ma.
- Muestras 74JM9461 y 74JM9591: Santoniano no basal a Campaniano medio no superior, intervalo -85 a -78 Ma.

- Muestras 61JM9053 y 61JM9105: Campaniano superior, zona de *Radotruncana calcarata*, intervalo muy corto entre -75,4 y 76,1 Ma.

Globalmente, para el conjunto de la Fm Río Chavón presente en las Hojas de El Salado y La Vacama, las asociaciones de microfauna observadas en las muestras, conducen a establecer una edad Campaniano - Maastrichtiano Superior no terminal.

2.2.7 Fm Río Chavón. Capas de limolitas ultrasilicificadas tipo chert (10). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.

Está compuesta por unas facies particulares, muy localizadas, reconocido en la parte de muro del arroyo El Brazo, cerca de la confluencia con el río Yonu. Numerosas barras de 5-10 m de potencia, de limonita beige rojiza, tipo chert, ocasionan cascadas en el cauce de los arroyos. Las facies son similares a limolitas finamente laminadas de la Fm Río Chavón, pero están intensamente silicificadas asemejándose a un chert o un silex. Se trata probablemente de una silicificación tardía, ocasionada por metamorfismo de contacto o relacionado con numerosas fallas NO-SE comunes en el sector.



Foto 22: Afl. 74JM9220. Detalle de las limolitas tipo chert rosado del arroyo El Brazo. La silicificación ha preservado el bandeado y las láminas de la facies original; por el contrario ha inducido una fábrica en bloques y astillas angulares.

2.2.8 Fm de Loma Anglada. Mb El Bono. Alternancia de lutitas margosas y areniscas carbonatadas en capas finas (11). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.

La Fm de Loma de Anglada es muy variable litológicamente por tratarse de sedimentos procedente de una plataforma carbonatada y de los sedimentos procedentes de la rotura de la plataforma y su transición a sedimentos más pelágicos.

La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es el corte del río Mana de Bourdon (1985), en la cuesta de la Loma de Anglada (Hoja de Rincón Chavón, UTM: X: 05 203;Y: 20 662). Desafortunadamente, la sucesión nunca es completa porque la base y el techo de la unidad están cortados por fallas (García-Senz, 2004), estimándose un espesor de 450 m con los siguientes tramos litológicos:

- (1) Yacente, superficie de cabalgamiento sobre el Eoceno.
- (2) Litarenitas de granos volcánicos en capas delgadas.
- (3) Calcarenitas limosas que gradan en vertical a calizas bioclásticas con estratificación ondulada y cruzada, con foraminíferos bentónicos, algas melobesias, equinodermos, corales y niveles de ostreidos.
- (4) Calizas arenosas microconglomeráticas de elementos volcánicos y fauna similar a (2).
- (5) Areniscas en bancos delgados ricas en elementos volcánicos, que hacia el techo forman la base de dos ciclos somerizantes que terminan cada uno en calizas biostromales de rudistas.
- (6) Techo, superficie de cabalgamiento bajo el Mb de Hato Mayor.

La denominación del Miembro El Bono se propone en este trabajo para definir las litofacies pelítico-areniscosas que afloran en los taludes de la carretera cercana del pueblo de El Bono (74JM9007). Además, numerosos afloramientos significativos han sido reconocidos cerca del cruce de la carretera de Higüey-Miches con el río Anamuya (74JM9594 y 9595) y

en la parte media del río Maimón (74JM9668). Esta unidad se corresponde a turbiditas pelítico-areniscosas en bandas granoclasificadas planas y paralelas, generalmente finos a medios, de grano fino. Globalmente, la relación arenisca/pelita-margosa es muy inferior a la unidad. Generalmente, se trata de alternancias de bancos centimétricos a métricos de margas limosas gris oscuro a marrón separados por bancos centimétricos de arenisca arcillosa y carbonatada fina, con tintes marrones. Los niveles areniscosos son a veces laminados. Bajo el efecto de la alteración, los bancos pelítico-margosos se fracturan en esquirlas centimétricas de color marrón-kaki. Cada conjunto de arenisca y pelita-margosa limosa se corresponde a una secuencia de granoclasificación; en efecto el contacto de muro de la arenisca es neto frente al paso de arenisca a margas es progresivo, por aumento de la fracción arcillosa y desaparición de las arenitas.

El muro de este miembro está marcado en base de bancos decimétricos a métricos de arenisca feldespática gruesa, de tipo grauvaca, con fábrica de alteración en bolos. La alteración, confiere un color marrón anaranjado a las areniscas. Esta litofacies marca un cambio neto en las alternancias de limolitas carbonatadas finas y bandeadas de la Fm Río Chavón subyacente. La parte superior de la unidad está dominada por pelitas y micritas arcillosas grises, con fábrica hojosa, incluso una estructura en lápices por la conjunción de la estratificación y esquistosidad. La potencia de la unidad es al menos de 600 m.

La litofacies fina, pelítica, resultó azoica en las 2 muestras tomadas en la Hoja de El Salado (74JM9007 y JM9645). Una muestra de limonita microlítica tomada en la Hoja La Vacama (61JM9176) ha revelado la presencia de pequeños especímenes de foraminíferos planctónicos difícilmente identificables: *Globotruncanella* sp., *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Gansserina* ? sp.. Esta asociación permite atribuir una edad comprendida en el intervalo Campaniano superior – Maastrichtiano no superior en la muestra y, por tanto, en la unidad.

En el levantamiento de la Hoja Las Lisas (Monthel J., 2004), el Miembro El Bonao no ha sido individualizado de la Fm Río Chavón. Está, sin embargo, presente como facies clástica de turbiditas con dominancia de margo-calizas, en particular en el núcleo del sinclinal de El Barrero, en la esquina SE de la Hoja; estructura que se prolonga hacia el SE en las Hojas de La Vacama y El Salado.

Por sus facies (dominancia de micrita arcillosa con limos cuarcíferos), la organización de estratos y microfauna, el Mb El Bonao indica una sedimentación pelágica en mar abierto (parte distal de una plataforma externa, paso a cuenca).



Foto 23: Afl. 74JM9283. Litofacies característica del Mb El Bonao, con predominancia de niveles pelíticos-margosos y una estratificación regular, plana y paralela.

2.2.9 Fm de Loma Anglada. Mb El Bonao. Niveles de tipo volcano-sedimentario (12). Campaniano - Maastrichtiano. K₂ .

En el Mb El Bonao, se ha querido individualizar un nivel lenticular de tipo volcano-sedimentario, interestratificado en las turbiditas pelítico-areniscosas. El nivel ha sido identificado en diferentes puntos a lo largo del camino que une Las Guamas a Hicoteo (74JM9371), además de en la cabecera de arroyo Rico (74JM9661).

Está compuesto por una roca de color beige anaranjado con micro-fragmentos milimétricos, en astillas, en una matriz limo-areniscosa. A primera vista, las facies se asemejan a una roca volcánica ácida. El examen microscópico (74JM9661) revela la existencia de fragmentos de rocas volcánicas afaníticas, plagioclasa y cuarzo, y agregados de vidrio

elongados y deformados, aplastados, que podrían ser fiames. La roca fue clasificada como de toba vítrea-lítica de grano fino, ácida. Destaca la presencia de rellenos ovoides de calcita, que pueden ser restos tanto de fragmentos de roca o vidrio completamente reemplazados por calcita, o vesículas, o restos de foraminíferos planctónicos. Del mismo modo, podría tratarse de una epiclastita, rica en fragmentos volcánicos resedimentados y posteriormente silicificados por metamorfismo de contacto.

2.3 EL PLIOCENO-PLEISTOCENO

2.3.1 Generalidades

Los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno pertenecen a las amplias plataformas carbonatadas que se extienden en los dos flancos de la Cordillera Oriental. Al Norte, en la región de Los Haitises, la plataforma, que llega a confundirse con los relieves de la Cordillera, se encuentra afectada por un espectacular karst tropical maduro; aparece inclinada hacia el Norte, de manera que desciende desde cotas superiores a los 300 m hasta el nivel del mar en la Bahía de Samaná. Al Sur, en la Llanura Costera del Caribe, se conserva mucho mejor el carácter de plataforma, contrastando sensiblemente con los relieves de la Cordillera; su descenso hacia el Sur se produce escalonadamente desde cotas cercanas a 100 m hasta alcanzar el litoral del Caribe.

Pese al indudable atractivo que ofrece la región de Los Haitises como dominio geológico peculiar, especialmente por el desarrollo de un extraordinaria karst tropical maduro, son escasos los trabajos elaborados sobre ella y en la mayoría de los casos están relacionados con la minería del ámbar. La razón principal es su inaccesibilidad, derivada de la presencia de una exuberante vegetación tropical desarrollada sobre un típico relieve en “caja de huevos” integrado por infinidad de montículos (hums o haitises) entre los que se distribuye una densa red de depresiones (dolinas y uvalas), en ocasiones con desniveles superiores a 200 m. Dichos trabajos aluden a la estratigrafía de las tradicionales calizas de Los Haitises de forma marginal, bien por tratarse de trabajos de índole regional o bien porque abordan específicamente la minería del ámbar, centrada en el perímetro de la región.

De entre los trabajos que describen la estratigrafía de la región de Los Haitises, cabe destacar el de Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980), relativo al ámbar, en el que se describen cuatro unidades superpuestas, de muro a techo: conglomerado basal, Fm Yanigua (que

alberga el ámbar), caliza de Cevicos y caliza de Los Haitises. Iturralde Vinent M.A. (2001), en un nuevo estudio sobre la geología del ámbar en el ámbito caribeño, considera que el conglomerado basal constituye en realidad intercalaciones dentro de la Fm Yanigua, sugiriendo otro tanto para las calizas de la Fm Cevicos, por lo que simplifica el esquema estratigráfico que queda reducido a dos unidades: la Fm Yanigua, constituida por margas entre las que se intercalan niveles de conglomerados y de calizas, además de albergar masas discontinuas de ámbar y lignito; y la Fm Los Haitises, dispuesta sobre la anterior e integrada por las típicas calizas arrecifales que constituyen los característicos afloramientos de la mayor parte de la región. Más recientemente, el estudio de la minería artesanal de la República Dominicana (Espy J.A., 2000), elaborado dentro del Programa SYSMIN, aporta nuevos datos sobre la Fm Yanigua, si bien desde un punto de vista minero.

En el proyecto L de cartografía (2002-2004), se han adoptado los criterios generales propuestos por Iturralde Vinent M.A., con dos unidades principales: la Fm Yanigua, como un conjunto margoso que alberga pequeñas masas de lignito y ámbar, en el que se intercalan niveles carbonatados de orden métrico, así como conglomerados, más frecuentes hacia la base; y la Fm Los Haitises, constituida por calizas bioclasticas y arrecifales masivas, habiéndose diferenciado dos tramos dentro de ella, en función del mayor o menor contenido margoso de las calizas.

No existe unanimidad en cuanto a la edad del conjunto: Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980) enmarcan la Fm Yanigua en el Mioceno; Bourdon L. (1985) asigna el conjunto calcáreo al Mioceno Superior-actualidad; Toloczyki M. y Ramírez I. (1991) atribuyen la Fm Yanigua al Mioceno Superior-Plioceno y la Fm Los Haitises, al Plioceno-Cuaternario; y por último, Iturralde Vinent M.A. (2001), propone el Mioceno Inferior-Medio para la Fm Yanigua y el Mioceno Medio-Superior para la Fm Los Haitises. En cualquier caso, el hallazgo durante la realización del proyecto L de asociaciones faunísticas características del Plioceno dentro de la Fm Yanigua ha sido el criterio seguido para establecer la cronoestratigrafía de la zona, completada con la asignación de la Fm Los Haitises al Plioceno-Pleistoceno.

Los afloramientos de la Fm Yanigua se distribuyen por el borde de la región, soterrándose bajo los de la Fm Los Haitises, sin que pueda asegurarse si hacia el Norte existe entre ellos una relación de cambio de facies mediante la cual la primera se adelgaza o incluso desaparece en favor de la segunda. La Fm Yanigua se interpreta en un contexto marino-

lagunar de baja energía, en tanto que la Fm Los Haitises representa una plataforma carbonatada con construcciones arrecifales.

En conjunto se apoyan sobre un paleorrelieve muy irregular integrado fundamentalmente por materiales cretácicos y tonalíticos asociados a ellos, algunos de los cuales “emergen” en el seno de la plataforma calcárea, lo que indica un contexto en el que la Cordillera Oriental estaría reducida a una serie de isleos. Posteriormente, el progresivo ascenso de la región, dentro del contexto de la elevación de La Española, provocaría el retroceso de la línea de costa y del complejo arrecifal hacia la Bahía de Samaná, hasta alcanzar la disposición actual. De acuerdo con este esquema, aunque las calizas de la Fm Los Haitises constituyen un conjunto de extraordinaria uniformidad, poseerían carácter diacrónico, más antiguo en el sector meridional (Plioceno) y prácticamente actual en el ámbito de la bahía.

En cuanto a la plataforma carbonatada de la Llanura Costera del Caribe, no existen estudios geológicos específicos sobre ella, tratándose en todos los casos de referencias marginales. Aunque tradicionalmente ambas plataformas carbonatadas han sido tratadas independientemente, su estrecha relación parece un hecho como sugieren su aparente conexión física al NE de Bayaguana y la que se intuye debido a la continuidad de la plataforma meridional por el extremo oriental de la Cordillera hasta las proximidades de Nisibón. La plataforma meridional está integrada por un conjunto monótono de margas entre las que se intercalan calizas y calizas margosas que ocasionalmente pueden constituir la litología dominante. Muestra grandes semejanzas con la Fm Yanigua, por lo que se han atribuido a ella, hecho apoyado por la conexión espacial de ambas plataformas señalada anteriormente.

2.3.2 Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas y calizas margosas (13). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

En el territorio de la Hoja El Salado, la distribución de estas facies incluye un triángulo donde la cota del muro está adosada a las colinas cretácicas de Cerro Gordo y Loma Palo Amargo. Los afloramientos naturales son excepcionales o casi inexistentes. El talud de la carretera Higüey-El Macao, y todas las canteras situadas al Este de Cruce de los Isleños (74JM9012), permite definir las principales características.

El conjunto está muy groseramente estratificado con fragmentos arriñonados centimétricos a decimétricos de caliza bioclástica porosa, asociados a algunas conchas de lamelibranquios, gasterópodos, equínidos y corales. La matriz de esta brecha es arcillo-carbonatada, pero es difícil estimar la parte de arcillas que constituye la matriz, de aquella que se forma por disolución de las calizas. Es una facies con muchos huecos (similar a queso "gruyere"), y presenta numerosos vacíos, de diámetro decimétrico, que son en su mayor parte resultado de procesos de disolución sub-actual.

Estas facies representan la acumulación, pendiente abajo y mar adentro, de los derrubios bioclásticos procedentes de la destrucción del arrecife y la fragmentación de los esqueletos de los distintos organismos que en él vivieron. A ellos se suman los restos de los organismos que vivieron directamente mar adentro del arrecife sobre su talud de derrubios y que pertenecen a los mismos grandes grupos. En el desplazamiento pendiente debajo de los bioclastos se produce una segregación general de tamaño de grano, que disminuye hacia abajo, lo que favorece una mejor definición de laminaciones y estratificaciones. Al menos episódicamente, los flujos de derrubios excavaban los acumulados previamente, produciendo erosiones y ligeras discordancias internas.

2.3.3 Fm Los Haitises. Calizas bioclasticas con corales (14). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

Esta facies se diferencia de la anterior por la presencia de numerosos lentejones métricos a decenas de metros de tipo biohermo con políperos, y con una proporción más importante de fragmentos y bolos de corales aislados. El conjunto es mucho más masivo, la estratificación no se define, la caliza es dura, blanca a rosada, a menudo recristalizado y jaspeado. Los episodios coralinos están bien individualizados a lo largo de la carretera que une El Peñón a El Caracol, así como cerca de las perforaciones para alimentación de agua potable del hotel Rocoki (74JM9035). Esta unidad está superpuesta a la anterior; es menos arcillosa y constituye suaves relieves, muy modelados por la alteración kárstica. Desde el punto de vista cartográfico, hemos limitado su extensión oriental a la paleo-cuesta que atraviesa la totalidad de la Hoja siguiendo la dirección SE-NO tras El Caracol justo en el suburbio de La Laguna de Nisibon.

Las canteras situadas a la entrada de La Laguna de Nisibon, al Norte de la Hoja, se establecen en una formación similar. Se componen por unas facies un poco más

disgregable, rica en fragmentos de corales y conchas de gasterópodos y lamelibranquios, y abundantes nódulos centimétricos del tipo de rodolitos. Los rodolitos son encostramientos algales nodulares, constituidos de conchas milimétricas concéntricas, embutidos unos dentro de otros.



Foto 24: Afl. 74JM9437. Caliza con encostramientos algales de tipo rodolito.

Generalmente, esta litofacies se corresponde a depósitos marinos muy internos, en la zona de batida de la marea. La muestra 74JM9035 revela una importante biofase, rica en metazoarios: abundantes derrubios rodados de coral muy perforados por litófagos, debris de equínidos, fragmentos de moluscos bivalvos y gasterópodos, tubos de anélidos poliquetos de tipo *Serpula*, corazas de ostrácodos (*Pranocrustace*). Las marcas de la actividad cianobacteriana son abundantes, con pequeños encostramientos y una fuerte micritización de ciertos bioclastos. Del mismo modo existen algunas conchas de foraminíferos bentónicos (*Discorbidae*, *Cibicides* (ζ) et *Amphistegina* sp.). La particularidad de la muestra está sobre todo ligada a la estructura del cemento micrítico: este es característico de los medios marginal-litorales con formas de orientación del depósito, los huecos se llenan con sedimento interno, cubierto por calcita en mosaico. Los poros están tapizados de una fina

franja de esparita, colmatado por calcita en mosaico. Localmente existen concreciones de calcita sobre ciertos constituyentes, característicos de una exposición sub-aérea.

2.4 LA FORMACIÓN LA ISABELA EN LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE ORIENTAL

En esta región, al igual que en la Costa Norte y en la Llanura Costera del Caribe aparecen rocas predominantemente calizas con restos de arrecifes y dispuestas en escalones que descienden hacia el mar desde unos 40 m de altura. Es un equivalente de la Fm La Isabela, que se distribuye a lo largo de la Costa Norte de la República Dominicana, al menos desde Nagua hasta las inmediaciones de Punta Rusia. Fue descrita por Marcano F.E. y Tavares I. en 1982, en las proximidades de la población costera de La Isabela, en el NO de la Provincia de Puerto Plata.

La formación está constituida por un tramo basal, de unos 15 m, de arenas y limos margosos marinos, con intercalaciones arenoso-conglomeráticas, que pasan rápidamente, mediante una discordancia erosiva, a otro tramo más potente de calizas arrecifales, que definen la parte alta de la serie.

Dentro del tramo basal, se puede distinguir:

- Sistemas fluviales y deltaicos: conglomerados y arenas de medias a gruesas, con morfologías canaliformes y estratificaciones inclinadas hacia mar. En ocasiones incluyen corales y moluscos retrabajados. Representan la entreda de terrígenos a zonas protegidas costeras a través de arroyos y ríos, formando pequeños deltas.
- Lagoons y bahías protegidas: margas, limos y arenas carbonatadas, amarillas, muy ricas en moluscos y corales, en ocasiones intensamente bioturbadas por *Thalassionides* y con parches arrecifales de *Musismilia*.

En la parte alta, se puede distinguir

- Talud arrecifal: calcarenitas y calciruditas biocásticas bien estratificadas hacia el mar. Incluyen niveles retrabajados de *Acropora cervicornis* (Lamarck).

- Amazon arrecifal: calizas masivas con colonias de *Montastrea* sp., *Porites* sp., *Diploria* sp., *Siderastrea* sp. y *Favia* sp.. Hacia mar dominan colonias de *A. cervicornis* (Lamarck) y *A. palmata* (Lamarck).

Aunque en estudios previos se le otorga una edad Pleistoceno inferior a la Fm La Isabela. Considerando las características estratigráficas de sus depósitos, la cota topográfica, los diferentes grados de karstificación que presenta y el modelo de apilamiento de secuencias sedimentarias, todo parece indicar una etapa continuada de producción de carbonatos arrecifales desde, al menos, el Pleistoceno a la actualidad. Sin embargo, la ausencia de buenos organismos datadores nos hace imposible fechar con precisión su base, que, al menos, es más reciente que Pleistoceno inferior, edad atribuida al techo de las margas de las calizas de Los Haitises infrayacentes.



Figura 7: Modelo sedimentario para la Fm La Isabela en La Llanura Costera del Caribe oriental (Braga Alarcon J.C., 2009).

2.4.1 Fm La Isabela. Plataforma superior. Calizas arrecifales (15). Pleistoceno. Q₁₋₃.

Esta facies es similar en cuanto a estructura de la construcción, composición del sedimento interno y porosidad a su equivalente en la Costa Norte. Hay una zonación en la composición de los corales constructores principales, descrita en detalle por Geister (1980), similar al la

observada en otras áreas de la República Dominicana. En la zona situada hacia tierra del núcleo de la construcción predominan las colonias masivas en domos de *Montastrea annularis* y especies de *Diploria*. La construcción se extiende tierra adentro con parches discontinuos de metros a decenas de metros de extensión lateral. En la zona del núcleo de la construcción que corresponde a la zona de rompiente, el coral de ramas muy gruesas *Acropora palmata* aparece junto a colonias masivas de *Montastrea annularis*, *Siderastrea*, *Diploria* y *Porites*. Hacia el mar incrementan las proporciones de colonias de ramas finas de *Acropora prolifera* y *Acropora cervicornis*, que acaban siendo dominantes. Según Geister (1980), a mayor profundidad pasan a dominar de nuevo las colonias masivas de *Montastrea*, *Diploria* y *Porites*. En el núcleo, la construcción es masiva, mientras que hay una estratificación que buza hacia el mar en las zonas ricas en *Acropora cervicornis/prolifera*. Esta facies alcanza hasta unos 10 m de potencia.

Los depósitos de talud arrecifal, observados en una cantera en la inmediaciones de El Salado (74JM9112), presentan las facies reconocidas en otros sectores pero con clinofomas poco definidas y con poco buzamiento original (apenas 3-4 grados) hacia el mar. *Acropora palmata* es el coral dominante.



Foto 25: Afl. 74JM9112. Columna característica de la Fm La Isabela.



Foto 26: Afl. 74JM9112. Detalle de la brecha con bolos, bloques y fragmentos de *Acropora palmata*, y de la cobertera de calcarenitas laminadas.

El corte es muy didáctico: a la base, un conjunto homogéneo de 6-8 m de potencia, tendido, sin estratificación visible, de calizas margosas y bioclásticas. Por encima, una capa de 1-2 m de potencia, muy brechificada, constituida por un conjunto de bloques, bolos y fragmentos de corales tipo *Acropora Palmata*. A techo, ligeramente discordantes con las facies anteriores, una capa de al menos 3 m de potencia de calcarenita con láminas y bandas centimétricas.

2.4.2 Complejo litoral fósil superior. Capas de calcarenitas laminadas y/o con estratificación entrecruzada (16). Pleistoceno. Q₁₋₃

Está compuesta por calcarenitas en capas de potencia decimétrica, que presentan una sucesión de láminas paralelas y/o cruzada centimétrica. La facies es muy característica y constituye un recubrimiento peculiar de potencia métrica a decenas de metros, dibujando un ligero sinforme con una gran radio de curvatura, en la base del escalón El Caracol- La Laguna de Nisibon, en el ángulo SE de la Hoja justo en la zona de la Laguna Juan Feliz.

Son depósitos de lagoon que presentan facies de calcarenitas finas ricas en micrita (“grainstones”) con restos de moluscos, generalmente moldes, y corales, algunos de ellos en posición de vida. Al SE de La Ceiba (74JM9074), aparecen unas calcarenitas con fragmentos de corales y moluscos, con estratificación cruzada en artesa de longitudes métricas y alturas decimétricas y lentejones de conglomerados con matriz calcarenítica rica en arena siliciclástica. Las estratificaciones cruzadas señalan un movimiento de las dunas hacia el SE. Probablemente representan campos de pequeñas dunas en la plataforma protegida, a la que llegaron descargas fluviales, que fueron re TRABAJADAS por el mar.



Foto 27: Afl. 74JM9074. Calcarenitas con fragmentos de corales y moluscos, con estratificación cruzada en artesa y lentejones de conglomerados.



Foto 28: Afl. 74JM9074. Superficie de muro de una capa de calcarenita, con gravas y cantos muy redondeados de limonita y chert, del Cretácico Superior.

En lámina delgada, se componen principalmente de bioesparita y biocalcarenita (74JM9018 y 9050) con estructura homogénea, muy porosa. Los constituyentes están bien clasificados, del tipo de arenitas, entre 0,25 y 0,60 mm de media. Están constituidos de derrubios fuertemente redondeados de equínidos, corales y moluscos. Los contornos de los fragmentos están a modo general fuertemente micritizados por el efecto de las cianobacterias. Se han observado igualmente algunos granos angulosos de cuarzo y feldespato. Se han originado probablemente de depósitos de arena bioclástica de plataforma interna muy litoral.

2.4.3 Complejo litoral fósil superior. Duna fósil. Calcarenitas (17). Pleistoceno. Q₁₋₃

En esta unidad se han reagrupado dos zonas de afloramientos muy característicos observados al SE de El Caracol (74JM9042) y en el borde este de la Laguna Juan Feliz (74JM9114). Son calcarenitas muy bien seleccionadas con estratificaciones y laminaciones cruzadas de alto ángulo, longitudes métricas a decamétricas y alturas métricas. Se trata de

dunas eólicas que se encuentran sobre las facies de “foreshore”. La estratificación cruzada indica desplazamientos hacia el Oeste y los afloramientos corresponden en el relieve a cuerpos largados que forma pequeñas colinas que destacan unos metros sobre el relieve más llano circundante y están alineadas, paralelas a la costa actual.



Foto 29: Afl. 74JM9042. Calcarenitas con estratificaciones de alto ángulo, típicas de dunas fósiles.

2.4.4 Complejo litoral fósil inferior. Calcarenitas (18). Pleistoceno. Q₁₋₃

Cerca de la costa, es posible individualizar una franja de calcarenita blanca, muy homogénea en granulometría y composición. Son “grainstones” muy lavadas (sin matriz micrítica) y bien cementadas, muy ricas en foraminíferos, fragmentos de algas coralinas y briozoos. Se trata, sin duda, de depósitos de cordón litoral antiguo. El conjunto prograda sobre calcarenitas bioclásticas del lagoon o directamente sobre las construcciones arrecifales.

2.4.5 Complejo litoral fósil inferior. Duna fósil. Calcarenitas (19). Pleistoceno. Q₁₋₃

En el seno de las facies anteriores, existen depósitos de calcarenitas de origen eólico:

- Duna longitudinal de dirección SE-NO, perfectamente rectilínea y paralela a la costa actual, entre Bávaro y la desembocadura del río Anamuya; ésta constituye un ligero relieve delimitado por la curva de nivel de 20 m.
- Sistema dunar más complejo que constituye el substrato del Morro de Macao; bien visible a lo largo del acantilado que domina el mar entorno de la Punta de Macao y el golfo del hotel Rocoki.



Foto 30: Afl. 74JM9761. Calcarenitas muy bien seleccionadas con laminación paralela, inclinaciones de alto ángulo (facies de duna) y de bajo ángulo (facies de playa).

La duna longitudinal está constituida por una calcarenita masiva, endurecidas, sin estratificación ni laminación visible. La granulometría es muy homogénea, inferior al milímetro, con estructura de "grainstone". Es rico en fragmentos de conchas, micro-fósiles; cemento esparítico, localmente vacuolar. Las litofacies dunares de Rocoki son diferentes; estas son calcarenitas, disgregables, que se erosionan fácilmente por la simple acción del viento.

2.5 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.5.1 Alteritas de formaciones cretácicas

Tanto el clima tropical antiguo (Mioceno medio, Plioceno superior) como el actual, son el origen de una alteración laterítica intensa del sustrato que no excluye ningún tipo de roca. Probablemente más importantes a su origen, las alteritas aparecen reducidas en la actualidad, eliminadas en su mayoría por la erosión. Son generalmente **saprolitas**, que corresponden a una arcillización de las facies subyacentes, sobre potencias métricas. En general han evolucionado poco y la roca madre conserva toda su estructura original. Cuando la alteración ferrolítica ha tenido mayor intensidad, da origen a **arcillas moteadas o abigarradas**, y la estructura de la roca madre se pierde. Este es el caso de numerosos sectores, puestos de manifiesto con ocasión de los trabajos de excavación en los taludes de los caminos. Los sectores donde la alteración ferrolítica fue más intensa presentan algunos fragmentos y pisolitas de hidróxidos de hierro pero, en la Hoja de El Salado, la alteración jamás alcanza el estadio de la formación de costra ferruginosa.

En las formaciones del Cretácico superior, las alteraciones están representadas por arcillas marrones a rojizas, en parte desplazadas sobre la ladera de los relieves, bajo el efecto del flujo hidrogravitatorio.



Foto 31: Afl.74JM9675. Morfología característica de las alteritas desarrolladas sobre el substrato cretácico: las laderas son onduladas (levantados y combados) debido al deslizamiento de la película de arcilla.

2.5.2 Coluvión, abanicos de baja pendiente y glacis. Arcillas con arenas, cantos y bloques (20). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Por razones de comodidad cartográfica se reagruparon con la misma representación los depósitos antiguos y recientes de piedemonte; la distinción fue difícil de realizar en virtud de las observaciones sobre el terreno y del examen de las fotografías aéreas de la región. Los flancos de los relieves, e igualmente el fondo de los valles más importantes, están cubiertos, en general, por una película de guijarros, gravas, limos y arcilla. El espesor de estos coluviones puede ser muy escaso, particularmente en la parte alta de las laderas y en las cabezas de los arroyos, donde se eliminan regularmente por las avenidas; en las partes bajas puede alcanzar varios metros de potencia. Debe significarse que a menudo es difícil establecer su límite con la alteración in situ del sustrato.

Estos depósitos se componen de material in situ, apenas transportado bajo el efecto de la alteración meteórica y de los flujos de agua. La naturaleza de este material está condicionada por la del sustrato. En general, se trata de coluviones arcillo-arenosos, con

fragmentos líticos, provenientes de la denudación de las alteritas-areniscas del Cretácico Superior.



Foto 32: Afl. 74JM9576. Recubrimiento coluvional, en la base de una relieve. Destaca la presencia de lentejones canaliformes de derrubios gruesos, mal clasificados.

2.5.3 Fondo de dolina y polje. Arcillas rojas de decalcificación (21). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Estos depósitos constituyen los recubrimientos superficiales más característicos de la plataforma caliza de la Llanura Costera Oriental. Corresponden a arcillas rojas de aspecto masivo, producto de la descalcificación de los materiales calcáreos por acción de procesos kársticos. Su espesor debe variar considerablemente según las zonas, en función de la envergadura de los procesos de disolución, pudiendo superar los 3 m. Su edad está acotada por la del techo de la Fm Los Haitises y de la Fm La Isabela, por lo que se enmarcan en el Pleistoceno-Holoceno.

2.5.4 Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y lutitas (22). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Al Norte de la Hoja, los ríos Maimón, Yonu y Duyey convergen y drenan una clase de delta que inunda la zona costera al Este de La Laguna de Nisibon. Más hacia el centro, el río Anamuya ha desarrollado un estrecho plano de inundación que se encaja del SO hacia el NE en las calizas de la Llanura Costera.

Los depósitos están constituidos fundamentalmente por lutitas y en menor proporción por niveles arenosos que presentan algunos horizontes de gravas y cantos. Están cubiertos generalmente por arcillas lavadas y por suelos orgánicos gris-negro de algunos decímetros de potencia. Entorno a La Laguna de Nisibon, su organización está profundamente modificada; son terrenos fértiles, bien drenados por los ríos que descienden de los relieves, utilizados para el cultivo agrícola de arroz.

2.5.5 Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (23). Holoceno. Q₄

La mayoría de los ríos están actualmente en fase erosiva y el agua circula directamente sobre el sustrato rocoso al que erosiona. Este es el caso de numerosos ríos que desaguan en la región: ríos Maimón, Yonu, Duyey, Anamuya y Quisibani. En ellos los aluviones recientes constituyen cordones sin continuidad ni potencia. Los productos que los forman son bloques, gravas y arenas, donde predominan los fragmentos de areniscas, provenientes de la erosión y transporte de las formaciones del Cretácico Superior.

2.5.6 Área pantanosa y arrozal. Lutitas (24). Holoceno. Q₄

Flanqueada entre los cordones arenosos de la costa oceánica y el pie de los relieves de la Cordillera, al Norte de la Hoja existe una franja de 3-5 km de ancho en la cual se acumula y se estanca el agua de las avenidas. Es el terreno de las zonas inundables y pantanosas, algunas de las cuales se aprovechan para el cultivo del arroz. Los depósitos están representados, esencialmente, por arenas finas grises, amarillas a pardo negruzcas, por silts y por arcillas negras, muy ricas en materias orgánicas.

2.5.7 Laguna. Lutitas (25). Holoceno. Q₄

En el corazón de las zonas pantanosas, existen amplitudes permanentes de varios kilómetros cuadrados: ese es el caso de las lagunas Juan Feliz y La Rinconada al Norte de la Hoja. Como en las zonas pantanosas, los depósitos detríticos asociados están representados por arenas finas y arcillas grisáceas de algunos decímetros a metros de potencia, ricas en materia orgánica más o menos descompuesta.

2.5.8 Manglar. Lutitas con vegetacion abundante (26). Holoceno. Q₄

Al SE de Punta Macao, justo junto a la zona costera, las aguas de lluvia y de escorrentía son bloqueadas por el cordón litoral arenosos y se acumulan para dar lugar a una zona de manglar. El agua es salobre por el hecho de una comunicación episódica con el agua marina en la Playa de Macao. No se ha encontrado afloramiento alguno que permita una descripción detallada. Tan sólo puede constatarse su composición lutítico-arenosa. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos.



Foto 33: Punto 74JM9778. Adaptación de la zona de manglar de Rocoki.

2.5.9 Cordón litoral y playa. Arenas (27). Holoceno. Q₄

El cordón de dunas actual (de 2 a 5 m de alto) constituye una franja de algunos cientos de metros de ancho, a lo largo del litoral atlántico, alimentado por las arenas de la costa. Estas arenas, de origen marino, están constituidas en su mayoría por granos de sílice. Su color va del gris-beige al blanco y están muy presentes en los paisajes de algunas playas de la costa. La acumulación y establecimiento de los edificios dunares provocaron el bloqueo de los aguas dulces que provenían del interior, esta presa natural es el origen de la formación de las zonas de ciénagas y de las lagunas anteriormente mencionadas.

2.5.10 Antropico. Basurero (28). Actual. Q₄

La gran mayoría de las canteras abandonadas han sido reutilizadas para acumular la basura doméstica generada por los hoteles de la región. No se toma ninguna precaución particular para la protección del medioambiente y evitar los lixiviados de descomposición de los desechos que se infiltran en el suelo, contaminando los acuíferos.

3 GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS

3.1 METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas de la Cordillera Oriental, en el sector de Ramón Santana, Guaymate, Salvaleón de Higüey, El Salado y La Vacama, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos y geoquímicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfozados/alterados hidrotermalmente. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en más de 100 muestras de roca total, molida en ágata y analizada mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver. Existe un informe complementario sobre la geoquímica y la petrología de las rocas mágnicas de la Cordillera Oriental.

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe₂O₃ (0,04%), P₂O₅ (0,001%) y Cr₂O₃ (0,002%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm y para las tierras raras <0,05 ppm, e incluso <0,01 ppm. En detalle, los límites de detección (en ppm) fueron: Ba, 1; Be, 1; Co, 0,2; Cs, 0,1; Ga, 0,5; Hf, 0,1; Nb, 0,1; Rb, 0,1; Sn, 1; Sr, 0,5; Ta, 0,1; Th, 0,2; U, 0,1; V, 8; W, 0,5; Zr, 0,1; Y, 0,1; La, 0,1; Ce, 0,1; Pr, 0,02; Nd, 0,3; Sm, 0,05; Eu, 0,02; Gd, 0,05; Tb, 0,01; Dy, 0,05; Ho, 0,02; Er, 0,03; Tm, 0,01; Yb, 0,05; Lu, 0,01; Mo, 0,1; Cu, 0,1; Pb, 0,1; Zn, 1; Ni, 0,1; As, 0,5; Cd, 0,1; Sb, 0,1; Bi, 0,1; Ag, 0,1; Au, 0,5 (ppb); Hg, 0,01; Tl, 0,1; y Se, 0,5. La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando los estándares internacionales STD CSC y SO-18, así como mediante análisis duplicados de algunas muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de ± 1% y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 0,5%. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe₂O₃, por lo que fue recalculado como $Fe_{2O3t} = Fe_{2O3} + FeO \cdot 1,11135$ y $Fe_{Ocalc} = FeO / (FeO + Fe_{2O3})$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO₂ a P₂O₅ fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como $100 \cdot mol\ MgO / (mol\ MgO + mol\ FeO_t)$, donde $FeO = 0,8 \cdot Fe_{2O3t}$ y $Fe_{2O3} = 0,2 \cdot Fe_{2O3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

En una primera aproximación, los datos geoquímicos fueron utilizados para discriminar las muestras en contextos magmáticos relacionados o no con procesos de subducción, y su impacto en la definición de unidades cartográficas. Existen numerosos autores que han propuesto criterios geoquímicos que discriminan rocas formadas en diferentes medios tectónicos, como los relacionados con un arco isla (Pearce, 1983; Wood et al., 1980; Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Taylor y Nesbitt, 1995; Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995). Para rocas volcánicas de arco alteradas, los principales elementos traza utilizados son Zr, Nb, Hf, Ta, Ti e Y (high field strength elements, HFSE), que proporcionan una guía preliminar de la afinidad petrológica y tectónica de las rocas volcánicas básicas e intermedias. Otros elementos traza resistentes a la alteración utilizados son las REE (rare earth elements) y el Th. El Th es un LFSE (low field strength element) que, a diferencia de otros elementos de este grupo (Rb, Ba, Sr, Cs, U y Pb), resiste los procesos de alteración y metamorfismo, y proporciona la única oportunidad de comparar el comportamiento primario de estos dos grupos (LFSE vs HFSE), que refleja procesos operativos en medios tectónicos específicos. En este trabajo, la concentración de estos elementos inmóviles fue expresada en diagramas normalizados respecto al manto primitivo (PM; primitive mantle) y N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt) de Sun y McDonough (1989), ordenados siguiendo su compatibilidad creciente (de izquierda a derecha) en un fundido basáltico. De forma complementaria se utilizaron diagramas que utilizan relaciones de elementos traza para discriminar entre varios medios tectónicos relacionados o no con arcos isla. Los datos isotópicos de Sr-Nd procedentes de la bibliografía fueron utilizados en algunos casos junto con los geoquímicos de elementos traza, para interpretar la naturaleza de la fuente mantélica y, particularmente, como evidencia de la influencia o no de plumas mantélicas y de la litosfera continental en la petrogénesis de las rocas ígneas.

En el ámbito geológico incluido en la cartografía del Proyecto Sysmin se reconoció una relativa gran variedad composicional de tipos magmáticos básicos que tienen análogos en medios oceánicos modernos, los cuales proporcionan el marco para la interpretación geoquímica e isotópica. Las rocas volcánicas no relacionadas con procesos de subducción fueron comparadas respecto a los basaltos N-MORB (normal mid-ocean ridge basalts), E-MORB (enriched-MORB) emitidos en dorsales influenciadas por plumas, y OIB (ocean island or oceanic intra-plate basalts) relacionados con la actividad de plumas mantélicas. Los basaltos transicionales son aquellos que tienen características geoquímicas intermedias entre los toleíticos y alcalinos según Winchester y Floyd (1977). Las rocas volcánicas de medios de arco se caracterizan por un enriquecimiento de LFSE (Th) relativo respecto a los

más incompatibles HFSE (Nb-Ta), y empobrecimiento en Nb (y Ta) respecto a La. Los tipos reconocidos fueron característicos de arcos intraoceánicos: boninitas fuertemente empobrecidas en elementos incompatibles, andesitas ricas en Mg, basaltos toleíticos IAT (island arc tholeiites) variablemente empobrecidos en Ti o LREE, andesitas y basaltos calc-alkalinos CAB (calc-alkalic basalts), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakititas. Las rocas plutónicas que forman las unidades o batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

Sin embargo, las rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas de la zona estudiada fueron variablemente deformadas, metamorfizadas e hidrotermalizadas; por lo tanto, antes de hacer interpretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, se debe evaluar la movilidad de los elementos utilizados. Los elementos inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas, incluyendo la alteración de fondo oceánico a relaciones agua/roca bajas y moderadas (Bienvenu et al. 1990), son los elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc), los HFSE, las REE y el Th. También, los minerales accesorios con REE son estables si no han sufrido un metamorfismo intenso, así como la desaparición parcial de los minerales portadores de las LREE no afecta significativamente la relación isotópica Sm-Nd a la escala de roca total. Por otro lado, la buena correlación obtenida entre el Zr frente a Th, Nb, La, Sm, Ti y Yb sugiere que estos elementos traza fueron relativamente inmóviles durante el metamorfismo, y las diferencias que muestran en la relaciones son debidas a un variable grado de fusión o a diferencias en la fuente mantélica.

El presente capítulo describe las características geoquímicas de las rocas ígneas y metamórficas que constituyen el basamento pre-Cretácico Superior en el sector de Ramón Santana, Guaymate y Salvaleón de Higüey, así como las rocas ígneas Terciarias del área de El Salado. De estas zonas no existen prácticamente datos geoquímicos publicados. Los incluidos en la bibliografía geológica de la zona principalmente proceden de los trabajos de Bellon et al. (1985), Boisseau (1987), Bourdon (1985) y Bourdon et al. (1893 y 1984).

3.2 ASOCIACIÓN PLUTÓNICA DE LA CURTIEMBRE

3.2.1 Introducción

Al Oeste de la carretera que une Higüey con Miches, presenta una cartográfica compuesta por dos grupos de rocas: un conjunto de rocas sedimentarias siliciclásticas y volcánicas piroclásticas/epiclásticas del Cretácico Superior y una serie de rocas ígneas plutónicas de composición máfica a intermedia denominada asociación plutónica de La Curtiembre.

Localizada en la mitad occidental de la Hoja de El Salado, las rocas ígneas máficas e intermedias de la asociación plutónica de La Curtiembre constituyen varios plutones localizados en las elevaciones topográficas de la Loma La Sierra, La Guarapa y Palo Amargo, así como afloran en la vertiente oriental de las colinas de La Curtiembre. La asociación está compuesta por gabros hornbléndicos, dioritas hornbléndicas y cuarzo-monzodioritas con clinopiroxeno inequigranulares, principalmente. Estas rocas intruyen en las turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas, las turbiditas calciclásticas y siliciclásticas de la Fm Río Chavón, y las alternancias de lutitas y areniscas carbonatadas del Mb El Bonao de la Fm Loma de Anglada. Por lo tanto, la edad de las intrusiones es posterior al Campaniense-Maastrichtiense, posiblemente Paleoceno-Eoceno. De forma consistente con los datos de campo, el macizo de La Curtiembre ha sido datado por el método K-Ar en roca total, obteniéndose una edad de $57,6 \pm 2,9$ Ma correspondiente al Paleoceno superior (Bellon *et al.*, 1985). Estos autores aportan datos geoquímicos para los magmas que se caracterizan por elevados contenidos en K_2O y Ba. En las rocas de la asociación plutónica de la Curtiembre no se ha observado el desarrollo de fábricas deformativas penetrativas.

En la asociación plutónica de La Curtiembre se han analizado geoquímicamente los gabros hornbléndicos de grano fino-medio porfídicos (6472IIJM9420), gabros hornbléndicos inequigranulares (6472IIJM9339) y dioritas hornbléndicas de grano medio a grueso (6472IIJM9157).

3.2.2 Descripción de los materiales

Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre analizadas cubren un rango en el contenido en SiO_2 de entre (48,5 a 58,1 wt.%) y exhiben una composición en

elementos mayores y razas homogénea. En el diagrama Q-P de Debon y Le Fort (1983; no mostrado), las muestras estudiadas se clasifican como gabro/dioritas y cuarzo-dioritas. Estas rocas presentan contenidos en K₂O relativamente altos de entre 1.5 y 2.9 wt.%. Como refleja su mineralogía, en la que el mineral máfico es predominantemente anfíbol hornblenda y subordinadamente clinopiroxeno, todas las muestras son metalumínicas (índice de Al<1). Composiciones metalumínicas, mineralogía con anfíbol como máfico, y la presencia de enclaves ígneos máficos microgranudos, indican una derivación del plutonismo de la asociación de la Curtiembre a partir de fuentes infracorticales, clasificándose como de tipo I según Chappell and Stephens (1988). Las rocas plutónicas analizadas son comparadas en las figuras con el rango composicional del Batolito de Loma de Cabrera de la Cordillera Central, las rocas félsicas volcánicas de la Fm Los Ranchos y los batolitos tonalíticos de la Cordillera Oriental, y los basaltos del Mb Loma La Vega de la Cordillera Oriental.

Las muestras pueden ser clasificadas en dos grandes grupos en función de su contenido en sílice: máficas y ácidas (>55%wt SiO₂). Las rocas máficas presentan un empobrecimiento de Th y Nb característico de un magmatismo de tipo "arco" (Nb/Th<5; Whalen et al., 1997), y ausencia de características geoquímicas propias de cumulados, que estarían definidas por altos contenidos en Mg#, Ni, Cr y anomalías positivas de Sr y Eu. Las rocas plutónicas máficas y ácidas están relativamente fraccionadas (Mg#=57-44) y enriquecidas en LILE y LREE, así como muestran anomalías positivas en Pb y Sr.

Consideradas en conjunto, las rocas plutónicas de la asociación plutónica de la Curtiembre presentan un contenido en SiO₂ entre 48,5 y 58,1 wt.%, para contenidos bajos-medios en TiO₂ de entre 0,7 and 1,3 wt.%. Presentan contenidos medios y bajos en MgO (7,7-2,6), Al₂O₃ (15,3-18,0) y CaO (10,9-6,7). Las rocas son más ricas en Ti que las rocas del batolito de Loma de Cabrera, que define una tendencia de bajo-medio contenido en Ti. Los contenidos en Nb son relativamente altos (3,4-7,9 ppm) y se corresponden con los de Ti, aunque pueden ser debido a contaminación. Poseen valores de la relación Nb/Th bajas (<4,6), propias de magmas de arco. Los valores de la relación (La/Yb)_{CN}<10 (1,1-4,9; normalizada respecto a la condrita) indican contenidos relativamente bajos en La, concordantes con los valores bajos de la relación Sr/Y (<50).

En el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial las muestras de la asociación plutónica de la Curtiembre presentan un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]_N=1,2-1,4) y un empobrecimiento de HREE ([Sm/Yb]_N=1,8-3,5), sin una anomalía

negativa clara en Eu producidas por la fraccionación de la plagioclasa. Estas rocas presentan anomalías negativas más o menos acusadas de Nb respecto al Th y La, y de Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,4$), así como elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, típicos de magmas de zonas de subducción. Son composicionalmente similares a las rocas máficas y ácidas de arco del batolito de Loma de Cabrera, aunque posiblemente presentan un mayor grado de fraccionación. En las Figura 11 presentan un patrón distinto a las rocas máficas y félsicas de la Fm Los Ranchos, pero similar a las rocas basálticas del Mb Loma La Vega del Cretácico Superior.

Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre ($>55\%wt SiO_2$) son representadas en los diagramas tectonomagmáticos de elementos traza de Wood (1980), en los que se puede deducir una afinidad tectónica (Figura 8). Estos diagramas indican que las rocas de la asociación proceden de magmas máficos relacionados con subducción y sugieren una afinidad calcoalcalina. Sin embargo, en el diagrama tradicional de Si_2O frente al FeO^*/MgO presentan una afinidad toleítica. No obstante, el contenido en FeO^* y Nb-Ta puede haber aumentado debido a una contaminación cortical por procesos de AFC, o posiblemente resultado de una contaminación durante el proceso de molido. Las muestras de rocas plutónicas máficas y ácidas poseen un carácter de arco volcánico (VAG; volcanic-arc) en los diagramas tectonomagmáticos de granitoides de Pearce *et al* (1984). Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre derivan de la fusión parcial de, esencialmente, un manto lherzolítico con espinela y granate, fuertemente modificado por componentes procedentes de la lámina que subduce. Los valores elevados de las relaciones $Yb/CN > 10$ y $Sr/Y > 16$ no se corresponden con una componente fundida de la lámina que subduce.

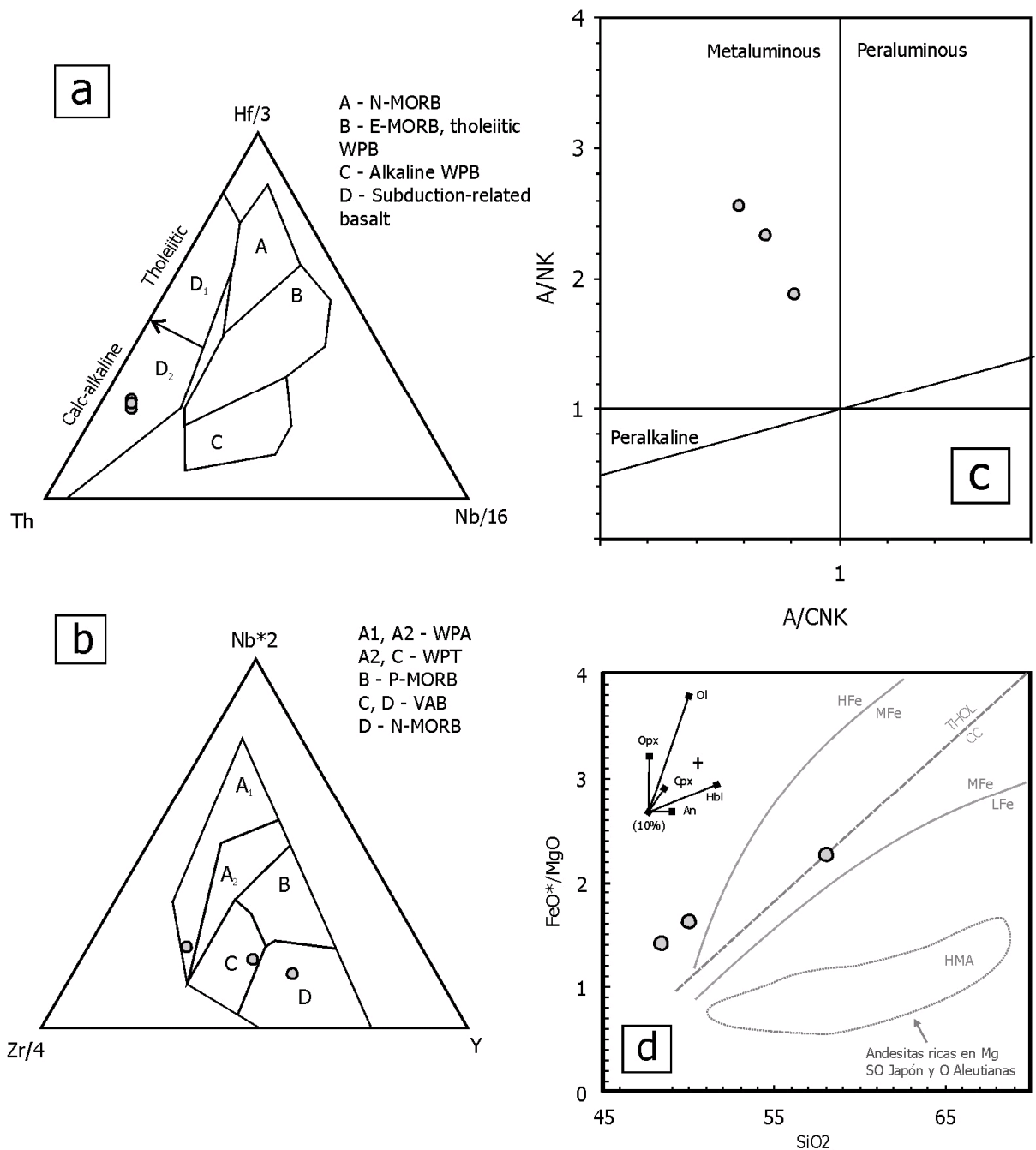


Figura 8 (a y b): Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989); y diagrama SiO₂-FeO*/MgO de Arculus (1998) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de La Curtiembre.

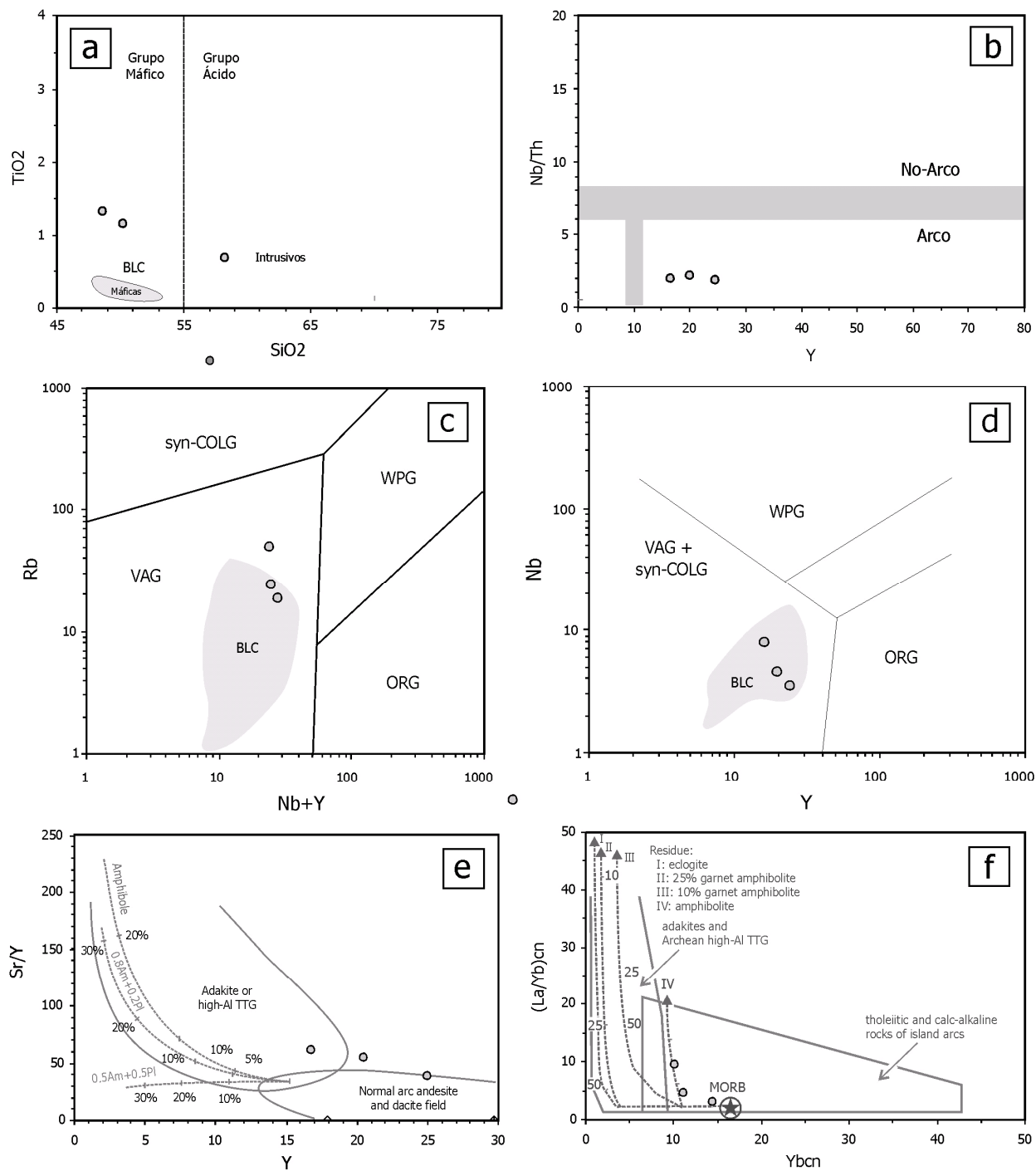


Figura 9: (a y b) Diagramas de TiO₂ frente al SiO₂ y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).

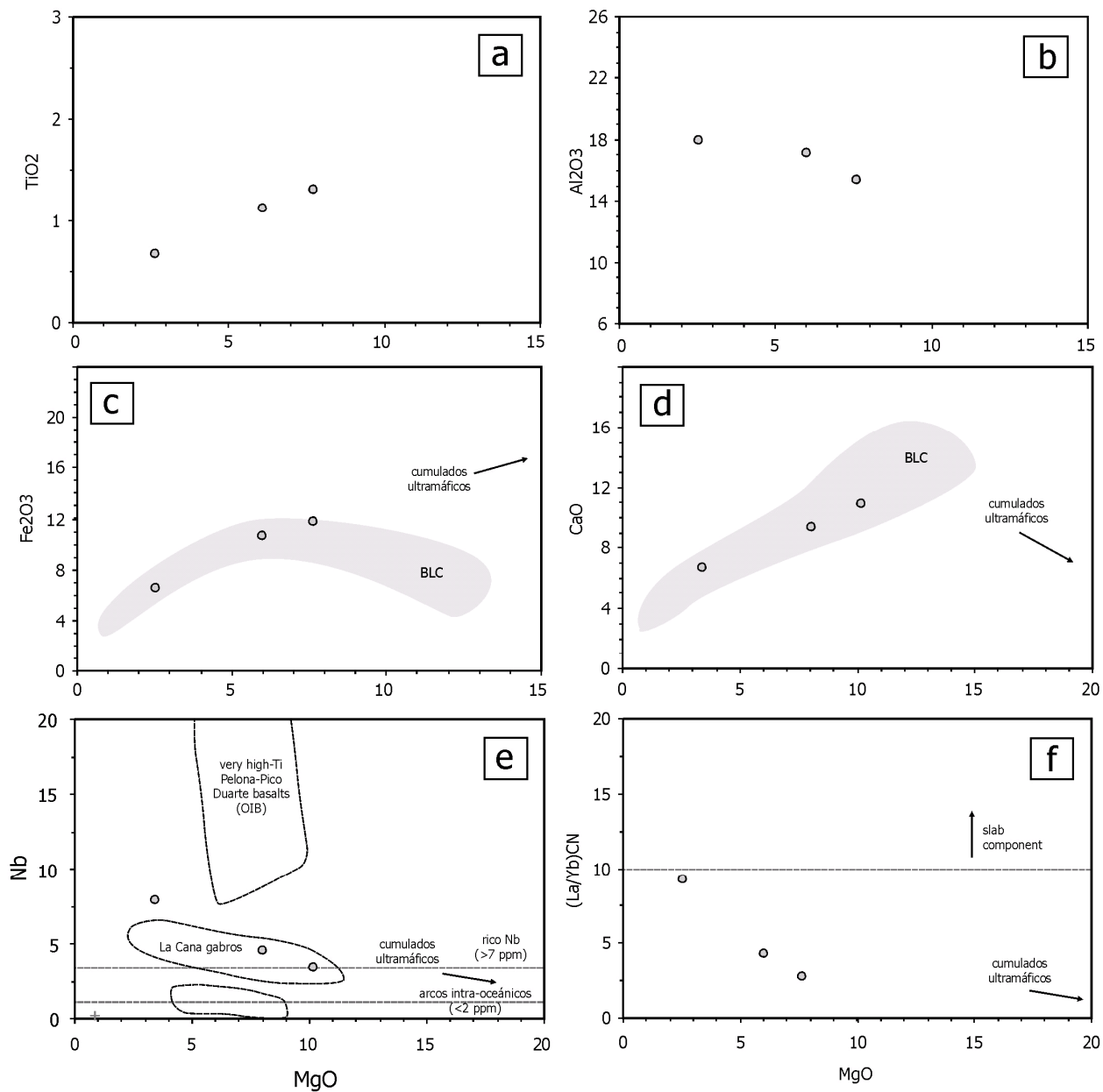


Figura 10: a, b, c, d, e y f) Diagramas de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, Nb y (La/Yb)_{CN} frente al MgO.

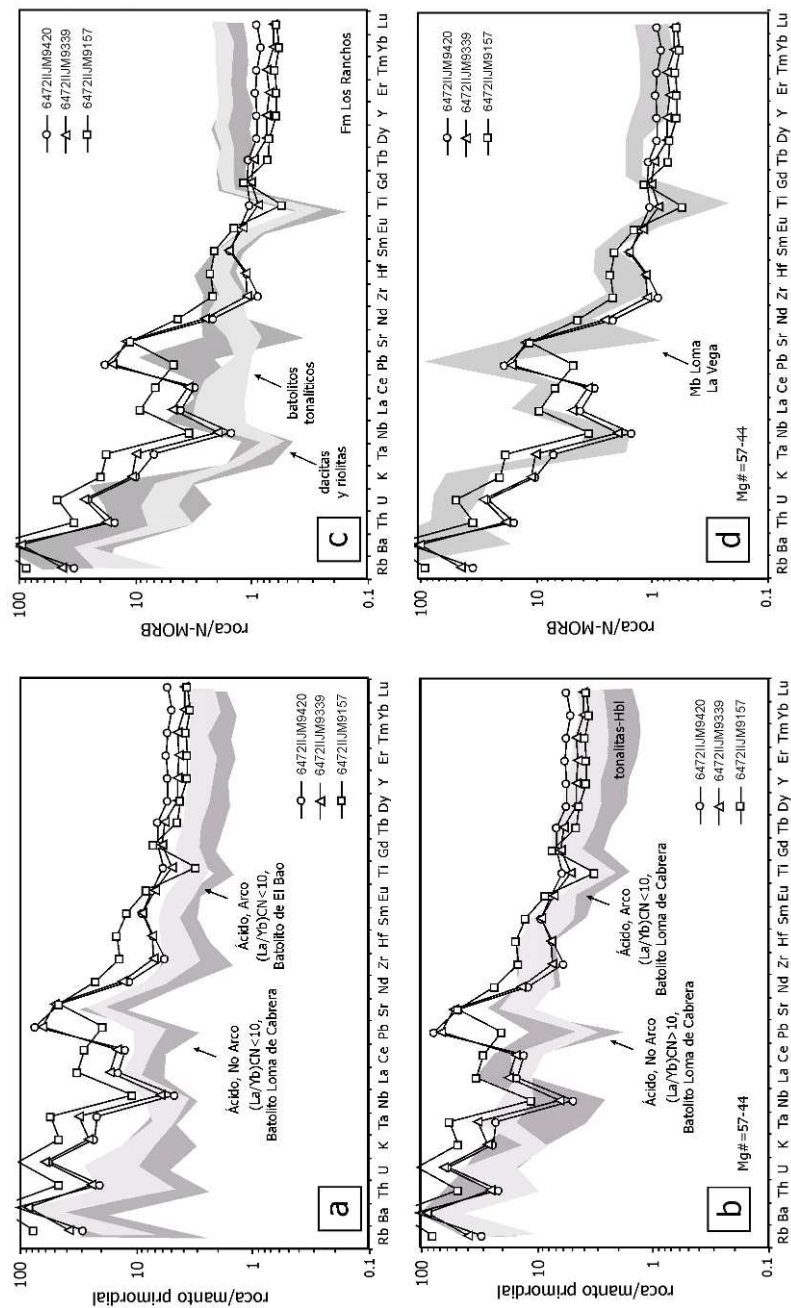


Figura 11: (a y b) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial y (c y d) D normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de la Curtiembre. En las figuras estas rocas son comparadas con el rango composicional del batolito de Loma de Cabrera, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, y los basaltos del Mb Loma La Vega.

Hoja	6472II	6472II	6472II
Long	-68,6709	-68,6639	-68,6810
Lat	18,7739	18,7602	18,7245
Muestra	6472IJM9420	6472IJM9339	6472IJM9157
SiO ₂	47,27	48,66	57,66
TiO ₂	1,28	1,1	0,67
Al ₂ O ₃	14,92	16,65	17,86
Fe ₂ O ₃	11,32	10,3	6,41
MgO	7,49	5,9	2,59
CaO	10,62	9,11	6,69
Na ₂ O	2,63	3,34	3,92
K ₂ O	1,42	1,56	2,86
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,35
MnO	0,21	0,16	0,15
Cr ₂ O ₃	0,014	0,007	0,003
LOI	2,2	2,6	0,5
C/TOT	0,04	0,06	0,04
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,58	99,6	99,65
Mg#	57	53	44
Cs	0,2	0,2	0,3
Tl			<0,1
Rb	18,7	24,3	48,8
Ba	751	611	1113
W	<0,5	<0,5	<0,5
Th	1,8	2,1	4
U	1,2	1,3	2,2
Nb	3,4	4,5	7,9
Ta	0,9	1,3	2,3
La	9,9	11,7	22,7
Ce	22,6	26,4	50,3
Pb	5,4	4,7	1,4
Pr	3,49	3,86	7,37
Mo	0,3	0,6	0,2
Sr	993,2	1067,7	992,9
Nd	15,5	18,3	30,8
Sm	4,01	4,05	5,4
Zr	63,9	80,5	157,9
Hf	2,2	2,3	4,6
Eu	1,25	1,19	1,41
Sn	1	2	1
Sb	<0,1	0,2	0,3
Gd	3,95	3,65	4,25
Tb	0,71	0,62	0,48
Dy	4,02	3,3	3,12
Y	24,7	20,2	16,6
Ho	0,92	0,7	0,58
Er	2,68	2,07	1,76
Tm	0,4	0,33	0,28
Yb	2,47	1,91	1,74
Lu	0,4	0,29	0,27
Se	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	0,5	<0,5
Be	2	1	<1
Ga	17,1	18,9	21,3
V	387	355	174
Co	36,2	31,8	14,6
Ni	18,6	15,2	5,7
Cu	45,2	133,4	15,8
Zn	60	51	25
Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	51	38	12
Ni	20	<20	<20
Ag	0,2	0,6	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	0,01	<0,01
Au	1,3	<0,5	<0,5

Tabla 2: Resultados de análisis químico de las muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre.

3.3 GEOCRONOLOGÍA

En la Hoja, se recogieron 3 muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre para su análisis geocronológico mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Se han analizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vaucouver (Canadá).

La Tabla 3 recoge las principales características de dichas muestras. Su localización se precisa en la Figura 12.

Muestra	Coord. geograficas		Coord. UTM - WGS84		Litología	Edad (Ma)	Error (Ma)	Método
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY				
74 JM 9157	18.7245	-68.6810	533 633	2 070 379	Diorita hornbléndica de grano grueso	68,5	1,2	Ar/Ar en hornblenda, "plateau"
						70,1	2,4	Ar/Ar en hornblenda, isócrona normal
						67,5	2,7	Ar/Ar en hornblenda, isócrona inversa
74 JM 9339	18.7602	-68.6639	535 422	2 074 327	Gabro anfibólico inequigranular	67,7	0,8	Ar/Ar en hornblenda, "plateau"
						68,8	1,0	Ar/Ar en hornblenda, isócrona normal
						66,1	3,0	Ar/Ar en hornblenda, isócrona inversa
74 JM 9420	18.7739	-68.6709	534 682	2 075 841	Gabro anfibólico porfídico	63,3	1,6	Ar/Ar en hornblenda, "plateau"
						64,9	3,3	Ar/Ar en hornblenda, isócrona normal
						64,7	4,2	Ar/Ar en hornblenda, isócrona inversa

Tabla 3: Localización, características y dataciones de las muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre.

Indican una edad del final del Cretácico Superior (Maastrichtiano) al inicio del Paleoceno (Daniano); diferente de la datación isotópica por medio K-Ar de Bellon *et al*, 1985, que había generado una edad de 57,6+/-2,9 Ma (Paleoceno Superior).

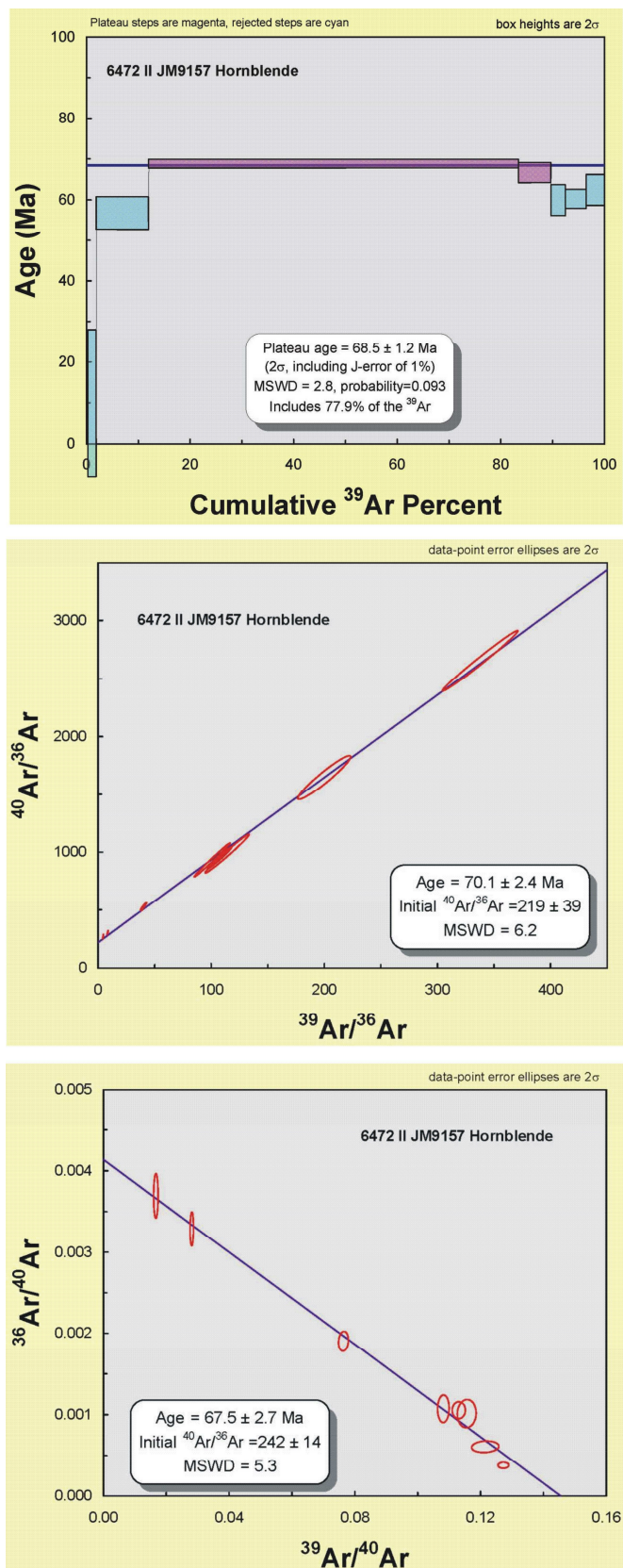


Figura 13: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6472 II JM9157.

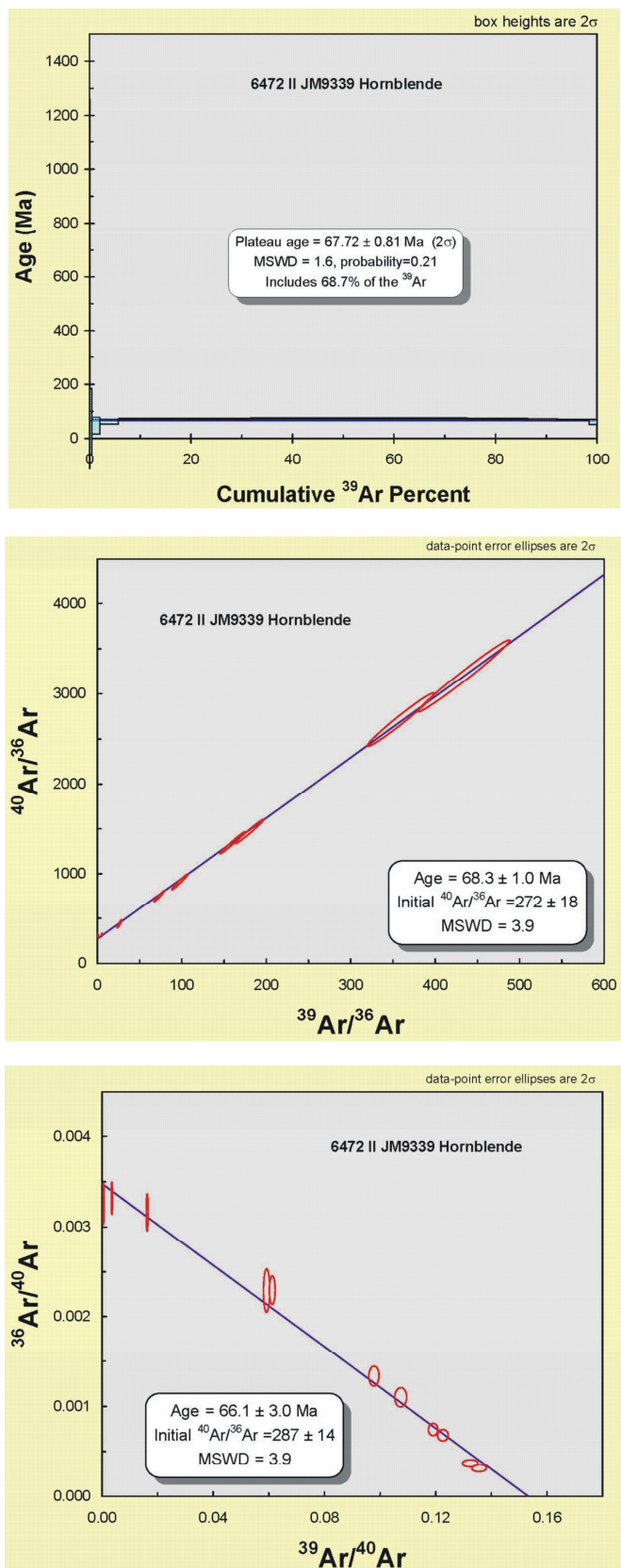


Figura 14: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6472 II JM9339.

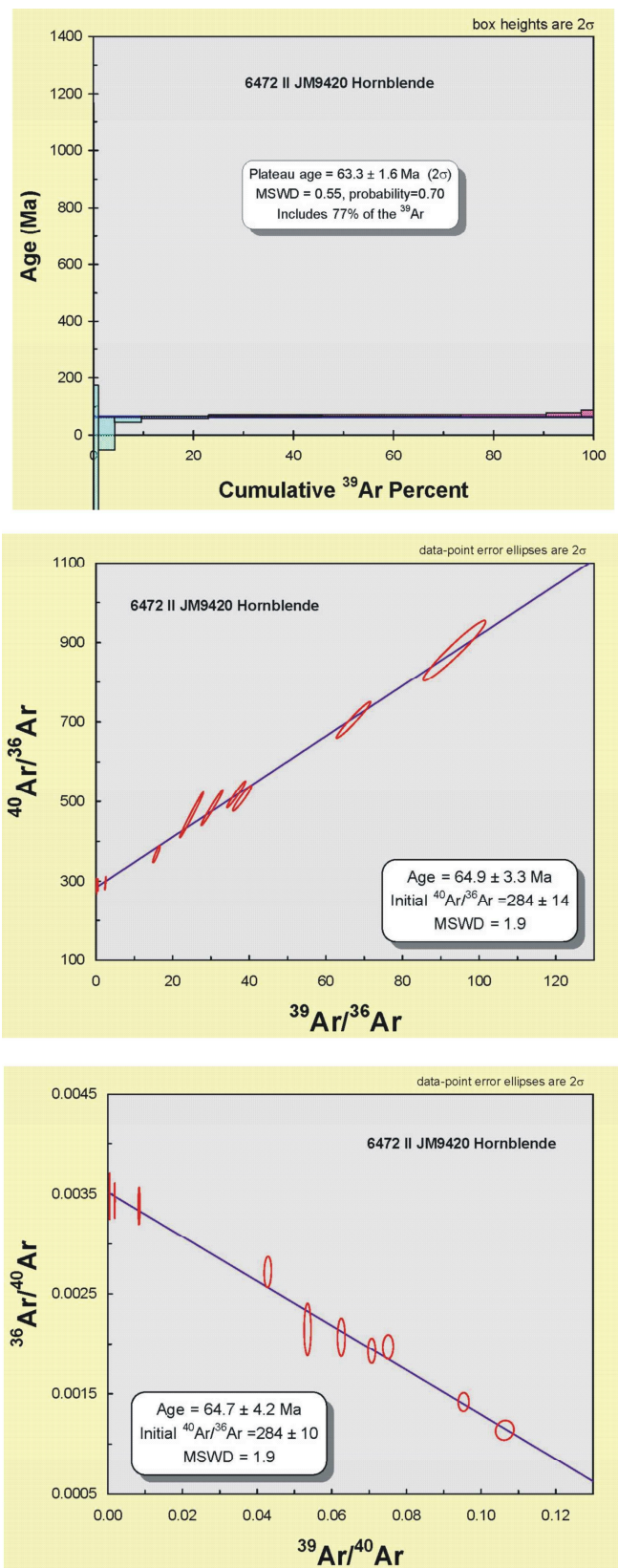


Figura 15: Diagramas con la edad "plateau" y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6472 II JM9420.

4 TECTÓNICA

4.1 MARCO GEODINÁMICO

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribe que desempeña el papel de una zona de tapón entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este; Placa Cocos y Placa Nazca. (Figura 16).

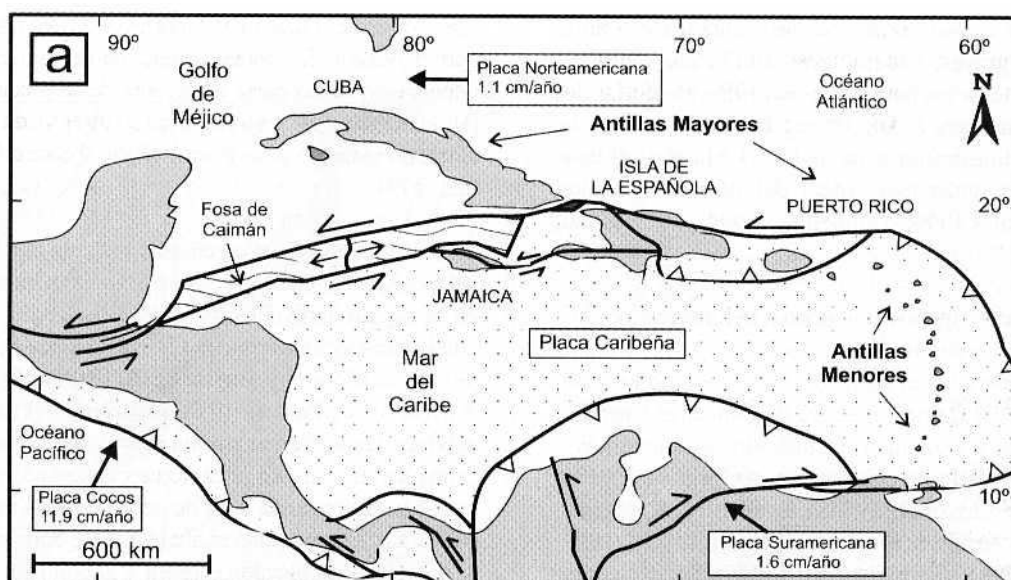


Figura 16: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).

Las Antillas Mayores: Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico pertenecen a la cadena norte-caribe cuya estructuración mayor corresponde a la colisión del margen sur de la Placa de América del Norte, con el arco volcánico de la «Proto-Placa» Caribe al final del Cretácico (Figura 17, Figura 18).

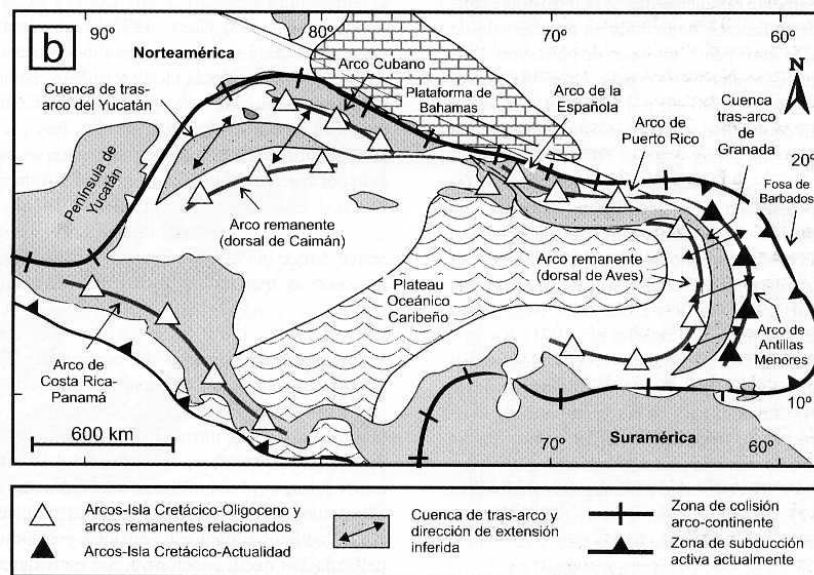


Figura 17: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).

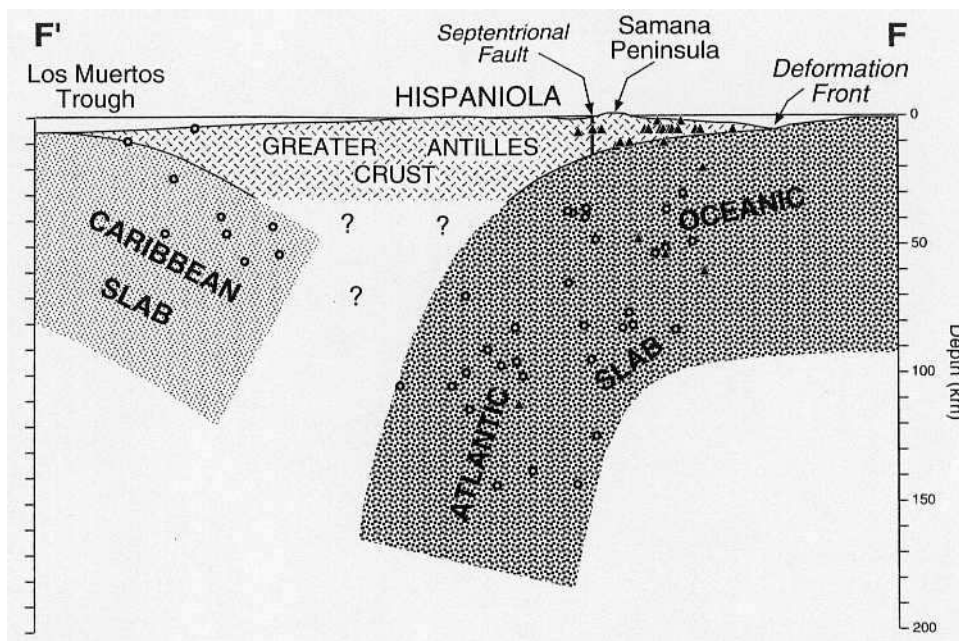


Figura 18: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).

En su configuración actual (Figura 19), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por fallas de desgarre sinestro con dirección general E-O. Estas estructuras se insertan en un sistema de fallas transformantes complejas, el sistema Polochic/Caimán, activo desde el Terciario y cuya evolución, hasta los tiempos actuales, arrastra una estructuración nueva de la cadena.

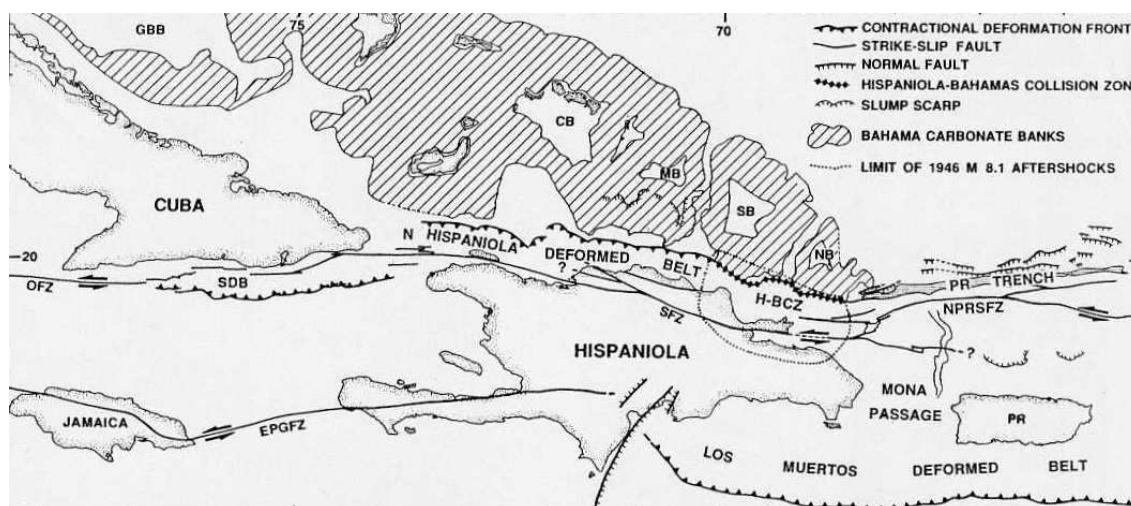


Figura 19: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició por lo menos en el Eoceno y continúa en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan et al., 1998; Mann, 1999). El conocimiento y la interpretación de esta evolución geodinámica se apoyan en los trabajos de una comunidad internacional de científicos. Desde hace varios años han sido objeto de numerosos artículos publicados principalmente por:

- la Sociedad Geológica de América, en "Special Paper 262" en 1991 (Mann P., Draper G. y Lewis J.F.) y de "Special Paper 326" en 1998 (Dolan J.F. y Mann P.);

- el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” de la Universidad de Barcelona, en el volumen 37 del “Acta Geológica Hispánica” en 2002 (Editores Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernáiz Huerta P.P.);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, número monográfico sobre la Geología de la República Dominicana (Editores Pérez-Estaún A., Hernáiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M.).

Las diferentes figuras que ilustran nuestro propósito provienen de algunas de estas publicaciones.

4.2 ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

En el marco del proyecto precedente Sysmin 2002-2004 (Proyecto L) la cartografía a 1:50 000 de 10 Hojas de la Cordillera Oriental ha facilitado bastante el avance en cuanto al conocimiento estructural de cierta porción de la República Dominicana. El texto y las figuras que siguen toman la síntesis estructural que completó los trabajos (García-Senz J. *et al.*, 2007).

La Cordillera Oriental se extiende Este-Oeste, con una longitud de unos 135 kilómetros y una anchura de unos 35 kilómetros, en el área adyacente a la costa sur de la Bahía de Samaná. Forma una sucesión de lomas incididas por una red de drenaje Norte-Sur que culminan a 736 metros de altura en Loma Vieja.

El límite norte de la Cordillera es la falla Meridional de Samaná que forma parte del sistema de fallas que se extienden hacia el NO a lo largo de la Cuenca del Cibao (Dixon T.H. y Daily M.I., 1981; de Zoeten R. y Mann P., 1991; Edgar N.T., 1991). Al Oeste se halla separada de las rocas cretácicas que forman el Cinturón Intermedio por el cabalgamiento de Hatillo (Bowin C., 1966). Hacia el Sur los relieves de la Cordillera Oriental disminuyen su altura y las rocas plegadas que la forman son cubiertas en discordancia por calizas arrecifales de edad plio-cuaternaria.

La evolución tectónica y sedimentaria es resultado de la subducción y colisión oblicua entre el borde norte de la placa del Caribe y la plataforma de las Bahamas (Burke K. *et al.*, 1978).

Un corte geológico a través del límite de placas (Figura 20) sitúa la Cordillera Oriental como un gran bloque volcano-plutónico de edad cretácica adyacente a las fallas E-O que limitan la cuenca de la Bahía de Samaná, rellena por 2900 m de sedimentos plio-cuaternarios (Edgar N.T., 1991). El basamento de esta cuenca se cree formado por las mismas rocas cretácicas expuestas en la Cordillera Oriental y diferente de las rocas del complejo metamórfico que forma la Península de Samaná. La fosa entre la Península de Samaná y el Banco de Navidad está situada en el límite entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana, como demuestra la actividad sísmica concentrada al Sur de la fosa (Dolan J.F. *et al.*, 1998).

Bowin C. (1975) presenta un mapa geológico y un mapa estructural de la isla de La Española que incluye por primera vez elementos estructurales de la Cordillera Oriental. Esta área permaneció sin embargo como una de las menos conocidas de la isla hasta el trabajo de Bourdon L. (1985), que integra una cartografía geológica 1:100 000, cortes geológicos seriados y análisis de orientaciones. L. Bourdon reconoce dos unidades principales, El Seibo y El Oro, cada una con distinta serie estratigráfica y diferente estilo de deformación. El mapa de Bourdon L. (1985) es reproducido casi sin cambios por Lebrón M.C. y Mann P. (1991), que aportan adicionalmente un corte geológico regional profundo, con pliegues de vergencia norte sobre una superficie de despegue situada a techo de la Formación Los Ranchos. Las recientes cartografías geológicas 1:50 000 del proyecto SYSMIN 2003-2004 demuestran que las formaciones estratigráficas y los elementos estructurales cruzan los límites de las unidades del Seibo y del Oro y por tanto resulta innecesaria esta subdivisión, simplificando en gran medida la geología de la Cordillera.

Las rocas más antiguas que afloran son más de 3000 metros de rocas volcánicas (Fm Los Ranchos), cubiertas por una delgada plataforma (<300 m) de carbonatos de edad Cretácico Medio (Fm Hatillo), seguida de unos 5500 metros de areniscas y calizas de origen esencialmente turbidítico (formaciones del Cretácico Superior). Presentan un metamorfismo de bajo grado en facies de prehnita-pumpellita (Bourdon L., 1985) y se hallan intruidas por granitoides de edad Cretácico. El conjunto forma el basamento de cuencas terciarias y cuaternarias.

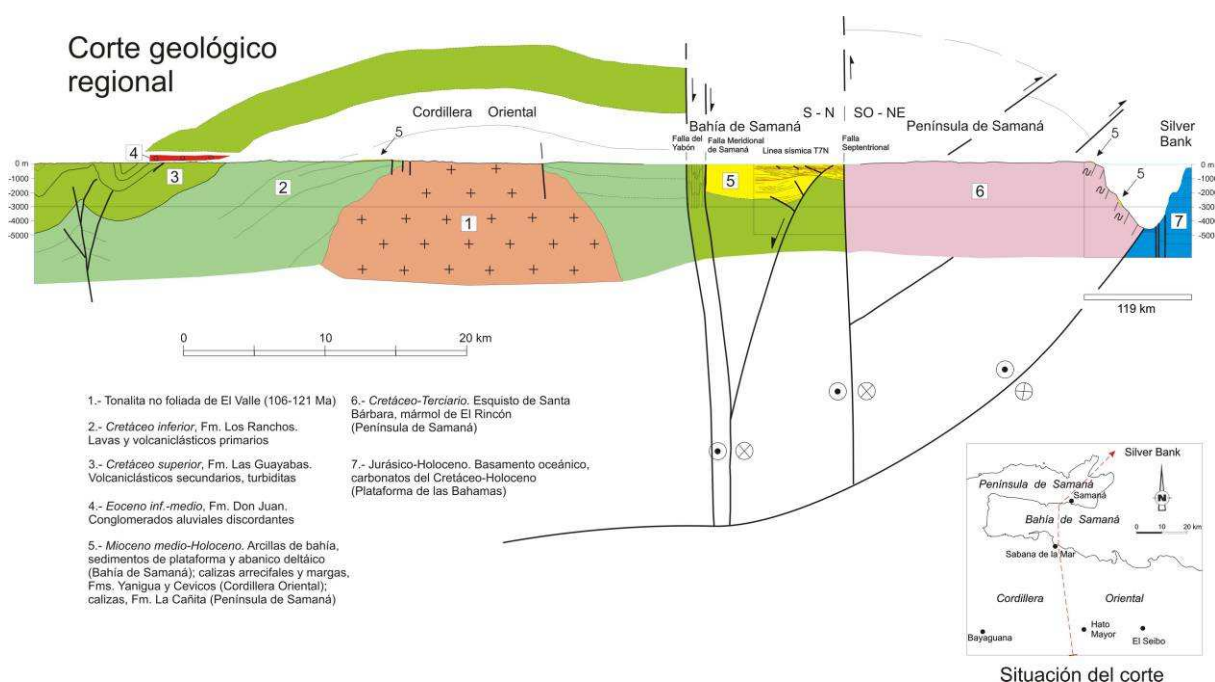


Figura 20: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. *et al*, 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos de terremotos y la línea sísmica 12 se han extraído de Dolan J.F. *et al*. (1998). El perfil muestra la Fm Los Ranchos y la tonalita en el núcleo de la cordillera, elevados sobre la placa subducida y erosionados por la Fm Don Juan (discordancia pre-Eoceno) y las fallas transformantes terciarias que limitan la Bahía de Samaná.

A escala regional, la Cordillera es un gran antiformal ONO-ESE, que cierra hacia el Este, definiendo una amplia zona de charnela. En el núcleo del antiformal están expuestas las rocas del Cretácico Inferior y los granitoides intrusivos, mientras que las rocas del Cretácico Superior forman las capas externas. El flanco Norte está cortado por la falla meridional de la Bahía de Samaná. La estructura antiformal está complicada por pliegues y fallas de superficie casi vertical con cizallas en dirección y componentes inversos y normales. Los pliegues dominan en las series estratificadas del Cretácico Superior y son raros en la pila de rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos y en los granitoides intrusivos del núcleo del antiformal, que se hallan principalmente fracturados. La fracturación es más evidente cuando una cobertera de calizas plio-pleistocenas cubre a la Formación Los Ranchos, por ejemplo en el área al Norte de Bayaguana.

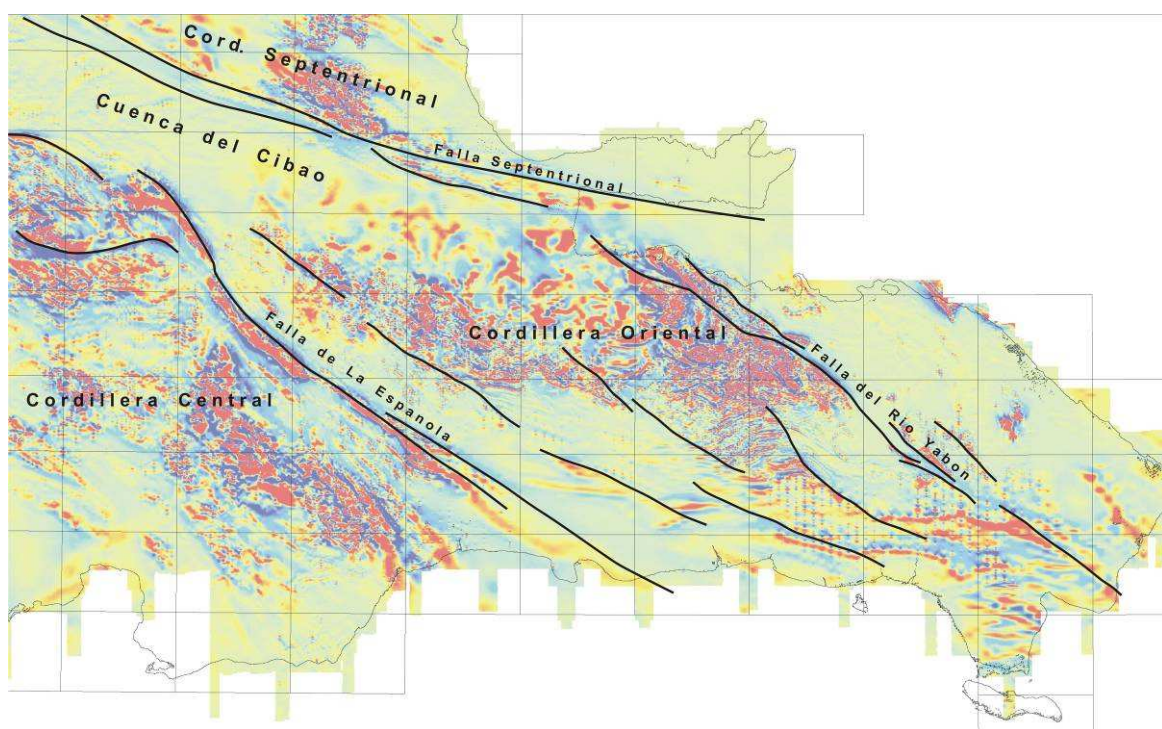


Figura 21: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

Fuera del área de culminación antiformal, la Fm Los Ranchos aflora en un área reducida al Oeste del pueblo de Miches. Ambos afloramientos están separados por la falla NO-SE del Yabón, activa desde el Terciario como una falla en dirección levógira (Hernández J.B., 1980; Bourdon L., 1985). Esta falla produce una señal marcada en el mapa geomagnético (Figura 21) y tiene asociadas protrusiones (intrusiones tectónicas) de rocas ultramáficas de origen mantélico emplazadas en el Cretácico Superior. Se trata por tanto de una falla en dirección que ha evolucionado a partir de una falla cortical en la cuenca de ante-arco.

La existencia de fallas con larga historia de actividad es asimismo postulada por Draper G. *et al.* (1996) en el área de deformación intensa limitada al NE por el cabalgamiento de Hatillo. Estos autores consideran una fase de deformación por cabalgamientos de edad cretácico medio, previa a la sedimentación de la Formación de Hatillo y una reactivación tardía de las estructuras en el Eoceno Medio-Superior. Independientemente de estos argumentos, en la Cordillera Oriental no existe una severa deformación de la Formación Los Ranchos bajo la Caliza de Hatillo. La discordancia angular entre ambas formaciones resulta más bien compatible con una elevación vertical o una suave contracción longitudinal.

Un poco mejor caracterizada desde el punto de vista estructural es la discordancia de la base del Cretácico Superior entre la Caliza de Hatillo y la Formación Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Bayaguana hay familias de fallas NO-SE, NE-SO y E-O que muestran erosión en sus bloques, con cambios bruscos de espesor de la caliza de Hatillo, que puede estar totalmente omitida. Se interpretan como fallas que acomodan la extensión inicial en la cuenca de ante-arco. Otras fallas de una escala mayor cortan en rampa 1,2 km de la parte alta del Cretácico Superior al Sureste de Hato Mayor. Aunque la homogeneidad litológica de la Fm Las Guayabas impide reconocer la separación estratigráfica en ambos bloques, la opción más plausible es que se trata de fallas de perfil lístrico que extienden hacia el Sur los sedimentos en el talud submarino. Análogos de pequeña escala se observan en cortes de taludes en la Hoja de Monte Plata. Estas observaciones indican que las fallas extensivas gravitacionales de diferentes escalas son un elemento característico de la cuenca de ante-arco del Cretácico Superior, y que las más antiguas se asocian al evento erosional que trunca la Caliza de Hatillo y Los Ranchos.

Dos generaciones de pliegues contractivos se superponen (Figura 23). La primera, con un patrón concéntrico, es groseramente paralela al contacto cartográfico de las formaciones Los Ranchos y Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Las Lisas está doblada por pliegues NO-SE y N-S de segunda generación, que producen estructuras de interferencia del tipo-I, caja de huevos de Ramsay J.G. (1967). El ejemplo más espectacular es la estructura sinformal de doble inmersión situada al Sureste de El Seibo.

El paralelismo de los pliegues de primera generación al contacto cartográfico entre Los Ranchos y las formaciones del Cretácico Superior sugiere una relación genética entre el plegamiento contractivo y el basculamiento monoclinial hacia el Sur y Sureste de las series cretácicas. Su efecto en la Cordillera Oriental fue la contracción, elevación y basculamiento hacia el arco del borde de la placa del Caribe sobre la placa subducida y la protrusión hasta la superficie de rocas ultramáficas serpentinizadas. La deformación ocurrió antes del Eoceno (Bourdon L., 1985), edad del conglomerado de Don Juan, que erosiona terrenos más antiguos hacia el Norte, llegando a yacer sobre la Formación Los Ranchos al Oeste de Hato Mayor.

La deformación finicretácica en la Cordillera Oriental coincide con el cese de la principal actividad volcánico-plutónica en La Española y es correlativa a la fase de deformación regional que afecta a las Antillas Mayores entre el Campaniano y el Eoceno, para la que se

ha invocado diversos contextos geotectónicos (Bourdon L., 1985; Pindell J.L. y Barret S.F., 1990; Mann P. *et al.*, 1991; Draper G. y Lewis J.F., 1991).

Las rocas elevadas y erosionadas del arco volcánico del Cretácico Inferior y del ante-arco del Cretácico Superior, forman el basamento de los sedimentos eocenos, depositados en cuencas estrechas limitadas por fallas NO-SE, E-O y NO-SE. El perfil transverso de estas cuencas es de tipo semigraben, con estratos rotados hacia las fallas. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales de la Formación Don Juan, provenientes de los relieves adyacentes a las fallas. Encima yacen generalmente calizas, areniscas y conglomerados marinos con diferencias estratigráficas entre cuencas que indican una evolución independiente. La generación de relieve en bloques elevados adyacentes a bloques deprimidos es típica de cuencas transpresivas.

Los pliegues de segunda generación y sistemas de cizallas asociadas que se desarrollaron entre el Eoceno y la Actualidad representan la deformación post-acrecional y post-colisión del arco de islas. Su frecuencia crece en la zona que rodea a la falla del Yabón, disminuye entre Hato Mayor y Monte Plata y vuelve a incrementarse en el área al Oeste de Monte Plata, por la deformación asociada a las zonas de cizalla que forman el límite NE de la Cordillera Central (Bowin C., 1966; Boisseau M., 1987; Draper G. *et al.*, 1996).

En el lado suroeste de la falla del Yabón los pliegues se disponen “en echelon” con un escalonamiento levógiro a ángulos de aproximadamente 20° respecto a la superficie de la falla, indicando un movimiento horizontal convergente levógiro. En contraste, los pliegues adyacentes al lado noreste son de traza subparalela. La falla y tal vez las diferencias reológicas del basamento en ambos bloques inducen la partición del esfuerzo de cizalla pura, resultando estructuras contractivas con desplazamiento oblicuo en el lado occidental de la falla y contractivas en el lado occidental. Otras fallas NO-SE a NNO-SSE entre las poblaciones de Miches y Las Lisas, exhiben en superficie una componente inversa notable y forman bloques elevados de doble vergencia como el de Loma Vieja, la máxima altura de la Cordillera. Adicionalmente, cizallas de Riedel ONO-ESE (con ligeros cambios de ángulo debidos a rotaciones) cortan a pliegues en el bloque nororiental de la falla del Yabón, que resultan deformados como domos, semi-anticlinales y semi-sinclinales, con un patrón similar al reproducido por Harding T.P. y Lowell J.D. (1979) en modelos de arcilla.

El perfil de los pliegues, generalmente abierto, cambia a apretado de tipo acordeón en el área adyacente a fallas importantes como la del Yabón, o en bloques empujados y elevados como el de Loma Vieja . La configuración del sinclinorio situado al Sureste de El Seibo es cónica, con líneas de charnela que divergen hacia el SE en la dirección de movimiento de la falla del Yabón. La mecánica del plegamiento por cizalla convergente que se invoca usualmente para explicar la formación de estos pliegues (ej. Silvester A.G., 1988) no requiere la existencia de una superficie de despegue somera a techo de la Formación Los Ranchos como proponen Mann P. *et al.* (1991).

La región de máximo acortamiento con desarrollo de clivaje se sitúa próxima a la costa norte, entre las poblaciones de Miches y Las Lisas. Existe por tanto una variación de acortamiento subperpendicular a las superficies axiales, que Bourdon L. (1985) interpretó erróneamente como la evidencia de dos unidades, El Seibo y El Oro con una historia tectónica y estratigráfica diferente y que Mann P. *et al.* (1991) llevan a la categoría de “terrenos”

Para Burke K. *et al.* (1980), Mann P. *et al.*, (1984) y Dolan J.F. *et al.* (1998), la transpresión es resultado de la orientación E-O de las fallas de Samaná, que se separa de la dirección OSO-ENE del movimiento de las placas, lo que produce una restricción a la traslación lateral de la placa del Caribe. En este contexto, las fallas E-O de Samaná constituyen la zona principal de cizalla, acomodando una parte importante de la traslación, mientras que los pliegues y fallas NO-SE de la Cordillera acomodan la mayor parte de la laminación mecánica y el acortamiento intraplaca.

En la actualidad, el borde Norte de La Española es una zona activa de cizalla, con deformación y sismicidad. Edgar N.T. (1991) reconoce deformación reciente en las líneas sísmicas superficiales bajo el agua de la Bahía de Samaná y Winslow M.A. *et al.* (1991) en la continuidad de estas estructuras hacia tierra por el bloque de San Francisco. La actividad neotectónica en la Cordillera Oriental es evidente en la elevación del arrecife plio-cuaternario, que originalmente se extendía de costa a costa en el Este de la isla y actualmente presenta un relieve estructural superior a 400 metros. El plegamiento del arrecife es pasivo, adaptado a la componente vertical de movimiento de fallas de desgarre ONO-ESE y NE-SO. Entre los rasgos geomorfológicos destacan la superficie de erosión argilitizada al Sur de Miches, numerosos relieves de lomas paralelos a escarpes de fallas y el control de la red hidrográfica. Este último se evidencia a pequeña escala en el trazado

rectilíneo de los arroyos y a gran escala en el drenaje dominante hacia el Sur. La causa última es la disimetría impuesta por las fallas bajo la Bahía de Samaná, que deprimen abruptamente el bloque norte adyacente al máximo relieve de la Cordillera.

Con motivo de la 18ª Conferencia Geológica del Caribe, J. García-Senz et A. Pérez-Estaún (2008) realizaron una interpretación de la evolución estructural de la Cordillera Oriental, basada en la morfología de la paleo-superficie ante-miocena y la comparación con el modelo analógico de McClay y Bonora (2001), relativo a cuencas asociadas a estructuras de cizallamiento (Figura 22).

La Cordillera Oriental presenta una estructura de deformación por transpresión. La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructuras sugieren un modelo de deformación en dos etapas: 1) Cretácico Superior, edad de crecimiento del antiforme, bien reconocible en la cartografía geológica, en cuyo núcleo afloran las rocas de la Fm Los Ranchos, y 2) las estructuras superpuestas formadas entre el Cenozoico y la actualidad. A gran escala, la estructura de la Cordillera Oriental es una estructura en flor positiva marcada por fallas de desgarre sinistras NO-SE, siendo la Falla de Yabón la más importante. Se observan pliegues y fallas de desgarre oblicuos entre sí formados por inversión de las cuencas Eocenas desarrolladas discordantemente sobre la Fm Las Guayabas (Cretácico Superior). Los pliegues de la segunda etapa presentan trazas axiales sigmoidales y se disponen en escalón con relación a las fallas de desgarre. Se observan pliegues generados en progresión secuencial en relación con la Falla de Yabón, dispuestos en abanico, evidenciando una deformación rotacional sinistral. También existen pliegues cortados por falla tipo Riedel dando figuras cartográficas a modo de semianticlinales y semisinclinales. La forma en planta de las fallas principales que divergen de las fallas de Samaná, y su movimiento en dirección con componente inversa, indican que el material de la Cordillera es extruido lateralmente hacia el Sureste, como en una estructura positiva en flor.

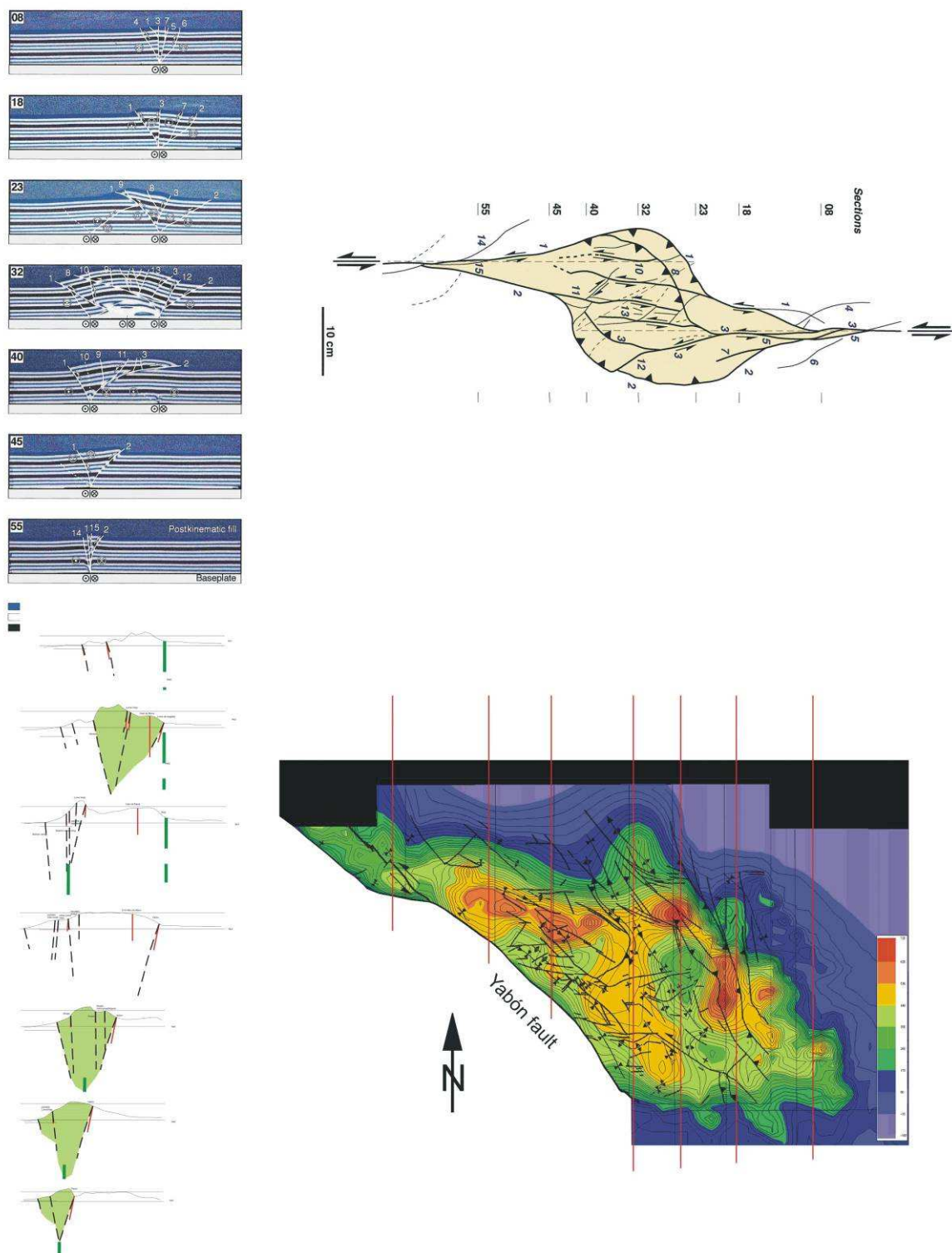


Figura 22: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz.& Pérez-Estaún ,2008).

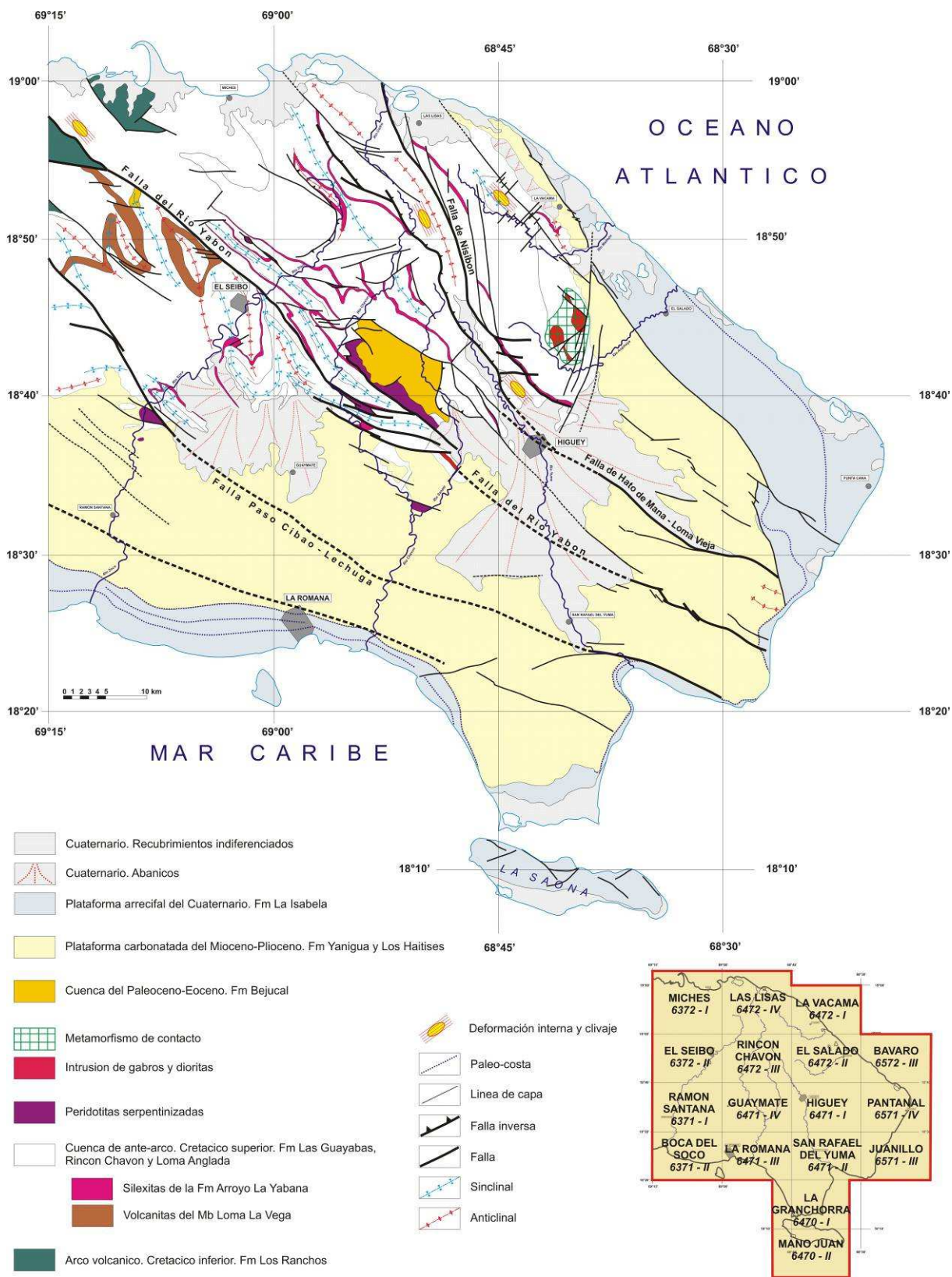


Figura 23: Esquema estructural de la parte este de la Cordillera Oriental Dominicana.

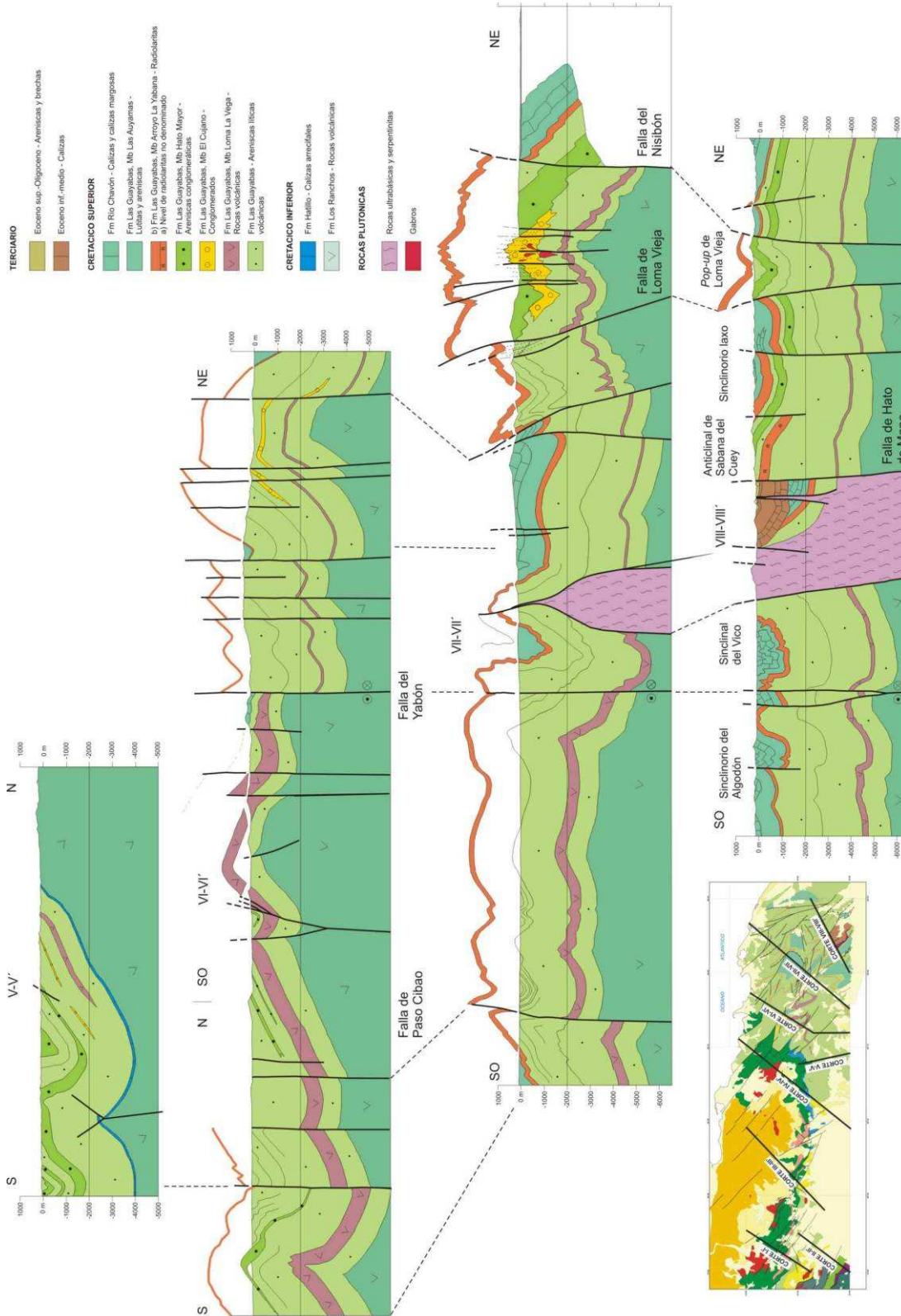


Figura 25: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. et al, 2007).

4.3 CARÁCTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “EL SALADO”

Las Hojas de El Salado y La Vacama están situadas en el extremo NE de la Cordillera Oriental. Estos presentan todas las características estructurales de esta unidad, con algunas especificidades que conviene precisar.

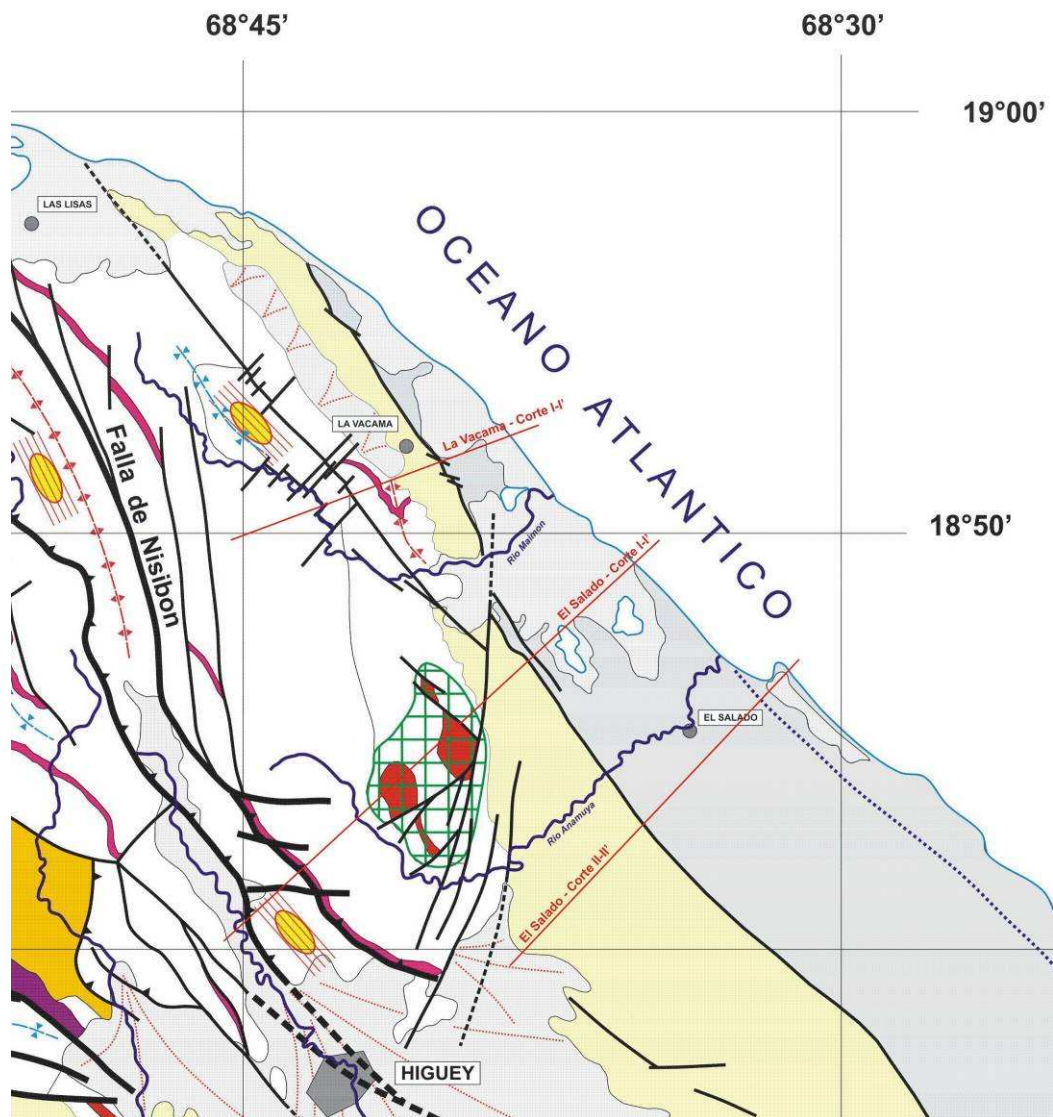


Figura 26: Esquema estructural de las Hojas El Salado y La Vacama.

4.3.1 El substrato Cretácico

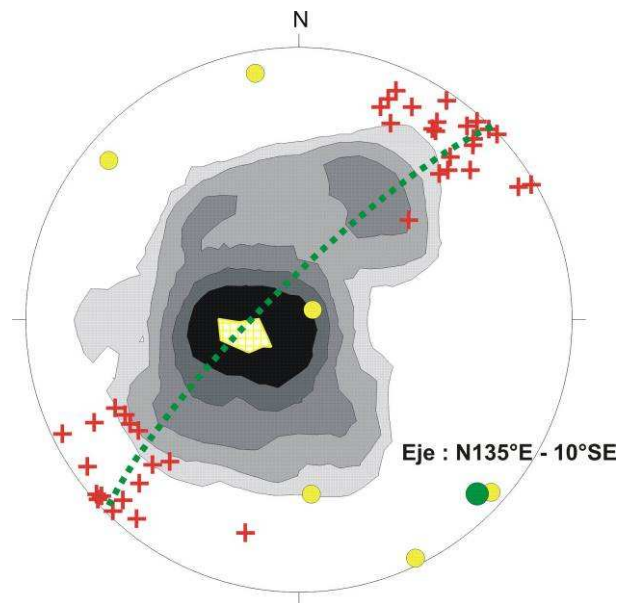
Orientados N-S y buzamiento de 25-45° hacia el Este en toda la parte NO de la Hoja, las capas cretácicas inflexionan progresivamente del SE hacia el Este, con un buzamiento al N de 35-45° en el cuadrante SO de la Hoja. Diseña un sinclinal del que la erosión ha eliminado el flanco occidental y la charnela.

Hacia el Este, este está interrumpido por una red de fallas de dirección N-S a N20°E, ligeramente onduladas y de extensión de varios kilómetros. Este sistema es el origen de numerosas y profundas indentaciones en las turbiditas limo-carbonatadas de la Fm Río Chavón del Sur de la Hoja. Por otro lado, es también la dirección N-S la que delimita la extensión de los relieves montañosos cretácicos de las calizas plio-pleistocenas de la Llanura Costera Oriental.

Al Oeste de las fallas anteriores, al menos 3 direcciones de fracturas actúan sobre el substrato cretácico: fallas de dirección NO-SE y su conjugado NE-SO. A diferencia de los anteriores, las fallas son rectilíneas, continuas en corta distancia a menudo reconducidas, lo que conduce a la existencia de corredores de varios kilómetros de extensión. La dirección E-O esta presente en el ángulo SO de la Hoja con numerosos desgarros (sinistrales?) que revelan la existencia de una falla más importante que hemos situado en la interfase entre las turbiditas arenisco-conglomeráticas de la Fm Las Guayabas y las silexitas de La Yabana. Es una falla inversa, satélite de una de similar extensión regional y que aflora en la esquina SO de la Hoja en el valle del río Duey. Entre estas dos fallas, las limo-pelitas de la Fm Las Guayabas presentan una esquistosidad que corta a la estratificación, y que es de plano axial para los pliegues de dirección N130-140°E.

Finalmente, se tendrá en cuenta el nudo de fracturas, aún mal comprendido, que rodea la intrusión de gabro-diorita de La Curtiembre.

El análisis estereográfico de los planos de estratificación revela que los terrenos cretácicos muestran una fuerte dispersión, indicando la existencia de domos estructurales resultado de la interferencia de pliegues de amplio ángulo entre flancos. No obstante, aparece una repartición que sigue un gran círculo, que presenta un polo de dirección N135°E con un buzamiento de 10° hacia el SE. La esquistosidad es de plano axial para esta dirección de plegamiento.



4.3.2 La intrusión gabro-diorítica de La Curtiembre

Constituye una protusión en relación con el relieve que la rodea, la intrusión gabro-diorítica de La Curtiembre se localiza en el cruce de un nudo de fracturas NNE-SSO, NO-SE y NE-SO. Curiosamente, se localiza en el núcleo de una estructura sinclinal, que no es lo más frecuente para el emplazamiento de un plutón intrusivo. Otros afloramientos de moderada importancia parecen insertarse como cuñas de extensión por los desgarres sinistral. La morfología de la intrusión es enigmática: podría tratarse de un “diapiro” completamente secante o un lacolito que eleva los materiales del encajante (¿?), la cuestión no está aún resuelta. La textura, microgranuda porfídica a granuda porfídica de grano fino, sugiere un emplazamiento a escasa profundidad. La intrusión está acompañada de numerosos sills y diques en las limo-pelitas del encajante. Los diques son mayoritariamente de dirección N-S y NO-SE, con las orientaciones de las principales fracturas que afectan la zona intruida. Las limo-pelitas encajantes han registrado el metamorfismo térmico. Las asociaciones mineralógicas caracterizan las corneanas con grosularia-plagioclasa-epidota. El macizo de La Curtiembre ha sido objeto de una datación isotópica por el método K-Ar en roca total, reportando una edad de 57,6±2,9 Ma que se corresponden al Paleoceno superior (Bellon H. et al, 1985). Los datos geoquímicos se caracterizan por ser elevados K₂O y Ba. Propios de una serie orogénica potásica. El magnetismo, se traduce en una fuerte anomalía positiva, relacionado con la presencia de pirrotina diseminada o concentrada en la aureola de metamorfismo.

4.3.3 La cobertera caliza plio-pleistocena

Están compuestas de una cobertera tabular, constituida por el apilamiento de capas sub-horizontales de calizas arrecifales. En los depósitos, la paleogeografía ha sido influenciada por la fracturación NO-SE. Se debe a una antigua línea de costa como la que atraviesa todo el territorio de la Hoja entre El Caracol y La Laguna de Nisibon y que permiten distinguir la Fm Haitises y La Isabela; pero también por la dirección preferencial de las dunas eólicas rectilíneas del Complejo Litoral fósil de la Fm La Isabela. Estas fallas, heredadas del substrato cretácico, parecen reactivarse en fallas de hundimiento durante la sedimentación plio-pleistocena.

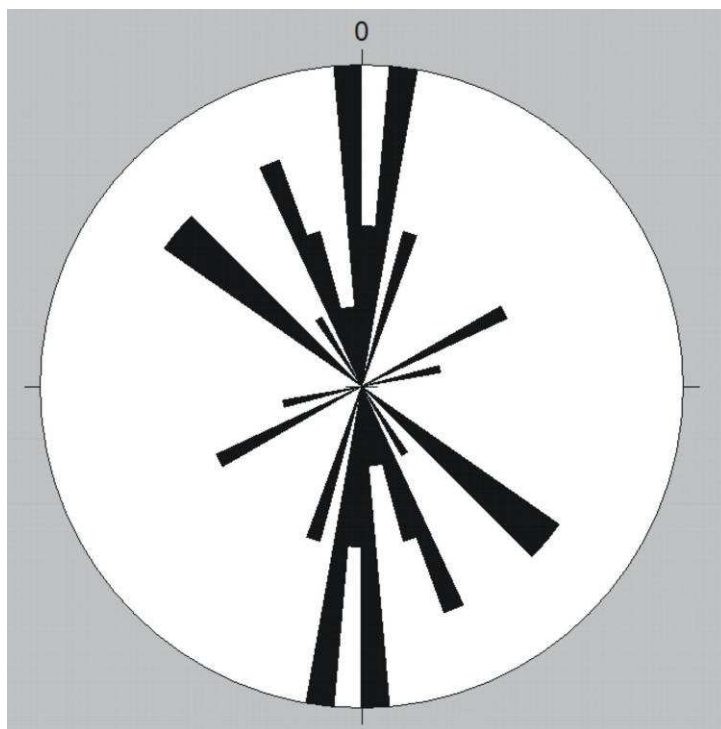


Figura 28: Diagrama de distribución de diques intrusivos, en función de la dirección (29 medidas).

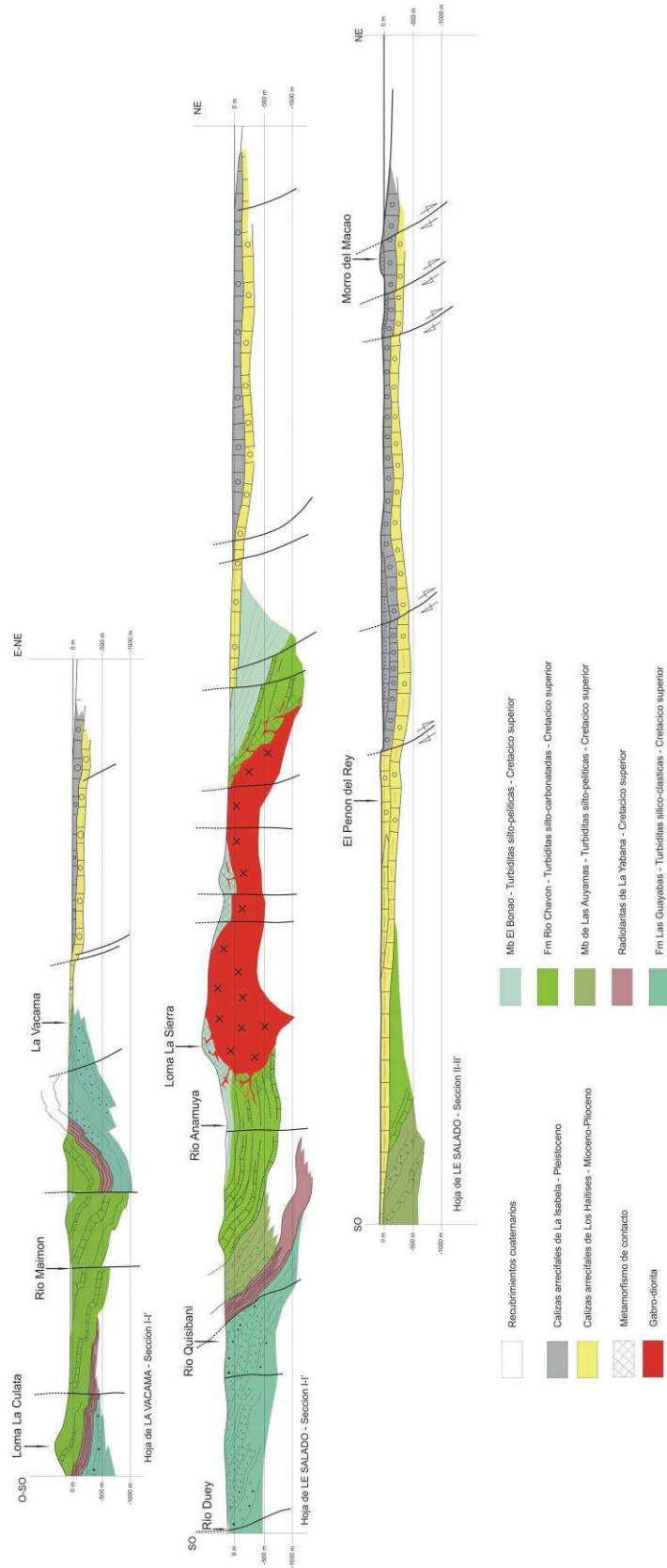


Figura 29: Secciones geológicas de las Hojas de La Vacama y El Salado.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En el presente capítulo 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 su origen (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), será el objeto del capítulo siguiente.

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 estructural; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1 Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. El sustrato volcano-sedimentario cretácico de la cordillera ha sido afectado por la creación y desnivelación de bloques, habiendo condicionado el encajamiento rectilíneo de algunos tramos de la red fluvial y el desarrollo de capturas. En la Llanura Costera del Caribe el techo de los materiales carbonatados plio-pleistocenos de la Fm Los Haitises constituye una superficie estructural dispuesta regionalmente a modo de umbral, cuya vertiente hacia el litoral está configurada por los aterrazamientos esculpidos en los depósitos arrecifales pleistocenos de la Fm La Isabela como consecuencia de la retirada del mar (Figura 30, Figura 31).

Sobre la arquitectura diseñada por los procesos anteriores, han actuado con mayor o menor eficacia las morfogénesis fluvial, marino-litoral, por meteorización química (kárstica) y gravitacional.

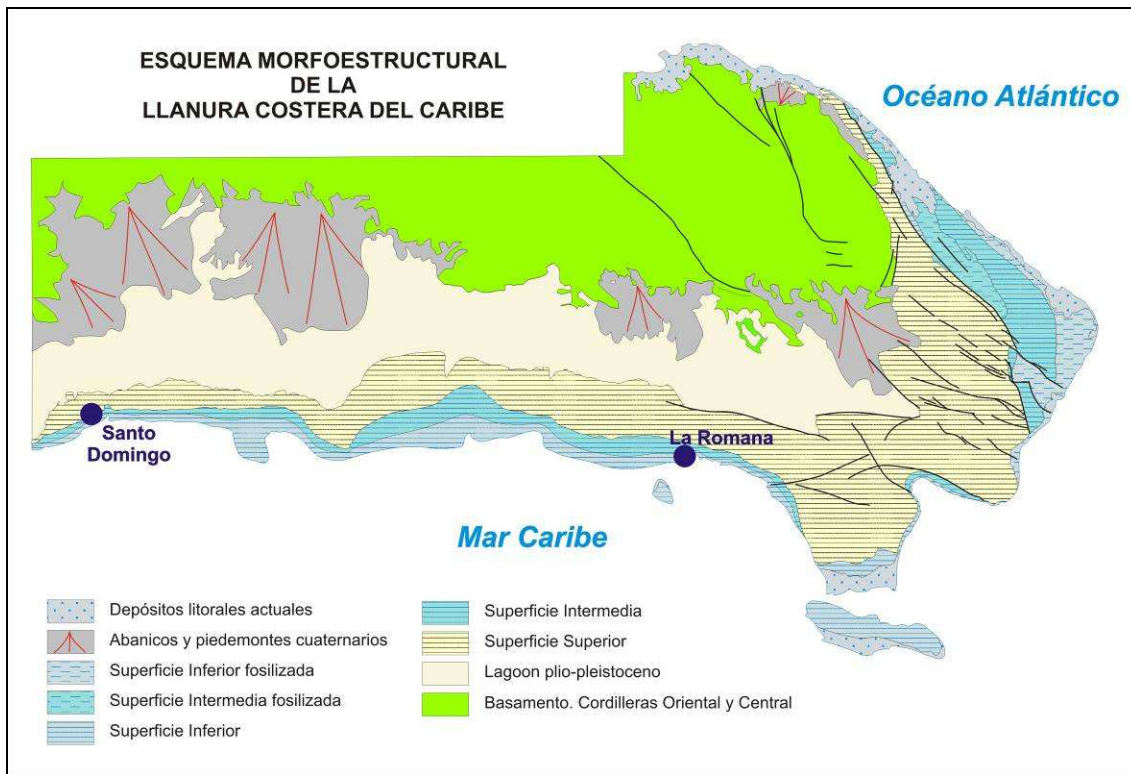


Figura 30: Esquema morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.

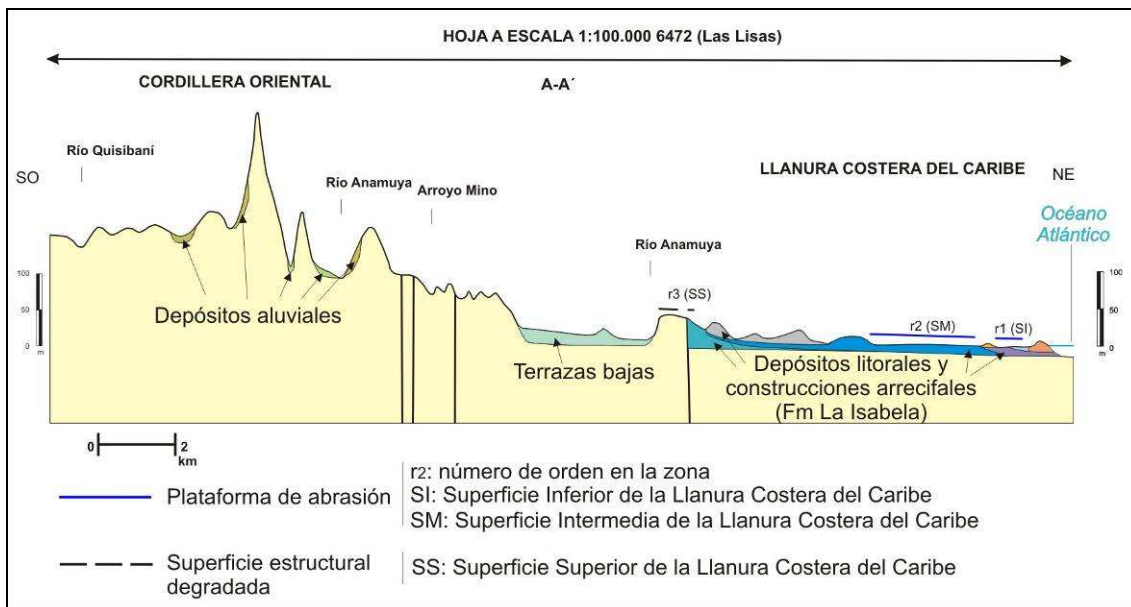


Figura 31: Perfil esquemático de la Hoja a escala 1:100 000 de Las Lisas.

5.1.1.1 Formas estructurales

Aunque se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la Hoja, es en el sector occidental donde alcanzan su máxima expresión y constituyen el condicionante fundamental de la morfoestructura, que no obstante se encuentra retocada por otros procesos morfogenéticos.

La densa red de fracturación tiene una clara expresión morfológica en el ámbito de la cordillera, así como en la orientación y de diversas alineaciones menores y segmentos de la red fluvial. Las fallas con expresión morfológica se agrupan principalmente en torno a la familia de dirección NO- SE, que condiciona la orientación de las elevaciones menores y de los valles de la cordillera, si bien existen representantes de cierta importancia de dirección NNE-SSO. Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede superar 10 km. En ocasiones las fallas se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos o bien algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin bien pueden no tenerse total certeza de su existencia, habiéndose representado como fallas supuestas.

Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos que se interpretan en relación con la acción de fallas, entre ellos los escarpes de falla, frecuentemente degradados.

Las formas producidas a favor de capas horizontales tienen su representación en el sector oriental; son superficies estructurales degradadas, configurada por el techo de la Fm Los Haitises, la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe, que en la Hoja alberga las cotas más elevadas de la Llanura Costera, sobrepasando +40 m. La superficie original se encuentra muy trastocada por otros procesos. Aunque parece evidente el carácter estructural de esta superficie, es probable que también haya sufrido la acción de la morfogénesis marino-litoral durante su formación.

5.1.2 **Estudio del modelado**

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la cordillera Oriental y la Llanura Costera del Caribe tienen como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del periodo Cretácico superior-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor

o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o al modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial, gravitacional y poligénico.

Por lo que respecta a la Llanura Costera del Caribe, son los procesos marino-litorales los condicionantes fundamentales de su aspecto actual.

Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos lacustre-endorreico, gravitacional y de meteorización química.

5.1.2.1 Formas fluvial y de escorrentía superficial

Son ampliamente representadas, constituyendo una parte de la superficie de las Llanura Costera del Caribe, así como de los numerosos valles intramontañosos. Destaca la extensión de los distintos tipos de abanicos aluviales, ya que, pese a la envergadura de varios ríos de la zona, ninguno tiene una excesiva variedad de depósitos, pudiendo destacarse el valle de los ríos Duey y Anamuya en los que junto al fondo de valle se han reconocido depósitos correspondientes a terrazas.

Los fondos de valle son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual; en general, se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje. Los más destacados se localizan en la vertiente meridional, destacando el del río Duey. Este río, junto con los ríos Maimón y Anamuya son los cursos que han desarrollado niveles de terrazas. Se trata de terrazas bajas con cotas que no superan los +10 m sobre el canal principal y pueden presentar formas de cauces abandonados como ocurre en el curso bajo del río Maimón. En las proximidades de la desembocadura del río Anayuma se distingue una terraza erosiva a ambos lados del cauce.

A lo largo de la cordillera las mayores formas representadas son los conos de deyección y los abanicos aluviales, entre los que se han reconocido dos sistemas principales. Su depósito se produce en la confluencia de ríos y arroyos con valles de mayor entidad, en los cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose; cuando los ápices se encuentran próximos entre sí, se produce coalescencia.

El sistema más antiguo de la Hoja engloba probablemente diversas generaciones imposibles de correlacionar debido a la desconexión de la mayoría de los aparatos, caracterizándose por mostrar un retoque erosivo que, aunque variable de unos cuerpos a otros, indica que ya no son funcionales; sus principales representantes se encuentran en los valles de los ríos Duey y Maimón en el sector suroriental. Por su parte, el sistema más moderno agrupa los dispositivos potencialmente funcionales, como se deduce de su mínimo retoque erosivo; sus ejemplares se encuentran ampliamente distribuidos.

Presente en la margen meridional partiendo al pie de la sierra, tapizan la llanura costera. Probablemente su génesis está relacionada con las últimas etapas de inestabilidad de la sierra, tras las cuales han sufrido una tendencia general de encajamiento.

Con una gran extensión en los valles del interior de la cordillera aparecen depósitos de carácter aluvial-coluvial en los que no resulta posible separar las porciones de origen fluvial y gravitacional; en algunos casos podrían corresponder a mantos de arroyada.

Entre las formas erosivas se han reconocido: formas de incisión lineal, ampliamente representadas por toda la zona, especialmente en el dominio montañoso, donde son numerosas las aristas en interfluvios, que poseen una notable representación en la sierra; pérdidas de drenaje y líneas de drenaje difusa, abundantes en buena parte de los cursos que alcanzan la llanura costera; capturas como resultado de la erosión remontante; y cabeceras de cárcavas en zonas montañosas donde los depósitos son muy disgregables.

Predominan los cursos fluviales con comportamientos de tipo consecuente, discurriendo a favor de la máxima pendiente regional, si bien para ello se ven favorecidos en buena parte de sus tramos por la litología y la estructura; estos factores también provocan cambios bruscos en la orientación en los elementos de la red de drenaje, con comportamientos de tipo subsecuente. En general, la red posee una geometría de tipo dendrítico, aunque la influencia de la estructura hace que algunas zonas muestren tendencias rectangulares, especialmente el sector suroccidental.

Como principales factores en la futura evolución de la red deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de la cordillera, al menos desde el Plioceno; las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas.

5.1.2.2 Formas gravitacionales

Pese a los importantes desniveles existentes en el ámbito de la cordillera, apenas han sido reconocidas, en parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, lo que provoca su permanente evolución, sin olvidar las dificultades que provoca para su identificación la densa cobertura vegetal. Las únicas formas gravitacionales reconocidas, deslizamientos y coluviones, se concentran en el límite entre las rocas plutónicas (dioritas) y las metamórficas de la Fms. Río Chavón y El Bonaó. En las vertientes atlánticas de las siltitas y lutitas de la Fm. Río Chavón, se han distinguido vertientes con surcos de erosión y ladera con reptación, posiblemente porque son muy disgregables.

En las llanuras poseen escasa relevancia debido al predominio de las grandes planicies. Las caídas de bloques a favor de los escarpes (paleocantilados) de las superficies de la franja litoral de la Llanura Costera, incartografiables en cualquier caso por sus reducidas dimensiones.

Se han reconocido cambios bruscos de pendiente en el sector meridional, anticipando la proximidad de la Llanura Costera del Caribe; no obstante la mayor parte de ellos no han sido representados, ya que coinciden con el límite de formaciones superficiales

5.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas

Se trata de lagunas y áreas pantanosas con una amplia representación en la llanura costera. Las áreas pantanosas aparecen en las llanuras ocupando la franja prácticamente paralela a la costa atlántica. En su interior destacan la laguna Juan Feliz, cuyo eje mayor alcanza 4 km en el caso de la primera.

5.1.2.4 Formas marinas-litorales

Determinan la fisonomía de la franja litoral hasta la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe y la línea de costa. En la zona sur oriental sus elementos más destacados son las construcciones biogénicas pertenecientes a la Fm La Isabela, sobre las que se han desarrollado plataformas de abrasión, en parte fosilizadas por un complejo litoral de playas y dunas, que se disponen escalonadamente, de forma subparalela al litoral: Se encuentran por toda la zona, habiéndose reconocido dos niveles a cotas de +6 m (r1) y +20 m (r2), las

cuales constituyen respectivamente las Superficies Inferior e Intermedia de la Llanura Costera del Caribe (Figura 30), si bien, como ya se ha señalado, posiblemente la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe (+40 m), esculpida sobre la Fm Los Haitises, podría constituir la plataforma de abrasión más antigua (r3) (Figura 32).

ESTIMACIONES DE EDADES Y TASAS DE ELEVACIÓN EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE
(Basado en datos de Braga, 2010)

FORMACIÓN	TERRAZA MARINA	SUPERFICIE DE LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE EQUIVALENTE	COTA (m)		DATACIÓN (ka)	TASA DE ELEVACIÓN (mm/año)	EDAD	ESTADIO ISOTÓPICO	
			JUAN DOLIO	MACAO					
LA ISABELA	r1	INFERIOR	6	6	121±9	0,050	PLEISTOCENO SUPERIOR	MIS 5e	126 ka
			10					0,083	
	r2	INTERMEDIA	26	20	313,3	0,083	PLEISTOCENO MEDIO	MIS 9	781 ka
			32		400,0	0,050		MIS 11	
LOS HAITISES	r3?	SUPERIOR	40	40	781,0	0,051	PLEISTOCENO INFERIOR	1806 ka	
					3.500,0	0,011	PLIOCENO		3500 ka

121: datación absoluta (Schubert y Cowart, 1982)

Figura 32: Tasa de elevación y edad de las unidades arrecifales de la Hoja de El Salado en el contexto de la Llanura Costera del Caribe oriental.

La segunda terraza constituye la Superficie Intermedia de la Llanura Costera del Caribe y posee una anchura notable en el sector septentrional y se encuentra afectada por la red de fallas NNO-SSO.

Las plataformas están delimitadas por acantilados fósiles, que aparecen como escarpes de características variables. Los paleoacantilados relacionados con las dos plataformas superiores (r2 y r3), poseen en algunas zonas desniveles en torno a 10-15 m y su nivel de degradación hace que aparezcan con cierta inclinación.

Pese a la precariedad de los datos cronológicos referidos a los materiales plio-cuaternarios de la región, es posible efectuar algunas aproximaciones sobre a la tasa de elevación del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe (Figura 32), utilizando como referencia estas terrazas. Así, la terraza datada como MIS 5e (121 ± 9 ka) por Schubert y Cowart (1982) entre Punta Caucedo y San Pedro de Macorís y que constituye la Superficie Inferior de la Llanura Costera del Caribe, alcanza allí 10 m de altitud máxima. Esta terraza mantiene sus cotas en el ámbito de la Hoja de Las Lisas (r1), deduciéndose un levantamiento de 0,050 a

0,082 mm/año si se considera la altura en que la muestra fue tomada (+6-7 m) o la máxima de la terraza, respectivamente (Braga, 2010).

Aplicando dicha tasa a la terraza inmediatamente superior en el sector de Boca Chica-San Pedro de Macorís, que constituye la Superficie Intermedia de la Llanura Costera del Caribe, resulta una edad de 313,3-400 ka. Tomando como referencia esta edad, en el sector oriental de la Llanura Costera resultan los episodios isotópicos 9 y 11 equivalentes a niveles del mar relativos altos.

En cualquier caso, el levantamiento es efectivo desde el cese del depósito de la Fm Los Haitises, es decir, al menos, desde el Pleistoceno Inferior, pero la imprecisión sobre la edad de los carbonatos más recientes dentro de esta formación deja muy abiertas las estimaciones sobre tasas de levantamiento; no obstante, la altitud actual de sus calizas someras puede dar una idea de dichas tasas. En concreto, al oeste de Macao presentan altitudes de +40 m. Considerando que el depósito de las calizas concluyó en el Pleistoceno Inferior (781 ka), la tasa de levantamiento sería de 0,051 mm/año y si por el contrario, se asume que las calizas dejaron de acumularse y empezaron a emerger al final del Plioceno Inferior (hace 3,5 millones de años), lo que sería el otro extremo del impreciso intervalo de edad en que podemos acotar la formación, la tasa sería de 0,011 mm/año. En cualquier caso, esta tasa de elevación de 0,051-0,011 mm/año, correspondiente a un orden de magnitud similar a la calculada para la Fm La Isabela (0,050-0,083 mm/año), resulta sensiblemente inferior a la experimentada por la Fm Los Haitises en otros lugares de la isla, como las cordilleras Oriental y Septentrional.

El elemento más característico de la costa actual es el cordón litoral que presenta unas playas muy continuas, aunque con una anchura de orden decamétrico e incluso inferior. La continuidad sólo se ve truncada por la desembocadura del curso fluvial del río Anamuya

Otro de los elementos característicos del litoral son las marismas bajas o zonas afectadas por las mareas diarias, coincidentes con el manglar; su principal manifestación se encuentra en el dorso del cordón litoral oriental. También debido a la intersección del nivel freático marino con la topografía se forman varias lagunas costeras que presentan fuertes variaciones de cotas según las mareas.

5.1.2.5 Formas por meteorización química

Poseen una notable representación por toda la zona, debido a la extensión alcanzada por las Fms. Los Haitises y La Isabela. Sus afloramientos constituyen un campo de lapiaces desnudo, quedando semicubierto en las zonas de afloramiento de los complejos litorales fósiles de playas y dunas. El mayor desarrollo de la karstificación se encuentra ligado a los afloramientos de las Fms Los Haitises y Yanigua, que puede considerarse como un área con intensa karstificación, siendo su máxima expresión las pequeñas dolinas y dolinas con fondo plano, en su mayoría rellenas por arcillas rojas producto de la descalcificación de los carbonatos. Las dolinas son las formas más características, superando 500 m de eje mayor en algunos casos. También se observan uvalas por confluencia de varias de ellas.

En cuanto a los procesos de meteorización química en rocas no carbonatadas, se encuentran extendidas las argilizaciones, cuyo resultado son las arcillas rojas de carácter laterítico típicas de la meteorización en ambientes tropicales; afectan a un amplio espectro de sustratos, como los materiales sedimentarios y volcano-sedimentarios cretácicos. Ocasionalmente puede afectar a algunos depósitos cuaternarios.

5.1.2.6 Formas antrópicas

La actividad antrópica constituye una imponente característica en el margen litoral meridional de la Hoja, donde existe una fuerte modificación del paisaje debido a la creciente generación de infraestructuras turísticas y por la actividad propia de este sector. La escala de representación únicamente ha permitido representar una escombrera o vertedero situado al sur de Macao, aunque son más numerosos.

5.2 EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Si bien la morfología de la zona está influenciada por los procesos acaecidos a lo largo de la historia de la Cordillera Oriental, su fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Plioceno, cuando la cordillera poseía una envergadura inferior a la actual, estando flanqueada al norte y al sur por las plataformas carbonatadas arrecifales que llegarían a convertirse en la región de Los Haitises y en la Llanura Costera del Caribe. En realidad, ambas plataformas se unirían hacia el este, rodeando las estribaciones de la cordillera Oriental, pero también hacia el oeste, al noreste de Bayaguana, por lo que esta cordillera

constituiría en realidad una isla (Díaz de Neira et al., 2007). La evolución y la historia geomorfológica de la zona están condicionadas básicamente por la tendencia ascendente de dicha plataforma a lo largo del Cuaternario.

La característica básica de la plataforma pliocena es la presencia de una barrera arrecifal (Fm Los Haitises) de orientación E-O, que protegía un amplio lagoon (Fm Yanigua), que recibía descargas terrígenas procedentes de la incipiente Cordillera Oriental. La continuidad de la tendencia ascendente de La Española, evidenciada desde épocas precedentes, provocó la elevación de la plataforma durante el Pleistoceno Inferior. El consiguiente retroceso de la línea de costa iría acompañado de la migración de la plataforma arrecifal (Fm La Isabela), entonces mucho más estrecha, probablemente a partir del Pleistoceno Medio. En el ámbito de la sierra, la red de drenaje esbozaría su geometría general, basada en cursos de pequeña longitud y carácter consecuente que incrementarían su poder incisivo al ascender con respecto al nivel de base, comenzaron a depositarse los sedimentos aluviales. Posiblemente, con anterioridad a la jerarquización de la red ya habría dado comienzo un activo desarrollo de lateritizaciones y arenizaciones.

En el extremo oriental de la Llanura Costera del Caribe, durante el Pleistoceno Superior, la emersión de las plataformas correspondientes a la Fm La Isabela dio paso al desarrollo de extensos complejos litorales de playas y sistemas de dunas. Hacia el interior, la tendencia ascendente de la Cordillera Oriental tuvo como consecuencia la formación de abanicos y piedemontes que tapizarían las llanuras costeras. En la cordillera, el encajamiento ha sido simultáneo con la continuación de la argilización de los materiales volcano-sedimentarios y sedimentarios, así como con el retroceso de las vertientes y, por último, con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

La evolución holocena no parece haber modificado la tendencia previa, con una enérgica incisión de las zonas más elevadas y una importante actividad sedimentaria en las llanuras aluviales de los principales ríos. En las antiguas construcciones arrecifales, la principal actividad ha sido de tipo kárstico. En el litoral la actividad deposicional ha dado lugar a un extenso cordón litoral a cuyo resguardo se han desarrollado lagunas, marismas y áreas pantanosas.

Como principales motores en la futura evolución de la región, deben tenerse en cuenta: la tendencia ascendente, con el consiguiente retroceso de la línea de costa y el descenso del

nivel de base; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; la dinámica de la red de fracturación, desnivelando bloques y favoreciéndole el desarrollo de nuevas vías de drenaje, la actividad gravitacional en los acantilados, actuales y fósiles; la tendencia a la colmatación de las lagunas y áreas pantanosas costeras; el retroceso de la actividad gravitacional de las vertientes; y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.

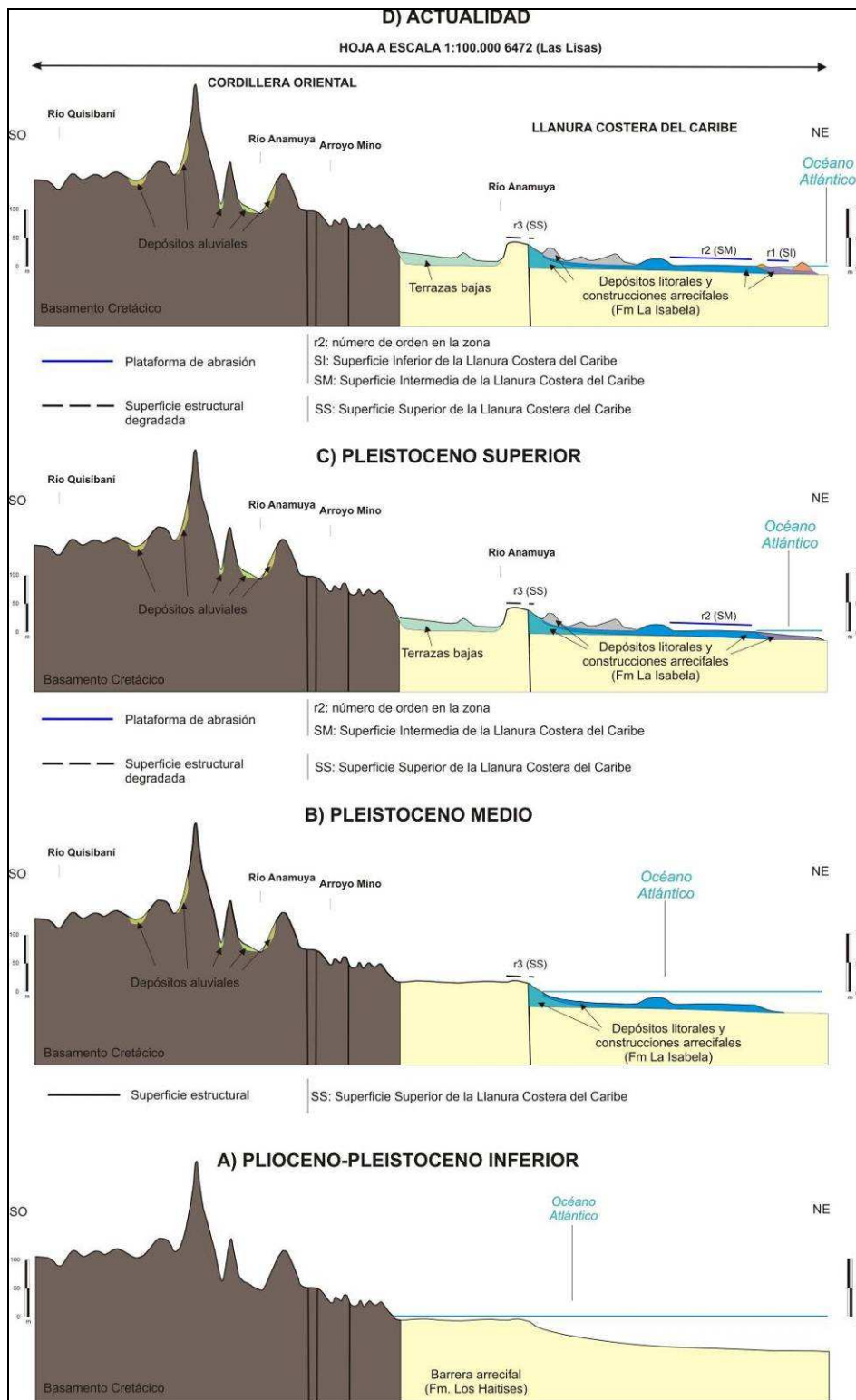


Figura 33: Evolución del perfil de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (exageración vertical de los cortes).

6 HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas de la Cordillera Oriental Dominicana registran 130 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde su inicio como un arco de islas intraoceánico hasta la colisión oblicua con la placa de Norteamérica y traslación a lo largo de fallas transformantes paralelas al límite de placas.

Sobre la corteza de la placa del Caribe, posiblemente engrosada en algunas áreas como una meseta o un monte oceánico (Escuder Viruete J. *et al.*, 2002) y que pudiera corresponder o no al Complejo Duarte más la peridotita, se desarrolló en el Cretácico Inferior un arco de islas primitivo de composición bimodal y afinidad toleítica representado en la zona de estudio por la Fm Los Ranchos y sus equivalentes deformados, los Esquistos de Maimón y la Fm Peralvillo Norte. La reconstrucción basada en la Fm Los Ranchos indica que en un estadio inicial se acumularon lavas en aguas profundas, y posteriormente lavas y volcanoclásticos en aguas someras afectadas por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina (Kesler S.E. *et al.*, 1991). En algún momento del Neocomiano el edificio volcánico había alcanzado el nivel del mar y su destrucción en los taludes costeros aportó una proporción de sedimentos con restos de plantas que fueron posteriormente impregnados de depósitos epitermales de oro y plata en el área de Pueblo Viejo. La vegetación transportada sugiere un clima cálido, estacionalmente seco (Smiley C.J., 1982 cita en Caribbean Geology into the third Millenium). Con el cese progresivo del volcanismo se intruyen numerosos stocks de tonalitas de la misma afinidad toleítica y los relieves emergidos terminaron arrasados en una plataforma, sobre la que se depositaron en ligera discordancia angular calizas arrecifales de la Formación de Hatillo (Bourdon L., 1985).

Hacia el final del Albiano, la plataforma de carbonatos de Hatillo que se había mantenido con una subsidencia estable, quedó enterrada bajo rocas volcanoclásticas de la Formación Las Guayabas. Este evento se relaciona con el desarrollo de un segundo arco volcánico de naturaleza calcoalcalina, relacionado con la subducción de la placa Norteamericana hacia el Sur, que aporta detritos a una cuenca de ante-arco superpuesta al arco inicial. La Formación Las Guayabas se depositó por corrientes de turbidez en un mar profundo, sobre un talud tectónicamente inestable.

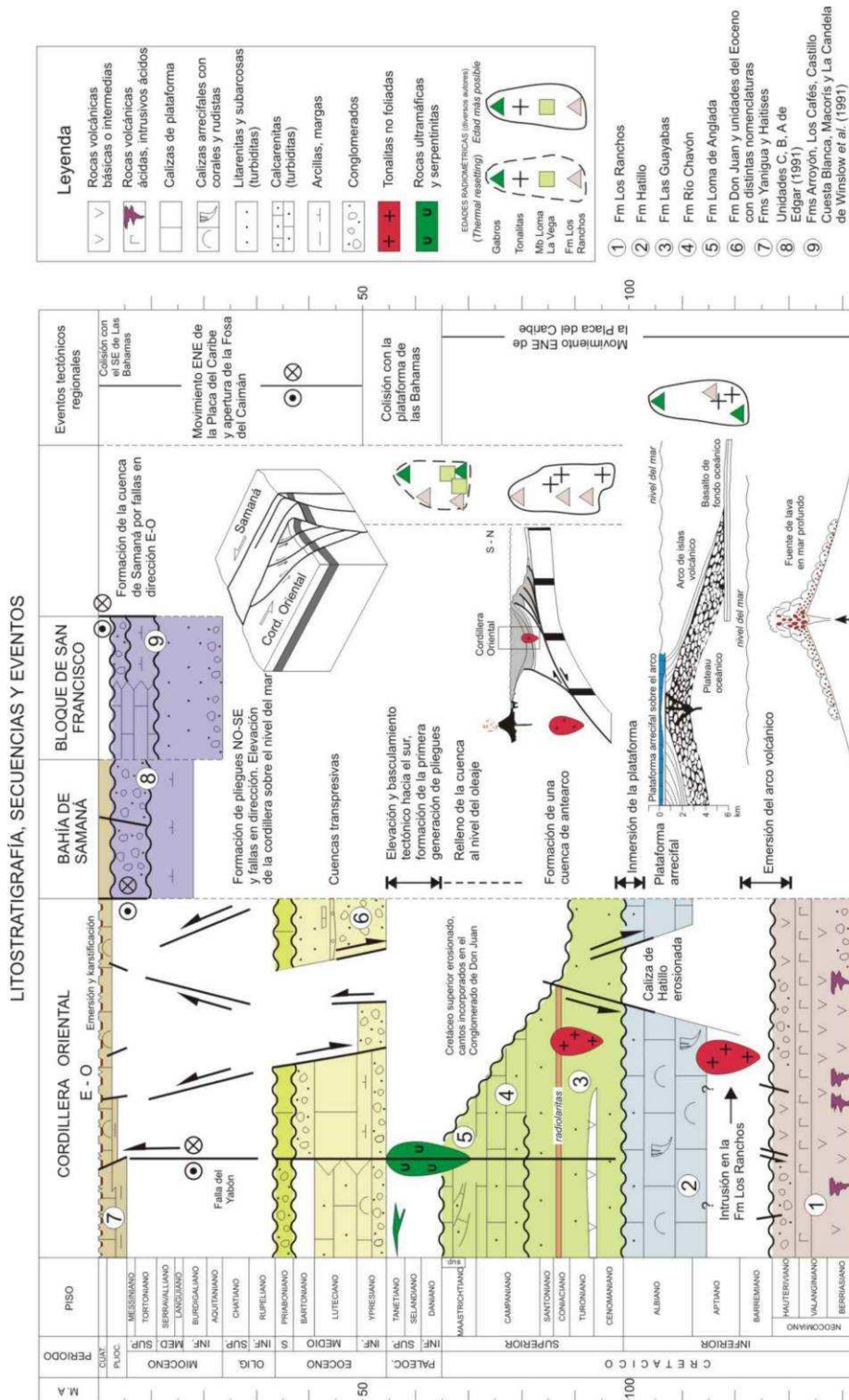


Figura 34: Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en los sedimentos de la Cordillera Oriental (García-Senz J. et al., 2007). Los datos de la Bahía de Samaná son de Edgar (1991) y los datos del Bloque de San Francisco de Winslow et al. (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler et al., 1991; Bellon et al., 1985).

Una gruesa intercalación de rocas volcánicas básicas a intermedias en su tramo inferior (Mb Loma La Vega), indica la proximidad del magmatismo del arco. El aporte de detríticos quedó interrumpido en algún momento del Coniaciano Superior-Santoniano, sedimentándose un extenso nivel de radiolaritas. Este nivel marca un punto de inflexión en el tipo de los aportes, con disminución de los detríticos de área fuente volcánica y aumento de los detríticos de área fuente calcárea, que serán dominantes en el Campaniano-Maastrichtiano.

La tasa de subsidencia que mantenía en aguas profundas la zona interna sur de la cuenca de ante-arco fue compensada y sobrepasada por la agradación de sedimento en el Maastrichtiano, formándose un área marina somera con barras arenosas y zonas protegidas con parches de rudistas (Fm Loma de Anglada). De una forma extrínseca a la dinámica de la cuenca, la extinción del límite K/T causó el relevo de numerosas microfaunas y terminó con los rudistas, dejando a los corales y algas melobesias como los principales bioconstructores de las plataformas de carbonatos.

El segmento de cuenca de ante-arco contenido en la Cordillera Oriental fue elevado, plegado y basculado hacia el Sur en el Paleoceno, como parte del proceso diacrónico de colisión de las Antillas Mayores con el margen sur de la placa de Norteamérica en el Paleoceno-Eoceno (Pindell J.L. y Barret S.F., 1990; Dolan J.F. *et al.*, 1991). Paralelamente al bloqueo progresivo de la subducción cesó también la actividad ígnea. Las últimas intrusiones de tonalitas, dioritas y granodioritas de afinidad calcoalcalina datan del Eoceno

Tras la colisión y hasta la actualidad, la convergencia entre la placa Americana y la del Caribe ha sido oblicua. Como consecuencia, sobre el basamento cretácico arrasado de la Cordillera Oriental se formaron cuencas transpresivas separadas por fallas en dirección NO-SE. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales (Fm Don Juan) provenientes de los relieves adyacentes a las depresiones. El tipo de sedimento y la batimetría varían de una cuenca a otra, pero en general la evolución es transgresiva a medida que las cuencas se ampliaban y áreas más extensas subsidían. En el Eoceno Superior existen taludes con resedimentación de depósitos en masa y turbiditas de área fuente volcánica y metamórfica.

La reconstrucción paleogeográfica de las cuencas eocenas está oscurecida por la erosión posterior durante el Oligoceno-Mioceno. En el Mioceno la evolución de la zona de cizalla

había alcanzado ya el estadio avanzado que hoy observamos, con pliegues NO-SE subparalelos a las fallas en dirección y fallas de Riedel que deforman los pliegues.

Una transgresión importante a se produce en el Plioceno (posiblemente al final del Mioceno, con cierta incertidumbre en la datación). A favor de esta transgresión, una sedimentación marina carbonatada se instala en la mayor parte de la zona de estudio y que dura aproximadamente hasta el Pleistoceno Inferior. Una gran parte de la isla estuvo sumergida durante este periodo. Ese es el caso de la Cordillera Septentrional aunque poco desarrollado, a la parte Este de la Cordillera Central. La Cordillera Oriental situada al Norte de la zona de estudio parece que permaneció emergida durante todo el Plioceno, como testifican los depósitos continentales que dominan al Sur de esta zona, y las frecuentes llegadas de terrígenos de material del zócalo observado en los sedimentos.

A lo largo del intervalo anterior, la zona habría estado sometida, al menos temporalmente, a procesos erosivos, siendo en el Plioceno cuando la región comenzó a adquirir su fisonomía actual. Durante este periodo, la actual Llanura Costera del Caribe constituía una extensa plataforma carbonatada situada al sur y al este de una incipiente Cordillera Oriental, restringida durante dicha época a una serie de islas e islotes, a modo de archipiélago (Díaz de Neira *et al.*, 2007).

La plataforma se caracterizó por la presencia de una barrera arrecifal de orientación E-O, arqueada hacia el Norte en su sector oriental (Fm Los Haitises), que protegía un amplio lagoon (Fm Yanigua) al que llegaban descargas terrígenas procedentes de los incipientes relieves septentrionales. La tendencia ascendente de La Española debida a la convergencia entre placas prosiguió durante el Pleistoceno Inferior, provocando la elevación de la plataforma.

La barrera arrecifal se erigió en un umbral que separaba el mar Caribe de un mar interior o una gran laguna costera; el retroceso de la línea de costa fue acompañado de la migración de los edificios arrecifales (Fm La Isabela), cuyo primer depósito acontecería probablemente en el Pleistoceno Medio.

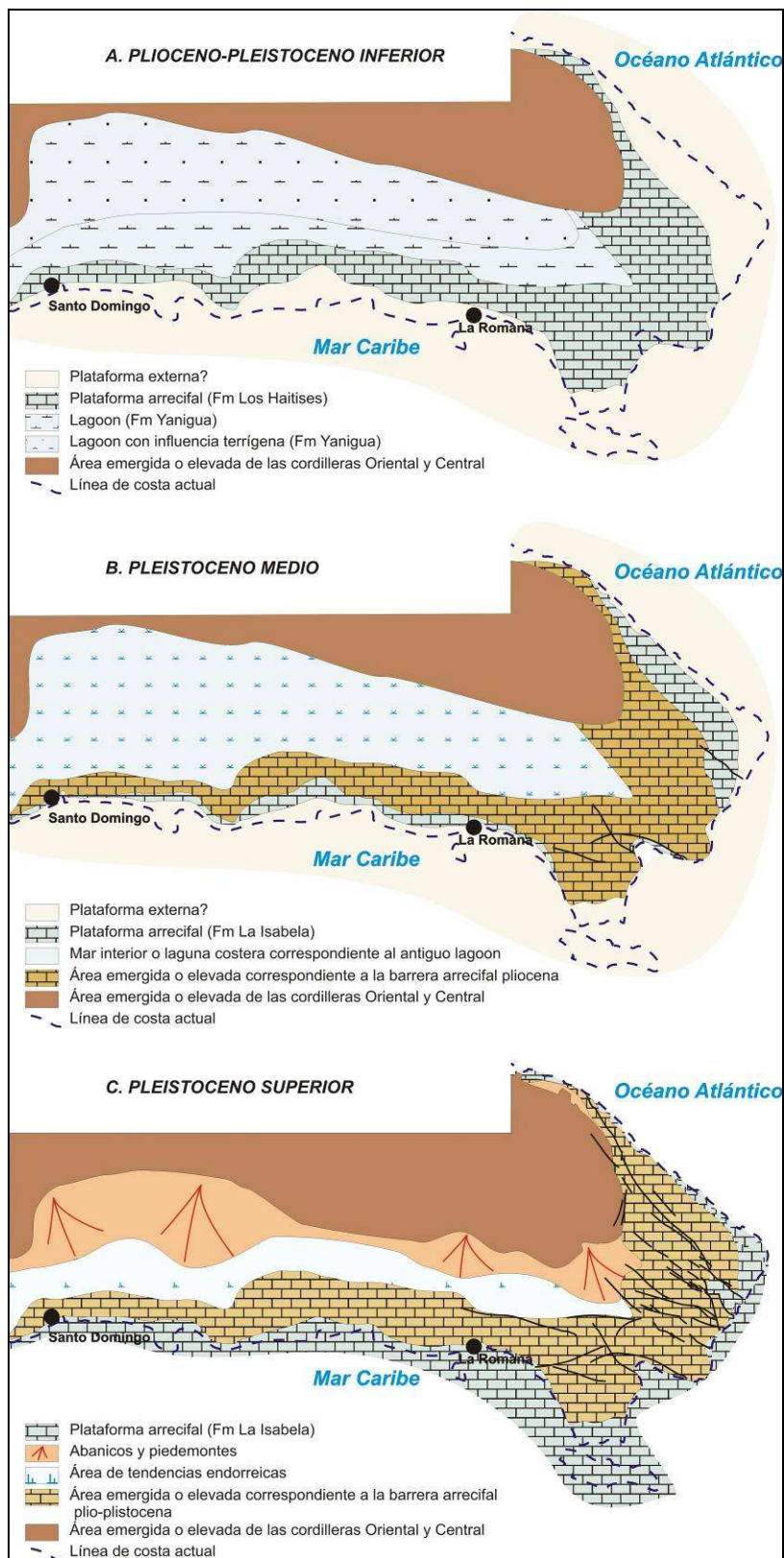


Figura 35: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).

En el Pleistoceno Superior, el antiguo *lagoon* se encontraría totalmente emergido, configurándose como una gran zona endorreica. La tendencia ascendente de la Cordillera Oriental tuvo como consecuencia la formación de abanicos y piedemontes que tapizarían el sector septentrional del antiguo *lagoon*. El continuo retroceso marino hacia el sur y el este propició el desarrollo de las construcciones arrecifales más recientes de la Llanura Costera del Caribe, en cuyo extremo oriental la emersión de las plataformas correspondientes a la Fm La Isabela dio paso al desarrollo de extensos complejos litorales de playas y sistemas de dunas.

Probablemente a finales del Pleistoceno Superior, se produjo la captura de la cuenca endorreica, tanto por la acción remontante de algunos de los pequeños cursos que vertían a su sector meridional (río Ozama), como por la creación de nuevas vías de desagüe a favor de fallas (río Yuma). Este paso exorreico iría acompañado de una eficiente incisión lineal, en la zona de sustrato margoso, con creación de una densa red de tipo dendrítico en las principales cuencas actuales. No obstante, algunas zonas han mantenido su carácter endorreico hasta la actualidad. En el sector oriental, la acción kárstica ha imposibilitado el desarrollo de cursos fluviales al este del río Yuma.

La evolución holocena no ha modificado la tendencia previa, con una enérgica incisión de las zonas más elevadas del antiguo *lagoon* y una importante actividad sedimentaria en las llanuras aluviales de los principales ríos. Por otra parte, los acantilados del litoral caribeño han estado sometidos a procesos erosivos, a diferencia del litoral atlántico, donde la actividad deposicional ha dado lugar a un extenso cordón litoral a cuyo resguardo se han desarrollado lagunas, marismas y áreas pantanosas.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 HIDROGEOLOGÍA

7.1.1 Datos climáticos

No se dispone de datos climáticos específicos en la zona de El Salado. Sin embargo, las condiciones climáticas son comparables a las registradas en Salvaleon de Higuey (Figura 36). La pluviometría media anual sería de 1420 mm/año, con un periodo muy lluvioso de Mayo a Noviembre. La temperatura media alcanza los 32°C de día, y los 20°C en la noche, con variaciones medias mensuales comprendidas entre 24°C y 28°C. La región se beneficia de un clima tropical templado por los alisios, con una pluviometría superior a la media nacional, por la proximidad del mar y de relieves con tendencia a atraer y retener las nubes.



Figura 36: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Higuey. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de <http://www.theweathernetwork.com>).

7.1.2 Red hidrográfica

El territorio de la Hoja El Salado es atravesado por una línea de división de aguas que, al Norte, sigue el borde oeste de la Hoja (Loma Morro Gordo – El Perico, 601 m) y en el Sur, se armoniza con la curvatura geológica de la Fm Río Chavón, pasando por las cimas de Loma Palmarite, Loma La Cotorra y Cerro Gordo.

Al Norte y NE de esa línea, el territorio es drenado por los ríos Maimón, Yonu, Duyey y Anamuya y sus afluentes. Todos estos ríos parten de Norte a Sur y, a continuación, su cauce vira para ir hacia el SO-NE. Desembocan en el Océano Atlántico tras atravesar las calizas de la Llanura Costera Oriental donde una parte de su contenido de agua se infiltra y se pierde. Según los datos de INDRHI (Eptisa, 2004), el caudal medio anual del río Maimón es estimado en 2,85 m³/s. El del río Anamuya es cercano a 1 m³/s. El caudal del río Anamuya no es permanente. En estación seca, se agota debido a la fuerte infiltración en las calizas de la Llanura Costera Oriental. En cambio, debido a las fuertes mareas, la parte inferior de estos es invadida por agua marina varios kilómetros, entre la costa atlántica y la carretera El Salado-Uvero Alto.

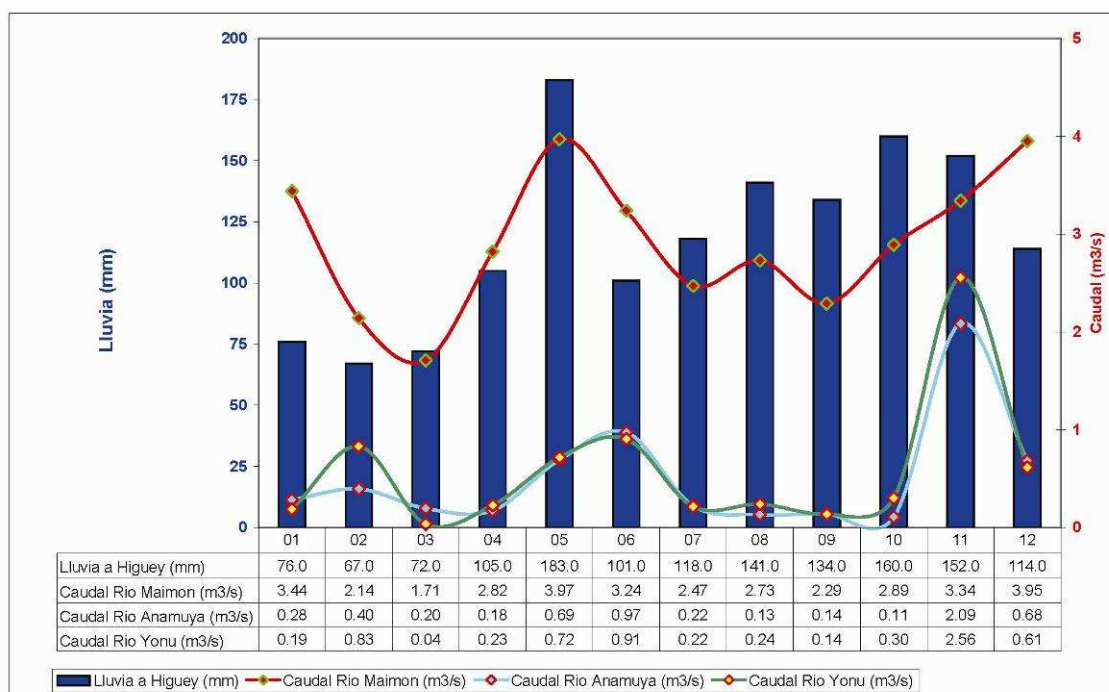


Figura 37: Oscilaciones anuales del caudal de los ríos Maimón, Yonu y Anamuya. Comparación con la pluviometría registrada en Higüey (mod. de Eptisa, 2004).

Al S-SO de la línea de división de aguas, el trasvase hidrológico es de orientación Sur-Norte. Está condicionado por el cauce de los ríos Duey (donde el cauce aflora en la esquina SO de la Hoja), Quisibani y Guanaba. Fuera de la Hoja, estos ríos atraviesan la Llanura Costera para desembocar finalmente en el mar Caribe.

Los ríos presentan un régimen torrencial a causa de los relieves vigorosos en los cuales nacen, y por las violentas precipitaciones de la región. Se puede asegurar, que la cantidad de agua de superficie que tiene origen y transita sobre el territorio de la Hoja El Salado, es muy importante. Es un agua de buena calidad, pues la zona está poco poblada; asegura una reserva para el suministro de agua potable a la población local. De todas formas se debe poner atención a los posibles herbicidas y pesticidas utilizados por los terratenientes para el mantenimiento de los prados y granjas.

No se dispone de ningún dato específico de Laguna Juan Felix y La Rinconada situado en la parte Norte de la Hoja. Estos constituyen reservas de agua superficial a proteger.

7.1.3 Principales puntos de abastecimiento

Durante la cartografía geológica, se llevó a cabo un inventario de los principales puntos de abastecimiento encontrados en el territorio de la Hoja El Salado. Las características principales de estos puntos de agua se reseñan en la Tabla 4. Su localización se precisa en la Figura 38.

Para cada punto se menciona:

- su denominación más corriente;
- sus coordenadas, en latitud y longitud, así como en UTM, de acuerdo con el sistema de la Hoja topográfica regular de 1/50 000;
- su tipo, distinguiendo si se trata de una estación de bombeo, de un sondeo, de una bomba manual (o malacate), de un pozo o de un recurso natural;
- su profundidad, cuando se trata de un sondeo, de una bomba manual o de un pozo.

La información concerniente a este último punto se obtuviera de la población local que, generalmente, tiene en memoria las características de los puntos de abastecimiento que utiliza cotidianamente.

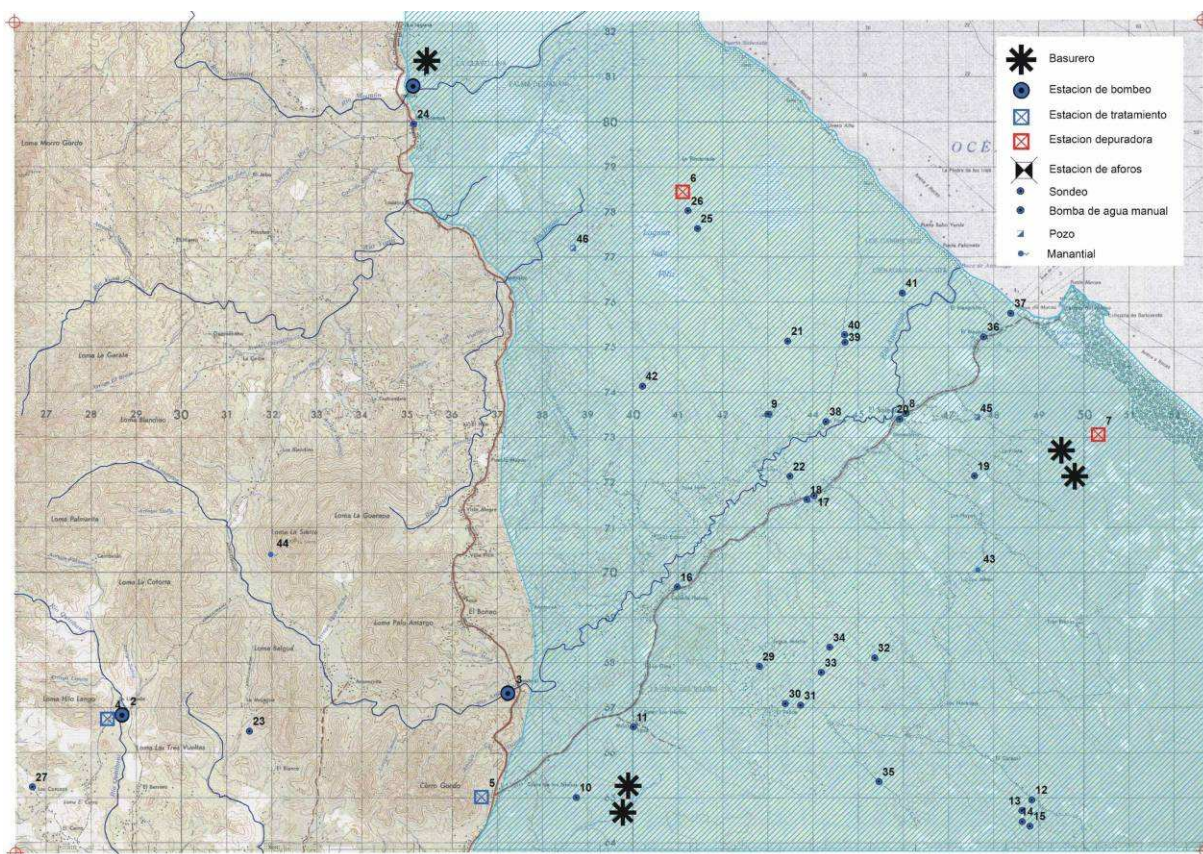


Figura 38: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja El Salado. Los números permiten su correlación con la Tabla 4.

En la parte Oeste de la Hoja, los drenajes naturales (arroyos y ríos) son suficientes para alimentar de agua potable la dispersa población.

Las principales ciudades que jalonan la carretera La Otra Banda – La Laguna de Nisibon están abastecidas a partir de captaciones en los ríos; la adición de cloro es el único tratamiento efectuado previo a la distribución a la población.

Los diferentes pueblos de la Llanura Costera Oriental (La Ceiba, El Salado, El Penon, etc.) se alimentan a partir de perforaciones que toman agua del acuífero calizo Plioceno-Pleistoceno. Los complejos hoteleros de Uvero Alto y Macao están igualmente alimentados a partir de sondeos en la cobertera caliza. Los estudios hidrogeológicos se han realizado

para caracterizar los caudales de bombeo y definir la calidad físico-química y bacteriológica del agua bombeada, desgraciadamente los datos no han sido puestos en conocimiento. En las zonas hoteleras, las aguas usadas son colectadas, retratadas y reinyectadas en el circuito de alimentación.

Localidad	N°	Coord. geográficas		Coord. UTM - WGS84		Tipo	Profundidad (pies)
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		
La Laguna de Nisibon	1	18.8203	-68.6661	535 184	2 080 978	Estacion de bombeo	
La Cotilla	2	18.6942	-68.7275	528 733	2 067 018	Estacion de bombeo	
La Otra Banda y Macao	3	18.6985	-68.6464	537 285	2 067 502	Estacion de bombeo	
La Cotilla	4	18.6936	-68.7306	528 411	2 066 948	Estacion de tratamiento	
La Otra Banda y Macao	5	18.6778	-68.6520	536 896	2 065 210	Estacion de tratamiento	
Uvero Alto	6	18.7990	-68.6094	541 162	2 078 637	Estacion depuradora	
Rocoki	7	18.7501	-68.5221	550 373	2 073 249	Estacion depuradora	
El Salado	8	18.7546	-68.5627	546 098	2 073 726	Bomba de agua manual	
El Cano	9	18.7545	-68.5916	543 045	2 073 713	Bomba de agua manual	
Finca El Colon	10	18.6776	-68.6321	538 796	2 065 200	Sondeo	?
Batey Los Islenos	11	18.6918	-68.6201	540 056	2 066 765	Sondeo	268
Rocoki	12	18.6770	-68.5363	548 895	2 065 150	Sondeo	270
Rocoki	13	18.6748	-68.5385	548 669	2 064 909	Sondeo	270
Rocoki	14	18.6726	-68.5384	548 680	2 064 669	Sondeo	270
Rocoki	15	18.6717	-68.5368	548 851	2 064 565	Sondeo	270
Canada Honda	16	18.7198	-68.6108	541 032	2 069 871	Sondeo	138
La Ceiba	17	18.7381	-68.5820	544 063	2 071 898	Sondeo	84
La Ceiba	18	18.7373	-68.5835	543 902	2 071 813	Sondeo	100
Rancho Pancho Llano	19	18.7420	-68.5483	547 619	2 072 337	Sondeo	37
El Salado	20	18.7534	-68.5640	545 961	2 073 601	Sondeo	
Finca Los Pumarol	21	18.7691	-68.5875	543 480	2 075 328	Sondeo	102
La Ceiba	22	18.7420	-68.5871	543 528	2 072 329	Sondeo	85
Finca Tchitchiru	23	18.6911	-68.7008	531 549	2 066 674	Sondeo	?
Las Guamas	24	18.8128	-68.6660	535 192	2 080 150	Sondeo	?
Uvero Alto	25	18.7917	-68.6064	541 479	2 077 829	Sondeo	65
Uvero Alto	26	18.7953	-68.6084	541 267	2 078 220	Sondeo	65
Los Corozos	27	18.6800	-68.7464	526 738	2 065 434	Sondeo	160
Hacienda La Cortina	28	18.8449	-68.6774	533 985	2 083 695	Sondeo	160
El Penon	29	18.7039	-68.5936	542 852	2 068 109	Sondeo	?
El Penon	30	18.6964	-68.5881	543 432	2 067 284	Sondeo	220
El Penon	31	18.6960	-68.5849	543 771	2 067 246	Sondeo	250
El Chicharon	32	18.7055	-68.5693	545 408	2 068 301	Sondeo	130
Jagua Mocha	33	18.7026	-68.5806	544 225	2 067 974	Sondeo	250
Jagua Mocha	34	18.7077	-68.5788	544 414	2 068 535	Sondeo	270
El Penon	35	18.6807	-68.5685	545 503	2 065 553	Sondeo	?
Macao	36	18.7699	-68.5462	547 828	2 075 423	Sondeo	20
Hacienda Barbara	37	18.7746	-68.5405	548 424	2 075 948	Sondeo	?
Puente Caracol	38	18.7529	-68.5795	544 328	2 073 542	Sondeo	?
Finca de Kuki	39	18.7688	-68.5754	544 750	2 075 300	Sondeo	40
El Salado	40	18.7703	-68.5755	544 743	2 075 469	Sondeo	45
Finca Dario Union	41	18.7787	-68.5633	546 022	2 076 398	Sondeo	?
Islabon	42	18.7601	-68.6180	540 261	2 074 330	Sondeo	?
Hoyo de Cubear	43	18.7230	-68.5470	547 756	2 070 241	Manantial	
Loma La Sierra	44	18.7264	-68.6956	532 087	2 070 583	Manantial	
El Salado	45	18.7537	-68.5476	547 686	2 073 631	Pozo	40
La Madlena	46	18.7878	-68.6325	538 733	2 077 386	Pozo	

Tabla 4: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de El Salado. Los números permiten su correlación con la Figura 38.

7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos

El siguiente texto es complemento del esquema hidrogeológico a escala de 1:200 000, presentado en la Hoja geológica El Salado.

7.1.4.1 El substrato cretácico y los intrusivos

Las formaciones del Cretácico superior (Fm Las Guayabas, Rio Chavón, El Bonaó) están constituidas por alternancias decimétricas, rítmicas y repetitivas, de arenisca fina, limolitas y pelitas más o menos carbonatadas. Naturalmente estas facies no son permeables, con excepción de los lentejones conglomeráticos de Mb Hato Mayor. La potencialidad acuífera de estas series es limitada. Es la fracturación la que principalmente, y en menor medida la alteración, que va a condicionar la existencia de un reservorio discontinuo, de tipo fisural. Las intrusiones dioríticas no presentan superficies de afloramiento importantes, las arenas de alteración constituyen un reservorio limitado.

7.1.4.2 La cobertera carbonatada de la Llanura Costera Oriental

Las calizas de los Haitises y de La Isabela presentan numerosos huecos debidos a la disolución kárstica y a la alteración de sus constituyentes. Numerosas dolinas y cuevas existen en esta cobertera tabular: cuevas de Los Manantiales (74JM9084) y de Floro (74JM9082), cerca de El Salado. Las calizas son muy porosas lo que permite contener una importante reserva de agua subterránea y una muy buena productividad. El acuífero está realimentado por la abundante pluviometría, pero también por los ríos que bajan de la Cordillera y dejan parte del agua por contacto con la cobertera caliza. Hasta ahora, el reservorio calizo es usado para abastecer las residencias hoteleras del borde costero y los batey de cría de la Central Romana. La interfase entre la cobertera caliza y el substrato cretácico subyacente constituye sin ninguna duda el mejor drenaje, y la orientación preferencial para la implantación de sondeos de abastecimiento. Sin embargo, como todos los reservorios kársticos, es muy vulnerable a la contaminación. Desgraciadamente no se ha tomado ninguna precaución para evitarlo. En particular, el hecho de transformar las antiguas canteras en depósitos de almacenamiento de desechos urbanos constituye una importante fuente de contaminación, cuyos efectos nocivos serán difícil de minimizar, incluso con el paso del tiempo.

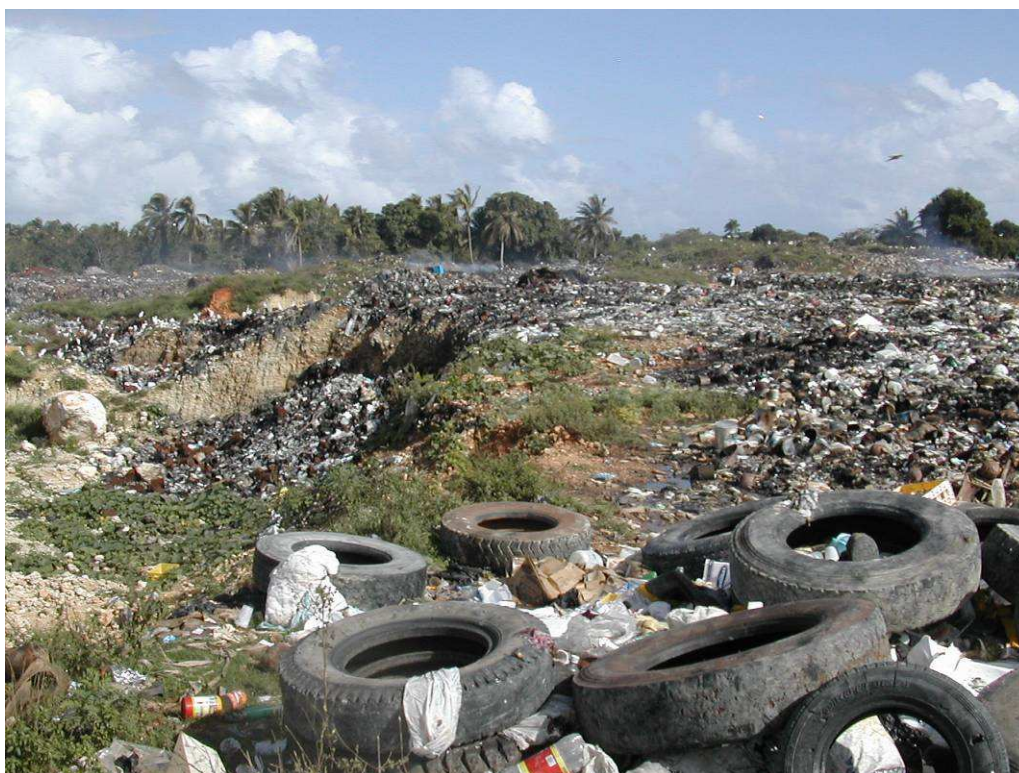


Foto 35: Punto 74JM9095. Antigua cantera transformada en basurero: residuos domésticos, viejos neumáticos, aceites usados, etc., parcialmente quemados. Estos almacenamientos incontrolados deben ser eliminados, ya que constituyen una importante fuente de contaminación del acuífero calizo Plioceno-Pleistoceno.

7.1.4.3 Los recubrimientos cuaternarios

Las formaciones superficiales de laderas, principalmente distribuidos sobre el substrato cretácico, constituye la capa más permeable pero menor de potencia, lo que limita su interés como reservorio.

Una potencia interesante de aluviones se encuentra en el valle del río Anamuya y sobretodo en la desembocadura de los ríos Maimón, Yonu y Duyey. La capa de aluviones está constituida por arenas, gravas y cantos de varios metros de potencia. La fuente de agua depende esencialmente del porcentaje de limos arcillosos: la parte más rica en arenas y gravas es preferible a aquellas esencialmente limo-arcillosa. El acuífero es sin embargo expuesto a los riesgos de contaminación química debido a pesticidas y herbicidas utilizados para el cultivo de arroz, omnipresente en el sector.

A lo largo de la costa, las capas arcillosas constituyen pantallas impermeables sobre las que el agua superficial se acumula para formar zonas pantanosas y lagunas.

7.2 CUEVAS

La plataforma de la Llanura Costera Oriental contiene algunas cuevas. Las más conocidas se localizan en la proximidad de Los Hoyos de El Salado, en la zona Los Jobos. Estas cuevas son muy visitadas por los turistas que van a bucear a el lago de agua dulce subterráneo. Se han identificado varios grabados y fragmentos de alfarería (A. Gilbert, 2004), pero el lugar es tan frecuentado y expoliado que ya no presenta gran interés arqueológico.

Nos indicaron otras cuevas al NE de Los Naranjos. Éstas son conocidas por los habitantes locales que las usan para recolectar guano.

Otras pequeñas cuevas fueron descritas por A. Gilbert (2004) a lo largo de la costa entre la Playa de Macao y la Boca del Anamuya (cueva de la Raza, cueva de Los Chivos).

7.3 RECURSOS MINERALES

7.3.1 Yacimientos e indicios minerales

Las características principales de los indicios observados o descubiertos en el territorio de la Hoja El Salado, durante el levantamiento cartográfico, están agrupadas en la Tabla 5.

Localidad	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - WGS84		Sustancia	Simb.	Imp.	Litología	Formacion - Edad
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Arroyo Agua Pecho	18.71719	-68.67992	533 745	2 069 566	Pirita	Pyr	0	Skarn Ca	Fm Rio Chavon - Cretacico
Guanabano	18.76901	-68.71022	530 541	2 075 294	Oro	Au	0	Aluviones	Cuaternario
Los Blandino	18.74552	-68.69078	532 595	2 072 699	Pirita	Pyr	0	Roca silicificada	Fm Rio Chavon - Cretacico
Arroyo Arenita	18.74859	-68.65457	536 411	2 073 045	Pirita	Pyr	1	Diorita	Batolito de La Curtiembre
Rio Duyey	18.74575	-68.65375	536 498	2 072 731	Pirita	Pyr	1	Diorita	Batolito de La Curtiembre
Rio Duyey	18.73773	-68.65621	536 240	2 071 843	Pirita, Pirrotita	Pyr	1	Diorita	Batolito de La Curtiembre
Rio Duyey	18.74305	-68.65394	536 479	2 072 432	Pirita - Oxido de Cu	Pyr, Cu	1	Diorita	Batolito de La Curtiembre
Arroyo Mina	18.70831	-68.66260	535 573	2 068 587	Oro	Au	0	Aluviones	Cuaternario
Rio Maimon	18.82767	-68.70963	530 593	2 081 785	Cuarzo	Qz	0	Siltitas	Fm Rio Chavon - Cretacico
Los Naranjos	18.70733	-68.56256	546 121	2 068 501	Guano	Nit	0	Cueva dentro calizas	Cuaternario

Tabla 5: Características de los indicios vistos en la Hoja El Salado.

La intrusión gabro-diorítica de La Curtiembre es el origen del metamorfismo de contacto que afecta las turbiditas limo-carbonatadas de la Fm Río Chavón y del Mb El Bonaó. La aureola interna, de tipo skarn cálcico, está directamente en contacto con el intrusivo. Pirita y pirrotina están asociadas, por impregnación pervasiva, en stockwork difuso y en micro-lentejones en las facies dioríticas, brechoides, del borde y de las corneanas del contacto. Los mejores afloramientos son visibles en el cauce del río Duyey, en la proximidad de Vista Alegre y El Hilo. La presencia de Cu es patente en ciertas zonas por costras de malaquita; la probabilidad de existencia de scheelita (CaWO_4) no puede excluirse en la medida de que los carbonatos son relativamente abundantes en los terrenos cretácicos intruidos por el macizo de La Curtiembre.

El emplazamiento de la intrusión de La Curtiembre es igualmente responsable de una aureola de silicificación cuya extensión es muy importante y desborda muy ampliamente los afloramientos plutónicos (cuerpos masivos, diques y sills incluidos). La existencia de mineralizaciones de oro tipo "Carlin", asociadas a la alteración hidrotermal, es posible. Los yacimientos de tipo "Carlin", nombre de un célebre distrito de Nevada, se corresponden a impregnaciones de oro muy fino, de origen hidrotermal, sobre las series flyschoides carbonatadas. También es utilizado el término de yacimientos de oro invisible por el hecho de la talla sub-micra del oro. Casi desconocido antes de los años 60, este tipo de yacimiento de gran tonelaje, pudiendo explotarse su escaso contenido, está presente hoy sobre todos los continentes. Entre las características geológicas más específicas a estos yacimientos, hay que destacar: silicificación, encajante constituido por sedimentos limo-carbonatados ricos en materia orgánica intruidos por pequeños plutones porfídicos, proximidad de grandes fallas de desgarre que drenan los fluidos de la mineralización, alteraciones hidrotermales muy discretas. Muchas de estas características son observables en la Hoja de El Salado. Además se añade la existencia de al menos dos índices de oro aluvial (Arroyo La Mina y Guanabano). Hay mucho potencial de oro en esta región que merece ser explorada de manera sistemática, y con técnicas bien adaptadas (geoquímica en arroyos Au, Ag, As, Hg, Sb, Tl).



Foto 36: Afl. 74JM9350. Brecha diorítica hipersilicificada, impregnada de pirita-pirrotina parcialmente oxidada.

7.3.2 Roca madre de petróleo

La potente serie de turbiditas de la Fm Río Chavón y del Mb El Bonaó tiene la particularidad de ser rico en materia orgánica. Esto se traduce en la presencia de capas y niveles de arcillas negras con pirita diseminada en diferentes niveles de la serie. En los niveles más gruesos, la existencia de fragmentos centimétricos muy negros es igualmente un indicativo de la presencia de materia orgánica. Sin embargo, en ningún lugar, se observan surgencia de betunes. Los terrenos del Cretácico Superior parecen constituir una roca madre de petróleo. Por ello habría que mantener y encontrar los eventuales trampas que podrían constituir la reserva.

7.3.3 Canteras de materiales

La Tabla 6 agrupa los datos relativos a las canteras, activas, intermitentes o abandonadas, medidas durante los trabajos de campo. Su localización se precisa en la Figura 39.

Para caracterizar la importancia, se definieron tres clases, de forma más o menos subjetiva:

- « 0 », importancia nula;
- « 1 », cantera de mediana importancia, donde la explotación es intermitente;
- « 2 », cantera más importante, donde la explotación requiere de maquinaria pesada de obra y, algunas veces, de explosivos.

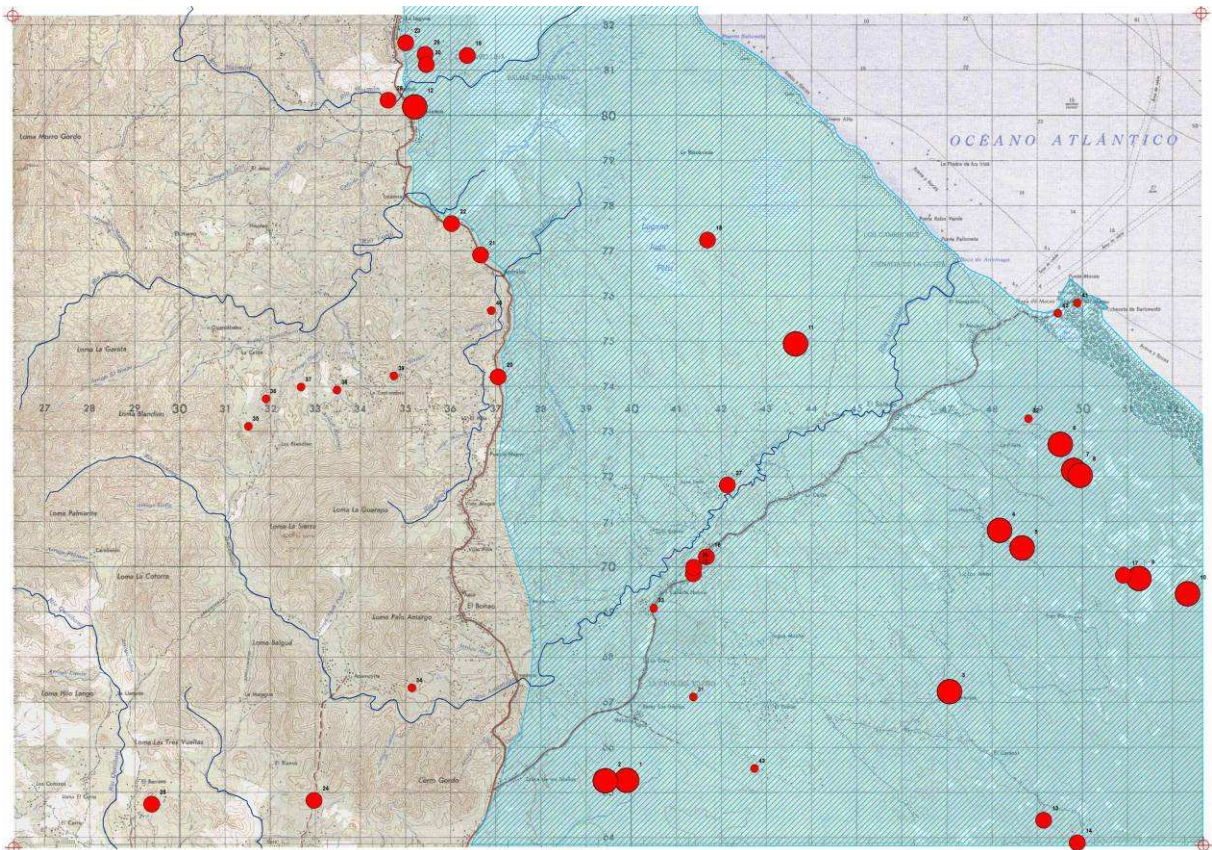


Figura 39: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja El Salado. Los números permiten su correlación con la Tabla 6.

Localidad	N°	Coord. geograficas		Coord. UTM - WGS84		Sustancia	Estatudo	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Cruce de Los Islenos	1	18.6800	-68.6212	539 949	2 065 460	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Cruce de Los Islenos	2	18.6800	-68.6257	539 473	2 065 456	Aridos de machaqueo	Activa	2	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Los Naranjos	3	18.6976	-68.5533	547 101	2 067 427	Aridos de machaqueo	Activa	2	Calcarenitas	Fm La Isabela - Pleistoceno
Los Hoyos	4	18.7299	-68.5427	548 208	2 070 998	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
Los Hoyos	5	18.7263	-68.5380	548 707	2 070 610	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
La Pileta	6	18.7471	-68.5299	549 555	2 072 906	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
La Pileta	7	18.7418	-68.5271	549 851	2 072 328	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
La Pileta	8	18.7409	-68.5258	549 992	2 072 222	Aridos de machaqueo	Activa	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
Las Charcas	9	18.7202	-68.5134	551 296	2 069 933	Aridos de machaqueo	Activa	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
Las Charcas	10	18.7171	-68.5032	552 375	2 069 596	Aridos de machaqueo	Activa	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
Los Pumarol	11	18.7673	-68.5855	543 690	2 075 135	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
Las Guamas	12	18.8149	-68.6655	535 246	2 080 383	Aridos de machaqueo	Inactiva	2	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
El Caracol	13	18.6718	-68.5335	549 192	2 064 581	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Arenas carbonatadas	Fm La Isabela - Pleistoceno
El Caracol	14	18.6673	-68.5265	549 940	2 064 083	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Arenas carbonatadas	Fm La Isabela - Pleistoceno
Parador Anderson	15	18.7214	-68.6071	541 424	2 070 043	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Canada Onda	16	18.7247	-68.6043	541 712	2 070 415	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Las Charcas	17	18.7209	-68.5166	550 961	2 070 013	Aridos de machaqueo	Activa	1	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
La Rinconada	18	18.7892	-68.6039	541 742	2 077 438	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Arenas carbonatadas	Fm La Isabela - Pleistoceno
La Clavellina	19	18.8252	-68.6544	536 412	2 081 522	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
El Hilo	20	18.7609	-68.6480	537 104	2 074 408	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Pueblo Nuevo	21	18.7853	-68.6517	536 710	2 077 103	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Yonu	22	18.7916	-68.6578	536 067	2 077 798	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
La Laguna	23	18.8278	-68.6673	535 052	2 081 807	Aridos de machaqueo	Activa	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
El Blanco	24	18.6761	-68.6869	533 020	2 065 021	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Areniscas y silitas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
El Barrero	25	18.6754	-68.7210	529 417	2 064 939	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Areniscas gruesas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
Canada Onda	26	18.7227	-68.6069	541 439	2 070 186	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Jose Leon	27	18.7391	-68.5998	542 183	2 072 009	Aridos de machaqueo	Activa	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Rio Maimon	28	18.8163	-68.6710	534 664	2 080 537	Aridos naturales	Inactiva	1	Cantos, gravas y arenas	Aluviones - Cuaternario
La Laguna	29	18.8255	-68.6632	535 484	2 081 549	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
La Laguna	30	18.8234	-68.6630	535 509	2 081 323	Aridos de machaqueo	Activa	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
El Penon	31	18.6966	-68.6071	541 428	2 067 305	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
La Pileta	32	18.7522	-68.5366	548 849	2 073 475	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Pleistoceno
Canada Onda	33	18.7144	-68.6154	540 549	2 069 274	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Anamuyita	34	18.6986	-68.6663	535 188	2 067 511	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Areniscas y silitas	Fm Rio Chavon - Cretacico sup
Los Blandino	35	18.7510	-68.7006	531 564	2 073 300	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Areniscas y silitas	Fm Rio Chavon - Cretacico sup
Los Blandino	36	18.7565	-68.6969	531 951	2 073 911	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Areniscas y silitas	Fm Rio Chavon - Cretacico sup
Los Blandino	37	18.7588	-68.6894	532 733	2 074 171	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Lutitas y areniscas	Und El Bonao - Cretacico sup
La Curtiembre	38	18.7583	-68.6819	533 529	2 074 109	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Lutitas y areniscas	Und El Bonao - Cretacico sup
La Curtiembre	39	18.7611	-68.6699	534 790	2 074 421	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Lutitas y areniscas	Und El Bonao - Cretacico sup
Arroyo Tres Vueltas	40	18.7741	-68.6494	536 951	2 075 869	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Morro del Macao	41	18.7754	-68.5261	549 941	2 076 037	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Arenas carbonatadas	Fm La Isabela - Pleistoceno
Playa de Macao	42	18.7733	-68.5303	549 504	2 075 807	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Arenas carbonatadas	Fm La Isabela - Pleistoceno
El Penon	43	18.6823	-68.5943	542 783	2 065 724	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno

Tabla 6: Características de las canteras de la Hoja El Salado. Los números permiten su correlación con la Figura 39.

Debido al negocio inmobiliario por el turismo, la actividad extractiva está actualmente en plena expansión y las canteras de áridos son muy abundantes en el territorio de la Hoja El Salado. Las explotaciones se interesan especialmente en las calizas de los Haitises y de la Fm La Isabela. La parte superior alterada de las formaciones es directamente recogida, cribada y se usa como base en la confección de hormigón y morteros para construcción. Una parte es igualmente utilizada para el asfaltado de las carreteras y caminos. Actualmente no hay ninguna actuación medioambiental para limitar las explotaciones. Además, una vez abandonadas, las canteras sirven de basureros para los desechos domésticos de los hoteles, y son el origen de la contaminación de los acuíferos.

Las gravas aluviales del río Maimón fueron utilizadas para la construcción de diques y canales que circundan y alimentan los arrozales situados al Este de La Laguna de Nisibon.

8 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1 L.I.G. N°1: AFLORAMIENTO TIPO DE LA FM LAS GUA YABAS (MB HATO MAYOR Y SILEXITAS DE LA YABANA)

8.1.1 Croquis de situación

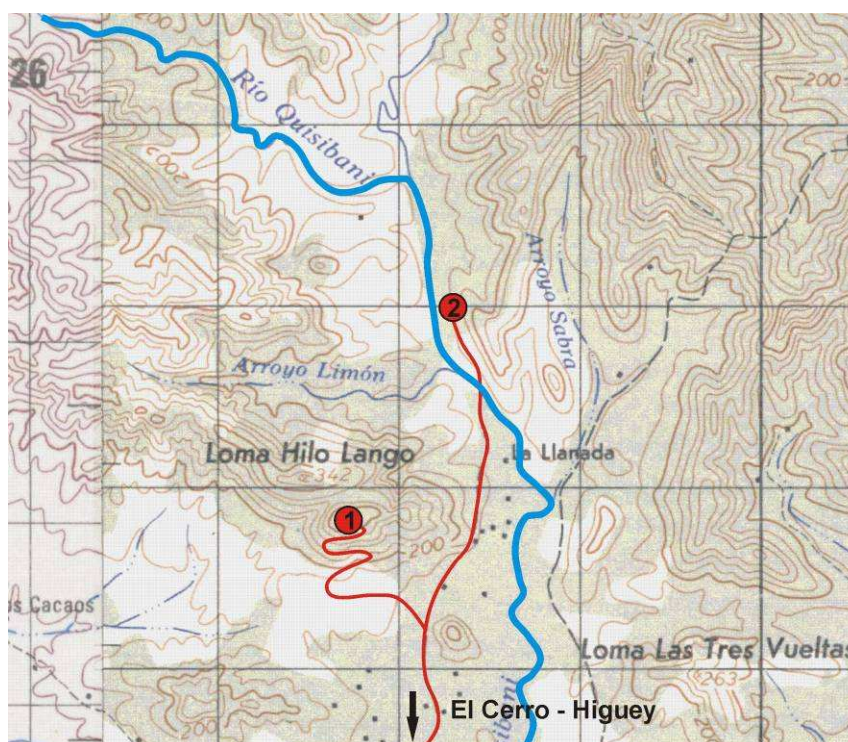


Figura 40: Croquis de situación del LIG 1. Litofacies típicas de la Fm Las Guayabas.

8.1.2 Contenido - Motivación

La carretera que, al Este de la Hoja, sube el río Quisibani, se accede a numerosos afloramientos típicos de la Fm Las Guayabas:

- El camino que una la antena telefónica "Orange" situada en la cima de la Loma Hilo Lango recorre lentejones de conglomerados poligénicos esquistosos muy típicos de Mb Hato Mayor (punto 1). Este conglomerado, presenta cantos rodados dispersos en una matriz de grauvaca, que corresponde a un depósito de tipo "debris flow",

depositado bajo el efecto de una corriente gravitatoria turbidítica, en un medio submarino de pie de talud.

- Tras atravesar el río Quisibani, el talud del camino que recorre el nivel de radiolaritas de La Yabana (punto 2). Como muy a menudo, este nivel está afectado por pliegues angulosos de escala métrica; están orientados en la zona a N140°E, con una inclinación 5-10° hacia el SE.

8.1.3 Acceso

Los accesos son fáciles. A Higuey, tomar la carretera que va hacia el Norte en dirección de La Llanada y El Cerro. A 5 km del centro de Higuey, girar a la derecha por la carretera que va hacia El Barrero y continuar en la dirección de El Cerro. Atravesar el pueblo, la antena "Orange" será visible en la cima de Loma Hilo Lango (punto 1). Tomar la pista hacia la izquierda, únicamente accesible en vehículo 4x4 debido a las fuertes pendientes. El acceso está restringido; la pista está cortada por numerosas barreras encadenadas para las cuales es necesaria la autorización del encargado que vive a la salida de El Cerro.

Para llegar al punto 2, tomar la carretera principal hacia el Norte, en dirección de Cambelén. Los afloramientos están situados a menos de 500 m tras atravesar el río Quisibani.

8.2 L.I.G. N°2: PUNTO DE DEFINICIÓN DEL MIEMBRO EL BONA0

8.2.1 Croquis de situación

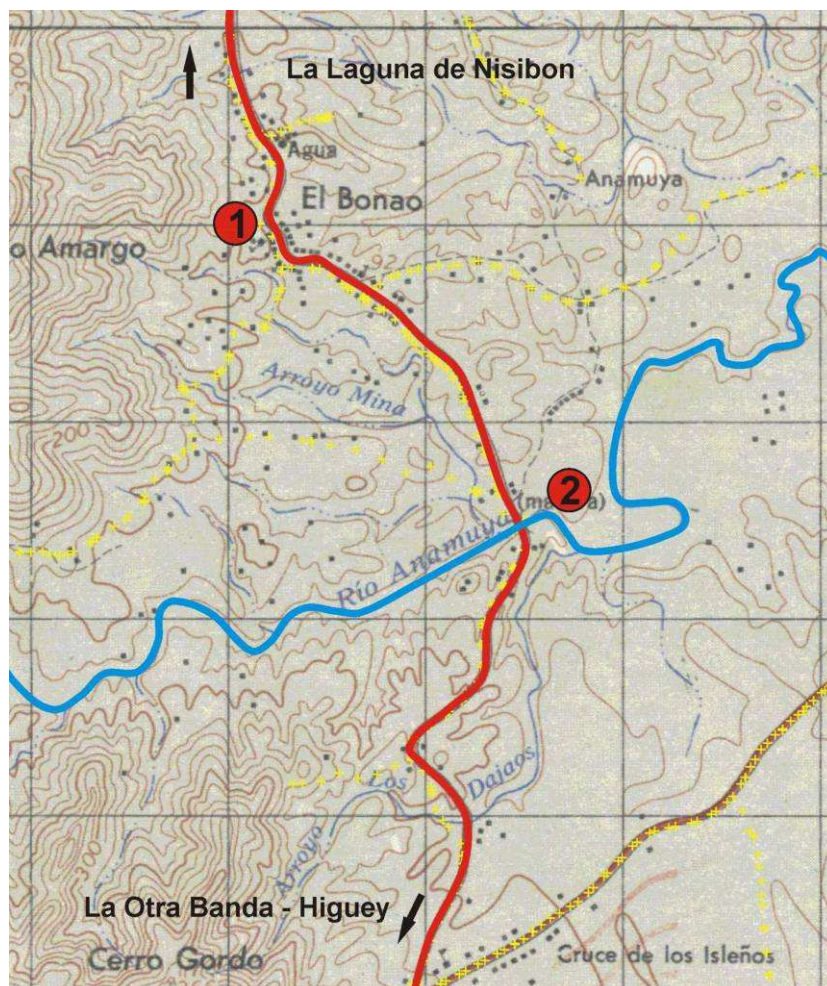


Figura 41: Croquis de situación del LIG 2. Localidad tipo del Mb El Bona0.

8.2.2 Contenido- Motivación

Muchos afloramientos típicos del Mb El Bona0 están expuestos a lo largo de la carretera que une La Otra Banda con la Laguna de Nisibon. Los más característicos están situados en el centro del pueblo de El Bona0, en el talud de la carretera, justo frente a la escuela (punto 1). En periodo de estiaje, el río Anamuya permite observar otros afloramientos, en particular los bancos de arenisca feldespática gruesa que caracterizan el muro de la unidad. Los más representativos están localizados a algunos centenares de metros abajo desde el punto que permite atravesar el río (punto 2).

8.2.3 Acceso

El acceso es muy sencillo, los afloramientos están situados en el borde de la carretera La Otra Banda – La Laguna de Nisibon, cerca de El Bonao.

8.2.4 Observaciones y comentarios

Las turbiditas pelítico-areniscosas del Mb El Bonao están constituidos por alternancias muy rítmicas de bancos centimétricos de areniscas laminadas y de pelitas pardas. En muchos lugares, están atravesados por diques de andesita-basalto porfídico con gruesos anfíboles, o inyectados por los sills de potencia métrica de la misma naturaleza. En el río Anamuya, el muro de la unidad está caracterizado por numeroso bancos métricos de areniscas feldespáticas laminadas, separadas por láminas de pelitas, ricos en niveles negros de materia orgánica.



Foto 37: Afl. 74JM9007. Litofacies característica del Mb El Bonao. Los bancos limo-areniscosos son laminados, los niveles pelítico-margosos forman capas centimétricas de color marrón-caqui.

8.3 L.I.G. N° 3: MINERALIZACIONES PIRITOSAS ASOCIADAS A LA INTRUSIÓN DIORÍTICA DE LA CURTIEMBRE

8.3.1 Croquis de situación



Figura 42: Croquis de situación del LIG 3. Impregnación de pirita-pirrotina al contacto de la intrusión diorítica de La Curtiembre.

8.3.2 Contenido- Motivación

En el cauce del arroyo Arenita cerca de la confluencia con el río Duyey, es posible estudiar las facies de borde de la intrusión gabro-dioritas paleoceno de La Curtiembre. Están compuestas de una brecha, de tipo hidráulica, hipersilicificada, con fragmentos centimétricos de enclaves angulosos de diorita micácea. Está totalmente impregnada de pirita y pirrotina. La presencia local de costras de malaquita indica la presencia de Cu. Muchos afloramientos similares son visibles en río arriba. Hacia abajo, se localiza la serie limo-pelítica del Mb El Bonao, pero muy silicificadas, por efecto de la aureola de metamorfismo de contacto.

8.3.3 Acceso

El acceso es sencillo. A partir de la carretera La Otra Banda – La Laguna de Nisisbon, a la salida de Vista Alegre, girar hacia la izquierda por la pista que une El Hilo, La Curtiembre, Los Blandino. Los afloramientos más característicos están situados justo bajo el vado que cruza el arroyo Arenoso.

8.4 L.I.G. N°4: LITOFACIES CARACTERÍSTICAS DE LA FM LA ISABELA

8.4.1 Croquis de situación

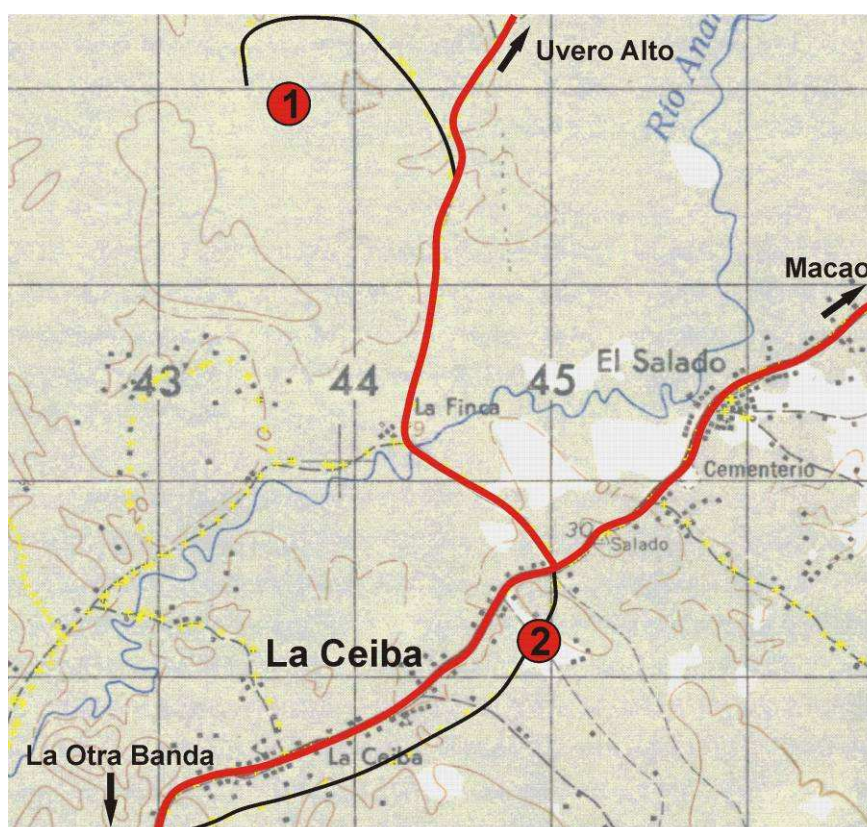


Figura 43: Croquis de situación del LIG 4. Litofacies características de la Fm La Isabela.

8.4.2 Contenido- Motivación

En el interior de la Llanura Costera Oriental, los afloramientos de la Fm Isabela se corresponden con la mayoría de las canteras de explotación de áridos.

Al Norte de la Ceiba (punto 1), las antiguas canteras de la Finca Los Pumarol permiten observar una columna muy instructiva de facies arrecifales. En el muro un conjunto brechificado, muy groseramente estratificado, de fragmentos arriñonados centimétricos de calizas bioclásticas porosas, en una matriz arcillosa. En el centro, una brecha muy gruesa con bloques y fragmentos decimétricos de corales de *Acropora palmata*. Todo el conjunto está cubierto por calcarenitas en finas láminas.

A lo largo de la carretera que rodea el pueblo de La Ceiba (punto 2), aparecen unas calcarenitas con fragmentos de corales y moluscos, con estratificación cruzada en artesa de longitudes métricas y alturas decimétricas y lentejones de conglomerados con matriz calcarenítica rica en arena siliciclástica (depósitos de lagoon).

8.4.3 Acceso

El acceso es sencillo. Por el punto 1, a la salida de La Ceiba, hay que tomar la carretera que llega a Uvero Alto. A los 3 km de recorrido, girar a la izquierda por una pista de piedras; la Finca Los Pumarol es visible en la cima de una pequeña colina; las antiguas canteras están situadas hacia abajo.

El punto 2 está situado en la pista que circunda La Ceiba, en la base de una antena de telefonía.

Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27		Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
61JM9053	18.85270	-68.70513	531 014	2 084 360	74JM9265	18.76003	-68.74692	526 675	2 074 295
61JM9105	18.84925	-68.70237	531 306	2 083 979	74JM9283	18.75754	-68.68137	533 584	2 074 030
61JM9176	18.86941	-68.74410	526 906	2 086 202	74JM9301	18.74469	-68.67538	534 218	2 072 610
74JM9003	18.68764	-68.64833	537 082	2 066 303	74JM9319	18.74552	-68.69078	532 595	2 072 699
74JM9007	18.71334	-68.65610	536 257	2 069 145	74JM9339	18.76019	-68.66393	535 422	2 074 327
74JM9012	18.67995	-68.62567	539 473	2 065 456	74JM9350	18.74575	-68.65375	536 498	2 072 731
74JM9018	18.69760	-68.55329	547 101	2 067 427	74JM9371	18.79526	-68.69165	532 493	2 078 202
74JM9035	18.67264	-68.53838	548 680	2 064 669	74JM9383	18.73980	-68.66535	535 276	2 072 070
74JM9042	18.66731	-68.52645	549 940	2 064 083	74JM9399	18.74094	-68.65428	536 443	2 072 199
74JM9050	18.71117	-68.53049	549 501	2 068 935	74JM9406	18.75346	-68.65244	536 634	2 073 584
74JM9074	18.74201	-68.57383	544 923	2 072 336	74JM9420	18.77389	-68.67092	534 682	2 075 841
74JM9082	18.72304	-68.54578	547 886	2 070 244	74JM9437	18.82780	-68.66731	535 052	2 081 807
74JM9084	18.72384	-68.54661	547 798	2 070 332	74JM9461	18.81309	-68.72125	529 371	2 080 170
74JM9095	18.74183	-68.52708	549 851	2 072 328	74JM9471	18.70874	-68.66436	535 387	2 068 634
74JM9112	18.76734	-68.58547	543 690	2 075 135	74JM9497	18.67544	-68.72104	529 417	2 064 939
74JM9114	18.78819	-68.60390	541 742	2 077 438	74JM9544	18.69206	-68.73827	527 597	2 066 775
74JM9124	18.82520	-68.65440	536 412	2 081 522	74JM9550	18.70486	-68.73145	528 314	2 068 193
74JM9142	18.71815	-68.67616	534 141	2 069 673	74JM9576	18.71987	-68.73133	528 325	2 069 853
74JM9143	18.71857	-68.67790	533 958	2 069 719	74JM9591	18.67829	-68.66701	535 114	2 065 264
74JM9153	18.72332	-68.67096	534 688	2 070 246	74JM9594	18.70018	-68.64394	537 542	2 067 691
74JM9154	18.71631	-68.68030	533 705	2 069 469	74JM9595	18.70005	-68.64230	537 715	2 067 677
74JM9157	18.72454	-68.68097	533 633	2 070 379	74JM9621	18.68914	-68.65790	536 073	2 066 467
74JM9160	18.69696	-68.67560	534 205	2 067 328	74JM9645	18.78939	-68.69767	531 860	2 077 551
74JM9172	18.72641	-68.69563	532 087	2 070 583	74JM9661	18.80324	-68.69155	532 502	2 079 085
74JM9177	18.72955	-68.69101	532 573	2 070 931	74JM9668	18.82898	-68.69076	532 581	2 081 933
74JM9196	18.74237	-68.73527	527 905	2 072 342	74JM9675	18.82767	-68.70963	530 593	2 081 785
74JM9204	18.73842	-68.74422	526 963	2 071 904	74JM9677	18.82650	-68.71533	529 992	2 081 654
74JM9206	18.73908	-68.74628	526 745	2 071 977	74JM9761	18.77947	-68.52721	549 827	2 076 493
74JM9220	18.77327	-68.71336	530 210	2 075 765	74JM9770	18.73641	-68.68537	533 167	2 071 692
74JM9241	18.78018	-68.73127	528 321	2 076 526	74JM9778	18.77100	-68.52251	550 325	2 075 557

Tabla 7: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).

9 BIBLIOGRAFÍA

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cevicos (6273-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ACUATER (2000): Mapa hidrogeológico Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3 Escala 1:50 000, Febrero 2000. República Dominicana-UE. Programa de Desarrollo Geológico-Minero (SYSMIN) Convención Lomé IV.

APALATEGUI ISASA O. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Fantino (6173-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BARONI-URBANI C., SAUNDERS J.B. (1980): The fauna of the Dominican Republic amber: the present status of knowledge. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 213-223.

BARRETT T.J., MacLEAN W.H. (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: precesses and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, N° 8, p.101-131.

BELLON H., VILLA J.M., MERCIER de LEPINAY B. (1985): Chronologie 40K-39Ar et affinités géoquímiques des manifestations magnatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'isle d'Hispaniola. Geodynamique des Caribes, Symposium Paris, 5-8 Février 1985, Editions Technip, p. 329-340.

BLESCH R.R. (1966): Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250 000.

BOISSEAU M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). Un édifice de nappes créacées polyphasées. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 173 p.

BOURDON L. (1985): La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): un arc insulaire créacé polystructuré. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 203 p., 2 pl. h. t..

BOURDON L., GEYSSANT J.R., MERCIER de LEPINAY B., VILA J.M. (1983): Hallazgo de amonitas coniacianas en la Cordillera Oriental Dominicana (Hispaniola, Antillas Mayores), 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, 1983.

BOURDON L., GEYSSANT J.R., MERCIER de LEPINAY B., VILA J.M. (1984): Intérêts paléontologique, chronologique et tectonique de la découverte de Peroniceras (Ammonoidea, Collignoniceratidae) dans le Coniacien inférieur de la Cordillère Orientale de la République Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 298, Série II, n°7, p. 287-292.

BOWIN C. (1960): Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

BOWIN C. (1966): Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., Caribbean geological investigations. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98.

BOWIN C. (1975): The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.

BRAGA ALARCON J.C. (2009)^o: Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BRIQUEAU L., BOUGAULT H., JORON J.L. (1984): Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, p.297-308.

BROUWER S.B., BROUWER P.A. (1980): Geología de la region ambarifera oriental de la República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 303-322.

BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources, *Journal of the Geological Society of London*, 141, p. 413-426.

BURKE K., FOX P.J.Y, SENGOR A.M.C. (1978): Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3949-3945.

BURKE K., GRIPPI J., SENGOR A.M.C. (1980): Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 375-386.

BYRN D.B., SUAREZ G., McCANN W.R. (1985): Muertos Trough subduction; Microplate tectonics in the northern Caribbean ? *Nature*, v. 317, p. 420-421.

CALAIS E., PERROT J., MERCIER de LEPINAY B. (1998): Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In Dolan J.F. and Mann P., eds., *Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone*, Geological Society of America Special Paper 326, p. 125-142.

CHAMPETIER Y., MADRE M., SAMAMA J.C., TAVARES I. (1980): Localisation de l'ambre au sein des séquences à lignites en République Dominicaine. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 277-279.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp 173-174.

COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999): Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

COTTARD F., CAZAUX D., OSIRIS de LEON R. (2003): Programa SYSMIN 7 ACP DO 024. Proyecto O. Estudios ambientales de base de las instalaciones mineras de Rosario Dominicana. Tarea 1. Recopilacion de la informacion disponible. Informe inédito, BRGM/RC-52298-FR, 133 p.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen and Unwin, London. R.A. Batchelor and P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, vol. 48, 43-55.

CRAWFORD A.J., FALLOON T.J., GREEN D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford (ed.). Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, p. 1-49.

CRIBB J.W., JIMENEZ J., LEWIS J.F., SUTTER J.F. (1989): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from Loma de Cabrera batholith. Implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola. Geological Society of American Abstracts with Programs, v. 21, no. 6, p. A267.

DAILY A.F. (1974): Reporte sobre Placer's en la concession Cuaron y Laguna Redonda. Informe inédito, Dirección General de Minería 14-74-001. Santo Domingo.

DE LA FUENTE L., ELLIS G.M. (1980): Informe sobre la investigacion geologica de la Cordillera Oriental, sector El Rancho. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 669-673.

DE LA FUENTE S. (1976): Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.

de ZOETEN R., MANN P. (1991): Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 265-279.

de ZOETEN R., MANN P. (1999): Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America – Caribbean Plate boundary zone. Caribbean basins. Sedimentary basins of the world, 4 edited by P. Mann (series editor: K.J. Hsü), p. 247-286.

DECKER J. (1985): Sandstone modal analysis procedure: Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Miches (6372-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Monte Plata (6272). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de El Seibo (6372). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Las Lisas (6472-Mitad occidental). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Boca Chica (6271-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guerra (6271-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Juanillo (6571-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Pantanal (6571-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabana de la Mar (6273-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Santo Domingo (6271-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Mella (6271-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Santo Domingo (6271). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Antón Sánchez (6272-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A. y ESCUER J. (2007): Evolucion geomorfológica de la Cordillera Oriental Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 385-400.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A., PEREZ CERDAN F. y ESCUER J. (2007): Aplicación de la cartografía de procesos activos a la Hoya de Enriquillo (Suroeste de la República Dominicana). Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 401-413.

DICKINSON W.R., SUCZEK C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) (1984): Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500 p.

DIXON T.H., DAILY M.I. (1981): Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.

DOLAN J., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J., MONECHI S. (1991): Sedimentologic, stratigraphic and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 217-263.

DOLAN J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Tesis Doctoral, Universidad de California, Santa Cruz, 235 p.

DOLAN J.F., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J. (1991): Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate

boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 217-263.

DOLAN J.F., MULLINS H.T., WALD D.J. (1998): Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 1-62.

DOLAN J.F., WALD D.J. (1998): The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 143-170.

DOMÍNGUEZ H.S. (1987): Geology, hydrothermal alteration, and mineralization of the El Recodo porphyry cooper prospect, southeastern Cordillera Central, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad George Washington, 203 p.

DONNELLY T.W. (1973): Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. EOS Transactions American Geophysical Union. 54, 1004.

DONNELLY T.W. (1989): Geologic history of the Caribbean and Central America. In A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). An Overview. The geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 299-321.

DONNELLY T.W. (1994): The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I. Publ Assoc, Kingston, p. 41-64.

DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERN CAMP D.(1990): History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (DENGU, G. y CASE, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Colorado, Vol. H, p.339-374.

DONOVAN S.K., JACKSON T.A. (1994): Caribbean Geology an Introduction. The University of The West Indies Publishers Associations, Kinston, Jamaica, 289 p.

DOUGLAS R.C. (1961): Orbitolinas from Caribbean Islands. *Journal of Paleontology*, 35, 3, p. 475-479.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1981): Report on Sanchez Coal Project. Phase I Exploration November 1980 – November 1981 for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated November 30, 1981, 81 p.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1983): Report on East Cibao / El Valle Coal Project for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated April 8, 1983, 51 p.

DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F. (1996): Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): p. 1143-1146.

DRAPER G., LEWIS J.F. (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, p. 53-64.

DRAPER G., LEWIS J.F. (1991): Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 29-45.

DRAPER G., NAGLE F. (1991): Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 77-95.

DRUMMOND M.S., DEFANT M.J. (1990): A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, p. 21503-21521.

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980): The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 619-629.

EDGAR N.T. (1991): Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 281-299.

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Oriental. Programa Sysmin, 212 p..

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de Los Haitises. Programa Sysmin, 165 p..

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica del Valle del Cibao. Programa Sysmin, 327 p..

ESCUDER VIRUETE J. (2004): Informe de petrología y geoquímica de la rocas ígneas y metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A (2007): Tectonica y geoquimica de la Formacion Amina: registro del arco isla Caribeno primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 221-242.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., LOPERA E., WEIS D., ULLRICH T. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La secuencia magmatica del Jurasico Superior-Cretacico Superior de la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 243-268.

ESCUDER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., WEIS D. y PEREZ-

ESTAUN A. (2007): Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la Formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, n°2, p. 195-174.

ESCUER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006): Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90 (2006), pp 161-186.

ESCUER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F., 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. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*. v. 37 (2002), n° 2-3, p.123-162.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Francisco de Macorís (6173). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sánchez (6273). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESPAILLAT J., BLOISE G., MACVEIGH J.G., LEWIS J.F. (1989): Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. In D.K. Laure, G. Draper (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*.

ESPY J.A. (2000): Análisis y ordenación de la minería artesanal. Proyecto C. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.

FALCONBRIDGE DOMINICANA (1988): Informes internos. Preliminary Discussion of Results. Cordillera Oriental Project, 2 de Mayo de 1988, 6 p.; Cordillera Oriental Project, J. J. Watkins, y C. Chávez Castro, 15 de Julio de 1988, 25 p. Centro de Documentación, Dpto. de Exploraciones Falconbridge.

FRIEDMAN R. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los Proyectos L y K. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GABB W.M. (1881): On the topography and geology of Santo Domingo, Am. Philos. Soc. Trans., n.s., XV, p. 49-259.

GARCIA LOBON J.L. (2004): Informe de interpretación de la geofísica aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA SENZ J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Hato Mayor del Rey (6372-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA SENZ J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Rincón Chavón (6472-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007): Cartografía geofísica de la República Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 175-194.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P. y ESCUDER VIRUETE J. (2007): Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 269-292.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., ESCUDER VIRUETE J. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 293-312.

GARCIA-SENZ J., PEREZ-ESTAUN A. (2008): Miocene to recent tectonic elevation in Eastern Dominican Republic. 18va Conferencia Geológica del Caribe. Poster, Santo Domingo, marzo 2008.

GILBERT A. (2004): Rapport sur les recherches spéléologiques et archéologiques effectuées sur le secteur géographique de El Macao et El Salado. Provincia de La Altagracia. República Dominicana. Expédition Guacaras Tainas 14-2004. Museo del Hombre Dominicano. Santo Domingo, 38 p.

GILBERT A. (2006): Compte rendu d'expédition spéléologique en République Dominicaine. Expédition Guacaras Tainas 16/2006. Fédération Française de Spéléologie. Commission des Relations et des Expéditions Internationales., Lyon, France, 128 p.

GILL J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, New York, 390 p.

GUGLIELMO G. Jr and WINSLOW M.A. (198?): Geology of the Eastern San Francisco push-up: Northeastern Hispaniola. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

HARDING T.P., LOWELL J.D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1016-1058.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Arroyo Caña (6172-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Altagracia (6172-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Monte Plata (6272-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNANDEZ J.B. (1980): Geología preliminar del area «El Valle», Provincia El Seybo, República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 675-680.

HEUBECK C. (1988): Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.

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 p.

HUGHES C.J. (1973): Spilites, keratophyles and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p.107-125.

ITURRALDE VINENT M.A. (2001): Geology of the amber-bearing deposits of the Greater Antilles. *Caribbean Journal of Science*, Vol. 37, n° 3-4, p. 141-167.

JENNER G.A., SWINDEN H.S. (1993): The Pipestone Pond Complex, Central Newfoundland: complex magmatism in an Eastern Dunnage Zone ophiolite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 434-448.

JORDAN T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean plate: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, p. 4433-4439.

JOUBERT M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Palmar Nuevo (6273-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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

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

KESLER S.E., RUSSELL N., POLANCO J., McCURDY K., CUMMING G.L. (1991): Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 187-201.

KESLER S.E., RUSSELL N., REYES C., SANTOS L., RODRÍGUEZ A., FONDEUR L. (1991): Geology of the Maimón Formation, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 173-185.

KESLER S.E., RUSSELL N., SEAWARD M., RIVERA J., McCURDY K., CUMMING G.L., SUTTER J.F. (1981): Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver deposit, Dominican Republic, *Economic Geology*, 76, p. 1096-1117.

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

KESLER S.E., SUTTER J.F., BARTON J.M., SPECK R.C. (1991): Age of intrusive rocks in Northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean

plate boundary in Hispaniola (MANN P., DRAPER G. y LEWIS J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 165-172.

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

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

KULSTAD R. (1980): Investigación geológica preliminar del sector Miches, Cordillera Oriental, República Dominicana. 9a Conferencia Geológica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 2, p. 663-668.

KYSAR G., LEWIS J.F., MORTENSEN J.K. (1998): U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. In: Abstract with programs, Geological Society of America Annual Meeting, Toronto. p.185.

LABAUME P. (1992): Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Thèse d'Etat. Univ. de Montpellier II, 475 p.

LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M., ROSELL J. (1983): Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, 1983, (7), t.XXV, n°6, pp. 927-941.

LASSEUR E. y MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Higuey (6471-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Bavaro (6572-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Boca del Soco (6371-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Romana (6471-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Los Llanos (6371-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Pedro de Macorís (6371-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. y MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Ramón Santana (6371-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LEBRÓN M.C. (1989): Petrochemistry and tectonic significance of late Cretaceous calcalkaline volcanic rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. M. Sc. Thesis, Univ. Florida. Gainesville. Fla. 154 p.

LEBRÓN M.C., MANN P. (1991): Geologic map of the eastern Dominican Republic. En: P. Mann, G. Draper and J. Lewis (Editors), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate in Hispaniola. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 262, scale 1:150 000.

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

LEBRÓN M.C., PERFIT M.R. (1994): Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229 (1994), p. 69-100, Elsevier Science B.V., Amsterdam.

LETICEE J.L., RANDRIANASOLO A, CORNEE J.J., MUNCH Ph., LEBRUN J.F., SAINT-MARTIN J.P. y VILLENEUVE M. (2005): Mise en evidence d'une discontinuité émerasive majeure au sein de la plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. *C.R. Geoscience* 337 (2005), p. 617-624. <http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>.

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

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

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

LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000): The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuíto deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.). *VMS deposits of Latin America*. Geological Society of Canada Special Publication, p. 223-249.

LEWIS J.F., DRAPER G. (1990): Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology, v. H: The Caribbean, Geol. Soc America, p.77-140.

LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., 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. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica. v. 37 (2002), nº2-3, p.81-122.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A227.

LOPERA E. (2004): Mapa de recursos minerales a 1:100 000 de El Seibo (6372) y Las Lisas (6472). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LOPERA E. (2004): Mapa de recursos minerales a 1:100 000 de Monte Plata (6272). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LOURENS L., HILGEN F., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. (2004) - The Neogene Period in GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A.G. (ed), A Geologic Time Scale 2004, p. 409-440.

LUDEN J., GELINAS L., TRUDEL P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, 19, p. 2276-2287.

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

LUDWIG K.R. (2003): Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4

LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B. (2004) - The Paleogene Period in A Geologic Time Scale 2004, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 (20) - p. 384-408.

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, vol.101, p.635-643.

MANN P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de New York, Albany, 688 p. (Inédito).

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

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

MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991): An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 1-28.

MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998): Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 63-124.

MANN P., TAYLOR F.W., EDWARDS R.L., KU T.L. (1995): Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, V. 246, p. 1-69.

MARCANO F. Eugenio de Js, TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, publicaciones especiales, numero III, 30 p.

MARCHI I. (2002): Evaluacion tecnico-comercial del yacimiento de feldespato de la concession de explotacion minera del "Bebedero". Informe inédito, Espumas Industriales, 7 p. Santo Domingo.

MARTÍN FERNÁNDEZ M. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Hatillo (6172-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MASSON D.G., SCANLON K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, no. 1, p. 144-154.

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

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

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

McCANN W.R., SYKES L.R. (1984): Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 4493-4519.

McCLAY K, BONORA M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. AAPG Bulletin, V. 85, n°2, pp 233-260.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Granchorra (6470-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Mano Juan (6470-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Rafael del Yuma (6471-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Pedro de Macorís (6371). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Romana (6471). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Bávaro (6572) y Juanillo (6571). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Granchorra (6470). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Las Lisas (6472 – Mitad oriental). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MERCIER de LEPINAY B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: l'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences de l'Université P. et M. Curie, Paris, 255 p.

MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, Chemical Geology, vol.56, p. 207-218.

MICHELSON H. (1977): Lignite and peat survey in the Dominican Republic (december 1976 – March 1977). Area parcial Bajo yuna – Peninsula Samana. Tahal consulting engineers, Ltd and acueductos y alcantarillados, C. por A., Informe inédito, 49 p., Dirección General de Minería 22-77-002. Santo Domingo.

MIDDLEMOST E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, Chemical Geology, vol.77, p. 19-26.

MITCHELL S.F., GUNTER G.C. (2002): Biostratigraphy and taxonomy of the rudist Chiapasella in the Titanosarcolithes Limestones (Maastrichtian) of Jamaica. Cretaceous Research 23, p. 473-487.

MONTGOMERY H., PESSAGNO E.A., PINDELL J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: GSA Today, 1(1), p. 1-6.

MONTHEL J y LASSEUR E.. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guaymate (6471-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de El Seibo (6372-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de El Valle (6372-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Las Lisas (6472-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cotui (6173-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Vacama (6472-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J., CAPDEVILLE J.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Bayaguana (6272-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J., NICOL N., FONDEUR L., GENNA A. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabana Grande de Boyá (6272-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

NADAI A. C. (1987): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. 31 p.

NADAI A.C. and WINSLOW M.A. (198?): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

NAGLE F. (1979): Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. Three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geological Society, compiled and edited by B. Lidz and F. Nagle, p. 1-28.

NAGLE F., PACHER H.C., ANTONINI G.A. (1979): Hispaniola Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En Lidz, B. y Tagle, F. (Eds.). Geological Society. Miami.

NATRISK (2008): Catalogo de inundaciones en la Cuenca del rio Yuna, Republica Dominicana, 1977-2007, ONFED, PNUD, Univ. De Valladolid, 25 p.

NELSON C. E., JIMENEZ J., RODRIGUEZ J. J. (2001) – Domos volcanicos y mineralizacion de oro en el distrito Pueblo Viejo, Republica Dominicana. Revista Geologica de America Central, 25, p. 7-26.

NELSON C.E. (2000): Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. Mineralium Deposita (2000) 35, p. 511-525.

PARDO G. (1975): Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.

PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D., SULLIVAN R. W. (1987): Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada;

Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.

PEARCE J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.

PEARCE J.A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249.

PEARCE J.A. (1992): Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In P. Fryer, Pearce, J. A., Stocking, L.B. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, p. 623-659. College Station, TX.

PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W., SEARLE M.P. (1981): The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, A300, 299-317.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, p. 290-300.

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*, vol.25, p. 956-983.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, p. 33-47.

PEARCE J.A., PEATE D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, p. 251-285.

PEREZ VALERA F. y ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PEREZ-ESTAUN A., HERNAIZ HUERTA P.P., LOPERA E., JOUBERT M. y grupo SISMYN (2007): Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 157-174.

PÉREZ-ESTAÚN A., TAVARES I., GARCÍA CORTES A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2002): Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, p. 77-80.

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

PINDELL J.L., BARRET S.F. (1990): Geologic of the Caribbean region; A plate- tectonic perspective. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Dengo, G. y Case, J.E., eds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, p. 405-432.

PINDELL J.L., DRAPER G. (1991): Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 97-114.

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

PONS J.M., GARCIA-SENZ J. and BERNARDEZ E. (2005): A Maastrichtian rudist bivalves association found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). 17th Caribbean Geological Conference, Puerto Rico, 2005. Poster contribution.

PONS J.M., GARCIA-SENZ J. and BERNARDEZ E. (2005): Maastrichtian Antillocaprinidae, Radiolitidae and Hippuritidae found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). Seventh International Congress on Rudists, Austin, Texas, 2005. Poster Contribution.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA L., SLITER W.V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82, p.1-89.

RAMSAY J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York and London, 568 p.

RAPP R.P., WATSON E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust- mantle recycling. *J. Petrol.*, 36 4 , p. 891–931.

RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J. (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): p. 117-152.

ROBASZYNSKI F., CARON M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe – Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 166, n°6, p. 681-692.

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

RODRIGUEZ J.J. (1998): Excursion to the Pueblo Viejo Au-Ag deposit and vicinity. Field guide. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 1-6.

RODRIGUEZ J.J. (1998): Geology of the Los Ranchos Formation. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 21.

RODRIGUEZ J.J. (1998): History of Pueblo Viejo. In Feiss P.G. ed., Mineral deposits of the Dominican Republic, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 19-20.

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

RUSSELL N., KESLER S.E. (1991): Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 203-215.

RUSSELL N., SEAWARD M., RIVERA J., Mc CURDY K., KESLER S.E., CUMMING G.L., SUTTER J.F. (1980): Geology and geochemistry of the Pueblo Viejo gold-silver deposit and its host Los Ranchos Formation, Dominican Republic. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 263-271.

SERRA-KIEL J., FERRANDEZ-CANADELL C., GARCIA-SENZ J. and HERNALIZ HUERTA P.P. (2007): Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, nº2, p. 359-384.

SHERVAIS J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, p. 101-118.

SIGURDSSON H., KELLEY S., LECKIE R.M., CAREY S., BRALOWER T., KING J. (2000): History of Circum-Caribbean Explosive Volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers, in Leckie R. M., Sigurdsson H., Acton G. D., and Draper G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 165.

SILVESTER A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.

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*, V. 155, p. 221-235.

SLATER J.A., BARANOWSKI R.M. (2000): *Discocoris Dominicanus*, a new species of palm bug from dominican amber (Heteroptera Thaumastocoridae). *Florida Entomologist* 83(3), p. 349-353.

SMILEY C.J. (1982): Cretaceous plants from the Dominican Republic. Unpublished report to Rosario Dominicana, 20 p.

SMILEY C.J. (1982): Lower Cretaceous plants from the Dominican Republic. En: *Caribbean Geology into the third Millenium*. Trevor A. Jackson (ed.) University of the West Indies Press, p. 119-129.

SMITH I.E.M., WORTHINGTON T.J., STEWART R.B., PRICE R.C., GAMBLE J.A. (2003): Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. In: Larter, R.D. & Leat, P.T., *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society of London, Special Publications, 219, 99-118.

SOFREMINES (1978): Estudio de las lignitas de la zona d'El Valle. Informe inédito, Compañia Dominicana de Electricidad. Santo Domingo.

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

SUAREZ A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Samaná (6373). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, p. 313-345.

TATSUMI Y., HAMILTON D.L., NESBITT R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, p. 293–309.

THIRLWALL M. F. (2000): Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.

TOLOCZYKI M., RAMIREZ I. (1991): Mapa geológico de la República Dominicana 1:250 000. Secretaria de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geografico Universitario, Santo Domingo, D.N. en cooperacion con Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania.

TUTTLE M.P., PRENTICE C.S., DYER-WILLIAMS K., PENA L.R. and BURR G. (2003): Late Holocene liquefaction features in the Dominican Republic: a powerful tool for earthquake hazard assessment in the Northeastern Caribbean. *Bulletin of the Seismological Society of America*; Feb 2003; v.93; n°1; pp.27-46.

ULLRICH T. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los Proyectos L y K. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco de Macoris (6173-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

VENABLE M. (1998): Pueblo Viejo overview. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 22-30.

WEYL R. (1966): *Geologie der Antillen*, Band 4, Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.

WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAAN W.R. (1991): Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262, p. 301-313.

WOOD D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, p. 11-30.

ZOPPIS R. (1947): Informe sobre el yacimiento aurífero de Miches (El Seibo). Informe inédito, 8 p., Dirección General de Minería 14-47-002. Santo Domingo.