

# La secuencia magmática del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, República Dominicana

J. Escuder Viruete <sup>(1)</sup>, F. Contreras <sup>(2)</sup>, M. Joubert <sup>(3)</sup>, P. Urien <sup>(3)</sup>, G. Stein <sup>(3)</sup>, E. Lopera <sup>(1)</sup>, D. Weis <sup>(4)</sup>, T. Ullrich <sup>(4)</sup> y A. Pérez-Estaún <sup>(5)</sup>

(1) Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. España.  
j.escuder@igme.es, e.lopera@igme.es

(2) INYPSA Informes y Proyectos S.A. General Díaz Porlier 49, 28001 Madrid. España.

(3) BRGM. Av. C. Guillemin. 45060 Orléans. Francia.

m.joubert@brgm.fr, p.urien@brgm.fr, g.stein@brgm.fr

(4) Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research. University of British Columbia, 6339 Stores Road Vancouver, BC V6T 1Z4. Canada.

dweis@eos.ubc.c, tullrich@eos.ubc.ca

(5) I.C.T. Jaume Almera-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n. 08028 Barcelona. España.

andres@ija.csic.es

## RESUMEN

Al sur de La Zona de Falla de la Española, en el dominio de la Cordillera Central, se reconoce una secuencia magmática de edad Jurásico Superior-Cretácico Superior, que incluye ocho unidades litoestratigráfico-geoquímicas formadas por una gran variedad de rocas plutónicas, volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias. Las tres unidades más bajas poseen un carácter ofiolítico, ya que se trata de litosfera oceánica con su típica pseudostratigrafía aunque incompleta: las rocas del manto superior están representadas por la peridotita serpentinizada de Loma Caribe; los gabros, doleritas y rocas volcánicas MORB por la asociación volcánico-plutónica oceánica de Loma La Monja; y los sedimentos pelágicos por el Chert de El Aguacate, faltando los términos corticales de gabros cumulado bandeado y parte del complejo de diques. Sobre este sustrato oceánico proto-Caribeño de edad Jurásico Superior, se superpone un evento de construcción del plateau oceánico Caribeño durante el Cretácico Inferior (Albiense), representado por las picritas y basaltos ricos en Mg del Complejo Duarte. Las rocas volcánicas y subvolcánicas suprayacentes del Grupo Tíreo están relacionadas con procesos de subducción bajo el plateau en el Cretácico Superior. La formación de una zona de subducción en el Albiense genera típicos magmas toleíticos de arco isla, que cambian composicionalmente a una asociación de adakititas, andesitas magnesianas y basaltos ricos en Nb en el intervalo Turoniense-Santonense. Los basaltos toleíticos, transicionales y alcalinos de las Fms Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte y Magua, representan un nuevo magmatismo intraplaca posiblemente relacionado con una pluma mantélica en el Campaniense Superior-Maastrichtiense. La inactividad del arco isla Caribeño está registrada en esta área con la sedimentación carbonatada posterior de la Fm Bois de Lawrence durante el Maastrichtiense.

Palabras Clave: arco isla Caribeño, fuentes mantélicas, República Dominicana, secuencia magmática, subducción.

## ***The Upper Jurassic-Upper Cretaceous magmatic sequence of the Cordillera Central, Dominican Republic***

### ABSTRACT

*In the Cordillera Central domain, located southern of the Hispaniola Fault Zone, an Upper Jurassic-Upper Cretaceous magmatic sequence is recognized, which includes eight lithostratigraphic-geochemical units formed by a great variety of plutonic, volcanic, volcanoclastic and sedimentary rocks. The three lowermost units have an ophiolitic character, since it is considered oceanic lithosphere with its typical pseudostratigraphy though incomplete: upper mantle rocks are represented by the Loma Caribe serpentinized peridotite; gabbros, dolerites and volcanic MORB-rocks by the oceanic volcano-plutonic assemblage of the Loma La Monja; and the pelagic sediments by the El Aguacate Chert, lacking the crustal terms of layered cumulate gabbros and part of the dyke-complex. Over this Late Jurassic proto-Caribbean oceanic substrate, an event of Caribbean oceanic plateau formation during the Lower Cretaceous (Albian) is superposed and represented by the picrites and high-Mg basalts of the Duarte Complex. The overlying volcanic and subvolcanic rocks of the Tíreo Group are related to subduction processes under the oceanic plateau in the Late Cretaceous. Subduction-zone formation in the Albian gave rise a typical island arc tholeiitic magmas, that compositionally shift to an association of adakites, high-Mg andesites and Nb-enriched basalts in the Turonian-Santonian interval. The tholeiitic, transitional and alkaline basalts of the Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte and Magua Fms, represent new plume-related intraplate magmatism in the Late Campanian-Maastrichtian. The Caribbean island arc inactivity is recorded in this area with the subsequent carbonate sedimentation of the Bois de Lawrence Fm during the Maastrichtian.*

*Key words: Caribbean island-arc, Dominican Republic, magmatic sequence, mantle sources, subduction.*

**Introducción**

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO y colisión del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior 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 dominio de la Cordillera Central (Fig. 1) está compuesto por unidades de procedencia oceánica y limitado estructuralmente por las zonas de falla senestras de La Española (ZFLE) y de Bonao-La Guácara (ZFBG). Las unidades acrecionadas incluyen principalmente restos de la corteza y manto del océano proto-Caribeño; de plateaus oceánicos como el Complejo Duarte; y secuencias ígneas relacionadas con el arco isla como la Fm. Tiroo (Bowin, 1975; Lewis, 1982; Mann *et al.*, 1991; Lewis y Draper, 1990;

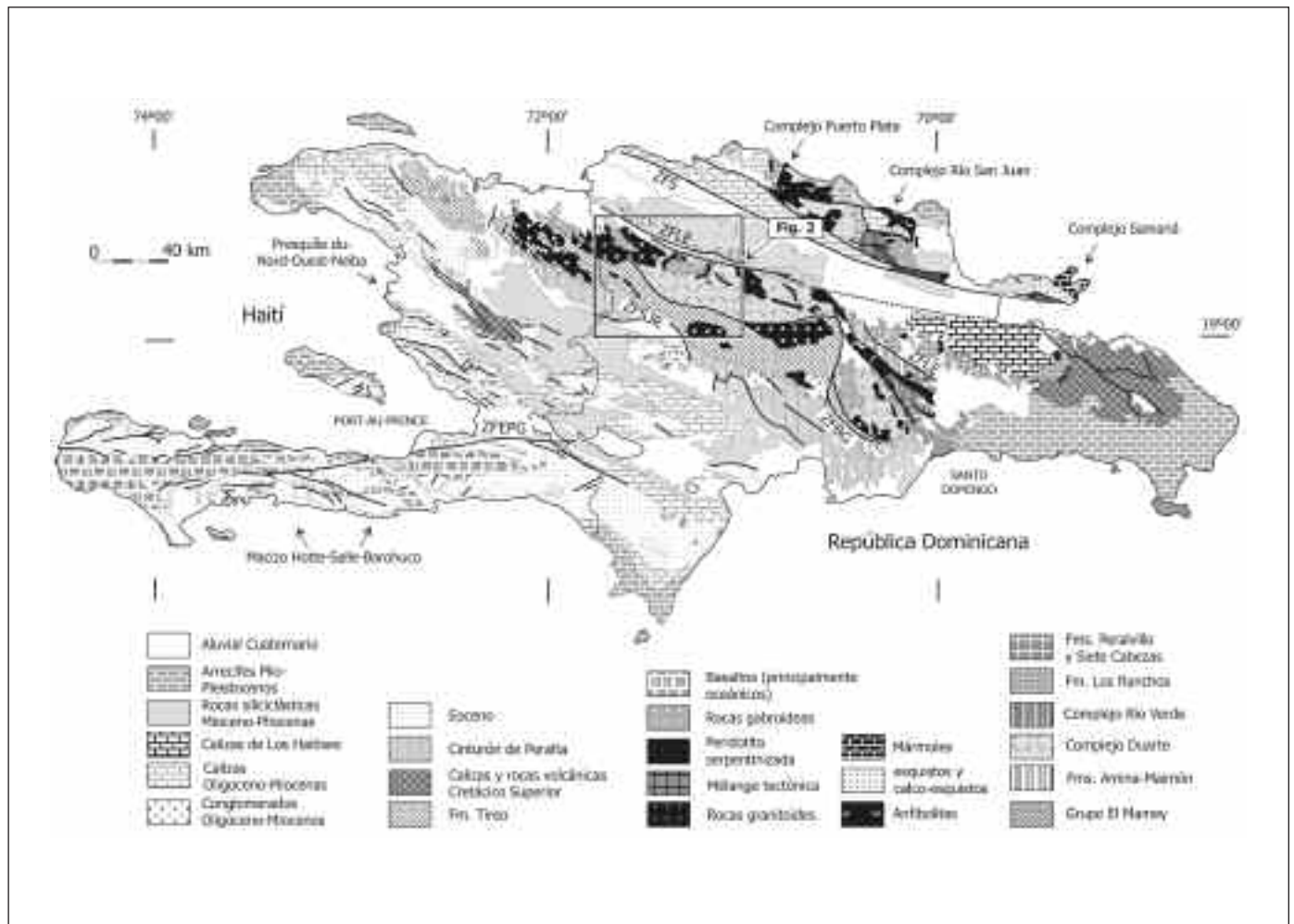


Figura 1. Mapa geológico de la Isla de La Española (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarrar de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriqueillo-Plantain Garden (ZFEPG)

Figure 1. Schematic geological map of the Hispaniola Island (mod. from Lewis and Draper, 1990). Hispaniola has been divided in several tectonostratigraphic terrains, which are tectonically yuxtaposed by several WNW-ESE-trending strike-slip faults of post-Eocene/Oligocene age. These fault zones are: Northern (ZFS), Hispaniola (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San José-Restauración (ZFSJR), and Enriqueillo-Plantain

Draper and Lewis, 1991; Lapierre *et al.*, 1997, 1999; Lewis *et al.*, 2002; Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2007a, b). El dominio de la Cordillera Central fue deformado por un régimen transpresivo regional senestro durante el Coniaciense-Santonense (90-84 Ma), extendiéndose al Campaniense Medio (77-74 Ma), y fue acompañado por la intrusión de batolitos gabro-tonalíticos (Escuder Viruete *et al.*, 2006a). El relleno de cuencas de desgarre con las Fms Magua y Tavera (Conteras *et al.*, 2004), que se depositaron discordantes sobre estas unidades, indica que la estructura dúctil principal en el dominio fue pre-Eoceno/Oligoceno.

En este trabajo se presentan los principales resultados litoestratigráficos, petrológicos y geoquímicos obtenidos en el marco del Proyecto de cartografía

geotemática de la República Dominicana, financiada por el Programa SYSMIN de la UE. Las diversas rocas ígneas y metamórficas que forman la Cordillera Central constituyen una secuencia magmática de edad Jurásico Superior-Cretácico Superior, que incluye eventos de construcción del plateau oceánico sobre el sustrato oceánico proto-Caribeño, de formación del arco isla Caribeño, y de emisión de un magmatismo intraplaca tardío.

**Metodología**

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas del dominio de la

Unidad	LLM	LLM	CD	CD	GT	GT	GT	GT	FHPPO	FM
X (UTM)	223794	223794	223794	223794	223794	223794	223794	223794	223794	223794
Y (UTM)	2127943	2127943	2127943	2127943	2127943	2127943	2127943	2127943	2127943	2127943
Litología/gabro	dolerita	dolerita	gabro	gabro	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto
Muestra	31E37	31E32	31E31C	31E31B	FC9105	JE9012	SG9019	2JE96	SC9016	FC9066
SiO <sub>2</sub>	49,33	48,21	46,13	48,22	51,25	51,71	47,12	71,21	48,17	48,89
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,65	1,54	3,39	0,31	0,23	0,26	0,27	3,48	3,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81	13,69	8,08	13,05	14,28	15,21	13,27	15,84	12,8	12,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,84	9,25	11,21	13,6	10,08	9,59	5,11	2,44	12,66	13,24
MgO	8,38	10,01	11,37	6,18	7,68	6,39	1,79	1,17	7	6,35
CaO	8,74	10,37	9,32	9,26	10,1	11,79	2,13	2,48	10,05	7,44
Na <sub>2</sub> O	2,4	1,9	2,3	2,51	2,95	1,24	4,25	4,69	2,02	4,59
K <sub>2</sub> O	0,61	0,49	0,14	1,44	0,12	0,06	1,9	0,7	0,26	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,06	0,17	0,2	0,06	0,02	0,15	0,1	0,2	0,22
MnO	0,12	0,13	0,18	0,17	0,13	0,13	0,08	0,04	0,17	0,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,036	0,095	0,209	0,025	0,068	0,032	0,009	0,005	0,058	0,034
HfC	2,4	4,9	3,9	1	0,7	3,4	3,4	1,4	2,5	1,8
Suma	99,8	99,8	99,5	99,1	99,7	99,8	99,6	100,6	99,8	99,7
Rb	8,8	11,8	3,1	22,3	1,2	2,3	33,8	9	12	3,2
Ba	36,1	97,6	17,5	431,8	135	85	356	398	177	610
W	0,5	0,1	0,4	0,6	0,6	0,8	1,5	25	4,4	0,7
Th	0,05	0,1	0,6	1,9	0,8	0,3	2,1	2,9	2,4	2,8
U	0,1	0,1	0,3	0,6	0,2	0,3	0,6	0,79	0,6	0,7
Sr	1,1	2	10,5	32,6	2,2	0,9	2,7	3	29,7	33,3
Ta	0,01	0,1	0,6	1,8	0,2	0,06	0,1	0,223	1,9	2,3
La	2,3	1,9	6,9	22,3	3,9	2,2	12,6	16	21	26,9
Ce	7,1	5	18,9	59,2	7	3,8	27,3	21,8	33,9	61,8
Pr	0,5	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,7	0,1	0,4	0,2
Nd	1,12	0,77	2,65	7,6	0,94	0,34	3,59	2,53	0,96	7,45
Sm	196	102,4	140,4	382,4	140,5	109,9	106,2	972	406,7	360,7
Eu	6,6	3,7	12,8	33,2	4,7	3,3	14,5	6,8	33,3	36,7
Gd	2,3	1,3	3,5	8,5	1,1	0,8	2,6	1	7,5	7,6
Zr	36,8	27,5	79,1	208,8	23,7	13,1	58,6	100	183,8	198,1
Hf	1,7	0,8	2,5	5,9	0,8	0,3	1,8	3	5,2	5,1
Ta	0,74	0,55	1,12	2,52	0,55	0,28	0,79	0,48	2,52	2,5
Gd	1,25	1,89	1,77	7,43	1,66	0,84	2,32	1,38	7,34	6,99
Th	0,6	0,32	0,63	1,24	0,3	0,17	0,29	0,16	1,26	1,08
Dy	3,61	2,13	3,72	6,7	2,08	1,09	1,67	0,89	6,12	5,99
Y	24,7	14,2	17,9	31,8	10,3	6,3	8	6	30,8	31,2
Ho	0,89	0,47	0,68	1,12	0,44	0,22	0,25	0,16	1,1	1,08
Er	2,59	1,36	1,7	2,82	1,25	0,6	0,75	0,44	2,9	2,79
Tm	0,4	0,23	0,21	0,36	0,13	0,1	0,1	0,06	0,41	0,39
Yb	2,43	1,38	1,3	2,39	1,17	0,65	0,76	0,3	2,21	2,23
Lu	0,4	0,21	0,21	0,36	0,2	0,12	0,12	0,025	0,22	0,23
V	263	243	123	406	123	179	78	43	419	360
Co	16,8	44,5	40	49,2	31,4	39	7,3	5	51,6	45
Ni	28,9	103,4	446	107	24,1	39,4	20	17	128	82,5
Ni	-	-	279,3	38,2	-	63	6,7	-	76,7	130

LLM: Asociación volcánico-plutónica de Losa La Marga; CD: Complejo Duzert; GT: Grupo Trest; FHPPO: Formación de Hainan; de Pelona-Pan Duzert; FM: Formación Magua; IAT: andesita ácida (sól); CCS: diques calco-alkalinos.

Tabla 1. Análisis representativos de los principales tipos litológicos de la Cordillera Central  
 Table 1. Representative analysis of the main lithologic types present in the Central Cordillera

Cordillera Central, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfizados. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en más de 250 muestras de roca total, analizadas mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver, incluyéndose algunos análisis representativos en la Tabla 1. Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para K<sub>2</sub>O (0,04%), SiO<sub>2</sub> (0,02%) y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,03%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm (e incluso <0,05 ppm), excepto para Ba, Ce, La, Ga y Zr (0,5 ppm). La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando el estándar internacional SO17/CSB y análisis duplicados de muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de ± 4% y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 2,5%. En un conjunto representativo de muestras se obtuvo también la composición isotópica de Sr y Nd con un Thermo Finnigan Triton-TI TIMS en el Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research at the University of British Columbia. Los contenidos en Rb, Sr, Sm y Nd de estas muestras fueron también re-analizados con un Thermo Finnigan Element2 (HR-ICP-MS) en el mismo centro. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd fueron corregidas utilizando <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0,1194 y <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0,7219. Durante el curso de los análisis, el estándar La Jolla-Nd dió un valor promedio de 0,511857±0,000008 (n=13) y el estándar NBS987 un promedio de 0,710259±0,000021 (n=10). Los errores en la relación <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd son de ~1,5%, o ~0,006. Para los cálculos de la edad por regresión (isócrona) y del error de los datos Sm-Nd con  $\lambda^{147}\text{Sm}=6,54 \times 10^{-12}$  año<sup>-1</sup> se utilizó *Isoplot 3,09* (Ludwig, 2003).

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 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 fueron utilizados junto con los geoquímicos 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 dominio de la Cordillera Central 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 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*), andesitas y basaltos calco-alcalinos CAB (*calc-alkalic basalts*), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakititas.

### Litoestratigrafía

En la cartografía de la Cordillera Central se han reconocido ocho grandes unidades litoestratigráfico-geoquímicas (Fig. 2). De base a techo son (Fig. 3): (1) la peridotita de Loma Caribe; (2) la asociación volcano-



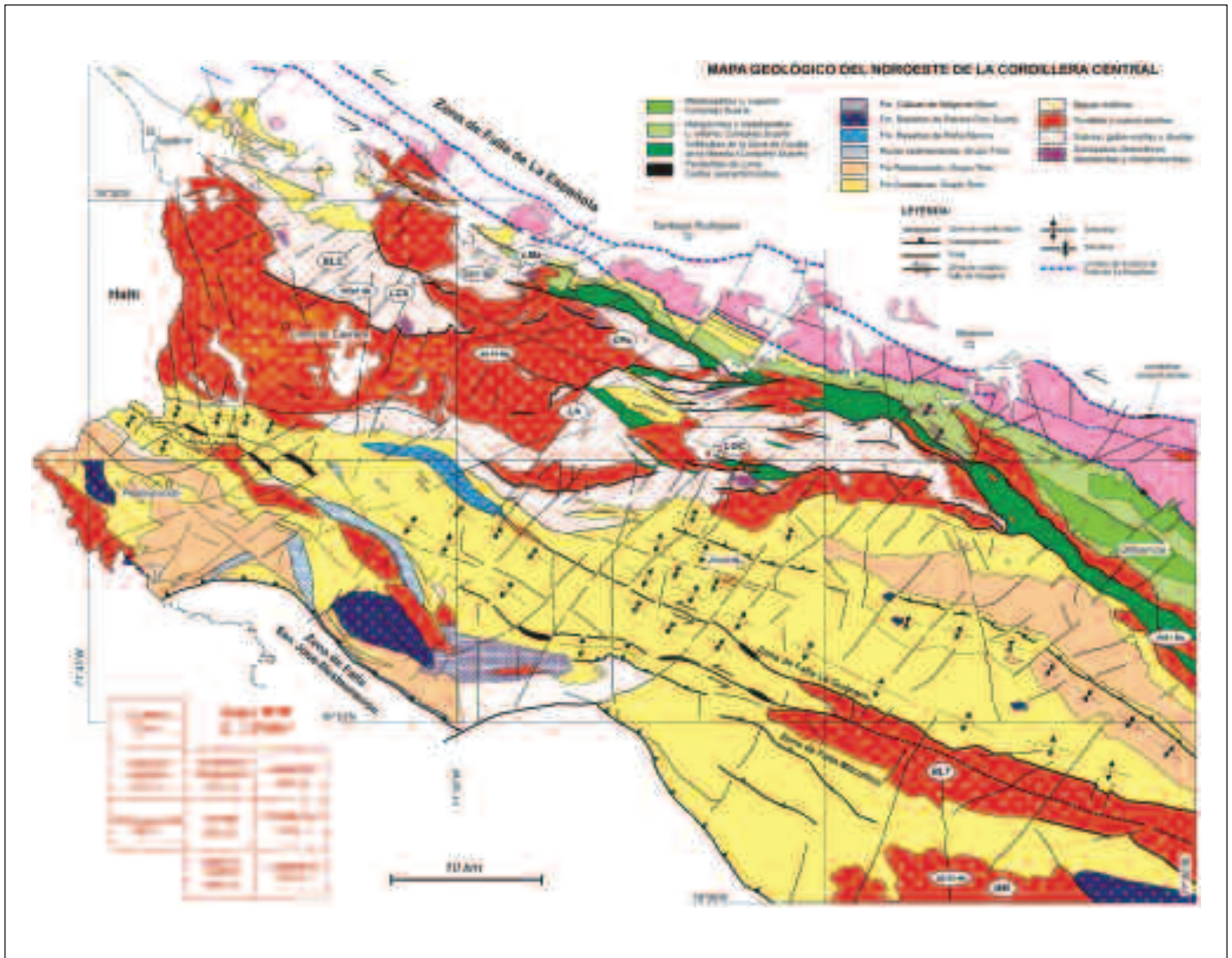


Figura 2. Mapa geológico del sector noroeste de la Cordillera Central, República Dominicana (Contreras et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2004, 2006a; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004; Urien et al., 2004)  
 Figure 2. Geological map of the northwest Cordillera Central, Dominican Republic (Contreras et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2004, 2006a; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004; Urien et al., 2004)

plutónica de Loma La Monja; (3) el Chert de El Aguacate; (4) el Complejo Duarte; (5) el Grupo Tiroe; (6) la Fm Peña Blanca; (7) la Fm Loma de Pelona-Pico Duarte; y (8) la Fm Magua. Los contactos entre unidades son a menudo tectónicos, pero localmente se reconocen entre ellas relaciones deposicionales o intrusivas que permiten establecer su ordenación temporal. El conjunto está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao y Jumunuco, incluyendo complejos ultramáficos de tipo Alaska, y plutones de leucotonalitas foliadas. Estas unidades pueden agruparse en tres estadios evolutivos magmáticos: pre-arco, arco

isla e intraplaca. Todas las unidades fueron variablemente deformadas y metamorizadas (omitiéndose en adelante el prefijo *meta-*), pero preservándose a menudo las texturas ígneas.

#### **Estadio magmático pre-arco**

El estadio pre-arco comprende la peridotita de Loma Caribe, la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, el Chert de El Aguacate y el Complejo Duarte. Las tres unidades más bajas cumplen la definición de ofiolita (*onland fossil oceanic crust*), ya

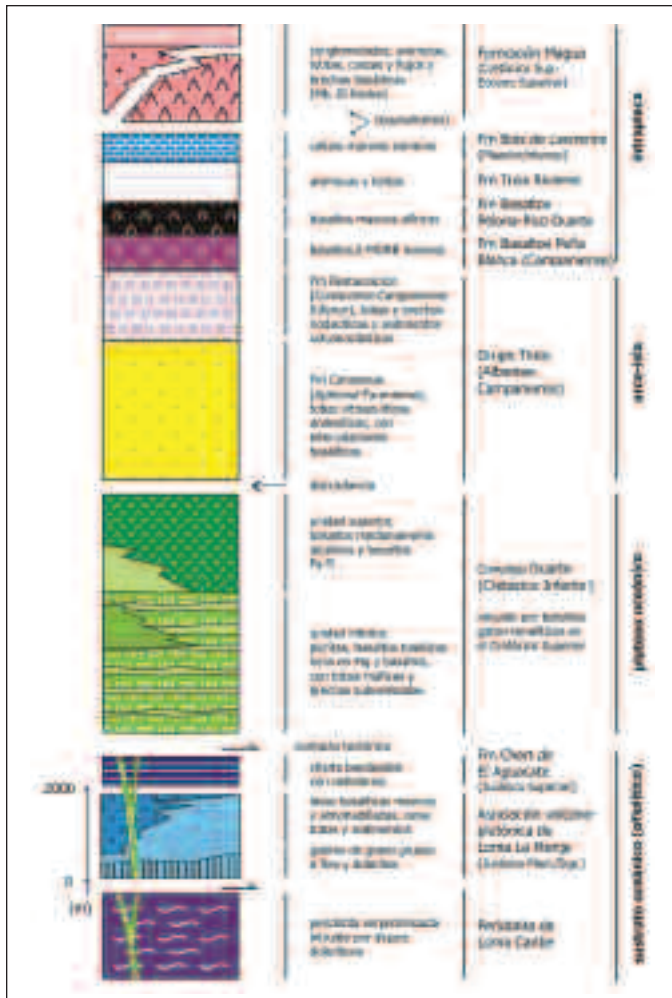


Figura 3. Sucesión litoestratigráfica esquemática de la secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en el dominio de la Cordillera Central

Figure 3. Schematic lithostratigraphic succession of the Late Jurassic-Late Cretaceous magmatic sequence in the Cordillera Central domain

que forman una pseudoestratigrafía de tipo Penrose (Wakabayashi y Dylek, 2003) aunque incompleta: rocas del manto superior, gabros, rocas volcánicas y sedimentos pelágicos, faltando los términos de cumulos y parte del complejo de diques. La peridotita de Loma Caribe consiste en >6 km de espesor de harzburgitas, dunitas y lherzolitas con espinela intensamente serpentinizadas, con pequeños cuerpos de cromita podiforme e intrusiones de diques de gabros y doleritas (Lewis *et al.*, 2002, 2006). Las doleritas son especialmente abundantes en la parte más alta de la peridotita donde forman sills de potencia métrica a decamétrica (Fig. 4a). En el borde septentrional de la zona estudiada aparecen lentejones de

serpentinitas cizalladas equivalentes, jalonando las principales estructuras de la ZFLE.

La asociación volcano-plutónica oceánica de Loma La Monja está compuesta por gabros, doleritas, basaltos y sedimentos pelágicos minoritarios, así como sus equivalentes metamórficos, los cuales representan un fragmento desmembrado de la corteza oceánica proto-Caribeña (Escuder Viruete *et al.*, 2004). Los gabros son de grano grueso a medio y masivos (Fig. 4b), formando un nivel de 1-1,5 km de potencia, intruido por diques doleríticos, en contacto tectónico con la peridotita de Loma Caribe. Por encima aparecen láminas de doleritas de grano medio-fino (50-100 m de potencia) y basaltos masivos generalmente espilitizados. Los gabros isótropos son piroxénicos o anfibólicos, con texturas intergranulares y subofíticas (Fig. 4i). Los diques de doleritas consisten en plagioclasa, clinopiroxeno cálcico y óxidos de Fe-Ti intersticiales, formando texturas a menudo intergranulares. El tramo de basaltos submarinos presenta <200 m de espesor, encontrándose brechas hialoclásticas entre las almohadillas individuales (Fig. 4c), que en ocasiones preservan bordes enfriados.

La Fm Cherts de El Aguacate consiste en unos 150-m de potencia de rocas sedimentarias silíceas pelágicas, variablemente recrystalizadas, que forman capas muy regulares de 3-5 cm de potencia de colores claros, rojos y verdes (Fig. 4d, e). Contienen microfauna de radiolarios de edad Oxfordiense a Titónico (Montgomery *et al.*, 1994). Localmente, los cherts intercalan delgadas capas de calizas pelágicas y están intruidos por sills del Complejo Duarte.

El Complejo Duarte comprende una secuencia de rocas metavolcánicas máficas y ultramáficas de ~2,5 km de potencia, donde se distinguen dos unidades litoestratigráfico-geoquímicas (Fig. 3; Lewis *et al.*, 1991a; Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2007a, b). La unidad inferior está dominada por flujos masivos y bandedados de picritas (>18 wt% MgO) y basaltos toleíticos ricos en Mg (>12 wt% MgO), localmente con autobrechas, intruidos por diques sin-volcánicos y sills de basaltos y doleritas. Las picritas aparecen a lo largo de toda la estratigrafía volcánica, aunque abundan más hacia la base. Los flujos fueron extruidos en un medio marino submarino a altas tasas debido a la ausencia de sedimentos pelágicos intercalados. Las lavas gradúan hacia el techo de la unidad a brechas y tobas máficas, con fragmentos de picritas y de chert ocasional, formadas por el volcanismo explosivo causado al contactar el magma con sedimentos saturados en agua. La transición a los depósitos piroclásticos sugiere que, con el apilamiento de las lavas, las erupciones pudieron haber tenido lugar en un medio más somero; sin embargo, no se han encontrado evi-

dencias de erupciones subaéreas. Texturalmente, las picritas son de color verde a marrón oscuro, generalmente porfídicas pero también afídicas. Contienen fenocristales de olivino y clinopiroxeno (pseudomorfos) de 1-6 mm de diámetro en una mesostasia vítrea ahora recristalizada (Fig. 4j). Como inclusión en el olivino aparece Cr-espínela rica en Ti. Otras texturas preservadas son intergranulares de grano fino y subofíticas. La gran abundancia de fenocristales (hasta el 60 %) en las picritas indica que son acumulados. La presencia ocasional de plagioclasa intercúmulus sugiere que los fenocristales de olivino y clinopiroxeno cristalizaron antes en la secuencia. Los basaltos ricos en Mg y las doleritas presentan fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, con óxidos de Fe-Ti intersticiales. Las texturas gradúan entre fluidales o glomeroporfídica de plagioclasa variablemente alterada, a ofítica/subofíticas de clinopiroxeno englobando parcial o totalmente a la plagioclasa, u ocasionalmente, granular de grano fino. Las doleritas consisten en prismas de plagioclasa intercrecidos con clinopiroxeno. En todas las rocas se superpone una alteración verde pervasiva en la que el olivino, clinopiroxeno y la plagioclasa son reemplazados por Mg-Chl, Act±Ep y Ab±Ms±Ca±Preh, respectivamente.

La unidad superior está compuesta por un apilamiento de ~1 km de espesor de flujos submarinos masivos y homogéneos de basaltos medianamente alcalinos, con raras intrusiones de diques máficos sin-volcánicos. Típicamente, los basaltos y ferrobasaltos son gris azulados a gris oscuros y afídicos, raramente vesiculares. Las texturas son masivas o microporfídicas de fenocristales subidiomorfos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, a veces dispersos en una mesostasia intersecional/subofítica, abundantes óxidos de Fe-Ti (titano-magnetita) y minerales secundarios.

### **Estadio magmático de arco isla**

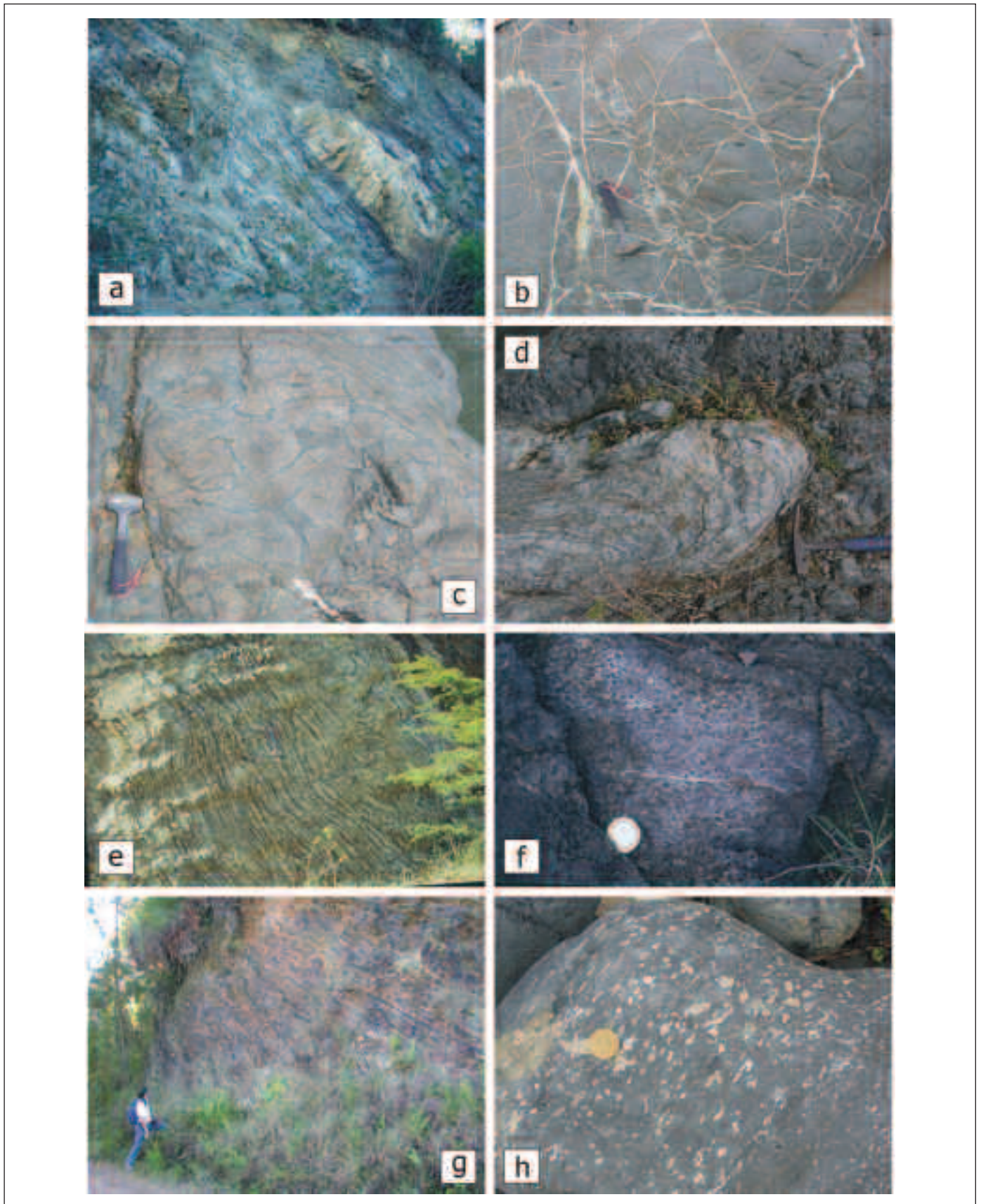
El estadio de arco isla está definido por una secuencia de >3-km de potencia de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcansedimentarias del Grupo Tireo (Fig. 3, 5), de variables características litológicas y geoquímicas. El Grupo Tireo incluye dos formaciones litoestratigráficas principales que intercalan varios miembros.

La Fm Constanza inferior está dominada por tobas vítreas-líticas de grano grueso y brechas volcánicas de composición andesítica a basáltica-andesítica, con intercalaciones locales de flujos basálticos y andesíticos, así como de rocas volcánoclasticas máficas de grano fino. Con un espesor >2500 m, esta extensa

secuencia piroclástica aflora de forma continua desde el área de Restauración-Jicomé a la de Gajo del Monte-Constanza (Fig. 3). Hacia el NE (área de Monción-Jarabacoa), la Fm Constanza no está presente. Las tobas son de masivas a poco estratificadas en capas potentes, poco seleccionadas, y compuestas por fragmentos (angulosos a subredondeados) líticos gris verdosos a amarillos y de vidrio devitrificado (*shards* palagoníticos) con algunas vesículas, y escasos (<2%) fragmentos de cristales de piroxeno, plagioclasa y hornblenda. Algunos fragmentos líticos son de rocas gabroicas y doleritas. Los clastos de cuarzo son ausentes. Las rocas piroclásticas de la Fm Constanza fueron emitidas y parcialmente retrabajadas como *debris flows* en un medio submarino relativamente profundo. Sin embargo, por encima de la secuencia de tobas verdes principal, al SO de Restauración aparecen unos 30-100 m de tobas verdes y rojas-moradas alternantes, con capas decimétricas intercaladas de lapilli acrecionario (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Estas rocas piroclásticas fueron depositadas en un medio de aguas someras transicional a subaéreo. Los flujos de andesitas se caracterizan por agregados glomeroporfídicos de piroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe. La plagioclasa es el fenocristal más abundante (<35% modal) con similares proporciones de euhedral/subhedral hornblenda, clino y ortopiroxeno. Las lavas basálticas verde-oscuras están presentes hacia la base de la secuencia expuesta. Texturalmente, gradúan entre predominantemente porfídicas, con fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, a vesiculares/amigdaloides y afíricas. Los microgabros y doleritas se interpretan como la parte interna de lóbulos y como diques de alimentación sin-volcánicos.

Hacia la base y techo de la Fm Constanza aparecen intercalaciones discontinuas de rocas sedimentarias (Fig. 5). Los radiolarios fósiles de edad Albiense a Cenomanense Superior en cherts localizados en los niveles estratigráficos más bajos cerca de Dajabón (en el Complejo de Dajabón), sugieren que el inicio del volcanismo fue en el Albiense-Cenomanense (Montgomery y Pessagno, 1999; Urien *et al.*, 2004). Esta edad es consistente con la edad Albiense-Cenomanense obtenida mediante microfósiles por Gómez Sáinz (2000) en el Mb Río Blanco, compuesto por *debris-flow* conglomeráticos submarinos, areniscas turbidíticas bien estratificadas de grano grueso a fino, lutitas volcánoclasticas, arcillas negras tufáceas, calizas y cherts. Por otro lado, el contenido en foraminíferos del Mb Calizas de Constanza indica una edad pre-Turonense para el resto de la Fm Constanza infrayacente (Bowin, 1975; Lewis *et al.*, 1991b). En







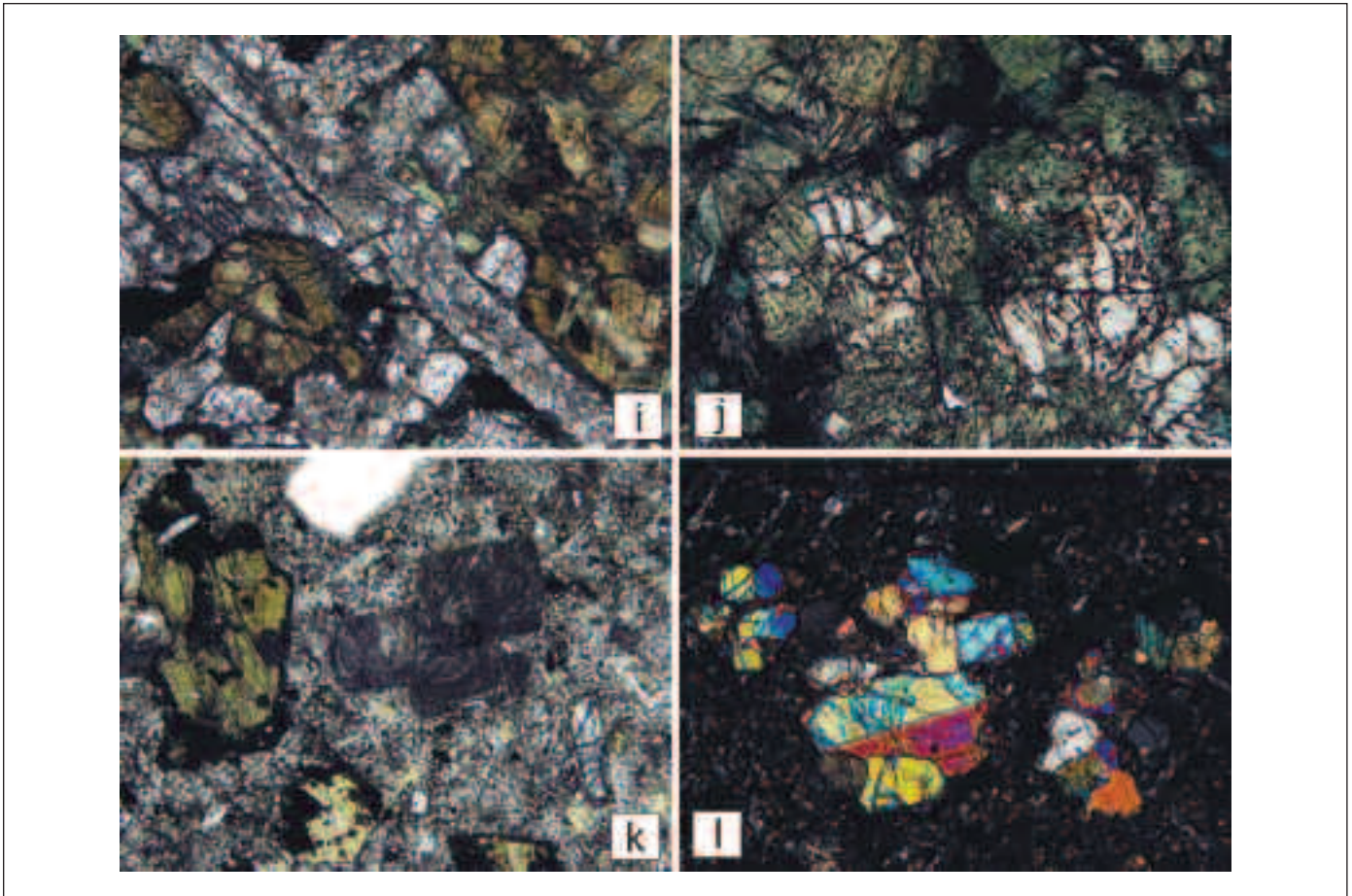


Figura 4. (a) Aspecto de la peridotita serpentinizada de Loma Caribe, con diques doleríticos cizallados; (b) Gabros masivos afectados por un retículo de venas de epidota y calcita del conjunto volcano-plutónico de Loma La Monja; (c) Basaltos almohadillados del conjunto volcano-plutónico de Loma La Monja; (d) Chert de la Fm. El Aguacate intruidos por basaltos del Complejo Duarte, siendo el conjunto posteriormente cizallado; (e) Cherts bandeados de la Fm. El Aguacate; (f) Niveles volcánicos con lapilli acrecionario del Grupo Tireo; (g) Alternancias de cherts y pizarras de la unidad basal de El Yujo del Grupo Tireo; (h) Basaltos vesiculares (ahora rellenas) de la Fm. Magua. Microfotografías: (i) Textura interseccional a subofítica en los gabros del conjunto volcano-plutónico de Loma La Monja; (j) Cumulado picrítico de olivino y clinopiroxeno parcialmente pseudomorfizados por anfíbol verde de la unidad inferior del Complejo Duarte; (k) Andesitas porfídicas con fenocristales de hornblenda, plagioclasa, cuarzo y clinopiroxeno (abajo derecha) del Grupo Tireo; y (l) Agregado subidiomorfo de olivino y augita-Ti en lavas de la Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte

*Figure 4. (a) Field-aspect of the Loma Caribe serpentinized peridotite with sheared doleritic dykes; (b) Massive gabbro affected by a network of epidote-calcite veins from the Loma La Monja volcano-plutonic assemblage; (c) Pillow-lava basalts of the Loma La Monja volcano-plutonic assemblage; (d) Sheared chert-ribbons of the El Aguacate Fm intruded by Duarte Complex metabasalts; (e) Ribbioned cherts of the El Aguacate Fm; (f) Accretionary lapilli in volcanic strata of the Tireo Fm; (g) Interbedded cherts and slates from the El Yujo basal unit of the Tireo Fm; (h) Vesicular basalts (now filled) of the Magua Fm. Microphotographs: (i) Intersectal to subophitic texture in gabbro of the Loma La Monja volcano-plutonic assemblage; (j) Picritic cumulate composed by olivine and clinopyroxene partially pseudomorphosed by green amphibole in the lower unit of the Duarte Complex; (k) Porphyritic andesite with hornblende, plagioclase, quartz and clinopyroxene (lower right) phenocrysts in the Tireo Fm; and (l) Subidiomorphic aggregate of olivine and Ti-augite phenocrysts in basaltic lavas of the Basalts of Pelona-Pico Duarte Fm*

una posición estratigráfica similar, las calizas gris-oscurs intercaladas a techo de la Fm Constanza en Restauración contienen microfósiles de edad Turoniense (Robinson, 1983). Consideradas en conjunto, estas edades indican una edad Albiense-Cenomanense (112-99 Ma) para la Fm Constanza. Las edades plateau Ar-Ar de  $105 \pm 6$  Ma para los gabros de

Loma Chacuey y de  $101 \pm 2$  Ma para una tonalita con hornblenda del batolito de Loma de Cabrera (Contreras *et al.*, 2004), sugiere la intrusión contemporánea de las unidades plutónicas más tempranas.

La Fm Restauración (Fig. 5) está compuesta por flujos dacíticos a riolíticos, tobas, brechas, domos dacíticos extrusivos brechificados y criptodomas, así

como cuerpos intrusivos de domáticos y diques de riolitas de grano fino. La secuencia presenta intercalaciones de flujos máficos y está intruida por diques basálticos y doleríticos. Localmente, aparecen también tobas félsicas monogenéticas silicificadas, tobas ricas en cristales, tobas de lapilli, ignimbritas, secuencias grano-decrecientes de areniscas y limos volcanoclásticos, y lentejones de calizas. Las rocas ácidas fueron emitidas como flujos submarinos someros y los depósitos piroclásticos producidos por explosiones freatomagmáticas, con intrusiones subvolcánicas locales. En torno a los centros emisivos

ácidos tuvo lugar una importante actividad hidrotermal tardía, que produjo depósitos epitermales de sulfuros-barita polimetálicos (Cu-Au-Ag) significativos. De forma característica, las dacitas son porfídicas y de color gris claro, amarillo-beige y rosa, con fenocristales abundantes de plagioclasa, hornblenda, sanidina y cuarzo con golfos de corrosión (Fig. 4k), con raro clinopiroxeno. Las riolitas porfídicas se caracterizan por su textura de grano fino y color blanco-amarillo a rosado, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y la ausencia de ferromagnesianos. La Fm Restauración tiene una potencia de 600-1500 m en las áreas de

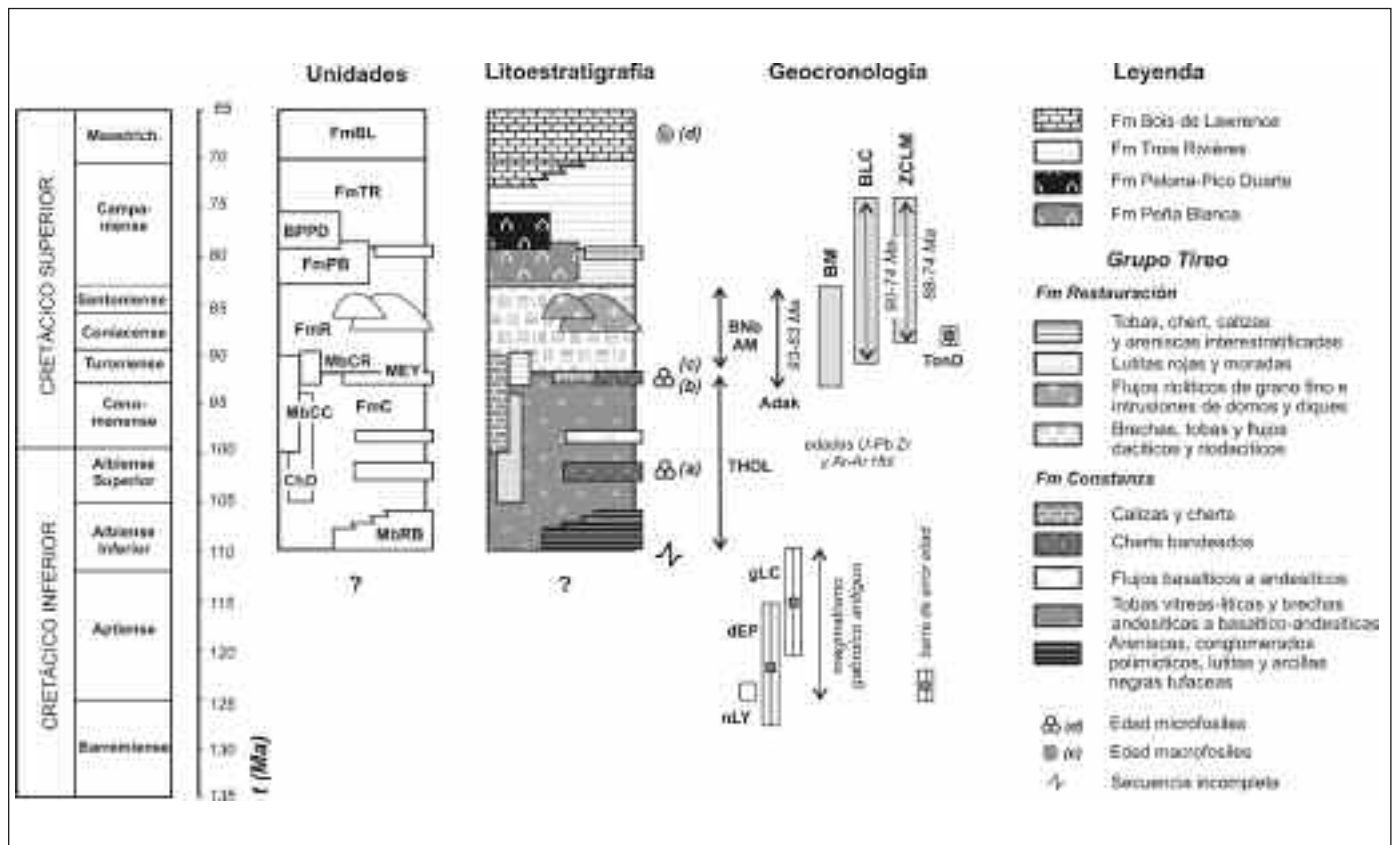


Figura 5. Sucesión litoestratigráfica del Grupo Tiroo. Unidades: MbRV=Mb Río Blanco; ChD=Mb Cherts de Dajabón; MbBC=Mb Calizas de Constanza; MbCR=Mb Calizas de Restauración; FmC=Constanza Fm; MbEY=Mb El Yujo; FmR=Restauración Fm; FmPB=Peña Blanca Basalts Fm; BPPD=Basalts of Pelona-Pico Duarte Fm; FmTR=Tríos Rivières Fm; FmBL=Bois de Lawrence Fm. Biostratigraphic data: (a) Montgomery and Pessagno (1999); (b) Robinson (1983); (c) Lewis *et al.* (1991); (d) Bowin (1969) and Gómez Sáinz *et al.* (1999). Magmatism: THOL=tholeiitic; BNb=Nb-enriched basalts; AM=high-Mg andesites; Adak=adakites. Geochronological data: nLY=norite of La Yautía; dEP=diorite of El Pino; gLC=Loma Chacuey gabbros; BM=Batholith of Macutico; BLC=Batholith of Loma de Cabrera; ZCLM=Shears zone of La Meseta; TonD=tonalite of Diferencia

Figure 5. Lithostratigraphic succession of the Tiroo Group. Units: MbRV=Río Blanco Mb; ChD=Cherts of Dajabón Mb; MbBC=Limestones of Constanza Mb; MbCR=Limestones of Restauración Mb; FmC=Constanza Fm; MbEY=El Yujo Mb; FmR=Restauración Fm; FmPB=Peña Blanca Basalts Fm; BPPD=Basalts of Pelona-Pico Duarte Fm; FmTR=Tríos Rivières Fm; FmBL=Bois de Lawrence Fm. Biostratigraphic data: (a) Montgomery and Pessagno (1999); (b) Robinson (1983); (c) Lewis *et al.* (1991); (d) Bowin (1969) and Gómez Sáinz *et al.* (1999). Magmatism: THOL=tholeiitic; BNb=Nb-enriched basalts; AM=high-Mg andesites; Adak=adakites. Geochronological data: nLY=norite of La Yautía; dEP=diorite of El Pino; gLC=Loma Chacuey gabbros; BM=Batholith of Macutico; BLC=Batholith of Loma de Cabrera; ZCLM=Shears zone of La Meseta; TonD=tonalite of Diferencia

Dajabón, Restauración y Jicomé, acunándose hacia el SE en las áreas de Gajo del Monte, Constanza y Sabana Quéliz.

La presencia de fragmentos de tobas verdes andesíticas en las tobas dacíticas indica una edad más joven de la Fm Restauración respecto a la Fm Constanza. Este hecho concuerda con la edad Turoniense-Coniacense obtenida a partir de fósiles en un nivel discontinuo de ~25 m de potencia de chert, localizado a techo de la Fm Constanza al sur de Restauración e intruido por riolitas, así como por la edad plateau Ar-Ar de hornblenda de  $81,2 \pm 8,2$  obtenida en dacitas (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Recientemente, en el área de Jarabacoa, una edad U-Pb en zircones de  $89,0 \pm 0,9$  Ma (límite Turoniense-Coniacense) ha sido obtenida en los flujos riolíticos más bajos de la Fm Restauración (Escuder-Viruete *et al.*, 2007 b), la cual también establece una edad más antigua para el Mb El Yujo infrayacente. El Mb El Yujo consiste en 20-35 m de arcillas oscuras, calizas, cherts laminados, lutitas tufáceas y tobas de grano fino. Esta unidad basal se dispone discordante directamente sobre el Complejo Duarte en esta área y está superpuesta por flujos y brechas ácidas con pequeños depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Escuder Viruete *et al.*, 2004).

La Fm Restauración está superpuesta por la secuencia sedimentaria turbidítica de unos 250 a 800 m de la Fm Trois Rivières (Fig. 5). Geográficamente, esta unidad está compuesta por lutitas tufáceas y arcillas, con intercalaciones de chert y calizas silicificadas (Dajabón); arcillas, calizas grises y calcarenitas con intercalaciones epiclásticas (Restauración); areniscas y lutitas tufáceas de grano fino, arcillas y calizas (Jicomé); areniscas epiclásticas, lutitas y calizas (Constanza); y alternancias de lutitas tufáceas, areniscas y calizas (Sabana Quéliz). El contenido fósil en las lutitas calcáreas moradas, que se superponen conformablemente a las rocas volcánicas ácidas en el área de Restauración, y en las calizas de la sección del Río Yuna (Sabana Quéliz) indican una edad Campaniense Superior a Maastrichtiense (Bowin, 1975; Gómez Sáinz, 2000). Para Lewis *et al.* (1991b), estos datos sugieren que el volcanismo ácido cesó antes del Campaniense Medio (~76 Ma). Recientemente, Escuder Viruete *et al.* (2007 a, b) aportan datos geocronológicos que establecen el inicio del volcanismo ácido de la Fm Restauración en el límite Turoniense-Coniacense (~89 Ma) y continúa en el Santoniense al Campaniense Inferior, con eventos menores en el Campaniense Superior. En todas las áreas estudiadas, estos depósitos epiclásticos y sedimentarios están superpuestos discordantemente por las calizas biomicríticas blancas y rojas, bien estratifi-

cadas, de la Fm Bois de Lawrence, de edad Maastrichtiense Superior.

### **Estadio magmático intraplaca**

El estadio de magmatismo intraplaca está constituido por las Fms Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte y Magua (Fig. 3). Las dos primeras están constituidas por un conjunto de basaltos toleíticos, transicionales y alcalinos, cuya afinidad geoquímica a los tipos E-MORB y OIB establece diferencias respecto a las rocas volcánicas del arco isla. Ambas formaciones son probablemente discordante sobre el Grupo Tiro y aparecen en los sectores más elevados de la zona estudiada, como las Lomas de Los Guandules y Peña Blanca en Restauración; las alineaciones Nalga de Maco-Florentino y Joca-Los Aparejos en Jicomé; y Pico del Barranco-La Pelona-Pico Duarte en Lamedero (Stein *et al.*, 2004). Aunque se desconoce por el momento su edad absoluta, los basaltos de ambas formaciones no aparecen intruidos por las leucotonalitas con hornblenda del estadio de arco, por lo que deben ser posteriores al plutonismo tonalítico de arco (post 90-74 Ma). Por otro lado, estos basaltos se sitúan estratigráficamente bajo la Fm. Calizas de Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior (Contreras *et al.*, 2004). Estas relaciones permiten asignar una edad a la Formación entre el Campaniense y el Eoceno Inferior, muy posiblemente Campaniense.

La Fm Peña Blanca está compuesta por un tramo de 150-250 m de basaltos toleíticos afíricos, en flujos masivos o groseramente estratificados, desprovisto de intercalaciones sedimentarias. Presentan microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno y textura ofítica a subofítica. La Fm Pelona-Pico Duarte es litológicamente muy homogénea y compuesta por >300 m de potencia de lávas basálticas masivas, de composición toleítica a alcalina. Texturalmente, la parte central de las coladas puede ser dolerítica y las marginales afanítica y vesicular (Fig. 4h), con minoritarios niveles hialoclásticos asociados. Las doleritas son de textura isótropa intergranular, compuesta por un entramado de plagioclasa que encierran augita titanada, olivino y magnetita. Las facies afaníticas son de color gris-azul oscuro, magnéticas, con vacuolas rellenas de cuarzo y/o calcita. Texturalmente son hipocristalinas, de textura microporfídica a intersec-tal/subofítica, con mesostasia poco o nada fluidal. Los microfenocristales son de olivino, Ti-augita y plagioclasa (Fig. 4).

La Formación Magua (Palmer, 1979) consiste en una potente secuencia de conglomerados, con intercalaciones de areniscas, calizas, lutitas y rocas volcá-



nicas (Mb el Rodeo). La Formación aflora en una banda ONO-ESE entre Monción y Dajabón (Fig. 2), a lo largo de la ZFLE (Contreras *et al.*, 2004). Estos materiales se disponen en discordancia angular sobre el Complejo Duarte y la Formación Tireo. Las relaciones de discordancia se infieren también indirectamente, ya que los conglomerados de la Fm. Magua incluyen cantos de tonalitas con hornblenda idénticos a las de los macizos que intruyen a la Formación Tireo. Las intercalaciones de calizas dentro de la Fm. Magua han proporcionado microfauna de edad Cretácico Superior-Eoceno Superior. El Miembro el Rodeo consiste en flujos basálticos y autobrechas, con algunos diques doleríticos que probablemente son conductos de alimentación. En el área de Monción se han observado intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas. Las lavas son de color marrón-verde oscuro a gris-azulado (frescas), afíricas, masivas o vesiculares, formando tramos estratificados con escasas estructuras de flujo. Las facies de brechas están afectadas por una intensa alteración espilitica. La vesicularidad de las lavas sugiere que fueron emitidas en un medio marino somero, a favor de fallas subverticales de dirección ONO-ESE relacionadas con la ZFLE. Texturalmente, los basaltos tienen textura microporfídica, en ocasiones fluidal, de mesostasia intergranular a subofítica rica en magnetita y opacos. Los microfenocristales son de augita titanada, plagioclasa y escaso olivino. Los fragmentos de las brechas volcánicas son de basaltos similares, aunque algunas constituyen depósitos resedimentados por flujos de masas o tractivos. En general, las brechas aparecen alteradas espiliticamente y atravesadas por un entramado de venas de epidota. Los diques doleríticos presentan una textura intergranular a subofítica, con plagioclasa que encierra a pequeños prismas de clinopiroxeno y hornblenda.

## Geoquímica

### Alteración y metamorfismo

Las rocas ígneas de la Cordillera Central fueron variablemente deformadas y metamorfizadas; 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 las relaciones son debidas a un variable grado de fusión o a diferencias en la fuente mantélica. A continuación se describen los diferentes tipos de rocas ígneas máficas y félsicas distinguidas en cada evento magmático, para mostrar la existencia de relaciones petrogenéticas entre ellos e interpretar el marco geodinámico de formación.

### ***Asociación volcano-plutónica oceánica de Loma La Monja***

Las rocas ígneas de la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja son máficas, con un contenido en SiO<sub>2</sub> casi invariable entre 53% y 49,9 wt%. En el diagrama Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) todas ellas son toleitas ricas en Fe (Fig. 6a). Algunos basaltos están enriquecidos en Fe (FeO<sub>T</sub>>14 wt%), Ti y V, y empobrecidos en MgO (6,3-5,9 wt%), clasificándose como ferrobasaltos. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester and Floyd, 1977) son subalcalinas, lo cual es compatible con su composición mineralógica. En el conjunto de las rocas, el Cr y Ni descienden con el MgO, mientras que el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Th, Nb, REE e Y aumentan. En los diagramas de Word (1980) caen en los campos de los tipos basálticos N-MORB y E-MORB (Fig. 6c, d). Las relaciones V-Ti son próximas a la condritica (Fig. 6b). En base a relaciones de elementos incompatibles y el patrón de REE, se distinguen dos grupos composicionales: (1) toleitas con REE planas (tipo I); y toleitas y ferrobasaltos con un ligero enriquecimiento en LREE (tipo II).

*Toleitas con REE planas (tipo I).* Este grupo está representado por gabros de grano fino, microgabros y diques doleríticos, que también intruyen en la Peridotita de Loma Caribe. Presentan contenidos en SiO<sub>2</sub> de 48,8-52,8 wt% y un grado de fraccionación de muy bajo a moderado (Mg#=68-41; donde Mg#=100xmol. MgO/[mol. MgO+mol. FeO<sub>i</sub>]). Presentan relaciones La/Nb y Sm/Zr (REE/HFSE) similares que el promedio N-MORB, pero los valores de Zr/Y y Zr/Nb son menores y los de Th/La mayores. Los diagramas de REE extendidos (Fig. 6e, f) se caracterizan por un patrón plano ([La/Yb]<sub>N</sub>~1,0) con HREE planas ([Gd/Yb]<sub>N</sub>=1,0-1,1). Carecen de anomalía negativa de Nb y poseen ligeras anomalías negativas de Th-Zr-Ti y positiva de Hf ([Zr/Sm]<sub>N</sub>~0,85) en los términos más

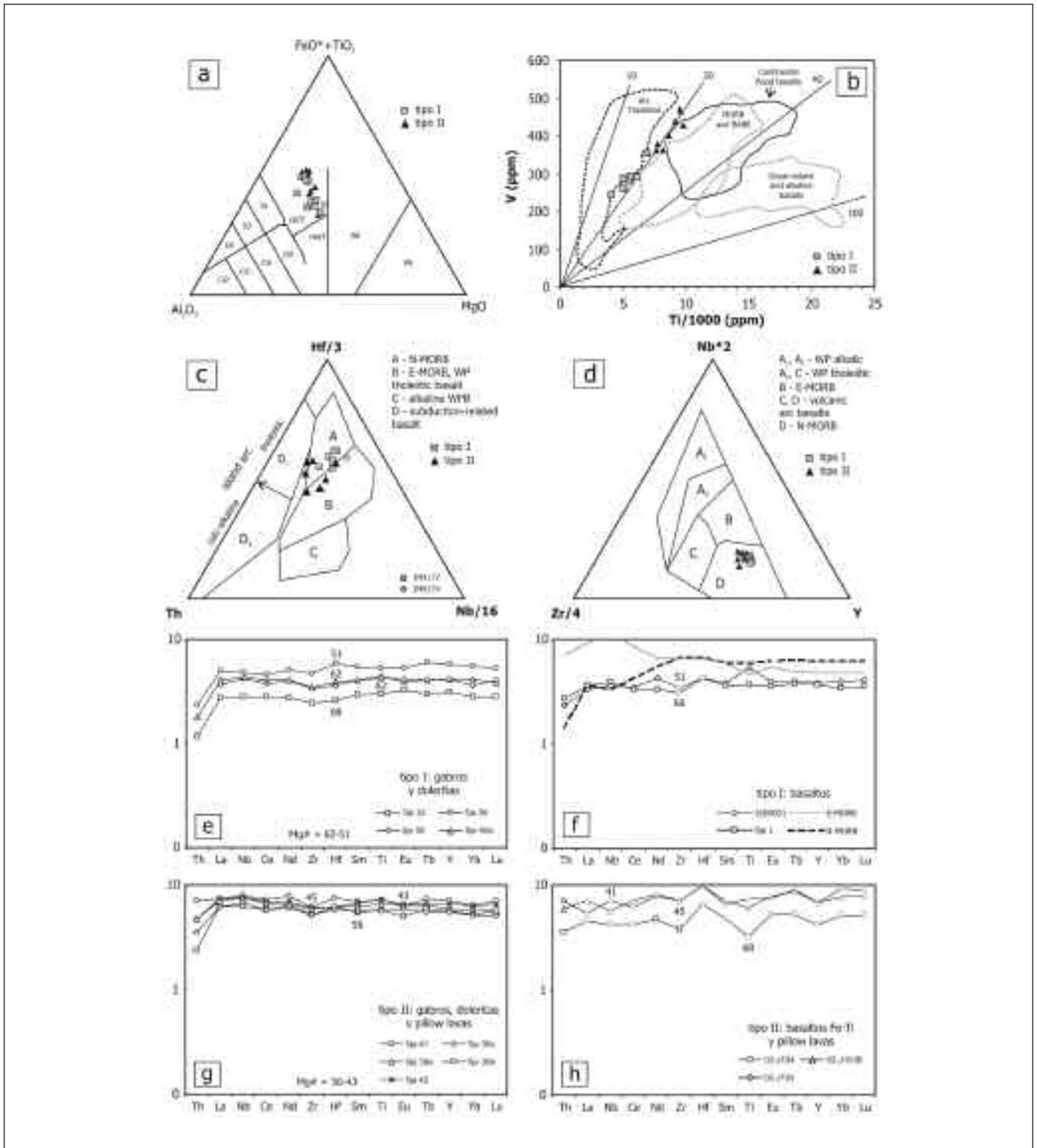


Figura 6. Características geoquímicas de la asociación volcano-plutónico de Loma La Monja. (a) Diagrama de Jensen (1974); (b) Diagrama Ti-V de Shervais (1982); (c) y (d) Diagramas de Wood (1980); (e) a (h) Diagramas de REE extendidos para los diversos grupos geoquímicos definidos en el texto  
 Figure 6. Geochemical characteristics of the volcano-plutonic assemblage of the Loma La Monja. (a) Fe+Ti-Al-Mg plot (Jensen, 1976); (b) Ti-V plot of Shervais (1982); (c) and (d) Discriminant diagrams of Wood (1980); (e) to (h) Extended REE-diagrams for the different geochemical groups defined in the text

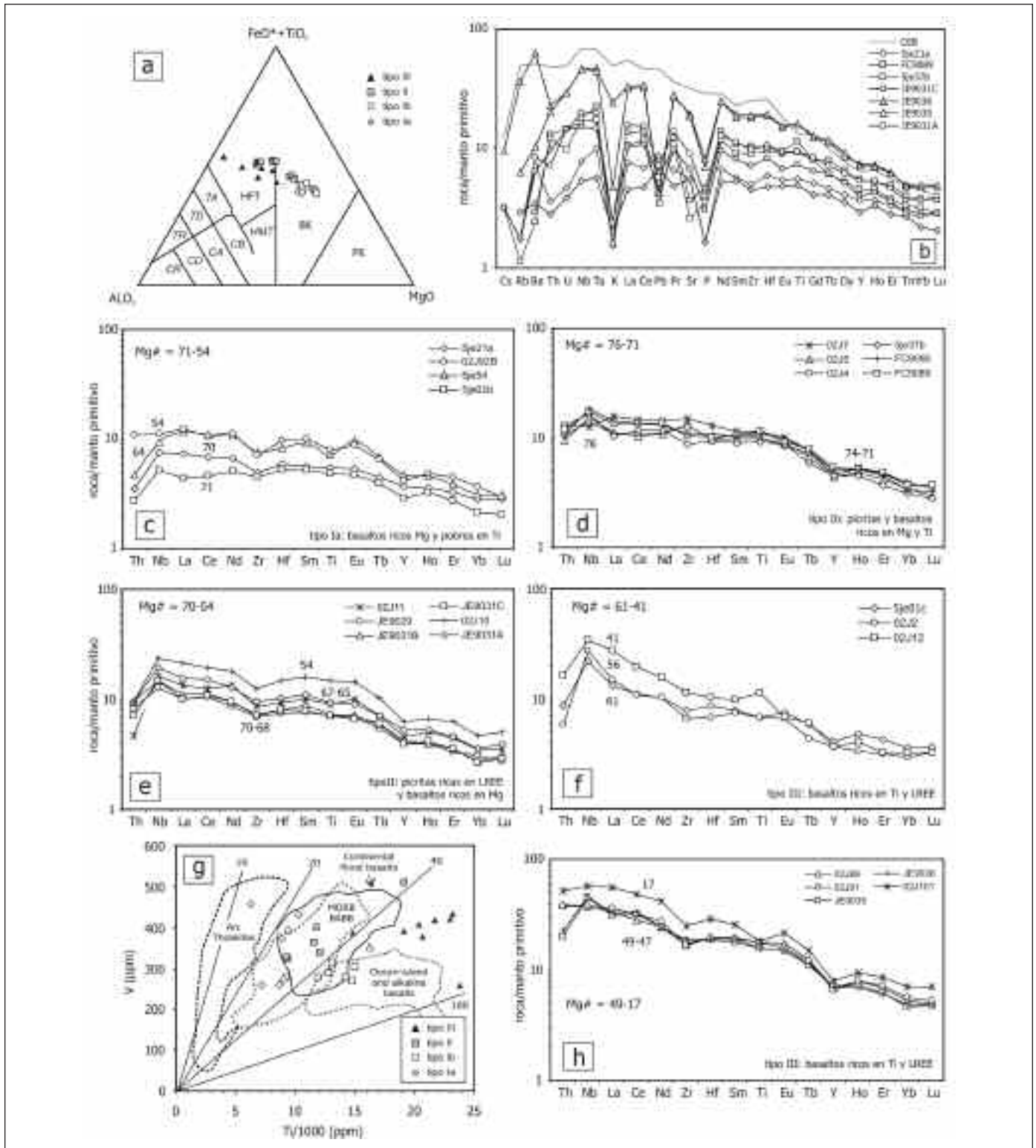


Figura 7. Características geoquímicas del Complejo Duarte. (a) Diagrama de Jensen (1976); (b) Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989); (c) a (h) Diagramas de REE extendidos para los diversos grupos geoquímicos definidos en el texto; y (g) Diagrama Ti-V de Shervais (1982)  
 Figure 7. Geochemical characteristics of the Duarte Complex. (a) Fe+Ti-Al-Mg plot (Jensen, 1976); (b) Multielemental diagrams normalized to the primitive mantle (Sun y McDonough, 1989); (c) to (h) Extended REE-diagrams for the different geochemical groups defined in the text; and (g) Ti-V plot of Shervais (1982)



evolucionados. Este patrón es típico de basaltos actuales de dorsal oceánica N-MORB. Para abundancias absolutas similares (HREE 4-7xMP) estos patrones de REE son muy similares a N-MORB (Sun y McDonough, 1989). El rango de  $(\epsilon_{Nd})_t$  es de +6,9 a +8,3 ( $t=160$  Ma), que sugiere también una fuente mantélica dominada por manto empobrecido, similar a la de N-MORB, y lejos de influencias de la corteza continental.

**Toleitas y ferrobasaltos con ligero enriquecimiento en LREE (tipo II).** Este grupo está representado por algunos diques doleríticos intrusivos en la Peridotita Loma Caribe y la mayoría de las rocas volcánicas basálticas de los niveles estratigráficamente altos del conjunto, principalmente pillow lavas y ferrobasaltos. Presentan contenidos similares en SiO<sub>2</sub> (50-52,5 wt%) que el tipo I, pero presentan composiciones más evolucionadas (Mg#=56-41). Respecto al tipo I, las pillow lavas y ferrobasaltos son pobres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> y ricos en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> y V. Los diagramas extendidos se caracterizan por un patrón ligeramente enriquecido en LREE ( $[La/Yb]_N=1,1-1,3$ ; Fig. 6g, h), a abundancias de similares de HREE (5-8xMP) de distribución plana ( $[Gd/Yb]_N \sim 1$ ). Carecen de anomalías negativas en Th y Nb, y presentan ligeras anomalías negativas en Zr y Ti y positiva en Hf, especialmente en los ferrobasaltos ( $[Zr/Sm]_N \sim 0,9$ ). Este patrón es característico de basaltos N-MORB y E-MORB (Perfil *et al.*, 1994). En los basaltos y diques doleríticos  $(\epsilon_{Nd})_t$  gradúa entre +6,9 y +7,4, implicando una fuente mantélica dominada por un manto empobrecido. Sin embargo, los valores de  $[La/Yb]_N$  y contenidos en TiO<sub>2</sub> son mayores en estas

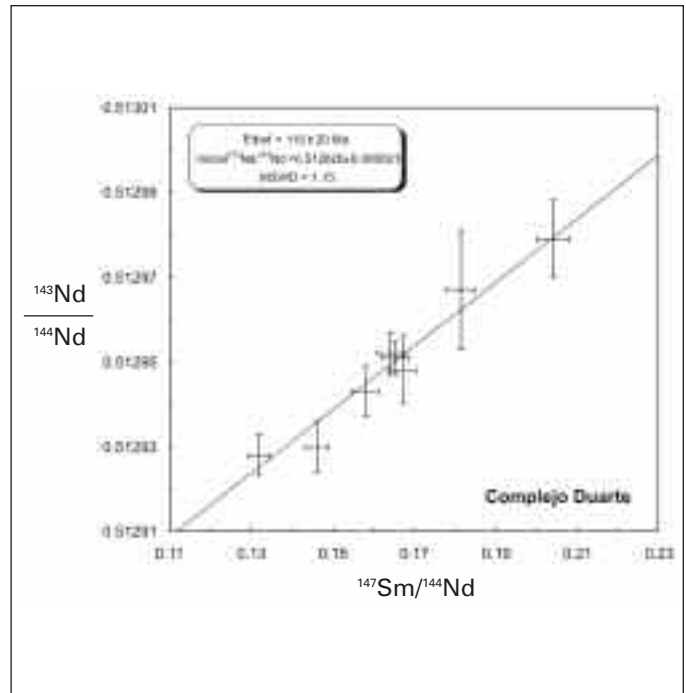


Figura 8. Edad del Complejo Duarte calculada en base al método de la isocrona Sm-Nd (roca total, 8 muestras, Tabla 2)  
 Figure 8. Duarte Complex age calculated on the basis of Sm-Nd isochron method (whole rock, 8 samples, Table 2)

rocas a similares grados de fraccionación, lo cual indica una fuente ligeramente más enriquecida que para el tipo I.

Muestra	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_t$	error (2σ)	$^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$	error (2σ)
JE 9131B	0,1813824	0,0036276	0,512967	0,000014
FC9089	0,1580216	0,0031604	0,512943	0,000006
FC9090	0,1318548	0,0026370	0,512928	0,000005
5JE02a	0,1671748	0,0033435	0,512950	0,000006
5JE02b	0,1643389	0,0032867	0,512958	0,000007
5JE02c	0,1462041	0,0029241	0,512929	0,000005
5JE02d	0,2041040	0,0040821	0,512981	0,000008
5JE02e	0,1655014	0,0033100	0,512948	0,000005

Resultados isocrona:  
 Edad = 115 ± 20 Ma;  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_t = 0,512826 \pm 0,000021$ ; MSWD = 1, 15  
 Solución obtenida a partir de 8 muestras (±95% confianza)

Tabla 2. Datos isotópicos de muestras del Complejo Duarte (roca total) utilizados en el cálculo de la edad por el método de la isocrona Sm-Nd  
 Table 2. Isotopic data from Duarte Complex samples (whole rock) for Sm-Nd isochrone age calculation

## Complejo Duarte

Las rocas volcánicas del Complejo Duarte gradúan composicionalmente entre picritas, con incluso >25 wt% MgO, basaltos ricos en Mg y basaltos. En base a los valores Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub>, las muestras de la unidad inferior y superior se clasifican como subalcalinas transicionales y alcalinas, respectivamente. En diagramas de Harker (Escuder Viruete, 2004), con el descenso en MgO, hay un aumento en SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, álcalis y TiO<sub>2</sub>; y un descenso en Cr y Ni. El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a unos 6-7 wt% MgO, decreciendo en los basaltos ya evolucionados. Estas tendencias son atribuidas a la fraccionación y/o acumulación de olivino, Cr-espine-la, clinopiroxeno y plagioclasa, siendo los altos contenidos en MgO debidos a que se trata de acumulados de cristales. Todas las rocas muestran anomalías positiva en Nb-Ta y negativa en Th en un diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial (Fig. 7b), con un enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE-Y, característicos de los basaltos de isla oceánica. Sin embargo, en base al contenido en TiO<sub>2</sub> y las relaciones de elementos traza e isotópicas, se identifican cuatro tipos geoquímicos (Escuder Viruete *et al.*, 2007a): basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia); picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib); picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II); y basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). En la litoestratigrafía del Complejo Duarte, los tipos Ia y Ib aparecen intercalados en los niveles más bajos de la unidad inferior, el tipo II forma la principal acumulación de lavas de la unidad inferior, y el tipo III aparece exclusivamente en la unidad superior.

**Basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia).** Este grupo está representado por los flujos máficos y brechas autoclásticas de la base del complejo. En la Fig. 7a presentan composiciones similares a las komatiitas basálticas y están poco o nada fraccionadas (Mg#=71-54), con contenidos en TiO<sub>2</sub> entre 1,0 y 1,7 wt%. El patrón de REE extendido (Fig. 7c) es muy similar a basaltos de isla oceánica actuales, para similares abundancias absolutas. Presentan LREE planas o ligeramente enriquecidas ([La/Nd]<sub>N</sub>=0,98-1,5), ligera anomalía positiva en Nb, negativa en Zr, y empobrecimiento en HREE e Y ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=1,9-3,0; promedio 2,55). Los valores de (ε<sub>Nd</sub>)<sub>t</sub> obtenidos son de +6,5 (t=120 Ma), sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

**Picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib).** El grupo incluye los flujos máficos masivos y bandedados, acumulados y brechas autoclásticas de la unidad inferior. Tienen una composición de komatiitas basálticas y no están fraccionadas (Mg#=76-71), debi-

do a su carácter acumulado. Los diagramas extendidos de REE (Fig. 7d) son semejantes entre muestras y difieren del tipo Ia por el mayor contenido en Ti (2,1-2,6 wt%) y de abundancia absoluta de REE a similar Mg#. Presentan distribución plana o un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,0-1,26), ligera anomalía positiva en Nb, negativa o positiva en Zr (y Hf), y empobrecimiento en HREE-Y ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=2,8-3,1). El (ε<sub>Nd</sub>)<sub>t</sub> gradúa de +6,2 a +6,6, sugiriendo una fuente dominada por manto empobrecido.

**Picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II).** El grupo está dominado por picritas, ferropicritas (FeO<sub>T</sub>>15 wt%) y ankaramitas, generalmente acumulados, y por intercalaciones de basaltos ricos en Mg en la unidad inferior. Su composición en elementos mayores gradúa entre komatiitas basálticas y Fe-toleititas, extendiéndose a composiciones más fraccionadas (Mg#=70-48) que los tipos Ia y Ib. El contenido en TiO<sub>2</sub> es intermedio (1,6-2,1 wt%), pero mayor que en el tipo Ia para un valor dado de MgO. Los diagramas de REE (Fig. 7e) son subparalelos entre muestras y muestran un enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,2-1,4) y empobrecimiento en HREE ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=2,4-3,4; promedio 3,0), con anomalías positiva en Nb y negativa en Th. Los valores de (ε<sub>Nd</sub>)<sub>t</sub> = +6,2 y +6,3 son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero el mayor contenido en TiO<sub>2</sub> y relación [Sm/Yb]<sub>N</sub> sugiere que fue más enriquecida que la del tipo Ia.

**Basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III).** El grupo incluye los basaltos medianamente alcalinos de la unidad superior. Se trata de toleititas ricas en Fe que evolucionan a las composiciones más fraccionadas (Mg#=61-17). Con el enriquecimiento en TiO<sub>2</sub> (2,8-4,0 wt%) las lavas de tipo III están enriquecidas en Fe (Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>=11,8-15,2 wt%), resultando basaltos ferrotitanados. A similar Mg#, estas rocas presentan mayor abundancia en LREE y HREE que el tipo II (Fig. 7f, h), caracterizándose por un fuerte enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,4-2,0) y empobrecimiento en HREE ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=3,0-3,9). Presentan variables anomalías positivas en Eu y Ti, relacionadas con la acumulación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Estos patrones son típicos de basaltos alcalinos de isla oceánica. Los valores obtenidos de (ε<sub>Nd</sub>)<sub>t</sub> de +5,07 y +5,17 son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero relativamente más enriquecida que la de los tipos I y II (o menor grado de fusión parcial).

**Geocronología Sm/Nd.** Para obtener la edad de los protolitos del Complejo Duarte se seleccionaron 8 muestras de niveles volcánicos adyacentes de 3 afloramientos del área del Pico del Rubio (área de Diferencia). Del molido en polvo de cada muestra se obtuvieron las relaciones isotópicas de Nd en roca total (Tabla 2), para calcular una edad mediante el

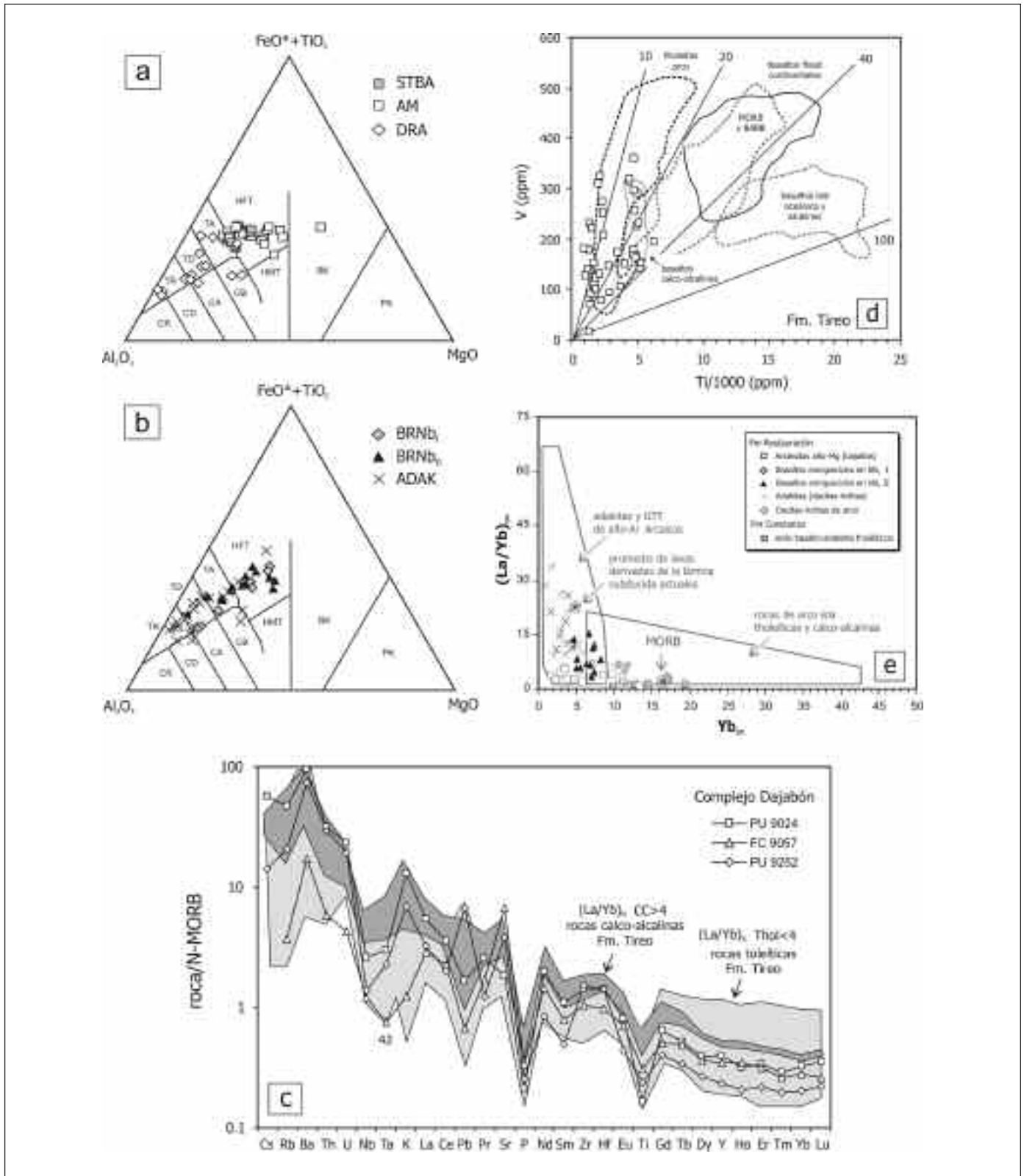


Figura 9. Características geoquímicas del Grupo Tiro: (a) y (b) Diagramas de Jensen (1976); (c) Diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983), y (e) Diagrama  $Yb_{en}$ -( $La/Yb$ ) $_{en}$  de Martin (1986)  
 Figure 9. Geochemical characteristics of the Tiro Group: (a) and (b)  $Fe+Ti-Al-Mg$  plot (Jensen, 1976); (c) Multielemental diagrams normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989); (d) Diagram  $Yb_{en}$ -( $La/Yb$ ) $_{en}$  of Martin (1986); and (e) Ti-V plot of Shervais (1982)



método de la isocrona Sm-Nd. Los resultados obtenidos se muestran en la Fig. 8, donde las picritas y basaltos ricos en Mg definen una isocrona de  $115 \pm 20$  Ma (MSWD=1,15) con una relación inicial

$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_i = 0,512826$ . Esta edad Albiense se interpreta como la edad de cristalización de las lavas, no perturbada por eventos metamórficos tardíos. Por lo tanto, el Complejo Duarte constituye el registro de

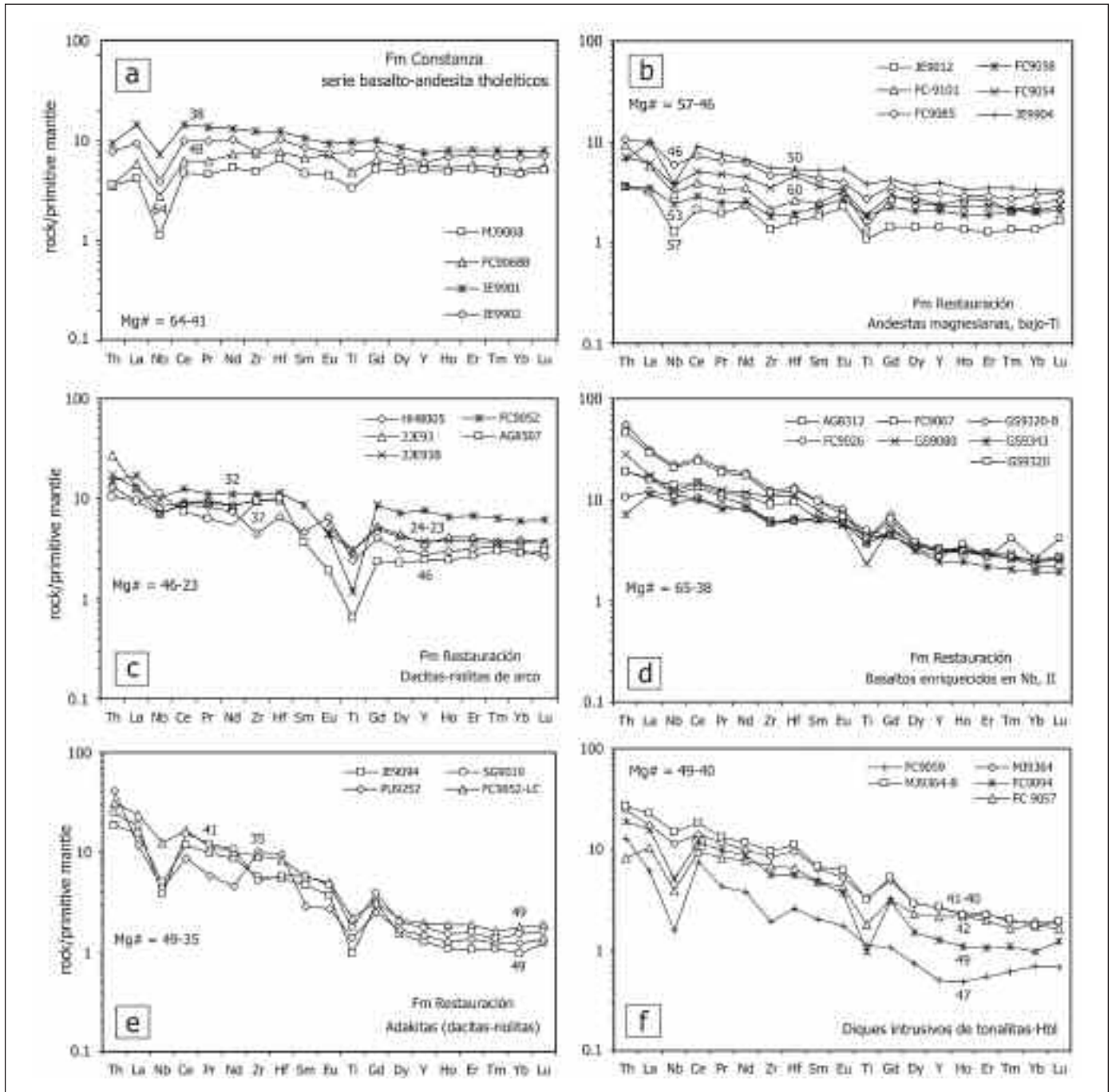


Figura 10. Características geoquímicas del Grupo Tiro: (a) a (f) Diagramas de REE extendidos para los diferentes grupos geoquímicos definidos en el texto  
 Figure 10. Geochemical characteristics of the Tiro Group: (a) to (f) Extended REE-diagrams for the different geochemical groups defined in the text

una etapa de formación del plateau oceánico caribeño en el Cretácico Inferior, como ya ha sido sugerido previamente por varios investigadores (Lapierre *et al.*, 1997; Lewis *et al.*, 2002).

### Grupo Tireo

En las Figs. 9a y b, las rocas volcánicas del Grupo Tireo gradúan entre términos de basaltos ricos en Fe a andesitas, dacitas y riolitas toleíticas, con alguna composición de komatiita basáltica y de basalto calco-alkalino. Presentan contenidos pobres en K y, los términos más diferenciados, medios en K, para contenidos generalmente bajos en  $\text{TiO}_2$  (<0,8 wt%). En el diagrama V-Ti (Fig. 9d) caen en el campo de las toleitas de arco y en el de los basaltos calco-alkalinos, mostrando algunas rocas afinidad boninitica, con relaciones  $\text{Ti/V} < 10$ . El aumento en las rocas menos fraccionadas de V y  $\text{TiO}_2$  con el descenso en Mg# sugiere una afinidad toleítica, aunque en las muestras más fraccionadas el  $\text{TiO}_2$  desciende con el Mg# que es más típico de la serie calco-alkalina. Con el aumento en  $\text{SiO}_2$ , desciende el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO,  $\text{TiO}_2$  y CaO; y con el descenso en MgO también desciende el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Ni y V. Estas tendencias son compatibles con la cristalización fraccionada de la plagioclasa, ferromagnesianos (olivino y clinopiroxeno) y óxidos de Fe-Ti. En un diagrama de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (Fig. 9c), las rocas del Grupo Tireo y del Complejo Dajabón presentan conjuntamente un enriquecimiento en LREE, un empobrecimiento en HFSE-HREE, y una anomalía negativa en Nb-Ta, típicos de magmas de zonas de subducción. Sin embargo, en base a los contenidos de elementos traza, en el Grupo Tireo existe una amplia diversidad composicional (Escuder Viruete *et al.*, 2007b), distinguiéndose los tipos máficos: serie de basaltos-andesitas toleíticas; andesitas magnesianas pobres en Ti y basaltos enriquecidos en Nb.

*Serie de basaltos-andesitas toleíticas.* Está representada por las intercalaciones de basaltos y brechas monogenéticas de la Fm Constanza, así como probablemente la gran acumulación de tobas vítreas-líticas andesíticas. Se trata de rocas de poco a bastante fraccionadas (Mg#=64-41), que definen en conjunto una tendencia calco-alkalina de descenso en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Cr y Ni con el MgO (Escuder Viruete *et al.*, 2007b), pero que presentan contenidos relativamente uniformes en Nb, Zr y Yb, así como  $\text{La/Yb} < 4$  (1,2-1,6), más característicos de las tendencias de fraccionación toleíticas (Jolly *et al.*, 1998, 2001; Escuder Viruete *et al.*, 2006 b). Las altas relaciones REE/HFSE (e.g.  $\text{La/Nb}$  y  $\text{Sm/Zr}$ ) respecto a las composiciones N-

MORB y los patrones de REE son típicos de toleitas de arco isla (Fig. 10a). Presentan ligero enriquecimiento en LREE ( $[\text{La/Yb}]_N = 0,9-1,4$ ; promedio 1,1), pronunciada anomalía negativa en Nb ( $\text{Nb/Nb}^* = 0,2-0,7$ ), ligera anomalía negativa en Zr y positiva en Hf ( $[\text{Zr/Sm}]_N = 0,9-1,2$ ) y HREE planas. El  $\text{TiO}_2$  gradúa entre 0,7 y 1,1 wt%.

*Andesitas magnesianas pobres en Ti.* Están representadas por parte de las rocas máficas intercaladas en la Fm Restauración y algunos diques sin-volcánicos de doleritas y microgabros. Se extienden a composiciones menos fraccionadas (Mg#=70-46) que la serie toleítica y se caracterizan por contenidos en MgO (14.3-4.8 wt%), Cr (978-226 ppm) y Ni (186-20 ppm) anormalmente altos para rangos de  $\text{SiO}_2$  de basalto-andesita. Los valores de  $\text{La/Yb} < 4$  (2,4-4,1) y el patrón de REE de estas rocas son similares a los de la serie toleítica, con anomalía negativa en Nb (Fig. 10b), pero las abundancias absolutas son menores (HREE=1-6xMP) y las anomalías negativas Zr-Hf mayores ( $[\text{Zr/Sm}]_N = 0,3-1,1$ ; promedio 0,78), con un consistente enriquecimiento en LREE ( $[\text{La/Yb}]_N = 1,7-4,2$ ; promedio 2,7). El  $\text{TiO}_2$  gradúa entre 0,2 y 0,6 wt%, siendo inferior que en las toleitas a un valor de MgO. El menor contenido en  $\text{TiO}_2$  y HREE (particularmente Yb), sugiere que la fuente de estas rocas fue más empobrecida que la de las toleitas.

*Basaltos enriquecidos en Nb.* Se trata de flujos basáltico-andesíticos identificados en la Fm Restauración, donde coexisten con dacitas ricas en Nb, Ti y, en ocasiones, en Mg relacionadas. Presentan contenidos altos en Nb (5-16 ppm), en comparación con los basaltos de arcos intraoceánicos ( $\text{Nb} < 2$  ppm). Composicionalmente, estas rocas muestran un descenso en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , CaO, álcalis, V, Cr y Ni; y un aumento en  $\text{SiO}_2$ , Nb y Zr con el descenso en MgO, con valores muy similares a los basaltos ricos en Nb descritos por Defant y Drummond (1990), Maury *et al.* (1996) y Sajona *et al.* (1996). Respecto a las variaciones Yb-MgO y patrón de REE se distinguen dos subtipos (Fig. 10): I, con ligero enriquecimiento en LREE ( $[\text{La/Nd}]_N = 1,8-2,2$ ) y empobrecimiento en HREE ( $[\text{Sm/Yb}]_N = 1,8-2,9$ ); y II, con mayor enriquecimiento en LREE ( $[\text{La/Nd}]_N = 1,7-2,3$ ) y empobrecimiento en HREE ( $[\text{Sm/Yb}]_N = 2,4-4,1$ ). Estas características sugieren una fuente mantélica para el subtipo II más enriquecida que para el I. También, la fuente mantélica para los subtipos ricos en Nb fue más enriquecida que la de la serie toleítica y las andesitas magnesianas.

Las rocas ácidas del Grupo Tireo incluyen las rocas volcánicas de la Fm Restauración, los domos subvolcánicos relacionados y las intrusiones de diques de tonalitas con Hbl. Estas rocas pueden agruparse en

dos tipos: dacitas-riolitas y adakitas. Las dacitas y riolitas definen junto a las andesitas magnesianas una serie de rocas de arco pobre en Ti. Todas estas rocas ácidas fraccionadas ( $Mg\# = 37-23$ ) son pobres en  $K_2O$  ( $<0,7$  wt% en riolitas),  $TiO_2$  (0,2-0,6 wt%),  $P_2O_5$  ( $<0,1$  wt%) y Zr, en relación a las típicas rocas ácidas calco-alcalinas. Presentan valores de  $(La/Yb)_N$  de 2,8-6,5 y, en general, carecen del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE típico de las rocas ácidas calco-alcalinas, por lo que se interpreta poseen una afinidad toleítica transicional. Presentan patrones de REE (Fig. 10c) de planos a ligeramente enriquecidos en LREE ( $[La/Nd]_N = 1,5-1,7$ ) o empobrecidos en HREE e Y ( $[Sm/Yb]_N = 1,3-1,6$ ), para abundancias absolutas bajas (HREE 3-5xMP). Poseen una ligera anomalía negativa en Nb ( $0,4 < Nb/Nb^* < 0,7$ ) y contenidos de  $TiO_2$  entre 0,5 y 0,7 wt%. Composicionalmente, las adakitas son dacitas y riolitas ricas en  $Al_2O_3$  (12-18 wt%). Además, se distinguen por (Martin, 1999): (1) contenidos altos en La pero bajos en Yb,

resultando unas REE extremadamente fraccionadas ( $[La/Yb]_N = 11-32$ ); (2) contenidos relativamente altos en  $TiO_2$  (0,3-0,9 wt%),  $Fe_2O_3$ , MgO (0,4-5,3 wt%), Cr (116-308 ppm) y Ni (15-49 ppm); (3) pequeñas anomalías en Eu; y (4) anomalías negativas pronunciadas en Nb, Ti, Sc y V ( $Nb/Nb^* = 0,2-0,9$ ; Fig. 11e). Los diques de tonalitas con Hbl intrusivos en la Fm Tireo presentan un patrón de REE muy similar a las adakitas (Fig. 11f), lo que sugiere que se trata de sus equivalentes intrusivos. De acuerdo con Drummond *et al.* (1996), Yogodzinski *et al.* (2001) y Rapp *et al.* (2003), las adakitas representan fundidos de la lámina oceánica que subduce, dejando un residuo de anfíbolitas con granate o eclogítico. Las dacitas-riolitas no adakíticas son fundidos formados a baja P ( $<8$  kbar) de rocas máficas en los niveles corticales bajos de un arco intraoceánico.

Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas de la Fm Constanza forman una serie toleítica de arco isla, derivada de la fusión del manto como conse-

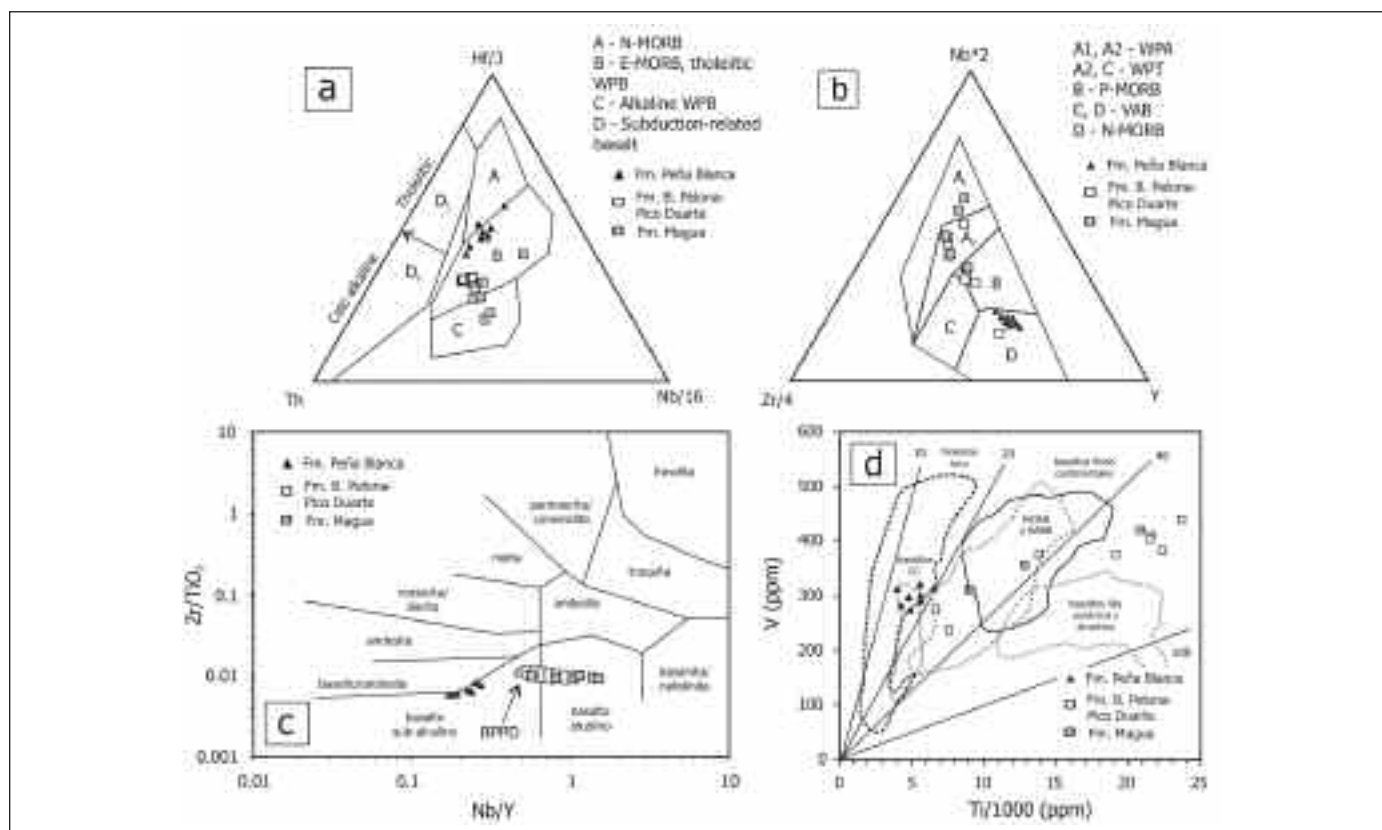


Figura 11. Características geoquímicas de las Formaciones Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte y Magua. (a) y (b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester y Floyd (1977); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1982)  
 Figure 11. Geochemical characteristics of the Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte and Magua Formations. (a) and (b) Discrimin diagrams of Wood (1980); (c) Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> plot of Winchester and Floyd (1977); and (d) Ti-V plot of Shervais (1982)



cuencia del aporte de fluidos acuosos relacionados con la subducción. La Fm Restauración se caracteriza por una asociación espacial temporal de adakitas, andesitas magnesianas y basaltos ricos en Nb, que colectivamente definen un cambio en la composición de las lavas emitidas relacionadas con subducción (Escuder Viruete *et al.*, 2007 b). El cambio de vulcanismo tuvo lugar en el límite Turoniense-Coniacense (~89 Ma) y continuó en el Santoniense y Campaniense Inferior.

**Formación Basaltos de Peña Blanca**

Las lavas de esta unidad poseen de SiO<sub>2</sub>=47,7-53,4 wt% para rangos de TiO<sub>2</sub>=0,8-1,1 wt%, CaO=9,8-11,7 wt% y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13,5-14,8 wt%. Los valores de Mg#=60-54 indican que se trata de magmas poco fraccionados. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Fig. 11c) se clasifican como basaltos subcalinos. En las Figs. 11a, b caen en los campos de toleitas E- y N-MORB. En un

diagrama multielemental normalizado frente al MP (Fig. 12a), presentan un patrón plano, análogo al promedio E-MORB (Sun y MacDonoug, 1989), con anomalías negativas en K, Pb y P. No poseen los picos en Pb-Sr, ni una anomalía negativa Nb-Ta, ni un fuerte enriquecimiento en LILE, típicos de magmas del Grupo Tiroo infrayacente. Por lo tanto, estas características indican la ausencia de una componente subductiva en su génesis. Los contenidos en Ti y HREE planas indican que estos magmas resultan proceden de fuentes someras enriquecidas, análogas a las de E-MORB. Probablemente, estos basaltos representan un volcanismo toleítico en segmentos de dorsal mesoocéanica afectada por la actividad de plumas, o en cuencas de back-arc.

**Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte**

Para un restringido rango en SiO<sub>2</sub> (47,6-50 wt%), los basaltos de esta unidad poseen contenidos (wt%)

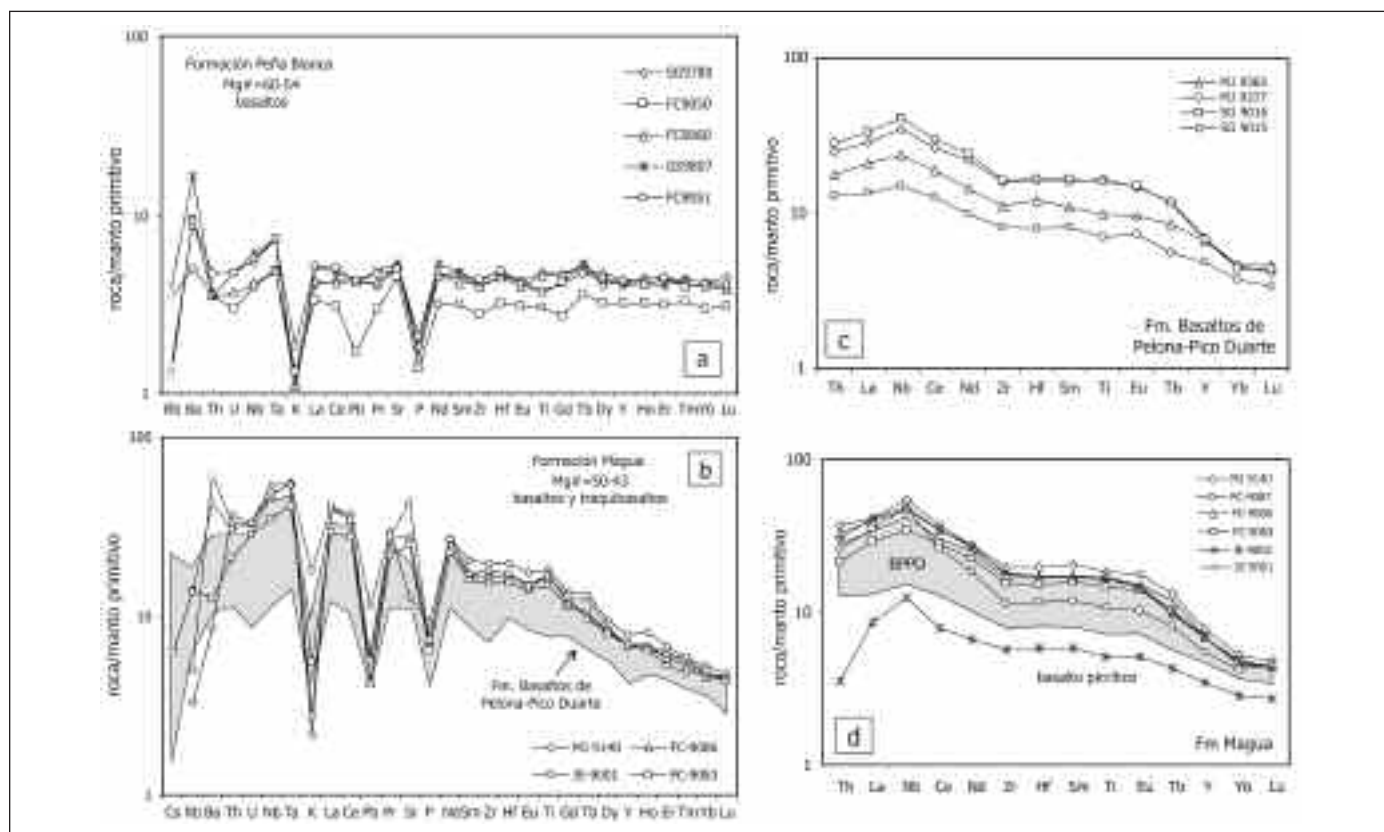


Figura 12. Características geoquímicas de las Formaciones Peña Blanca, Pelona-Pico Duarte y Magua. (a) y (b) Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989); (c) y (d) Diagramas de REE extendidos para los basaltos de ambas Formaciones

Figure 12. Geochemical characteristics of the Peña blanca, Pelona-Pico Duarte and Magua Formations. (a) and (b) Multielemental diagrams normalized to the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989); (c) and (d) Extended REE-diagrams for basalts from both Formations

altos en álcalis (2,0-2,6),  $\text{TiO}_2$  (1,5-3,6) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,15-0,32), y bajos en CaO (10-12) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,8-13,7), tratándose de magmas poco y moderadamente fraccionados ( $\text{Mg}\#=58-52$ ). En base a elementos traza inmóviles se clasifican como transicionales y alcalinos (Fig. 11c). Con el descenso en MgO presentan un aumento en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti). El descenso paralelo de MgO, Ni y Cr indica una evolución magmática principalmente controlada por la fraccionación de olivino y Cr-espinela. Estos basaltos son Qtz u Ol normativos, con Di, Hy y Cr. Estas características, junto con la presencia de fenocristales de olivino y augita titanada, indican que se trata de basaltos transicionales a alcalinos. Presentan una relación  $\text{Ti/V}>20$  (Fig. 11d), que aumenta pasando del campo de los basaltos intraplaca al de los basaltos alcalinos. El carácter intraplaca y transicional a alcalino del volcanismo queda también patente en los diagramas de las Figs. 10a y b.

En el diagrama multielemental de la Fig. 12b estos basaltos presentan patrones similares a los OIB, con anomalías negativas en K, Pb y P. Respecto a N-MORB, se caracterizan por un fuerte enriquecimiento en los LILE (Rb, Cs, Ba, Pb y Sr) y HFSE (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti). Presentan relaciones  $\text{K/Ba}<20$  (9,7-15) y  $\text{Zr/Nb}<10$  (6,2-8,4) típicas de OIB transicionales y alcalinos. Estas características los excluyen de procesos de subducción e indican una ausencia de componente subductiva en su petrogénesis. En el diagrama de REE (Fig. 12c) presentan una elevada pendiente negativa, moderado enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE, junto a una anomalía positiva en Nb y negativa en Th, típicos de basaltos alcalinos. El enriquecimiento en LREE y Nb es consistente con variables tasas de fusión de una fuente mantélica enriquecida, posiblemente relacionadas con una pluma (Kerr *et al.*, 2002). El mayor empobrecimiento en HREE desde tipos transicionales a los alcalinos, refleja un aumento en la profundidad de fusión, en la que el granate retiene las HREE en proporción a su masa en el residuo.

### Formación Magua

Composicionalmente, las rocas volcánicas de la Fm. Magua son basaltos ( $\text{SiO}_2=46-50$  wt%), de nada a moderadamente fraccionados ( $\text{Mg}\#=75-43$ ), incluyendo tipos referibles a magmas primarios ( $\text{Cr}=1200-1400$  ppm). Como la Fm. Basaltos de Pelona-Pico Duarte, presentan contenidos (wt%) altos en álcalis (1,8-5,4),  $\text{TiO}_2$  (1,2-5,3) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,24-0,6), y bajos en CaO (7-10) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8,2-15), característicos de basaltos intraplaca. En

un diagrama TAS (no mostrado), las muestras se clasifican como picritas, basaltos picríticos, basaltos y traquibasaltos, aunque los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. Los términos más ricos en álcalis serían hawaitas, ya que se trata de rocas basálticas con andesina normativa ( $\text{An}_{30-50}$ ). En diagramas binarios (Escuder Viruete, 2004) definen una típica tendencia toleítica, controlada por la fraccionación de olivino, Cr-espinela y augita titanada. En el diagrama Nb/Y vs.  $\text{Zr/TiO}_2$  (Fig. 11c) generalmente caen en el campo alcalino, consistentemente a su composición Ol-Hy y Ne normativa. Con el aumento en Mg# aumenta la Ti/V (Fig. 11d), pasando del campo N-MORB al de islas oceánicas toleíticas y alcalinas. El carácter alcalino e intraplaca de este volcanismo queda también patente en las Figs. 11a y b, con típicos valores de las relaciones  $\text{K/Ba}<20$  (0,3-21) y  $\text{Zr/Nb}<10$  (3,1-7,2).

En la Fig. 12b, se caracterizan por un fuerte enriquecimiento en los elementos más incompatibles LILE y HFSE, con ausencia de anomalía negativa Nb-Ta, típicos de OIB. En los diagramas extendidos de REE (Fig. 12d) presentan una pendiente negativa ( $[\text{La/Yb}]_N=3-9,3$ ), con fuerte enriquecimiento en LREE, empobrecimiento en HREE, y anomalías positiva en Nb y negativa en Th. La fraccionación de HREE indica que el granate fue una fase residual durante la fusión. Estas características sugieren una fuente profunda ( $>9-10$  kbar) relativamente enriquecida, relacionada con una pluma mantélica. Aunque su equivalencia cronoestratigráfica no está demostrada, los basaltos de la Fm Magua son geoquímicamente análogos a los términos más diferenciados de la Fm Pelona-Pico Duarte (Fig. 12b). Las variaciones que presentan en Ba y Sr pueden estar relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa.

### Conclusiones

Al sur de La Zona de Falla de La Española, en el dominio de la Cordillera Central, se reconoce una secuencia magmática de edad Jurásico Superior-Cretácico Superior, que incluye ocho unidades litoestratigráfico-geoquímicas cartografiables, formadas por una gran variedad de rocas plutónicas, volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias. Las tres unidades más bajas poseen un carácter ofiolítico, ya que se trata de litosfera oceánica aunque incompleta: el manto superior está representado por la peridotita de Loma Caribe; los gabros, doleritas y rocas volcánicas MORB por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja; y los sedimentos pelágicos por el Chert de El Aguacate, faltando los términos corticales de cumulos y parte del complejo

de diques. El conjunto representa el sustrato oceánico Jurásico Superior proto-caribeño, sobre el que se superpone un evento de construcción del plateau oceánico caribeño durante el Cretácico Inferior (posiblemente Albiense), una secuencia de arco relacionada con subducción y un volcanismo intra-placa en el Cretácico Superior.

Las características petrológicas y geoquímicas de la asociación volcano-plutónica oceánica de Loma La Monja, indican que las diversas rocas ígneas representan los productos de la fraccionación a baja presión de magmas parentales que gradúan entre los tipos N- y E-MORB. Los contenidos en  $\text{TiO}_2$  y HREE, junto a valores de relaciones entre elementos incompatibles y de  $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$  entre +6,5 y +8,3 ( $i=160$  Ma), establecen que los magmas representan diversos grados de fusión de una fuente lherzolítica con espinela, en una dorsal influenciada por una pluma mantélica.

Las características litoestratigráficas, geoquímicas e isotópicas del Complejo Duarte son consistentes con el ascenso de una pluma mantélica (Escuder Viruete *et al.*, 2007a). Los basaltos ricos en Mg y picritas relativamente empobrecidos de tipo Ia y Ib aparecen a la base del complejo y representan los fundidos iniciales del manto superior con pequeñas cantidades de granate por la cabeza de la pluma. El importante volumen de picritas, ferropicritas y basaltos ricos en Mg enriquecidos de tipo II que sigue a continuación, procede de los sectores más calientes de la pluma ascendente, que son seguidos posteriormente por los magmas más enriquecidos de tipo III (unidad superior) representativos de la cola de la pluma que arrastra material geoquímicamente distinto.

La secuencia de arco del Grupo Tireo está constituida por rocas extrusivas y subvolcánicas relacionadas con el arco-isla Caribeño de composición básica, intermedia y ácida, de edad Cretácico Superior. La secuencia está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao y Jumunuco, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas. La secuencia incluye los siguientes eventos: formación de una zona de subducción en el Albiense que genera magmas toleíticos de arco isla; aparición de una asociación de adakititas, andesitas magnesianas y basaltos ricos en Nb, que indica un cambio en la composición de los magmas emitidos a ~89 Ma; intrusión de batolitos tonalíticos principalmente en el intervalo Turoniense-Santoniense, aproximadamente contemporáneos y petrogenéticamente similares al volcanismo ácido; y emisión de basaltos toleíticos, transicionales y alcalinos con características de E-MORB y OIB en el Campaniense, sin signatura subductiva e indicativos de la inactividad del arco.

## Agradecimientos

Este trabajo forma parte del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana financiado por el programa SYSMIN de la Unión Europea y también por los proyectos BTE-2002-00326 y CGL2005-02162/BTE del MEYC. Los autores agradecen a John Lewis (George Washington University) y Gren Draper (Florida International University) la introducción al área y su continuada contribución en aspectos petrológicos y geoquímicos de las rocas de la Cordillera Central. Igualmente, los autores agradecen a Javier Montes (SYSMIN) y a la Dirección General de Minería del Gobierno Dominicano el apoyo y asistencia recibida.

## Referencias

- Escuder Vicente, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Ulrich, T.D. Montensen, J. y Pérez-Estaún, A. 2006a. Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology*, 28, 1496-1519.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernáiz Huerta, P.P., Monthel, J., García Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A. 2006 b. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, 161-186.
- Escuder Viruete J., Pérez-Estaún A., Contreras F., Joubert M., Weis D., Ullrich T.D. y Spadea P. 2007 a. Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*. 112, BO4203, doi: 10.1029/2006JB004323.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Pérez-Estaún, A., Friedman, R. y Ullrich, T.D. 2007 b. Magmatic relationships and ages between adakitites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. *Lithos* (en prensa).
- Gómez Sáinz, A. 1999. *Mapa Geológico de la República Dominicana, Gajo del Monte (6072-IV)*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 109 pp.
- Gómez Sáinz, A. 2000. *Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072-I)*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 230 pp.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Newman, S., Bloomer, S.H. y O'Hearn, T. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 39, 125-154.



- Jensen, L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.K. y Wu, T.W. 1998. Geochemical diversity of Mesozoic island arc tectonic blocks in eastern Puerto Rico. En: Lidiak, E.G., Larue, D.K. (Eds.), *Tectonics and geochemistry of the north-eastern Caribbean*. Geological Society of America Special Paper, 322, 67-98.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.K. y Wu, T.W. 2001. Secular geochemistry of Central Puerto Rican island arc lavas: constraints on mesozoic tectonism in the eastern Greater Antilles. *Journal of Petrology*, 42, 2197-2214.
- Joubert, M., Urien, P., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, E., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I) y memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 192 pp.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F. y Duncan, R.A. 2002. Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B7). 10.1029/2001JB000790.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J. y Loubet, M. 1997. Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., de Lepinay, B.M., Bosch, D., Monie, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Polve, M., Yeghicheyan, D. y Cotten, J. 1999. Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology*, 107, 193- 207.
- Lewis, J.F. 1982. *Granitoid Rocks in Española*. En: Amigo del Hogar Publishers, Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, 403-408 pp.
- Lewis, J.F. y Draper, G. 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E., (Eds.). *The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean region*. Geological Society of America, 77-140.
- Lewis, J.F. y Jiménez, J.G. 1991a. Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. Geological Society America Special Paper 262, 115-142.
- Lewis J.F., Amarante, A, Bloise G., Jimenez J.G. y Dominguez, J. 1991b. Lithology and stratigraphy of Upper cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiroo Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernández Huerta, P.P., Gutiérrez, G. y Draper, G. 2002. Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 81-122.
- Lewis, J.F., Draper, G., Proenza, J., Espaillet, J. y Jiménez, J. 2006. Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta*, 4, 237-263.
- Ludwig, K.R. 2003. *Isoplot 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.
- Mann, P. 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.). *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. y Defant, M.J. 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes; l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 579-595.
- Montgomery, H. y Pessagno, E.A. 1999. Cretaceous microfaunas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean. En: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 (10), 237-246.
- Palmer, H.C. 1979. Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle (Ed.), *Tectonic Focal Point of the North Caribbean; Española*. Miami Geological Society. 29-68.
- Pearce, J.A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (Eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pearce, J.A. y Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: Pritchard H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Nearly C.R. (Eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London Special Publication 76, 373-403.
- Pearce, J.A. y Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, 251-285.

- Rapp, R.P., Shimizu, N. y Norman, M.D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425, 605–609.
- Sajona, F.G., Maury, R., Bellon, H., Cotten, J. y Defant, M.J. 1996. High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37, 693–726.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Hertogen, J. y Roddick, J.C. 1990. Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 219–241.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., y Szybinski, Z.A. 1997. Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland. *Geological Society of America Memoir*, 191, 337-365.
- Stein, G., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, E., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I)*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 168 pp.
- Taylor, R.N. y Nesbitt, R.W. 1995. Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (Ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134.
- Urien, P., Joubert, M., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Dajabón (5874-I) y memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 231 pp.
- Wakabayashi, J. y Dylek, Y. 2003. What constitutes “emplacement” of an ophiolite?: Mechanisms and relations to subduction initiation and formation of metamorphic soles. En: Dylek, Y., Robinson, P.T. (Eds.) *Ophiolites in Earth History*. Geological Society London Special Publication, 218, 427-447.
- Winchester J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- 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*, 50, 11-30.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G. y Volynets, O.N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409, 500–504.

Recibido: mayo 2006

Aceptado: enero 2007