

Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana

J. Escuder Viruete⁽¹⁾, A. Díaz de Neira⁽²⁾, P. P. Hernaiz Huerta⁽²⁾, J. García-Senz⁽²⁾⁽³⁾, J. Monthel⁽⁴⁾, M. Joubert⁽⁴⁾, E. Lopera⁽¹⁾, T. Ullrich⁽⁵⁾, R. Friedman⁽⁵⁾, D. Weis⁽⁵⁾ y A. Pérez-Estaún⁽⁶⁾

(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
phh@inypsa.es, adiaz@geoprin.es,

(3) Depto. Geodinámica. Fac. Geología. Universidad Barcelona. España,
jmgarciasenz@ub.edu,

(4) BRGM. Av. C. Guillemin. 45060 Orléans. Francia.
m.joubert@brgm.fr, j.monthel@brgm.fr,

(5) 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, rfriedma@eos.ubc.ca,

(6) I.C.T. Jaume Almera-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n. 08028 Barcelona. España.
andres@ija.csic.es

RESUMEN

Localizada en la Cordillera Oriental de la República Dominicana, la Formación Los Ranchos de edad Cretácico Inferior, comprende una potente secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, intruida por batolitos tonalíticos, pequeños plutones gabro-dioríticos y diques máficos. De base a techo se distinguen principalmente tres unidades estratigráficas cartografiadas: la basáltica inferior, la riodacítica intermedia y la basáltica superior. Los estudios combinados cartográficos, estratigráficos, geoquímicos, isotópicos Sr-Nd y geocronológicos U-Pb/Ar-Ar han mostrado que las rocas máficas de la Fm Los Ranchos incluyen boninitas (grupo III) y basaltos toleíticos de arco isla empobrecidos en LREE (grupo II) en la unidad inferior, los cuales se interpretan como co-genéticas, y toleitas de arco isla normales (grupo I) en la unidad superior. La fuente para estas rocas fue un manto variablemente empobrecido, con una componente subductiva superpuesta. Las edades Aptienses U-Pb en zircones de riodacitas de la unidad intermedia ($116,0 \pm 0,8$ Ma) y de tonalitas del batolito de Zambrana ($115,5 \pm 0,3$ Ma) contemporáneas, de características geoquímicas equivalentes, permite establecer una relación genética entre las rocas volcánicas ácidas de la Fm Los Ranchos y el voluminoso plutonismo tonalítico que intruye los niveles estratigráficos más bajos. Las riolitas pobres en K y los batolitos tonalíticos son interpretados como producto de la fusión secundaria de la base del arco. Las edades de plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de hornblenda en cuatro batolitos tonalíticos son Albienses (109-106 Ma) e interpretadas como de su enfriamiento final post-emplazamiento, previo a la sedimentación Albiense de las calizas arrecifales discordantes de la Fm Hatillo. En este contexto, las boninitas y toleitas de arco isla empobrecidas de la unidad inferior fueron generadas durante la iniciación de la zona de subducción, y las toleitas normales de la unidad superior representan la posterior estabilización del frente volcánico.

Palabras clave: arco isla Caribeño, boninitas, edades U-Pb, rocas ácidas, toleitas de arco isla

Tectonomagmatic implications and ages of caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic

ABSTRACT

Located in the Cordillera Oriental of the Dominican Republic, the Early Cretaceous Los Ranchos Fm comprises a thick sequence of volcanic and volcanoclastic rocks with variable geochemical characteristics, which is intruded by tonalite batholiths, minor gabbro/diorite plutons and mafic dykes. From top to bottom, three main stratigraphic units have been mapped: upper basaltic, intermediate rhyodacitic and lower basaltic. Combined detailed mapping, stratigraphy, geochemistry, Rb-Sr/Sm-Nd isotopic studies and U-Pb/Ar-Ar geochronology have shown that mafic rocks of the Los Ranchos Fm include boninites (group III) and LREE-depleted tholeiitic island arc basalts (group II) in the lower unit, which are interpreted to be genetically related, and normal island arc tholeiites (group I) in the upper unit. The source for these rocks was variably depleted mantle, overprinted by a subduction zone component. Contemporaneous Aptian U-Pb zircon ages of rhyodacite from the intermediate unit (116.0 ± 0.8 Ma) and tonalite from Zambrana batholith (115.5 ± 0.3 Ma), with equivalent trace-element geochemical characteristics, argue for a genetic link between felsic volcanic rocks of the Los Ranchos Fm and the voluminous tona-

lite magmatism that intrude their lower stratigraphic levels. Low-K rhyolites and tonalite batholiths are interpreted as products of secondary melting at the base of thickened early arc crust. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages of hornblende in four tonalite batholiths are Albian (109-106 Ma) and interpreted as recording the final cooling after emplacement, previously to the Albian sedimentation of unconformably reef limestones of the Hatillo Fm. In this context, LREE-depleted IAT and boninites of lower basaltic unit formed during subduction zone initiation, and the normal IAT of the upper unit represent the posterior stabilization of the volcanic front.

Key words: boninite, Caribbean island arc, felsic rocks, island arc tholeiite, U-Pb ages.

Introducción

En los arcos isla intraoceánicos del Pacífico Occidental se ha identificado la asociación de rocas volcánicas boniniticas y toleíticas ricas en Mg y pobres en Ti (p.e., Meijer, 1980; Bloomer y Hawkins, 1987; Crawford *et al.*, 1989). Típicamente, la composición primitiva de las lavas boniniticas combinada con altas relaciones LILE/HFSE (*large ion lithophile elements/high field strength elements*), indica una fuente mantélica fuertemente empobrecida a la que se superpone una componente subductiva fluida o fundida (Crawford *et al.*, 1989; Van der Laan *et al.*, 1992; Pearce *et al.*, 1992; Tatsumi y Eggins, 1995). Por esta razón, los modelos propuestos para la generación de lavas boniniticas invocan la fusión de un manto empobrecido a profundidades someras durante condiciones atípicas de subducción, tales como la iniciación de subducción o la subducción de una dorsal. En los arcos isla del Pacífico Occidental, el marco eruptivo de las boninitas terciarias está restringido espacialmente a la región de antearco y temporalmente al desarrollo temprano del arco (Pearce *et al.*, 1992; Bloomer *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995). En este sentido, las boninitas presentes en el registro geológico suelen ser interpretadas como generadas por procesos similares a los que actualmente tienen lugar en zonas de supra-subducción (McCulloch y Gamble, 1991; MacLachlan y Dunning, 1998), antearco (Brown y Jenner, 1989; Bédard *et al.*, 1998), o en los estadios tempranos de formación de un arco isla (Clift y Dixon, 1998; Spadea y Scarrow, 2000).

Localizada en la Cordillera Oriental de la República Dominicana, la Formación Los Ranchos de edad Cretácico Inferior es parte de arco isla más antiguo y químicamente más primitivo de la Cuenca Caribeña (Donnelly *et al.*, 1990; Lewis y Draper, 1990; Kesler *et al.*, 1990b; Lewis *et al.*, 2000, 2002; Escuder Viruete *et al.*, 2006). La tectónica Neógena que ha afectado a toda la isla de La Española después de su colisión con la Plataforma de Bahamas, seguida por el levantamiento y exhumación erosiva de las rocas de la Fm Los Ranchos, proporciona la oportunidad de estudiar los niveles corticales profundos de un arco isla, generalmente no aflorantes en los equivalentes actuales.

Como parte del Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, la cartografía detallada de la Formación Los Ranchos, combinada con estudios estratigráficos, geoquímicos, isotópicos Sr-Nd y geocronológicos U-Pb/Ar-Ar, ha permitido mostrar que las rocas máficas incluyen boninitas y toleitas de arco isla empobrecidas (respecto a *bulk earth*), que se interpretan como genéticamente relacionadas, y toleitas de arco isla normales. Adicionalmente, se presentan relaciones entre las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos y las rocas plutónicas tonalíticas y gabroicas asociadas, que ilustran los procesos que tienen lugar en diferentes niveles corticales del mismo arco. Finalmente, las relaciones de campo y estratigráficas de las rocas volcánicas permiten proponer un modelo tectonomagmático de iniciación y desarrollo del arco isla Caribeño en el Cretácico Inferior basado en argumentos geoquímicos.

Marco geológico regional

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua 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, 1995; Draper *et al.*, 1994). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre 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 Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1). Aflorantes en la Cordillera Septentrional, los complejos metamórficos de alta-P y mélanges ofiolíticas constituyen el registro de la formación de una zona de subducción-colisión, donde la litosfera proto-Caribeña fue subducida hacia el OSO y SO bajo la placa Caribeña. Las rocas ígneas y metamórficas del arco isla están regionalmente cubiertas por rocas

sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática subductiva y registran la colisión oblicua arco-continente (Calais *et al.*, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999).

La Formación Los Ranchos forma parte del primitivo arco isla Caribeño de edad Cretácico Inferior (Donnelly *et al.*, 1990; Kesler *et al.*, 1990a, b, Lebrón y Perfit, 1994; Iturralde-Vicent, 1998; Jolly *et al.*, 1998; Lewis *et al.*, 2000, 2002; Schellekens *et al.*, 1998). Donnelly *et al.* (1990) utilizó el término primitivo para describir la Fm Los Ranchos y series volcánicas Caribeñas similares que: (1) fueron formadas en los estadios tempranos de la evolución del arco isla; (2) no resultan de la diferenciación de ningún otro grupo de magma; y (3) no fueron enriquecidas en LILE

durante su petrogénesis. Previamente, Bowin (1975) y otros autores describen las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos como espilitas y keratófidos, que forman un cinturón de unos 100-km de longitud que se extiende oeste-este desde el área de Cotui-Pueblo Viejo hasta Miches en la Bahía de Samaná (Fig. 2). Esta terminología de rocas volcánicas alteradas es abandonada por Kesler *et al.* (1990b) y los términos de la Fm Los Ranchos son referidos como andesitas y dacitas, en base a la naturaleza de los fenocristales y la geoquímica de roca total. Estos autores describen una distribución en sílice bimodal en las rocas volcánicas, con máximos en los campos correspondientes a andesitas basálticas y dacitas. También, numerosos datos regionales de la Fm Los Ranchos están incluidos en los trabajos de Bowin (1975), Bourdon (1985),

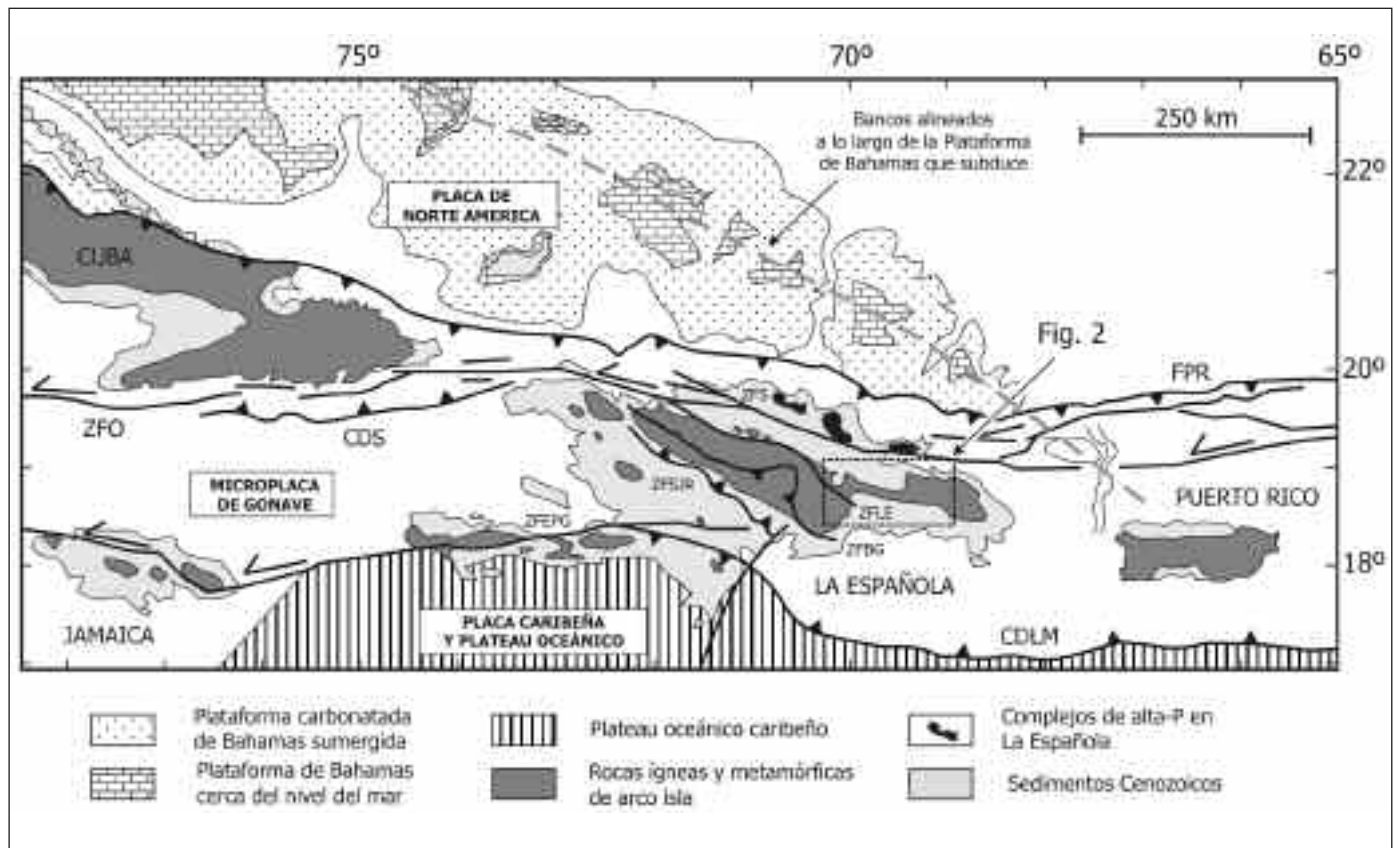


Fig. 1. Mapa geológico esquemático del margen septentrional de la placa Caribeña modificado de Dolan *et al.* (1998) y Mann (1999). El recuadro señala el mapa de la República Dominicana oriental de la Fig. 2. ZFO= Zona de Falla de Oriente; CDS= Cinturón deformado de Santiago; FPR= Fosa de Puerto Rico; CDLM= Cinturón deformado de Los Muertos; ZFS= Zona de Falla Septentrional; ZFLE= Zona de Falla de La Española; ZFBG= Zona de Falla de Bonao-La Guácara; ZFSJR= Zona de Falla de San José-Restauración; ZFEPG= Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden

Fig. 1. Schematic geological map of the northeastern Caribbean plate margin modified from Dolan *et al.* (1998) and Mann (1999). Box shows map of the eastern Dominican Republic in Fig. 2. ZFO= Oriente Fault Zone; CDS= Santiago deformed belt; FPR= Puerto Rico trench; CDLM= Los Muertos deformed belt; ZFEPG= Enriquillo-Plantain Garden fault zone; ZFS= Septentrional fault zone; ZFLE=La Española fault zone; ZFBG=Bonao-La Guácara fault zone; ZFSJR= San Juan-Restauración fault zone (SJRfz)

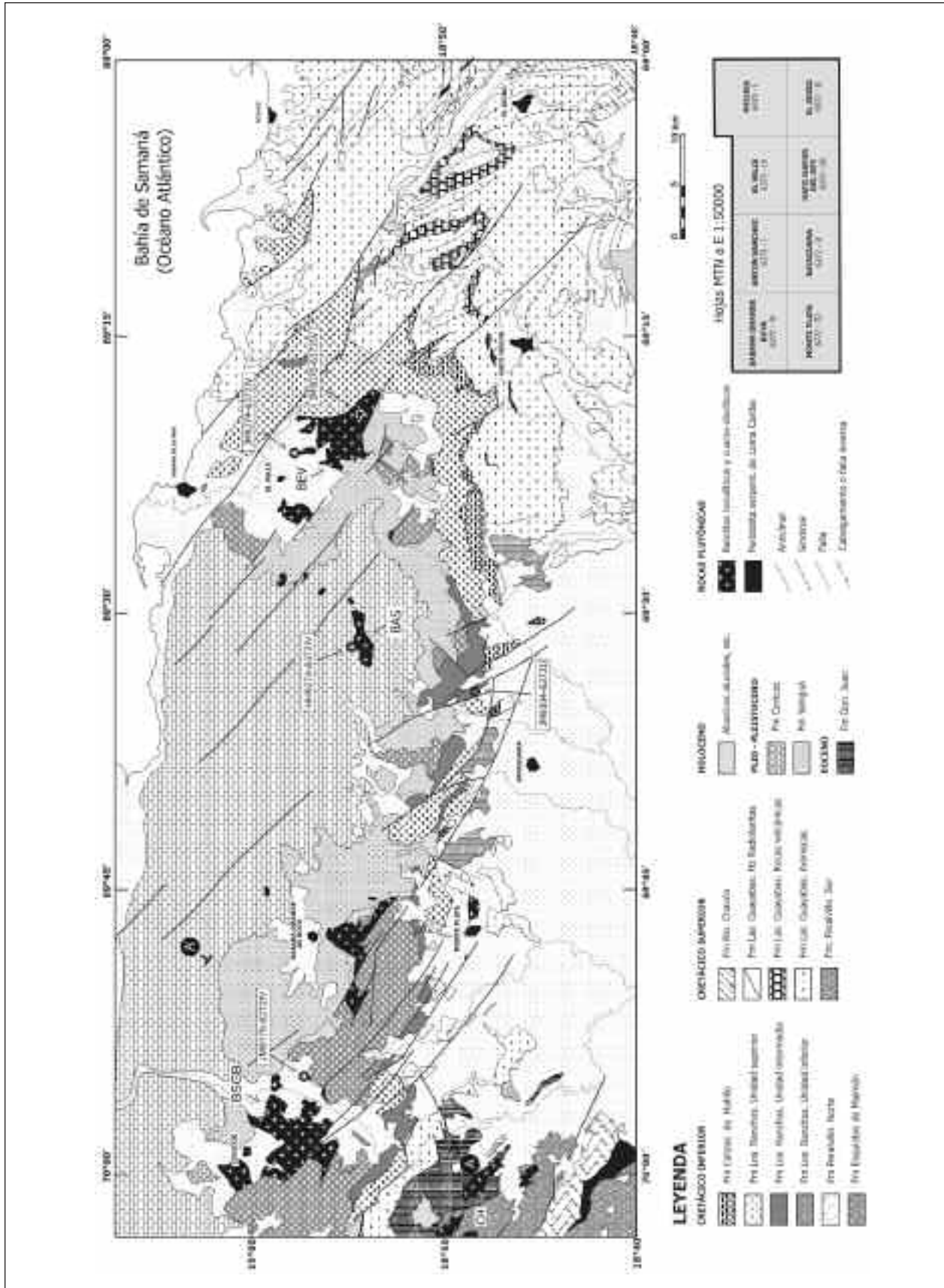


Fig. 2. Mapa geológico de la Cordillera Central, República Dominicana (Proyecto SYSMIN) mostrando la localización de las muestras datadas mediante geocronología. A-A' es el corte geológico de la Fig. 3
 Fig. 2. Geological map of the Cordillera Central, Dominican Republic (SYSMIN Project) showing the location of dated samples by geochronology. A-A' is the cross-section of the Fig. 3

Kesler *et al.* (1977; 1990a, b; 2003), Lebrón y Perfit (1994), Hernaiz Huerta *et al.* (2000), Lewis *et al.* (2002) e informes inéditos de la Dirección General de Minería del Gobierno Dominicano.

En el área de la mina de Pueblo Viejo, la Fm Los Ranchos fue dividida en cuatro miembros por Kesler *et al.* (1977) y después modificada a seis por Kesler *et al.* (1990b) al extenderse la unidad hasta el área de Cotuí-Cevicos. Estos autores definen una unidad basal consistente principalmente en flujos máficos espilitizados, localmente almohadillados (Mb Cotuí) y flujos ácidos, con tobas e intrusiones subvolcánicas subordinadas (Mb Quita Sueño), que son estratigráficamente superpuestos por flujos de debris, areniscas volcánicas y tobas líticas (Mb Meladito Fragmental), y flujos máficos espilitizados (Mbs Platanal y Naviza), localmente amigdalares y aglomeráticos, con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa. Los Mbs Meladito y Platanal son cortados por el Mb Fragmentario de Zambrana y la Diatrema-Maar de Pueblo Viejo, que fue formada durante una erupción freatomagmática en estadios tardíos del volcanismo, al emerger el arco (Kesler *et al.*, 1990b; Russell y Kesler, 1990; Horan, 1995). El Mb Pueblo Viejo incluye una secuencia estratificada de areniscas carbonatadas y limos, con fósiles de plantas terrestres de edad Neocomiense (Kesler *et al.*, 1990b). Las edades modelo obtenidas a partir de isótopos de Pb en las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos oscilan entre 135 y 115 Ma, similares a las indicadas por la flora (Cumming y Kesler, 1987). Las relaciones isotópicas de Sr en la Fm Los Ranchos reflejan la interacción con un fluido rico en ^{87}Sr , que probablemente fue el agua marina cretácica. La relación inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 110 \text{ Ma}$ es 0,7036, similar a la de otras rocas del primitivo arco Caribeño (Kesler *et al.*, 1990b). El Mb Pueblo Viejo aloja uno de los depósitos de Au-Ag mayores del mundo (Russell y Kesler, 1990). Recientemente, Nelson (2000) redefine la estratigrafía de la Fm Los Ranchos en el distrito minero de Pueblo Viejo y sugiere que el hidrovulcanismo, emplazamiento de los domos, erosión y acumulación de epiclastos, alteración hidrotermal y mineralización son procesos contemporáneos de edad Cretácico Inferior. La Fm Caliza de El Hatillo, consistente en una caliza masiva arrecifal cuya edad engloba la parte alta del Albiense Inferior (Myczynski y Iturralde-Vinent, 2005), se dispone discordante sobre la Fm Los Ranchos (Kesler *et al.*, 1990b; Hernaiz Huerta *et al.*, 2000). El límite estructural SO de la Fm Los Ranchos con la Fm Maimón es el cabalgamiento de El Hatillo (Fig. 2; Bowin, 1975), la cual ha sido interpretada como su equivalente cizallado y metamorfozado (Kesler *et al.*, 1977; Draper y Lewis, 1991; Drapper *et al.*, 1996).

Litoestratigrafía de la Fm Los Ranchos

La Fm Los Ranchos comprende una potente secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de características geoquímicas variadas, intruida por batolitos tonalíticos, plutones gabróico-dioríticos y diques máficos. El aspecto de campo de los principales tipos litológicos se muestra en la Fig. 4. En el área de Cevicos-Miches de la Cordillera Oriental (Fig. 2, 3), se han definido tres unidades cartográficas (Hernaiz Huerta *et al.*, 2004; Monthel *et al.*, 2004), cuya definición más formal resulta por el momento problemática.

La unidad basáltica inferior está dominada por brechas volcánicas polimícticas espilitizadas (Fig. 5a,b) y flujos de boninitas, basaltos toleíticos y andesitas basálticas, localmente almohadillados, y rocas volcanoclásticas de grano fino bien estratificadas intercaladas. Tanto los basaltos como las andesitas están presentes a través de la estratigrafía volcánica, aunque las rocas basálticas abundan más hacia la base de la secuencia aflorante. Las rocas volcánicas de la unidad inferior fueron extruidas en un medio submarino, e intruidas por diques y sills de microgabros. La parte superior de la unidad inferior está localmente formada por depósitos volcanoclásticos de grano grueso a medio, con algunos clastos silicificados, y secuencias estrato decrecientes bien estratificadas de areniscas volcanoclásticas, tobas basálticas espilitizadas y sedimentos fosilíferos. La unidad aflora principalmente en las áreas de Sabana Grande de Boyá y El Valle (Fig. 2), con un espesor de más de 1500 m, siendo intruida a la base por los batolitos tonalíticos. Texturalmente, los basaltos de verde oscuro a claro son predominantemente porfídicos (Fig. 5c,d), y localmente vesiculares/amigdaloidales o afrícos. Contienen fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, con pseudomorfos de olivino iddingsitizado raramente fresco. Las andesitas se caracterizan por agregados glomeroporfídicos de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe. La plagioclasa es la fase más abundante, con <35% (modal) de fenocristales, y aproximadamente proporciones similares de orto y clinopiroxeno idiomorfo a subidiomorfo.

La unidad riodacítica intermedia está compuesta por flujos dacíticos y riolíticos generalmente alterados, domos extrusivos brechificados y criptodomas, con tobas intermedio-ácidas monogenéticas subordinadas, tobas ricas en cristales, tobas de lapilli y tramos de areniscas y limos volcánicos estrato decrecientes. De forma característica, las dacitas y riolitas son porfídicas y de tonos beige-amarillos a rosas y gris verdosos, con abundantes fenocristales de feldespato y cuarzo (Fig. 5g). Estas rocas son interpretadas como flujos submarinos someros y depósitos

piroclásticos producidos por explosiones freatomagmáticas, con intrusiones locales subvolcánicas. En la unidad existen pequeños depósitos de sulfuros asociados con las riolitas e interpretados como la zona de alteración *stockwork* de depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos. La unidad presenta un espesor de unos 500-1000 m en las áreas de Sabana Grande, Antón Sánchez y Bayaguana, acunándose hacia el este en las áreas de Hato Mayor y El Valle.

La unidad basáltica superior tiene una potencia de unos 1000 m y está compuesta por basaltos toleíticos y andesitas alteradas de color verde oscuro a negro, que forman flujos masivos, brechas autoclásticas e intrusiones gabríticas sinvolcánicas. Las lavas son basaltos porfídicos con piroxeno y plagioclasa (Fig. 5e, f) y, subordinadamente, basaltos con olivino y clinopiroxeno. Los clinopiroxenos analizados mediante microsonda electrónica son de composición augita aluminica rica en Mg ($Wo_{39-42}En_{42-45}Fs_{14-18}$). Las texturas son fluidales y localmente vesiculares/amigdalares, estando las brechas autoclásticas generalmente compuestas por clastos monogenéticos. En las áreas de Bayaguana (Pan de Azúcar) y Hato Mayor aparecen potentes secuencias de flujos masivos de basaltos porfídicos, donde las facies de microgabros y doleritas masivos constituyen la parte interna de los lóbulos y diques de alimentación. Los depósitos volcanoclásticos pasan a una secuencia superior de tobas líticas, areniscas volcánicas y sedimentos fosilíferos. La parte basal de la unidad fue depositada como flujos submarinos de debris y de masas, y la parte supe-

rior como rocas sedimentarias de importante componente volcánica. En el área de Antón Sánchez, la unidad basáltica superior está localmente superpuesta por unos 50-100 m de lavas dacíticas a riolíticas vesiculares y brechas, con intrusiones subvolcánicas de domos riolíticos. Los flujos ácidos son masivos, variablemente fluidales, predominantemente porfídicos, con fenocristales de cuarzo y feldespato sobre una matriz afanítica roja a marrón desvitrificada. Las rocas volcánicas ácidas están localmente interestratificadas con tobas de lapilli y rocas sedimentarias de grano fino con clastos de derivación volcánica. A techo de la secuencia y discordante bajo la Fm Hatillo, aparece localmente una delgada secuencia de lavas basáltico-andesíticas.

La Fm Los Ranchos está intruida por los batolitos tonalíticos de Sabana Grande, Antón Sánchez y El Valle (Fig. 2), pequeños plutones gabroico-dioríticos individuales, que composicionalmente también forman facies de borde en los batolitos, y varios grupos de diques máficos. Los batolitos tonalíticos carecen de foliación. Los principales tipos petrográficos reconocidos son tonalitas con hornblenda±biotita de grano grueso a medio isótropas (Fig. 5h); dioritas con clinopiroxeno-hornblenda de grano fino, y cuarzo-dioritas con hornblenda de grano fino. Localmente, las tonalitas contienen una gran proporción de enclaves de dioritas con hornblenda alineados que probablemente representan diques desmembrados. Los diques máficos intruyen a las tonalitas y dioritas con hornblenda, reconociéndose

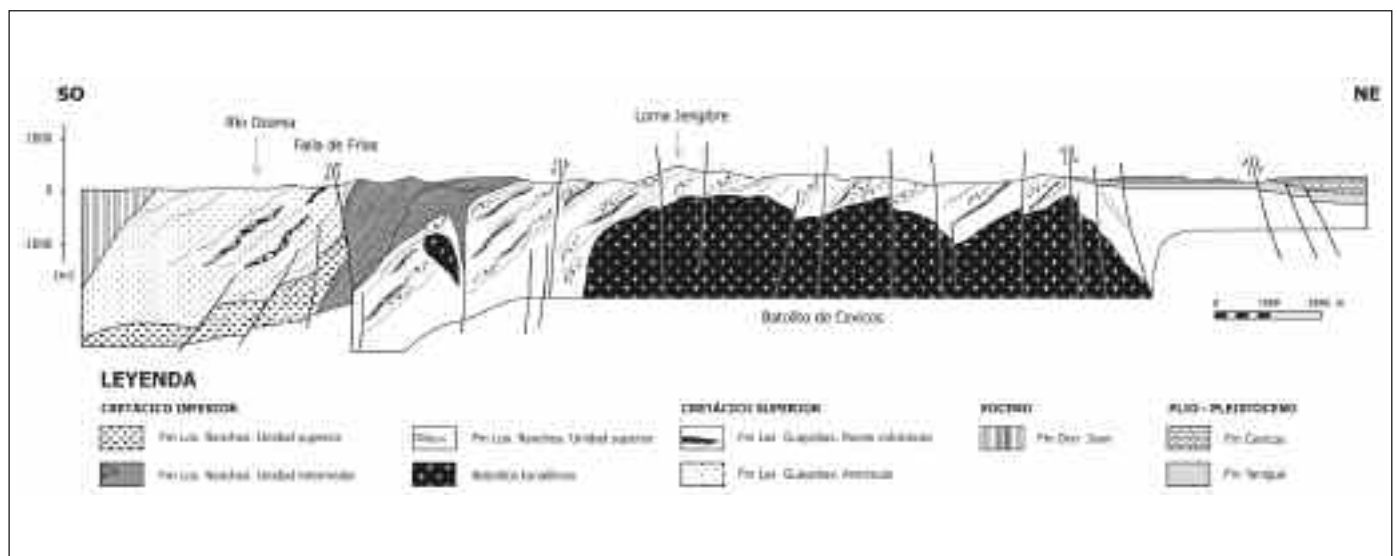


Fig. 3. Corte geológico a través del sector occidental del área estudiada, mostrando las relaciones estratigráficas en la Fm Los Ranchos
 Fig. 3. Geologic cross-section through the western part of the studied area, showing the stratigraphic relations in the Los Ranchos Fm

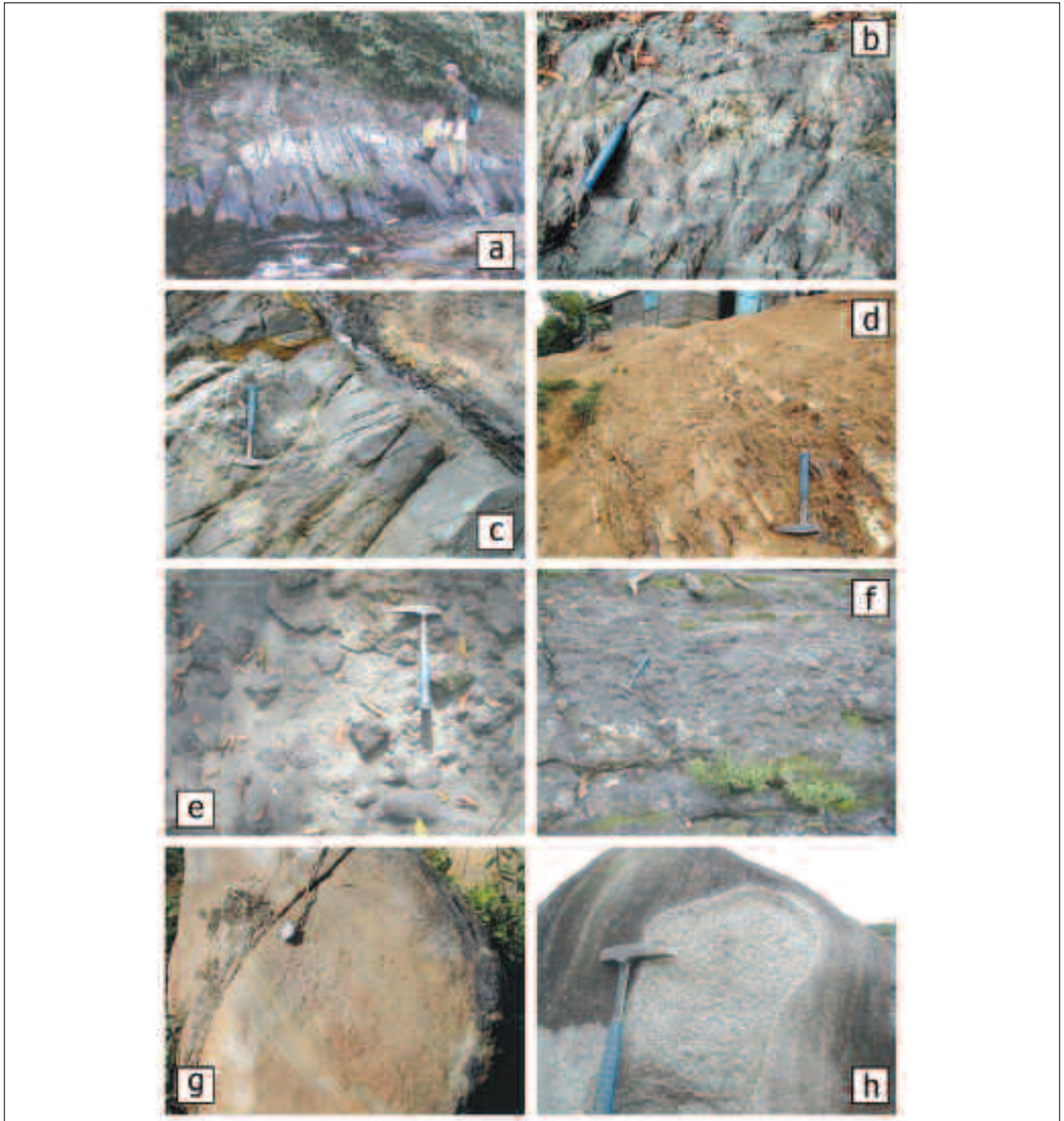


Fig. 4. Afloramientos de rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos. (a) Colada de basalto con disyunción columnar; (b) Lavas básicas almohadilladas; (c) Techo de colada de basalto vacuolar; (d) Rocas volcanoclásticas finas estratificadas; (e) Brecha monogénica con fragmentos de andesita vesiculada en una matriz de igual naturaleza; (f) Brecha monogénica con fragmentos de andesita en una matriz similar, posiblemente a techo de colada de lava; (g) Tobas piroclásticas de lapilli y cristales, con estructura granoclasificada; (h) Tonalita de grano grueso, hornbléndica, con enclaves centimétricos máficos

Fig. 4. Outcrops of volcanic rocks of the Los ranchos Fm. (a) Basaltic flow; (b) Basaltic pillow lavas; (c) Vesicular/amygdaloidal basaltic flow; (d) volcaniclastic fine-grained rocks; (e) monogenetic volcanic breccia with fragments of vesicular andesite in a matrix of similar composition; (f) autoclastic monogenetic breccia of andesite fragments in a similar matrix; (g) lapilli and crystal tuffs with internal classified structure; (h) coarse-grained isotropic hornblende tonalite with centimetric mafic enclaves

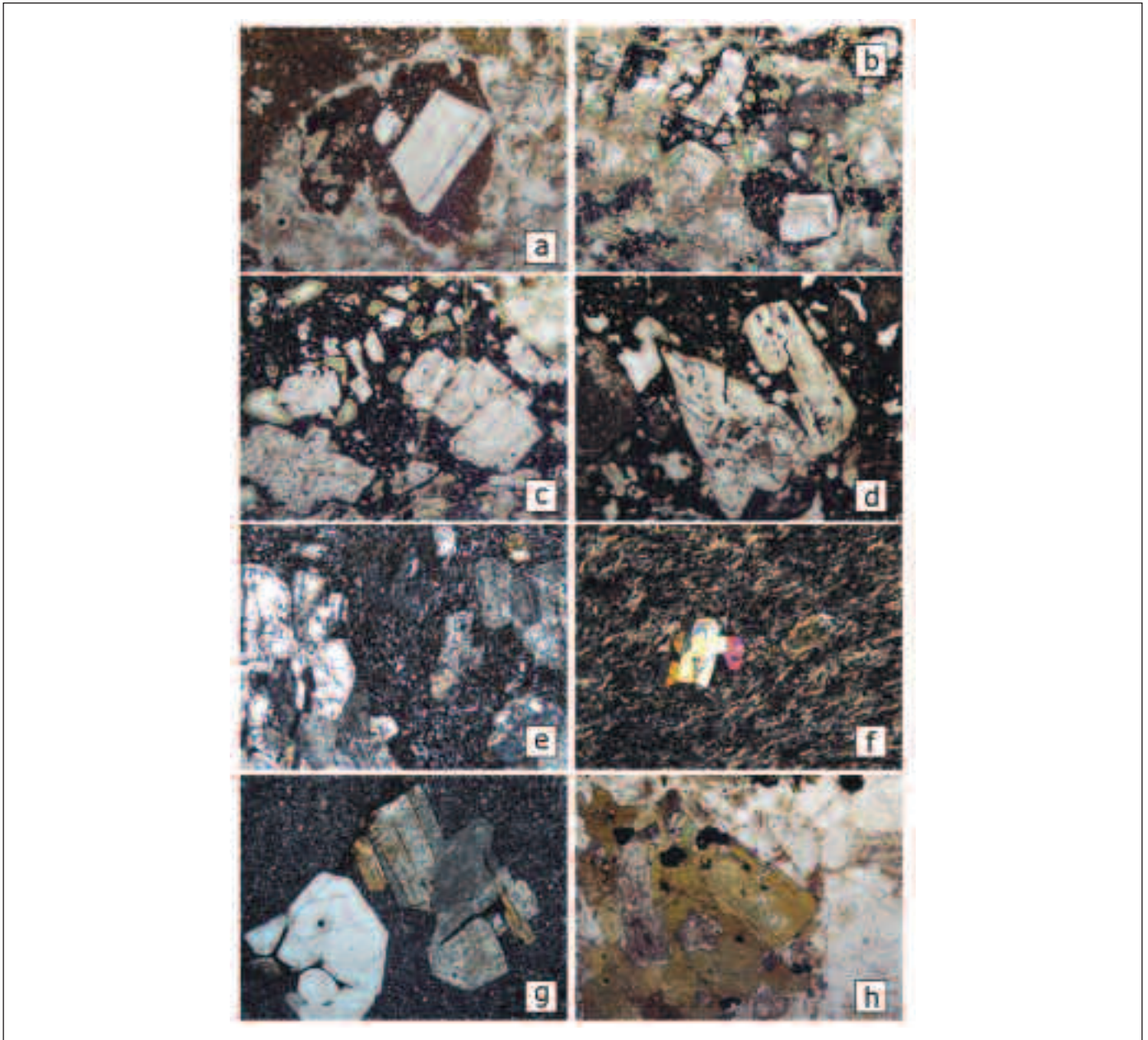


Fig. 5. Microfotografías de texturas de rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos y rocas ácidas relacionadas. (a) Brecha volcánica con clastos de basaltos con fenocristales de augita rica en Mg y plagioclasa, cementados por calcita. Los basaltos son IAT de grupo I espilitizados; (b) Brecha volcánica con clastos de basaltos porfídicos y vesiculares (IAT de grupo I), variablemente espilitizada; (c) Detalle de los fenocristales de augita magnesiana y plagioclasa formando agregados glomeroporfídicos y de las vesículas rellenas de calcita, clorita y zeolitas; (d) Fenocristales idiomorfos de augita magnesiana zonada con inclusiones de olivino y fundidos (palagonitizada), en IAT de grupo II; (e) Lavas riodacíticas con agregados glomeroporfídicos de plagioclasas idiomorfas sobre una pasta vítrea con microlitos feldespáticos fluidales; (f) Lavas microporfídicas con augita maclada y plagioclasas alteradas sobre una mesostasia fluidal traquítica; (g) Lavas riolíticas con fenocristales idiomorfos de cuarzo con golfos de corrosión y plagioclasas macladas; y (h) Tonalitas con hornblenda del batolito de El Valle. Notar los agregados de hornblenda zonada con inclusiones de plagioclasas e ilmenita

Fig. 5. Microphotographs of textures of the Los Ranchos Fm volcanic rocks and the associated plutonic rocks. (a) Volcanic breccia with clasts of porphyritic basalts with Mg-rich augite and plagioclase phenocrysts, cemented by calcite. The basalts are spilitized group I IAT; (b) Volcanic breccia with clasts of porphyritic and vesicular basalts (group I IAT), variably spilitized; (c) Detail of the idiomorphic Mg-rich augite and plagioclase phenocrysts forming glomeroporphyritic aggregates and the vesicles now filled by calcite, chlorite and zeolites; (d) Zoned Mg-rich augite and plagioclase phenocrysts with inclusions of olivine and paragonitized melt in IAT of group II; (e) Rhyodacitic flow with glomeroporphyritic aggregates of idiomorphic plagioclases in a mesostasis with fluidal microliths of feldspar; (f) Microporphyritic flows with augite and altered plagioclase phenocrysts in a traquitic mesostasis; (g) Rhyolitic flows with quartz and plagioclase phenocrysts; and (h) Hornblende tonalite from the El Valle batholith. Note the zoned hornblende aggregates with plagioclase and ilmenite inclusions

facies de microgabros de grano fino afaníticos gris oscuros; microgabros subofíticos oscuros, doleritas de grano fino gris claro (diabasas), y diques poco porfídicos verde oscuros. Magmas máficos geoquímicamente similares (ver después) aparecen también como zonas irregulares o intrusiones en las facies de borde dioríticas o gabraicas, y como bolsas dentro de los batolitos tonalíticos.

Geocronología

Muestras U-Pb

El mapa geológico de la Fig. 2 muestra la situación de las muestras analizadas por geocronología U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los procedimientos analíticos seguidos se describen en Friedman (2004) y Ullrich (2004). Las

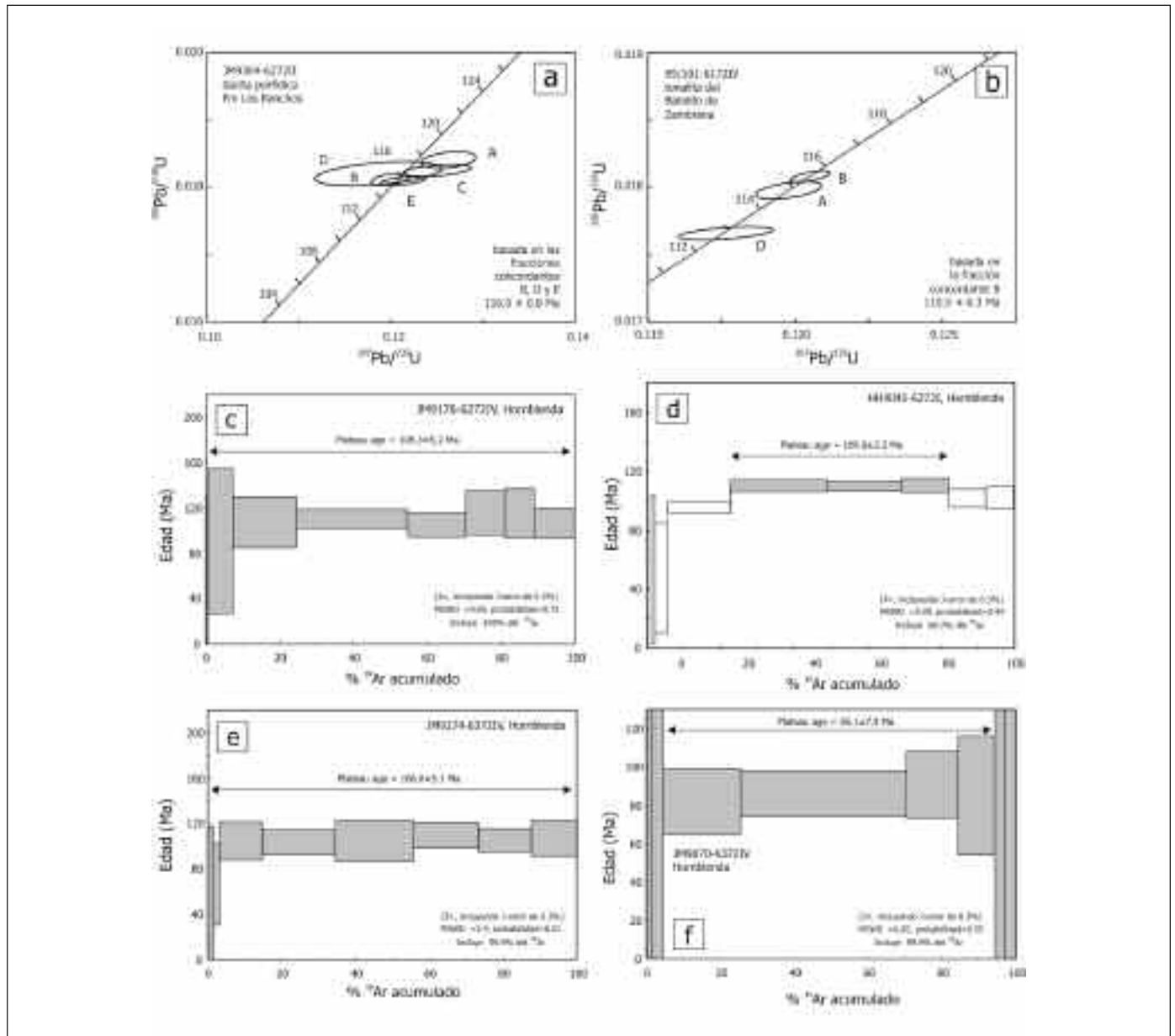


Fig. 6. (a, b) Diagramas concordia para la dacita porfídica y la tonalita no foliada. (c, f) Espectros $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para hornblendas de tonalitas y diques máficos de los batolitos de Cevicos, Sabana Grande de Boyá y El Valle. Los errores se dan a nivel de $2\text{-}\sigma$ (95% confianza). Para una discusión ver el texto

Fig. 6. (a, b) Concordia diagrams for porphyritic dacite and unfoliated tonalite. (c, f) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum of hornblende in tonalite and mafic dyke from the Cevicos, Sabana Grande de Boyá and El Valle batholiths. Errors are quoted at the $2\text{-}\sigma$ (95% confidence) level. See text for discussion

Fración/ Peso (mg)	U ¹ (ppm)	Pb ² (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (mas.) (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (ppm)	Relaciones isotópicas (+1σ%) ³ ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Edades aparentes (±2σ) Ma ⁴ ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Edades aparentes (±2σ) Ma ⁴ ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		
<i>Dacita porfídica JM9304-6272-II (área de Bayaguana): 116,0 ± 0,8 Ma</i>											
A, 3	0,014	93	1,8	1105	1	0,0184 (0,35)	0,1262 (3,2)	0,94972 (1,1)	117,6 (0,8)	120,7 (2,7)	182 (51-53)
B, 10	0,019	36	1,8	837	2	0,01812 (0,24)	0,1198 (0,46)	0,94796 (0,79)	115,8 (0,8)	114,9 (1,9)	97 (37-38)
C, 14	0,018	78	1,5	388	3	0,01826 (0,24)	0,1249 (1,5)	0,94903 (1,6)	116,6 (0,9)	119,5 (3,5)	178 (64-66)
D, 16	0,013	98	1,9	612	2	0,01821 (0,49)	0,1186 (2,9)	0,94723 (2,7)	116,3 (1,1)	113,8 (6,2)	60 (125-135)
E, 36	0,010	118	2,2	330	8	0,01810 (0,17)	0,1213 (3,0)	0,94899 (0,94)	115,6 (0,4)	116,2 (2,2)	128 (44-48)
<i>Tonalita 95101-6172-IV, Batolito de Zambrana (área de Hatillo): 115,3 ± 0,3 Ma</i>											
A, 5	0,027	190	3,6	988	6	0,01796 (0,18)	0,1195 (0,47)	0,94822 (0,41)	114,9 (0,4)	114,6 (0,3)	114 (60-3)
B, 3	0,016	256	3,1	1948	5	0,01806 (0,12)	0,1205 (0,28)	0,94834 (0,22)	115,5 (0,3)	115,8 (0,4)	115 (60-3)
C, 5	0,032	91	1,7	542	6	0,01766 (0,14)	0,1176 (0,68)	0,94832 (0,82)	112,9 (0,3)	114,3 (2,4)	113 (20-4)

Tabla 1.- Datos analíticos U-Pb.

¹ Todos los granos de zircón fueron pulidos con aire previamente a su disolución. Cada fracción se identifica de una letra seguida por el número de granos o fragmentos analizados. Todos los granos son prismáticos y en general >100µm (dimension intermedia); ² corrección de blancos de U de 1 pg ± 20%; ³ Pb radiogénico; ⁴ Relación medida corregida para la spike y fraccionación de Pb de 0,0037/amu ± 20% (Daly collector), que fue determinada a partir de análisis repetidos del estándar NBS Pb 981 en el curso de este estudio; ⁵ Total Pb común en análisis basado en la composición isotópica de blanco; ⁶ Correcciones de blancos y Pb común; blancos de Pb procedurales fueron <3 pg y U <1 pg

Table 1. U-Pb Analytical data

¹ All zircon grains selected for analysis were air abraded prior to dissolution. Fraction identifier: single letter followed by number of grains or fragments analysed. All grains are prismatic. In general, the coarsest (>100µm, intermediate dimension). ² U blank correction of 1 pg ± 20%. ³ Radiogenic Pb. ⁴ Measured ratio corrected for spike and Pb fractionation of 0.0037/amu ± 20% (Daly collector) which was determined by repeated analysis of NBS Pb 981 standard throughout the course of this study. ⁵ Total common Pb in analysis based on blank isotopic composition. ⁶ Blank and common Pb corrected; Pb procedural blanks were <3 pg and U <1 pg

muestras datadas por el método U-Pb en zircones fueron (Fig. 6; Tabla 1): una dacita porfídica de los domos/flujos ácidos de la unidad riocácica intermedia en el área de Bayaguana (muestra JM9304-6272-II) y una tonalita del plutón de Zambrana que intruye a la Fm Los Ranchos en el área de El Hatillo (95101-6172-IV). La dacita proporcionó una edad de 116,0±0,8 Ma (Friedman, 2004) interpretada como de cristalización de la muestra. La edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U más antigua de la tonalita obtenida fue de 115,5±0,3 Ma, interpretada como de cristalización y, dentro del error, coincide con la edad de la dacita. Aunque ambas muestras están geográficamente separadas,

su edad Aptiense (escala de tiempo de Gradstein *et al.*, 2004) y similares características geoquímicas (ver después), establecen una relación genética entre las rocas volcánicas ácidas de la Fm Los Ranchos y el voluminoso plutonismo tonalítico que intruye sus niveles estratigráficos más bajos.

Muestras ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Las tonalitas con hornblenda de los batolitos de Cevicos, Sabana Grande de Boyá y El Valle (Tabla 2), fueron seleccionados para datar por el método

Muestra/hoja UTM	Roca	Coordenadas ¹	Edad Plutón ² por 1σ2 (Ma)	³⁹ Ar (% total)	MSWD	N (steps)	Edad Isocrona (Ma)	³⁹ Ar/ ³⁹ Ar Inicial	MSWD
JM9176 6272-IV	Quartz-diorite	403638/2095351	109,3±5,2 Ma	99,99	0,63	8	119±15 Ma	283±16	0,34
JM9274 6372-IV	Microgabbro	462452/2096140	106,0±5,1 Ma	99,99	1,4	8	115±17 Ma	285±15	0,09
HM90456272-I	Tonalite	444700/2089303	109,8±2,2 Ma	60,3	0,05	3	106±28 Ma	303±73	0,01
JM9070 6372-IV	Tonalite	466078/2090112	85,1±7,9 Ma	99,99	0,85	8	93±25 Ma	285±12	0,05

Tabla 2.- Resumen de los análisis ⁴⁰Ar-³⁹Ar en separados de hornblenda en los batolitos tonalíticos

¹ Coordenadas en el grid de referencia NAD27, Hoja MTN: 6272-IV=Sabana Grande de Boyá; 6372-IV=El Valle; 6272-I=Antón Sánchez, ² 2σ, incluyendo J-error de 0,3%

Table2. Summary of ⁴⁰Ar-³⁹Ar incremental heating experiments of hornblende separates from tonalite batholiths

¹ Coordinates in the NAD27 reference grid. MTN Sheet: 6272-IV=Sabana Grande de Boyá; 6372-IV=El Valle; 6272-I=Antón Sanchez. ² 2s, including J-error of 0.3%

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fig. 6; Friedman, 2004). La muestra JM9176-6272IV es una cuarzo-diorita con hornblenda de grano medio a grueso de las facies de borde del batolito de Cevicos. La edad plateau obtenida para la hornblenda es de $109,3\pm 5,2$ Ma. La muestra JM9274-6372IV es un microgabro de grano fino que corta las tonalitas con hornblenda±biotita del batolito de El Valle. La edad plateau obtenida para la hornblenda es de $106,0\pm 5,1$ Ma. La muestra HH9045-6272I es una tonalita con hornblenda de grano grueso a medio del afloramiento rodeado por las calizas de la Fm Cevicos (Haitises). La edad plateau para la hornblenda es de $109,8\pm 2,2$ Ma. Finalmente, la muestra JM9070-6372IV es una tonalita con hornblenda±biotita de grano grueso isótropa del batolito de El Valle. La edad plateau de la hornblenda es de $85,1\pm 7,9$ Ma.

Interpretación

Todas las edades Ar-Ar de plateau de hornblendas procedentes de los batolitos tonalíticos de Cevicos, Sabana Grande y Antón Sánchez, y los diques de microgabros del batolito de El Valle, se superponen dentro de los rangos de incertidumbre. Estas edades Albienses son interpretadas como relativas al enfriamiento de los magmas posteriormente a su emplazamiento. La edad U-Pb de la dacita porfídica es ligeramente más antigua que el magmatismo tonalítico, lo cual es consistente con los datos de campo. Los diques de microgabros cortan a las tonalitas con hornblenda en el batolito de El Valle, lo cual sugiere que el magmatismo máfico y félsico ocurrieron en parte sincrónicamente. Otras evidencias de campo son los enclaves de microgabros, dioritas con hornblenda y diques máficos que aparecen en los batolitos tonalíticos, así como formando bolsadas más irregulares, probablemente producto de la disrupción sin-magmática de diques o de mezcla de magmas. Las características geoquímicas descritas más adelante sugieren que el microgabro datado está relacionado con las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Ranchos, y que las tonalitas con hornblenda son los equivalentes intrusivos de las rocas volcánicas ácidas. Las tonalitas del Batolito de El Valle (JM9070) han proporcionado una imprecisa pero más joven edad de $86,1\pm 7,9$ Ma, similar a las edades de $95\pm 4,8$ y $87\pm 4,4$ Ma obtenidos por el método de K-Ar en roca total en el mismo macizo tonalítico por Bellon *et al.* (1985). Estas edades son inconsistentes con la posición estratigráfica del batolito de El Valle bajo la discordancia basal de la Fm Calizas de El Hatillo de edad Aptiense Inferior alto (~105 Ma).

Geoquímica

Alteración y metamorfismo

Antes de hacer interpretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, resulta necesario evaluar la movilidad de los elementos relevantes. Las muestras de la Fm Los Ranchos fueron variablemente metamorfizadas a condiciones metamórficas de la facies de prehnita-pumpellita y esquistos verdes de baja-T, y muchas de las rocas volcánicas presentan asociaciones minerales espiliticas típicas de la alteración de fondo oceánico, aunque las texturas ígneas y los fenocristales pueden ser todavía reconocidos (Escuder Viruete, 2004). Muchos elementos mayores (Si, Na, K, Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba, Sr) son fácilmente movilizados por fluidos tardi y/o post-magmáticos y durante el metamorfismo. Sin embargo, los HFSE (Y, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta), las tierras raras (*rare earth elements*; REE), los elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc) y el Th, resultan ser relativamente inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1983; Bienvenu *et al.*, 1990), incluyendo la alteración de fondo oceánico a relaciones agua/roca de bajas a moderadas. También, Rollinson (1998) afirma que los minerales accesorios que incorporan las REE son estables hasta que no sufren un metamorfismo alto y que la desaparición parcial de los minerales portadores de las LREE (*light-REE*) no afecta significativamente el sistema isotópico Sm-Nd a una escala de roca total. En el diagrama de Hughes (1973) de $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$, que puede ser utilizado para visualizar muestras espilitizadas o con metasomatismo K, las rocas plutónicas muestreadas y los diques máficos caen en o cerca del espectro ígneo, sugiriendo que incluso estos elementos fácilmente movilizables no han sido significativamente alterados por el metamorfismo. Pero muchas de las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos caen en el campo espilitico. No obstante, los estudios de basaltos alterados de fondo oceánico (Humphries y Thompson, 1978) sugieren que la relación MgO/FeO no es cambiada significativamente por la espilitización, reflejando así los procesos ígneos. En los diagramas extendidos de REE (ver después), los diques máficos y las rocas volcánicas relacionadas muestran pequeñas variaciones en su distribución, por lo que los elementos traza anteriormente mencionados deben haber retenido su abundancia ígnea relativa a pesar de la espilitización. En la discursión sobre la petrogenesis y contexto tectónico de las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Ranchos que sigue a continuación, se asume que los HFSE y REE, así como el sistema isotópico Sm-Nd, no fueron significativa-

Roca	Grupo	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(\epsilon_{\text{Sr}})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$(\epsilon_{\text{Nd}})_i$
basalto andesítico	I	JG9067	0,704305 (6)	0,704296	-0,99	0,513157(12)	0,513005	10,06
basalto andesítico	I	JM9636	0,703383 (12)	0,703332	-14,68	0,513150(26)	0,512998	9,92
basalto	II	JM9022	0,704617 (9)	0,704586	3,13	0,513128(8)	0,512935	8,68
basalto andesítico	II	JM9289	0,705759 (7)	0,705683	38,70	0,513144(6)	0,512941	8,82
gabro	II	JM9177	0,704455 (6)	0,704415	0,70	0,513161(8)	0,512976	9,49
basalto (lava)	III	AD9035	0,70557 (8)	0,705342	13,85	0,513101(10)	0,512900	8,02
basalto	III	GZ1100	0,70552 (6)	0,703292	13,14	0,513132(8)	0,512938	8,74
riolita	IV	JM9304	0,705624 (8)	0,704169	-2,80	0,513089(6)	0,512964	9,25
microgabro	IV	JM9274	0,703042 (6)	0,702966	-19,88	0,513107(6)	0,512978	9,53
riolita	IV	HH9044	0,704305 (7)	0,703828	-7,64	0,513130(10)	0,512984	9,66
tonalita	batol.	JM9176	0,704282 (8)	0,704084	-4,01	0,513155(6)	0,512961	9,20
tonalita	batol.	JM9070	0,703522 (6)	0,703119	-17,70	0,513090(5)	0,512970	9,37

Tabla 4.- Relaciones isotópicas Sr-Nd representativas de los grupos de rocas de la Fm Los Ranchos. Relaciones isotópicas iniciales (i), ϵ_{Sr} y ϵ_{Nd} calculadas a $t=115$ Ma. Los números entre paréntesis son el error 2σ absoluto en la última cifra decimal. Los valores ϵ_{Nd} son relativos a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1966$ para la actual CHUR y $\lambda_{\text{Sm}}=6,54 \times 10^{-12}/\text{año}$.
 Table 4. Sr-Nd isotope ratios for representative rocks of the Los Ranchos Formation. Calculated initial ratios (i) ϵ_{Sr} and ϵ_{Nd} values calculated at $t=115$ Ma. Number in parentheses are the absolute 2σ error in the last decimal places. ϵ_{Nd} values are relative to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1966$ for present day CHUR and $\lambda_{\text{Sm}}=6,54 \times 10^{-12}/\text{año}$.

ya que en general no contienen fenocristales abundantes. Los clastos homogéneos de basaltos afídicos de unos 30 cm de diámetro presentes en las brechas volcánicas son también representativos de la composición de líquidos. Las observaciones petrográficas sugieren que los microgabros (JM9274) y los gabros/dioritas con hornblenda (JM9177) de los batolitos de El Valle y Sabana Grande, respectivamente, no tienen un componente cumulativo importante, consistente con la ausencia de anomalías positivas de Eu y de elevados Mg#. Los gabros presentan una distribución de elementos traza muy similar a los diques y rocas volcánicas máficas, sugiriendo que los posibles minerales acumulados no han alterado las abundancias relativas de elementos traza características de los magmas de los que derivan. Para caracterizar los diferentes grupos geoquímicos presentes en la Fm Los Ranchos, se han utilizado diagramas de REE normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), que permiten comparar la composición de las rocas entre sí y respecto a otras rocas de referencia. Estos diagramas extendidos al incluir a ciertos elementos traza, también proporcionan información sobre los procesos petrogenéticos, ya que los elementos (ordenados en un orden de incompatibilidad decreciente con respecto a una lherzolita con espinela) se comportan de forma predecible durante los procesos de fusión y cristalización fraccionada. Las Tablas 3 y 4 incluyen respectivamente los análisis geoquímicos de roca total e isotópicos Sr-Nd, representativos de los principales grupos de rocas presentes en la Fm Los Ranchos. Detalles de las

técnicas analíticas utilizadas están incluidos en Escuder Viruete (2004).

Clasificadas respecto a esquemas basados en elementos traza, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos son subalcalinas en un diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram (Winchester y Floyd, 1977), gradando en composición desde basaltos sub-alcalinos a riodacitas (Fig. 7), lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y mineralogía relictiva. Tanto en este diagrama como en el diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) se observa un salto composicional entre andesita/basalto y dacita (Fig. 7). Las relaciones Yb-Th y Zr-Y en las rocas máficas establecen una afinidad toleítica (Barrett y MacLean, 1999). La comparación de muestras de la Fm Los Ranchos con similar número de Mg [Mg# = 100 x mol. MgO / (mol. MgO + mol. FeO)] revela una considerable variación tanto en la abundancia de elementos traza como en su distribución en un diagrama de REE extendido (Fig. 8). Sin embargo, todas esas rocas toleíticas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb (y Ta) que establece un origen relacionado con subducción. Como los HFSE y las tierras raras pesadas (HREE) no son afectados en magmas de arco por el componente relacionado con subducción (Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995), pueden ser utilizados como una guía de la composición del manto fuente. La pendiente de los HFSE aumenta en el diagrama con el grado de empobrecimiento del manto, y la abundancia de HREE (a grados equivalentes de fraccionación) es un reflejo cualitativo del grado de fusión parcial. Estos aspectos

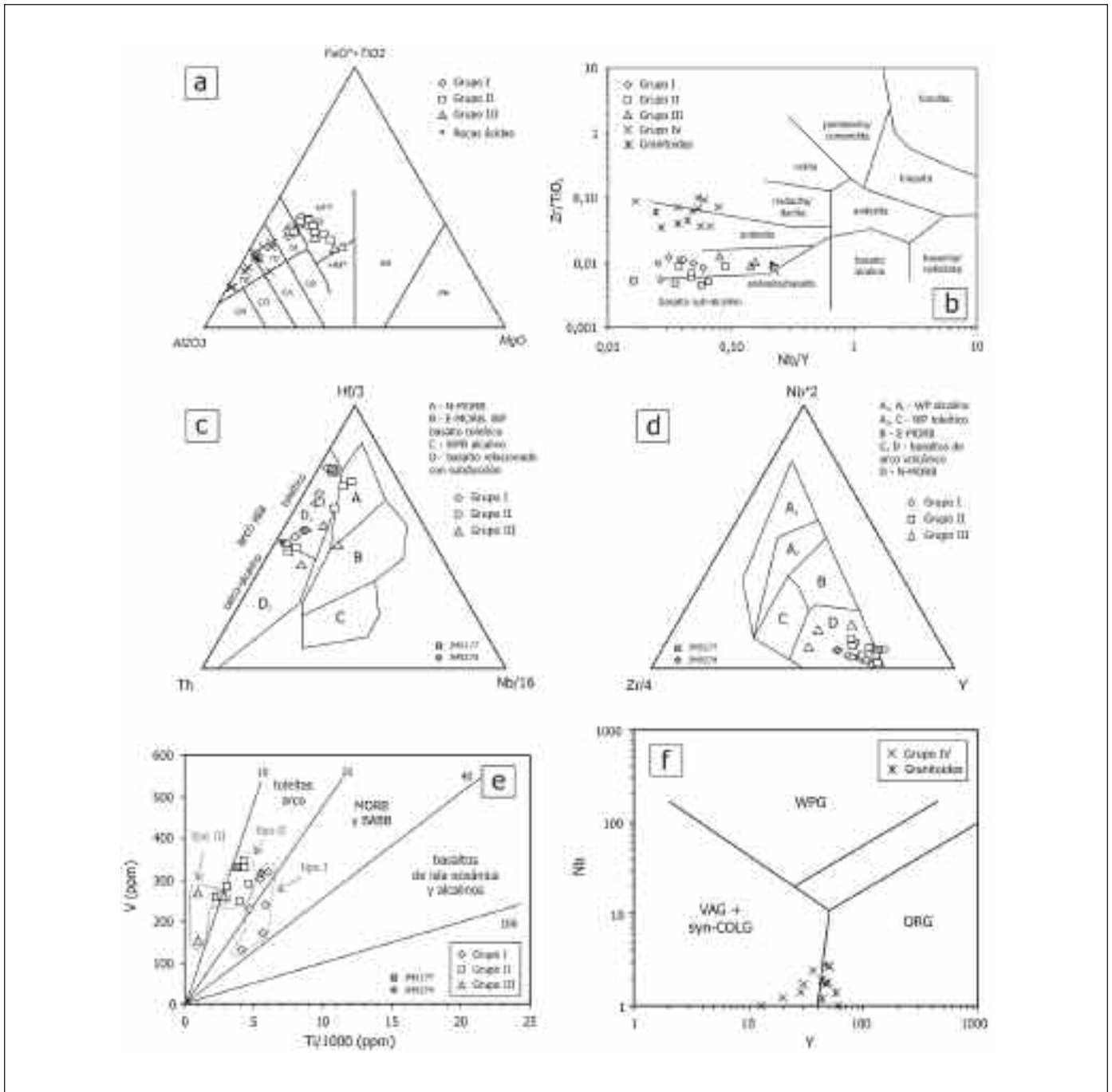


Fig. 7. (a) Diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg de las rocas de la Fm Los Ranchos; (b) Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) para las rocas volcánicas máficas y félsicas de la Fm Los Ranchos y batolitos tonalíticos; Diagramas de discriminación tectónica: (c) Diagrama Hf-Th-Nb de Wood (1980); (d) Diagrama Nb-Zr-Y de Meschede (1986); (e) Diagrama Ti-V de Shervais (1982), y (f) Diagrama Y-Nb de Pearce *et al.* (1984). Abreviaciones: PK=komatiita picrítica; BK=komatiita basáltica; HMT=toleita rica en Mg; HFT=toleita rica en Fe; TA=andesita toleítica; TD=dacita toleítica; TR=riolita toleítica; CB= basalto calco-alcalino; CA=andesita calco-alcalina; y CR=riolita calco-alcalina; VAG=granito arco volcánico; WPG=granito intraplaca; ORG=granito orogénico

Fig. 7. (a) Fe+Ti-Al-Mg cation plot of volcanic rocks of the Los Ranchos Fm; (b) Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1977) for mafic and felsic volcanic rocks of the Los Ranchos Fm and tonalite batholiths. Tectonic discrimination plots of Los Ranchos Fm samples: (c) Hf-Th-Nb plot with fields defined by Wood (1980); (d) Nb-Zr-Y plot, with fields defined by Meschede (1986); (e) Ti-V plot with fields defined by Shervais (1982), and (f) Y-Nb plot with fields defined by Pearce *et al.* (1984). Abbreviations: PK=picritic komatiite; BK=basaltic komatiite; HMT=high-Mg tholeiite; HFT=high-Fe tholeiite; TA=tholeiitic andesite; TD=tholeiitic dacite; TR=tholeiitic rhyolite; CB=calc-alkaline basalt; CA=calc-alkaline andesite; CD=calc-alkaline dacite; and CR=calc-alkaline rhyolite; VAG=volcanic arc granite; WPG=intraplate granite; ORG=orogenic granite

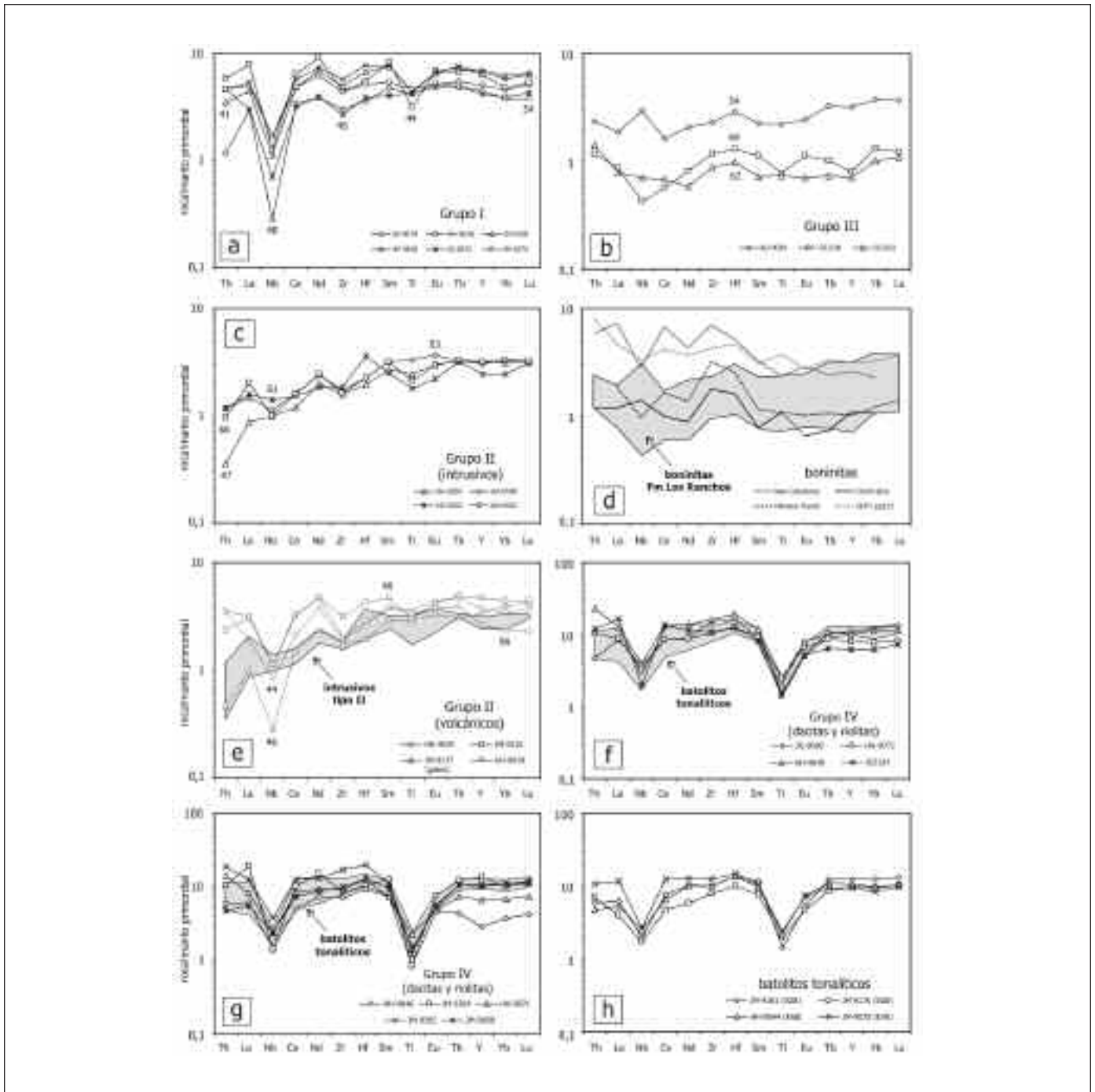


Fig. 8. Diagramas de REE extendidos mostrando la variación en la distribución de elementos traza a diferentes Mg# en las rocas máficas y ácidas de la Fm Los Ranchos. En base a dicha distribución, tres grupos geoquímicos diferentes son definidos: (a) grupo I, toleitas de arco isla normales (IAT); (c, e) grupo II, IAT empobrecidas en Ti y LREE; y (b) grupo III, boninitas. En (d) se incluyen para comparación ejemplos de boninitas procedentes de Nueva Caledonia, Chichi-jima, Fosa de Mariana Trench y el ODP125 (Taylor *et al.*, 1994; Murton *et al.*, 1992; Pearce y Peate, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995). Las rocas ácidas del grupo IV son: (f, g) volcánicas; y (h) batolitos tonalíticos. Los valores de normalización respecto al manto primitivo son de Sun y McDonough (1989)

Fig. 8. Primitive mantle-normalized extended-REE diagrams showing the variation in trace element patterns at different Mg# in the mafic and felsic rocks of the Los Ranchos Fm. Three different geochemical groups have been defined based on these trace element patterns: (a) group I, normal island arc tholeiites (IAT); (c, e) group II, LREE-depleted low-Ti IAT; and (b) group III, boninites. In (d) examples of boninites from New Caledonia, Chichi-jima, Mariana Trench and ODP125 are included for comparison (Taylor *et al.*, 1994; Murton *et al.*, 1992; Pearce and Peate, 1995; Taylor and Nesbitt, 1995). Group IV, felsic rocks are: (f, g) volcanics; and (h) tonalite batholiths. Primitive mantle-normalizing values are from Sun and McDonough (1989)

tos quedan reflejados en los diagramas de REE y de relaciones de elementos traza normalizadas (Fig. 8, 9): la relación $(Zr/Sm)_N$ refleja la naturaleza de la anomalía en Zr (y Hf); y la relación $(La/Yb)_N$ refleja el grado de enriquecimiento o empobrecimiento en LREE. Valores bajos de ambas relaciones indican una fuente mantélica fuertemente empobrecida, previa al metasomatismo relacionado con la subducción. El Mg# y el contenido en TiO_2 reflejan cualitativamente el grado de fraccionación y empobrecimiento de la fuente respectivamente, excepto cuando la anomalía positiva o negativa del Ti en el diagrama de REE indican que el contenido en Ti ha sido afectado por fraccionación cristalina. En base a la variación de ele-

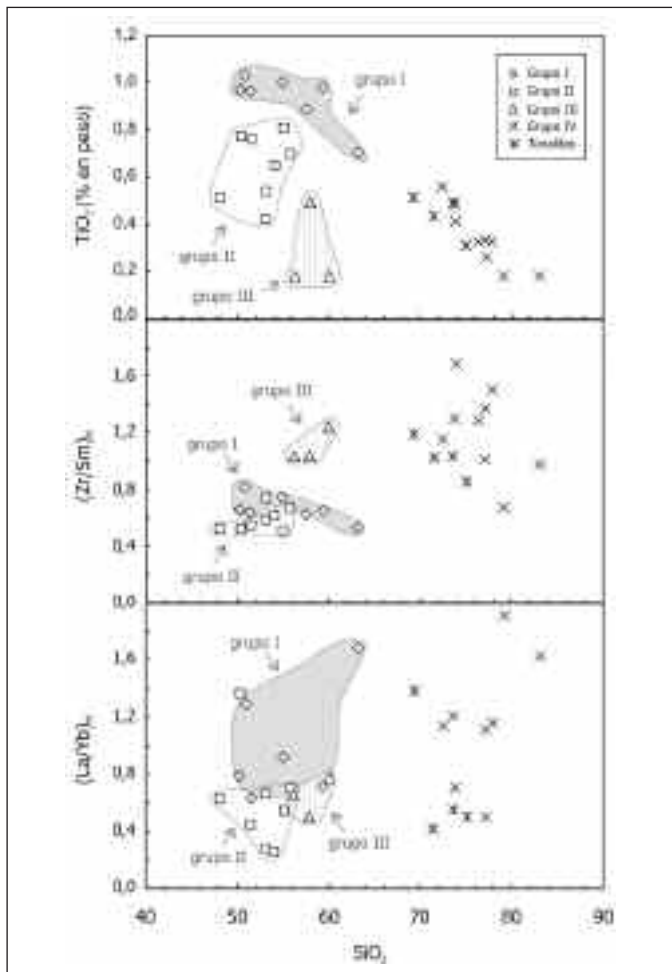


Fig. 9. Diagramas de variación de SiO_2 versus TiO_2 , $(Zr/Sm)_N$ y $(La/Yb)_N$ para: grupo I, toleitas de arco isla normales (IAT); grupo II, IAT empobrecidas en Ti y LREE; grupo III, boninitas; grupo IV, rocas volcánicas ácidas; y batolitos tonalíticos

Fig. 9. SiO_2 versus TiO_2 , $(Zr/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N$ variation diagrams for group I, normal island arc tholeiites (IAT); group II, LREE-depleted low-Ti IAT; group III, boninites; group IV felsic volcanic rocks; and tonalite batholiths

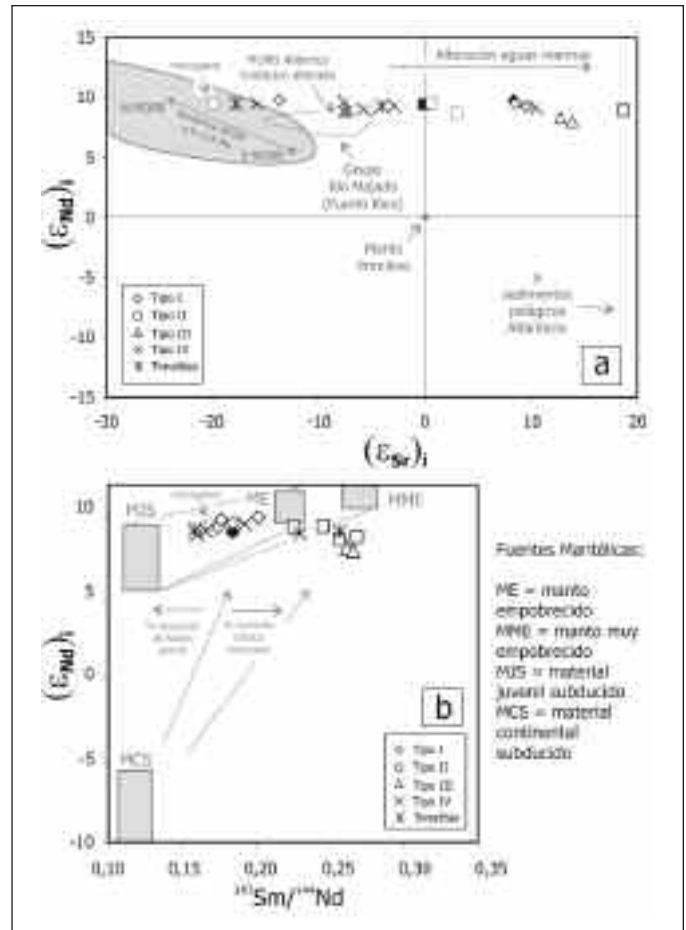


Fig. 10. (a) Relaciones isotópicas iniciales Sr-Nd para las muestras de la Formación Los Ranchos (símbolos blancos) y rocas composicionalmente equivalentes de la Fm Amina (símbolos negros; datos inéditos). Las relaciones iniciales y los valores ϵ_{Sr} y ϵ_{Nd} fueron calculados a $t=115$ Ma. El campo MORB y el MORB alterado Atlántico Cretácico es de Zindler Hart (1986) y el de los sedimentos oceánicos pelágicos proceden de Hawkesworth *et al.* (1993). El campo del Grupo Río Majada ($t=110$ Ma) de la fase volcánica I de Puerto Rico central (Aptiense Superior a Albiense Inferior) es de Jolly *et al.* (1998). (b) Diagrama $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus ϵ_{Nd} para las mismas rocas mostrando los componentes mantélicos y subductivos interpretados como implicados en su petrogénesis. Las líneas discontinuas ilustran esquemáticamente las trelaciones de mezcla entre las fuentes mantélicas hipotéticas. Ver texto para una mayor explicación

Fig. 10. (a) Initial Sr-Nd isotope ratios for unleached samples from the Los Ranchos Fm (open symbols) and compositionally equivalent rocks in the Amina Fm (black symbols; unpublished data). Initial ratios (i) and ϵ_{Sr} and ϵ_{Nd} values calculated at $t=115$ Ma. MORB field and Altered Atlantic Cretaceous MORB are from Zindler y Hart (1986). Pelagic oceanic sediments are from Hawkesworth *et al.* (1993). Río Majada Group field ($t=110$ Ma) is volcanic phase 1 IAT lavas in central Puerto Rico (Upper Aptian to Lower Albian) from Jolly *et al.* (1998). (b) $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus ϵ_{Nd} diagram for the same rocks showing the various mantle and subduction components interpreted to be involved in its petrogenesis. Hypothetical mantle sources are: DM, depleted mantle; VDM, very depleted mantle; SJM, subducted juvenile material; and SCM, subducted crustal material. Discontinuous lines schematically illustrate mixing trends. See text for explanation

mentos traza, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos pueden ser divididas en tres grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos (Tabla 3): toleitas de arco isla (*island arc tholeiites*; IAT), o grupo I; toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y boninitas, o grupo III. Un grupo IV es asignado a las rocas volcánicas ácidas además de los batolitos tonalíticos.

Toleitas de arco isla (IAT), grupo I

Este grupo está representado por los flujos masivos, las brechas autoclásticas monogenéticas y las intrusiones sin-volcánicas menores de la unidad basáltica superior. En el diagrama Al-Fe-Mf (Fig. 7) presentan composiciones de basaltos toleíticos ricos en Fe y están relativamente fraccionadas ($Mg\#=54-40$). En el diagrama de REE extendido presentan una distribución (Fig. 8) muy similar a IAT modernas (Saunders y Tarney, 1991; Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995), a similar abundancia absoluta de HREE (5-8xPM; manto primitivo). En particular, las relaciones REE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr) son altas en los basaltos de grupo I en relación con las composiciones N-MORB, lo cual es típico de IAT. Se caracterizan por una distribución de ligeramente empobrecida en LREE a ligeramente enriquecida ($[La/Yb]_N=0,7-1,6$; Fig. 9), pronunciada anomalía negativa en Nb, ligeras anomalías negativa en Zr y positiva en Hf ($[Zr/Sm]_N=0,3-0,8$) y HREE planas. El contenido en TiO_2 gradúa entre 0,8 y 1,0% (% en peso). El promedio de la relación ($^{87}Sr/^{86}Sr$)*i* es 0,7044 con valores de (^{87}Sr)*i* extendiéndose desde +8,4 a +9,5. Los valores de (^{143}Nd)*i* gradúan entre +9,2 y +10,0 (Fig. 10), que sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II

Este grupo está representado por diques máficos sin-volcánicos, sills de microgabros, cuerpos máficos irregulares dentro de los batolitos tonalíticos, y la mayoría de las rocas volcánicas máficas de la unidad basáltica inferior. Estas rocas tienen una composición de elementos mayores que varía entre basaltos toleíticos ricos en Mg y basaltos toleíticos ricos en Fe (Fig. 7), y se extienden a composiciones de menor $Mg\#$ (66- 44) que las IAT de grupo I. El diagrama extendido de REE (Fig. 8) es similar al de las IAT de grupo I, algunas con una pronunciada anomalía negativa en Nb, menores abundancias de HREE (2-5xPM), mayores

anomalías negativas de Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,5-0,7$), y un consistente empobrecimiento en LREE ($[La/Yb]_N=0,2-0,7$). El contenido en TiO_2 varía entre 0,4 y 0,8% (Fig. 9) y es inferior al grupo I. El promedio de la relación ($^{87}Sr/^{86}Sr$)*i* es 0,7048 con valores muy variables de eSr entre -17,7 y +1,6. Incluyendo las rocas intrusivas máficas, los valores de (^{143}Nd)*i* varían entre +8,7 y +9,4, compatibles con una fuente dominada por manto empobrecido. Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE, junto a las anomalías negativas en Zr y Hf, sugieren que la fuente mantélica de estas rocas fue más empobrecida que en el grupo I.

Boninitas, grupo III

Este grupo está representado por flujos boniniticos y lavas almohadilladas, con alguna brecha volcánica, presentes únicamente en la unidad basáltica inferior. El grupo incluye tipos composicionales con $SiO_2>53\%$, $MgO>7-8\%$ y $TiO_2<0,5$, que caen dentro de la definición estricta de boninitas de Crawford *et al.* (1989). Las boninitas presentan una composición de basaltos toleíticos ricos en Mg, próxima a las komatiitas basálticas (Fig. 7), e incluyen las composiciones de menor $Mg\#$ de todas las rocas muestreadas (69-54). Las abundancias de HREE son ligeramente inferiores (0,7-3,2xPM) que en el grupo II (Fig. 8). Sin embargo, presentan una distribución plana o ligeramente enriquecida en LREE ($[La/Yb]_N=0,5-0,7$) y fuertes anomalías positivas en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=1,0-1,3$; Fig. 9). Esta distribución es característica de boninitas actuales (Falloon y Crawford, 1991; Murton *et al.*, 1992; Stern y Bloomer, 1992), siendo geoquímicamente similares al grupo de boninitas pobres en Ca de Crawford *et al.* (1989), incluyendo la baja relación CaO/Al_2O_3 (0,04-0,34) relativa a las IAT pobres en Ti a un similar grado de fraccionación. Las bajas relaciones CaO/Al_2O_3 y abundancias en HREE, junto a valores de (ϵ_{Nd})*i* positivos (+3,4 a +5,6) son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas empobrecidas. Los valores de (ϵ_{Sr})*i* oscilan entre 8,2 y 13,8.

Relaciones entre grupos de rocas ígneas máficas

Debido a su naturaleza fuertemente empobrecida en elementos incompatibles, las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Ranchos no quedan representadas adecuadamente en los diagramas de discriminación tectónica más comunes. Sin embargo, en el diagrama Ti vs. V de Shervais (1982), las rocas máficas caen en el campo de las IAT, discriminando los distintos gru-

pos geoquímicos (Fig. 7): el grupo I de IAT normales presenta relaciones $15 < \text{Ti}/\text{V} < 20$ y abundancias absolutas similares; las rocas empobrecidas del grupo II definen una tendencia a relaciones Ti/V condriticas (~ 10), con las muestras menos fraccionadas situándose a menores abundancias absolutas; y las boninitas del grupo III tienen relaciones Ti/V menores que los valores condriticos, reflejando el extremo grado de empobrecimiento de la fuente. En el diagrama Nb-Hf-Th de Wood (1980; Fig. 7), las rocas máficas de la Fm Los Ranchos caen en el campo de los márgenes de placa destructivos, extendiéndose desde el campo toleítico hasta el límite con el calco-alcalino, en función del empobrecimiento relativo en Hf (y Zr), especialmente en rocas pobres en Ti. Aunque existe una superposición entre los grupos máficos, las IAT normales, las IAT empobrecidas en LREE y Ti y las boninitas, se ordenan hacia el campo N-MORB, reflejando la amplitud de la anomalía negativa en Nb y la ausencia de anomalías positivas de Th en el diagrama extendido de REE característico de cada grupo. En el diagrama triangular Nb-Y-Zr de Meschede (1986; Fig. 7, las anomalías de Zr (y Hf) relacionadas con el empobrecimiento de la fuente causan que las rocas máficas se representen hacia el límite del campo IAT, lejos del vértice Zr, especialmente en las muestras más empobrecidas, mientras las boninitas caen en la dirección opuesta dentro del campo IAT debido a su anomalía positiva en Zr (y Hf).

Las Figs. 7 a 9 permiten también comparar los contenidos de elementos traza entre las rocas máficas de la Fm Los Ranchos, los diques máficos subvolcánicos y las facies gabróicas en los batolitos. Las rocas volcánicas pobres en Ti de grupo II de la unidad basáltica inferior son similares en composición a los gabros masivos del batolito de Sabana Grande (JM9177). Los diques doleríticos sin-magmáticos (AD9037), los microgabros del batolito de El Valle (JM9274, río Guamira) y los cuerpos de diorita con hornblenda intermezclada en los batolitos con las tonalitas, son similares a las rocas volcánicas de grupo I de la unidad basáltica superior. Por lo tanto, la similitud en la composición de elementos traza y edad demuestra la relación genética entre las rocas volcánicas y subvolcánicas de la Fm Los Ranchos y los gabros de los batolitos tonalíticos.

Características geoquímicas de las rocas ácidas

Este grupo incluye las rocas volcánicas ácidas de la unidad riodacítica intermedia de la Fm Los Ranchos y las rocas tonalíticas y subordinadamente cuarzo-dioríticas que forman los batolitos. Colectivamente, las

rocas volcánicas ácidas y las tonalitas son clasificadas como dacitas y riolitas (Fig. 7), siguiendo una tendencia toleítica. Presentan valores de las relaciones Th-Yb y Y-Zr indicativos de una afinidad toleítica y transicional (Barrett y MacLean, 1999). El carácter cumulativo de la plagioclasa cálcica observado en láminas delgadas de las tonalitas, da lugar a una alta relación $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (y mayor $\text{Mg}\#$; 36-28) en estos intrusivos que en las rocas volcánicas ácidas ($\text{Mg}\#=29-10$). Todas estas rocas ácidas son pobres en K ($\text{K}_2\text{O} < 0,94\%$ en las tonalitas), TiO_2 (0,56-0,18%), P_2O_5 ($< 0,1\%$) y Zr, respecto a las típicas rocas ácidas calco-alcalinas.

Las rocas volcánicas y las tonalitas presentan una distribución de REE plana o ligeramente empobrecida en LREE muy similar (Fig. 8), lo que también sugiere una relación genética entre ellas; es decir, las rocas volcánicas ácidas son los equivalentes extrusivos de los batolitos tonalíticos. Las riodacitas y riolitas tienen $[\text{La}/\text{Yb}]_N=0,7-1,9$ (Fig. 9) y las tonalitas y cuarzo-dioritas $[\text{La}/\text{Yb}]_N=0,4-1,4$. Por lo tanto, carecen del típico moderado a fuerte enriquecimiento en LREE de las rocas ácidas calco-alcalinas y son interpretadas como de afinidad toleítica. Aunque la composición de elementos mayores de estas rocas es similar a la de los plagiogranitos formados en centros de apertura oceánica, en los diagramas de discriminación tectónica las muestras caen entre los campos de granitos de arco volcánico y de dorsal oceánica (VAG y ORG en la Fig. 7, Pearce *et al.*, 1984). La afinidad VAG es compatible con la anomalía negativa en Nb en los diagramas de REE extendidos (Fig. 8), característica de rocas de arco. La relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ se extiende desde 0,7029 a 0,7051 (promedio de 0,7039) y los valores de $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ varían entre +9,0 y +9,6, siendo indicativos de una fuente mantélica con un largo período de empobrecimiento de LREE. El volcanismo en arcos intraoceánicos con un alto contenido en SiO_2 ($> 70\%$) y bajo en K, es generalmente interpretado como producto de la fusión parcial profunda de rocas máficas (Drummond y Defant, 1990; Smith *et al.*, 2003; Tamura y Tatsumi, 2003). La ausencia de composiciones ricas en Sr y empobrecidas en HREE típicas de magmas adakíticos (Defant y Drummond, 1993; Martin, 1999), descarta un origen para los magmas ácidos a partir de la fusión de la lámina que subduce. Los procesos de fusión por deshidratación del material que forma la corteza inferior del arco, como los propuestos para el arco de Kermadec (Smith *et al.*, 2003), pueden generar por anatexia cortical el magmatismo ácido durante el desarrollo de un arco intraoceánico. Esto es compatible con la ausencia de rocas volcánicas intermedias en la Fm Los Ranchos.

Sistemática de isótopos Sr-Nd e interpretación

En las muestras de la Fm Los Ranchos, la variación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($t=115$ Ma) define una tendencia horizontal restringida a valores relativamente altos de $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ (Fig. 10-a). La relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ es muy variable (0,7029-0,7057) a casi constante $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ en IAT (+10,02 a +8,02), similar a las rocas alteradas de arcos intraoceánicos modernos (Hergt y Hawkesworth, 1994) y consistente con una alteración por el agua marina (Kesler *et al.*, 1990b). Los valores de $(\epsilon_{\text{Sr}})_i$ tienden a decrecer desde las IAT de grupo I a las boninitas, a través de las IAT de grupo II y las rocas ácidas y gabróicas. La alta relación $(^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_i$ varía entre 0,51300 y 0,51295 (Fig. 10-a) y es compatible con una fuente dominada por un manto empobrecido. La anomalía negativa de Nb en el diagrama de REE extendido indica la contribución en su quimismo de un componente subductivo. Sin embargo, los datos isotópicos son en conjunto indicativos de una mínima incorporación de sedimentos en los magmas de la Fm Los Ranchos, representados por el campo de sedimentos pelágicos oceánicos de Hawkesworth *et al.* (1993).

El efecto de mezcla de componentes relacionados con subducción con fundidos de un manto variablemente empobrecido (Pearce y Peate 1995) puede ser visualizado en un diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ *versus* $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ (Fig. 10b), donde se han representado las composiciones observadas y otras hipotéticas de referencia calculadas para el Cretácico Inferior siguiendo a Swinder *et al.* (1990). Las fuentes de manto hipotéticas son: ME, manto empobrecido no refractario; MME, manto muy empobrecido, o residuo refractario después que la fusión parcial extraiga fundidos MORB a partir de la fuente ME; SJM, material juvenil subducido; y SCM, o sedimentos derivados de la corteza subducidos (White *et al.*, 1985). Las características isotópicas de las IAT de grupo I y el microgabro (JM9274) pueden ser explicadas por mezcla de un manto empobrecido (DM) con una componente que está enriquecida en LREE (baja $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) y valores positivos de $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ (largo período de empobrecimiento en LREE). Tal característica puede ser generada por un componente relacionado con subducción que estuvo en equilibrio con material juvenil, es decir, corteza oceánica subducida con poco o ningún sedimento. Las composiciones de IAT pobres en Ti y empobrecidas en LREE (grupo II) pueden ser también explicadas por mezcla de un manto muy empobrecido (modelizado por MME o más empobrecido) y fluidos enriquecidos en LREE a partir del material juvenil subducido (SJM, Fig. 10b). Las boninitas caen dentro de la tendencia definida por las IAT pobres en

Ti y en LREE, lo que demuestra que su enriquecimiento en LREE no está derivado de la fuente con un largo período de enriquecimiento de LREE (como en las IAT), sino generada durante su formación. Las rocas ácidas presentan valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que gradúan entre 0,16 y 0,26, para un rango muy estrecho de ϵ_{Nd} entre +9,2 y +9,6. Los similares valores de $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ reflejan los de las rocas máficas de las que derivan, con una poca o ninguna componente de material continental subducido (MCS). El rango en $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ refleja el amplio grado de fraccionación alcanzado en estos dos elementos durante la fusión parcial.

Discusión y conclusiones

Contribución del manto y de la corteza subducida

Trabajos anteriores (Donnelly *et al.*, 1990; Kesler *et al.*, 1990b; Lewis *et al.*, 2002) y los datos presentados en este estudio, establecen que los magmas máficos que dan lugar a las rocas de la Fm Los Ranchos fueron generados en la cuña de manto situada bajo el arco isla Caribeño en el Cretácico Inferior. En este contexto, la concentración de un elemento dado en un magma formado en una zona de subducción queda determinada por la historia de fusión parcial y de cristalización fraccionada de una fuente que contiene componentes derivados tanto del manto como de la lámina que subduce. Los HFSE son considerados como inmóviles durante el flujo procedente de la lámina y sus valores deben reflejar la composición de la cuña mantélica, mientras que el enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, Sr, Cs, U, Pb, Na, K), Th y en LREE/MREE indica incorporaciones desde la lámina (McCulloch y Gamble, 1991; Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995; Tatsumi y Eggins, 1995).

Por lo tanto, el aporte de varios elementos en las lavas máficas de la Fm Los Ranchos puede ser evaluado utilizando diagramas de relaciones de elementos traza normalizados respecto al muy incompatible Yb (Pearce, 1992; Pearce *et al.*, 1995). En un diagrama Zr/Yb *versus* Nb/Yb, las muestras de la Fm Los Ranchos se proyectan a lo largo de la tendencia N-MORB y por debajo, desde la composición N-MORB promedio hasta fuentes progresivamente más empobrecidas (Fig. 11a), implicando un origen mantélico para casi todo el Zr. Las bajas relaciones Zr/Yb y Nb/Yb indican un empobrecimiento variable de la fuente comparado con N-MORB, desde las IAT de grupo I, a las IAT empobrecidas de grupo II y a las boninitas de grupo III en relación a su historia de fusión. La contribución de la subducción para otros

elementos como el Th (La o Nd) puede ser cuantificada si se considera que ni el Nb ni el Yb tienen un origen subductivo (Pearce *et al.*, 1995). En la Fig. 11b, el vector subductivo se extiende verticalmente desde la línea MORB, pudiendo estimarse la contribución de la subducción. El diagrama revela que la contribución subductiva para el Th es de un 90% (La~80% y Nd~75%; no mostrados), siendo generalmente menor para las toleitas de grupo II y las boninitas. Como las rocas volcánicas de grupo I caracte-

rizan la unidad basáltica superior y las de grupo II y boninitas la inferior, esta variación sugiere la instalación de un mecanismo más eficiente para el flujo de fluidos (y fundidos) desde la lámina que subduce con el tiempo. La dispersión en los datos paralela a la tendencia MORB puede deberse a variaciones en la historia de fusión, la cristalización fraccionada y, dadas las bajas abundancias de HFSE, al error analítico.

Fusión parcial y cristalización fraccionada

La modelización de procesos petrogenéticos que tienen lugar en la región fuente de magmas de arco puede ser realizada utilizando un elemento muy compatible como el Cr y un elemento inmóvil e incompatible como el Yb (Pearce y Parkinson, 1993). Ambos elementos pueden ser índices de la fusión parcial y la cristalización fraccionada, respectivamente, ya que su abundancia en la región fuente de muchos magmas se aproxima a la del manto primordial. Un diagrama Cr-Yb permite la extrapolación de las tendencias de fraccionación a lo largo de una línea de cristalización

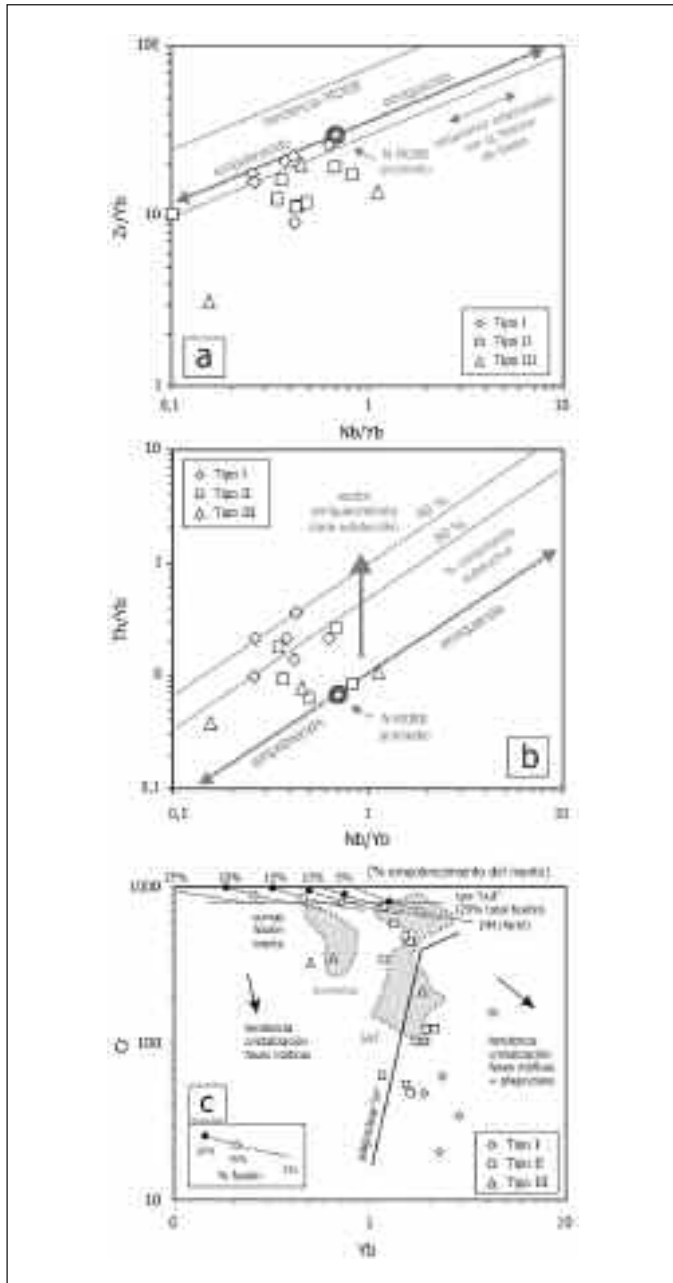


Fig. 11. Diagramas de relaciones de elementos traza (a) Zr/Yb y (b) Th/Yb versus Nb/Yb para las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Ranchos. La línea sólida gruesa muestra las tendencias de enriquecimiento y empobrecimiento del manto promedio N-MORB (DM), y las líneas finas el contorneado en % de la contribución de la zona de subducción para un elemento dado en el manto (Pearce *et al.*, 1995). (c) Diagrama Cr versus Yb asumiendo fusión en la facies de Iherzolita con espinela (Pearce y Parkinson, 1993), mostrando las variaciones composicionales en las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Ranchos y las trayectorias petrogenéticas que las conectan con la composición del manto primordial. La variación en cada grupo geoquímico es subparalela al eje y (Cr) y se explica por diferentes grados de fraccionación, mientras que la variación entre grupos es subparalela al eje x (Yb), consistente con diferentes grados de fusión parcial. Ver texto para una mayor explicación

Fig. 11. Trace-element ratio plots of (a) Zr/Yb and (b) Th/Yb versus Nb/Yb for mafic volcanic rocks of the Los Ranchos Fm. The sloped solid line shows patterns of enrichment and depletion of an average N-MORB mantle, and the broken lines represent contours of % subduction zone contribution for a given element in the mantle (Pearce *et al.*, 1995). Vectors for variations caused by subduction zone enrichment and melting history are also illustrated. (c) Cr versus Yb diagram, assuming melting in spinel Iherzolite facies (Pearce and Parkinson, 1993), showing compositional variation in mafic volcanic rocks of the Los Ranchos Fm and the petrogenetic pathways that connect them to primordial mantle composition. The variation within each geochemical group is subparallel to the y axis (Cr) and is explained by differences in degree of fractionation, whereas variation between groups is subparallel to the x axis (Yb), consistent with differences in degree of partial melting. See text for further discussion

de la plagioclasa deducida empíricamente y también a la curva de fusión a lo largo de la línea de cristalización de fases máficas (Fig. 11c). Para las IAT de grupo I y II de la Fm Los Ranchos, este diagrama implica un alto grado (15-25%) de fusión parcial de DM (manto fértil MORB) o un menor grado (1-10%) de fusión de

una fuente DM empobrecida un 10%, pero irreales altos grados de fusión para las boninitas (>40% en condiciones de espinela-out; Pearce y Parkinson, 1993). Así, este diagrama proporciona evidencias adicionales de que el empobrecimiento de la fuente (25-15% de DM) debió jugar un papel principal en la génesis de las rocas boniniticas de la Fm Los Ranchos. Es también evidente en la Fig. 11c que el grupo II y las boninitas pueden ser producidas por la fraccionación de sólo fases máficas, lo cual es consistente con la presencia de fenocristales de olivino y piroxeno en las lavas de la unidad basáltica inferior; mientras que el grupo I requiere, adicionalmente, la cristalización de la plagioclasa a concentraciones bajas de Cr, lo cual concuerda con la abundancia de fenocristales de plagioclasa en la unidad basáltica superior.

Marco tectónico y evolución del volcanismo

La progresión temporal del magmatismo que registra la estratigrafía de la Fm Los Ranchos, se ajusta a los modelos petrogenéticos propuestos para los primeros estadios de una zona de subducción intraoceánica, como el sistema de arco-fosa de Izu-Bonin-Mariana (Pearce *et al.*, 1992; Stern y Bloomer, 1992;

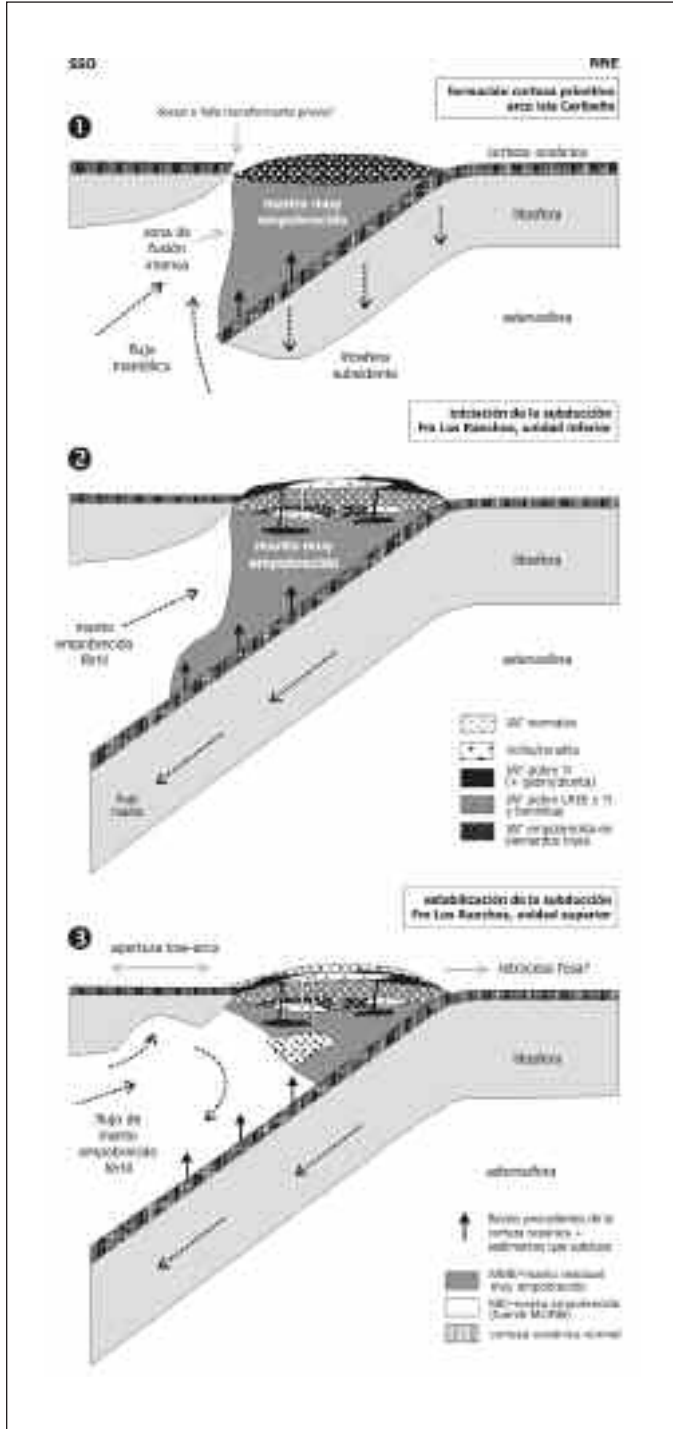


Fig. 12. Modelo tectonomagmático esquemático para la evolución de las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos e intrusión de los batolitos tonalíticos, basado en el modelo de Stern y Bloomer (1992). (1) Iniciación de la subsidencia y altos grados de fusión parcial de manto MORB fértil (DM) para producir magmas IAT normales pobres en elementos traza y un manto muy empobrecido (VDM) residual; (2) continuación de la subsidencia y producción de IAT empobrecidas en LREE-depleted y boninitas por fusión hidratada de VDM, y con el inicio de la subducción la fusión de la base de la corteza del arco para producir magmas tonalíticos; (3) estabilización del frente magmático por subducción continuada, migración lateral de DM fértil a la zona de fusión para producir IAT menos empobrecidas y normal con migración del lugar de extensión a una posición de trasarco

Fig. 12. Schematic tectonomagmatic model for the evolution of the volcanic rocks of the Los Ranchos Fm and intrusion of tonalite batholiths, based on the model of Stern and Bloomer (1992). (1) initiation of subsidence and high degrees of partial melting of fertile MORB mantle (FMM in the sense of Pearce and Parkinson, 1993) to produce trace element poor normal IAT magmas and very depleted mantle (VDM) residue; (2) continued subsidence and production of LREE-depleted IAT and boninites by hydrous melting of residual MORB mantle (RMM in the sense of Pearce and Parkinson, 1993), and with the beginning of subduction melting at the base of the crust to produce tonalitic magmas; (3) stabilization of the magmatic front by continued subduction, lateral migration of FMM to the melting zone to produce less depleted and normal IAT and the migration of the locus of extension to a back arc position

Bloomer *et al.*, 1995). En estos modelos, la generación de los magmas boniniticos se asocia con la fusión a alta temperatura de un manto somero muy empobrecido, asociado con la subducción de corteza oceánica joven. Posteriormente, se forman magmas toleíticos y más calco-alcalinos cuando corteza oceánica más antigua y densa subduce a mayor ángulo en una zona de subducción ya establecida, resultando la fusión de manto profundo menos empobrecido. Aunque el sector de antearco está caracterizado por rocas boniniticas en el arco de Izu-Bonin-Mariana, los datos estratigráficos y las características geoquímicas/isotópicas de las rocas máficas más tempranas de la Fm Los Ranchos e intrusivas, establecen que las IAT empobrecidas en LREE y las boninitas estuvieron temporal, espacial y genéticamente relacionadas. Siguiendo el modelo de Stern y Bloomer (1992), la subsidencia inicial de la lámina que subduce y los altos grados de fusión parcial de manto DM (fuente de MORB), produce magmas toleíticos de grupo I pobres en elementos traza y un manto residual muy empobrecido (VDM). La continuación de la subsidencia produce IAT empobrecidas en LREE y boninitas por fusión hidratada del manto residual (Fig. 12a). A favor de esta interpretación son los moderados a muy altos grados de fusión (5-30% de DM) requeridos por las rocas máficas de grupo II y la naturaleza muy empobrecida de las boninitas de la unidad basáltica inferior de la Fm Los Ranchos. La evolución de las rocas máficas con el tiempo fue acompañada por un cambio en el carácter geoquímico, hacia composiciones menos empobrecidas registradas en la unidad basáltica superior. Este cambio resulta de la adición de DM a la región fuente por su movimiento lateral hacia el área de extensión (Fig. 12b), ya que la lámina que subduce impide su ascenso vertical. En este caso, sin el efecto añadido de descompresión, la nueva cuña de manto fértil puede sufrir grados de fusión parcial típicos de N-MORB (5-15%; Fig. 11c), generándose así IAT normales de grupo I. Las rápidas tasas de formación de corteza propuestas en los modelos de Stern y Bloomer (1992), proporcionan una explicación para la formación de riolitas (y batolitos tonalíticos) pocos millones de años después de la secuencia basáltica inferior, por fusión de la base de la corteza del arco engrosada (Fig. 12c). Las rocas volcánicas de la unidad basáltica superior y los diques máficos e intermedios tardíos que cortan a todas las unidades, tienen características geoquímicas de IAT (grupo I), y son interpretadas como representativas del desarrollo del volcanismo de arco isla normal, después de la estabilización del frente volcánico y la migración del lugar de extensión a una posición de tras-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) su introducción al área y las discusiones sobre la petrología y geoquímica de las rocas ígneas del arco caribeño en la República Dominicana. Los autores agradecen también el apoyo de la Dirección General de Minería del Gobierno Dominicano. La revisión del manuscrito por Pablo Valverde-Vaquero y Claudio Marchesi ha contribuido muy sustancialmente a su mejora.

Referencias

- Barrett, T.J. y MacLean, W.H. 1999. Volcanic sequences, lithochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *En: Barrie, C.T., Hannington, M.D. (Ed.), Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. Reviews in Economic Geology 8, 101-131.
- Bédard, J.H., Lauziere, K., Tremblay, A. y Sangster, A. 1998. Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland: Oceanic crust of boninitic affinity. *Tectonophysics*, 284, 233-245.
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. y Demitriev, L. 1990. REE/non REE element hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82, 1-14.
- Bloomer, S.H. y Hawkins, J.W. 1987. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Marianna trench. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, 256-262.
- Bloomer, S.H., Taylor, B., MacLead, C.J., Stern, R.J., Freyer, P., Hawkins, J.W. y Johnson, L. 1995. Early arc volcanism and the ophiolitic problem: A perspective from drilling in the western Pacific. In Taylor, B., Natland J. (Ed.), *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical Monograph 88, 1-24.
- Bowin, C. 1975. The geology of Española, En: Naim, A. Stehli, F. (Ed.), *The ocean basins and margins: The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Vol. 3. New York, Plenum Press, 501-552.
- Bourdon, L. 1985. *La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): un arc insulaire Crétacé polystructure*. Thèse Doctorale. Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Brown, A.V. y Jenner, G.A. 1989. Geologic setting, petrology and chemistry of Cambrian boninite and low-Ti lavas in western Tasmania. En: Crawford, A.J., (Ed.) *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, London, pp 233-263.
- Clift, P.D. y Dixon, J.E. 1998. Jurassic ridge collapse, subduction initiation and ophiolite obduction in the sou-

- thern Greek Tethys. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91, 123-138.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. y Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: Crawford A.J. (Ed.), *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman London, 1-49.
- Cumming, G.L. y Kesler, S.E. 1987. Lead isotopic composition of the oldest volcanic rocks of the eastern Greater Antilles island arc: *Chemical Geology*, 65, 15-23.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S. 1993. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21, 547-550.
- Dolan, J., Mullins, H. y Wald, D. 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean region: oblique collision, strain partitioning and opposing slabs. En: Dolan, J., Mann, P. (Ed.), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola*. Geological Society American Special Paper, 326, 1-61.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G. y Westercamp, D. 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region. The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 339-374.
- Draper, G. y Lewis, J. 1991. Metamorphic belts in Central Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper, 262, 29-46.
- Draper, G., Mann, P. y Lewis, J. F. 1994. Hispaniola. En: Donovan, S.K., Jackson T.A. (Ed.), *Caribbean Geology: An introduction*. Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Draper, G., Gutiérrez, G. y Lewis, J.F. 1996. Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24, 1143-1146.
- Drummond, M.S. y Defant, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., Montheil, J., García-Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A. 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, 161-186.
- Falloon, T.J. y Crawford, A.J. 1991. The petrogenesis of high calcium boninite lavas from the northern Tonga ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 375-394.
- Friedman, R. 2004. Dataciones Absolutas por el método U/Pb de muestras de rocas ígneas y metamórficas de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 de los Proyectos K Y L. Dirección General de Minería. Santo Domingo. 12 pág.
- Gradstein, F., Agterberg, F., Ogg, J., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. y Huang, Z. 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: Kent, W., Aubry, M., Hardenbol, J. (Ed.), *Geochronology, time scales and global stratigraphy correlation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 54, 95-126.
- Hawkesworth, C.J., Gallager, K., Hergt, J.M. y McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 21, 175-204.
- Hergt, J.M. y Hawkesworth, C.J. 1994. Pb-, Sr- and Nd-isotopic evolution of the Lau BasEn: implications for mantle dynamics during backarc opening. En: Hawkins, J., Parsons, L., Allan, J. (Ed.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 135, 505-517.
- Hernaiz Huerta, P. P., Lewis, J. F., Escuder Viruete, J., Gutiérrez, G., Mortensen, J., Hames, W., Solé J., Martínez, A. y Draper, G. 2000. *Memoria explicativa del Mapa Geológico E. 1:50.000 de Villa Altagracia*. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P. P., Ardévol, L.I., Granados, L., Calvo, J.P., Escuder Viruete, J., García-Senz, J., Díaz de Neira, A., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J., Friedman, R. y Ullrich, T. 2004. *Memoria explicativa del Mapa Geológico E. 1:50.000 de Monte Plata (6272-III)*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 172 pág.
- Horan, S.L. 1995. *The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central, Dominican Republic*. M.S. thesis, University of Florida, 172 p.
- Hughes, C.J. 1973. Spilites, keratophyles and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109, 513-527.
- Humphris, S.E. y Thompson, G. 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 107-125.
- Iturralde-Vinent, M. 1998. Synopsis of the Geological Constitution of Cuba. *Acta Geologica Hispanica*, 33, 9-56.
- 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. (Ed.), *Tectonics and geochemistry of the northeastern Caribbean*. Geological Society of America Special Paper, 322, 67-98.
- Kesler, S.E., Lewis, J.F., Jones, L.M. y Walker, R.L. 1977. Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 65, 91-99.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodríguez, A. y Fondeur, L. 1990a. Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper, 262, 173-186.
- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K. y Cumming, G.J. 1990b. Geology and geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper, 262, 187-201.

- Kesler, S.E., Russell, N. y McCurdy, K. 2003. Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems. *Mineralium Deposita*, 38, 668-682.
- Larter, R.D. Vanneste L.E Morris., P. y Smyth D.K. 2003. Tectonic evolution and structure of the South Sandwich arc. En: Larter, R., Leat P.T. (Ed.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*, Geological Society London Special Publication 219, 255- 284.
- Lewis, J.F. y Draper, G. 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E. (Ed.). *The Geology of North America, The Caribbean region*. Geological Society of America, Colorado, 77-140.
- Lewis, J.F., Astacio, V.A., Espaillet, J. y Jiménez, J. 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimón Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuico deposits. En: Sherlock, R., Barsch, R., Logan A. (Ed.). *VMS deposits of Latin America*. Geological Society of Canada Special Publication, 223-249 pp.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G., Draper, G. y Pérez Estaún, A. 2002. Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 81-122.
- Lebrón, M.C. y Perfit, M. R. 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.
- McCulloch, M.T. y Gamble, J.A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- MacLachlan, K. y Dunning, G.R. 1998. U-Pb ages and tectonomagmatic relationships of early Ordovician low-Ti tholeiites, boninites and related plutonic rocks in Central Newfoundland, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 133, 235-258.
- 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. (ed.), *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.
- Meijer, A. 1980. Primitive arc volcanism and boninitic series: Examples from Western Pacific island arcs. En: Hayes, D.E. (Ed.), *The tectonic and geologic evolution of SE Asian seas and islands*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 23, 269-282.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different groups of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Monthel, J., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Lerouge, C., García-Senz, J., Díaz de Neira, A., Escuder Viruete, J., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J., Friedman, R. y Ullrich, T. 2004. *Memoria explicativa del Mapa Geológico E. 1:50.000 de El Valle (6372-IV)*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 173 pág.
- Murton, B.J., Peate, D.W., Arculus, R.J., Pearce, J.A. y Van der Laan, 1992. Trace-element geochemistry of volcanic rocks from Site 786: the Izu-Bonin forearc. En: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, 211-235.
- Myczynski, R. y Iturralde-Vinent, M. 2005. The Late Lower Albian invertebrate fauna of the Hatillo Formation of Pueblo Viejo, Dominican Republic. *Caribbean Journal of Science*, 41, 782-796.
- Nelson, C.E. 2000. Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. *Mineralium Deposita*, 35, 511-525.
- Pearce, J.A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (Ed.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 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. En: Fryer, P., Pearce, J. A., Stocking, L.B. (Ed.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, 623-659.
- 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. (Ed.), *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.
- Pindell, J.L. 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (Ed.), *Caribbean Geology: an introduction*, University of the West Indies Publishers Association. University of the West Indies Press, Jamaica, 13-39.
- Rollinson, H. 1998. *Using geochemical data: Evaluation, presentation*, interpretation. Longman. Singapore. 325 pp.
- Russell, N. y Kesler, S.E. 1990. Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper, 262, 203-215.
- Schellekens, J.H. 1998. Geochemical evolution and tectonic history of Puerto Rico, En: Lidiak, E.G., Larue, D.K. (Ed.), *Tectonics and geochemistry of the northeastern Caribbea*. Geological Society of America Special Paper 322, 35-66.

- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Smith, I.E.M., Worthington, T.J., Steward, R.B., Price, R.C. y Gamble, J.A. 2003. Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. En: Laster, R.B. y Leat, P.T. (Ed.) *Intraoceanic subduction systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society London Special Publication 219, 99-118.
- 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105, 219-241.
- Spadea, P. y Scarrow, J.H. 2000. Early Devonian boninites from the Magnitogorsk arc, southern Urals (Russia): Implications for early development of a collisional orogen. En: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas A. (Eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program*. Geological Society of America Special Paper 349, 461-472.
- Stern, R.J., Morris, J., Bloomer, S.H. y Hawkins, J.W. 1991. The source of the subduction component in convergent margin magmas: rare element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1467-1481.
- Stern, R.J. y Bloomer, S.H. 1992. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1621-1636.
- 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.
- Tatsumi, Y. y Eggins, S. 1995. *Subduction Zone Magmatism*, Blackwell Science, Cambridge, MA, p. 211.
- 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: Smellie, J.L. (Ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. *Geological Society London Special Publication*, 81, 115-134.
- Tamura, Y. y Tatsumi, Y. 2002. Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Petrology*, 43, 1029-1047.
- Ullrich, T.D. 2004. *Summary Report on ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating for the Geothermometric Mapping Projects of the Dominican Republic (SYSMIN)*. Dirección General de Minería. Santo Domingo. 98 pág.
- Van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Pearce, J.A. y Murton, B.J. 1992. Petrography, mineral chemistry and phase relations of the basement boninite series of Site 786, Izu-Bonin forearc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 125, 171-201.
- Winchester J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation 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.

Recibido: junio 2006

Aceptado: septiembre 2006