

# Tectónica y geoquímica de la Formación Amina: registro del arco isla Caribeño primitivo en la Cordillera Central, República Dominicana

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

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

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

(3) BRGM. Av. Guillemin. 45060 Orléans. Francia.  
m.joubert@brgm.fr, p.urien@brgm.fr, g.stein@brgm.fr

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

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

## RESUMEN

Localizada en el NO de la Cordillera Central, la Formación Amina comprende una secuencia de protolitos volcánicos de edad Cretácico Inferior variablemente deformados y metamorfizados. La deformación fue heterogénea y consistió en un cizallamiento dúctil regional oblicuo dirigido al N y NO, que produjo una fábrica plano-lineal Sp-Lp penetrativa de características miloníticas y una macroestructura consistente en un apilamiento de láminas cabalgantes de espesor kilométrico inclinadas hacia el SO. El metamorfismo sin-Sp fue en condiciones de la facies de los esquistos verdes de baja-T y localmente de la prehnita-pumpellita. Los estudios combinados cartográfico, geoquímico e isotópico Sr-Nd de la Fm Amina permiten identificar cuatro protolitos básicos y un tipo adicional de ácidos: toleítas de arco isla; toleítas de arco isla pobres en Ti y LREE; boninitas; basaltos de afinidad calco-alcalina; y riolitas. La fuente de estas rocas fue un manto variablemente empobrecido, al que se superpone un componente subductivo. Desde un punto de vista geoquímico, isotópico y petrogenético, existe una gran similitud entre los protolitos de las Formaciones Amina y Maimón con las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos, que implica que las rocas del primer grupo son los equivalentes tectonometamórficos del segundo. Todas ellas tienen las características típicas de series ígneas de arcos isla intraoceánicos, por lo que en conjunto representan la formación y desarrollo del arco isla Caribeño primitivo en el segmento de La Española durante el Aptiense-Albiense. Los mapas geoquímicos y transversales regionales de elementos traza seleccionados para el conjunto de las tres formaciones, permiten inferir, para la de la zona de subducción relacionada, una localización al O, NO y N respecto a la actual posición del dominio de Amina-Maimón.

Palabras clave: arco isla Caribeño, boninitas, isótopos Sm-Nd, rocas félsicas, toleítas de arco-isla

## ***Tectonics and geochemistry of the Amina Formation: record of the primitive caribbean island-arc in the Cordillera Central, Dominican Republic***

### ABSTRACT

*Located in the NW Cordillera Central, the Lower Cretaceous Amina Fm comprises a sequence of volcanic protoliths variably deformed and metamorphosed. The deformation was heterogeneous and consisted in N- to NW-directed regional ductile oblique shearing, which produces a penetrative plano-linear Sp-Lp fabric of mylonitic characteristics and a macrostructure consistent in thrust-nappe stack inclined to the SW. The sin-Sp metamorphism was in the low-T greenschist and locally prehnite-pumpellyite facies conditions. Combined detailed mapping, geochemistry and Sr-Nd isotopic studies have shown that the Amina Fm include four mafic protoliths and an additional felsic one: island arc tholeiites, Ti and LREE-depleted island arc tholeiites, boninites, calc-alkaline basalts and low-K rhyolites. The source for these rocks was a variably depleted mantle, overprinted by a subduction zone component. There are strong geochemical, isotopic and petrogenetic similarities between the Amina and Maimón Fm protoliths and the Los Ranchos Fm volcanic rocks, which imply that the first group of rocks is the tectonometamorphic equivalent of the second. All of these rocks have the typical characteristics of intra-oceanic island-arc igneous suites and so, all together they represent the formation and development of the primitive Caribbean island arc in Hispaniola during the Aptian-Albian. The regional geochemical maps and transverses of selected trace elements for the three formations ensemble suggests a location for the related subduction zone, to the W, NW and N of the current position of the Amina-Maimón domain.*

*Key words: boninite, Caribbean island arc, Island arc tholeiite, felsic rocks, Sm-Nd isotopes*

## Introducción

Las rocas volcánicas de las Antillas Mayores han sido clasificadas en relación a tres estadios evolutivos de desarrollo del arco isla Caribeño (Donnelly y Rogers, 1980; Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 2005). El primer estadio está representado por basaltos oceánicos N-MORB y rocas volcánicas básicas/ultrabásicas de *plateau* con una sedimentación pelágica relacionada, que afloran en diversos puntos de la región caribeña. El segundo estadio está formado por las series toleíticas que caracterizan el volcanismo más primitivo del arco isla (*primitive island arc*, PIA), con una sedimentación pelágica y marina somera asociada, frecuentemente de características turbidíticas. El tercer estadio está constituido por las rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias de afinidad calco-alcalina, que caracterizan los estadios de desarrollo en el arco más maduros. Respecto a los basaltos N-MORB, las rocas del PIA se

caracterizan por un componente subductivo, consistente en un enriquecimiento selectivo en los elementos LIL, altas relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y bajos contenidos en HFSE (*high field strength elements*: Zr, Nb, Ta, Hf, Ta, Ti e Y), Th y HREE (*heavy rare earth elements*), de tal forma que los diagramas de REE son típicamente planos o muestran un ligero empobrecimiento en LREE (*light-REE*).

En la isla de La Española, las rocas volcánicas Cretácico Inferior del PIA están representadas por las formaciones de Los Ranchos, Maimón y Amina (Antonini, 1968; Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1982, 1991; Kesler *et al.*, 1990a, b, 2005; Escuder Viruete *et al.*, 2006; Fig. 1). Las características geoquímicas de la Fm Los Ranchos se describen en un trabajo de este mismo volumen (Escuder Viruete *et al.*, 2007). Desde un punto de vista geoquímico, los protolitos de la Fm Maimón son equivalentes a los de la Fm Amina, e incluyen principalmente rocas volcánicas variablemente deformadas y metamorizadas. En áreas poco deformadas de ambas unidades, se han reconocido

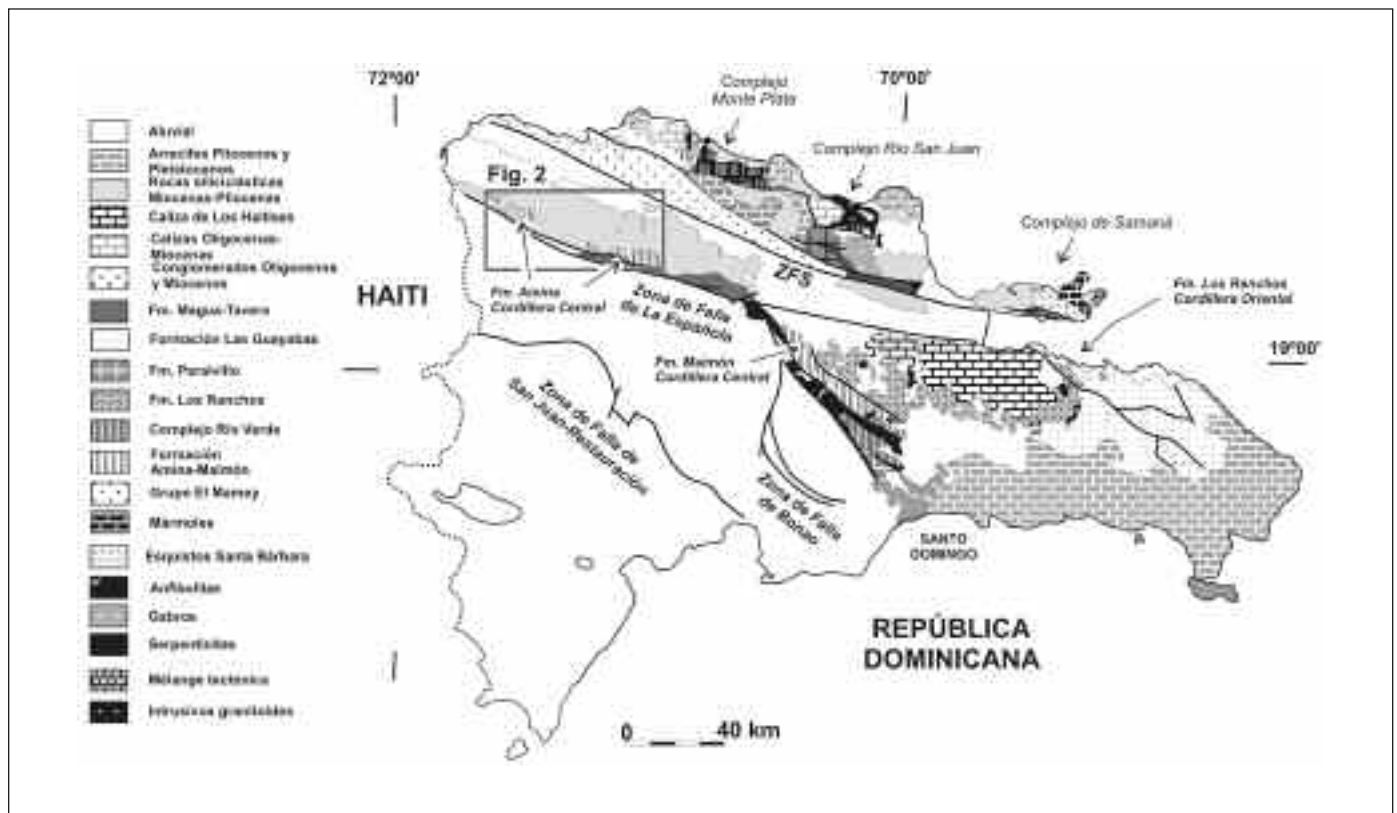


Fig. 1. Mapa geológico esquemático del área septentrional de la República Dominicana (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). El recuadro señala el mapa de la Fm Amina en el NO de la Cordillera Central de la Fig. 2. ZFE= Zona de Falla de La Española; ZFS= Zona de Falla Septentrional; ZFY= Zona de Falla del Yabón

Fig. 1. Schematic geological map of the northern Dominican Republic (mod. from Lewis and Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). Inset box shows map of the Amina Fm in NW Cordillera Central in Fig. 2. ZFE= Hispaniola Fault Zone; ZFS= Septentrional fault zone; ZFY=Yabón fault zone

depósitos de lavas y fragmentarios (metavulcanitas), incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas, pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos, con ocasionales niveles de calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990a; Lewis *et al.*, 1995, 2000; Contreras *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004). Draper y Lewis (1991) describen el volcanismo bimodal que representa la Fm Maimón, afectada por una alteración espilitica, como registro de la actividad magmática del PIA durante el Cretácico inferior. Kesler *et al.* (1990a, b), relacionan los protolitos de la Fm Maimón y la Fm Los Ranchos, separadas por el Cabalgamiento de El Hatillo, con el magmatismo de un arco magmático activo durante el intervalo Neocomiense-Aptiense. Horan (1995) aporta datos isotópicos de Sr, Nd y Pb, que permiten sugerir una misma fuente MORB para todo el magmatismo bimodal más antiguo de las Antillas Mayores. Recientemente, Lewis *et al.* (2000, 2002) reconocen similitudes entre las rocas más empobrecidas de la Fm Maimón con las boninitas y riolitas de los arcos- isla del SO Pacífico (Pearce *et al.*, 1992; Bloomer *et al.*, 1995; Smith *et al.*, 2003). Estos autores concluyen que estos materiales fueron generados durante los primeros estadios de crecimiento del arco isla Caribeño, posiblemente en el sector de antearco, representando la Fm Los Ranchos el magmatismo axial del arco. Otras rocas del PIA regionalmente equivalentes son la Fm Isla del Agua en las Islas Vírgenes, las unidades pre-Robles y Daguao-Figuera en Puerto Rico, las Fms Tenemé, Los Pasos y pre-Camujiro en Cuba (Donnelly y Rogers, 1980; Schellekens, 1998; Lebrón y Perfit, 1994; Iturralde-Vinent, 1998; Kerr *et al.*, 1999; Proenza *et al.*, 2006).

En Loma Pesada y Cerro de Maimón, Lewis *et al.* (2000, 2002) describen los protolitos representativos del magmatismo básico-ácido en la Fm Maimón. Los metabasaltos y esquistos máficos son toleítas de afinidad boninitica con bajo contenido (% en peso) en  $TiO_2$  (<0.4%) y alto en MgO (hasta 16%), hasta típicas toleítas de arco oceánico ( $TiO_2=0.5-0.8\%$  y  $MgO<8.0\%$ ). Respecto a N-MORB, las rocas boniniticas presentan un fuerte empobrecimiento en Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y REE. Sin embargo, parte de los metabasaltos de Loma Pesada presentan un mayor contenido en  $TiO_2$  y relación Fe/Mg, tratándose de términos más evolucionados. Las metavulcanitas ácidas, esquistos cuarzo-plagioclásicos y metapórfidos riolíticos muestran una distribución de REE plana respecto a la condrita, con una anomalía negativa de Eu. Como los metabasaltos, las rocas ácidas tienen una signatura subductiva consistente en un enriquecimiento en ele-

mentos LIL (*large ion-lithophile* elements: Rb, Ba, Sr, Cs, U, Pb y Th) y un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB.

Draper *et al.* (1996) proponen una subdivisión de la Formación Maimón en dos dominios estructurales y metamórficos subparalelos: la zona de cizalla de Ozama, formada por milonitas máficas y félsicas generadas en una zona de cizalla dúctil en condiciones de la facies de los esquistos verdes; y la zona de El Altar, constituida por una alternancia de metavulcanitas máficas y félsicas internamente menos deformadas, que muestran un desarrollo variable de esquistosidad en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita y los esquistos verdes de menor temperatura. Según estos autores, la zona de cizalla de Ozama se formó durante la obducción de un fragmento de litosfera oceánica durante el Aptiense-Albiense, constituida por el Complejo Duarte y la peridotita de Loma Caribe suprayacentes.

En el presente trabajo se describen las características geométricas y cinemáticas de la deformación dúctil y el metamorfismo que afecta a la Fm Amina en el sector NO de la Cordillera Central, y se incluyen los primeros datos geoquímicos (traza y REE) e isotópicos (Rb/Sr y Sm/Nd) de estos materiales. El estudio geoquímico de la Fm Amina tuvo por objeto la caracterización magmática de los protolitos, establecer correlaciones químico-estratigráficas con otras unidades de PIA y proponer su probable entorno tectonomagmático de formación. Los resultados obtenidos refuerzan la correlación entre las diferentes unidades del PIA en La Española y proporcionan algunas restricciones a los modelos tectónicos propuestos para la región durante el Cretácico Inferior.

### Descripción de los materiales

Las rocas de la Fm Amina aparecen en las hojas a escala 1:50.000 de Dajabón, Martín García, Santiago Rodríguez y Monción (Figs. 2, 3). En función del grado de deformación, los principales tipos litológicos reconocidos son: metariolitas y metariodacitas, metaandesitas, metaaglomerados volcánicos, alternancias de metatobas básicas y ácidas, y cuarzoesquistos y esquistos máficos miloníticos (Fig. 4). Las abreviaciones minerales utilizadas en su descripción proceden de Kretz (1983).

Las metariolitas y metariodacitas son los términos ácidos relativamente menos deformados de la Fm Amina. Se trata de metavulcanitas porfídicas de color claro, con fenocristales relictos de cuarzo y feldespatos, rodeados por una matriz de grano fino variablemente foliada. Texturalmente, los fenocristales son

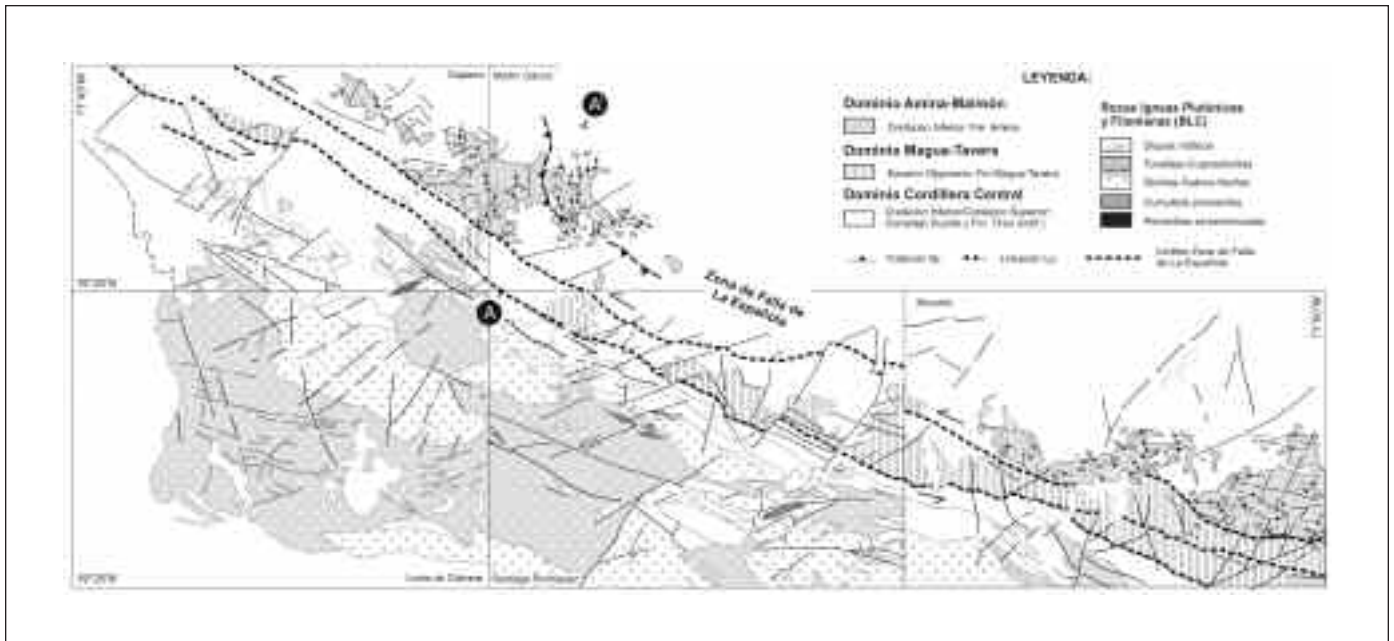


Fig. 2. Mapa Geológico de la Fm Amina en el NO de la Cordillera Central (Proyecto SYSMIN). Se señalan los límites de las Hojas Topográficas Nacionales a E. 1:50.000

Fig. 2. Geological map of Amina Fm in NW Cordillera Central (SYSMIN Project). Limits of 1:50.000 National Topographic sheets are shown

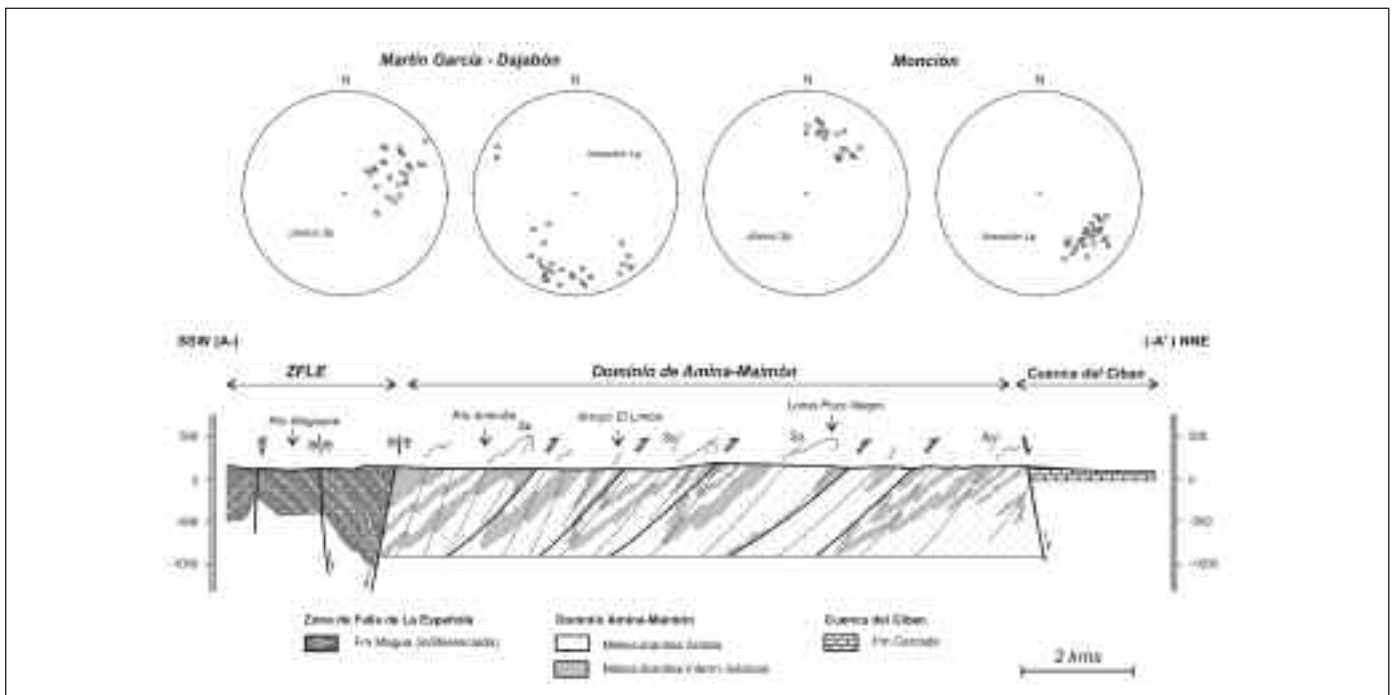


Fig. 3. (arriba) Proyecciones estereográficas de la foliación (Sp) y la lineación (Lp) metamórficas en los sectores de Martín García-Dajabón y Monción (abajo) Corte geológico de la Fm Amina según una transversal situada aproximadamente al SO de la hoja Martín García, mostrando su macroestructura consistente en varias láminas cabalgantes internamente plegadas de forma isoclinal

Fig. 3. (up) Stereonets of metamorphic foliation (Sp) and lineation (Lp) in Martín García-Dajabón and Monción structural areas. (down) Geologic cross-section of the Amina Fm through the SW area of Martín García, showing its macrostructure consistent in several internally folded thrust-sheets

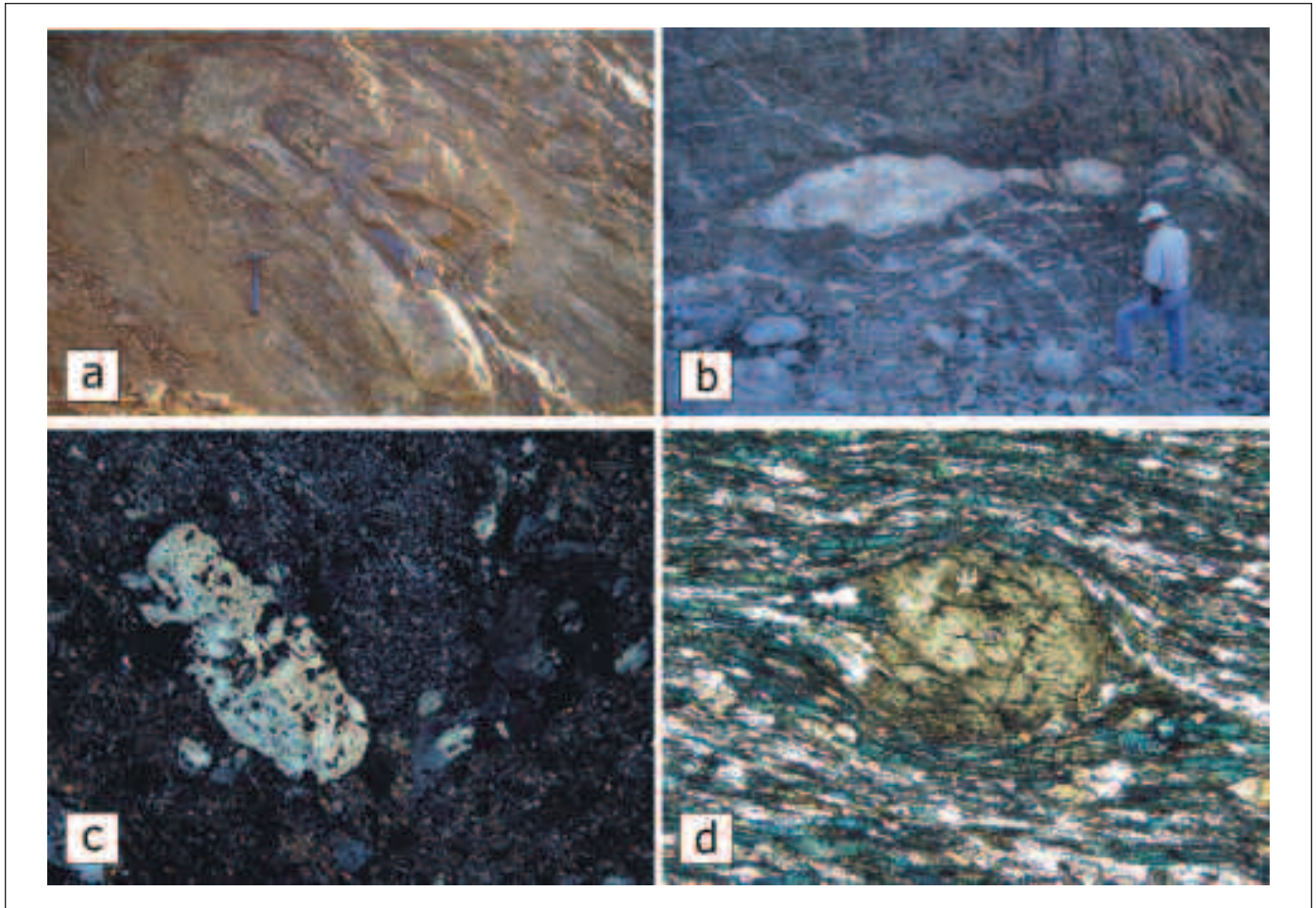


Fig. 4. Aspecto de campo de la Fm Amina: (a) Pliegue isoclinal de un nivel rico en cuarzo en los cuarzo-esquistos. Notar como la Sp es la de plano axial del pliegue. Inmediaciones del Embalse de Monción; y (b) Venas de cuarzo mineralizadas con sulfuros de Cu-Ag cizalladas, plegadas isoclinalmente y boudinadas paralelamente a la Sp, justo debajo del contacto entre esquistos cuarzo-feldespáticos claros (arriba) y esquistos máficos oscuros (debajo). Inmediaciones del Embalse de Monción. Texturas de Fm. Amina: (c) Metariolita porfídica relativamente poco deformada. Notar el fenocristal de plagioclasa (Pl) sobre una matriz completamente reemplazada por un fino agregado de cuarzo, albita, epidota, sericita y opacos; y (d) Esquistos máficos miloníticos. Notar el porfiroclasto de clinopiroxeno (Cpx) rodeado y parcialmente pseudomorfo por anfíbol cálcico (Anf-Ca), así como por un agregado de albita, epidota y nematoblastos de actinolita orientados paralelamente definiendo la fábrica Sp-Lp. Ambas microfotografías con nicole cruzados. Anchura del campo=5mm

Fig. 4. Field aspect of the Amina Fm: (a) Isoclinal folding of a quartz-rich level in quartz-feldspathic schists. Note that Sp is the axial-plane foliation of the fold. Environs of Monción Dam; and (b) Quartz-veins mineralized with Cu-Ag sulphurs sheared, folded and boudinaged parallel to the Sp, just below the contact between whitish quartz-feldspathic schists (up) and dark mafic schist (down). Environs of Monción Dam. Textures of the Amina Fm: (c) Relatively undeformed porphyritic metarhyolite. Note the plagioclase (Pl) phenocrysts over a matrix reemplazada by a fine-grained aggregate of quartz, albite, epidote, sericite and opaque minerals; and (d) Mylonitic mafic schists. Note the clinopyroxene (Cpx) porphyroblast surrounded and partially pseudomorphized by amphibole (Anf-Ca), and by albite, epidote and actinolite nematoblasts parallel to the Sp-Lp fabric. Both are cross polars microphotographs. Field width =5mm

porfiroclastos elongados paralelamente a la esquistosidad principal (Sp), con sombras de presión rellenas por agregados de Qtz+Ms+Chl. La Sp está definida por lepidoblastos de Ms+Chl e hiladas de opacos. Las metaandesitas constituyen los términos intermedio-básicos del magmatismo, que forman macizos relativamente poco deformados, como la Loma Pozo Negro en el área de Martín García, o alternan con

metavulcanitas ácidas a la escala métrica. Los protolitos son andesitas y dacitas porfídicas con anfíbol y plagioclasa. Al microscopio la mineralogía ígnea a sido transformada a un fino agregado de Act+Chl+Ms±Ep±Ab, variablemente elongado con la Sp, dando lugar a rocas de color gris-verdoso. Sin embargo, se han reconocido microfenocristales relictos de Cpx, Hbl y Pl.

Los metaaglomerados volcánicos aparecen en el área de Monción y consisten en rocas cuarzo-feldespáticas claras, poco esquistosas, de textura fragmentaria preservada. Se han reconocido fragmentos poligénicos de dacitas y riolitas vesiculares, basaltos microporfídicos, basaltos porfídicos con piroxeno y probablemente olivino, que recuerdan a los Miembros Meladito o La Naviza de la Fm Los Ranchos. La deformación ha producido una Sp irregular que rodea a los fragmentos aplastados, donde la asociación metamórfica  $Chl+Ep+Ms+Ab\pm Act\pm Prh+Op$  reemplaza a los minerales ígneos. Las alternancias de metatobas básicas y ácidas forman tramos de potencia métrica a decamétrica, en los que están variablemente deformadas y metamorfizadas. En sectores poco deformados presentan una característica alternancia centimétrica de niveles félicos oscuros y ácidos claros, heredada del protolito volcánico. En sectores deformados, como en el área del embalse de Monción, la alternancia es transpuesta por un bandeado tectonometamórfico, donde la mineralogía ígnea ha sido reemplazada por un fino agregado de  $Ms+Chl+Ep\pm Prh+Pmp$  en los niveles básicos y de  $Ab+Qtz+Ms+Ep+Chl\pm Prh$  en los ácidos. Los fenocristales relictos preservados son de piroxeno, plagioclasa y cuarzo.

Los cuarzoesquistos miloníticos son los términos ácidos más deformados de la Fm Amina, que afloran en el sector SO de la hoja de Martín García o en las inmediaciones del embalse de Monción. Se trata de rocas esquistosas cuarzo-feldespáticas claras, de grano fino a muy fino y una fábrica plano-lineal (Sp-Lp) penetrativa no-coaxial, generalmente de características milonítico-filoníticas. La Sp está definida por lepidoblastos de  $Chl+Ms$ , que alternan con agregados elongados de  $Ab\pm Ep\pm Act$  y *ribbons* policristalinos de Qtz. La lineación Lp está definida por la elongación de agregados cuarzo-feldespáticos elipsoidales y de las sombras de presión en torno a porfiroclastos de tipo  $\delta$  y  $\sigma$  (Passchier y Trouw, 1996). Los esquistos máficos miloníticos representan los términos metavolcánicos intermedio-básicos más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Se trata de esquistos clorítico-anfibólico-epidóticos de grano fino a muy fino, y fábrica Sp-Lp penetrativa. Texturalmente presentan un microbandeado de alternancia de niveles ricos en  $Chl+Act+Ep$  con otros ricos en  $Ab+Qtz$ . La Lp está definida por agregados de prismas de Act, la elongación de porfiroblastos de Ab y *ribbons* de Qtz. Son frecuentes los porfiroclastos de plagioclasas fragmentadas ígneas con colas de recristalización asimétricas y texturas *pull-apart* rellenas de Ab.

## Estructura

### Encuadre macroestructural

La Formación Amina pertenece al denominado dominio de Amina-Maimón (Mann *et al.*, 1991; Draper y Lewis, 1991), que incluye rocas metamórficas de edad Cretácico Inferior cubiertas por los sedimentos neógenos de la cuenca de El Cibao. La Zona de Falla de La Española (ZFLE) es la mayor macroestructura tectónica que afecta a isla (Fig. 1), yuxtaponiendo el dominio de Amina-Maimón frente al de la Cordillera Central (Draper *et al.*, 1994). La formación de cuencas de dirección ONO-ESE relacionadas con el movimiento transcurrente sinistro de la ZFLE y su relleno simultáneo con la Fm Magua y buena parte del Grupo Tavera (Palmer, 1979), indica que la yuxtaposición de ambos dominios se produjo durante el intervalo Paleoceno-Eoceno Medio al Oligoceno-Mioceno Inferior fundamentalmente (Contreras *et al.*, 2004; Escuder Viruete, 2004). A partir del Mioceno Superior, la tectónica transcurrente produjo grandes zonas de desgarre sinistro de dirección NO-SE a ONO-ESE, que coexisten con otros ENE-OSO a E-O también sinistros (Mann *et al.*, 1991; Calais *et al.*, 1995). Esta tectónica transpresiva neógena, que continúa en la actualidad, ha producido el levantamiento de la Cordillera Central y su profunda erosión, así como un importante aporte de terrígenos que rellenan al N la Cuenca del Cibao.

### Fábricas y estructuras

Las rocas de la Fm Amina se caracterizan por el desarrollo de fábricas y estructuras dúctiles sinmetamórficas. En la zona estudiada (Fig. 2), se observa un gradiente de aumento de la deformación interna y el grado metamórfico en las rocas desde el NNE hacia el SSO, perpendicular a la dirección ONO-ESE de las principales estructuras. Siguiendo este gradiente, se distinguen desde rocas relativamente poco deformadas, que preservan minerales y texturas ígneas relictas, hasta rocas completamente recristalizadas que han desarrollado una fábrica dúctil plano-lineal (Sp-Lp) penetrativa, de características milonítico-filoníticas. La distribución cartográfica de los protolitos intermedio-básicos y ácidos de la Fm Amina, define una alternancia de ambas litologías formando láminas de 0.5-1.5 km de espesor estructural. El acuñaamiento lateral de estas láminas y la existencia en la alternancia litológica de zonas de charnela de escala cartográfica, sugiere la existencia de antiformes y sinformes formados durante la etapa de deformación regional principal, ya que la esquistosidad Sp es la de plano axial.

A escala de afloramiento, la Sp presenta ángulos de buzamiento medios y bajos hacia el SO y S, y una dirección general ONO-ESE a O-E en el área de Monción, que gira a NNO-SSE a N-S en el área de Martín García-Dajabón (Fig. 3). La Sp es la primaria, ya que en dominios poco deformados se observan las texturas ígneas. La Sp contiene una lineación de estiramiento y mineral Lp penetrativa, cuya dirección general también cambia de NO-SE en el área de Monción a NNO-SSE y NNE-SSO en la de Martín García y Dajabón. La Lp de estiramiento mineral presenta ángulos de inmersión medios y bajos hacia el SSO, S y SE (Fig. 3). El carácter no-coaxial de la deformación está indicado por las fábricas S-C en zonas de cizalla mesoscópicas anastomosadas, el boudinage asimétrico de la foliación y la asimetría de las sombras de presión en torno a los porfiroclastos de Cpx, Pl y Qtz. En toda el área estudiada, la asimetría de estas mesoestructuras indica un sentido de cizallamiento inverso de techo hacia el N y NO, paralelo a la Lp. Asociado al cizallamiento se produjo un intenso plegamiento isoclinal e intrafoliar de vergencia al N y NE, en el que los ejes de pliegues de escala métrica-decimétrica son subparalelos a la Lp (Fig. 2), habiéndose observado *sheath folds*. En ciertas bandas aparecen venas centimétricas de Qtz±Ep frecuentemente mineralizadas con sulfuros de Cu-Ag. Estas venas eran inicialmente oblicuas a la Sp, pero con la deformación progresiva han sido plegadas isoclinalmente y cizalladas en los flancos, rotando hasta paralelizarse con la Sp. La asimetría de las venas plegadas y del boudinage asimétrico establece también un cizallamiento inverso dirigido hacia el N y NO. La Sp puede aparecer plegada intrafoliarmente o en boudines sin-Sp como resultado del cizallamiento progresivo. En el borde S del dominio, resulta afectada por una S<sub>p+1</sub> de crenulación relacionada con la deformación de la ZFLE.

### **Interpretación de la deformación**

La deformación en la Fm Amina fue heterogénea y consistió en un cizallamiento dúctil regional dirigido al N y NO. El cizallamiento produjo la imbricación dúctil de los dos tipos composicionales de protolitos, formando un apilamiento de láminas cabalgantes (*thrust nappes*) de espesor kilométrico e inclinadas hacia el SO (Fig. 3). La intensidad de la deformación y el desarrollo de fábricas miloníticas es mayor hacia el S y SO, es decir, hacia los niveles estructurales más altos de la secuencia estructural. La pérdida de continuidad lateral de las zonas de charnela cartográficas y las relaciones de corte entre láminas observadas en el área de Martín García (Fig. 2, 3), sugieren que los

cabalgamientos dúctiles fueron formados en los flancos inversos de los antiformes. Se desconoce en detalle la edad del cizallamiento dúctil, ya que los intentos de datar por Ar-Ar los anfíboles sin-Sp han sido infructuosos. No obstante, la presencia de venas de Qtz±Cu-Ag intruidas y cizalladas de sin- a tardi-Sp, sugiere una contemporaneidad de la deformación con las últimas manifestaciones filonianas del magmatismo de arco en el dominio de Amina-Maimón. Por ello, teniendo en cuenta las edades obtenidas para la Fm Los Ranchos y los batolitos tonalíticos intrusivos en ella (de 115 a 109-106 Ma; Escuder Viruete *et al.*, 2007), estos últimos geoquímicamente equivalentes con las rocas volcánicas ácidas de la Fm. Amina (ver después), la deformación debió ser posterior al límite Aptiense-Albiense (~112 Ma). Por otro lado, la deformación es previa a la formación de la ZFLE, que corta y verticaliza tanto la foliación Sp como los depósitos sintectónicos de la Fm Magua y el Grupo Tavera suprayacentes a partir del Paleógeno.

### **Distribución y condiciones P-T del metamorfismo**

Las rocas de la Fm Amina contienen asociaciones minerales relacionadas con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis pre-Sp estática de carácter hidrotermal; y (2) una blastesis sin-Sp dinamo-térmica. La primera está relacionada con la alteración de fondo oceánico (espilitización) tardi y post-magmática de los protolitos, siendo por tanto de edad Cretácico Inferior. Este metamorfismo es de carácter pseudomórfico, preservando las texturas pero generalmente no la mineralogía ígnea. Las asociaciones minerales formadas indican condiciones P-T de la facies de prehnita-pumpellita. La blastesis dinamo-térmica origina asociaciones minerales que definen la fábrica Sp-Lp. En protolitos ácidos produce la asociación: Qtz+Ab+Ms+Chl+Sph±Bt±Prh±Ep+Op; y en los intermedio-básicos Ab+Chl+Ms+Prh+Pmp+Ep+Op y Act+Chl+Ep+Ab+Ms+Cal+Sph+Op, indicativas de las facies de prehnita-pumpellita y esquistos verdes de baja-T (sin granate), respectivamente (Evans, 1990). El contacto cartográfico entre ambas facies, definido por una isograda de actinolita-*in*, se localiza al NE del Embalse de Monción próxima a un cabalgamiento y subparalelo a su traza. Por lo tanto, es posible que la deformación dúctil continúe después de la blastesis metamórfica, deformando a las isogradas. Esta interpretación está favorecida por la presencia de texturas *pull-apart* subperpendiculares a la Lp en la Act y rellenas de Chl+Ms, indicativas de un descenso en la T durante la deformación. La Tabla 1 incluye la composición de anfíboles sin-Sp obtenida mediante micro-

sonda en los esquistos máficos del Embalse Monción. Los anfíboles analizados son cálcicos y de composición actinolita (Leake *et al.*, 1998), sin que se hayan observado anfíboles sódicos o calco-sódicos. Posteriormente, los esquistos de la Fm Amina fueron filonitizados y cataclastizados por la ZFLE.

**Geoquímica**

**Técnicas analíticas**

Muestras representativas de cada tipo litológico de la Fm Amina fueron inicialmente machacadas, cuarteadas a 250 grs y pulverizadas en un molino de ágata hasta que el 95% de la muestra pasara por la malla de 106 micras. Los análisis de elementos mayores, traza y tierras raras fueron realizados en *ACME*

*Laboratories* (Vancouver, Canadá). Los elementos analizados (y límites de detección en % en peso o ppm) por XRF (*X-ray fluorescence*) fueron: SiO<sub>2</sub> (0,02), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,03), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,04), CaO (0,01), MgO (0,01), Na<sub>2</sub>O (0,01), K<sub>2</sub>O (0,04), MnO (0,01), TiO<sub>2</sub> (0,01), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,01), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,001), LOI (0,1), C (0,01), S (0,01), Ba (5), Ni (30) y Sc (1). Los elementos (y límites de detección en ppm) analizados por ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) fueron: Ag (0,1), As (1), Au (0,5 ppb), Ba (0,5), Bi (0,1), Cd (0,1), Co (0,5), Cs (0,1), Cu (0,1), Ga (0,5), Hf (0,5), Hg (0,1), Mo (0,1), Nb (0,5), Ni (0,1), Pb\* (0,1), Rb (0,5), Sb (0,1), Se (0,5), Sn (1), Sr (0,5), Ta (0,1), Th (0,1), Tl (0,1), U (0,1), V (5), W (0,1), Y (0,1), Zn (1), Zr (0,5), La (0,5), Ce (0,5), Pr (0,02), Nd (0,4), Sm (0,1), Eu (0,05), Gd (0,05), Tb (0,01), Dy (0,05), Ho (0,05), Er (0,05), Tm (0,05), Yb (0,05) y Lu (0,01). El error analítico fue determinado comparando los análisis con patrones. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, por lo que fue recalculado como Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO·1,11135 y FeO<sub>calc</sub>=FeO/(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO<sub>2</sub> a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como 100·mol MgO/(mol MgO+mol FeO), donde FeO=0,8·Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,2·Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>. Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

Las rocas de la Fm Amina han experimentado procesos de alteración y metamorfismo que han modificado las concentraciones primarias de varios elementos mayores y traza. Por ejemplo, en un diagrama K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O *versus* K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) de Hughes (1973), que puede ser utilizado para visualizar rocas espilitizadas o con un metasomatismo potásico, muchas de las rocas caen en el campo de los basaltos alterados. Por otro lado, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) son movilizados fácilmente durante la deformación y el metamorfismo. Por lo tanto, la interpretación geoquímica basada en estos elementos plantea incertidumbres. Sin embargo, resulta poco probable que los Mg# relativamente altos obtenidos se atribuyan a procesos post-magmáticos, ya que la relación MgO/FeO no cambia significativamente durante la alteración espilitica de fondo oceánico (Humphris y Thompson, 1978), y los Mg# obtenidos deben por tanto reflejar los procesos ígneos primarios. Muchos investigadores concluyen que los HFSE (Nb, Ta, Y, Zr, Hf, TiO<sub>2</sub>), el Th, algunos elementos de transición (Cr, Ni, V, Sc), las REE y la composición isotópica de Nd, resultan ser esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones meta-

SiO <sub>2</sub>	53,26	53,27	52,73	53,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	1,45	2,01	1,6
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,04	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,03	0,06
FeO	15,89	15,7	15,87	15,18
MnO	0,36	0,42	0,34	0,4
MgO	12,52	13,05	12,82	12,74
CaO	11,2	10,7	10,46	10,95
Na <sub>2</sub> O	0,91	1,04	1,17	0,94
K <sub>2</sub> O	0,14	0,09	0,1	0,07
Suma	96,05	95,75	95,55	95,2
Si	7,9	7,88	7,8	7,94
Al <sup>IV</sup>	0,1	0,12	0,2	0,06
Al <sup>VI</sup>	0,21	0,13	0,16	0,22
Ti	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,28	0,35	0,05
Fe <sup>2+</sup>	1,94	1,66	1,61	1,84
Mn	0,05	0,05	0,04	0,05
Mg	2,77	2,88	2,83	2,83
Ca	1,78	1,7	1,66	1,75
Na	0,26	0,3	0,34	0,27
K	0,03	0,02	0,02	0,01
Cat.	15,07	15,01	15,02	15,03
Mg/Fe	0,59	0,63	0,64	0,61

Tabla 1. Análisis representativos de anfíboles en las metavulcanitas básicas de la Fm Amina  
 Table 1. Representative analysis of amphiboles from basic metavulcanites of Amina Fm



Unidad Muestra	Amina FC-9106	Amina MJ 9049	Amina FC 9110	Amina RMD9068	Amina FC9068B	Amina MJ 9122	Amina FC 9091	Amina PU/MJ 9037
Tipo	3	1	2	1	1	4	5	5
SiO <sub>2</sub>	52,9	49,85	48,1	35,87	47,89	50,58	70,81	77,66
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,92	0,4	0,74	1,05	0,95	0,28	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	17,38	18,45	16,82	16,89	16,17	14,3	11,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,47	11,85	9,15	8,86	9,04	10,47	3,18	1,66
MgO	7,26	4,72	4,44	3,07	8,24	5,08	0,65	0,33
CuO	9,08	5,98	13,1	5,3	11,21	8,84	1,3	0,83
Na <sub>2</sub> O	5,17	5,06	0,74	5,48	2,82	2,61	7,09	5,15
K <sub>2</sub> O	0,36	0,09	0,05	0,39	0,17	1,73	0,71	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,1	0,04	0,08	0,14	0,31	0,05	0,02
MnO	0,16	0,21	0,15	0,14	0,15	0,17	0,03	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,051	0,001	0,015	0,005	0,031	0,005	0,003	0,001
LOI	5,6	3,4	5,2	2,7	2	2,7	1	0,8
SUM	99,70	99,61	99,91	99,52	99,80	99,68	99,42	99,56
Cs	<.1	<.1	<.1	0,3	<.1	0,5	0,2	0,2
Rb	5,1	0,5	<.5	6,4	4,6	39,2	7,8	14,1
Ba	46	27	14	129	75	677	167	278
W	<.1	0,2	2	0,3	0,7	0,6	1,4	1,2
Th	0,06	0,4	0,05	0,5	0,3	3,2	0,8	0,5
U	0,1	0,1	<.1	0,2	<.1	1,2	0,4	0,4
Nb	0,3	0,7	0,2	0,8	2	3,5	1,1	0,7
La	0,6	2,4	0,6	3,1	4	16,4	4,1	4,2
Ce	1	6,5	2,1	8,8	11,1	33,8	9,4	11,9
Pb	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,9	0,4	0,2
Pr	0,2	0,99	0,36	1,3	1,73	4,09	1,23	2,29
Mo	0,3	0,2	1,6	0,2	0,6	0,2	0,6	0,6
Sr	114,7	100,9	26,1	145,4	270,5	508,7	68,3	70,1
Nd	1,1	5,9	2,4	7,8	9,9	19,7	6,8	15,3
Sm	0,5	1,8	0,9	2,4	3	4,4	1,8	5,8
Zr	13,1	37	11,9	56,5	84,4	82,7	74,6	88,5
Hf	<.5	1,3	0,5	2	2,4	2,6	2,9	3,7
Eu	0,19	0,74	0,42	0,71	1,24	1,3	0,49	1,18
Sm	<.1	1	<.1	<.1	2	1	<.1	<.1
Gd	0,56	2,83	1,69	2,98	3,91	4,39	2,4	8,31
Th	0,11	0,51	0,3	0,68	0,74	0,82	0,49	1,77
Dy	0,64	2,97	1,78	3,72	4,24	4,16	2,65	10,73
Y	3,6	17,9	11,8	23,7	26,2	23,9	19,2	63,1
Ho	0,13	0,69	0,41	0,83	0,88	0,81	0,6	2,48
Er	0,36	1,9	1,28	2,55	2,73	2,33	1,99	7,8
Tm	0,06	0,27	0,2	0,36	0,4	0,35	0,32	1,27
Yb	0,65	1,68	1,32	2,49	2,48	2,23	2,13	8,58
Lu	0,09	0,28	0,19	0,37	0,41	0,35	0,35	1,41
As	<.5	0,8	2,2	0,7	<.5	1,6	<.5	<.5
Ga	9,2	16,4	16,3	19,1	15,4	17,9	13,1	12,2
V	153	36,2	261	319	193	294	67	<.5
Co	31	36,4	35,2	20,5	45,2	34,1	6,9	1,2
Ni	36,3	<20	<20	5,9	56,2	<20	<20	<20
Cu	62,8	49,2	89,4	48	73,3	106,8	6,9	0,4
Zn	28	71	47	59	33	42	19	1
Cd	<.1	<.1	0,1	0,1	<.1	0,1	<.1	0,1
Sc	38	44	40	41	36	33	14	16
Ni	82	12	13,7	<20	108	11,7	2,3	0,8
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Hg	<.01	<.01	<.01	0,01	<.01	<.01	<.01	0,01
Au	<.5	1	<.5	<.5	1	1,8	0,8	<.5

1: toleitas de arco isla (IAT) "normales"; 2: toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; 3: boninitas; 4: basaltos de afinidad calco-alcalina; y 5: rocas ácidas (metarioritas)

Tabla 2. Análisis geoquímicos representativos de rocas de la Fm Amina  
 Table 2. Representative geochemical analysis of Amina Fm rocks

mórficas (Kerr *et al.*, 1997; Bédard, 1999). En este trabajo, por lo tanto, la clasificación de las rocas de la Fm Amina, su interpretación geoquímica y el establecimiento de un posible entorno tectonomagmático de formación, están basadas en las variaciones de estos elementos. En la Tabla 2 se incluyen los análisis de muestras representativas de la Fm Amina.

### Caracterización geoquímica

La caracterización geoquímica de las rocas de la Fm Amina fue realizada en diagramas de REE extendidos al incluir elementos traza inmóviles, normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989), los cuales permiten comparar las rocas entre sí y respecto a otras de referencia. Proporcionan también información sobre los procesos petrogenéticos que han tenido lugar, ya que la concentración de elementos traza y REE (ordenados en un orden de incompatibilidad decreciente respecto a la lherzolita) cambia de forma predecible durante los procesos de fusión y cristalización fraccionada. En la Fm Amina existe una gran variedad tanto en la abundancia de elementos traza como en el tipo de diagrama de REE resultante, incluso en rocas con un similar grado de fraccionación. Sin embargo, todas ellas presentan una anomalía negativa de Nb (y Ta) relacionada con procesos de subducción. Como las HREE y los HFSE (Ti, Zr, Hf, Ta y Nb) no resultan afectados por el componente subductivo en los magmas de arco (Pearce y Peate, 1995), estos elementos pueden ser utilizados como guía de la composición del manto fuente de las rocas estudiadas. En un diagrama de REE, la pendiente negativa de los HFSE aumenta con el grado de empobrecimiento del manto y la abundancia de las HREE (a similar Mg#) refleja cuantitativamente el grado de fusión parcial. Estos aspectos quedan reflejados en relaciones de elementos trazas normalizados respecto al manto primordial: la relación  $(Zr/Sm)_N$  refleja la naturaleza de la anomalía del Zr (y Hf) y la relación  $(La/Yb)_N$  el grado de enriquecimiento o empobrecimiento en las tierras raras ligeras (LREE). Valores bajos de ambas relaciones indican una fuente mantélica más empobrecida, previamente al metasomatismo del manto relacionado con los procesos de subducción. El Mg# y el contenido en  $TiO_2$  proporcionan también información cuantitativa sobre el grado de fraccionación y empobrecimiento de la fuente, respectivamente, excepto cuando las anomalías positiva o negativa del Ti en el diagrama de REE indica que el contenido en Ti fue afectado por procesos de fraccionación cristalina.

### Clasificación geoquímica de los protolitos

En el diagrama catiónico de Jensen (1976), las rocas de la Fm Amina caen en el campo de las series toleíticas (Fig. 5-a): las metavolcanitas ácidas en el campo de las riolitas toleíticas y las intermedio-básicas en el de las andesitas y los basaltos toleíticos ricos en Fe, con términos más magnesianos, observándose un salto composicional entre ambos grupos aunque se dispone de pocas muestras. Una muestra de metabasalto picrítico cae en el campo de las komatiitas basálticas. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/ $TiO_2$  (Winchester y Floyd, 1977), composicionalmente gradúan entre basaltos andesíticos y andesitas subalcalinas, al igual que las rocas de la Fm Maimón (Fig. 5-b; Lewis *et al.*, 2002). Los contenidos generalmente bajos en  $K_2O$  que presentan las rocas de ambas formaciones son propios de la serie toleítica pobre en K, aunque los álcalis pueden haberse movilizado. No obstante, todas ellas presentan una clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999; no mostrados). En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982), se sitúan en el campo de las toleítas de arco isla (IAT) de relación  $Ti/V < 20$ , así como las rocas de la Fm Maimón (Ti/V próxima a la condrita), aunque la muestra MJ90149 cae en el campo de los basaltos de fondo oceánico (Fig. 5-c).

La Fig. 6 incluye la variación de algunos óxidos y trazas seleccionados respecto al MgO en rocas de la Fm Amina, comparándose además con la Fm Maimón. Los contenidos en  $TiO_2$  son bajos (<0,8%), aunque en algunas es de 1,0-1,2%. En las rocas menos fraccionadas, el  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  y V aumentan ligeramente con el descenso en MgO, sugiriendo una afinidad toleítica, aunque en las rocas félsicas más fraccionadas el  $TiO_2$  y el  $Fe_2O_3$  también decrecen. Estas pautas son análogas a las de la Fm Maimón (Fig. 6). Con el descenso en el MgO, se registra un aumento de Y y Zr (HFSE) y un descenso de Cr y V (no mostrado), controlados por procesos de fusión parcial y fraccionación. Sin embargo, la dispersión observada en el  $TiO_2$ , V, Zr, Y y Cr a similares contenidos de MgO, sugiere que los protolitos máficos de la Fm Amina fueron formados a partir de volúmenes discretos de diversos magmas parentales. Por otro lado, en un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 7), las rocas de la Fm Amina presentan un enriquecimiento en LIL (Sr, Rb y Ba), variables picos en K, Pb y Sr (movilizados), un empobrecimiento en HFSE y REE, alineados paralelamente a una relación roca/N-MORB entre 0,2 y 0,8, y anomalías negativas de Nb-Ta, muy marcadas en las metariolíticas. Todas estas características son propias de magmas genera-

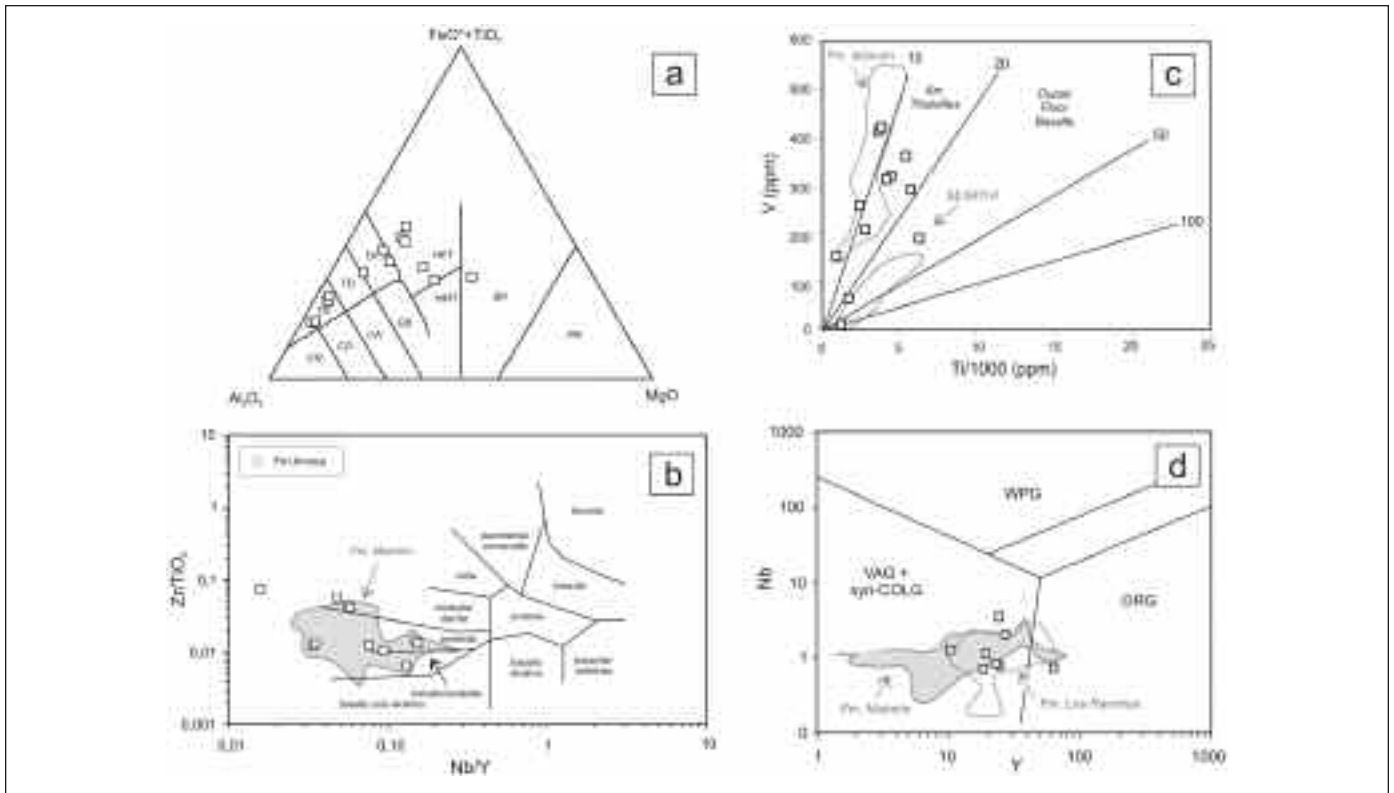


Fig. 5. (a) Diagrama catiónico; (b) Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977); (c) Diagrama Ti-V (Shervais, 1982); y (d) Diagrama Y-Nb (Pearce *et al.*, 1984) para las rocas metavolcánicas máficas y félsicas de la Fm Amina

Fig. 5. (a) Cation plot; (b) Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> diagram (Winchester and Floyd, 1977); (c) Ti-V plot (Shervais, 1982); and (d) Y-Nb plot (Pearce *et al.*, 1984) for mafic and felsic metavolcanic rocks of the Amina Fm

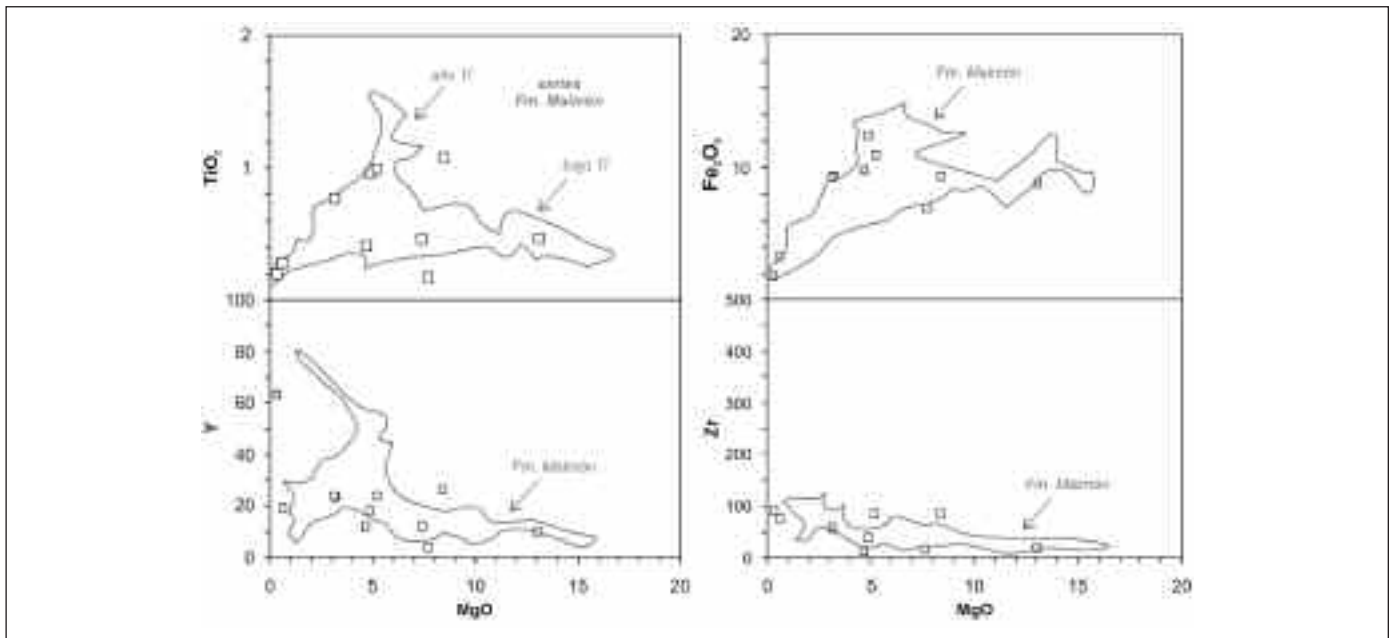


Fig. 6. Diagramas de variación TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y y Zr versus MgO para las rocas metavolcánicas de la Fm Amina (cuadrados), en comparación con el campo composicional de la Fm Maimón

Fig. 6. TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y and Zr versus MgO variation diagrams for the metavolcanic rocks of the Amina Fm (squares), compared to compositional field of the Maimón Fm

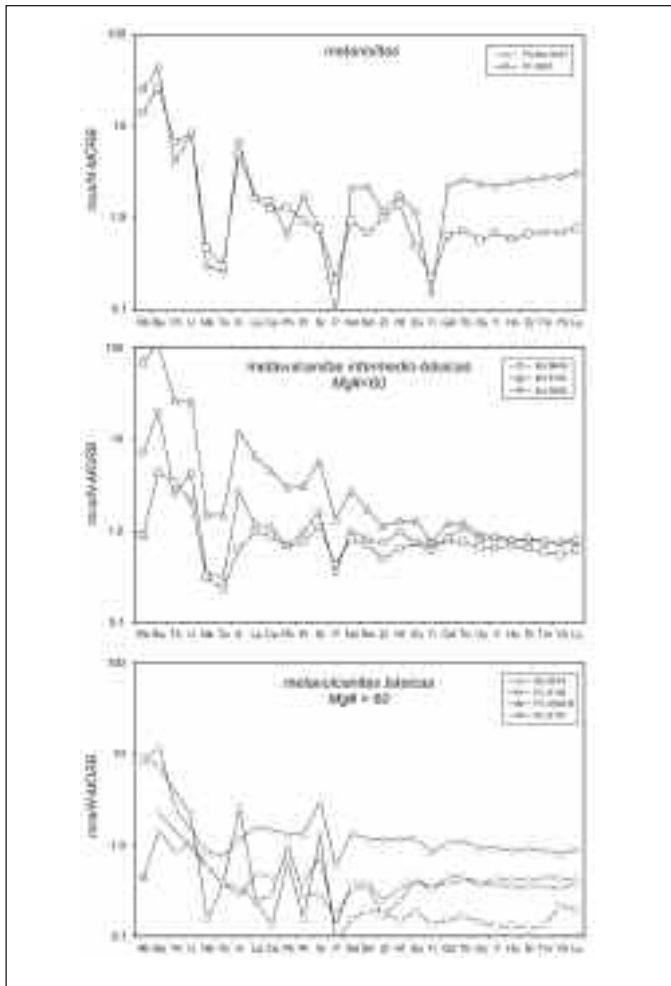


Fig. 7. Diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB para las rocas metavolcánicas de la Fm Amina. Los valores de normalización y orden de incompatibilidad relativa respecto a un manto fértil de Iherzolitas con espinela son de Sun y McDonough (1989) y Pearce y Parkinson (1993)  
 Fig. 7. MORB-normalized multi-element plot for the metavolcanic rocks of the Amina Fm. Normalizing values and order of relative incompatibility with a fertile spinel-Iherzolite mantle are taken from Sun and McDonough (1989) and Pearce and Parkinson (1993)

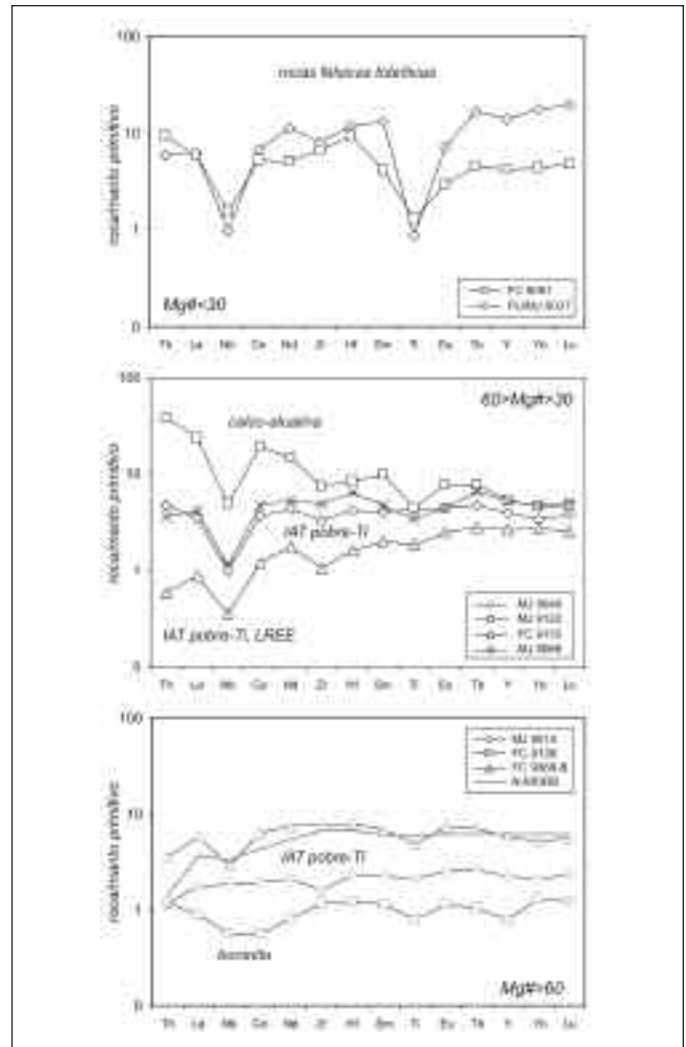


Fig. 8. Diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primitivo para los diferentes grupos geoquímicos definidos en la Fm Amina  
 Fig. 8. Primitive mantle-normalized extended-REE diagrams for the different geochemical groups defined in the Amina Fm

dos en zonas de subducción (Pearce, 1983; McCullough y Gamble, 1991; Hawkeworth *et al.*, 1993).

La diversidad de magmas queda bien patente en los diagramas de REE extendidos (Fig. 8; Tabla 2), distinguiéndose cuatro tipos de protolitos básico/intermedios y un tipo adicional de ácidos, entendiendo que probablemente existen composiciones transicionales entre ellos. Estos son: toleítas de arco isla (IAT; *island arc tholeiites*); toleítas de arco isla pobres en Ti y LREE; boninitas; basaltos de afinidad calco-alcalina; y rocas ácidas (metariolitas).

*Toleítas de arco isla.* El grupo está representado por rocas de composición basalto andesítico y andesita, relativamente ricas en Fe y poco fraccionadas (Mg# = 64-60). En un diagrama de REE las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas (Saunders y Tarney, 1991; Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995), a similares abundancias de HREE (6-7 x manto primitivo). Presentan desde un ligero empobrecimiento en LREE a un ligero enriquecimiento [(La/Yb)<sub>N</sub> = 0,8-1,3; promedio de 1,1], marcadas anomalías negativas en Nb y Ti, ligera anomalía negativa también en el Th [(Zr/Sm)<sub>N</sub> = 1,1-1,3] y HREE o planas o

con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida similar a la de N-MORB.

**Toleítas de arco isla pobres en LREE y Ti.** El grupo incluye composiciones de basaltos y andesitas, con contenidos bajos en Ti (<1%). Las rocas muestreadas están ya relativamente fraccionadas (Mg# =49-40 y MgO<5%). En el diagrama de REE muestran un empobrecimiento de ligero a fuerte en LREE [(La/Yb)<sub>N</sub>=0,3-1,0; promedio de 0,78] y una fuerte anomalía negativa en Nb y más ligera en Zr, Ti y Th [(Zr/Sm)<sub>N</sub>=0,5-1,0], para menores abundancias absolutas de HREE (2,5-5,4 x manto primitivo) que se disponen planas. El fuerte empobrecimiento en LREE, bajos contenidos en TiO<sub>2</sub> (media=0,72%) y HREE para moderados Mg#, sugiere una fuente mantélica más empobrecida que la de las IAT y/o un mayor grado de fusión parcial.

**Boninitas.** La presencia de boninitas (Fig. 8) refuerza la idea de que la Fm Amina representa los estados más primitivos de formación de un arco isla intraoceánico (Pearce *et al.*, 1992; Bloomer *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995). Este grupo incluye tipos composicionales con SiO<sub>2</sub>>53%, MgO>7-8% y TiO<sub>2</sub><0,5, que encajan en la definición de boninitas de Crawford (1989). Presentan de forma característica los contenidos más bajos en HREE (0,8-1,2 x manto primitivo), al compararlas con las IAT menos fraccionadas de los grupos anteriores. Presentan un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)<sub>N</sub>=0,66], HREE planas y anomalías positivas en Th y Zr-Hf [(Zr/Sm)<sub>N</sub>=1,4], definiendo el patrón típico de boninitas actuales. Composicionalmente son similares a las boninitas pobres en Ca de Crawford (1989), presentando una baja relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> frente a las IAT pobres en Ti a similares grados de fraccionación. Boninitas de composición muy similar han sido también identificadas en la Fm Maimón (Lewis *et al.*, 2002) y Fm Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2007). La baja relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y los muy bajos contenidos en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

**Basaltos de afinidad calcoalcalina.** Estas rocas han sido muestreadas en el Cerro Pozo Negro, donde la poca deformación ha preservado fenocristales ígneos de clinopiroxeno y hornblenda. Las muestras son de composición basáltica y están relativamente fraccionadas (Mg#50). A similar Mg#, se diferencian de las toleítas de arco por contenidos más altos en K<sub>2</sub>O (1,8%), MgO y de la relación CaO/CaO+Na<sub>2</sub>O (>0,5). En el diagrama Yb versus Th caen dentro del campo calcoalcalino (no mostrado) y presentan contenidos relativamente bajos en HFSE y REE. En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo se caracte-

rizan por un perfil de pendiente negativa, un marcado enriquecimiento en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti (Fig. 8). Estas características son típicas de rocas calco-alcalinas relacionadas con subducción. Presentan contenidos bajos en TiO<sub>2</sub> (<1,0%) y valores altos de (La/Yb)<sub>N</sub>=5,3, para (Zr/Sm)<sub>N</sub>=0,75 (HREE=8 x manto primitivo) definiendo una ligera pendiente negativa. Estas características sugieren la fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida, próxima a la de un N-MORB, donde los altos valores Nb/Yb y Zr/Yb indican una mayor componente subductiva.

**Rocas ácidas.** Las metariolitas son distinguibles de las típicas rocas ácidas calco-alcalinas por menores valores de la relación CaO/CaO+Na<sub>2</sub>O (<0,1) y Mg# (28-29), además de ser pobres en K<sub>2</sub>O (<1,0%), Zr (74-88 ppm) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (<0,05%). En un diagrama extendido de REE presentan un ligero empobrecimiento en LREE (Fig. 8), a diferencia del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas. Presentan contenidos en HREE=4-16 x manto primitivo, fuertes anomalías negativas de Nb y Ti, y una ligera anomalía positiva en Th, en todo análogos a los de las rocas félsicas de la Fm Los Ranchos. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) las metariolitas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG; Fig. 5), como las rocas ácidas de la Fm Maimón, lo cual es consistente con una anomalía negativa en Nb característica de rocas de arco. Este grupo de rocas ácidas pobres en K<sub>2</sub>O y ricas en SiO<sub>2</sub> son generalmente interpretadas como producto de la fusión parcial de rocas máficas, en oposición a una fraccionación (Drummond y Defant, 1990; Jenner y Swinden, 1993; Smith *et al.*, 2003; Tamura y Tatsumi, 2003), de la que heredarían su signatura subductiva.

Considerados en conjunto, los 5 tipos geoquímicos de protolitos reconocidos en la Fm Amina se relacionan el magmatismo toleítico y boninitico de los primeros estadios evolutivos de un arco isla intraoceánico. El cambio observado en la afinidad toleítica a calco-alcalina del magmatismo es también bastante común en la evolución de arcos-isla. La gran similitud geoquímica de los protolitos de las Fms Amina y Maimón respecto a las rocas de la Fm Los Ranchos, implica que las rocas de las dos primeras son los equivalentes deformados y metamorfizados de la tercera.

### Isótopos de Sr y Nd

En un diagrama <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, las rocas de la Fm Amina definen una tendencia horizontal restringi-

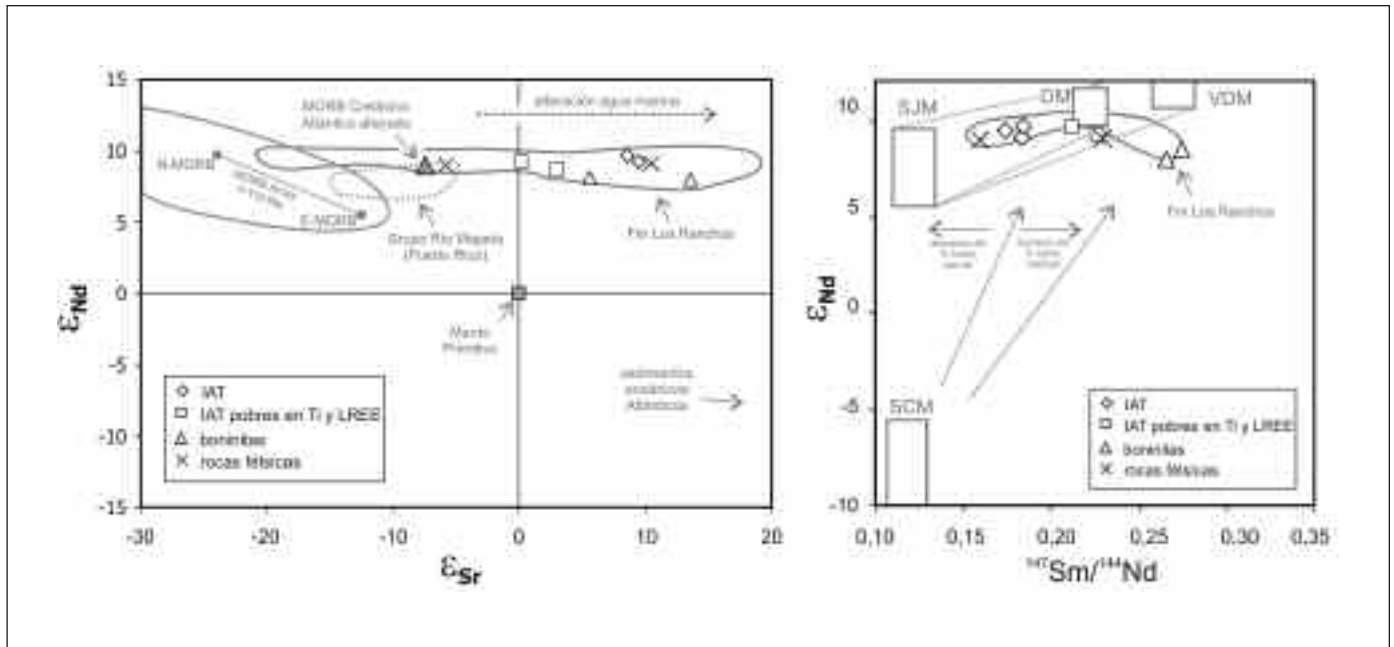


Fig. 9. (a) Relaciones isotópicas iniciales Sr-Nd para las muestras de la Fm Amina y campo composicional de las rocas volcánicas equivalentes de la Fm Los Ranchos. Las relaciones iniciales y los valores de  $\epsilon_{Sr}$  y  $\epsilon_{Nd}$  fueron calculadas a  $t=115$  Ma. El campo de MORB y de el MORB Atlántico alterado Cretácico son de Zindler y Hart (1986) y White (1985), respectivamente. La composición de los sedimentos oceánicos es de Hawkesworth *et al.* (1993). El campo del Grupo Río Majada Group ( $t=110$  Ma) de la fase volcánica 1 (IAT) en Puerto Rico (Aptiense Superior a Albiense Inferior) es de Jolly *et al.* (1998). (b) Diagrama  $^{147}Sm/^{144}Nd$  versus  $\epsilon_{Nd}$  para las mismas rocas mostrando los posibles componentes del manto y subductivo implicados en su petrogénesis. Las fuentes del manto hipotéticas son: DM, manto empobrecido; VDM manto muy empobrecido; SJM, material juvenil subducido; y SCM, material subducido cortical. Las líneas discontinuas muestran esquemáticamente las tendencias de mezcla. Ver el texto para una explicación

Fig. 9. (a) Initial Sr-Nd isotope ratios for unleached samples from the Amina Fm and field of compositionally equivalent volcanic rocks in the Los Ranchos Fm. Initial ratios (i) and  $\epsilon_{Sr}$  and  $\epsilon_{Nd}$ -values calculated at  $t=115$  Ma. MORB field and Altered Atlantic Cretaceous MORB are from Zindler and Hart (1986) and White (1985), respectively. 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  $\epsilon_{Nd}$  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

da a valores de  $\epsilon_{Nd}$  relativamente altos (Fig. 9-a; Tabla 3). Las relaciones iniciales ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub>, calculadas a  $t=115$  Ma, son muy variables (0,7039-0,7051), para un casi constante  $\epsilon_{Nd}$  (-9). Estos valores son similares a los de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2007) y de rocas alteradas de arcos intraoceánicos modernos (Hergt y Hawkesworth, 1994), y consistentes con la alteración hidrotermal de los protolitos en el fondo oceánico (Kesler *et al.*, 1990b). Los valores de  $\epsilon_{Sr}$  tienden a decrecer desde las IAT y boninitas a las IAT pobres en Ti y LREE. La relación ( $^{144}Nd/^{143}Nd$ )<sub>i</sub> es relativamente alta e igual a 0,5129 (Fig. 9-a), compatible con una fuente dominada por un manto empobrecido. La anomalía negativa en Nb que presentan las rocas de la Fm Amina en los diagramas de REE, establecen que existe una componente relacionada con subducción. Sin embargo, los datos isotó-

picos indican conjuntamente una mínima incorporación de sedimentos en los magmas de los protolitos, representados por el campo de sedimentos pelágicos oceánicos de Hawkesworth *et al.* (1993) a valores mucho mayores de  $\epsilon_{Sr}$  y menores de  $\epsilon_{Nd}$ .

La mezcla de componentes relacionados con subducción con fundidos procedentes de un manto variablemente empobrecido puede ser evaluada en el diagrama  $^{147}Sm/^{144}Nd$  vs.  $\epsilon_{Nd}$  (Fig. 9-b), donde también se han representado rangos de composiciones modelo en el Cretácico Inferior siguiendo a Swinder *et al.* (1990). Fuentes mantélicas hipotéticas son: DM (*depleted mantle*, no refractario con empobrecimiento en LREE a largo plazo), VDM (*very depleted mantle*, refractario), el residuo originado después de separar magmas MORB por fusión parcial del DM; SJM (*subducted juvenile material*); and SCM (*subducted*

Protolito	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
MVB	MJ9068	0,705098 (8)	0,704969	8,56	0,513107 (5)	0,512976	9,49
MVB	MJ9049	0,705057 (10)	0,705033	9,47	0,513101 (7)	0,512962	9,21
MVB	MJ9049B	0,704984 (8)	0,704960	8,43	0,513127 (5)	0,512988	9,72
MVB	FC9106	0,704973 (6)	0,704762	5,62	0,512872 (6)	0,512959	8,12
MVB	FC9110	0,704401 (14)	0,704355	-0,16	0,513139 (11)	0,512968	9,33
MVA	FC9091	0,704502 (7)	0,703961	-5,75	0,513071 (5)	0,512950	8,99
MVA	MJ9037	0,706058 (8)	0,705106	10,51	0,513130 (8)	0,512957	9,12

Protolito: MVB = metavulcanita básica-intermedia; MVA = metavulcanita ácida. La separación química y los análisis isotópicos fueron realizados en el Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Vancouver. Las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron medidas por TIMS, después de la separación de Nd del Sm y otras REE por química de intercambio de iones. El standard La Jolla Nd dio un valor promedio de  $0,511857 \pm 0,000008$  (n=13) y el standar NBS987 de  $0,710259 \pm 0,000021$  (n=10). Valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  son relativos a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,196593$  para el actual CHUR (Jacobsen and Wasserburg, 1980) y  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \times 10^{-12}/\text{año}$ . Las relaciones isotópicas iniciales (i) y los valores  $\epsilon_{\text{Sr}}$  y  $\epsilon_{\text{Nd}}$  fueron calculados a  $t = 115$  Ma. Los números entre paréntesis son los errores absolutos  $2\sigma$  en las dos últimas cifras decimales

Tabla 3.- Relaciones isotópicas Sr-Nd en rocas representativas de la Formación Amina  
Table 3.- Sr-Nd relationships in representative rocks of Amina Fm

*crustal material*), basado en la composición de sedimentos derivados de la corteza en océanos modernos (White, 1985). La signatura isotópica de las IAT puede ser explicada por mezcla de un manto empobrecido (DM) con una componente que presenta un enriquecimiento en LREE (bajo  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ), pero valores altos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (empobrecimiento de LREE a largo plazo). Tal signatura puede ser generada por un componente relacionado con subducción que estuvo en equilibrio con material juvenil, pudiendo ser corteza oceánica subducida con poco o ningún sedimento pelágico. Las composiciones de las IAT pobres en Ti y LREE pueden ser también explicadas por mezcla de un manto muy empobrecido (modelizado por VDM o incluso más empobrecido) y fluidos enriquecidos en LREE a partir del material juvenil subducido (SJM, Fig. 9-b). Las boninitas requieren un manto muy empobrecido, como las IAT pobres en Ti y LREE (Fig. 9-b), aunque los contenidos relativamente altos en LREE no fueron derivados de una fuente mantélica enriquecida en estos elementos, sino desarrollados durante su generación. Las rocas félsicas presentan relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  entre 0,16 y 0,22, para un estrecho rango de valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  entre +8,9 y +9,1 (Fig. 9-b). La variación en  $\epsilon_{\text{Nd}}$  refleja la de las rocas máficas de las cuales proceden, con una mínima incorporación de material sedimentario subducido en su génesis. El rango de la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  refleja un amplio

grado de fraccionación de estos dos elementos durante los procesos de fusión parcial.

## Discusion y conclusiones

### Correlación unidades PIA

Como es típico en asociaciones ígneas de arcos isla intraoceánicos (Pearce, 1983; McCulloch y Gamble, 1991; Hawkesworth *et al.*, 1993; Pearce y Peate 1995), las rocas ígneas de la Fm Los Ranchos y los protolitos de las Fms Amina y Maimón, presentan en un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB un fuerte enriquecimiento en los elementos LIL, con picos positivos en K, Pb y Sr, anomalías negativas de HFSE respecto a las REE, un moderado enriquecimiento en las LREE y Th, y segmentos planos en las HREE (Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 2002; Escuder Viruete *et al.*, 2007). Por lo tanto, las tres formaciones representan el arco isla Caribeño primitivo en el segmento de La Española durante el Aptiense-Albiense.

Las rocas de las tres formaciones presentan tendencias composicionales comunes en diagramas de variación de elementos mayores y traza inmóviles, indicando que la evolución de los magmas estuvo controlada por procesos de fraccionación gabroica subvolcánica. Petrográficamente, esta evolución se

confirma por la presencia de fenocristales gabróticos de baja P como olivino, augita y plagioclasa; con raro ortopiroxeno (excepto boninitas) y hornblenda (Escuder Viruete, 2004). La dispersión en los diagramas de variación que presentan algunos elementos es consecuencia de procesos ígneos diversos como la acumulación cristalina, la variación del grado de fusión u otros. Aunque la composición de los protolitos fue principalmente basáltica y basáltico andesítica, en el diagrama Zr/Y versus SiO<sub>2</sub> de la Fig. 10-a se observa cómo gradúan entre 47 y 78% en SiO<sub>2</sub>. La variación en Zr/Y da cuenta de la diversidad de fuentes mantélicas de los magmas. También de forma común, los términos andesíticos son generalmente ricos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de un 15-20% en la Fm Amina, y de un 9-20% en las Fms Maimón y Los Ranchos. Utilizado como un índice de diferenciación, los rangos de #Mg son similares, de 70-10 en la Fm Los Ranchos, 77-20 en la Fm Maimón y 74-28 en la Fm Amina. El contenido en Ni gradúa entre 150 ppm en los basaltos menos fraccionados hasta <5 ppm en los términos más evolucionados, como consecuencia de la fracciónación extensa del olivino. Como ha sido descrito, los tipos

geoquímicos de protolitos máficos de IAT, IAT pobres en Ti y boninitas en la Fm Amina son equivalentes a los de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007 y datos inéditos), siendo además indistinguibles en términos de isótopos Sr-Nd (Fig. 9).

Los protolitos máficos de las tres formaciones pueden ser clasificados en diagramas de radios entre Th, HFSE y HREE, que expresan el enriquecimiento total de elementos incompatibles en el magma. El diagrama Th/Hf versus Hf/Yb ha sido utilizado por Pearce (1983) para clasificar las rocas de arco en toleítas de arco isla (IAT), volcánicas calco-alcalin (CA) y shoshoníticas (SHO). Como se observa en la Fig. 10-b, las rocas de las tres unidades caen en el campo de las IAT, aunque algún esquisto de la Fm Maimón cae en el campo CA (>Th/Hf). Las relaciones Th/Hf y Hf/Yb son muy bajas, similares o ligeramente mayores a las de N-MORB mesozoicos, y equivalentes a los IAT de arcos intraoceánicos modernos. El aumento del componente relacionado con subducción (SC) queda representado con un vector vertical en el diagrama, ya que tanto el Hf como el Yb juegan un papel mínimo. Como puede observarse,

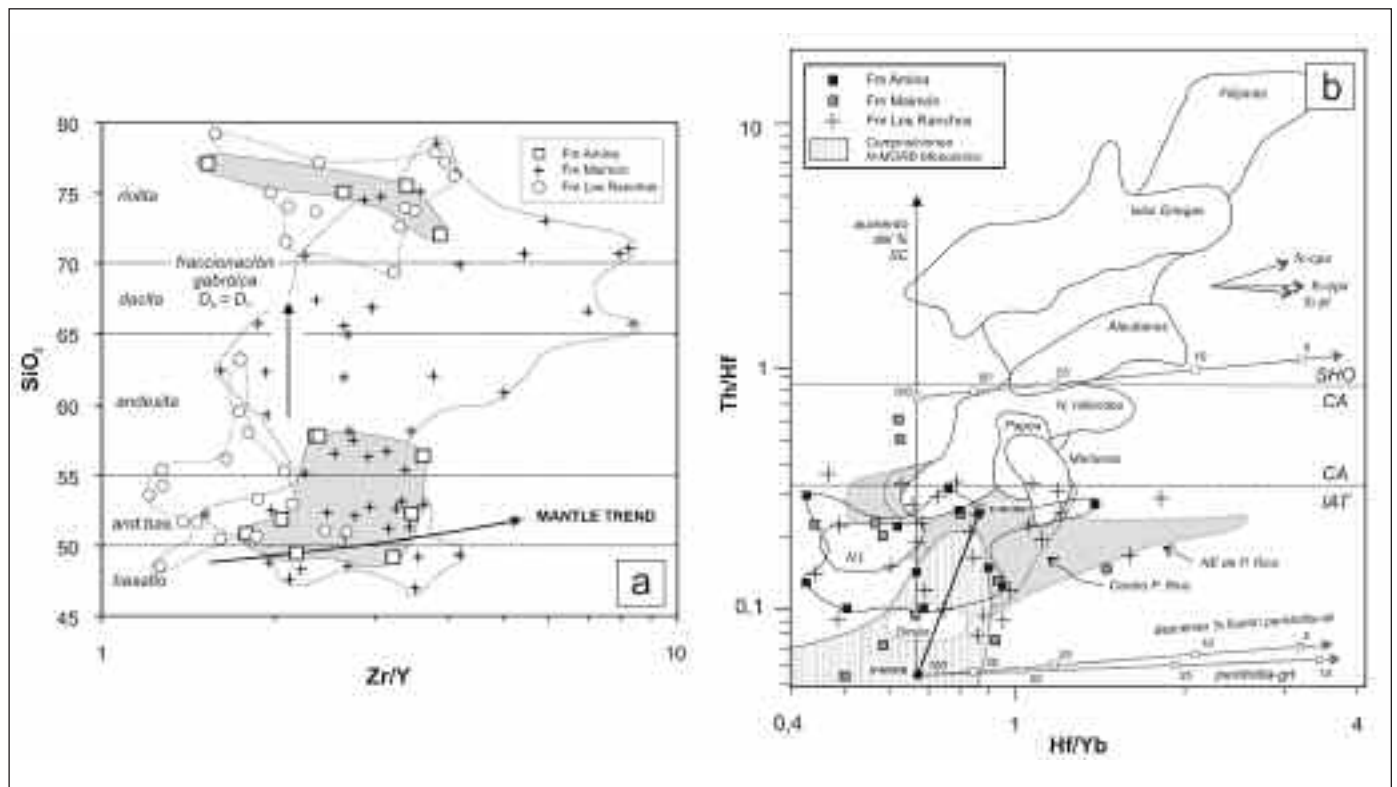


Fig. 10. Diagramas de relaciones de elementos traza de (a) Zr/Yb versus SiO<sub>2</sub>; y (b) Hf/Yb versus Th/Hf para las rocas metavolcánicas máficas de la Fm Amina

Fig. 10. Trace-element ratio plots of (a) Zr/Yb versus SiO<sub>2</sub>; and (b) Hf/Yb versus Th/Hf for mafic metavolcanic rocks of the Amina Fm



los valores del SC son bajos en las tres formaciones (Th/Hf<0,3), próximos a los de arcos oceánicos pobres en sedimentos (New Britain, Marianas, Omán) y distintos de los de márgenes continentales activos (Filipinas, Mar Egeo). Buena parte de las muestras estudiadas se incluyen dentro de los campos de la fase volcánica I (Aptiense Superior a Albiense Inferior) del sector Central y NE de Puerto Rico (Jolly *et al.*, 1998), con la que son isotópicamente similares (Fig. 9-a) y por tanto correlacionables. En la Fig. 10-b se han incluido también las curvas de fusión de un manto peridotítico con espinela y con granate, calculadas a partir de una fuente tipo N-MORB y otra hipotética fuente de mayor Th/Hf, que más que reflejar un menor grado de fusión, da cuenta de factores relativos a la fusión, ya que se desconoce en detalle la composición de la fuente. La relación Hf/Yb es sensible a los procesos de cristalización fraccionada de tanto la plagioclasa (*fc-pl*) como el clinopiroxeno (*fc-cpx*), por lo que los campos composiciones de las tres formaciones se alargan siguiendo los vectores de variación para estas fases. La dispersión en términos de Th/Hf indica que las diferentes rocas no fueron completamente co-magmáticas, sino que fueron probablemente formadas a partir de volúmenes diversos de magma parental, a partir de diferentes grados de fusión parcial y posteriormente modificados por procesos de cristalización fraccionada (Pearce y Parkinson, 1993).

Las características geoquímicas e isotópicas de los diversos tipos de rocas metavolcánicas de la Fm Los Ranchos y su asociación temporal, se ajusta a los modelos propuestos para la formación de una zona de subducción intraoceánica, como en el sistema de antearco de Izu-Bonin-Mariana (Pearce *et al.* 1992; Bloomer *et al.*, 1995), en los que la generación de magmas boniníticos se asocia con la fusión a alta temperatura de un manto somero y empobrecido, asociado al inicio de subducción de corteza oceánica joven. La formación subsiguiente de magmas toleíticos y más calco-alcalinos tiene lugar cuando subduce corteza oceánica densa y más antigua a lo largo de una zona de subducción ya bien establecida y que origina la fusión de manto más profundo y menos empobrecido.

### **Variación composicional regional**

La existencia de variaciones sistemáticas en la composición química de las lavas transversalmente a un sistema actual de arco-fosa (p.e. SO Pacífico; Taylor *et al.*, 1992), presenta importantes implicaciones en el estudio de unidades tectónicas formadas en márgenes

de placa destructivos. Las transversales geoquímicas de tales unidades pueden potencialmente proporcionar información sobre la posición relativa y distancia a la paleozona de subducción. La aplicación de estas técnicas implica asumir: (1) que el sistema arco-fosa tuvo una estructura tectónica compuesta por un antearco, arco activo y tras-arco; y que estas tres unidades principales han persistido aproximadamente en la misma posición relativa respecto a la fosa en el intervalo de tiempo bajo consideración. Con el fin de obtener información sobre la posición relativa y dirección de subducción en el Cretácico Inferior, se realizaron transversales y mapas geoquímicos regionales de ciertos elementos traza en el conjunto de las tres formaciones del PIA. En el estudio se han utilizado datos geoquímicos de la Fm Amina aflorante en las hojas de Dajabón, Martín García y Monción; de la Fm Maimón del sector de Bonao procedentes de Lewis *et al.* (2000, 2002) y datos propios inéditos; y de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2007). Para dar cuenta de la variación en la composición de la fuente mantélica previa a su modificación por los fluidos (y fundidos) derivados de la subducción y los procesos de alteración, se utilizaron en el estudio elementos traza incompatibles e inmóviles (Ti e Y) y las HREE. Siguiendo a Taylor *et al.* (1992), para eliminar los efectos de la fraccionación cristalina se utilizaron sólo las muestras donde  $3,5 < \text{MgO} < 15$  (% en peso), correspondientes a composiciones de basaltos y andesitas.

Como se observa en la Fig. 11, existen variaciones sistemáticas en el aumento o descenso de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  y Zr en el conjunto de las tres formaciones, siguiendo transversales a la zona estudiada. Estas variaciones son especialmente visibles incluso en las rocas de menor concentración de elementos (menos fraccionadas) de cada agrupación geográfica de muestras, y sugieren una orientación de la estructura antearco-arco-trasarco en el PIA siguiendo las direcciones N a S y de O a E. La Fig. 12 incluye varios mapas geoquímicos del área de afloramiento de las formaciones Amina, Maimón y Los Ranchos, que muestran la distribución espacial de la concentración de elementos trazas incompatibles en las muestras menos fraccionadas de cada localización geográfica. Como puede observarse, el Zr, Y y Ti disminuyen hacia el NE y la relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  aumenta siguiendo dicha dirección, aunque debido a la distribución O-E de los afloramientos muestreados estas tendencias pueden ser aparentes. Hay que asumir también la no existencia de grandes fallas bajo la Cuenca Neógena del Cibao que desplacen lateralmente las rocas analizadas grandes distancias. No obstante y por analogía con los sistemas arco-fosa del SO del Pacífico, se

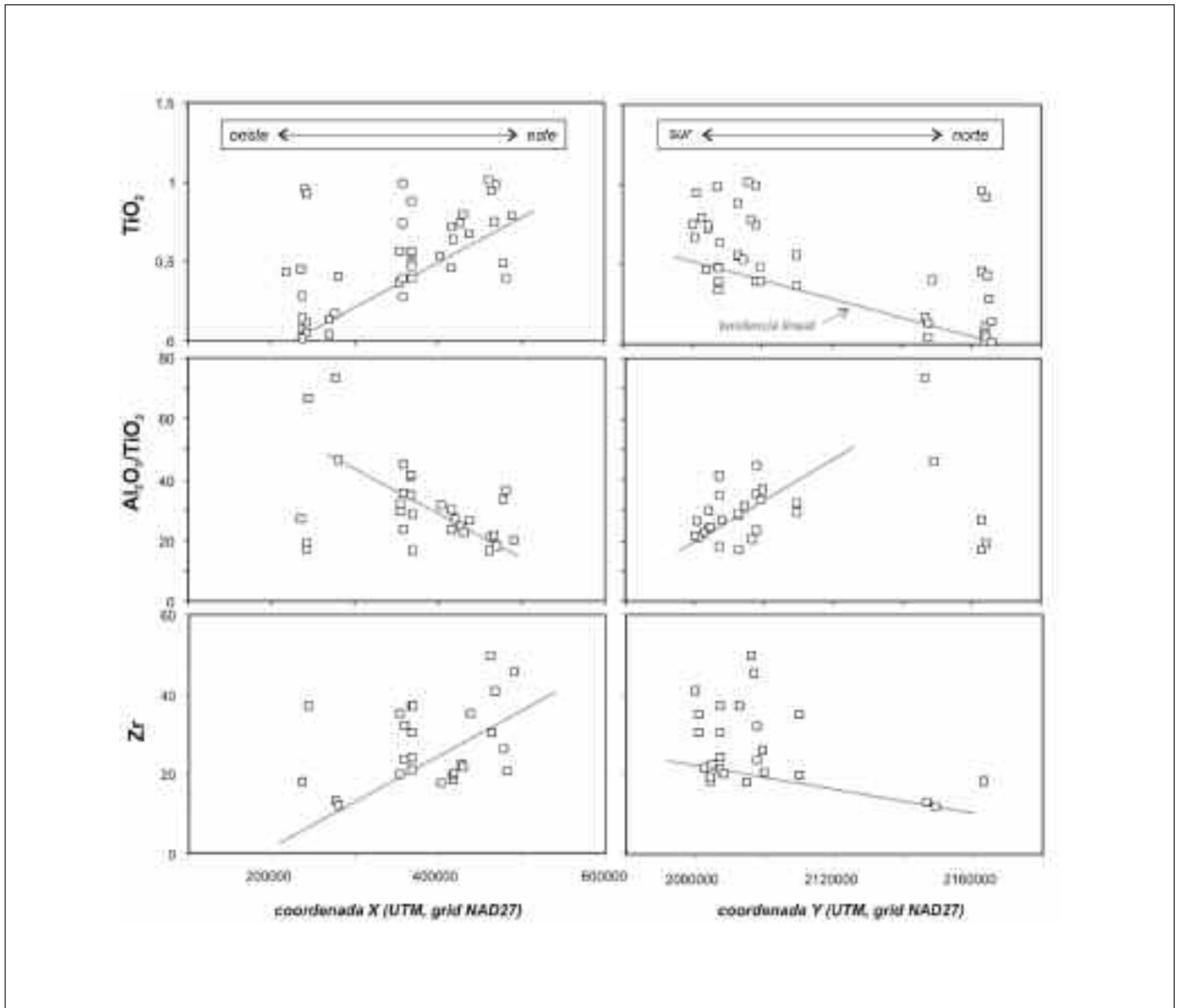


Fig. 11. Transversales geoquímicas de elementos mayores y traza seleccionados de dirección oeste-este y sur-norte para las rocas meta-volcánicas de las formaciones Amina, Maimón y Los Ranchos  
 Fig. 11. Selected major and trace element geochemical traverses of west-east and south-north trends for metavolcanic rocks of the Amina, Maimón and Los Ranchos formations

puede inferir que la zona de subducción durante el Cretácico Inferior relacionada con el PIA se situó al O, NO y N del Dominio de Amina-Maimón en su actual orientación. Más al E, la Zona de Falla del Yabón modifica notablemente los patrones geoquímicos espaciales. Por lo tanto y desde un punto de vista paleotectónico, estos resultados sugieren una polaridad para el primitivo arco isla Caribeño con la subducción dirigida hacia el S y SE, ya desde el Aptiense.

### 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

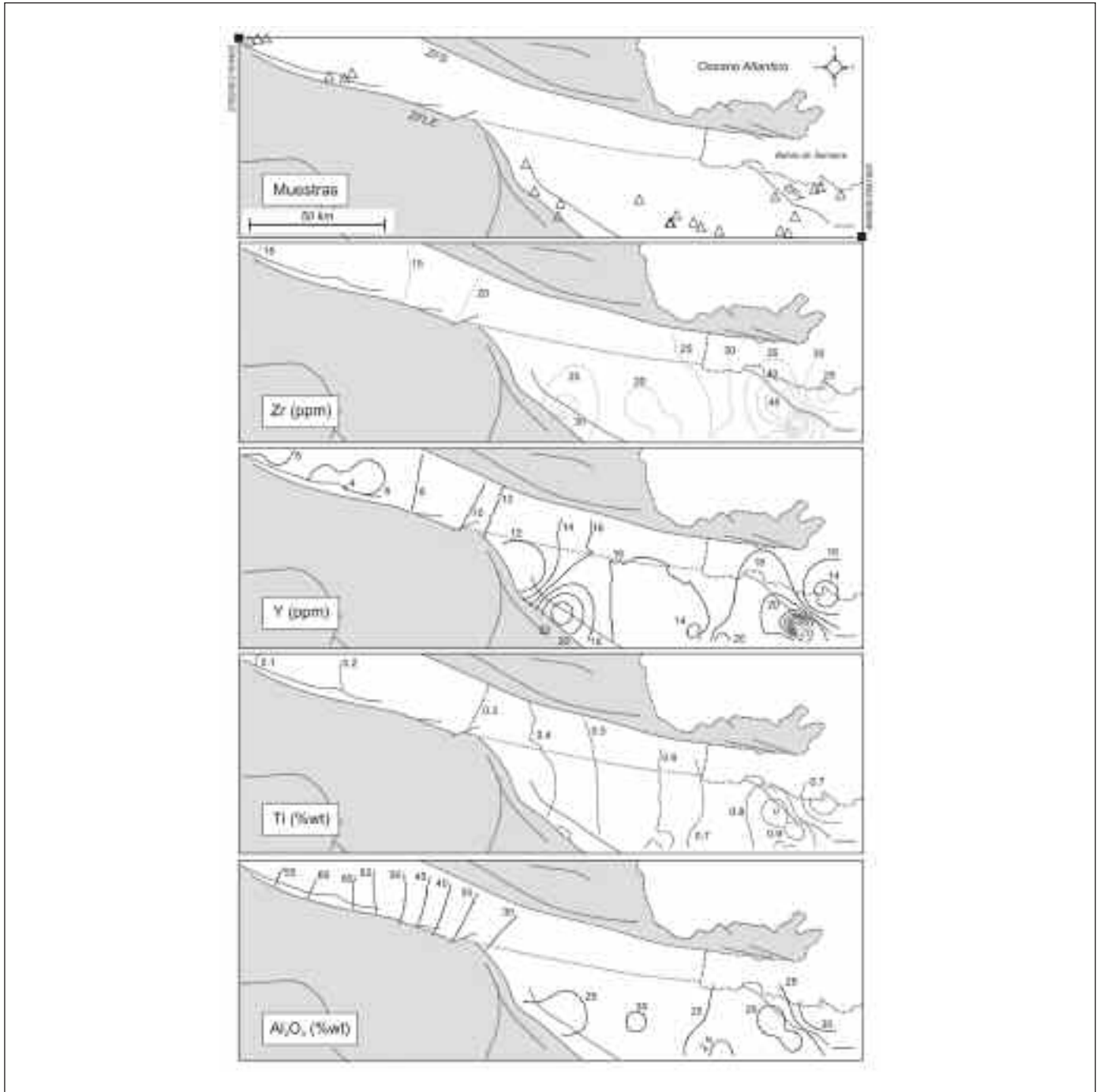


Fig. 12. Mapas geoquímicos de elementos mayores y trazas seleccionados para las rocas metavolcánicas de las formaciones Amina, Maimón y Los Ranchos. Para una explicación ver el texto

Fig. 12. Selected major and trace element geochemical maps for metavolcanic rocks of the Amina, Maimón and Los Ranchos formations. See text for explanation

y las discusiones sobre la petrología y geoquímica de las rocas ígneas de arco en la República Dominicana. Los autores agradecen también las revisiones del trabajo realizadas por Gren Draper y J.A. Proenza.

#### Referencias

Antonini, G.A. 1968. *Processes and patterns of landscape change in the Linea Noroeste, Dominican Republic.*

- Unpublished Ph.D. dissertation, Columbia University, New York, USA. 250 pp.
- Bédard, J.H. 1999. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *Journal of Petrology*, 40, 1853-1889.
- Barrett, T.J. y MacLean, W.H. 1999. Volcanic sequences, litho-geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In: 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.
- 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 prespective 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 Hispaniola. 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.
- Contreras, F., Ardévol, L.I., Granados, L., Calvo, J.P., Escuder Viruete, J., Escuer, J., Florido, P., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman, R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana Escala 1:50,000, Monción y memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- 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.
- Donnelly, T.W. y Rogers, J.W. 1980. Igneous series I island arcs: the northeastern Caribbean compared with worldwide island arc assemblages. *Bulletin Volcanology*, 43, 347-382.
- 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. (Ed.), *The Caribbean Region. The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, H, 339-374.
- Draper, G. y Lewis, J.F. 1982, Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, north Dominican Republic. *Transactions 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, p. 53-64.
- 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. 2004. *Petrología y Geoquímica de Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (SYSMIN): Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero*. Informe Complementario al Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000. IGME-BRGM-INYPSA, Santo Domingo, 130 pp.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernáiz Huerta, P.P., Monthel, J., García-Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J., y Pérez-Estaún, A. 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, 161-186.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernáiz Huerta, P.P., Monthel, J., García-Senz, J.G., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A. 2007. Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la Formación Los Ranchos, República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernáiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 195-219.
- Evans, B.W. 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, 3-23.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, 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 Basin: 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.
- 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.
- Iturralde-Vinent, M. 1998. Synopsis of the Geological Constitution of Cuba. *Acta Geológica Hispanica*, 33, 9-56.
- Jenner, G.A. y Swinden, H.S. 1993. The Pipestone Pond Complex, central Newfoundland: complex magmatism in an eastern Dunnage Zone ophiolite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 434-448.
- 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.

- Joubert, M., Urien, P., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, E., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R. 2004. *Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Martín García y memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 192 pp.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., Sinton, C.W. 1997. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38, 677-702
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L. y Tarney, J. 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1581-1599.
- 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., Campbell, I.H. y Allen, M. 2005. Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 987-995.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Lewis, J.F. y Draper, G. 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Geology of North America, The Caribbean region*. Geological Society of America, Colorado, 77-140.
- Lewis, J.F., Perfit, M., Horan, S., y Díaz de Villavilla, L. 1995. Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 27, p. 227.
- Lewis, J.F., Astacio, V.A., Espaillet, J. y Jiménez, J. 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuïto deposits. En: Sherlock, R., Barsch, R., Logan A. (Eds.), *VMS deposits of Latin America*. Geological Society of Canada Special Publication, 223-249 pp.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernández 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.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper, 262, 1-28.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag. 289 pp
- Pearce, J.A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J. A. 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. (Eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London Special Publication 76, 373-403.
- Pearce, J.A. y Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, 251-285.
- Proenza, J.A., Díaz-Martínez, R., Iriondo, A., Marchesi, C., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Garrido, C.J., Rodríguez-Vega, A., Lozano-Santacruz, R. y Blanco-Moreno, J.A. 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Tenemé Formation. *Geologica Acta*, 4, 103-121.
- Schellekens, J.H. 1998. Geochemical evolution and tectonic history of Puerto Rico. En: Lidiak, E.G., Larue, D.K. (Eds.), *Tectonics and geochemistry of the northeastern Caribbean*. 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. In: Laster, R.B. y Leat, P.T. (Eds.), *Intraoceanic subduction systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society London Special Publication 219, 99-118.

- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Ed.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Swinden, H.S, Jenner, G.A., Fryer, B.J., Hertogen, J. y Roddick, J.C. 1990. Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 219-241.
- Taylor, R.N. y Nesbitt, R.W. 1995. Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (Ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication 81, 115-134.
- Tamura, 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.
- Taylor, R.N., Murton, B.J., Nesbitt, R.W. 1992. Chemical transects across intra-oceanic arcs: implications for the tectonic setting of ophiolites. In: Parson, L.M., Murton, B.J., Browning, P. (Eds.). *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. Geological Soc Spe Publ. 60: 117-132.
- White, W.M. 1985. The sources of ocean basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 13, 115-118
- 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.

Recibido: marzo 2006

Aceptado: enero 2007