# Geoquímica de las rocas volcánicas máficas de edad Cretácica de la región de Habana-Matanzas (Cuba occidental): implicaciones paleotectónicas

Angélica Isabel Llanes-Castro<sup>(1\*)</sup>, Lilavatti Díaz de Villalvilla<sup>(1)</sup>, Ana Ibis Despaigne-Díaz<sup>(2)</sup>, Mako Ronneliah-Sitali<sup>(3)</sup>y DanyerGarcía-Jiménez<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología/Instituto de Geología y Paleontología/Cuba, Email: <u>isa@igp.minem.cu,, danger@igp.minbas.cu</u>

<sup>(2)</sup> Departamento de Geología/Universidad de Pinar del Río/Cuba

<sup>(3)</sup> Geological survey/Geophysics division/Ministry of Energy and Mines/Namibia.

Recibido: junio 6, 2014	Aceptado: mayo 23, 2015

## Resumen

En la región Habana-Matanzas, las vulcanitas máficas del Cretácico yacen imbricadas en un mélange ofiolítico. Estas rocas, independientemente del grado de alteración, están constituidas fundamentalmente por protolitos basálticos que presentan rasgos geoquímicos transicionales, desde *tholeiitas pobres en Ti (Low Ti IAT)* con variada afinidad boninítica (TiO<sub>2</sub><0,5 %, HFSE << N-MORB), hasta basaltos N-MORB – E-MORB, con un componente de subducción (0,7<TiO<sub>2</sub><1,9 %; concentraciones en HFSE, desde ligeramente inferiores hasta enriquecidas respecto a N-MORB). El comportamiento geoquímico de las vulcanitas permite distinguir dos tipos de ofiolitas: Tipo I "inicio de subducción" y Tipo II "dorsal subducida". De acuerdo con el modelo postulado de subducción norteña en la cuenca Caribeña, relictos corticales de Protocaribe se mezclan tectónicamente, con remanentes paleocorticales del Caribe.

Palabras clave: Cuba occidental, Habana-Matanzas, Cretácico, Geoquímica, vulcanitas máficas, ofiolitas

# Geochemistry of the mafic volcanic rocks of Cretaceous age from Habana-Matanzas region (western Cuba): paleotectonic implications

## Abstract

In Havana-Matanzas region, Cretaceous mafic volcanic rocks occur intertwined into an ophiolitic mélange. These rocks, regardless of the degree of alteration, are mainly composed of basaltic phrotolits showing a transitional geochemical signature varying from low-Ti island arc tholeiites (IAT)—with variable boninitic affinities (TiO<sub>2</sub><0,5 %, HFSE << N-MORB) to N-MORB – E-MORB basalts, with a subduction component (0,7<TiO<sub>2</sub><1,9 %, being HFSE concentrations from slightly depleted up to enriched with respect to N-MORB). From the geochemical behaviour of the volcanic rocks two main ophiolite types are distinguished: Type I, where there is a "subduction initiation", and Type II, or the "subducted ridge". According to the postulated model of subduction in the northern Caribbean basin, crust relicts of Proto-Caribbean (Atlantic) are tectonically mixed with the Caribbean (Pacific) paleo-crust remnants.

Key words: western Cuba, Habana-Matanzas, Cretaceous, geochemistry, mafic volcanic rocks, ophiolites

# 1. Introducción

En la región Habana-Matanzas afloran rocas volcánicas máficas de composición basáltica, imbricadas tectónicamente en un mélange ofiolítico.En la Habana, Fonseca *et al.* (1989) documentaron que en la región de San Miguel, al SE de Campo Florido, afloran basaltos toleiíticos y boninitas de afinidad ofiolítica, en contacto tectónico con serpentinitas (a partir de harzburgitas) y gabros. Kerr*et al.* (1999) interpretan que las boninitas representan un magmatismo de arco volcánico, el cual abortó en el Cretácico pre-Albiano, pero no existen datos concretos para estimar su edad. Iturralde-Vinent (2012), refiriéndose a las mismas rocas que Kerr*et al.* (1999), sugiere que la existencia de bloques aislados de rocas con este tipo de magmatismo boninítico, que represente los restos de un antiguo arco volcánico, es un asunto que está pendiente de esclarecer.

En Matanzas, Albear e Iturralde-Vinent (1985) incluyen rocas volcánicas máficas de afinidad ofiolítica en la base de la Formación Chirino, distinguidas anteriormente por Ducloz (1960) como Formación Margot. Más tarde Piotrowski y Myczynski (1986) describen que esta formación aflora como un inmenso bloque entre serpentinitas brechosas en la mina Margot y otras localidades del Valle de Yumurí. Según los datos de estos autores y observaciones de Iturralde-Vinent (1995) se trata de una secuencia de unos 60 metros de espesor, de basaltos toleíticos, masivos o en almohadillas, y hialoclastitas, con intercalaciones de calizas micríticas, esquistos calcáreocarbonosos y radiolaritas negras. Estos depósitos están cubiertos por tobas, tufitas, pedernales, calizas y limolitas calcáreas, con una asociación fosilífera determinada por Pszczółkowski (2002), constituida por Dicarinella gr. D. hagni, Dicarinella gr. D. hagniconcavata, Globigerinelloides cf. G. caseyi, G. cf. G. bentonensis, Hedbergella cf. H. delrioensis, Hedbergellaflandrini, H. gr. H. planispira-delrioensis, Hedbergella simplex, Hedbergella cf. H. simplex-flandrini, Helvetoglobotruncana, Marginotruncana gr. M. marginata, Marginotruncana gr. M. marianosiparaconcavata, Marginotruncana gr. M. schneegansi-sigali, Schakoinamultispinata, Whiteinellaarcheocretacea, Whiteinellabrittonensis, Whiteinella gr. W. brittonensis-paradubia, y radiolariosaniano, que corresponde al Turoniano medio o superior, de lo que este autor sugiere que la formación abarca el Cenomaniano-Turoniano. Iturralde-Vinent (1995) interpreta que el espesor de esta secuencia está reducido por causas tectónicas. Fonseca et al. (1989) determinaron la afinidad ofiolítica de los basaltos de la Formación Margot y su semejanza con los de la Formación Encrucijada, en Pinar del Río. Iturralde-Vinent (1996) indica que la presencia de tobas en la parte superior de la sección de Margot, puede sugerir que se trata de una cuenca de arco frontal, o retroarco.

Según Kerr*et al.* (1999), los basaltos de la Formación Margot se clasifican como lavas oceánicas intraplacas que pudieran representar, tanto una parte de la meseta oceánica Caribeña de 90 Ma, o ser parte de Protocaribe. Llanes *et al.* (2001) reafirman la afinidad ofiolítica de los basaltos de Margot y separan entre estos, basaltos de transición IAT-MORB (toleiítas de arco de islas - basaltos de dorsal centrooceánica) y basaltos N-MORB hasta E-MORB (basaltos de dorsal centrooceánica enriquecida), sugiriendo que los últimos pueden ser exponentes de un relicto Protocaribeño. Estos últimos autores, también distinguen, en la localidad de La Eugenia y en mina América, basaltos primitivos muy empobrecidos en HFSE, de transición IAT-MORB. Esta sección se cubre por tufitaslitoclásticas, tobas cristaloclásticas, calcedonitasradioláricas, calizas micríticas, pizarras calcáreo-carbonosas y cuerpos concordantes de basaltos porfíricos con fenocristales de plagioclasa en una matriz intersertal o hialopilítica que transicionan a diabasas, probablemente de arco volcánico (Iturralde-Vinent, 1995, 1996).

A partir de evidencias geoquímicas, sobre la base del conocimiento de la geología y tectónica de la región de estudio, de Cuba y el Caribe, en este trabajo se pretende contribuir al esclarecimiento del ambiente geodinámico de formación de las vulcanitas máficas cretácicas de la región Habana-Matanzas, aspecto que hasta el momento ha sido objeto de debate, dada las complejas relaciones tectónicas de estas rocas en la mélangeofiolítica (Díaz *et al.*, 2001).

# 1.1. Situación geólogo-tectónica

En la constitución geológica de la región Habana-Matanzas se pueden reconocer elementos estructurales del orógeno y de la cobertura. Siguiendo la clasificación de Iturralde-Vinent (2012), el orógeno comprende rocas continentales y oceánicas, representadas por estructuras formadas antes del Eoceno Medio, que contienen componentes de la placa de Norteamérica (cinturón plegado poco aflorado y sedimentos de cuencas sinorogénicas de antepaís), y de la placa Caribe (rocas máficas-ultramáficas, formaciones vulcanógeno-sedimentarias del arco volcánico del Cretácico y sedimentos de cuencas sinorogénicaspostvolcánicas, que incluyen rocas del límite Cretácico-Terciario [K/T]) (Fig. 1). La cobertura está representada por rocas carbonatadas y estructuras formadas desde el Eoceno Inferior (parte alta) hasta el Holoceno, las cuales cubren discordantemente al primero con una yacencia generalmente suave. Este último periodo se caracterizó por una actividad tectónica relacionada con la

intensificación de los movimientos oscilatorios (Albear e Iturralde–Vinent, 1977) que ocasionó el desmembramiento de la región en bloques, acompañada por un intenso agrietamiento y fallamiento de las rocas, incluyendo varias fallas de gran extensión y, probablemente, de carácter profundo. Esto provocó la formación de diferentes estructuras levantadas, en las que se exponen los complejos rocosos del orógeno.

Las vulcanitas máficas objeto de estudio, forman parte del complejo de rocas máficas y ultramáficas del norte de Cuba, usualmente reconocidas como "Ofiolitas septentrionales". Las ofiolitas se distribuyen en un mélangetectónico estructurado por bloques deformados de variadas dimensiones, desde unos centímetros hasta formando cuerpos de escasos kilómetros, que se intercalan tectónicamente con secuencias vulcanógeno-sedimentarias del arco cretácico, y sedimentarias del Campaniano Superior al Paleoceno, las que en conjunto yacen como un manto alóctono sobre las rocas del paleomargen continental de Las Bahamas (cinturón plegado).



*Fig. 1*. Mapa geológico simplificado del área de estudio, a escala 1:100 000, a partir de García *et al.* (2001). Las localidades estudiadas se proyectan en círculos amarillos.

Los afloramientos de rocas máficas y ultramáficas tienen rumbo E-W a NW-SE y son relativamente pequeños, pues no superan los 15- 20 km de largo por 2- 3 km de ancho (Palmer, 1945; Brönnimann y Rigassi, 1963; Albear e Iturralde-Vinent, 1985). Según las perforaciones profundas realizadas cerca de la costa norte, estos cuerpos no

superan los 2 km, en un sólo caso más de 4 km (Linares *et al.*, 1985). En la base del alóctono, en ocasiones se localiza un olistostroma de edad Paleoceno (Albear e Iturralde-Vinent, 1985). Superpuestas a la geoestructura arcoofiolitas, yacen los depósitos postvolcánicos o sinorogénicos de la Formación Vía Blanca (Campaniano-Maestrichtiano) y Formación Peñalver del Maestrichtiano (límite K/T).

Entre las rocas de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria del arco Cretácico (formaciones Chirino y La Trampa) predominan las tobas y rocas epiclástitas sobre las lavas, constituidas por andesitas basálticas, andesitas y dacitas calcoalcalinas, depositadas en condiciones de aguas relativamente profundas, sin que se observen estructuras volcánicas de tipo central. Estas formaciones están mal fechadas, pero en general corresponden al intervalo Albiano-pre-Campaniano (García *et al.*, 2001; Iturralde-Vinent, 2012). Estas rocas yacen adyacentes a las ofiolitas, como bloques en el mélange.

Al igual que en otras regiones de Cuba, aparecen bloques de metamorfitas, principalmente de baja relación presión/temperatura. En La Habana se han reportado algunos bloques de rocas metamórficas aisladas (Somin y Millán, 1981; Millán, 1996). En Matanzas, Piotrowska*et al.* (1981) describen "xenolitos" de metamorfitas entre las tectonitasultramáficas, principalmente anfibolitas de grano fino que proceden de microgabros y diabasas. Estos mismos autores describen esquistos cuarzo-biotíticos, rocas cloríticas, actinolito-cloríticas, meta-areniscas, esquistos hornbléndicos y mármoles. Dentro de las serpentinitas de la estructura Cidra hacen referencia a bloques elipsoidales de gabros gnéisicos que sufrieron fuerte reelaboración tectónica. En la región de Madruga, en el pozo Madruga-4, se cortaron meta-areniscas y esquistos granoblásticos hornblendo-cuarzo-calcíticos con pirita. Al Sur del poblado de Canasí, afloran bloques de gabros y diabasas metamorfizados a bajo grado. Llanes *et al.* (2001) reportan la presencia de bloques aislados de antigorititas en el área de Tetas de Camarioca. La presencia de estos bloques de metamorfitas entre serpentinitas, sugiere la posible presencia de un mélangede subducción, en la región Habana-Matanzas.

#### 2. Materiales y Métodos

Como es común en las áreas tropicales, el muestreo de afloramientos de roca frescas es limitado, ya que el intemperismo muchas veces no permite la toma de muestras satisfactorias para fines geoquímicos aplicados a los elementos mayores y traza en roca y sus minerales formadores. Por consiguiente, se realizó un muestreo representativo de las vulcanitas máficas (basaltos y boninitas) que se imbrican en el mélangeofiolítico. Se recolectaron 12 muestras que constituyen fragmentos de rocas de afloramientos, excepto una de ellas, tomada de testigo de pozo (Tabla I).Las muestras fueron tomadas en las localidades siguientes: 1) SE de Campo Florido, bajo el puente del ferrocarril de San Miguel (SM-1, SM-2, B-1, B-2); 2) La Pita, en lomas de Coca (LP-20); al Norte de Corral Nuevo, en la localidad La Eugenia (LE-73-2); 4) flanco sur de la cantera inactiva de mina América(AM-2): 5) flanco noreste de la cantera inactiva de la Mina Margot (MT, MT-1, MT-2), además de fragmento de muestra de pozo de la mina (MT-31), y 6) región de Madruga (MD-51) (Tabla I, Fig. 1).

Las secciones delgadas de las vulcanitas se estudiaron a través de microscopía de luz polarizada, utilizando el microscopio Nikon de fabricación japonesa, con aumento de hasta 400 X, en el departamento de Petrología y Mineralogía del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba.

Para realizar el análisis de la composición química de la roca total, se eliminaron previamente las vetas de inyección secundarias y la superficie de alteración arcillosa en la muestras. Los análisis de elementos mayores, se realizaron mediante espectrometría de absorción atómica con llama, en el Laboratorio Central de Minerales José Isaac del Corral, en La Habana. La media del error analítico de la medición de los diferentes elementos se comportó como sigue (en %): SiO<sub>2</sub>=0,9; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=3,5; TiO<sub>2</sub>=10; Fe (t) como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=4,1;CaO=4; MgO=4,6; MnO=14; Na<sub>2</sub>O=8; K<sub>2</sub>O=15; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=13,8; PPI=4,7.

Los análisis de elementos traza fueron realizados en la universidad de Granada (España). Excepto el Zr, los elementos menores se determinaron mediante un espectrómetro de masas (ICP-MS) con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuadrupolo PERKIN ELMER Sciex-Elan 5000. Las determinaciones se realizaron tras una digestión en HF y HNO<sub>3</sub> de 0.1000 g de polvo de muestra en un contenedor de teflón a 180 °C y 200 psi durante 30 minutos, secado por evaporación, y disolución en 100 ml de HNO<sub>3</sub> diluido al 4%. Las calibraciones fueron llevadas a cabo con los estándares internacionales PM-S y WS-E disueltos de la misma forma no siendo la concentración obtenida para estos estándares significativamente diferente a los valores recomendados (Govindaraju*et al.*, 1994). La precisión fue mayor del 2% para una concentración de analito de 50 ppm y mayor del

5% para una concentración de analito de 5 ppm. La composición de Zr fue determinada en un equipo PHILIPS Magix Pro (PW-2440) con generador de Rayos X de 4 kW de potencia.

Tabla I. Ubicación y breve información geológica de muestras de vulcanitas estudiadas.

Muestras	Coordenadas	Tipo de roca	Breve información sobre las localidades muestreadas
MT-1	434200, 360201	Basalto porfídico	Afloramiento de lavas en almohadillas en el flanco noreste de la
MT-2			cantera inactiva de la Mina Margot (Piotrowski y Myczyński, 1986;
MT-3			Fonseca et al., 1989; Iturralde-Vinent 1996)
MT-31	434200, 360201	Basalto subporfídico	Muestra de basalto de un fragmento de testigo de perforación en Mina
			Margot (Proyecto de exploración, 1995-1996, CNIG, La Habana)
LP-20	389750, 360600	Basalto porfídico	Basalto en contacto tectónico con gabros, en La Pita, en Lomas de
			coca, al SE de Campo Florido (Llanes et al., 2001)
MD-51	413800, 341850	Basalto porfídico	Basalto en contacto tectónico con rocas de la Formación Chirino.
			Localidad de Madruga (Morales et al., 1994; Llanes et al., 2001)
LE-73	434750, 364200	Basalto afírico	Basalto en contacto tectónico con tobas de la Formación Chirino, en la
			localidad La Eugenia (Llanes et al., 2001)
AM-2	435750, 361700	Basalto afírico	Basalto que transiciona a diabasa, y yace como bloque entre
			serpentinitas, en la cantera inactiva de mina América, al NE del
			poblado Corral nuevo (Llanes et al., 2001)
SM-1	387450,364600	Basalto	Basalto en contacto tectónico con serpentinitas y gabros en la línea del
SM-2			ferrocarril, puente de San Miguel, al sureste de Campo Florido (Albear
			and Iturralde-Vinent, 1996; Fonseca et al., 1989; Llanes et al., 2001)
B-1	387450,364600	Boninita	Bloques de lava entre basaltos y diabasas (el tipo de contacto entre
B-2			estos, no se logra definir) en afloramiento a lo largo de la línea del
			ferrocarril, bajo el puente cerca del poblado de San Miguel, al sureste
			de Campo Florido (Fonseca et al., 1989; Llanes et al., 2001).

#### 3. Resultados y Discusión

#### 3.1 Petrografía de las vulcanitas máficas

Las vulcanitas objeto de estudio, están constituidas fundamentalmente, por basaltos que se caracterizan por textura porfídica, subporfídica y afírica, a veces con crecimientos variolíticos. Un rasgo común de todas las vulcanitas es la presencia de amígdalas. En caso aislado aparecen boninitas.

Entre los *basaltos con textura porfídica*, se distingue un grupo representado por las muestrasMT-1, MT-2y MT-3 de mina Margot. En este grupo la plagioclasa constituye los fenocristales, en cristales que varía desde 0.3 a 10 mmde composición labradorita y escasos granos de olivino con poiquilitos de plagioclasa; en una matriz constituida por microlitos de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, yescaso vidrio (Fig. 2 F). Hay grandes amígdalas, cloritizadas y carbonatizadas, y se observa mineral opaco disperso, probable magnetita o titanomagnetita, e impregnaciones de óxidos e hidróxidos de hierro. Otro grupo está representado por las muestras (LP-20, AM-2, MD-51) de La Pita, mina América y Madruga, respectivamente. En este grupo, el clinopiroxeno (augita) constituye los fenocristales, de hasta 2 mm de largo; la plagioclasa (labradorita), que a veces presenta pseudomorfosis a saussurita. Ocupando intersticios entre esta plagioclasa, se encuentran pequeñas tablillas de clinopiroxeno, vidrio cloritizado, y en menor proporción cuarzo secundario, acompañado en algunos casos por carbonato. El clinopiroxeno a veces presenta una incipiente anfibolización.

<u>Entre los basalto con textura subporfídica</u> se separa un tipo (MT-31 de mina Margot) constituido por fenocristales escasos de plagioclasa, en una matriz formada por microlitos aciculares de plagioclasa dispuestos intersertalmente y en forma de variolas, de granulometría muy variable, en rangos desde 0,1 hasta 0,8 mm, afectados por procesos de albitización, con ligera segregación de clorita. En los intersticios entre microlitos desordenados de plagioclasa, se encuentran tablillas xenomórficas de clinopiroxeno. Se destaca también la existencia de finos crecimientos variolíticos de clinopiroxeno, no cristalizados totalmente. Rellenando espacios entre los diferentes minerales, así como en impregnaciones sobre los mismos, aparece hidróxido de hierro, en

contenido similar al del clinopiroxeno. Un segundo tipo está representado por basaltos de San Miguel (SM-1), donde la fracción subporfídica está compuesta por algunos relictos de fenocristales sustituidos por carbonato con formas cristalinas propias de minerales máficos, de hasta 1.2 mm. La matriz está compuesta por microlitos muy finos de plagioclasa, menores de 0.1 mm, distribuidos desordenadamente provocando el desarrollo de abundantes intersticios ocupados por vidrio cloritizado y minerales máficos, así como posible granos de clinopiroxeno reemplazados por minerales hidromicáceos.



*Fig.* 2 Microfotografías de las vulcanitas máficas de las ofiolitas de Habana-Matanzas: A) Basalto porfídico con fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) (Muestra LP-20), B) Basalto con textura subporfírica, y matriz espilitoidea, donde se observan algunos relictos de fenocristales máficos alterados a carbonato (posible clinopiroxeno) (Muestra SM-1), C) Boninita con textura subglomeroporfídica representada por aglomeración de pequeños cristales tabulares de ortopiroxenoi(Opx) (Muestra B-1), D) Basalto formado por microlitos de plagioclasa (Pl) y piroxeno, en una matriz con escaso vidrio. El piroxeno frecuentemente aparece sustituido por anfibol (actinolita) (Muestra B-1), E) Basalto formado por una matriz de tablillas de plagioclasa y láminas de anfíbol del tipo actinolita (Anf) (Muestra LE-73), F) Basalto con fenocristales anchos de plagioclasa básica y escasos relictos de olivino (Ol), en una matriz de Pl, Ol y Cpx (Muestra MT-1).

<u>Basalto afírico</u>, se describe en La Eugenia (LE-73-2) formado por una matriz de pequeñas tablillas de plagioclasa de tipo andesina-labradorita, afectadas por ligeros procesos de pelitización, distribuidas desordenadamente, lo que provoca el desarrollo de espacios ocupados por laminillas cortas de actinolita (Fig. 2E). En algunos sectores se observa sustitución del anfíbol por clorita, restos escasos de uralita. Aparece titanita accesoria en forma de diminutos granos, a veces como pequeños cristales subidiomórficos.

Las <u>boninitas</u>de San Miguel, al SW de Campo Florido, presentan unasubglomeroporfídica con matriz hialopilititica, manifiesta en aglomeración de pequeños cristales tabulares, ligeramente alargados y en cortes transversales de ortopiroxeno (enstatita) (10-15%) (Fig. 2C). Además, se observan fenocristales idiomórficos al parecer de ortopiroxeno, que abarcan 20% de la masa, pues no se conservan relictos del mineral debido a su seudomorfosis total a serpentina con carbonitización acompañante. La masa principal está constituida por pequeños listoncillos de clinopiroxeno y ortopiroxeno —enstatita— con tamaño variable, en rangos de 0.05 mm-0.3 mm. Estos listoncillos se distribuyen desordenadamente sobre una base de vidrio volcánico fresco, de tonos claros a ligeramente parduscos, debido a la presencia de abundante segregación criptocristalina de burbujas (globulitos) de aire en el vidrio.

#### 3.2 Geoquímica de elementos mayores y traza en roca total

La composición química de los elementos mayores y traza aparecen en la Tabla II. Para la interpretación petroquímica se utilizaron varios diagramas aplicados a la geoquímica de elementos mayores y traza. Las muestras LE-73-2, AM-2 y LP-20 no fueron proyectadas en todos los diagramas, por carecer de los correspondientes datos. Entre los elementos traza, los de elevada carga (HFSE *-High Field Strengthelements*) como Ti, Y, Zr, Hf, Ta y Nb, y las tierras raras (TR), se consideraron elementos discriminantes del ambiente tectónico, por su comportamiento relativamente inmóvil durante alteración hidrotermal y el metamorfismo de bajo grado (Cann, 1970; Wilson, 1989).

Tabla II. Composición química de elementos mayores y traza de las vulcanitas máficas

Muestra	MT-1	MT-2	MT-31	MT-3	MD-51	LE-73-2	AM-2	LP-20	SM-1	SM-2	B-1	B-2
SiO2	46,16	45,9	45	46,27	51,94	56,66	54	51,42	54,66	54,48	52,34	51,48
TiO2	0,77	1,02	1,90	0,87	0,33	0,33	0,47	0,40	0,34	0,33	0,23	0,24
Al2O3	20,56	17,51	15,09	20,21	15,24	13,04	15,21	16,28	15,45	15,49	12,51	12,83
FeO*	5,00	5,97	11,41	5,65	6,37	6,89	6,70	7,43	5,02	8,46	7,41	7,00
MnO	0,09	0,11	0,18	0,1	0,15	0,13	0,14	0,08	0,08	0,13	0,12	1,26
MgO	6,15	6,05	4,5	5,14	5,47	9,17	8,26	9,4	6,68	6,78	10,35	9,01
CaO	10,4	12,83	9,63	13,99	10,68	4,92	6,87	8,75	9,47	8,71	11,27	9,5
Na2O	4,07	3,16	4,16	2,63	3,62	4,36	4,43	2,37	4,35	2,32	0,96	1,26
K2O	0,22	1,29	0,61	0,2	0,85	0,05	0,33	0,13	0,49	0,38	0,24	0,25
P2O5	0,11	1,15	0,23	0,13	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,01	S/D
PPI	6,37	6,48	5,44	4,09	6,14	2,68	1,78	3,18	2,44	1,44	4,36	5,72
SUMA	99,9	101,47	98,15	99,94	100,84	98,27	98,24	99,47	99,02	98,56	99,8	98,55
Cr	366	361	125	349	350	570	383	350	257	208	31	S/D
Ni	133	170	92	111	63	130	139	68	161	103	77	S/D
V	187	225	353	227	282	91	202	253	206	253	S/D	S/D
Ti	4600	6100	11400	5220	2040	54	4655	2300	2000	2000	200	S/D
Κ	913	5352	2531	820	1618	2900	S/D	S/D	2033	1577	900	S/D
Rb	2	15	18	14	21	3	2	2	2,988	2,741	S/D	S/D
Cs	0,38	0,34	0,33	0.12	0,27	S/D	S/D	S/D	0,036	0,023	S/D	S/D
Ba	76	75	44	72	66	17	13	537	175,385	91,24	S/D	S/D
Sr	527	244	171	288	147	109	110	79	337,676	177,51	S/D	S/D
Р	240	327	502	273	109	S/D	S/D	S/D	87	87	S/D	S/D
Та	0,31	0,86	0,4	0.28	0,04	S/D	S/D	S/D	0,05	0,06	S/D	S/D
Nb	4,2	6,1	5,42	2,5	2,5	S/D	S/D	S/D	0,67	0,75	S/D	S/D
Hf	1,4	2	3,7	0.89	0,51	S/D	S/D	S/D	0,9	0,72	S/D	S/D
Zr	48	67	130	42	22	46	40	19	25,56	15,62	S/D	S/D
Y	16	22	41	16	9	2	10	11	10,2	14,92	S/D	S/D
Th	0,38	0,48	0,46	0.37	0,35	S/D	S/D	S/D	0,29	0,28	S/D	S/D
U	0,11	0,2	0,32	010	0,39	S/D	S/D	S/D	0,13	0,09	S/D	S/D
La	4,02	5,4	6,45	4.00	2,45	S/D	S/D	S/D	1,84	2,02	S/D	S/D
Ce	9,39	12,56	17,3	10.11	4,98	S/D	S/D	S/D	3,71	4,9	S/D	S/D
Pr	1,33	1,85	2,86	1.38	0,65	S/D	S/D	S/D	0,53	0,77	S/D	S/D
Nd	6,57	9,4	15,87	6.10	2,71	S/D	S/D	S/D	2,67	3,9	S/D	S/D
Sm	2,06	2,84	5,19	2.18	0,93	S/D	S/D	S/D	0,94	1,27	S/D	S/D
Eu	0,8	1,05	1,71	0.88	0,35	S/D	S/D	S/D	0,36	0,45	S/D	S/D

	0.51	2.24			1.2.1				1.00	1.10		
Gd	2,54	3,31	6,5	2.59	1,24	S/D	S/D	S/D	1,22	1,63	S/D	S/D
Tb	0,44	0,59	1,14	0.45	0,22	S/D	S/D	S/D	0,23	0,3	S/D	S/D
Dy	2,87	3,89	7,29	3.11	1,62	S/D	S/D	S/D	1,55	2,12	S/D	S/D
Но	0,63	0,85	1,61	0.63	0,36	S/D	S/D	S/D	0,36	0,51	S/D	S/D
Er	1,73	2,22	4,32	1.81	1,14	S/D	S/D	S/D	1,06	1,56	S/D	S/D
Tm	0,26	0,34	0,67	0.24	0,16	S/D	S/D	S/D	0,18	0,37	S/D	S/D
Yb	1,63	2,12	4,37	1.80	1,36	S/D	S/D	S/D	1,15	1,74	S/D	S/D
Lu	0,23	0,31	0,62	0.22	0,18	S/D	S/D	S/D	0,18	0,28	S/D	S/D

Para la clasificación geoquímica de las rocas volcánicas estudiadas ycon el fin de evadir la influencia de la alteración secundaria en ellas, se utilizó el diagrama de clasificación de Pearce*et al.* (1996), sobre la base de la relación entre las razones de HFSE. Esta clasificación fue aplicada a los basaltos de San Miguel, al SE de Campo Florido, Madruga y mina Margot. En estas rocas predomina la composición basáltica, lo que se evidencia a través de la relación entre las razones Zr/Ti y Nb/Y (Fig. 3).



Fig.3. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Pearceet al. 1996). Domina la composición basáltica.

Según la relación Cr *vs* Y, de Pearce*et al.* (1984) (Fig. 4), se separan las lavas cuya cristalización se asocia al vector de boninitas, las asociadas al vector de la cristalización de los basaltos de arco y las relacionadas con la cristalización tipo MORB. En los dos últimos casos (basaltos de mina Margot) las muestras también se proyectan en la cercanía de los bordes del campo de basaltos de cuenca de retroarco.



*Fig. 4*.Diagrama de comparación Cr–Y (Pearce*et al.*, 1984). La mayoría de las muestras se proyectan en el entorno superior del campo de basaltos de arco de islas. Solo una muestra (MT-31, de mina Margot) se proyecta en el campo de solape MORB –WPB.

De acuerdo con la razón Ti/V, en el diagrama de Shervais (1982) (Fig. 5), los basaltos de mina Margot, mina América y La Eugenia, se separan como basaltos de suelo oceánico (OFB). Los correspondientes a Madruga, y a la localidad del SE de Campo Florido (incluyendo la muestra de basalto de La Pita), son afines a basaltos de arco de islas (ARC) con una razón Ti/V < 20.



*Fig.* 5Diagrama de Ti/1000 *vs.* V (a partir de Shervais, 1982) para rocas volcánicasmáficas. ARC: arco de islas volcánicas, OFB: basaltos de suelo oceánico.

La relación entre las razones Th/Yb y Nb/Yb (Fig. 6) en los basaltos del SE de Campo Florido (SM-1, SM-2) se inclina hacia un metasomatismo de zona de subducción. La muestra de Madruga se proyecta cercana al campo de MORB-OIB *array*, pero en el área de influencia de componente de subducción. Las vulcanitas de mina Margot se

proyectan en una diagonal en el extremo superior del campo MORB-OIB *array*, cercano al campo de influencia de componente de subducción, lo cual, según Pearce *et al.* (2014) puede ser una consecuencia de la modificación de las concentraciones de Th y Nb por asimilación de sedimentos continentales.



Fig. 6 Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb (a partir de Pearce y Peate, 1995), que muestran el progreso de las fuentes mantélicas, desde empobrecidas hasta enriquecidas. DM= manto agotado (Staudigel*et al.*, 1998); N-MORB= basalto de dorsal centrooceánica normal y E-MORB= basalto de dorsal centrooceánica enriquecido (Sun y McDonough, 1989). Las flechas en gris pálido, son adaptadas a partir de Pearce (2008).

La figura 7 ilustra la correlación entre Lu y Dy en las vulcanitas conjuntamente con los modelos no-modales de fusión para fuentes mantélicas de composición lherzolítica en el campo de la espinela y del granate. Debido a que el Lu se fracciona del Dy durante la fusión en presencia de granate, las líneas de tendencia de la fusión en presencia de espinela y granate, tienen diferente inclinación. Las variaciones Lu-Dy en las vulcanitas, reflejan cambios en el grado de empobrecimiento de la fuente a partir de la cual se originaron. La variación Lu-Dy en las muestras MT-31 y MT-2, es consistente con una fusión desde <5 hasta 30% de una fuente lherzolítica moderadamente empobrecida en el campo de la espinela. Sin embargo, esta variación en las muestras MT-1 y MT-3, sugiere que ellas fueron generadas por una fusión de 15 % de una fuente lherzolítica empobrecida en el campo de la espinela, similar a la fuente a partir de la cual cristalizaron las vulcanitas de San Miguel y Madruga, bajo una fusión desde 15 hasta > 30 %. En este último caso, las vulcanitas probablemente derivan de una fuente muy deprimida.



*Fig.* 7. Diagrama Lu vs Dy (ppm) para rocas volcánicas de la región Habana-Matanzas (a partir de Marchesi*et al.*, 2007). Las curvas de fusión son identificadas para variable grado de fusión, de lherzolita con espinela (línea continua) (Walter *et al.*, 1995), y lherzolita con granate (línea discontinua) (Gribble*et al.*, 1998). Las concentraciones deprimidas son de Donnelly*et al.* (2004). Los coeficientes de partición a partir de Bedini y Bodinier (1999), Su y Langmuir (2003), y Donnelly*et al.* (2004).

En el diagrama de distribución de multi-elementos normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Fig. 8), se observa empobrecimiento en HFSE (Zr, Ti, Y) en la mayoría de las lavas, y una anomalía negativa en Nb desde moderada (MT-1, MT-2, MT-3, MT-31 hasta significativa (SM-1, SM-2).

Todas las vulcanitas presentan una morfología del patrón de tierras raras (TR) relativamente plana, con una anomalía negativa en Nb, desde moderada hasta significativa, pero el enriquecimiento en TR ligeras distingue los

basaltos de Margot, del resto de las vulcanitas. Al mismo tiempo, entre las lavas de Margot, se observa variación de la concentración en TR pesadas y HFSE (Ti, Zr, Y), desde ligeramente empobrecida respecto a las concentraciones N-MORB (MT-1, MT-2, MT-3), hasta enriquecida (MT-31), con una moderada anomalía negativa en Nb. Las lavas de San Miguel, al SE de Campo Florido (SM-1, SM-2) y Madruga (MD-51), exhiben fuerte empobrecimiento en TR y en HFSE, respecto a N-MORB (Fig. 8), con una acentuada anomalía negativa en Nb en las lavas de San Miguel.



*Fig.8.*Diagrama de distribución de elementos traza, normalizados a partir de MORB (Sun y McDonough, 1989). Se destaca la anomalía negativa en Nb, Zr y Ti en todos los basaltos, más significativa en los de San Miguel, al SE de Campo Florido.

En el diagrama Th-Hf-Nb de Wood (1980) (Fig. 9), los basaltos del SE de Campo Florido se ubican en el campo de toleiítas de arco y basaltos calcoalcalinos, mientras los basaltos de mina Margot se distribuyen en los campos N-MORB y E-MORB-WPT. La muestra de Madruga se sitúa en el límite inferior del campo E-MORB-WPT, pero cercana a los basaltos calcoacalinos y vulcanitas alcalinas intraplacas.



*Fig.9.* Diagrama Th-Hf-Nb de Wood (1980) para la discriminación de ambiente tectónico en vulcanitas. Entre los basaltos de Mina Margot se distinguen: de afinidad N-MORB (MT-31) hasta E-MORB (MT-1, MT-2, MT-3). N-MORB: basalto de dorsal centro-oceánica normal, E-MORB: basalto de dorsal centrooceánica enriquecida, WPT: toleiítasintraplacas, IAT: toleiítas de arco de islas, CAB: basaltos calcoalcalinos, WPA:vulcanitas alcalinas

#### 3.3 Distinción geoquímica entre vulcanitas máficas e implicaciones tectónicas

El comportamiento de la geoquímica de los elementos mayores y traza de las vulcanitas estudiadas refleja influencia de componente de subducción durante la formación de estas rocas. El componente de subducción se expresa en variable anomalía negativa de HFSE (Nb, Zr, Ti, Y), siendo más significativa en las lavas con marcada afinidad boninítica o pobres en Ti (SM-1, SM-2). Todas estas rocas volcánicas, aparecen como bloques en el mélangeofiolítico, incluyendo la secuencia vulcanógeno-sedimentaria que representa la Formación Margot.

Los basaltos de San Miguel (SM-1, SM-2)presentan características de basaltos primitivos empobrecidos en Ti (*Low Ti IAT*), con una marcada anomalía negativa en Nb, que los distingue del resto de las lavas, y enriquecimiento

en LILE típico de toleiítas de arco. En contacto tectónico con ellos afloran las lavas de tipo boninitas (B-1 y B-2). La muestra de basalto de Madruga (MD-51) se define con afinidad boninítica, empobrecida en Ti, poco evolucionada, con similar concentración en Nb respecto a N-MORB, pero con tendencia a una anomalía negativa comparado con el Th. La muestra de basalto de La Pita (LP-20) presenta una razón Ti/V < 20, muy cercana a los basaltos de San Miguel y Madruga.Los basaltos de mina América (AM-2) y de la localidad La Eugenia (LE-73-2) tienen concentraciones en Ti en un rango entre los que albergan las lavas de San Miguel y las de Margot, y se proyectan en el campo de basaltos de suelo oceánico (Shervais, 1982) similar a las vulcanitas de Margot, con una razón Ti/V > 20.

Entre las vulcanitas de Margot, se distinguen lavas empobrecidas en HFSE (Zr, Ti, Y) y tierras raras pesadas respecto a N-MORB (MT-1, MT-2 y MT-3), y un tipo de lava enriquecida en estos elementos respecto a N-MORB (MT-31). Sin embargo, en todas las muestras se refleja una tendencia a una moderada anomalía negativa en Nb (Fig. 8).

Según Pearce *et al.* (2014), las particularidades petroquímicas de las vulcanitas máficas estudiadas permiten distinguir dos tipos de ofiolitas:

Tipo I: "inicio de subducción" (*Subduction-initiationophiolites*) caracterizada por una sección superior (volcánica) formada porbasaltos de antearco (FAB), toleiítas de arco de isla pobres en Ti (*Low Ti IAT*) con variada afinidad boninítica (TiO<sub>2</sub>= 0,23 - 0,47 %, HFSE << N-MORB, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> < 0,1 %), expuestas en las localidades de Mina América, La Eugenia, Madruga, SE de Campo Florido (puente de San Miguel y La Pita);

Tipo II: "dorsales subducidas" (*Subductedridgeophiolites*) caracterizada por una sección superior (volcánica) formada por basaltos de dorsal centro-oceánica contaminada (C-MORB), que incluyen basaltos N-MORB y E-MORB, con un componente de subducción ( $0,7 < TiO_2 < 1,9 \%$ ,  $P_2O_5 > 0,1 \%$ , concentraciones en HFSE, desde ligeramente inferiores, hasta enriquecidas respecto a N-MORB, similares a los que yacen en Mina Margot.

El fuerte empobrecimiento en HFSE de las lavas *Low Ti IAT* (Tipo I) es típico de rocas magmáticas de zonas de suprasubucción (Slovenec *et al.*, 2011). Los bajos contenidos en HFSE son un producto del empobrecimiento de la fuente magmática que les dio origen, por previa fusión parcial. Esto puede ser apoyado por la composición refractaria de las peridotitas serpentinizadas (harzburgíticas) en la región de estudio, que se relacionan espacialmente con los basaltos investigados. Las bajas razones en estas lavas —Ti/V<20 y Yb/V < 0,009—son características de los basaltos de antearco, lo cual refleja un fuerte empobrecimiento de la fuente mantélica comparado con los basaltos de dorsales centro-oceánicas y de cuencas de trasarco (Reagan *et al.*, 2010).

De acuerdo con Pearce (2014), Th y Nb son elementos altamente incompatibles, retienen una razón casi constante durante la fusión parcial, pero Th (Z = 4; r = 94 pm, donde pm = picometros) tiene propiedades diferentes que las de Nb (Z = 5; r = 64 pm) lo que provoca su desajuste durante la subducción. En la mayoría de los sistemas de arco, Th es móvil, y Nb inmóvil. Esto trae como resultado que la inmensa mayoría de las lavas de la zona de subducción presenten una razón Th/Nb alta. Como la corteza continental es derivada, al menos en parte, de un evento de subducción, su razón Th/Nb es también alta. Por ello, los magmas que han asimilado sedimentos continentales, igualmente tienen elevada razón Th/Nb. En el diagrama de multi-elementos (Fig. 8) puede verificarse una alta razón Th/Nb en las vulcanitas de Habana-Matanzas, más acentuada en las lavas de San Miguel.

Los basaltos C-MORB (N-MORB y E-MORB con un componente de subducción) (Tipo II) en Mina Margot, forman parte de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Formación Margot en Matanzas (Fonseca *et al.*, 1989; Iturralde-Vinent, 1990, 1996), que parece haber evolucionado durante un amplio intervalo, desde el Albiano hasta el Turoniano, lo que puede apoyar un periodo de transición en la composición de las lavas.

Kerr*et al.* (1999) analizaron basaltos de la parte aflorada de la cantera inactiva de Margot, que consideraron probablemente provenientes de una meseta oceánica (*oceanicplateu*) relacionada con una pluma mantélica. Sin embargo, la anomalía negativa en Nb, Zr y Ti, sugiere la formación de estas lavas en relación con un evento de subducción.

Las lavas de la meseta oceánica caribeña, con inclusión de las de fuente hidratada, adolecen de algún rasgo geoquímico (La/Nb $\gg$ 1) relacionado con subducción (Kerr*et al.*, 2004, Hastie y Kerr, 2010). Los valores de esta razón en las lavas de Margot se encuentran en el rango 0,7-1,3 (en el entorno de la unidad), lo que permite considerar un componente de subducción, de ligero a moderado. Cualquier tipo de ventana astenosférica (*slabwindow*) como fuente de la meseta oceánica caribeña, ha estado completamente desprovista de signatura geoquímica de manto modificado por procesos relacionados con subducción (Hastie y Kerr, 2010). En tal sentido,

la historia de la subducción caribeña sugiere que a mediados del Cretácico, los basaltos de la meseta oceánica caribeña, donde fueron estudiados, no muestran contaminación por fluidos relacionados con subducción del arco activo de las Grandes Antillas (Pindell *et al.*, 2011). Estos autores concluyen que las áreas de estudio de las rocas, que reflejan ausencia de contaminación por subducción, estaban situadas varios cientos —e incluso miles— de kilómetros distantes de la trinchera antillana. Hastie *et al.*, (2009) sugieren que la evolución del magmatismo de arco con tendencia desde PIA-IAT (arco de islas, primitivo - toleiítas de arco de islas) hasta CA (calco-alcalina) comenzó alrededor del Barremiano (130–125 Ma) en Jamaica y continuó en otras áreas a mediados del Cretácico, quizás debido a un cambio, heterogéneo en el tiempo, en la composición de los sedimentos subducidos—desde pelágicos hasta de fuente continental.

A partir de las particularidades geoquímicas y del ambiente geoestructural donde yacen las vulcanitas de las ofiolitas de Tipo I, puede considerarse que estas lavas evolucionaron en un contexto de inicio o reconfiguración (pre-arco) de una subducción, probablemente hasta la etapa juvenil de su desarrollo, alcanzando la región de antearco. Al mismo tiempo, un posible componente de sedimento subducido se refleja en variada medida en los rasgos petroquímicos de dichas vulcanitas. Diferentes líneas de evidencia indican que sedimentos provenientes de la cuenca Atlántica fueron subducidos durante el desarrollo del arco de islas cretácico, en las Antillas septentrionales (Kerret al., 1999; Marchesiet al., 2007). Los sedimentos cretácicos pelágicos fueron dominados por sedimentos biogénicos, carbonatos y detritos continentales con diagramas de multi-elementos normalizados a N-MORB que incluyen anomalía negativa en Nb, y variable en Zr, que concuerdan cercanamente con los patrones de las lavas de arco de las Grandes Antillas (Jollyet al., 2008). Como resultado de la compensación a la continuada convergencia entre las placas Protocaribe y Caribe, con una subducción buzando hacia el suroeste, según avanzaba la deriva hacia al noreste del Caribe, entre las Américas del Norte y del Sur, tiene lugar la formación de un arco IAT en una subducción al Norte (buzando hacia el SW). Durante el estadio inicial de la zona de subducción (pre-Albiano), en la región de antearco, el magma es primero producido por fusión debida a la decompresión adiabática del manto profundo. En este caso, a partir de un manto residual moderadamente empobrecido por una fusión parcial previa, se genera una corteza de antearco (forearc o FAB) que logra distinguirse de la verdadera tipo N-MORB (Caribe) (Ti/V < 20, y fuerte empobrecimiento en HFSE: Ti, Nb, Ta, Hf (MD-51, LP-20, SM-1, SM-2).Las subsiguientes fases de fusión reciben gran contribución de la hidratación de la placa subducente y del metasomatismo mantélico relacionado, quizás con cierta contribución de sedimentos continentales, según progresa la subducción. Esto es consistente con la acumulación gradual de sedimentos sobre el suelo oceánico Atlántico desde el Cenomaniano hasta el Campaniano (Jollyet al., 2008). Hay ocurrencia de repetidos episodios de fusión parcial de peridotita metasomatizada, y mezcla de líquidos de la fuente inferior agotada o deprimida con fundidos más refractarios en la columna de fundidos bajo la zona que abarca la región subarco-antearco, lo cual contribuye a la formación deboninitas en los estadios más avanzados, cuando la fuente mantélica muy empobrecida sufrió fusión parcial, a niveles más someros, a partir de fluidos acuosos derivados de la placa (Marchesi et al., 2007; Jolly et al., 2008; Reagan et al., 2010; Deschamp et al., 2012).

La naturaleza geoquímica de los basaltos de las ofiolitas de Tipo II (Ti/V > 20 y concentraciones en HFSE desde moderadas hasta enriquecidas respecto a N-MORB) [Margot, mina América y La Eugenia], sugiere que estas lavas constituyen la sección superior de una dorsal centro-oceánica consumida dentro de una zona de subducción, donde la huella del metamorfismo de alta temperatura pudo haber sido obliterado por la erosión ("tectónica"). En Matanzas, Piotrowska*et al.* (1981) describen "xenolitos" de metamorfitas entre las tectonitasultramáficas, principalmente anfibolitas de grano fino que proceden de microgabros y diabasas. Teniendo en cuenta la edad Cenomaniano-Turoniano de los sedimentos de la Formación Margot, y siguiendo el modelo de subducción norteña postulado por Pindell *et al.* (2006, 2011), la corteza oceánica, de la que estos sedimentos y lavas forman parte, debe representar una porción de la litosfera protocaribeña, con la influencia de un componente de subducción.

## Conclusiones

Entre las vulcanitas máficas cretácicas de la región Habana - Matanzas se pueden reconocer dos tipos de litosfera oceánica fósil (ofiolitas), en el sentido de Pearce (2014):

- i. Tipo 1) ofiolitas de inicio de subducción (*Subduction-Initiationophiolite*) con basaltos de antearco (FAB), toleiitas de arco empobrecidas en Ti (Low Ti IAT), y boninitas (Caribe),
- ii. Tipo 2) ofiolitas de dorsales subducidas (*Ridge-Subductionophiolite*) con basaltos C-MORB o transicionales desde N-MORB a E-MORB, con un componente de subducción (Protocaribe).

Las lavas tipo *Low-Ti IAT* deben ser relictos de la corteza oceánica que abarca desde la zona axial del arco Cretácico hasta la región de antearco.

Los basaltos de la Formación Margot parecen corresponder con toleiítas tipo C-MORB, con un componente de subducción, lo que difiere de su distinción como toleiítas intraplacas, propuesto por otros autores. Las lavas de Margot requieren mayor estudio geoquímico, con vistas a lograr una mejor comprensión del ambiente paleotectónico en el cual se originaron.

En la formación de las vulcanitas estudiadas parece haber una contribución ligera de sedimentos continentales subducidos.

## Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a los proyectos españoles MEC BTE2002-01011, CGL2006-08527/BTEY CGL2012-36263 (en especial a los Drs. Antonio García Casco y Rafael Torres Roldán, de la Universidad de Granada) por sufragar gran parte de los gastos de los datos analíticos, y a la Dra Eugenia Fonseca de SERNAGEOMIN (Chile) por el apoyo en el completamiento de los datos geoquímicos de elementos traza. Al Dr. Joaquín A. Proenza Fernández, de la Universidad de Barcelona, por sus valiosas discusiones respecto al tema en general, y en especial en lo relacionado con la definición del ambiente geodinámico y tipo de ofiolitas. A la Dra. Esther M. Cruz-Gámez, de la Universidad de Pinar del Río (Cuba) por sus oportunas sugerencias durante la redacción de este artículo. Finalmente agradecemos a los revisores anónimos por sus útiles observaciones a este trabajo.

#### Referencias

- Albear, J.F. e Iturralde-Vinent, M. 1977. Geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana. Resultados de las investigaciones científicas y del levantamiento geológico escala 1:250 000. Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba (inédito). Oficina Nacional de Minerales del Ministerio de Industria Básica, La Habana, p.155.
- Albear, J.F. e Iturralde-Vinent, M. A. 1985. Estratigrafía de las provincias de La Habana. En: Albear, J. F. e Iturralde-Vinent (eds.) Contribución a la geología de provincias de La Habana y Ciudad de La Habana. La Habana: Editorial Científico-Técnica.
- Bedini, R.M. y Bodinier, J. L. 1999. Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift. *En*: Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., y Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry ofCretaceous magmatism in eastern Cuba: Recycling of NorthAmerican continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles paleo-arc: *Journal of Petrology*, 48, 1813–1840.
- Brönnimann, P., y Rigassi, D. 1963. Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings: Eclog. Geol. Helvetiae, 56 (1): 193-480.Burke, K., Fox, P.J. y Sengor, A.M. 1978. Bouyant ocean floor and evolution of the Caribbean.*Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.
- Cann, J.R.1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. EarthPlanet. ScienceLetters, 10: 7-11.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M., Hattori, K.H. 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *ChemicalGeology*, 269, 262–277.
- Díaz de Villalvilla, L., Llanes, A.I., Millán, G., Milia, I. 2001. Aspectos polémicos en vulcanitas cretácicas de arcos de islas en el territorio cubano. *IV Congreso Cubano de Geología y Minería- GEOMIN 2001*. La Habana, CD-ROM: ISBN 959-7117-10-X: 92-101.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H. ySpiegelman, M.2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications formantle dynamics. *En*: Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., and Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry of Cretaceous magmatism in eastern Cuba: Recycling of NorthAmerican continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles paleo-arc: *Journal of Petrology*, 48, 1813–1840.
- Ducloz, C.1960. Apuntes sobre el yeso del valle de Yumurí, Matanzas. *Memorias Sociedad Cubana de Historia Natural*, 25.
- Fonseca, E., Gonzales, R. y Delgado, R. 1989. Presencia de efusivos ofiolíticos y de boninitas en las provincias de La Habana y Matanzas. *Boletín Técnico de Geología*, No.1, 42.
- García, D. E., Delgado-Damas, R., Rojas-Agramonte, Y., Millán-Trujillo, G., Peñalver L. L., Cabrera, M., Padilla, I., Díaz-Otero, C.; Torres-Silva, A. I.; Furrazola-Bermúdez, G.; Llanes-Castro, A. I., Torres, M., Pérez-Aragón, R., Bernal, L. y Morales, R. 2001. Mapa geológico de la región Habana-Matanzas a escala 1:100 000 en base digital. V Congreso Cubano de Geología y Minería - GEOMIN'2003. La Habana, ISBN 959-7117-11-8.
- Gribble, R. F., Stern, R. J., Newman, S., Bloomer, S. H. y O'Hearn, T. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: implications for magmagenesisin back-arc basins. *En*: Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., and Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry of Cretaceous magmatism in eastern Cuba: Recycling of North American continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles paleo-arc: *Journal of Petrology*, 48, 1813–1840.
- Hastie, A., Kerr, A., Mitchell, S., y Millar, I. 2009. Geochemisty and tectonomagmatic significance ofLower Cretaceous island arc lavas from theDevil's Racecourse Formation, eastern Jamaica. En: James, K.,Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., Origin and evolution of the caribbean region: Geological Societyof London, Special Publication, 328, 399–409, doi: 10.1144/SP328.
- Hastie, A.R., yKerr, A.C. 2010. Mantle plume or slab window? Physical and geochemical constraints on the origenofthe Caribbean oceanic plateau: *Earth Science Reviews*, 98: 283–293.
- Iturralde-Vinent, M.A. 1990. Las ofiolitas en la constitución geológica de Cuba. *Ciencias de Tierra y el Espacio*, 17, 8-26.

- Iturralde-Vinent, M.A.1995. Eventos magmáticos y desarrollo de las cortezas oceánicas del Caribe en el ejemplo de Cuba. Tesis de Doctorado en Ciencias Geológicas. Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente e Instituto Superior Politécnico J.A. Echeverría.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1996. Geología de las ofiolitas de Cuba. *En*: Iturralde-Vinent, M.A. (ed.) *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. IGCP Project 364. SpecialContribution *No. 1*, 83-130.
- Iturralde-Vinent, M. A. 2012. Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. CIMATEL. Academia de Ciencias de Cuba. DVD- ROM. La Habana. ISBN: 978-959-237-352-5.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G. yDickin, A.P. 2008. The case forpersistent southwest-dipping Cretaceous convergence in thenortheast Antilles: Geochemistry, melting models, and tectonic implications: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 1036–1052.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L. y Tarney, J. 1999. A Geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. Implications for plate tectonic models of the Caribbean. A contribution to UNESCO/IUGS IGCP Project 364.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Pringle, M.S., Nivia, A. 2004. Mafic pegmatites intruding oceanic plateau gabbros and ultramafic cumulates from Bolívar, Colombia: evidence for a'wet' mantle plume?. *Journal of Petrology*, 45, 1877–1906.
- Llanes, A. I., Santa Cruz Pacheco, M., García, I., Morales, A. y Palacios, B. 2001. Petrología y mineralización de la asociación ofiolítica de Habana-Matanzas (Cuba Occidental). IV Congreso Cubano de Geología y Minería- GEOMIN 2001. La Habana, CD-ROM: ISBN 959-7117-10-X, 92-101.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., and Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry of Cretaceous magmatism in eastern Cuba: Recycling of North American continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles paleo-arc: *Journal of Petrology*, 48, 1813–1840.
- Millán-Trujillo, G. 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. En: Iturralde-Vinent, M.A. (ed.), *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. IGCP Project 364.* SpecialContribution No. 1, 131-153.
- Morales, A. 1994. Proyecto Técnico-Productico Oro exógeno Habana-Matanzas". Inventario No. 544. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología.
- Palmer, R.H. 1945. Outline of the Geology of Cuba. Journal of Geology, 53, 1-34.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. y Roberts, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubductionophiolites. En: Kokelaar B.P. and Howells M.F. (eds.), Marginal Basin Geology. Geological Society of London, Special Publication, 16, 77–94.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *En*: Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100,14–48.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Special Publication*, 12, 79-113.
- Pearce, J.A. 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *ELEMENTS*, 10, 101–108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101.
- Piotrowska, K., Pszczołkowski, A., Piotrowski, J., Myczynski, R., Rudnicki, J., Kuzniarski, M., Peñalver, L., Franco, y G., Pérez, N. y Albear, J. F. de (1981). Texto explicativo al levantamiento geológico de la provincia de Matanzas a escala 1: 250 000. Brigada Cubano-Polaca. Instituto de Geología y Paleontología, Ministerio de la IndustriaBásica, La Habana (inédito).
- Piotrowski, J. y Myczynski R. 1986. Los depósitos vulcanógeno-sedimentarios de la zona Zaza en la provincia de Matanzas. *Bull. Pol. Ac. Herat Sci.*, 34, 49-66.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W.V. y Draper, G., 2006, Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved: *GeologicaActa*, 4, 89–128.
- Pindell, J.L., Walter, V., Martens U., Stanek, K. 2011. The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review* 54, 1-13.
- Pszczółkowski, A. 2002. The Margot Formation in Western Cuba, A volcanic and Sedimentary Sequence of Cenomanian–Turonianage. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 50, No.2, 13.
- Reagan, M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J-I., Peate D.W., Rowe, M.C., Woods, M. 2010. Fore-arc

basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry-Geophysics-Geosystems* (G<sup>3</sup>), 11(3): 1-17.Q03X12.

Somin, M. y Millán, G. 1981. Geology of the metamorphic complexes of Cuba. Nauka, Moscow, 218 (in Russian).

- Shervais, J. W. 1982., Ti vsV plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101–118, doi:10.1016/0012-821X(82)90120-0.
- Slovenec, D., Lugovic, B., Meyer, H-P.ySiftar G. G. 2011. A tectonomagmatic correlation of basaltic rocks form ophiolite mélanges at the north-eastern tip of the Sava-Vardar suture zone, northern Croatia, constrained by geochemistry and petrology. *Ofioliti*, 36 (1), 77-100.
- Staudigel, H., Albarede, F., Blichert-Toft, J., Edmond, J., McDonough, W.F., Jacobsen, S.B., Keeling, R., Langmuir, C.H., Nielsen, R.L., Plank, T., Rudnick, R., Shaw, H.F., Shirey, S.B., Veizer, J., White, W., 1998. Geochemical Earth Reference Model GERM: description of the initiative. *Chemical Geology*, 145, 153-159.
- Su, Y. y Langmuir, C. H.2003. Global MORB chemistry compilation at the segment scale. *En*:Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., and Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry ofCretaceousmagmatism in eastern Cuba: Recycling of North American continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles paleo-arc: *Journal of Petrology*, 48, 1813–1840.
- Sun S.-S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basis. *Geological Society of London*, 42 (Special Publications), 313-345.
- Walter, M. J., Sisson, T.W. y Presnall, D. C. 1995. A mass proportion method for calculating melting reactions and application to melting of model upper mantle lherzolite. *En*:Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., and Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry ofCretaceousmagmatism in eastern Cuba: Recycling of NorthAmerican continental sediments and implications for sub-duction polarity in the Greater Antilles paleo-arc: *Journal of Petrology*, 48, 1813– 1840.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis, A Global Tectonics Approach. Chapman and Hall, London, 466.
- 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 Bristish Tertiary volcanic province. *Earth and PlanetaryScienceLetters*, 50, 11-30

#### Datos de los autores

Angélica Isabel Llanes-Castro: MrC. en Ciencias de la Geoinformación y Observación de la Tierra, labora en el departamento de Mineralogía y Petrología del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba, con categoría de investigadora agregada, está encomendada a la Petrología de ofiolitas y metalogenia asociada. Teledetección multiespectral. Se encuentra culminando su tesis doctoral en el tema Petrogénesis de las ofiolitas y metalogenia asociada, de la región La Habana-Matanzas. Con categoría docente de Profesor Principal Instructor

**Lilavatti Díaz de Villalvilla**: DrC. Ciencias Geológicas, labora como investigador auxiliar en la asesoría en Petrología ígnea, del Instituto de Geología y Paleontología, ostenta la categoría docente de Profesor Principal Auxiliar.

**Ana Ibis Despaigne-Díaz:** DrC. Ciencias Geológicas, labora como Profesor Principal Auxiliar del Departamento de Geología de la Universidad de Pinar del Río, en Cuba. Ostenta la categoría de Investigador agregado y su tema de investigación es la Mineralogía, Metamorfismo, Geología Estructural

**Mako Ronneliah-Sitali**: Ing. Geólogo, labora en el Servicio Geológico de la División de Geofísica del Ministerio de Energía y Minas de Namibia.

**Danyer García-Jiménez:** Aspirante a investigador en el departamento de Mineralogía y Petrología del Instituto de Geología y Paleontología, de Cuba, su actividad investigativa y los servicios que realiza están relacionadas con la Petrología y Mineralogía.