



Revista Geológica de América Central
ISSN: 0256-7024
percydenyerchavarria@gmail.com
Universidad de Costa Rica
Costa Rica

Gazel, Esteban; Alvarado, Guillermo E.; Obando, Jorge; Alfaro, Arístides
GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL ARCO DE SARAPIQUÍ, COSTA RICA
Revista Geológica de América Central, núm. 32, 2005, pp. 13-31
Universidad de Costa Rica
San José, Costa Rica

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=45436355002>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL ARCO DE SARAPIQUÍ, COSTA RICA

Esteban Gazel^{1*}, Guillermo E. Alvarado^{1,2}, Jorge Obando³ & Arístides Alfaro²

¹* Universidad de Costa Rica, Escuela Centroamericana de Geología, Apdo. 214-2060, Costa Rica.
egazel@geologia.ucr.ac.cr

² Instituto Costarricense de Electricidad, Geología, Apdo. 10032-1000.

³ Consultor, Hatillo 1, Calle Tempisque 130, San José.

* Dirección actual: Rutgers University, Department of Geological Sciences, 610 Taylor Road,
Piscataway, NJ 08854-8066 U.S.A. egazel@eden.rutgers.edu

(Recibido 7/7/05; Aceptado 13/2/06)

ABSTRACT: The Sarapiquí Miocene Arc (22.2-11.4 Ma) is located in northern Costa Rica, Central America. The regional basement is represented by serpentinized peridotites, Albian siliceous pelagites and Paleocene to Middle Eocene turbidites. The units from this arc vary from olivine-bearing basalts to rhyolites, including lavas, pyroclastic deposits and lesser subvolcanic bodies. Based on geological mapping, K/Ar dating and geochemical analysis data the magmatic evolution of the Sarapiquí Arc is established in this paper: 1) Jardín Basalts (22.2 Ma) show a near primary tendency with high MgO, TiO₂, Ni, Cr, and Nb, high initial La/Yb ratios, and low Ba/La. 2) The Arrepentidos Basaltic-andesites, Chaparrón Pyroclasts, Hito Sar Basalts, Boca Tapada Gabbro, and Chamorro Andesites (17.2-11.4 Ma). 3). Contemporaneous felsic magmas, produced by remelting of pre-existing intrusives, originated the Crucitas rhyolites, characterized by very high Ba/La ratios and REE patterns that indicate a plagioclase rich, amphibole-bearing source. The Zr/Nb ratios (7-36) show the coalition of a minor OIB source with a dominant MORB source, both modified by subduction. An inverse model of the source using the REE of the mafic units, show that the mantle composition was a garnet peridotite. U/Th ratios <1, indicate that the mantle metasomatism was produced by subduction of carbonate pelagic sediments. Except the low-degree melts included in the Jardín Basalts, the rest of the units show LILE and Pb enrichments and HFSE depletions, typical of the island arc environment.

Key words: Island arc, Sarapiquí arc, Miocene, geochemistry, magmatism.

RESUMEN: El Arco de Sarapiquí se localiza en el sector norte de Costa Rica. El basamento de esta región corresponde con peridotitas serpentinizadas, pelagitas silíceas del Albian y turbiditas del Paleoceno-Eoceno Medio. Las unidades que forman este segmento del arco magnético del Miocene (22.2-11.4 Ma) varían de basaltos olivínicos a riolitas, representadas por facies lávicas, depósitos piroclásticos y en menor proporción cuerpos subvolcánicos. Con base en el mapeo geológico, dataciones K/Ar y los análisis químicos se logró establecer la siguiente evolución magnética del Arco de Sarapiquí: 1) Los Basaltos Jardín (22.2 Ma) presentan una tendencia primaria con altos contenidos de MgO, TiO₂, Ni, Cr y Nb; altas razones La/Yb y bajas razones Ba/La. 2) Posteriormente se originó un proceso de evolución del arco magnético (17.2-11.4 Ma), representado por los Andesitas-basálticas Arrepentidos, Piroclastos Chaparrón, Basaltos Hito Sar, Gabbro Boca Tapada y Andesitas Chamorro 3) Magmas felsicos generados por fusión de rocas intrusivas preexistentes ricas

en plagioclasa y anfíbol, originaron las Riolitas Crucitas (16,4 Ma) caracterizada por altas razones Ba/La. Las razones Zr/Nb evidencian la coalición de una fuente de tendencia OIB con una fuente dominante tipo MORB, modificadas por los procesos de subducción. Con excepción de los Basaltos Jardín originados por bajo grado de fusión parcial, las unidades de este arco muestran enriquecimientos en LILE y Pb así como deficiencias en HFSE, típicas de los ambientes de arcos de islas. Las razones U/Th (<1) indican que el metasomatismo del manto se originó a partir de la subducción de sedimentos pelágicos carbonatados. Mediante un modelo inverso realizado con las unidades máficas del arco, se infiere que la composición del manto original corresponde con una peridotita con granate.

Palabras clave: Arco de islas, Arco de Sarapiquí, Mioceno, geoquímica, magmatismo.

INTRODUCCIÓN

El vulcanismo del Mioceno de América Central Austral ha sido poco estudiado a nivel regional en comparación con el arco volcánico actual (Carr et al., 1990; Feigenson & Carr, 1993; Kussmaul et al., 1994; Cameron et al., 2002). Ehrenborg (1996) presenta una síntesis de las asociaciones magmáticas del Mioceno de Nicaragua, las cuales varían de basaltos a riolitas con una tendencia toleítica a calco-alcalina incluidas dentro del Grupo Coyol (24,3 - 11,7 Ma). Con base en la investigación anterior, Plank et al. (2002) muestran las primeras variaciones regionales de las relaciones U/Th y Ba/La de las rocas volcánicas del arco Coyol y la comparación de estas razones con el arco actual de Nicaragua.

En el sector sureste de Costa Rica, en la cordillera de Talamanca, afloran rocas plutónicas y volcánicas calco-alcalinas del Mioceno Superior. Dengo (1962) agrupó estas rocas dentro de la Serie Comagmática de Talamanca y menciona la posibilidad de que tengan un origen común. Posteriormente, De Boer et al. (1995) demuestran la afinidad geoquímica de estas rocas, las cuales se caracterizan por presentar un enriquecimiento en LILE (elementos litófilos de gran radio) y deficiencias en HFSE (elementos de alto equipotencial). La edad de estas rocas varía de 7,6-10,6 Ma en los alrededores de San Gerardo, el cerro Buena Vista, División y Buenos Aires, mientras que en los alrededores de Dominical y Puerto Nuevo las rocas gáboicas varían entre 11,76-17,50 Ma. En el sector noreste de la cordillera las edades de las granodioritas de los ríos Macho y Grande de Orosi oscilan de 3,6-4,2 Ma (MacMillan et al., 2004). Afloramientos pequeños de rocas plutónicas del Mioceno Superior-Plioceno afloran en los

cerros de Escazú y Desmonte 7,9-2,1 Ma (Bellón & Tournón, 1978; Saénz, 1982) y en la cordillera de Tilarán 3,9-7,1 Ma (Appel, 1990).

Tradicionalmente, se ha incluido el vulcanismo Neógeno de Costa Rica dentro del Grupo Aguacate. Posteriormente, este grupo se dividió en el sector del Valle Central en la Formación La Cruz (11,35-10,90 Ma), la cual presenta una composición basáltica a andesítica-basáltica de tendencia toleítica, originada en un arco de islas poco evolucionado y la Formación Grifo Alto (5,10-4,04 Ma) que incluye basaltos a andesitas originados en un arco de islas maduro calcoalcalino, separadas por una discordancia que documenta un evento tectónico que basculó la Formación la Cruz (Denyer & Arias, 1991; Kussmaul et al., 1994; MacMillan et al., 2004). En la zona sur de Costa Rica, en los alrededores de Mano de Tigre afloran rocas basálticas (Mora, 1979) cuya edad es cercana a los 14 Ma (MacMillan et al., 2004), sin embargo, sus características geoquímicas han sido poco estudiadas.

La región norte de Costa Rica, constituida por las llanuras de San Carlos y los Guatusos, ha sido una de las menos estudiadas desde el punto de vista geológico en Costa Rica. Sin embargo, esta región es el relictico de un arco magmático que se detallará en este trabajo desde un punto de vista geoquímico, geocronológico y litológico, con el propósito de analizar su origen y evolución.

Trabajos previos en el Arco de Sarapiquí

Hayes (1899) describe las rocas sedimentarias y volcánicas en los alrededores del río San Juan. Dengo (1962) interpreta esta región como una prolongación del graben de Nicaragua.

Dondoli (1965) menciona la existencia de una serie de antiguos focos volcánicos y posteriormente Malavassi & Madrigal (1970) definen estas unidades volcánicas como la Formación Cureña. Descripciones petrográficas aisladas y unos pocos análisis químicos de estas lavas son presentados por Alvarado (1984) y Tournon (1984), evidenciando una amplia variedad petrográfica desde basaltos olivínicos hasta andesitas con hornblenda y una gama de facies volcánicas (tefros de caída, flujos piroclásticos, coladas de lava).

Astorga et al. (1991), con base en estudios geológicos y geofísicos detallados, denominan al sector norte de las llanuras de San Carlos como el Arco de Sarapiquí, correspondiendo con una unidad morfotectónica formada por rocas volcánicas del Neógeno que sobreyacen rocas sedimentarias del Paleógeno. Vargas & Alfaro (1992) y Astorga (1992) describen la presencia de peridotitas serpentinizadas, basaltos alcalinos y rocas volcánicas félasicas (dacitas-riolitas) en la zona. Tournon et al. (1995) presentan datos geoquímicos sobre las peridotitas. Obando (1995) presenta un mapeo geológico, análisis químicos e isotópicos y dataciones K/Ar de las unidades ígneas. Por último, Sigarán (2001) presenta un estudio del prospecto minero Conchudita, que incluye análisis químicos de las rocas volcánicas.

Metodología

Dentro de las unidades cartografiadas se escogieron las muestras de las unidades lávicas más sanas y representativas. De las unidades predominantemente piroclásticas se muestraron las coladas de lava subordinadas, ya que los piroclastos se encuentran alterados. En el Instituto de Geoquímica de la Universidad de Gotinga, Alemania, se realizaron 7 análisis de isótopos de Sr (Cuadro 1) con un espectrómetro Finigan MAT 262 (Cuadro 1), 29 análisis de XRF para la determinación de elementos mayores y trazas (Cuadros 2 y 3) y 7 análisis con un ICP-MS para la determinación de elementos de tierras raras (REE) y otras trazas (Cuadro 4). Las dataciones radioisotópicas que se presentan en este trabajo se realizaron mediante la técnica K/Ar (Cuadro 1). Los análisis químicos y dataciones K/Ar se tomaron de Obando (1995), los cuales se reinterpretan en este trabajo con base en los nuevos conocimientos geológicos y petrológicos después de una década de su propuesta original. Para la comparación de los resultados de esta investigación con los datos geoquímicos del arco volcánico actual de América Central se utilizó la base de datos CENTAM del programa IGPET 2004.

Cuadro 1

Dataciones radioisotópicas K/Ar y las razones de los isótopos de Sr para las unidades del Arco de Sarapiquí

Código	Unidad	Datación K/Ar en Ma	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Litología
4-1-95-6	Jardín	—	0,70348	Basalto
29-1-95-3	Jardín	22,2±1,5	0,70349	Basalto
8-1-95-1	Arrepentidos	17,2±0,8	0,70361	Andesita-basáltica
7-1-95-1	Chaparrón	—	0,70354	Andesita
25-1-95-3	Crucitas	—	0,70383	Dacita
26-01-95-1	Crucitas	14,3±0,5	—	Riolita
6-1-95-3	Hito Sar	—	0,70372	Andesita-basáltica
7-1-95-1	Hito Sar	15,4±0,6	—	Andesita
Chamorro	Chamorro	11,4±0,9	0,70381	Andesita

Cuadro 2

Resultados de las concentraciones (%) de elementos mayores mediante XFR

Código	Unidad	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺
4-1-95-6	Jardín	49,06	2,27	14,14	12,67	0,65	6,28	8,54	2,63	0,93	0,32	
5-1-95-2	Jardín	49,61	2,06	14,22	11,65	0,34	6,85	8,78	2,73	1,12	0,39	
5-1-95-5	Jardín	47,28	2,00	14,45	11,95	0,18	8,87	8,67	2,51	1,29	0,46	2,20
23-1-95-2	Jardín	49,80	2,23	13,93	12,75	0,26	6,57	8,84	2,80	0,87	0,31	
29-1-95-3	Jardín	49,21	0,88	16,58	10,88	0,19	7,39	9,61	2,23	0,32	0,17	
5-1-95-10	Jardín	51,47	1,03	17,08	11,31	0,24	4,55	8,26	2,90	1,12	0,23	
8-1-95-3	Arrepentidos	51,21	0,92	17,14	10,80	0,21	4,70	9,80	2,62	1,02	0,22	
8-1-95-4	Arrepentidos	54,24	1,01	17,59	9,53	0,24	3,54	7,70	3,56	0,95	0,30	
7-1-95-1	Chaparrón	51,78	0,86	17,26	9,09	0,18	5,03	10,05	2,36	1,16	0,23	
7-1-95-3	Chaparrón	52,26	0,84	17,57	9,36	0,21	4,90	9,31	2,82	0,84	0,19	
4-1-95-3	Crucitas	65,73	0,38	13,83	2,93	0,11	1,08	3,65	2,42	2,62	0,11	7,00
25-1-95-3	Crucitas	65,60	0,48	15,27	6,37	0,13	1,18	3,70	3,56	2,00	0,11	
26-01-95-1	Crucitas	70,11	0,27	14,82	2,19	0,13	0,56	1,94	3,58	3,12	0,04	
28-1-95-1	Crucitas	69,36	0,24	15,10	2,69	0,16	0,66	2,53	4,55	1,52	0,11	
4-1-95-9	Hito Sar	51,72	0,88	16,81	10,35	0,24	4,88	9,92	2,68	0,59	0,19	1,70
5-1-95-1	Hito Sar	51,89	0,93	19,50	9,59	0,14	2,79	9,37	3,00	0,99	0,22	
5-1-95-7	Hito Sar	49,98	1,05	18,10	10,78	0,20	4,21	9,53	2,74	0,99	0,24	
5-1-95-11	Hito Sar	50,68	1,08	17,78	10,81	0,37	3,83	9,38	2,74	1,07	0,27	
6-1-95-2	Hito Sar	48,10	0,68	22,20	8,38	0,15	4,78	11,68	1,96	0,52	0,15	1,50
6-1-95-3	Hito Sar	48,00	0,96	18,21	13,15	0,20	4,62	10,63	2,48	0,62	0,19	
29-1-95-11	Hito Sar	47,97	0,89	19,70	10,50	0,19	4,52	10,73	2,35	0,61	0,17	
29-1-95-12	Boca Tapada	48,97	0,73	19,53	9,11	0,17	5,54	11,27	2,46	0,62	0,21	
4-1-95-7	Chamorro	57,44	0,82	18,18	7,46	0,24	1,88	6,75	3,46	1,09	0,21	
24-1-95-1	Chamorro	56,59	0,72	15,65	8,40	0,19	4,23	6,78	2,79	1,06	0,15	
4-1-95-1	Chamorro	58,18	0,98	16,18	7,32	0,16	2,30	5,85	3,11	2,43	0,35	
4-1-95-2	Chamorro	58,25	0,83	16,76	6,50	0,18	2,14	6,23	2,88	2,25	0,33	
26-1-95-2	Chamorro	58,32	0,84	17,48	7,31	0,21	1,72	5,12	3,27	1,19	0,15	
Chamorro	Chamorro	53,71	0,93	18,38	7,56	0,17	2,25	7,52	3,05	1,46	0,43	

Datos en ppm (ng/g). Las unidades litológicas son las mismas del Cuadro 2

Cuadro 3

Resultados de las concentraciones elementos traza mediante XFR

Código	Sc	V	Cr	Co	Ni	Zn	Sr	Y	Rb	Zr	Ga	Nb
4-1-95-6	25	217	201	95	254	123	440	41	15	177	18	20
5-1-95-2	23	213	200	80	310	130	569	70	17	178	17	22
5-1-95-5	26	248	348	53	216	116	618	89	25	184	18	28
23-1-95-2	20	218	208	62	220	114	449	27	16	171	19	18
29-1-95-3	33	271	282	47	104	83	332	21	0	63	17	3
5-1-95-10	30	321	9	43	5	92	467	32	20	79	19	4
8-1-95-3	33	277	52	32	40	78	438	25	20	94	16	3
8-1-95-4	29	174	8	20	3	105	487	33	14	81	18	4
7-1-95-1	32	242	107	27	35	73	449	25	24	89	16	3
7-1-95-3	29	250	36	34	15	80	429	31	12	77	17	3
25-1-95-3	13	94	34	11	17	52	281	16	60	114	15	5
26-01-95-1	6	30	8	1	0	31	224	14	69	101	14	6
4-1-95-3	8	49	7	5	0	47	569	19	67	104	14	4
28-1-95-1	3	17	6	1	7	73	411	17	26	85	14	6
4-1-95-9	33	285	59	35	28	81	399	27	10	72	17	2
5-1-95-1	24	251	7	24	4	82	490	31	14	82	20	4
5-1-95-7	31	302	22	41	26	89	484	24	21	75	17	3
5-1-95-11	29	305	17	34	17	100	450	37	20	96	18	3
6-1-95-2	26	220	66	38	34	65	509	16	7	46	17	3
6-1-95-3	33	321	57	35	50	83	471	22	11	60	19	4
29-1-95-11	30	305	15	31	18	81	484	21	6	53	20	2
29-1-95-12	30	224	95	36	52	74	508	18	9	60	19	2
4-1-95-7	23	127	9	20	13	90	377	36	15	92	19	5
24-1-95-1	25	196	37	26	20	76	399	26	34	96	16	5
4-1-95-1	20	148	8	12	4	89	394	47	54	161	17	8
4-1-95-2	20	118	11	16	4	80	515	37	110	161	17	9
26-1-95-2	24	184	26	23	22	78	316	28	17	129	17	9
Chamorro	9	135	25	10	45	86	489	41	71	154	18	8

Cuadro 4

Resultados de las concentraciones elementos traza y REE mediante ICP-MS

Código	Li	Sc	Rb	Sr	Y	Cs	Hf	Ta	Pb	Th	U	Ba	La
4-1-95-6	4,19	22,13	23,56	374,99	35,74	0,17	3,98	1,11	4,35	2,08	0,74	279,80	20,99
29-1-95-3	6,06	30,15	3,41	358,72	16,32	0,08	1,30	0,19	8,68	0,37	0,21	220,18	5,61
6-1-95-3	4,93	31,51	8,66	407,13	17,02	0,15	1,21	0,20	5,29	0,45	0,27	245,34	5,77
7-1-95-1	5,00	29,63	31,88	392,99	19,67	1,95	1,91	0,38	11,97	0,91	0,49	385,70	8,93
4-1-95-3	3,74	5,80	63,31	413,24	14,63	2,61	2,21	0,56	6,21	2,24	0,95	1258,92	10,35
8-1-95-3	5,99	30,36	22,60	382,24	21,59	0,48	2,14	0,40	7,67	1,16	0,60	411,74	9,40
Chamorro	5,64	15,66	105,12	391,60	32,56	2,15	4,12	0,41	4,68	2,19	1,05	695,22	15,29

Código	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4-1-95-6	43,70	6,39	27,49	6,81	2,17	6,95	0,95	5,39	1,07	2,81	0,37	2,10	0,31
29-1-95-3	12,67	2,06	9,33	2,68	0,92	2,82	0,44	2,82	0,60	1,73	0,25	1,68	0,27
6-1-95-3	13,43	2,23	10,49	3,12	1,07	3,25	0,48	3,00	0,63	1,76	0,27	1,69	0,27
7-1-95-1	19,69	3,13	13,89	3,75	1,21	3,89	0,56	3,41	0,72	2,05	0,30	1,93	0,31
4-1-95-3	21,79	2,68	10,68	2,43	1,03	2,75	0,37	2,26	0,48	1,45	0,24	1,64	0,27
8-1-95-3	20,87	3,29	14,80	4,00	1,21	4,07	0,59	3,66	0,76	2,18	0,33	2,12	0,33
Chamorro	36,01	5,44	24,05	6,30	1,75	6,32	0,92	5,62	1,17	3,43	0,51	3,29	0,52

Datos en ppm (ng/g). Las unidades litológicas son las mismas del Cuadro 2.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Se presenta un mapa simplificado del Arco de Sarapiquí (Fig. 1) y litologías asociadas, donde se incluyen las siguientes unidades:

Peridotita serpentinizada y pelagitas silíceas

Las peridotitas serpentinizadas se encuentran en afloramientos aislados en el sector noreste del arco (Fig. 1). Corresponden con harzburgitas con cromita y microfracturas con hematita (Vargas & Alfaro, 1992). Estas rocas son correlacionables con las serpentinitas sobre-yacidas por pelagitas síliceas rojas de edad Albiano, encontradas a 1965 m de profundidad en el pozo de exploración petrolera Tonjibe (Pizarro, 1993). Además, se pueden correlacionar con peridotitas asociadas con radiolaritas

reportadas por Astorga (1992), para la zona de Sábalos en Nicaragua y con las peridotitas de Santa Elena. Estas correlaciones muestran que el basamento del Arco de Sarapiquí está constituido por rocas ultramáficas serpentinizadas cuyo emplazamiento presenta una edad mínima pre-Albiano (Tournon et al., 1995).

Formación Machuca

Definida por Hayes (1899), aflora en las riberas del río San Juan en el sector norte del arco (Fig. 1). Se compone de intercalaciones de lutitas, limolitas y en menor grado areniscas finas, las cuales son generalmente gris azuladas, silicificadas, con ausencia de macrofósiles y de bioturbación. La estratificación varía de mediana a fina (10 a 30 cm), de tipo ondulante con acuñamientos laterales, gradación positiva, laminación

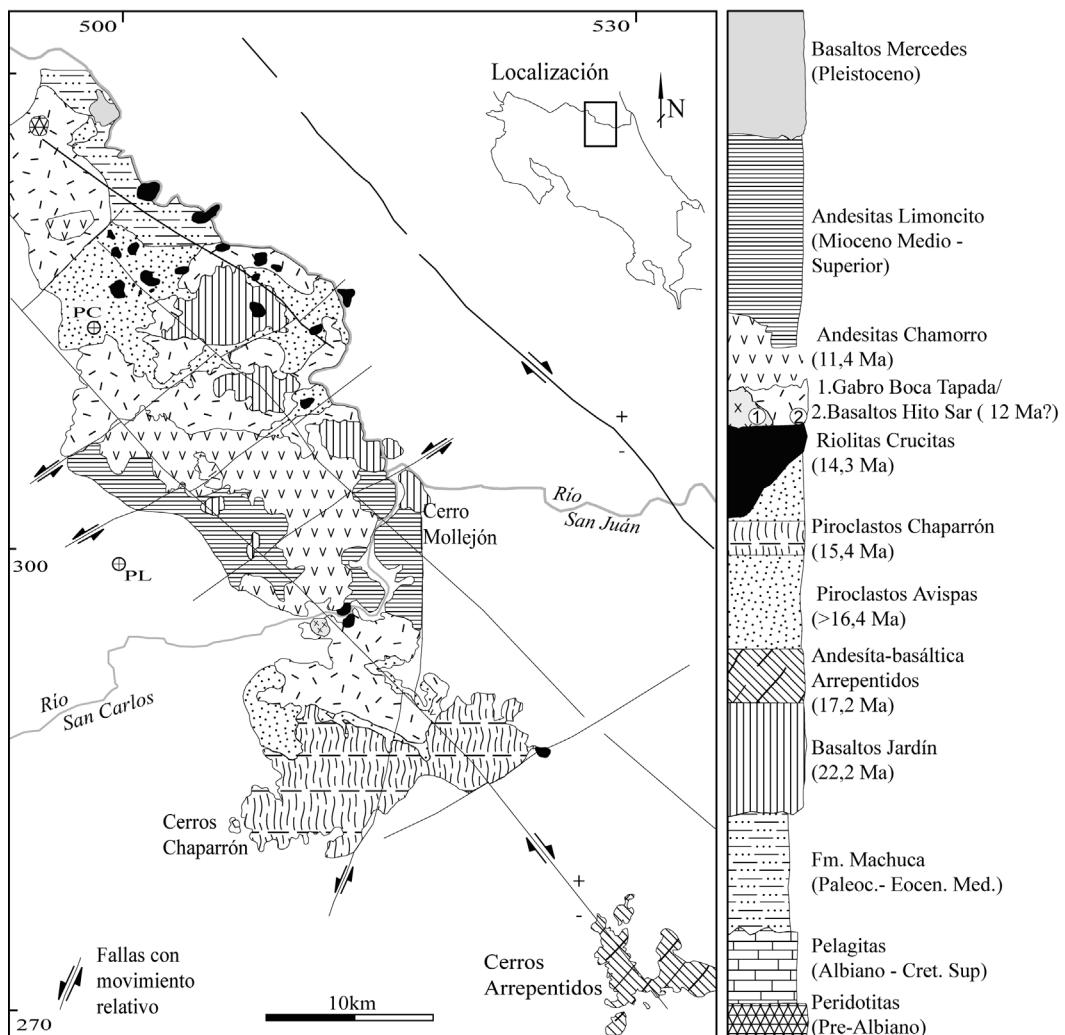


Fig. 1. Mapa sinóptico de las principales litologías del Arco de Sarapiquí (modificado de Obando, 1995). La columna estratigráfica a la derecha muestra las relaciones cronoestratigráficas de las diferentes unidades geológicas. El Arco de Sarapiquí incluye las unidades magmáticas del Mioceno (22,2-11,4 Ma), las litologías más antiguas representan el basamento y los Basaltos Cerro Mercedes son independientes a la evolución de este arco. En blanco se muestran las áreas con suelos volcánicos residuales y materiales aluviales no detallados en este trabajo.

paralela fina y estructuras de carga de las facies limolíticas o arenosas sobre las lutitas. Corresponden con turbiditas y otros depósitos de talud. En el lado nicaragüense son sobreycadas por rocas volcanoclásticas del Oligoceno-Mioceno del Grupo Tamarindo y rocas volcánicas del Mioceno del Grupo El Coyol (Weyl, 1980). En el lado costarricense, estas rocas son sobreycadas discordantemente por las rocas volcánicas

del Arco de Sarapiquí. La edad de la Formación Machuca es de Paleoceno-Eoceno Medio (Hayes, 1899; Malavassi & Madrigal, 1970)

Basaltos Jardín

Esta unidad aflora ampliamente en el área central y noroeste del arco (Fig. 1). Está constituida por

basaltos con megafenocristales de olivino (3-5%) con inclusiones de espinela cromífera y golfos de corrosión o reabsorción; trazas de plagioclase, clinopiroxeno, magnetita y de biotita, en una matriz pilotaxítica a intersertal compuesta por microlitos de plagioclase, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos y en ocasiones vidrio. Presenta un espesor mínimo de 250 m. Su edad K/Ar es Mioceno Inferior temprano ($22,2 \pm 2,7$ Ma), constituyendo la unidad más antigua del vulcanismo del arco.

Andesitas-basálticas Arrepentidos

Se encuentran expuestas en el área sureste del arco (Fig. 1). Son principalmente andesitas-basálticas porfiríticas, con hasta 31% de fenocristales de plagioclase y clinopiroxeno, y un 3% de olivino sano o cloritizado. La matriz es intergranular, traquítica o intersertal, formada por microlitos de plagioclase, clinopiroxeno, magnetita y ocasionalmente olivino. Además, incluye andesitas poco porfiríticas con <11% de fenocristales (plagioclase 8% y minerales opacos 3%) que en ocasiones presentan clorita, calcita y seladonita como minerales secundarios. Esta unidad también agrupa andesitas con clino-piroxeno con textura holocrystalina intergranular seriada, con un 9-17% de fenocristales y micro-fenocristales de plagioclase (labradorita-bitonita) y piroxeno. Un espesor mínimo de 160 m puede ser estimado para esta unidad. La edad K/Ar la ubica en el Mioceno Inferior tardío ($17,2 \pm 0,8$ Ma).

Piroclastos Avispas

Aflora en la zona noroeste y central del arco (Fig. 1). Está representada por depósitos piroclásticos félsicos de flujos de bloques y cenizas, flujos de pómex, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y lavas dacíticas-riolíticas. Su espesor varía de 75 a 100 m con base en los datos de perforación en el prospecto minero Crucitas (De la Cruz, 1994; Sigarán, 2001). La edad mínima de esta unidad con base en las relaciones de campo

y en dataciones K/Ar de un concentrado de adularia ($16,4 \pm 0,4$ Ma) es Mioceno Inferior tardío a Mioceno Medio temprano (Obando, 1995).

Piroclastos Chaparrón

Se encuentran expuestos en los cerros Chaparrón, en el área central sur del arco (Fig. 1). Corresponde con una secuencia de flujos de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas y coladas de lava subordinadas. La composición de los bloques del flujo de bloques y ceniza y de la coladas son similares, correspondiendo con andesitas basálticas con dos piroxenos y olivino (< 2%), con textura hipocristalina porfirítica y una matriz intersertal; además presenta hematita, limonita y calcita como minerales secundarios. Su espesor mínimo es de 260 m y la edad K/Ar la ubica en el Mioceno Medio Temprano ($15,4 \pm 0,6$ Ma).

Riolitas Crucitas

Aflora en cerros aislados en la parte norte del arco (Fig. 1). Son dacitas a riolitas con anfíbol y/o biotita. La textura es hipocristalina-porfirítica, con fenocristales subhendrados de plagioclasa con zonación oscilatoria fuerte (hasta un 30%), cuarzo reabsorbido (<5%), biotita (<4%), magnetita (<3%) y hornblenda verde (hasta un 10%) ocasionalmente opacitizada, con trazas de clinopiroxeno, apatito y círcón. La matriz está compuesta de vidrio café claro en proceso de desvitrificación y tiene una textura perlítica. Un espesor mínimo aflorante de esta unidad se puede estimar en 100 m. La edad K/Ar de esta unidad es Mioceno Medio tardío ($14,3 \pm 0,5$ Ma).

Basaltos Hito Sar

Afloran en la parte central del arco en forma continua, aunque también más hacia el noroeste en forma aislada (Fig. 1). Presentan una textura porfirítica, con abundantes megafenocristales de plagioclase (10-20%), olivinos, comúnmente cloritizados (4-7 %), clinopiroxenos con estructuras

de reloj de arena (1-3%) y magnetita (<1 %), en una matriz que varía de intergranular a intersercial constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. El espesor mínimo es de 225 m. Aunque no se realizaron dataciones K/Ar, en la parte basal de las perforaciones en el sector Prospecto Crucitas esta unidad corta los Piroclastos Avispas (De La Cruz, 1994), por lo tanto tienen una edad inferior a 15,3 Ma. Con base en las relaciones estratigráficas y la razón de los isótopos de Sr, Obando (1995) estimó una edad aproximada de 12 Ma para esta unidad.

Gabro Boca Tapada

Afloran en la margen derecha del río San Carlos (Fig. 1), en los alrededores del poblado de Boca Tapada, y hasta la fecha representan las únicas rocas intrusivas observadas en el arco. Se clasifican como leucogabros con olivino, con una textura holocrystalina-hipidiomórfica constituida por fenocristales de plagioclasa (72 %), cristales hipidiomórficos de clinopiroxenos (20%), olivino (5%) y magnetita (3%). Posiblemente representa las fases plutónicas del magmatismo que constituye los Basaltos Hito Sar y por lo tanto se infiere una edad de Mioceno Medio tardío.

Andesitas Chamorro

Agrupa a una serie de coladas andesíticas que afloran principalmente en la parte noreste y central norte del arco. Son andesitas piroxénicas que presentan una textura holocrystalina porfirítica, con fenocristales de plagioclases (25-40%), clinopiroxenos (2-5%), ortopiroxenos (1-4%) y magnetita (<2%) en una matriz de microlitos de plagioclasa, piroxenos, magnetita, trazas de anfíbol parcialmente cloritizado y en ocasiones vidrio pardo. Esta unidad sobreyace por medio de una discordancia angular las rocas piroclásticas de la Unidad Avispas. La edad K/Ar la ubica en el Mioceno Medio tardío hasta Superior temprano ($11,4 \pm 0,4$ Ma).

Andesitas Limoncito

Esta unidad fue descrita con base en muestras del pozo estratigráfico Limoncito (570 m de profundidad, Fig. 1) perforado por RECOPE en 1986. La secuencia inferior de 490 m corresponde con interestratificaciones de lavas andesíticas piroxénicas de 5 a 40 m de espesor con flujos piroclásticos de menor espesor. En el pozo Chamorro (Fig. 1) esta unidad se ubica desde los 0 a los 189 m y corresponde con una secuencia de rocas piroclásticas y coladas de lava subordinadas que sobreyacen a las andesitas Chamorro. Con base en criterios estratigráficos y las relaciones de campo, la edad inferida de la unidad es Mioceno Medio Tardío a Superior Temprano.

Basaltos Mercedes

En el cerro Mercedes (Fig. 1), en el sector norte del arco, afloran basaltos alcalinos (basanita leucítica) constituidos por fenocristales de olivino idiomórfico con inclusiones de espinela cromífera en una matriz con abundante clinopiroxeno, plagioclasa y en menor cantidad leucita idiomórfica y augita titanífera. Estas lavas son ricas en xenolitos de peridotita, con estructura granular-poligonal con juntas triples y sin foliación, constituida por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela cromífera, que posiblemente representan una muestra del manto actual existente bajo Costa Rica. Esta unidad presenta un espesor de 350 m. Tanto las basanitas como los xenolitos están frescos, lo que permite inferir una edad pleistocena para esta unidad.

GEOQUIMICA

Los resultados analíticos de los elementos mayores y trazas se resumen en los Cuadros 2, 3 y 4. Las rocas volcánicas del Arco de Sarapiquí presentan una composición química que varía de basaltos a riolitas (Fig. 2). El diagrama AFM evidencia una tendencia que varía de toleítica a calco-alcalina (Fig. 3). Los Basaltos Jardín se agrupan dentro de la serie toleítica, en donde

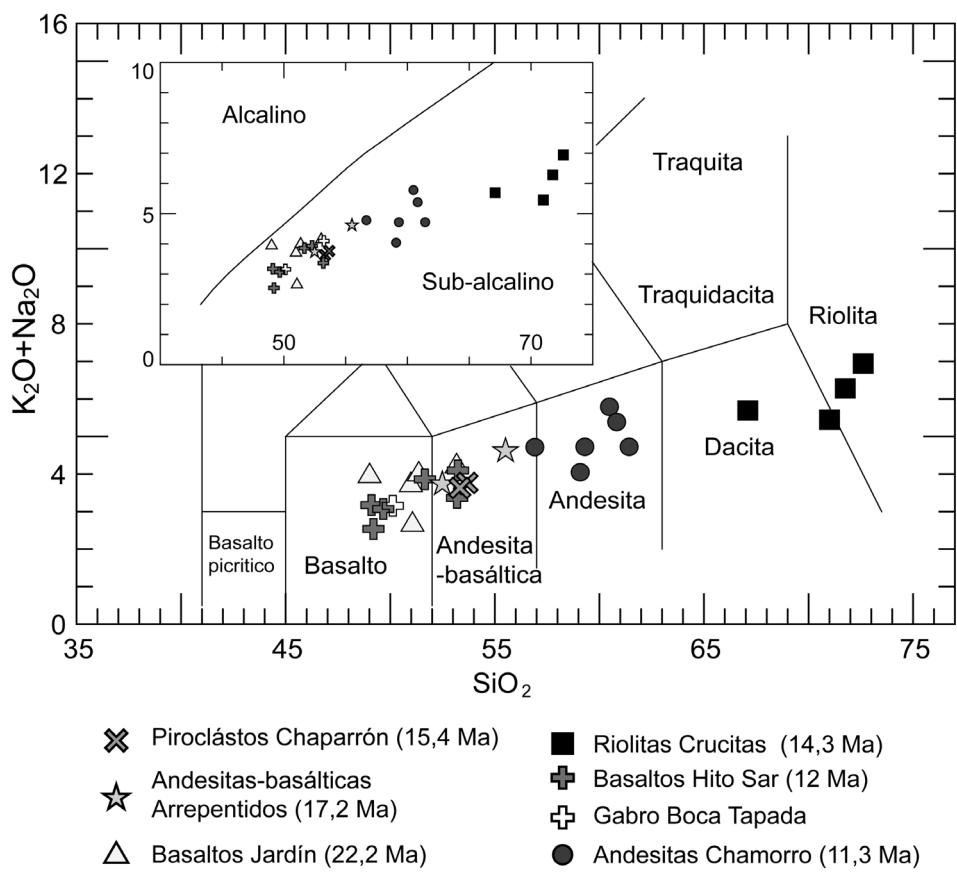


Fig. 2. Diagrama Álcalis Totales/Sílice (TAS) utilizado para la clasificación geoquímica de las unidades del Arco de Sarapiquí. Inserto se encuentra el diagrama para discriminar entre las series alcalinas y sub-alcalina.

tanto el TiO_2 como el Fe_2O_3 aumentan con la diferenciación en esta unidad; este incremento es propio del estilo de diferenciación de las series toleíticas, no obstante los altos valores de Na_2O y K_2O de los Basaltos Jardín sugieren la posibilidad de un componente alcalino en la génesis de esta unidad. La transición a la serie calco-alcalina se aprecia en el resto de las unidades de composición máfica a intermedia, sin embargo, no muestran un aumento en el contenido de Fe_2O_3 y TiO_2 al disminuir el MgO , lo que indica que el estilo de diferenciación posterior a los Basaltos Jardín es predominantemente calco-alcalino (Fig. 3).

La tendencia máfica a intermedia encontrada en la mayoría de las rocas del arco permite utilizar el contenido de MgO para analizar los

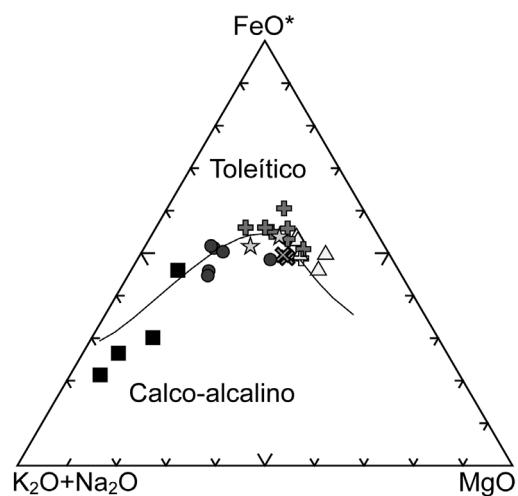


Fig. 3. Diagrama AFM para diferenciar las series toleíticas y calco-alcalinas. La simbología es la misma de la figuras 2.

procesos de diferenciación. Los elementos mayores de las rocas analizadas muestran una buena correlación general con el MgO, en donde la concentración de SiO_2 , Na_2O y K_2O aumenta al

decrecer el contenido de MgO (Fig. 4). Por otra parte, los porcentajes de Fe_2O_3 , CaO, y TiO_2 muestran una correlación positiva, típica de los óxidos compatibles (Fig. 4).

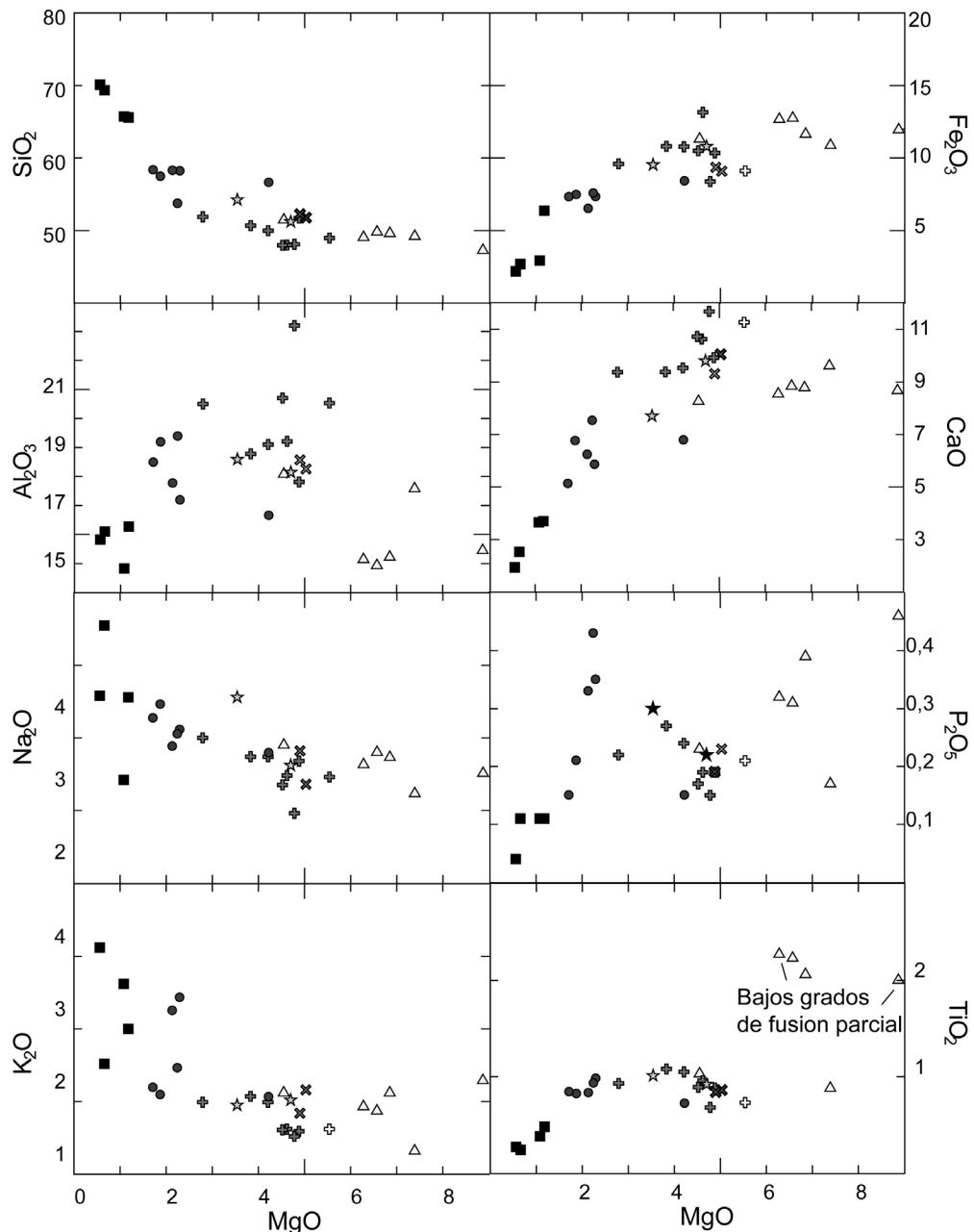


Fig. 4. Diagramas de variación de elementos mayores utilizando MgO como índice de diferenciación. La simbología es la misma de la figura 2.

Para la construcción de los diagramas de variación con elementos traza, también se utilizó el MgO como índice de diferenciación. El Ni, Cr, Co y Sc muestran correlaciones positivas con el MgO, evidenciando su carácter compatible, mientras que el Zr y Nb presentan tendencias negativas atribuidas a su carácter incompatible (Fig. 5). En los diagramas anteriores se aprecia como las muestras de los Basaltos Jardín representan una población diferente del resto de las unidades del arco, tanto en elementos mayores como en trazas.

DISCUSIÓN

Evolución del Arco de Sarapiquí

Los procesos magmáticos durante el Mioceno iniciaron en la zona norte de Costa Rica hace unos 22 Ma con los Basaltos Jardín. Estas rocas muestran una afinidad geoquímica de magmas primarios, poco usual para un ambiente de arco de islas. Las muestras menos fraccionadas presentan altos contenidos de MgO (6,28-8,87 %), TiO₂ (2,00-2,27%), Nb (18-28 ppm), Ni (216-310 ppm), Cr

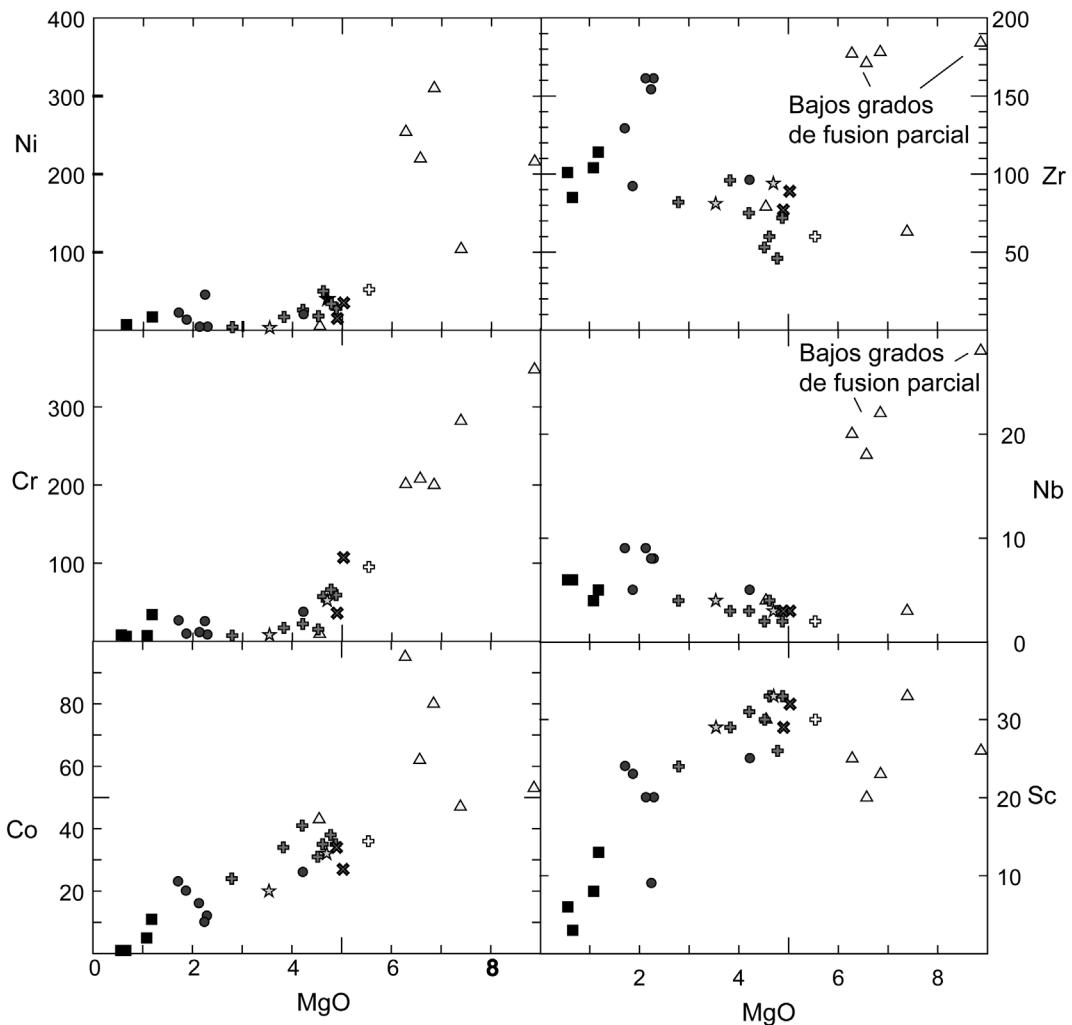


Fig. 5. Diagramas de variación de elementos traza seleccionados utilizando MgO como índice de diferenciación. La simbología es la misma de la Fig. 2.

(201-348 ppm) y Zr (171-184 ppm) (Figs. 4 y 5). Esta unidad se originó por bajos grados de la fusión parcial, posiblemente por medio de descompresión provocada por una tectónica extensiva. Este mecanismo de fusión ha sido sugerido para rocas con altos contenidos de MgO, TiO₂ y Nb del arco volcánico cuaternario centroamericano (Cameron et al., 2002). Los REE de los Basaltos Jardín, normalizados a condritos (Fig. 6A), muestran dos tendencias de fusión parcial. La primera presenta un patrón con una pendiente

fuerte, que evidencia un enriquecimiento en REE livianos originado a partir de bajos grados de fusión parcial. La razón La/Yb es relativamente alta ~10, en comparación con el resto de las muestras analizadas, lo cual respalda un origen a partir de bajos grados de fusión parcial (Fig. 7). La razón Ba/La (13,3) se encuentra dentro del promedio de esta relación en el manto ~ 15 (Sun & MacDonough, 1989), lo que indica que el aporte de los fluidos de la placa subducida fue muy limitado y el mecanismo de fusión predominante

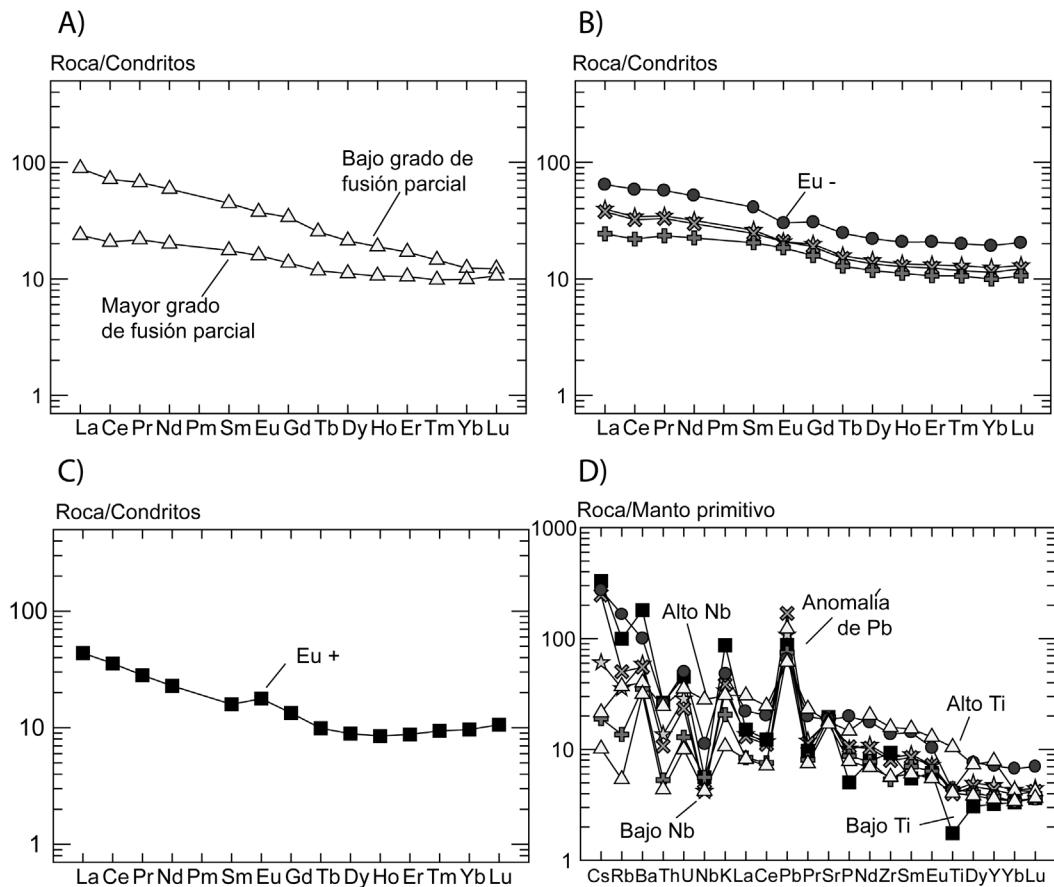


Fig. 6. Diagramas *spider* de las diferentes muestras de las unidades del Arco de Sarapiquí, normalizaciones según Sun & MacDonough (1989). A) Diagrama *spider* de los REE de los Basaltos Jardín normalizados a condritos donde se muestran los dos grados de fusión parcial dentro de esta unidad. B) Diagrama *spider* de los REE de las Andesitas-basálticas Arrepentidos (estrellas), de las coladas andesíticas-basálticas dentro de los Piroclastos Chaparrón (equis), de los Basaltos Hito Sar (cruces) y de las Andesitas Chamorro (círculos). C) Diagrama *spider* de los REE de las Riolitas Crucitas normalizados a condritos, se aprecia un patrón cóncavo hacia abajo y una anomalía positiva de Eu. D) Diagrama *spider* de las unidades anteriores normalizadas a un manto primitivo, con excepción de los basaltos de tendencia primitiva incluidos en los Basaltos Jardín. Se observa un enriquecimiento en LILE y Pb y deficiencias en HFSE.

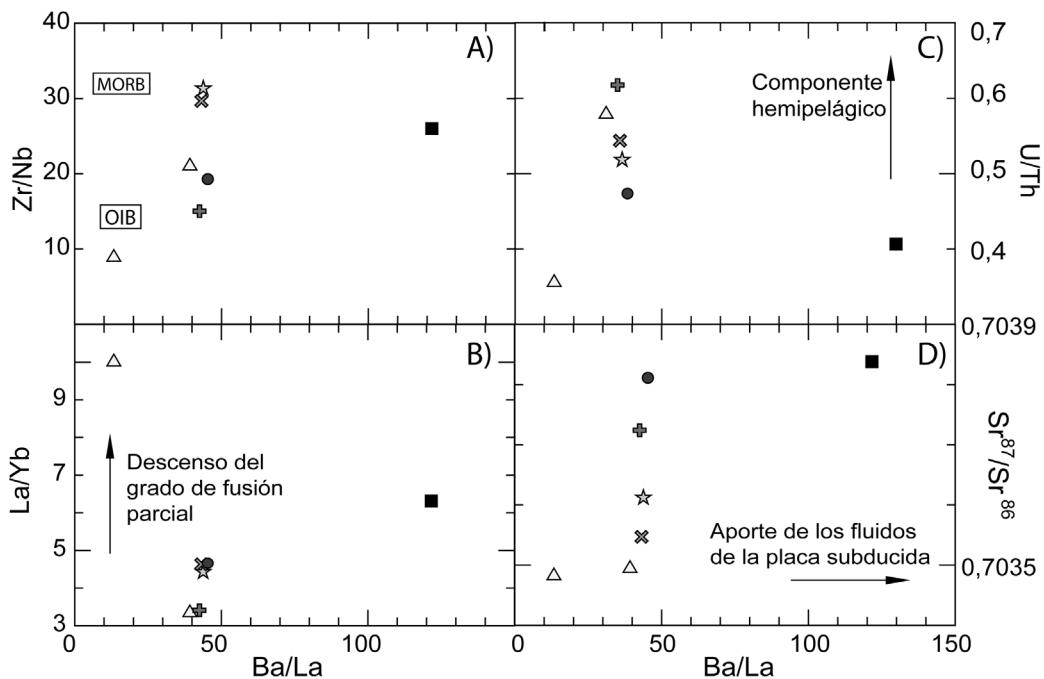


Fig. 7. Razones Zr/Nb, La/Yb, U/Th y $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ vrs Ba/La, en todos el aporte de los fluidos de la placa subducida se incrementa hacia la derecha. La simbología es la misma de la Fig. 2. A) Se muestra los valores promedio de las razones Zr/Nb y Ba/La para las fuentes mantelicas OIB y MORB y los valores de las muestras del Arco de Sarapiquí. B) La relación La/Yb aumenta al disminuir el grado de fusión parcial, la muestra de los Basaltos Jardín de tendencia primaria presenta el menor grado de fusión parcial. C) La razón U/Th (<1) indica que el aporte de los fluidos de la placa subducida fue a partir de sedimentos pelágicos carbonatados. D) La razón de los isótopos de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ aumenta con el incremento de la relación Ba/La, sin embargo el rango se encuentra dentro de los OIB.

fue la descomprensión del manto. La segunda tendencia presenta un patrón subhorizontal (Fig. 6) que sugiere un mayor grado de fusión parcial, con una relación La/Yb más baja ~3. El aumento en la razón Ba/La (Fig. 7) sugiere un incremento en metasomatismos del manto en respuesta a un mayor aporte de los fluidos de la placa subducida.

Las Andesitas basálticas Arrepentidos (17,2 Ma), las coladas andesíticas-basálticas incluidas dentro de los Piroclastos Chaparrón (15,4 Ma), los Basaltos Hito Sar (12 Ma) y las Andesitas Chamorro (11,3 Ma) representan la evolución geoquímica y litológica del Arco de Sarapiquí. Estas unidades presentan un patrón de los REE subhorizontal, con un ligero enriquecimiento en los REE livianos (Fig. 6 B.). El patrón de los REE de las Andesitas Chamorro presenta una anomalía negativa de Eu, que evi-

dencia un mayor fraccionamiento de plagioclásas que en el resto de las unidades (Fig. 6 B.). Las bajas razones La/Yb (3,4-6,4) indican que el grado de fusión parcial del manto fue relativamente alto (Fig. 7).

Las Riolitas Crucitas (14,3 Ma) se caracterizan por presentar un patrón de REE normalizados a condritos (Fig. 6 C) cóncavo hacia abajo, que evidencia un equilibrio con anfíbol y una anomalía positiva de Eu que indica que la fuente se encontraba enriquecida en plagioclásas (Haskin, 1984). Esta fuente no está presente en ninguna otra unidad del arco lo que permite interpretar que esta unidad se originó por medio de fusión a nivel cortical de plutones en vías de enfriamiento, los cuales entraron en contacto con magmas basálticos en ascenso. Un modelo de fusión similar ha sido propuesto para rocas volcánicas félscicas plio-pleistocenas de Costa Rica (Vogel et al., 2004).

Apporte de los componentes de la placa subducida

En los últimos años se ha investigado el aporte de los fluidos producto de la deshidratación de la placa subducida en el origen de los magmas de los arcos de islas. Se ha reconocido que los elementos litófilos de gran radio (LILE) como el Sr, K, Ba y otros elementos móviles como el Pb son aportados por los fluidos de la placa subducida al metasomatizar el manto. Por otra parte, la poca incorporación de Be, Th y Nb, indica que la fusión (reciclaje) de sedimentos es un proceso limitado y que la deshidratación de los sedimentos es el proceso más común. Una de las conclusiones más importantes muestra que los sedimentos hemipelágicos presentan enriquecimientos en Ba y U, mientras que los sedimentos pelágicos carbonatados solo se encuentran enriquecidos en Ba. La utilización de las razones U/Th y Ba/La permite entonces conocer el tipo de sedimento que aportó los fluidos en la generación de rocas ígneas en un ambiente de arco magmático (Patino et al., 2000).

Las muestras del Arco de Sarapiquí presentan razones U/Th bajas (0,4-0,6), que indican que el metasomatismo del manto se originó a partir de la subducción de sedimentos pelágicos carbonatados (Fig. 7). Las razones U/Th coinciden con el rango reportado por Plank et al. (2002) para el Arco Coyol (24-7 Ma) de Nicaragua. Este aporte está relacionado con la subducción de sedimentos pelágicos carbonatados, depositados antes del inicio del cierre del istmo centroamericano hace aproximadamente 10 Ma (Plank et al., 2002), a partir del cual la sedimentación varió de pelágica carbonatada a hemipelágica. Esta variación del tipo de aporte aumentó la razón U/Th (> 1) de las rocas post-miocénicas del arco volcánico de América Central (Patino et al., 2000; Plank et al. 2002).

La razón de Ba/La de las Riolitas Crucitas es muy alta ~ 120 (Fig. 7), lo que indica que la fuente presentó un aporte importante de los fluidos de subducción o que esta se encontraba bastante diferenciada. Sin considerar los valores anómalos de las Riolitas Crucitas, el rango de las relaciones Ba/La (39,3-47,5) es bastante

estable (Fig. 7), indicando que el aporte de los fluidos de la placa subducida fue constante y no varió significativamente durante la evolución del Arco de Sarapiquí

Al comparar las muestras de las unidades de composición máfica a intermedia del Arco de Sarapiquí con los datos del arco volcánico actual de América Central (Fig. 8), se aprecia cómo la muestras del Arco de Sarapiquí presentan razones Ba/La y La/Yb similares al segmento norte del arco actual de Costa Rica (Cordillera de Guanacaste) (Fig. 8). Esto sugiere la posibilidad que los fluidos con Ba proveniente de la placa subducida han sido constantes durante los últimos 20 Ma y por lo tanto el grado de fusión parcial no ha variado significativamente en este periodo de tiempo. Este patrón ha sido reportado de manera análoga para el Arco Coyol de Nicaragua, donde las relaciones Ba/La son bastante similares a los segmentos del arco actual de ese país (Plank et al., 2002).

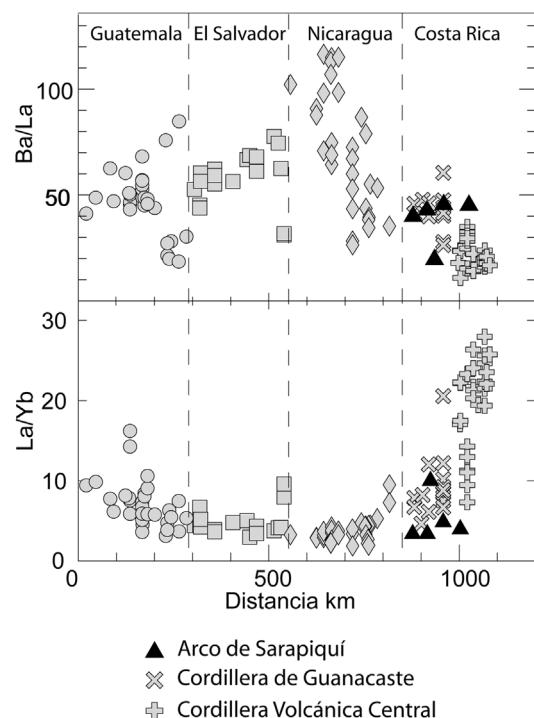


Fig. 8. Comparación de los datos del Arco de Sarapiquí con el Arco Volcánico de América Central.

Fuente mantélica

Como se muestra en la figura 7, las razones de Zr/Nb varian entre 7-36 lo que evidencia la participación de un manto heterogéneo, producto de la interacción de una fuente mantélica menor OIB (*Ocean-Island Basalt*), evidente en los Basaltos Jardín originados por bajos grados de fusión parcial, con una fuente predominante MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*), ambas modificadas por los procesos de subducción. Las razones isótropicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ aumentan con la relación Ba/La, aunque continúan dentro del rango de los OIB (Zindler & Hart, 1986) (Fig. 7); no obstante, son necesarios futuros análisis de isótopos de Nd y Pb para detallar más la fuente. Con excepción de los Basaltos Jardín originados a partir de un bajo grado de fusión parcial, el resto de las unidades del arco muestran las típicas deficiencias HFSE (Ti y Nb, Fig. 6 D) de los ambientes de arco de islas. Un modelo posible consiste en diferentes episodios de fusión y extracción en la zona de trasarco y la incorporación posterior de material residual deficiente dentro de la fuente bajo la zona del arco (Woodhead et al., 1993).

Para la determinación de la fuente mantélica se realizó un modelo inverso (según Feigenson & Carr, 1993) con los REE de las unidades máficas (Basaltos Jardín, Andesitas-basálticas Arrepentidos y Basaltos Hito Sar). Con base en el patrón de los resultados, la concentración promedio (modelos 2, Fig. 9) muestra una distribución razonable de los REE pesados, reflejada tanto en la composición del líquido y como en la de la fuente. Según este modelo se infiere que el manto que origino estas unidades tenía una composición modal de 25% cpx + 50% ol + 10% opx + 15% ga (Fig. 9). Durante la realización del modelo se utilizaron unidades de diferentes edades que presentaron muy buenas líneas de regresión, lo que podría implicar que el manto no presentó variaciones importantes en un periodo de unos 10 Ma.

Distribución de los arcos del Mioceno

La distribución de los arcos del Mioceno ha sido un tema en discusión que continua en la

actualidad. De acuerdo con los datos geocronológicos de Alvarado et al. (1992), De Boer et al. (1995), las nuevas dataciones Ar/Ar de Plank et al. (2002), MacMillan et al. (2004) y con los datos presentados en este trabajo, se propone la siguiente distribución de los arcos magmáticos durante el Mioceno en el sector de Costa Rica y Nicaragua (Fig. 10). Los arcos de Sarapiquí, Coyol (Nicaragua) y las rocas plutónicas y efusivas de la Cordillera de Talamanca representan un magmatismo del Mioceno Inferior-Mioceno Medio que se incluyen en este trabajo en el Arco Coyol-Talamanca. Las Formaciones Bagaces, La Cruz y Grifo Alto del Grupo Aguacate y las rocas plutónicas y efusivas de la cordillera de Tilarán se incluyen en el Arco Aguacate, que representa el magmatismo del Mioceno Superior-Plioceno. Como se muestra en la figura 10 existe un salto de 30° (Gans et al., 2002) entre los ejes de estos dos arcos durante el Mioceno Medio-Mioceno

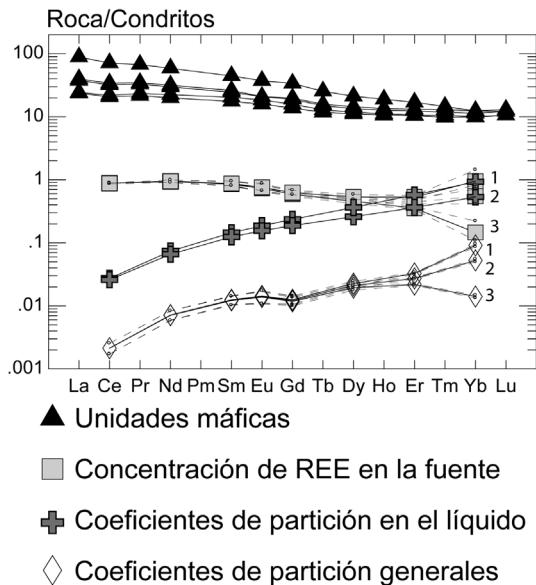


Fig. 9. Diagrama *spider* normalizado a condritos del resultado del modelo inverso con las unidades máficas del Arco de Sarapiquí: Basaltos Jardín, Andesitas Arrepentidos y Piroclásticos Chaparrón. Las líneas punteadas muestran el rango de error de los resultados. Los modelos resultantes son: 1) 25% cpx + 50% ol + 15% opx + 10% ga, 2) 25% cpx + 50% ol + 10% opx + 15% ga, 3) 25% cpx + 50% ol + 5% opx + 20% ga. Normalización según Sun & MacDonough (1989).

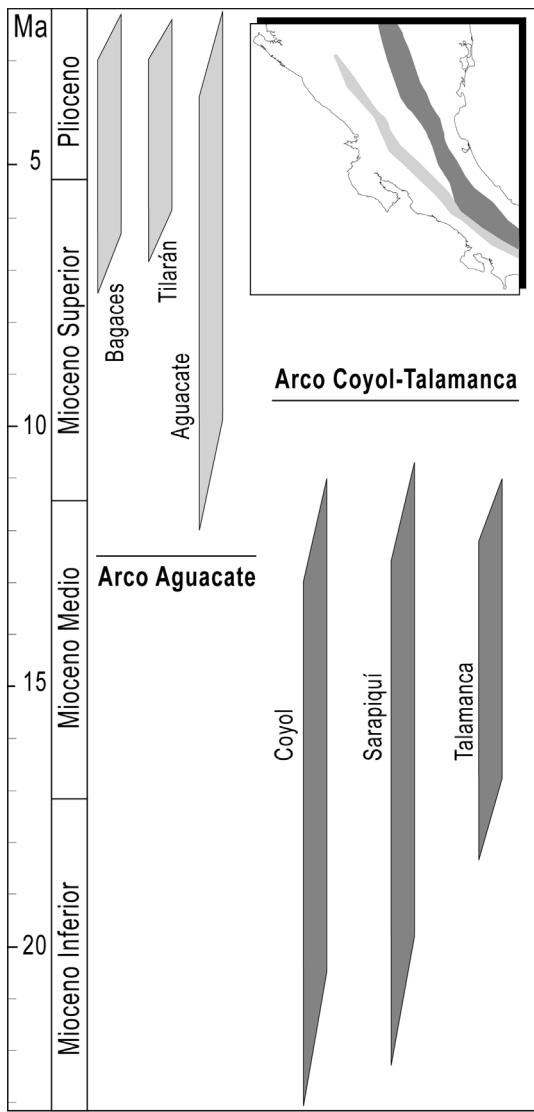


Fig 10. Comparación cronológica de los arcos magnéticos durante el Miocene en Costa Rica y Nicaragua.

Superior. Este salto posiblemente responde a variaciones del ángulo de la placa subducida y coincide con la ruptura de la placa “*detached slab*” a niveles mantélicos que provocó levantamientos epirogénicos y variaciones espaciales del vulcanismo de América Central (Rogers et al., 2002). Es importante realizar mapeo, estudios estratigráficos y geoquímicos que permitan establecer las relaciones genéticas y la evolución

regional de cada arco. Además debe realizarse una redefinición de las formaciones y miembros que componen estos arcos con el fin de evitar diversidad innecesaria de términos a nivel local y regional.

CONCLUSIONES

El Arco de Sarapiquí (22,2-11,4 Ma) representa un segmento del arco magnético del Miocene de Costa Rica, cuyas asociaciones magnéticas varían desde basaltos a riolitas.

Los Basaltos Jardín, presentan una composición química que evidencia un carácter primario; el mecanismo de fusión se interpreta como una decompresión del manto en respuesta a una tectónica extensiva, que posteriormente presentó un aporte de los fluidos de la placa subducida. Dentro de esta unidad se encuentran dos tendencias de fusión parcial: la primera evidencia bajos grados de fusión parcial y un aporte limitado de los fluidos de la placa subducida y la segunda presenta un mayor grado de fusión parcial, en respuesta a un aumento en el aporte de los fluidos de la placa subducida.

Las Andesitas basálticas Arrepentidos, los Piroclastos Chaparrón, los Basaltos Hito Sar y las Andesitas Chamorro representan los productos de los procesos evolutivos del Arco de Sarapiquí. El grado de fusión parcial fue relativamente alto y el componente de la placa subducida se mantuvo estable durante el periodo de tiempo en que se originaron estas unidades. Las Riolitas Crucitas, se originaron a partir de fusión de rocas intrusivas preexistentes ricas en plagioclasa y con presencia de anfíbol.

El metasomatismo del manto se originó a partir de la subducción de sedimentos pelágicos carbonatados, depositados antes del inicio del cierre del istmo centroamericano. Las muestras del Arco de Sarapiquí presentan las mismas razones Ba/La y La/Yb que el segmento norte del arco volcánico actual de Costa Rica, lo que sugiere que el flujo de fluidos con Ba proveniente de la placa subducida se ha mantenido constante los últimos 20 Ma.

Las evidencias geoquímicas sugieren la coalescencia de una fuente mantélica menor OIB

con una fuente MORB, ambas modificadas por los procesos de subducción. Mediante un modelo inverso con los REE de las unidades máficas se determinó que esta fuente corresponde con una peridotita con granate.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Compañía Minera Industrias Infinito por su autorización para utilizar los análisis químicos, isotópicos y dataciones K/Ar. A los profesores Michael J. Carr, Lina C. Patino, Siegfried Kussmaul, Kaj Hoernle y Percy Denyer por sus oportunos comentarios y revisiones. Un agradecimiento especial a Gerardo Soto y María I. Sandoval por las detalladas revisiones, que mejoraron significativamente esta publicación.

REFERENCIAS

- ALVARADO, G.E., 1984: Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. - 183 págs. Univ. de Costa Rica [Tesis de Lic.].
- ALVARADO, G.E., KUSSMAUL, S., CHIESA, S., GILLOT, P.-Y., WÖRNER, G. & RUNDLE, C., 1992: Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica, basado en dataciones radiométricas. - *J. South Amer. Earth Sci.* 6(3): 151-168.
- APPEL, H., 1990: Geochemie und K/Ar-Datierungen an Magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika. -149 págs., Johannes Gutenberg-Universität, Mainz [Tesis PhD].
- ASTORGA, A., 1992: Descubrimiento de la corteza oceánica mesozoica en el norte de Costa Rica y sur de Nicargua. - *Rev. Geol. América Central*, 13: 25-59.
- ASTORGA, A., FERNÁNDEZ, J.A., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L.G., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. - *Rev. Geol. América Central*, 13: 25-59
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géochronométrie K-Ar à l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Centrale. - *Bul. Soc. Géol. France*, 20(6): 955-959.
- CAMERON, B.I., WALTER, J.A., CARR, M.J., PATINO, L.C., MATIAS, O. & FEIGENSON, M.D., 2002: Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. - *J. Volcanol. Geoth. Res.* 119: 21-50.
- CARR, M.J., FEIGENSON, M.D. & BENNETT, E.A., 1990: Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc. - *Contrib. Mineral. Petro.* 105: 369-380.
- DE BOER, J.Z., DRUMOND, M., BORDELON, M.J., DEFANT, M.J., BELLON, H & MAURY, R. C., 1995: Cenozoic magmatic phases of the Costa Rica island arc (Cordillera de Talamanca). - En: MANN, P. (ed.): *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 295: 35-55.
- DE LA CRUZ, R., 1994: Estudio de secciones estratigráficas. Sondajes CP-1 a CP-24, Proyecto Crucitas. - 43 págs. Placer Dome de Costa Rica [Informe interno].
- DENGO, G., 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. - En: ENGEL, A. E. J., JAMES, H. J. & LEONARD, B. F. (eds.): *A volume to honor A. F. Budington* - *Geol. Soc. Amer. Spec. Vol.*: 133-161.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, 12: 1-59.
- DONDOLI, C., 1965: Información general geológico-petrográfica y mineralógica sobre Costa Rica. - 17 págs. Inf. Tec. y Notas Geol. 4 (18): DGMP-MEIC, San José.
- EHRENBORG, J., 1996: A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan Highland. - *Geol. Soc. Amer.* 108 (7): 830 - 842.
- FEIGENSON, M.D. & CARR, M. J., 1993: The source of Central American lavas: inferences from a geochemical inverse modeling. - *Contrib. Min. Petro.* 113: 226 - 235
- GANS, P.B., MACMILLAN, I., ALVARADO, G., PÉREZ, W. & SIGARÁN, C., 2002: Neogene evolution of the Costa Rican arc. - *Abstr. Programs - Geol. Soc. Amer.* 34, 136.
- HASKIN, L.A., 1984: Petrogenetic modelling - use of rare earth elements. - En: HENDERSON, P.: *Rare earth elements geochemistry*, 510 págs. Elsevier, Amsterdam.
- HAYES, W., 1899: Physiography and geology of the region adjacent to the Nicaragua canal route. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 10: 285-348

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - *Can. J. Earth Sci.* 8: 523-548.
- KUSSMAUL, S., TOURNON, J., & ALVARADO, G., 1994: Evolution of the Neogene to Quaternary igneous rocks of Costa Rica. - *Profil*, 7: 97-123.
- MACMILLAN, I., GANS, P. B. & ALVARADO, G.E., 2004: Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American volcanic arc. - *Tectonophys.* 392: 325 - 348
- MALAVASSI, E. & MADRIGAL R., 1970. Reconocimiento geológico de la zona norte de Costa Rica. - *Inf. Téc. y Notas Geol.* 9 (38): 1-12, Direc. Geol. Min. Petról; San José.
- MORA, S., 1979: Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - 3 vol. Univ. de Costa Rica [Tesis de Lic.].
- OBANDO, J., 1995: Estudio geológico del Arco de Sarapiquí: Contribución a las nuevas exploraciones mineras de la región. - 74 págs. Placer Dome de Costa Rica [Informe interno].
- PATINO, L.C., CARR, M.J. & FEIGENSON, M.D., 2000: Local and regional variations in the Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 138: 265-283.
- PIZARRO, D., 1993: Los pozos profundos perforados en Costa Rica: aspectos litológicos y bioestratigráficos. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 15: 81-85.
- PLANK, T., VAUGHN, B. & CARR, M.J. 2002: Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. - *Geology*, 30 (12): 1087-1090.
- ROGERS, R.D., KARÁSON, H. & VAN DER HILST, R. D., 2002: Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. - *Geol. Soc. Amer.* 30 (11): 1031-1034.
- SÁENZ, R., 1982: Edades radiométricas de algunas rocas ígneas de Costa Rica. - *Bol. Vulcanol.*, 12: 8-10. UNA, Heredia.
- SIGARÁN, C., 2001: Caracterización vulcanológica y alteración hidrotermal del yacimiento aurífero de Conchudita (Zona Norte, Costa Rica). - 132 págs. Univ. de Costa Rica [Tesis de Lic.].
- SUN, S.-S. & MACDONOUGH, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. - *Magmatism in the ocean basin*. - *Geol. Soc. Spec. Pap.* 42: 313-345.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites. - 335 págs. Mem. Sc. Terre Univ. Curie, Paris [Tesis PhD].
- TOURNON, J., SEYDER, M. & ASTORGA, A., 1995: Les peridotites du río San Juan (Nicaragua et Costa Rica): jalons d'une suture ultrabasique E-W en Amérique Centrale Meridionale. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320 (I): 757-764.
- VARGAS, F. & ALFARO, A., 1992: Presencia de serpentinitas, basaltos alcalinos y rocas volcánicas ácidas en la Zona Norte-Atlántica de Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, 14: 105-107.
- VOGEL, T. A., PATINO, L.C., ALVARADO, G. E. & GANS, P. B., 2004: Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: evidence for the formation of continental crust. - *Earth Planet. Sci. Let.* 226: 149-159.
- WEYL, R., 1980: *Geology of Central America*. - 371 págs. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.
- WOODHEAD, J.D., EGGIN, S. & GAMBLE, J., 1993: High field strength and transitional elements systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and depleted mantle wedge. - *Earth Planet. Sci. Let.* 114: 491-504.
- ZINDLER, A. & HART, S., 1986: Chemical geodynamics. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 493-571.