



Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana  
ISSN: 1405-3322  
[sgm\\_editorial@geociencias.unam.mx](mailto:sgm_editorial@geociencias.unam.mx)  
Sociedad Geológica Mexicana, A.C.  
México

Valdez Moreno, Gabriel; Aranda-Gómez, José Jorge; Ortega-Rivera, Amabel  
Geoquímica y petrología del campo volcánico de Ocampo, Coahuila, México  
Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 63, núm. 2, 2011, pp. 235-252  
Sociedad Geológica Mexicana, A.C.  
Distrito Federal, México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94321479007>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en [redalyc.org](http://redalyc.org)



## Geoquímica y petrología del campo volcánico de Ocampo, Coahuila, México

Gabriel Valdez Moreno<sup>1,\*,+</sup>, José Jorge Aranda-Gómez<sup>2</sup>, Amabel Ortega-Rivera<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510.

<sup>+</sup> Dirección Actual: Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero. Ex-hacienda de San Juan Bautista, s/n, Taxco El Viejo, Guerrero, 40200, México.

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, Querétaro, 76230, México.

<sup>3</sup> Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Apartado Postal 1039, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora, 83000 México.

\* valdezm@servidor.unam.mx

### Resumen

Un conjunto de conos de escoria máfica y de derrames de lava asociados se encuentran en el valle ubicado entre los pueblos de Cuatro Ciénegas y Ocampo en Coahuila. Estas estructuras forman el campo volcánico plio-cuaternario de Ocampo. La edad isotópica de estos volcanes varía entre  $1.82 \pm 0.20$  Ma y  $3.41 \pm 0.55$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , matriz). Los volcanes de Ocampo definen un alineamiento regional con rumbo WNW-ESE de rocas volcánicas máficas de tipo intraplaca, que es burdamente paralelo a una anomalía magnética de basamento. A una escala más local, cinco conos de escoria ubicados en el valle entre Cuatro Ciénegas y Ocampo definen un alineamiento de 8 km de largo, con rumbo NNW-SSE. Las lavas extravasadas por dos volcanes inmediatamente al oeste del poblado de Ocampo forman una secuencia con un espesor de 50 m. La ubicación de los conductos volcánicos es marcada por la presencia de depósitos piroclásticos cercanos a las fuentes. Las rocas volcánicas estudiadas son hipocristalinas, con texturas en la matriz pilotaxíticas o intergranulares. El conjunto de fenocristales en estas rocas siempre está compuesto por olivinos + clinopiroxenos + plagioclásas + titanomagnetita. Algunos de los ejemplares contienen además xenocristales parcialmente reabsorbidos de plagioclásas y/o feldespatos potásicos. Con base en su composición química, las rocas de Ocampo son clasificadas como hawaiita, basanita o basalto alcalino. Los diagramas de multielementos tienen una forma cóncava que es característica en los magmas de intraplaca. Los patrones de tierras raras tienen pendientes pronunciadas ( $\text{La/Yb} = 13.5$  a  $32.8$ ), que son interpretadas como evidencia de la presencia de granate en el área fuente de estos magmas. Los datos isotópicos obtenidos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70336$  a  $0.70346$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = 6.01$  a  $6.14$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.07$  a  $38.18$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.45$  a  $18.48$ ) son muy homogéneos y consistentes con una fuente tipo OIB para estos magmas. Las variaciones geoquímicas en los ejemplares estudiados pueden ser explicadas por un proceso AFC. La cristalización fraccionada de olivinos + clinopiroxenos + plagioclásas simultánea con la asimilación de rocas corticales durante un ascenso relativamente lento del magma parece haber jugado un papel importante en la evolución del magma.

Palabras clave: Coahuila, geoquímica, intraplaca, Provincia de Cuenca y Sierras.

### Abstract

*A set of mafic scoria cones and associated lava flows occur in the valley located between the towns of Cuatro Ciénegas and Ocampo in Coahuila. These structures form the Plio-Quaternary Ocampo volcanic field. The isotopic age of these volcanoes ranges between  $1.82 \pm 0.20$  Ma and  $3.41 \pm 0.55$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , matrix). The Ocampo volcanoes define a regional WNW-ESE lineament of intraplate type, mafic volcanic rocks, which is roughly parallel to a magnetic anomaly in the basement. At a local scale, five scoria cones located*

*in the Cuatro Ciénelas – Ocampo valley define a NNW-SSE trending, 8 km long lineament. The lavas issued from two volcanoes located immediately west of the town of Ocampo form a 50 m thick sequence. The location of the vents is marked by the presence of near-vent pyroclastic deposits. The studied volcanic rocks are hypocrystalline with a pilotaxitic or intergranular texture in the matrix. Phenocryst assemblage in these rocks is always olivine + clinopyroxene + plagioclase + titanomagnetite. Some samples may contain in addition partially resorbed plagioclase and/or potassium feldspar xenocrysts. Based on their chemical composition, the Ocampo rocks are classified as hawaiite, basanite or alkali basalt. Multielement diagrams have a concave form, characteristic of intraplate-type magmas. REE patterns have steep slopes ( $La/Yb = 13.5$  to  $32.8$ ), which are interpreted as the result of garnet in the source area of the magmas. Isotopic data ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70336$  to  $0.70346$ ,  $\varepsilon Nd = 6.01$  to  $6.14$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.07$  to  $38.18$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.45$  to  $18.48$ ) are homogenous and consistent with an OIB-type source. Geochemical variations observed in the studied samples can be explained with an AFC process. Crystal fractionation of olivine + clinopyroxene + plagioclase and simultaneous assimilation or crustal material during a relatively slow ascent to the surface seems to have played an important role in the evolution of the magma.*

**Keywords:** Coahuila, geochemistry, intraplate, Basin and Range Province.

## 1. Introducción

El vulcanismo de intraplaca ha sido ampliamente documentado en México, principalmente a lo largo y ancho de la Provincia Tectónica de Cuenca y Sierras (PTCS; Figura 1) y, en menor grado, en regiones adyacentes como la parte estable de la península de Baja California y la planicie costera del Golfo de México. La presencia de estos magmas fuera de la zona en México que experimentaron extensión cortical durante el Terciario Medio a Tardío y el Cuaternario, independientemente de las provincias geológicas y tectónicas en la región, es de suma importancia ya que sugiere que su génesis no depende del estado de esfuerzos en la parte superior de la corteza. Sin embargo, si existe una relación entre fallamiento normal y la abundancia relativa de este tipo de magmatismo (Aranda-Gómez *et al.*, 2005, 2007). Los magmas de intraplaca en el centro y norte de México frecuentemente contienen xenolitos del manto y/o de la parte profunda de la corteza. Estas inclusiones, accidentales respecto de las lavas que las contienen, fueron acarreadas durante el ascenso del magma, que en el caso de las localidades con peridotitas debió ser rápido. Las lavas emitidas pueden ofrecer información acerca de la naturaleza de su fuente en el manto y de las regiones que atravesaron en éste (*e.g.*, Luhr *et al.*, 1995; Aranda-Gómez *et al.*, 2000, 2005, 2007), así como de la edad, mineralogía, condiciones de presión-temperatura (*e.g.*, Hayob *et al.*, 1989) y composición química de la corteza profunda (Rudnick y Cameron, 1991; Heinrich y Besch, 1992; Schaaf *et al.*, 1994) por debajo de la PTCS y regiones adyacentes (Figura 1).

En el estado de Coahuila se han documentado por primera vez algunos sitios con este tipo de magmatismo, como los campos volcánicos de Las Esperanzas, Las Coloradas y Ocampo, cuyas edades  $^{40}Ar/^{39}Ar$  oscilan entre 3.5 y 2.5 Ma (Valdez-Moreno, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2005, 2007). La composición de estos productos volcánicos es clave para entender las condiciones del manto por debajo de esta porción de la zona noreste de México y los procesos petrogenéticos durante la generación y ascenso de los

magmas a la superficie. Asimismo, la ubicación y edad de los campos volcánicos ayuda a entender parte de la evolución tectónica de Coahuila central durante el Plioceno.

## 2. Contexto geológico regional

El campo volcánico de Ocampo (CVO) se ubica en los municipios de Cuatro Ciénelas y Ocampo, en la parte central del estado de Coahuila (Figura 2). Todos los volcanes estudiados se encuentran en las cercanías del poblado de Ocampo y en el valle ubicado al oriente de éste (Figura 2).

Existen varios trabajos que analizan el origen y la evolución tectónica y sedimentológica asociada a la actividad de la Falla de San Marcos, una estructura cortical mayor en la parte central de Coahuila (*e.g.*, McKee *et al.*, 1984, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007), cuya traza actual está ubicada aproximadamente a 60 km al sur de la cabecera municipal de Ocampo. McKee *et al.* (1990) interpretaron esta estructura como parte del conjunto de fallas transformantes asociadas a la apertura del Golfo de México, que por un tiempo conectaron las cordilleras del piso oceánico del Atlántico con las del Pacífico durante el Jurásico. Aranda-Gómez *et al.* (2005, 2007) infirieron una posible relación entre la reactivación de la falla de San Marcos durante el Plioceno y el Cuaternario y la localización del campo volcánico de Camargo, en donde se encuentra La Olivina, una de las localidades con xenolitos del manto mejor documentadas en México (*e.g.*, Cameron *et al.*, 1983, 1992; Rudnick y Cameron, 1991; Nimz *et al.*, 1993; Smith *et al.*, 1996).

En cuanto a su ubicación geográfica, la región en donde se localizan los volcanes de intraplaca del centro de Coahuila se encuentra claramente dentro de la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental (Sedlock *et al.*, 1993) y de la Provincia Tectónica de Cuenca y Sierras (Figura 1; Henry y Aranda-Gómez, 1992). Lo que aquí llamamos el CVO (Figura 2) está en la parte central de la Cadena Plegada de Coahuila (Eguiluz de Antuñano *et al.*,

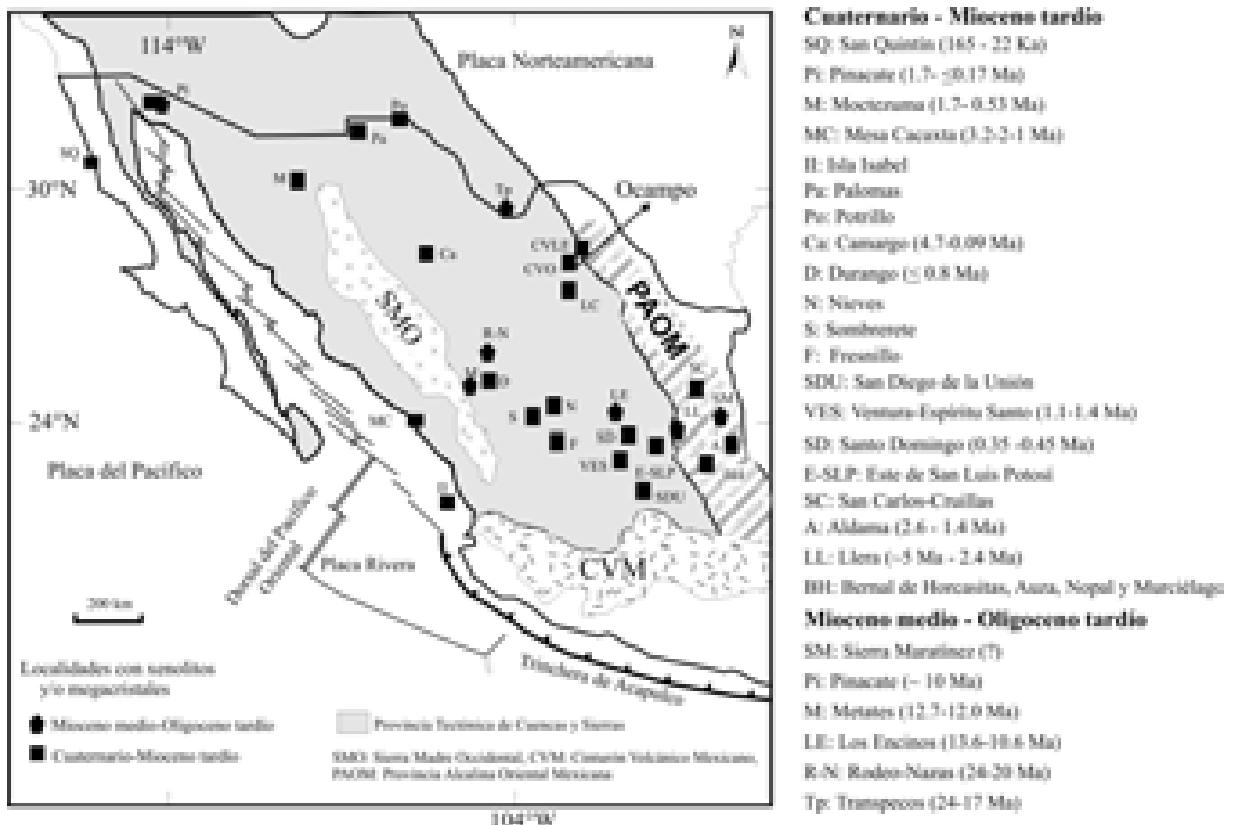


Figura 1. Localización del campo volcánico Ocampo dentro de la Provincia Tectónica de Cuenca y Sierras (tomada de Aranda-Gómez *et al.*, 2005). También se muestran otras localidades de magmatismo de intraplaca fuera de la PTCS.

2000). Los depósitos volcánicos más voluminosos del CVO y sus fuentes se encuentran en los frentes septentrional y meridional del cerro La Borrega y de la sierra Chimalas, respectivamente (Fig. 2a). Están compuestos por sedimentos marinos mesozoicos (Pérez de la Cruz *et al.*, 2000). Otros volcanes del CVO se encuentran aislados dentro de un valle extenso, parcialmente relleno por sedimentos clásticos continentales (Figura 2), que en su parte más ancha mide >30 km. El valle está bordeado por sierras anticlinales formadas durante la orogenia Larámide, compuestas por rocas sedimentarias carbonatadas del Cretácico Tardío. Al sur del potrero La Mula e inmediatamente al norte de la sierra La Menchaca existen otros afloramientos aislados de rocas volcánicas máficas, posiblemente también de intraplaca (Figura 2a). Cabe hacer notar que estos afloramientos, junto con aquellos del CVO, definen una alineación burda en dirección E-W. Este alineamiento volcánico es subparalelo a una anomalía gravimétrica regional documentada por el Servicio Geológico Mexicano (2002) y a la Falla de la Madera, ubicada al pie de la sierra del mismo nombre (Pérez de la Cruz *et al.*, 2000).

La geología de la región de Ocampo ha sido poco estudiada y por tanto no existe información local detallada del entorno inmediato de los volcanes. Los trabajos

publicados se han enfocado sobre todo a la cartografía geológica y geofísica regional (Pérez de la Cruz *et al.*, 2000; Servicio Geológico Mexicano, 2000) y a la prospección minera en la porción septentrional del municipio de Ocampo, en la zona de Boquillas del Carmen y en la sierra La Encantada (Ojeda, 1973). McKee *et al.* (1990) realizaron un análisis de la actividad tectónica y la sedimentación durante el Mesozoico en la sierra de San Marcos, a aproximadamente 50 km al sur de la Villa de Ocampo. En su trabajo documentaron la Falla de San Marcos, una estructura que cruza todo el estado de Coahuila en su parte central. Esta megaestructura tiene una traza comprobada de más de 300 km de largo, ya que es claramente reflejada por los pliegues del Terciario Temprano en las rocas sedimentarias marinas. Partes de la Falla de San Marcos coinciden con los límites de elementos paleogeográficos importantes como el margen septentrional de la isla de Coahuila (Jurásico Tardío – Cretácico Temprano) y existen evidencias claras de que la estructura controló la sedimentación durante parte del Mesozoico (McKee *et al.*, 1990). La Falla de San Marcos ha sido reactivada varias veces durante eventos tectónicos posteriores, incluyendo la deformación extensional de PTCS y su traza proyecta hacia la ubicación del campo volcánico de Camargo, otra localidad importante del volcanismo

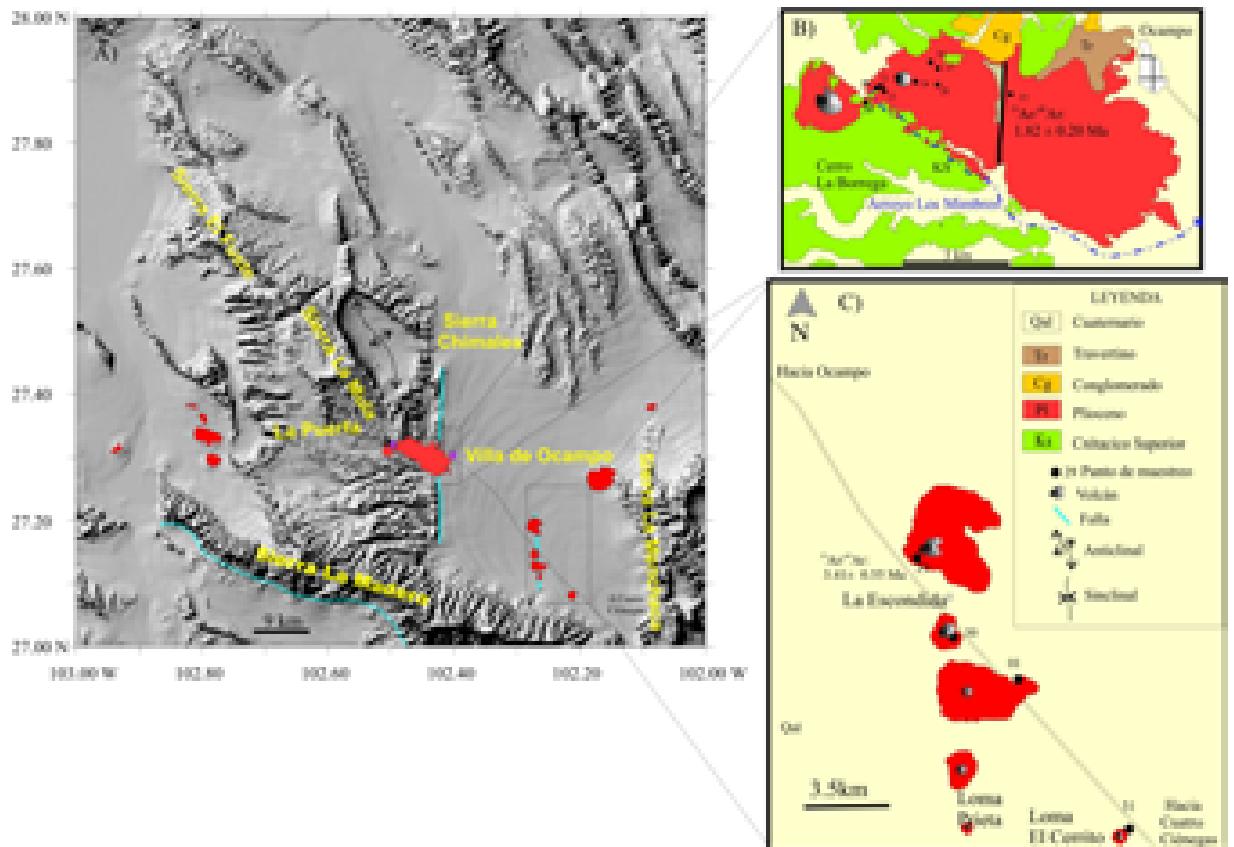


Figura 2. (A) Modelo digital de elevación de la región de Ocampo, Coahuila. Se muestra la localización de los afloramientos de basaltos (*sensu lato*) alcalinos, la carretera que une a la Villa de Ocampo y Cuatro Ciénegas y las localidades mencionadas en el texto. (B) Esquema geológico de la porción occidental del CVO y localización de los sitios de muestreo. (C) Alineamiento de conos cineríticos y ubicación de las muestras estudiadas (Modificado de INEGI, 1975; Sociedad Exploradora Minera, 2003).

intraplaca en la región. El sistema de fallas normales sinvolcánico que atraviesa el campo volcánico de Camargo es interpretado por Aranda-Gómez *et al.* (2003, 2005) como un producto de la reactivación de la falla de San Marcos durante el Plio-Pleistoceno.

Jones *et al.* (1984) documentaron la existencia de otro elemento paleogeográfico del Jurásico al norte del CVO, que se conoce como la isla de La Mula. Este elemento positivo proporcionó sedimentos a la Cuenca de Sabinas derivados de un plutón del Triásico Tardío, que está expuesto en el potrero La Mula y en la sierra El Fuste (Figura 2a). En términos generales, algunas de las estructuras laramídicas asociadas a la Falla San Marcos, así como al conjunto formado por las sierras La Madera, El Fuste, La Mula y Chimalas, y en el cerro La Borrega, presentan la peculiaridad de planos axiales que se intersectan con ángulos grandes (Figura 2a), rasgo que McKee *et al.* (1984) consideran como evidencia de la presencia de *drape folds*, que son estructuras resultantes de la presencia de bloques de falla en el basamento.

### 3. Geología local y productos volcánicos emitidos

Las formaciones mesozoicas que afloran alrededor del valle de Ocampo son principalmente del Cretácico Inferior y están representadas por rocas sedimentarias (Figura 2a). Entre ellas destacan Aurora, Barril Viejo, Cupido, Cuesta del Cura y La Peña. El Terciario está compuesto por conglomerados continentales. Las rocas más recientes están representadas por los conos de escoria y derrames de lava basáltica (*sensu lato*) asociados. Los volcanes del CVO se localizan en el borde occidental y en la parte central del valle entre las poblaciones de Ocampo y Cuatro Ciénegas (Figura 2).

El CVO se puede dividir en dos zonas. Al occidente, junto a la cabecera municipal, existe un afloramiento más o menos extenso de basaltos provenientes de al menos dos volcanes ( $27^{\circ} 18.734' N$ ,  $102^{\circ} 28.351' W$  y  $27^{\circ} 18.635' N$ ,  $102^{\circ} 29.802' W$ , respectivamente). En el arroyo El Mimbre, que fluye en dirección W-E, y que separa a dos estructuras laramídicas en la secuencia de calizas mesozoicas (Pérez de la Cruz *et al.*, 2000), la secuencia eruptiva está compuesta

por varios derrames de lava. Cerca del rancho La Puerta, el derrame de lava más antiguo descansa discordantemente sobre la caliza del Cretácico Inferior y, con base en las relaciones de campo, se cree que fluyó sobre una superficie irregular en los cerros de caliza hasta llegar a un paleoarroyo (Figura 3a). Sobre este flujo existen al menos cuatro derrames apilados de lava intracañón, los cuales pueden ser fácilmente distinguidos a la distancia por la presencia de autobrechas en la base de cada derrame, que descansan directamente sobre la superficie cubierta de material escoriáceo del derrame subyacente. En algunos lugares, el cañón por el que fluye el arroyo actual tiene una profundidad notable, estimada en más de 50 m. Otra característica distintiva de los derrames es la formación de juntas columnares, lo que también ayuda a diferenciarlos (Figura 3b).

Las lavas de la región occidental del CVO son de color gris pardo en superficies intemperizadas y gris oscuro a negro en fractura fresca. Generalmente son vesiculares y

su contenido de vesículas aumenta notablemente hacia la cima del derrame en donde los flujos adquieren un aspecto escoriáceo. Las vesículas son en su mayoría subesféricas y en ocasiones están llenas de material secundario. Las rocas tienden a ser pobres en cristales. Sin embargo, algunos de los derrames tienen texturas porfídicas, con olivino y piroxeno relativamente abundantes que, en ocasiones, forman pequeños agregados glomeroporfídicos.

La zona oriental del campo consiste en un conjunto de seis conos de escoria aislados adentro del valle (Figura 3c). Los volcanes tienen alturas de hasta 40 m sobre el valle circundante. Invariablemente presentan un grado moderado de erosión y comúnmente hay un derrame de lava que abrió el cráter y fluyó por distancias cortas de unos cuantos cientos de metros hacia el oriente. Uno de los rasgos más notables de esta porción del campo es el alineamiento de cinco volcanes en dirección NNW-SSE, lo que sugiere que fueron alimentados a través de un dique emplazado en una fractura



Figura 3. (A) Panorámica de derrames de lava sobreyciendo a capas horizontales de caliza del Mesozoico. Nótese que los derrames fluyeron por los canales de paleoarroyos en la región cercana al Rancho La Puerta. (B) La pila de derrames de lava máfica alcanza un espesor aproximado de 80 m en el sector occidental del CVO. Los distintos derrames se pueden diferenciar gracias a varios juegos de juntas columnares en el afloramiento. (C) Cono de escoria La Escondida, en la zona oriental del CVO.

tensional con esa orientación, como ha sido documentado por Nakamura (1977). La alineación de conos es paralela al rumbo de algunas de las estructuras laramídicas (*e.g.*, sierra La Menchaca, Figura 2a), mientras que la alineación regional de volcanes de intraplaca coincide con la anomalía magnética regional (Servicio Geológico Mexicano, 2002) y el rumbo del anticlinal y la Falla de la sierra La Madera (Figura 2a).

La escoria y las bombas volcánicas que forman los conos en el valle tienen un contenido bajo de fenocristales. Su color es ocre al intemperismo y en fractura fresca son gris oscuro. La mineralogía observada con lupa consiste en olivinos + piroxenos, cuyos cristales están embebidos en una matriz hipocrystalina y afanítica.

#### 4. Muestreo y metodología analítica

Durante el trabajo de campo se colectaron varias muestras de roca para su estudio en el laboratorio. Cada ejemplar elegido para análisis fue fragmentado en el campo con el marro, empleando la superficie fresca en un trozo grande de la misma roca como mortero, hasta conseguir fragmentos con diámetros de 1 a 2 cm. Una vez quebrada la muestra, se almacenó para su molienda posterior en el laboratorio. El material seleccionado fue lavado varias veces con agua bidestilada y, una vez limpio, fue secado en un horno a una temperatura de 60 ° a 70 °C. Despues se comenzó con la molienda en un molino tipo *shatter box* con contenedor y disco de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para reducir la contaminación con elementos como Ti, Nb y Ta.

Parte de los análisis químicos se realizaron mediante diferentes técnicas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Para medir elementos mayores y traza se empleó la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX); estos elementos se midieron en un equipo Siemens SRS (tubo de Rh y ventana de Be). Para ello se empleó la técnica descrita por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995). Los análisis de elementos traza y tierras raras fueron realizados en el laboratorio de la Smithsonian Institution en Washington, utilizando ICP-MS, siguiendo el procedimiento de Luhr y Haldar (2006).

Para el análisis de relaciones isotópicas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb y <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, la digestión de muestras y la separación de elementos en columnas de intercambio iónico se siguieron los procedimientos descritos en el Manual Interno de Procedimientos del LUGIS, UNAM (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, 2000). Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica Finnigan MAT 262 en el LUGIS. Se midieron cerca de 60 relaciones de Sr, Nd, y de 92 a 100 relaciones de Pb en el modo estático.

Los estudios geocronológicos fueron realizados en los laboratorios de la Queen's University, Canadá, por el método de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar utilizando separados de matriz. La irradiación de las muestras se llevó a cabo mediante técnicas estándares

en el reactor de McMaster's, Canadá, usando el método descrito en Ortega-Rivera *et al.* (1997). El laboratorio de geocronología emplea un láser de argón continuo modelo 8w Lexel 3500 que está acoplado a un espectrómetro de masas para gases nobles modelo MAP 216, equipado con un multiplicador de electrones y una fuente iónica Baür-Signer.

#### 5. Resultados

##### 5.1. Edad de las lavas del CVO

Para el CVO fueron determinadas dos edades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar utilizando concentrados de matriz. Durante el proceso de separación, los fenocristales se removieron de forma manual para evitar contaminación. Los resultados se presentan en la Tabla 1. Durante la medición sólo se corrieron dos y tres pasos, debido a que las rocas son bajas en K y no presentan suficiente Ar para realizar más pasos. Para este trabajo se presentan las muestras que liberaron la mayor cantidad de Ar y con las cuales se pudieron hacer la mayor cantidad de pasos. De las muestras analizadas, la primera corresponde a uno de los flujos intracañón documentados cerca de la Villa de Ocampo (Coa-25: basanita; Figura 2b). La segunda muestra (Coa-29: hawaïita) corresponde a uno de los conos de escoria aislados en el valle ubicado al oriente de Ocampo (Figura 2c).

En las Figuras 4a y 4b se muestran los espectros de edad obtenidos en matriz para las lavas analizadas. La edad que proporciona el espectro para la muestra Coa-25 es de 1.82 ± 0.20 Ma (Figura 4a); aunque esta edad se obtuvo de un sólo paso con 90 % de <sup>39</sup>Ar liberado, y por lo tanto no es estrictamente una edad de meseta, el error relativamente bajo indicaría que el dato es aceptable. La muestra Coa-29 arroja una edad de meseta de 3.41 ± 0.55 Ma, determinada con tres pasos consecutivos que representan el 100 % del <sup>39</sup>Ar liberado. Esta edad se puede considerar una buena aproximación a la edad de la roca, aun cuando el error asociado a cada paso es grande.

##### 5.2. Petrografía

Las rocas volcánicas de Ocampo son porfídicas o microporfídicas, con fenocristales y/o microfenocristales de forma euedral a subedral (Figura 5). El grado de cristalinidad es hipocrystalino y la matriz presenta variaciones en su arreglo que van desde pilotaxítico a intergranular (Figuras 5A, B, C, D). Su contenido de fenocristales y microfenocristales, determinado por conteo de puntos ( $n > 800$ ), varía de 86 a 95 (vol. %). La paragénesis mineral del conjunto de fenocristales observados en todas las muestras es: olivinos (3.2-5.7 %) + clinopiroxenos (0.8-5.3 %) + minerales opacos (2.3-6.2 %) + plagioclásas (0.1-0.3 %) + apatita (trazas). Una característica importante de la muestra Coa-30 es la presencia de xenocristales redondeados de feldespato potásico y plagioclásas con diámetros > 1 mm

Tabla 1. Datos obtenidos por la técnica de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para muestras del campo volcánico Ocampo en los laboratorios de la Universidad de Queen's, Canadá.Muestra Coa-25

Pasos	Potencia del Laser	$^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}$
<i>Coa-25</i>						
	(Watts)					
1	2	0.647	0.482+/-0.004	0.200+/-0.004	0.007+/-0.001	0.004+/-0.001
2	12	4.756+/-0.029	4.270+/-0.019	1.160+/-0.016	0.088+/-0.002	0.015+/-0.002
<b>porcentaje Total</b>		<b>4.865+/-0.029</b>	<b>4.698+/-0.019</b>	<b>1.331+/-0.16</b>	<b>9.791+/-0.002</b>	<b>0.010+/-0.002</b>
<b>Correlación de datos isotópicos</b>						
$^{36}\text{Ar}^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}^{40}\text{Ar}$	r	$^{40}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$
0.001306+/-0.003240	1.200516+/-0.025205	0.002	1.344+/-0.012	0.415+/-0.022	0.014+/-0.179	0.009+/-0.290
0.001803+/-0.000367	0.974510+/-0.007866	0.026	1.114+/-0.007	0.272+/-0.014	0.021+/-0.025	0.003+/-0.110
			<b>Total</b>	<b>1.036+/-0.004</b>	<b>0.283+/-0.006</b>	<b>2.084+/-0.002</b>
						<b>0.002+/-0.097</b>
			<b>Ca/K</b>	<b>Cl/K</b>	<b>% <math>^{40}\text{Ar atm}</math></b>	<b>f<math>^{39}\text{Ar}</math></b>
			1.726	0.092	30.62	9.95
			4.051	0.059	48.3	90.05
			<b>Total</b>	<b>3.819</b>	<b>0.075</b>	<b>100</b>
						<b>0.516+/-0.064</b>
						<b>1.84+/-0.23</b>
					<b>J= 0.001955+/-0.000006</b>	<b>MSWD= 0</b>
					<b>Volumen <math>^{39}\text{ArK}</math>= 46.98</b>	<b>% <math>^{39}\text{ArK}</math> para CA 100</b>
					<b>Edad Integrada= 1.84+/-0.23</b>	<b>Producción de relaciones isotópicas</b>
					$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$ 0.0302	
					$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{Ca}$ 1416.4306	
					$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{Ca}$ 0.3952	
					$\text{Ca/K}$ 1.83X( $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ )	
<b>Muestra Coa-29.</b>						

Pasos	Potencia del Laser	$^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}$
<i>Coa-29</i>						
	(Watts)					
1	2	20.423+/-0.089	0.807+/-0.008	0.239+/-0.010	0.053+/-0.003	0.073+/-0.003
2	7	22.278+/-0.115	1.701+/-0.010	0.445+/-0.009	0.057+/-0.003	0.089+/-0.003
3	12	27.222+/-0.097	2.700+/-0.015	0.727+/-0.015	0.126+/-0.004	0.100+/-0.003
<b>porcentaje Total</b>		<b>69.021+/-0.175</b>	<b>4.968+/-0.019</b>	<b>1.329+/-0.021</b>	<b>21.695+/-0.006</b>	<b>0.223+/-0.005</b>
<b>Correlación de datos isotópicos</b>						
$^{36}\text{Ar}^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}^{40}\text{Ar}$	r	$^{40}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$
0.003224+/-0.000175	0.038001+/-0.000525	0.407	25.311+/-0.011	0.296+/-0.043	0.066+/-0.052	0.090+/-0.037
0.003180+/-0.000143	0.072196+/-0.000596	0.002	13.098+/-0.008	0.262+/-0.022	0.034+/-0.047	0.052+/-0.032
0.003088+/-0.000139	0.097206+/-0.000662	0.111	10.084+/-0.006	0.269+/-0.022	0.047+/-0.032	0.037+/-0.035
			<b>Total</b>	<b>13.893+/-0.002</b>	<b>0.268+/-0.008</b>	<b>4.367+/-0.002</b>
						<b>0.045+/-0.012</b>
			<b>Ca/K</b>	<b>Cl/K</b>	<b>% <math>^{40}\text{Ar atm}</math></b>	<b>f<math>^{39}\text{Ar}</math></b>
			12.765	0.061	95.02	15.5
			4.398	0.054	93.53	31.92
			8.819	0.057	90.64	52.58
			<b>Total</b>	<b>8.016</b>	<b>0.057</b>	<b>100</b>
						<b>0.968+/-0.157</b>
						<b>3.41+/-0.55</b>
					<b>J= 0.001955+/-0.000006</b>	<b>MSWD= 0.18</b>
					<b>Volumen <math>^{39}\text{ArK}</math>= 49.68</b>	<b>% <math>^{39}\text{ArK}</math> para CA 100</b>
					<b>Edad Integrada= 3.41+/-0.55</b>	<b>Producción de relaciones isotópicas</b>
					$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$ 0.0302	
					$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{Ca}$ 1416.4306	
					$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{Ca}$ 0.3952	
					$\text{Ca/K}$ 1.83X( $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$ )	

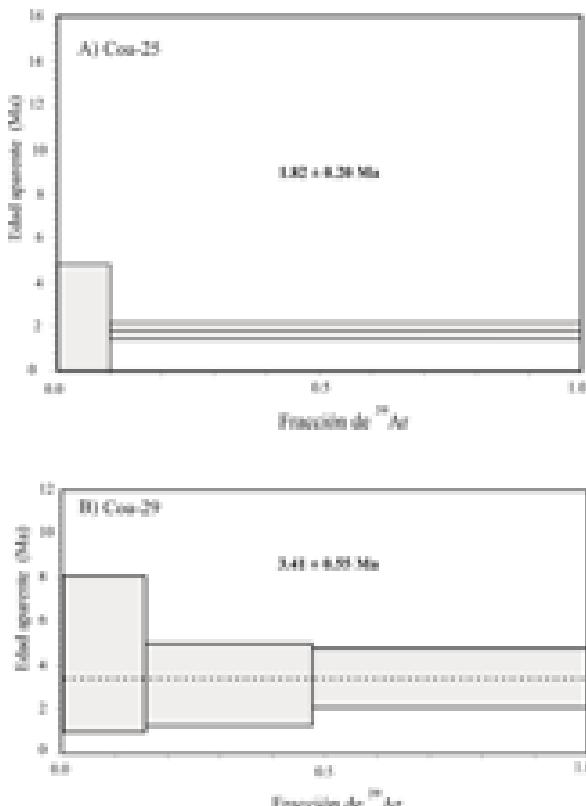


Figura 4. Diagramas de edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para las muestras obtenidas en las muestras Coa-29 (A) y Coa-25 (B).

(Figuras 5E, F, G, H). Estos vestigios de rocas feldespáticas, así como la ausencia de xenolitos de peridotita sugieren que los magmas del CVO ascendieron de manera relativamente lenta, en comparación con otros magmas de intraplaca de la PTCS y por lo tanto pudieron asimilar material cortical durante su ascenso.

En la gran mayoría de las rocas estudiadas, las plagioclasas se observan principalmente como microlitos en la matriz. Sólo excepcionalmente se presentan como fenocristales euedrales de hasta 1.2 mm de largo (Coa-23). Las plagioclasas también forman agregados glomeroporfídicos junto con olivino y clinopiroxeno. En ocasiones, los fenocristales de plagioclasas están corroídos e invadidos por la matriz que está compuesta principalmente por clinopiroxenos, microlitos de plagioclasas y gránulos de minerales opacos. Los clinopiroxenos (0.8 -5.3 %) se presentan como fenocristales euedrales o subedrales, de hasta 2.5 mm de largo. Ocasionalmente, forman glomerocristales de hasta 3.2 mm de largo. Frecuentemente, los piroxenos están maclados, con zonación oscilatoria o mostrando extinción en forma de reloj de arena, lo que sugiere que es augita titanífera. En algunas muestras como Coa-25, Coa-28 y Coa-31, los clinopiroxenos llegan a ser más abundantes que los olivinos. En todas las muestras, los clinopiroxenos también se presentan como fase de matriz.

Es común observar a los fenocristales de clinopiroxenos mostrando reabsorción intensa, con textura poiquilitica o con un arreglo similar al de las plagioclasas con textura de cedazo (Figura 5c). Los olivinos (3.2 - 5.7%) forman fenocristales de hasta de 3.2 mm de largo, generalmente euedrales a subedrales, en ocasiones con gollos de corrosión. La alteración más frecuente en los olivinos es la iddingsitización, que en las muestras estudiadas varía de apenas perceptible a moderada.

Las fases menores están representadas por espinela y titanomagnetita, frecuentemente como microfenocristales en la matriz (titanomagnetita) y/o como inclusiones (espinela) dentro de los olivinos. La apatita ocurre como cristales diminutos incluidos en plagioclasas.

### 5.3. Geoquímica

#### 5.3.1. Clasificación de las rocas

Los datos de elementos mayores y traza se reportan en la Tabla 2, y se muestran en distintos diagramas para observar su comportamiento geoquímico. El diagrama *TAS* (*Total Alkali – Silica*:  $\text{SiO}_2$  vs.  $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ ) de Le Bas *et al.* (1986) muestra que las rocas del campo volcánico de Ocampo son hawaíticas, basanitas y basaltos (Figura 6). Conforme con el criterio de Irvine y Baragar (1971), la mayoría de las rocas volcánicas máficas del CVO son alcalinas (Figura 6), excepto la muestra Coa-30, la cual se ubica sobre el límite de las rocas subalcalinas.

Según la clasificación de Best y Brimhall (1974) —que ha sido empleada por Aranda-Gómez *et al.* (1997, 2005, 2007) en sus investigaciones sistemáticas sobre petrología y geoquímica de las rocas volcánicas máficas de intraplaca del centro y norte de México— todas las rocas del CVO, excepto Coa-30, contienen feldespatoides normativos y son, por tanto, hawaíticas, hawaíticas con nefelina y basanitas con olivino (Figura 7). Coa-30, que contiene xenocristales de feldespatos, es un basalto de hiperstena. La presencia de un número pequeño de rocas saturadas en sílice en los campos de lavas intraplaca es algo que se observa a través de toda la porción meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras, así como en zonas aledañas (Aranda-Gómez *et al.*, 2005, 2007). Una comparación visual de los datos de la Figura 7 para el CVO con los reportados por Aranda-Gómez *et al.* (2005, 2007, Figura 3c) para las rocas del PTCS revela que las rocas de Ocampo se encuentran en el área de mayor densidad de muestras, aunque es evidente que en otros campos volcánicos, especialmente en los más jóvenes, hay rocas con contenidos más elevados de feldespatoides o hiperstena contenidos en la norma CIPW.

#### 5.3.2. Elementos mayores

El contenido de  $\text{SiO}_2$  en el conjunto varía de 47 a 51.5 % en peso, mientras que  $\text{MgO}$  tiene un rango de 9.38 a 5.18 % en peso. Con la excepción de Coa-30, todas las muestras contienen nefelina en la norma CIPW (2–14 %). El número de Mg [ $100^*\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ] en el conjunto de muestras varía

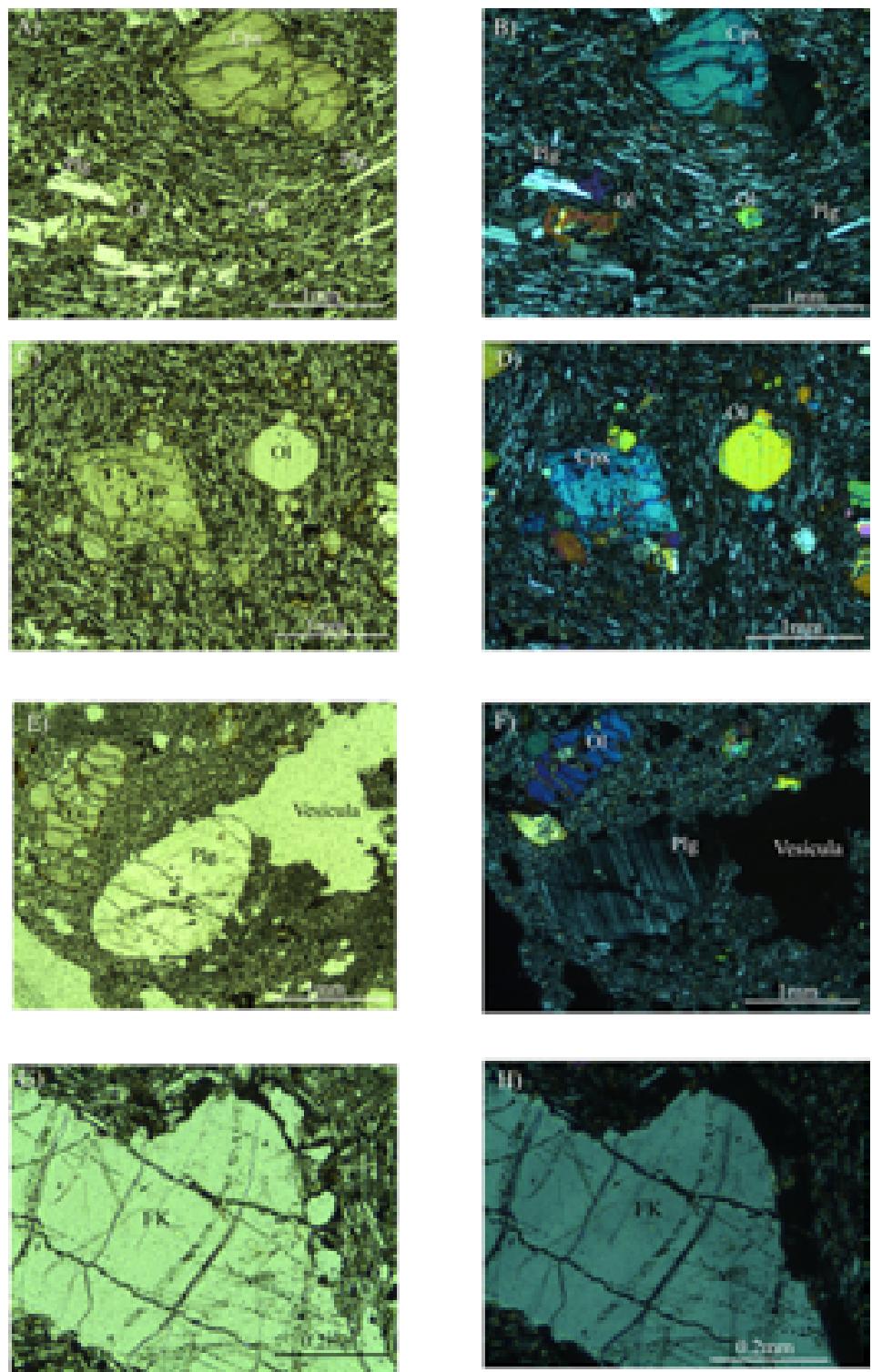


Figura 5. Fotografías en las que se muestran fenocristales de clinopiroxenos (cpx) y olivinos (ol) inmersos en una matriz con arreglo pilotaxítico, formada por microlitos de plagioclásas (plg), clinopiroxenos y minerales opacos intersticiales. (A) Muestra Coa-23 en luz polarizada, (B) Misma imagen que en (A), con nícoles cruzados. (C) Muestra Coa-26 donde se observa un fenocristal de clinopiroxeno con textura de tamiz, así como olivino, ambos inmersos en una matriz de arreglo intergranular (luz polarizada). (D) Misma imagen que en (C), con nícoles cruzados. (E) Xenocristal de plagioclasa con bordes redondeados, así como olívino parcialmente iddingsitizado, ambos inmersos en una matriz intergranular (muestra Coa-30, luz polarizada). (F) Misma imagen que en (E), con nícoles cruzados. (G) Fenocristal de feldespato de potasio parcialmente corroído, inmerso en una matriz de arreglo intergranular (muestra Coa-30, luz polarizada). (H) Misma imagen que en (G), con nícoles cruzados.

Tabla 2. Análisis de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) para rocas del Campo Volcánico de Ocampo, Coahuila.

Muestra	Coa-20	Coa-21	Coa-22	Coa-23	Coa-24	Coa-25	Coa-26	Coa-27	Coa-28	Coa-29	Coa-30	Coa-31
Tipo de roca	Lava basanita	Lava hawaïita	Lava hawaïita	Lava hawaïita	Lava hawaïita	Lava basanita	Lava hawaïita	Lava hawaïita	Lava hawaïita	Lava basalto	Lava hawaïita	
Composición												
Latitud N	27°18'37.2"	27°18'35.7"	27°17'48"	27°18'28.3"	27°18'45.4"	27°18'28.4"	27°19'7.23"	27°18'53.6"	27°18'37.8"	27°11'29.3"	27°11'28.6"	27°5'33.1"
Longitud W	102°28'59.8"	102°28'44.1"	102°28'59.8"	102°28'28.4"	102°28'6.46"	102°26'26.9"	102°27'45.6"	102°27'37"	102°27'36.5"	102°17'3.3"	102°16'27.9"	102°10'38.8"
Elementos mayores												
SiO <sub>2</sub>	47.16	47.13	47.40	50.07	47.82	47.01	47.70	50.57	50.39	46.00	51.49	49.21
TiO <sub>2</sub>	2.20	2.10	2.01	2.13	2.14	2.23	2.02	1.95	1.95	2.06	1.67	1.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.83	15.85	15.09	16.91	16.19	16.92	15.22	15.04	14.99	14.56	14.95	14.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.32	4.56	4.51	2.75	3.37	4.79	4.23	3.31	4.12	4.36	2.29	2.91
FeO	5.52	5.30	5.52	6.42	6.53	5.20	5.78	6.43	5.93	6.04	7.35	7.03
MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.16	0.15	0.15
MgO	6.27	7.13	8.72	5.18	7.46	6.25	8.38	8.03	8.33	9.25	8.31	9.38
CaO	9.57	9.83	9.38	9.03	9.31	9.58	9.28	8.75	8.68	8.82	8.52	9.13
Na <sub>2</sub> O	4.92	4.34	3.63	4.69	4.38	4.98	4.25	4.11	4.15	4.77	3.91	4.08
K <sub>2</sub> O	1.93	1.72	1.63	1.61	1.76	1.96	1.64	1.25	1.18	1.14	0.85	1.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.86	0.75	0.69	0.71	0.75	0.88	0.68	0.48	0.51	0.90	0.46	0.57
L.O.I.	0.00	0.66	0.81	-0.21	0.22	-0.05	0.08	-0.27	-0.09	1.49	-0.05	0.30
SUM	99.71	99.52	99.54	99.43	100.08	99.90	99.41	99.79	100.28	99.55	99.90	99.93
#Mg	58.28	61.39	65.63	54.98	62.07	57.95	64.71	64.16	64.45	66.07	64.94	67.09
Elementos traza (ppm)												
Ni	91	135	185	42	136	84	180	156	156	209	175	176
V	230	211	203	205	222	221	213	189	190	225	177	191
Cr	57	118	183	30	106	47	202	229	242	241	264	310
Co	35	36	38	31	38	35	38	37	39	45	42	43
Sc	17	18.7	18.4	17.1	17	17	19.9	17.9	18.4	17	20	21.2
Rb	24.2	20.3	20.7	21.7	21.4	24.0	21.8	14.6	13.7	17.0	10.2	16.7
Sr	1187	1070	1099	1053	1138	1199	1043	749	751	1148	621	863
Y	24.59	22.76	21.82	23.63	23.64	24.64	21.73	20.08	20.10	22.17	21.35	21.97
Zr	181	165	156	150	173	180	153	122	122	176	103	128
Nb	66.60	56.99	53.02	51.91	60.71	67.33	52.33	35.35	35.09	60.25	23.82	41.81
Cs	0.60	0.32	0.46	0.38	0.42	0.53	0.48	0.27	0.13	0.54	0.30	0.28
Ba	755	638	589	702	679	791	635	432	423	567	336	507
La	44.39	38.85	36.03	36.58	40.74	44.60	35.47	24.47	23.80	42.67	19.85	27.96
Ce	77.53	68.17	63.63	61.97	71.29	78.18	62.57	43.87	42.81	73.29	35.47	49.63
Pr	8.61	7.62	7.12	6.81	7.96	8.65	6.98	5.04	4.88	7.94	4.08	5.58
Nd	34.95	31.20	29.26	28.15	32.70	35.14	28.89	21.61	21.02	32.27	17.51	23.15
Sm	7.81	7.19	6.84	6.69	7.44	7.80	6.76	5.52	5.35	7.16	4.71	5.53
Eu	2.60	2.38	2.31	2.29	2.51	2.62	2.27	1.96	1.92	2.43	1.73	1.95
Gd	7.02	6.69	6.25	6.33	6.58	7.00	6.25	5.37	5.31	6.38	5.03	5.50
Tb	0.98	0.92	0.89	0.94	0.94	0.97	0.87	0.81	0.80	0.91	0.78	0.81
Dy	5.23	4.88	4.74	5.07	4.94	5.18	4.66	4.43	4.34	4.74	4.48	4.50
Ho	0.92	0.86	0.84	0.91	0.87	0.92	0.84	0.80	0.77	0.83	0.82	0.83
Er	2.22	2.05	1.95	2.13	2.08	2.16	1.97	1.84	1.85	1.89	2.01	2.04
Tm	0.28	0.26	0.25	0.28	0.27	0.28	0.25	0.23	0.23	0.23	0.26	0.26
Yb	1.61	1.49	1.41	1.56	1.49	1.59	1.38	1.29	1.28	1.30	1.47	1.55
Lu	0.24	0.21	0.21	0.23	0.22	0.24	0.21	0.19	0.19	0.19	0.22	0.23
Hf	4.22	3.99	3.79	3.77	4.11	4.21	3.76	3.21	3.17	4.08	2.83	3.30
Ta	3.51	3.02	2.85	2.65	3.23	3.57	2.82	1.91	1.88	3.37	1.29	2.26
Pb	5.59	4.55	4.24	4.71	5.00	5.55	4.44	3.29	3.09	4.37	2.86	0.32
Th	5.06	4.33	3.94	4.33	4.49	5.12	3.89	2.63	2.57	4.61	2.14	3.43
U	1.43	1.13	1.19	1.20	1.28	1.47	0.90	0.84	0.77	1.47	0.65	1.10

Mg#=Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>, asumiendo que Fe<sup>2+</sup>=0.9Fe total.

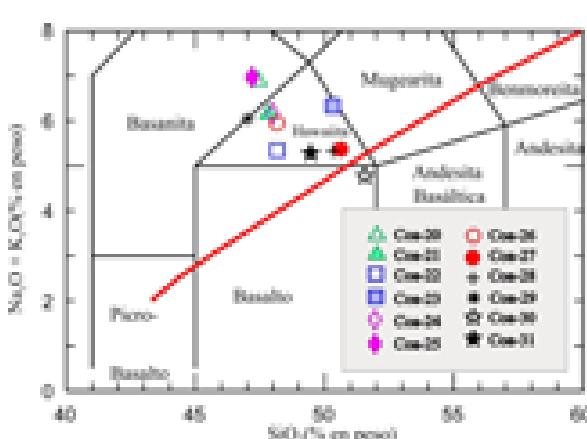


Figura 6. Diagrama de sílice vs. álcalis totales (TAS) de Le Bas *et al.* (1986) para las muestras del Campo Volcánico de Ocampo (CVO). Se incluye la línea que separa los campos subalcalino y alcalino de Irvine y Baragar (1971).

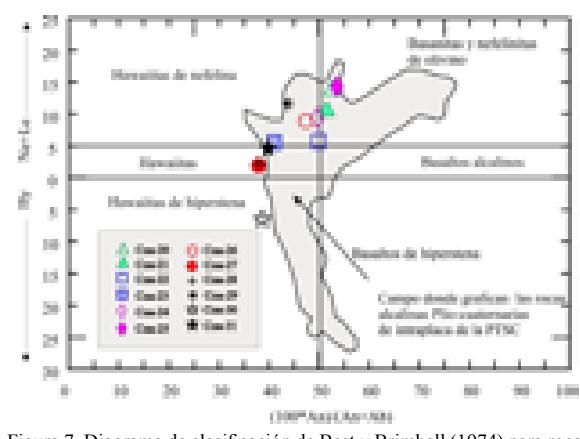


Figura 7. Diagrama de clasificación de Best y Brimhall (1974) para rocas del CVO. El campo sombreado representa los campos volcánicos plio-cuaternarios de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras según Smith (1989). PTCS = Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras; An = anortita; Ab = albita.

de 54.9 a 67. En los diagramas bivariados con respecto a #Mg (Figura 8) se observa un grupo de muestras (Coa-27, Coa-28, Coa-30, Coa-31) que tiene un alto contenido de  $\text{SiO}_2$  a #Mg alto; estas muestras son las que clasifican como hawaiitas y hawaiitas de hiperstena en la Figura 7. En general, las muestras exhiben un Enriquecimiento continuo en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  al disminuir el #Mg, lo que indica un papel subordinado del fraccionamiento de plagioclásas en la evolución de los magmas. Mientras, el CaO presenta una inflexión o cambio de pendiente a medida que disminuye el #Mg, probablemente asociado a la cristalización fraccionada de clinopiroxenos. Por lo general,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  se enriquecen a medida que el magma evoluciona, y sólo en la muestra con menor #Mg (Coa-23) se observa un ligero

empobrecimiento, que podría estar relacionado al inicio de la cristalización de titanomagnetita, apatita y plagioclásas (Figura 8).

### 5.3.3. Elementos traza

En los diagramas de variación para los elementos traza se puede observar un incremento en el contenido de Ba, Rb, Sr y Zr al disminuir #Mg. Sin embargo, las hawaiitas y hawaiitas de hiperstena se salen de la tendencia general y forman un grupo con concentraciones más bajas de Ba, Rb, Sr y Zr. Por otra parte, para los elementos Co, Cr y Ni se observa una marcada disminución hacia las muestras más diferenciadas (menor #Mg) (Figura 9), lo cual puede ser explicado por la cristalización fraccionada

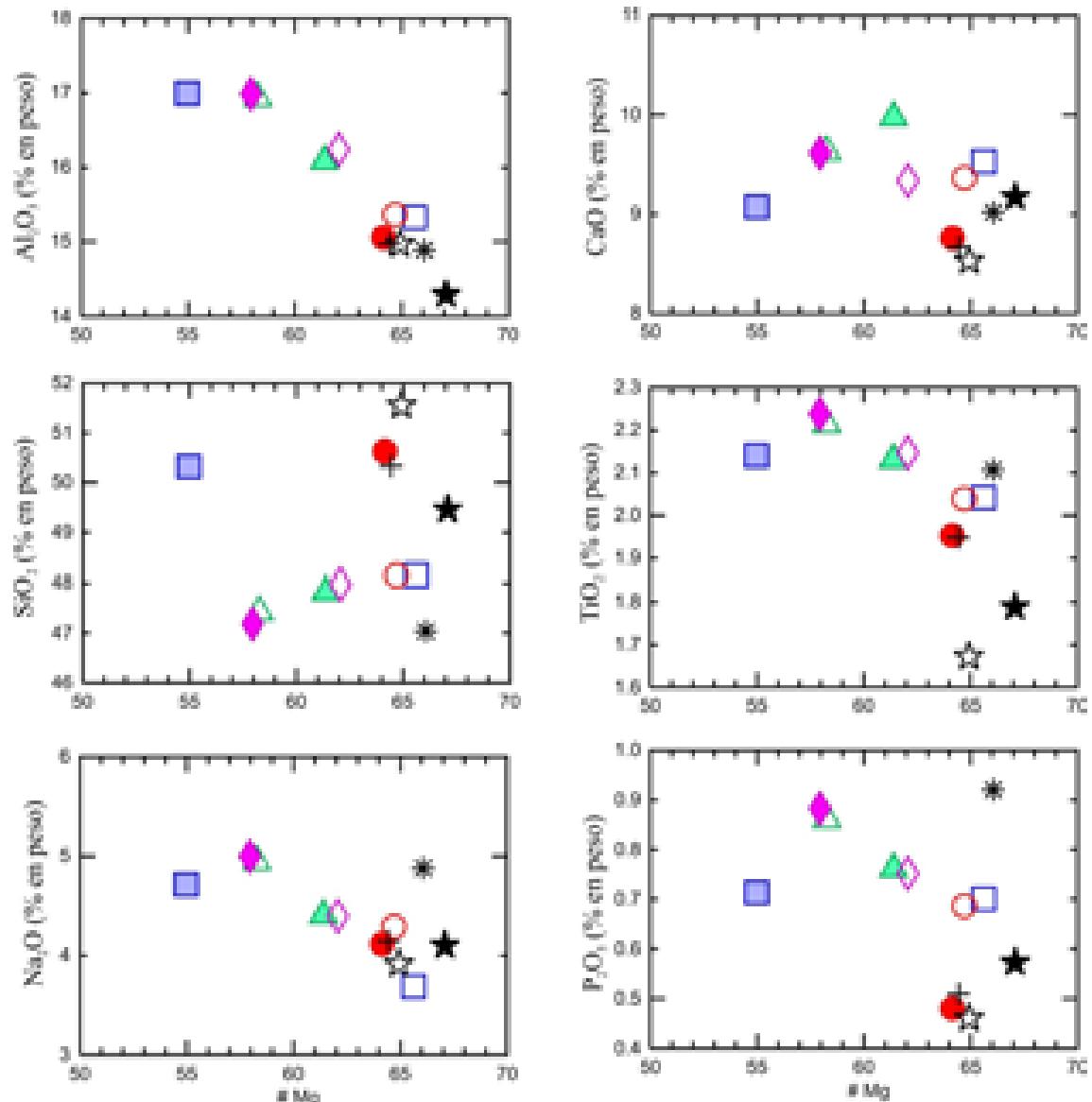


Figura 8. Diagramas bivariados de #Mg vs. elementos mayores para muestras del CVO.

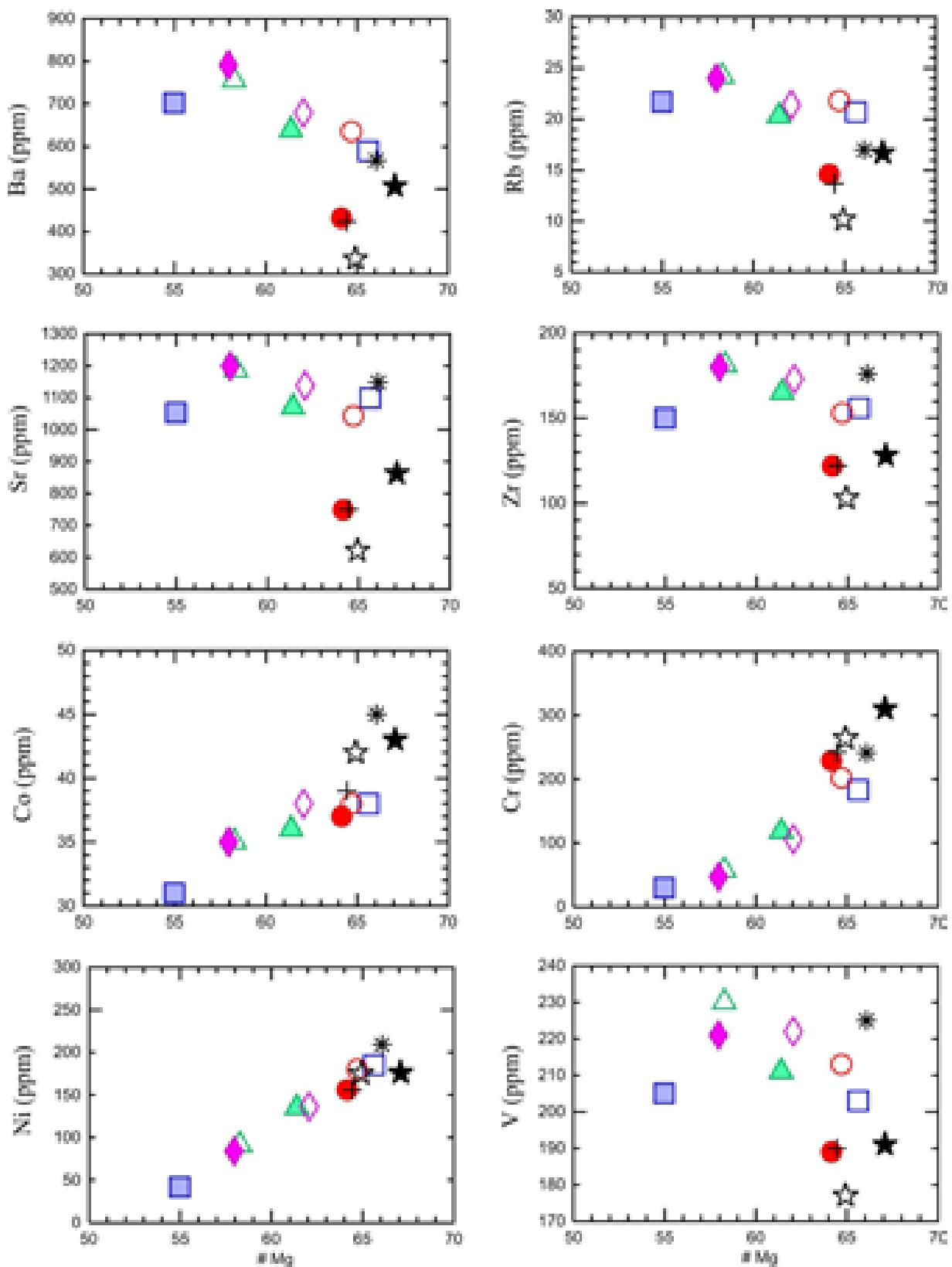


Figura 9. Diagramas de #Mg vs. elementos traza para muestras del CVO

de clinopiroxenos, cromita y olivinos, respectivamente.

El diagrama multielementos, normalizado contra los valores de condritas de Thompson (1982), es cóncavo (Figura 10a), lo que es característico de los magmas de intraplaca, con un enriquecimiento en los elementos altamente incompatibles, los cuales presentan un máximo en los valores normalizados de Nb y Ta. Las muestras presentan anomalías positivas de Sr y Ba, así como enriquecimientos variables de los elementos más incompatibles. Cabe observar que las hawaiitas y hawaiitas de hiperstena muestran un mayor empobrecimiento en los elementos traza incompatibles en comparación con otras muestras con número de magnesio similar (Figura 10a).

Los elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) fueron normalizados contra valores condriticos de Sun y McDonough (1989) y graficados como patrones (Figura 10b). Las REE presentan relaciones de La/Yb entre 13.5 y 32.8 y por lo tanto una pendiente negativa muy pronunciada, lo cual sugiere la presencia de granates en la fuente. Característicamente, la variación del contenido de tierras raras ligeras (La-Eu) es muy amplia en la serie de rocas analizada (Figura 10b), mientras que las REE pesadas

(Tb-Lu) presentan escasa variación. Esto permite distinguir dos grupos de muestras, uno con contenidos altos de tierras raras ligeras y el otro grupo con contenidos bajos (Figura 10b). En este caso, el grupo con los contenidos más bajos en las REE ligeras corresponde también a las hawaiitas y hawaiitas de hiperstena. Otro rasgo que se observa para todas las muestras estudiadas es una pequeña anomalía positiva de Eu, probablemente causada por la incorporación de plagioclasa.

#### 5.3.4. Isótopos de Sr, Nd y Pb

Las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las rocas del CVO varían de 0.70337 a 0.70346. Los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  varían de 6.01 a 6.14 (Tabla 3). Estas relaciones son muy homogéneas y ubican a las muestras de Ocampo dentro del arreglo del manto en el diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$  y dentro del campo definido por basaltos de islas oceánicas (OIB; Cohen y O'Nions, 1982a,b) y también dentro del campo de las basanitas de la Provincia de Cuencas y Sierras de los Estados Unidos de América (Figura 11). Entre las rocas del CVO se distingue un grupo con composición isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  homogénea, el cual corresponde a hawaiitas de nefelina y basanitas de olivino (Figura 7), mientras que una hawaiita (Coa-27) presenta valores más altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a valores similares de  $\epsilon\text{Nd}$ .

Las relaciones isotópicas de Pb se obtuvieron en tres muestras y presentan variaciones para  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 18.45 a 18.48, para  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 15.55 a 15.56 y para  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 38.08 a 38.18. Estas relaciones isotópicas grafican en el diagrama de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  cerca de los valores obtenidos para rocas de los campos volcánicos de Durango (Pier *et al.*, 1992) y de los basaltos de la provincia de Cuencas y Sierras de los Estados Unidos de América (Figura 12).

#### 5.4. Fuente de los magmas

Las relaciones isotópicas de las rocas del CVO son, en general, similares a las rocas volcánicas de otros campos volcánicos cuaternarios en la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras (Figuras 11 y 12). En el diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$  (Figura 11) se observa que las muestras presentan valores que se encuentran en el campo formado por los OIB, lo que indica que los magmas provienen del manto superior enriquecido. En general, las rocas del CVO tienen relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altas a valores similares de  $\epsilon\text{Nd}$  en comparación con las rocas de Santo Domingo y Ventura, en San Luis Potosí (Figura 11), a las que se atribuye un origen asociado a la fusión parcial del manto y contaminación con la corteza (Pier *et al.*, 1989).

Pier *et al.* (1989) interpretaron que las tendencias isotópicas de Sr y Nd en rocas de San Luis Potosí son el resultado de mezcla de por lo menos tres reservorios del manto: (1) una componente empobrecido análogo al MORB, (2) una componente enriquecido del tipo Santa Elena, y (3) una componente que afectó sustancialmente la

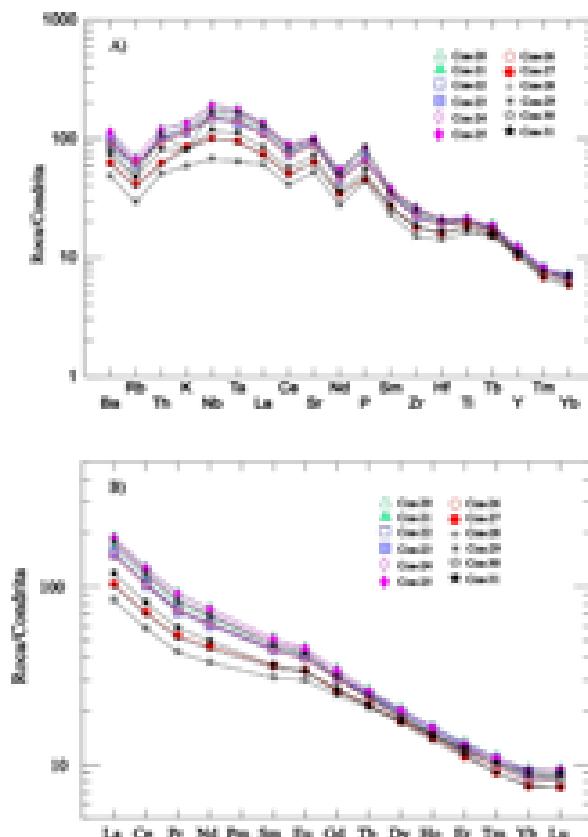


Figura 10. (A) Diagrama multielementos normalizados contra valores de condritas, utilizando valores de Thompson (1982). (B) Diagrama de tierras raras normalizado contra condritas, utilizando valores de Sun y McDonough (1989).

Tabla 3 . Resultados de isótopos obtenidos en el LUGIS por la técnica de espectrometría de masas.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	n	$\epsilon\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$
Coa-21	0.703375	34	58	0.512953	26	54	6.14	0.51
Coa-25	0.703368	34	56	0.512946	26	58	6.01	0.51
Coa-27	0.703465	45	55	0.512948	19	59	6.05	0.37
Coa-29	0.703376	49	54	0.512948	22	58	6.05	0.43

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$1\sigma\text{d}\%$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$1\sigma\text{d}\%$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$1\sigma\text{d}\%$	n
Coa-21	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Coa-25	18.4841	0.017	15.5596	0.017	38.179	0.017	97
Coa-27	18.4688	0.018	15.5596	0.017	38.1542	0.018	98
Coa-29	18.4456	0.017	15.5469	0.018	38.0774	0.017	97

Análisis realizados con el espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 valor del laboratorio del estándar SRM987:  $0.710234 \pm 18$  (en las dos últimas cifras) n= 218 valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla:  $0.511880 \pm 22$  (en las dos últimas cifras) n=116 valores aceptados del estándar NBS981:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 16.9371,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 15.4913,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 36.7312 valores del laboratorio del estándar NBS981:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 16.8915 1sd 0.03%  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 15.4267 1sd 0.05%  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 36.5053 1sd 0.06% Las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron corregidas por fraccionamiento usando:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Los errores  $\pm 1\sigma$  se refieren a los 2 últimos dígitos.

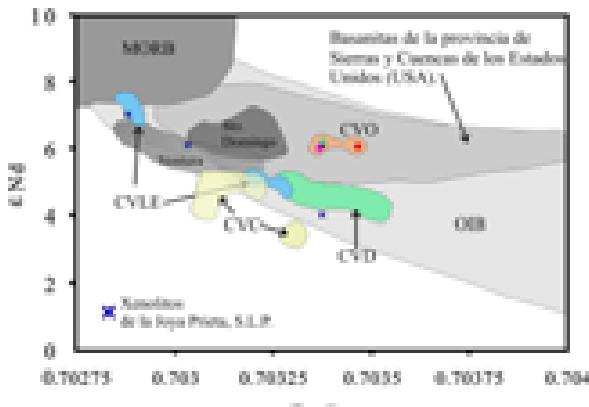


Figura 11. Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$  para las muestras del CVO comparadas con basanitas de la Provincia de Cuencas y Sierras, Campo Volcánico de Los Encinos (CVLE; Luhr et al., 1995), Campo Volcánico de Durango (CVD; Pier et al., 1992), Campo Volcánico de Camargo (CVC; Cameron et al., 1992), Campo Volcánico de San Luis Potosí (SLP; Ventura y Santo Domingo; Pier et al., 1989); MORB y OIB (Cohen y O'Nions, 1982a,b); Basanitas (Menzies et al., 1983, 1985; Feigenson, 1986; Roden et al., 1988) de la Provincia de Cuencas y Sierras (BRP) de los Estados Unidos de América.

composición de Sr más que la composición de Nd. En el caso de las rocas del CVO, éstas muestran un comportamiento isotópico relativamente homogéneo en comparación con el resto de los campos volcánicos documentados por Pier et al. (1989, 1992), lo que indica que las rocas del CVO pueden provenir de una fuente con características isotópicas uniformes, aunque la contribución de un componente que afectó en mayor medida la composición isotópica de Sr parece evidente.

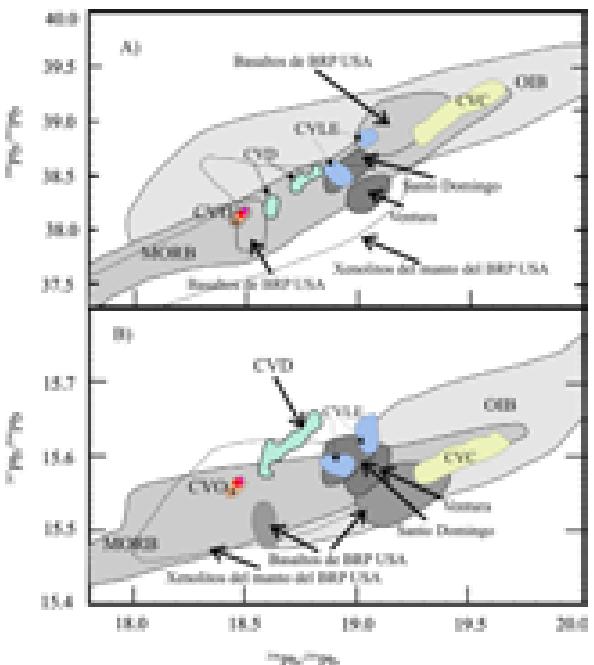


Figura 12. Diagramas de: (A)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y (B)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para muestras del CVO comparadas con muestras del campo volcánico de Durango (CVD; Pier et al., 1992), campo volcánico de Camargo (CVC; Cameron et al., 1992), basaltos y xenolitos de la provincia de Cuenca y Sierras de Estados Unidos (Zartman y Tera, 1973; Galer y O'Nions, 1989), campo volcánico de San Luis Potosí (Santo Domingo y Ventura; Pier et al., 1989). Para referencia se grafican datos de basaltos tipo MORB y OIB (Sun, 1980; Cohen y O'Nions, 1982a,b).

Las relaciones isotópicas de Pb de las rocas del CVO grafican en el extremo más empobrecido del espectro de composición de las rocas de la Provincia de Cuencas y Sierras (Figura 12), a valores comparables con los reportados para basaltos de la Provincia de Cuencas y Sierras de los Estados Unidos de América (Zartman y Tera, 1973; Galer y O'Nions, 1989). En la Figura 12 se observa que los valores isotópicos de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  obtenidos en este trabajo son menores a los datos reportados para el CVD y CVLE en San Luis Potosí, para los cuales se ha sugerido que la contaminación cortical ha ocurrido durante la diferenciación magmática (e.g., Pier et al., 1989; Luhr et al., 1995). Por lo tanto, estas observaciones pueden sugerir, como primera aproximación, que en el CVO tuvieron lugar procesos de contaminación cortical, aunque en mucho menor medida o por un contaminante isotópicamente más empobrecido, comparado con las rocas de San Luis Potosí y con otros campos de la PTCS.

## 5.5. Petrogénesis

### 5.5.1. Cristalización fraccionada

La cristalización fraccionada fue un factor importante durante la diferenciación magmática de las rocas del CVO.

Las evidencias se manifiestan a través de la petrografía de las lavas (*e.g.*, la presencia de fenocristales de olivinos  $\pm$  cromita + augita + plagioclásas). Por otra parte, en las variaciones geoquímicas observadas con respecto al #Mg para el caso de los elementos mayores, se nota claramente un cambio de pendiente en CaO (Figura 8), lo cual sugiere la cristalización fraccionada de clinopiroxenos, una fase presente como fenocristal en las rocas.

El Sr aumenta conforme disminuye el #Mg (Figura 9), lo que sugiere que la cristalización fraccionada de plagioclásas no fue importante, como lo indica el bajo contenido de sus fenocristales. En cambio, los elementos como Co, Cr y Ni exhiben una tendencia a disminuir bien definida al avanzar la diferenciación, lo que sugiere la cristalización fraccionada de clinopiroxenos, cromita y olivinos, respectivamente. El V, por su parte, muestra una ligera dispersión, lo cual se explica por la presencia de magnetita durante la diferenciación. Aunque de manera general la cristalización fraccionada se refleja como el mecanismo principal de diferenciación, existe un grupo de muestras que no siguen la tendencia general y no pueden ser explicadas sólo por este proceso, requiriéndose de un mecanismo adicional (Figuras 8 y 9).

Las variaciones de algunas relaciones de elementos

traza con grado de compatibilidad semejante (*e.g.*, Rb/Zr), las cuales no deberían cambiar significativamente por procesos de cristalización fraccionada de magmas basálticos, demuestran que este proceso no puede explicar por sí solo las variaciones observadas. Se observa que los valores de Rb/Zr disminuyen marcadamente en un grupo de muestras con menor contenido de Rb (Figura 13a). Estas muestras son las que presentan mayor contenido de SiO<sub>2</sub> en la Figura 8. El comportamiento observado es opuesto al esperado para el proceso de cristalización fraccionada e indicaría que el grupo de rocas mencionado fue afectado en diferente medida por procesos de contaminación.

#### 5.5.2. Contaminación cortical vs. AFC

Evidencias petrográficas como la presencia de xenocristales de plagioclasa y feldespato de potasio en la muestra Coa-30, y geoquímicas como las tendencias diferentes en la composición de un grupo de muestras con alto contenido de SiO<sub>2</sub>, sugieren que existió un proceso de contaminación cortical. Sin embargo, la magnitud de las variaciones geoquímicas e isotópicas indica un proceso de AFC, es decir la combinación de procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada. Como condición, los

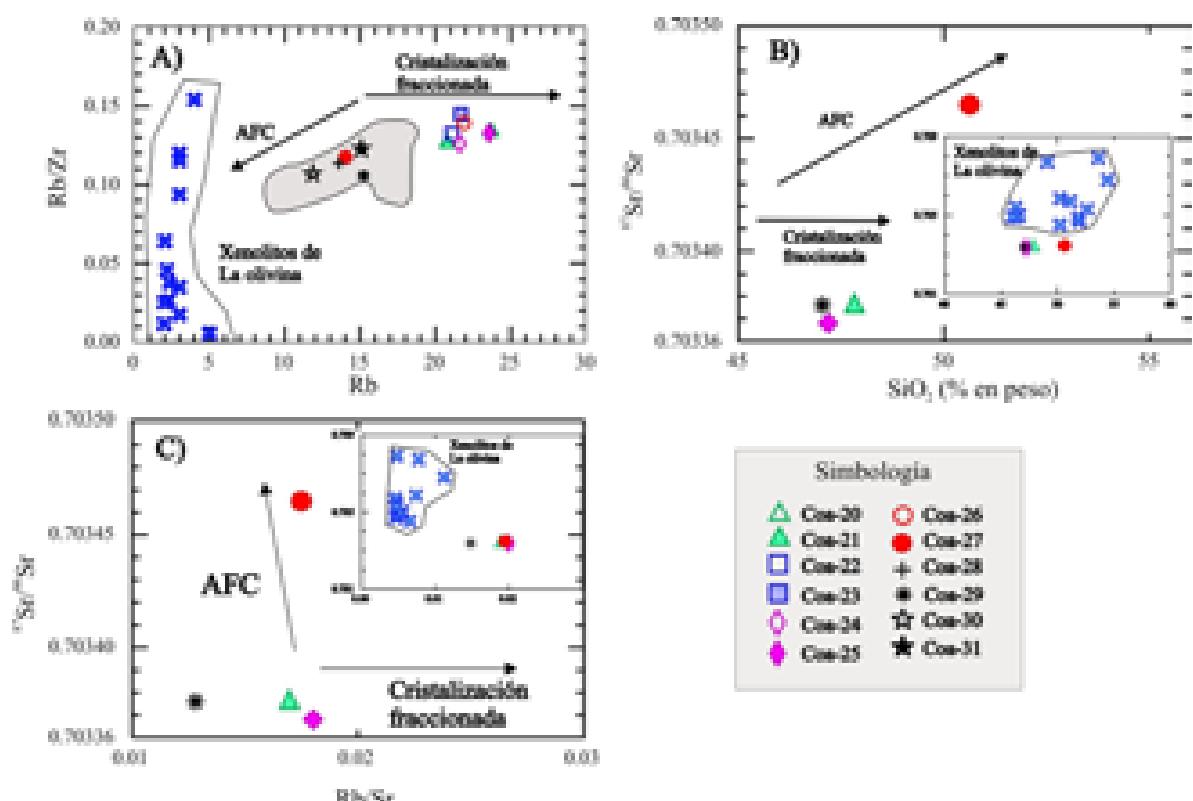


Figura 13. (A) Relaciones elementales de Rb/Zr vs. Rb para muestras del CVO. (B) Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. SiO<sub>2</sub>. (C) Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Rb/Sr que muestran las tendencias esperadas por el efecto de la cristalización fraccionada y contaminación cortical combinada con cristalización fraccionada (AFC). Las cruces azules corresponden al análisis de xenolitos de granulitas máficas de La Olivina, campo volcánico de Camargo (Figura A), Chihuahua (Roberts y Ruiz, 1989; Ruiz *et al.*, 1988; Cameron *et al.*, 1992). En el campo gris se distinguen las muestras con evidencias petrográficas o geoquímicas de contaminación cortical.

magmas generados mediante un proceso AFC muestran tendencias que combinan las formadas por contaminación mediante asimilación de material cortical y la cristalización fraccionada. Se puede predecir la forma de esta tendencia, considerando el proceso de AFC como una serie de pasos alternantes entre estos dos procesos (Briqueu y Lancelot, 1979; De Paolo, 1981).

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb son especialmente útiles para diferenciar entre procesos de cristalización fraccionada y de AFC, ya que como premisa las relaciones isotópicas permanecen constantes durante la cristalización fraccionada (e.g., Briqueu y Lancelot, 1979), pero son alteradas por la asimilación de material cortical con composición isotópica contrastante. Particularmente se puede analizar el comportamiento de los isótopos de Sr en relación con índices de diferenciación (e.g., SiO<sub>2</sub>), o con elementos de compatibilidad semejante (e.g., Rb/Zr) o diferente (e.g., Rb/Sr) (Figura 13).

Como se observa en el diagrama de Rb/Zr vs. Rb (Figura 13a), las muestras con evidencias de contaminación cortical muestran una tendencia hacia la composición de xenolitos de granulita mafica de la localidad de La Olivina, campo volcánico de Camargo (Figura 1), los cuales en parte tienen contenido de Rb y relación de Rb/Zr bajos. Por otra parte, las variaciones de Rb/Zr en el resto de las muestras son mínimas, como se esperaría en magmas que evolucionan por procesos de cristalización fraccionada. Este último grupo presenta valores de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr relativamente constantes (Figura 13b), mientras que una de las muestras con valores bajos de Rb y Rb/Zr (Coa-27, hawaiita) tiene valores elevados de esa relación, así como contenidos de SiO<sub>2</sub> elevados, indicando la asimilación de material cortical silílico isotópicamente Enriquecido.

Consideremos el diagrama Rb/Sr vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (Figura 13c). En un magma basáltico el Rb generalmente es incompatible, mientras que el Sr tiene un coeficiente de partición (D) alto cuando cristalizan plagioclásas; esta diferencia en la compatibilidad resulta en un incremento en el contenido de Rb y en la relación Rb/Sr al avanzar la cristalización. Como ya se mencionó antes, durante este proceso la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr permanece constante. Por otra parte, la contaminación de un magma basáltico con corteza silílica se reflejaría en cambios tanto en la relación Rb/Sr, que dependerán de la composición del contaminante, como en la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, y la edad del contaminante. De esta manera, el resultado final del proceso de AFC en una gráfica (Figura 13c) se reflejará en la dispersión de puntos a través de una curva que une la composición del magma parental con la del contaminante. La Figura 13c nuevamente indica que la composición de la muestra Coa-27 puede ser explicada por la asimilación de material de la corteza inferior con composición similar a la de xenolitos de granulita de La Olivina. Esta observación concuerda con la pequeña anomalía positiva de Eu observada en los diagramas de REE (Figura 10b), que indicaría la incorporación de cristales de plagioclásas durante el proceso

de asimilación de material cortical.

Aunque los datos isotópicos son limitados, las distintas evidencias sugieren que durante la diferenciación magmática de las lavas del CVO también tuvo lugar el proceso de AFC, el cual es más evidente en las hawaiitas y hawaiitas de hiperstena.

## 6. Conclusiones

El campo volcánico de Ocampo representa un pulso volcánico pliocénico ( $1.82 \pm 0.20$  a  $3.41 \pm 0.55$  Ma; <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar), y se puede ubicar como una nueva localidad de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras. Este pulso generó derrames de lava con espesores notables de hasta 50 m y adicionalmente un alineamiento N-S de conos de escoria, lo cual sugiere una relación entre la orientación de las fallas en el basamento y los conductos por los que llegó el magma a la superficie. Los productos volcánicos emitidos son hawaiitas, basanitas, basaltos alcalinos con nefelina normativa y un solo basalto de hiperstena subalcalino. Sus patrones multielementos con enriquecimientos en elementos altamente incompatibles con respecto a condritas indican un magmatismo de tipo intraplaca. Por su parte, la pendiente pronunciada en los diagramas de tierras raras sugiere que los magmas provienen de una fuente del manto con granates.

Esta nueva localidad se puede diferenciar de las estudiadas por Luhr *et al.* (1995) y Aranda-Gómez *et al.* (2005, 2007) por la ausencia de xenolitos del manto o de la base de la corteza (e.g., granulitas) o, en su defecto, por la presencia de xenocristales de olivinos producto de la desintegración de peridotitas, lo que sugiere un ascenso más lento que pudo favorecer la asimilación de material cortical. La presencia de xenocristales de plagioclásas y feldespatos potásicos en al menos una de las rocas, así como las anomalías positivas de Ba y Sr en los diagramas de multielementos y de Eu en los diagramas de REE sugieren la incorporación en el magma de material proveniente de la corteza.

Por otra parte, las variaciones geoquímicas e isotópicas se interpretan como el resultado de procesos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC), durante el cual los magmas habrían asimilado material proveniente de corteza, posiblemente de naturaleza granulítica y con composición similar a la de xenolitos de la corteza inferior de La Olivina, en el campo volcánico de Camargo, Chihuahua.

## Agradecimientos

Este proyecto fue apoyado por CONACyT, proyectos 47071 y 129550 a J. Aranda. La contribución es parte de la tesis de maestría del primer autor y fue financiada por los proyectos de CONACyT 27993 y DGAPA IN100999 otorgadas a José Luis Macías Vázquez. Se agradece el apoyo a Rufino Lozano, Gabriela Solís, Julio Morales,

María del Sol Hernández, y Teodoro Hernández del LUGIS (UNAM) por su asistencia durante los análisis geoquímicos e isotópicos. Se agradece al Dr. James K.W. Lee del Departamento de Geología y Ciencias Ambientales, Queen's University, Kingston (Ontario, Canadá), por su apoyo para la obtención de los fechamientos isotópicos. Se agradece infinitamente al Dr. James Luhr por proporcionar a los autores los datos geoquímicos de elementos traza obtenidos por ICP-MS. Este trabajo mejoró notablemente con las observaciones, sugerencias y comentarios de la Dra. Teresa Orozco y el Dr. Peter Schaaf.

## Referencias

- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, *in* Aguirre-Díaz, G.L., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: Mexico, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 41-84.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C., Luhr, J., 2000, Evolución tectonomagmática post- paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T., Henry, C.D., 2003, Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, 115, 298-313.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005, Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico: Geological Society of America Special Paper, 393, 509-521.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 187-225.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2007, Late- cenozoic intraplate-type volcanism in central and northern México: a review, *in* Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the Geological Society of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 422, 93-128.
- Best, M.G., Brimhall, W.H., 1974, Late Cenozoic alkalic basaltic magmas in the western Colorado plateaus and the basin and range transition zone, USA, and their bearing on mantle dynamics: Geological Society of America Bulletin, 85, 1677-1690.
- Briqueu, L., Lancelot, J., 1979, Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks: Earth and Planetary Science Letters, 43, 385-396.
- Cameron, K.L., Clark, L.F., Cameron, M., 1983, A preliminary report on the nature of the lower crust and upper mantle beneath Southeastern Chihuahua, *in* El Paso Geological Society Guidebook, 102-107.
- Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S.R., Collerson, K.D., 1992, Contrasting styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina: Journal of Geophysical Research, 97, 353-376.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 27-52.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2007, The San Marcos fault: A Jurassic multi-reactivated basement structure in northeastern Mexico, *in* Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 422, 261-286.
- Cohen, R.S., O'Nions, R.K., 1982a, Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations: Earth and Planetary Science Letters, 61, 73-84.
- Cohen, R.S., O'Nions, R.K., 1982b, The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts: Journal of Petrology, 23, 299-324.
- De Paolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: Earth and Planetary Science Letters, 53, 189- 202.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- Feigenson, M.D., 1986, Continental alkali basalts as mixtures of kimberlite and depleted mantle: evidence of Kilbourne Hole Maar, New Mexico: Geophysical Research Letters, 13, 965-968.
- Galer, S.J., O'Nions, R., 1989, Chemical and isotopic studies of ultramafic inclusions from the San Carlos Volcanic Field, Arizona: a bearing on their petrogenesis: Journal of Petrology, 30, 1033-1064.
- Hayob, J.L., Essene, E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutiérrez, F., Aranda-Gómez, J.J., 1989, Very high-temperature deep-crustal metamorphism revealed in pelitic xenoliths from central México: Nature, 342, 265-268.
- Heinrich, W., Besch, T., 1992, Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosí, Central Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, 111, 126-142.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern basin and range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, 20, 701-704.
- INEGI, 1975, Carta geológica Ocampo G13B38, Escala 1:50000: México, D.F., Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 1 mapa.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Márquez, D.B., Tovar, J., Long, L.E., Laudon, T.S., 1984, The Mesozoic La Mula island, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 95, 1226-1241.
- Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, D.F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-x para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: Actas Instituto Nacional de Geoquímica (INAGEQ), 1, 203-208.
- Luhr, J.F., Haldar, D., 2006, Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-arc high-alumina basalts produced by troctolite contamination: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 149, 177-212.
- Luhr, J.F., Pier, J.G., Aranda-Gómez, J.J., Podosek, F.A., 1995, Crustal contamination in early basin and range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, 118, 321-339.
- LUGIS, 2000, Manual Interno de Procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS): México, D.F., Instituto de Geofísica-Instituto de Geología, UNAM, 19 p.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: Geology, 12, 103-107.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 102, 593-614.

- Menzies, M., Leeman, W., Hawkesworth, C., 1983, Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA: *Nature*, 303, 205-209.
- Menzies, M., Kempton, P., Dungan, N., 1985, Interaction of continental lithosphere and astenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, USA: *Journal of Petrology*, 26, 663-693.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation- principle and proposal: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., Niemeyer, S., 1993, The La Olivina pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to mid-Cenozoic arc volcanism of northern Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 98, 6489-6509.
- Ojeda, J., 1973, Bosquejo geológico y depósitos minerales del área de San Miguel, Municipio de Ocampo, Coahuila: México, D.F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 25 p.
- Ortega-Rivera, A., 1997, Geochronological constraints on the thermal and tilting history of the peninsular ranges batholith of Alta California and Baja California: tectonic implications for Southwestern North America (México): Kingston, Ontario, Canadá, Queen's University, tesis doctoral, 582 p.
- Pérez de la Cruz, J.A., de los Santos Montaño, J., Arzabala, J. Tarín Zapata, G., 2000, Carta geológico-minera Ocampo G13-3, Coahuila y Chihuahua, Escala 1:250000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Pier, J.G., Podosek, F.A., Luhr, J.F., Brannon, J.C., Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel -Lherzolite-Bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico. 2. Sr and Nd Isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7941-7951.
- Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The La Breña y El Jagüey maar complex, Durango, Mexico: II. Petrology and geochemistry: *Bulletin of Volcanology*, 54, 405-428.
- Roberts, S.J., Ruiz, J., 1989, Geochemistry of exposed granulite facies terrains and lower crustal xenoliths in Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7961-7974.
- Roden, M., Irving, A., Murthy, V., 1988, Isotopic and trace element composition of the upper mantle beneath a young continental rift: Results from Kilbourne Hole, New Mexico: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 461-473.
- Rudnick, R.L., Cameron, K.L., 1991, Age diversity of the deep crust in northern Mexico: *Geology*, 19, 1197-1200.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Arculus, R.J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths — Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 2002, Carta magnética de campo total Ocampo G-13-3, Estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, mapa.
- Smith, J., 1989, Extension-Related magmatism of the Durango volcanic field, Durango, Mexico: St. Louis, Missouri, E.U.A., Washington University, tesis doctoral, 102 p.
- Smith, R.D., Cameron, K.L., McDowell, F.W., Niemeyer, S., Sampson, D.E., 1996, Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico: evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 375-389.
- Sociedad Exploradora Minera, 2003, Carta geológico-minera Ocampo G13-B38 Coahuila, 1:50000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Sun, S., 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 297, 409-445.
- Sun, S., McDonough, W., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A., Norry, M. (eds.), *Magnetism in ocean basins*: Londres, Geological Society Special Publications, 42, 313-345.
- Thompson, R.N., 1982, Magmatism of the british Tertiary volcanic province: *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Valdez-Moreno, G., 2001, Geoquímica y petrología de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México: D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 104 p.
- Zartman, R., Tera, F., 1973, Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probable mantle origin: *Earth and Planetary Science Letters*, 20, 54-66

Manuscrito recibido: Febrero 18, 2010.

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 10, 2010.

Manuscrito aceptado: Septiembre 19, 2010.