

Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México

María Guadalupe Dávalos-Elizondo¹, José Jorge Aranda-Gómez², Gilles Levrèsse² y Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus UNAM Juriquilla, Querétaro, 76320. México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México; Campus Juriquilla, Juriquilla, Querétaro, 76320, México.

³ Facultad de Ciencias, Departamento de Física, Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, 04510, México.

* mgdavalos@geociencias.unam.mx

RESUMEN

El campo volcánico de Santo Domingo que se encuentra al noroeste de San Luis Potosí, está formado por al menos cuatro maeres cuaternarios: Santo Domingo, Joya de los Contreras, El Banco y Joya Prieta, así como un cono cinerítico y derrames de lava asociados (La Pólvara). Las peridotitas del manto – principalmente lherzolitas de espinela – se encuentran como xenolitos que fueron acarreados hasta la superficie por magmas máficos alcalinos de intraplaca. Características sobresalientes de los xenolitos de Santo Domingo, en comparación con otras localidades con xenolitos del centro y norte de México, son su textura porfidoclastica y la abundancia de megacristales de kaersutita. Xenolitos compuestos, en donde vetillas de hornblendita cortan a la foliación de las peridotitas, demuestran que las fases hidratadas (kaersutita, flogopita y pargasita) provienen del manto.

Los xenolitos de peridotitas cizalladas en el manto de los maeres Joya de los Contreras, Santo Domingo y Joya Prieta presentan metasomatismo modal que se expresa en mayor o menor medida con la presencia de anfíboles y/o mica que se asocian espacialmente a los cristales de espinela y clinopiroxeno.

En todos los xenolitos del manto estudiados se encontraron cantidades traza de sulfuros ricos en níquel con formas irregulares o de “gota” en los espacios intracrystalinos en el olivino, o como inclusiones aisladas en el clinopiroxeno. La presencia de sulfuros no había sido previamente reportada en los xenolitos del manto de México.

En los conjuntos de xenolitos del manto del campo volcánico de Santo Domingo hay evidencias claras de la interacción con fluidos, pero este fenómeno no afectó de manera uniforme a la región del manto en donde los xenolitos fueron incorporados en el magma. La indicación más clara acerca del origen del metasomatismo la dan las vetas de hornblendita que se observan en algunas de las peridotitas y la presencia de megacristales de kaersutita. Las vetas indican que el metasomatismo sucedió en el manto superior y la presencia de mine-

rales hidratados diseminados en la lherzolita así como las indicaciones sutiles de metasomatismo críptico en algunas muestras, sugieren la existencia de aureolas zonificadas alrededor de estos filones. El origen de los diques de hornblendita parece estar asociado a las primeras fases de volcanismo de intraplaca en la región.

Palabras clave: peridotita; xenolito; metasomatismo; manto; maar.

ABSTRACT

The Santo Domingo volcanic field consists of at least four Quaternary maers: Santo Domingo, Joya de los Contreras, El Banco and Joya Prieta, as well as a cinder cone and associated lava flows (La Pólvara). Mantle peridotites - mainly spinel lherzolite - occur as xenoliths that were carried to the surface by mafic alkaline intraplate magmas. Outstanding features of the xenoliths of Santo Domingo, compared with other xenolith localities in central and northern Mexico, are the porphyroclastic texture, abundance of kaersutite megacrysts. Composite xenoliths, wherein hornblendite veinlets cut across the foliation in the peridotite, show that the hydrated phases come from the mantle. Composite xenoliths, where hornblendite veinlets cut across the mylonitic foliation in the peridotite, show that the hydrated phases come from the mantle.

Xenoliths of sheared peridotites collected at Joya de los Contreras, Santo Domingo and Joya Prieta maers display modal metasomatism evidenced by the presence, to a greater or lesser extent, of crystals of amphibole (kaersutite and/or pargasite) and phlogopite. The hydrated phases are spatially associated with spinel and/or clinopyroxene crystals.

All the studied mantle xenoliths contain trace amounts of Ni-rich sulphides, which have irregular- or bleb-like shapes. Sulphides occur in the intracrystalline spaces of olivine crystals or as isolated inclusions in clinopyroxene. Sulphides in mantle xenoliths from Mexico have not been previously reported.

There is clear evidence of interaction with fluids in the mantle xenoliths from the Santo Domingo volcanic field. However, metasomatism was not pervasive in the mantle region where the xenoliths were incorporated in the transporting magma. The most important clues about how the mantle was metasomatized are the presence of hornblende veinlets in some of the peridotites and the occurrence of kaersutite megacrysts. The veinlets indicate that the metasomatism was developed in the upper mantle and the occurrence of some peridotites with disseminated hydrous minerals, as well as peridotites with cryptic metasomatism, suggest the existence of zoning in a metasomatic aureole around the veinlets. Hornblende dikes originated from magmas related to the first pulses of intraplate magmatism in the region.

Key words: peridotite; xenolith; metasomatism; mantle; maar.

INTRODUCCIÓN

El metasomatismo transforma la composición mineralógica y química de las rocas que están en contacto con fluidos y/o magmas. Los procesos metasomáticos han sido descritos y estudiados en muchos xenolitos de manto en ambientes tectónicos muy variados (intraplaca: Szabó *et al.*, 2004; subducción: Mukasa *et al.*, 2007; Arai y Ishimaru, 2008), así como en peridotitas expuestas en macizos ofiolíticos (p.ej. el macizo de Lherz: Le Roux *et al.*, 2007; O'Reilly y Griffin, 2013). Por lo regular, la presencia de minerales hidratados como anfíboles y/o flogopita, así como sulfuros y/o apatito e incluso, en algunos casos, ortopiroxeno en las paragénesis minerales del manto se considera como prueba tangible de que las peridotitas experimentaron metasomatismo (Ozawa, 1994; Blatter y Carmichael, 1998; Arai *et al.*, 2003; Downes *et al.*, 2004; Kovács *et al.*, 2004; Zhao y Zhou, 2007).

En las zonas de subducción, el metasomatismo en el manto es un proceso fundamental en la generación de los magmas calcialcalinos (e.g., Blatter y Carmichael, 1998; Carmichael, 2002; Luhr *et al.*, 2006). Los fluidos que causan el metasomatismo provienen de reacciones metamórficas de deshidratación y descarbonatación que suceden conforme los materiales hidratados en la placa oceánica y los sedimentos asociados avanzan a profundidades mayores y experimentan un aumento gradual en la presión y temperatura de confinamiento (e.g., Cagnioncle *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2009). En el caso de los ambientes de intraplaca el origen de los fluidos metasomatizantes en el manto es menos evidente; sin embargo, los primeros estudios que contribuyeron fuertemente a entender los procesos metasomáticos se realizaron en xenolitos encontrados en kimberlitas y en basaltos alcalinos de intraplaca en el sur de África y en Europa central (Harte, 1983, 1987; Menzies *et al.*, 1987), en donde se infirió la adición de fluidos acuosos ricos en Ti, K, Fe y otros iones provenientes de fluidos y/o magmas que enriquecieron al manto en elementos incompatibles y en algunos casos dieron lugar a la formación de fases minerales hidratadas (Boettcher *et al.*, 1979; Kempton, 1987; Pier, 1989).

En México los estudios de xenolitos del manto provenientes de localidades de intraplaca (e.g., Basu y Murthy 1977, Basu, 1979; Gutmann, 1986; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Treviño-Cázares *et al.*, 2005) se han enfocado principalmente en comprender el origen de las variaciones texturales en las peridotitas, en la composición química global de las inclusiones y en las condiciones de *P-T* de equilibrio de las mismas. Así mismo, en las mismas localidades se ha investigado el entorno geológico-estructural de los volcanes responsables de traerlos a la superficie (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Sin embargo, las evidencias de metasomatismo causado por las interacciones mineral-fluido-magma en el manto litosférico se han abordado en pocos trabajos (Pier *et al.*, 1989; Liang y Elthon, 1990; Heinrich y Besch, 1992) y su posible exis-

tencia sólo se ha mencionado de manera breve, en especial con relación a los volcanes del grupo Santo Domingo en donde la presencia de cristales aislados de kaersutita, xenolitos de hornblenda, piroxenitas con hornblenda e inclusiones compuestas (lherzolita con vetillas de hornblenda) es común.

De la revisión de datos derivados de un buen número de localidades de intraplaca con xenolitos del manto en México, resulta notable que sólo en el grupo Santo Domingo son comunes y relativamente abundantes peridotitas con metasomatismo modal. Por tanto, cabe la posibilidad de plantear la hipótesis de que en estas localidades, en donde las peridotitas presentan texturas claras de deformación, metasomatismo modal y una asociación aparente a una estructura cortical regional importante, esa porción del manto mexicano ha registrado procesos distintos a los acaecidos en otras regiones del centro y norte de México.

Un estudio sistemático de xenolitos, con ó sin alteración metasomática evidente, del grupo Santo Domingo puede ayudar a caracterizar dicho fenómeno durante el Cuaternario en el manto por debajo de esa parte de la Mesa Central, y llevar al planteamiento de un modelo para explicar el origen de este fenómeno en una región claramente alejada de una zona de subducción activa en la Trinchera Mesoamericana (~650 km) y de su frente volcánico asociado (~400 km).

MARCO GEOLÓGICO DEL VULCANISMO DE INTRAPLACA EN SAN LUIS POTOSÍ

En la región conocida como Mesa Central, ubicada en la parte centro-oriental de México, existen varios campos volcánicos alcalinos de intraplaca en donde se han reportado xenolitos del manto. La porción centro y occidental de San Luis Potosí es parte de la Mesa Central (Figura 1a) y ahí la mayoría de las sierras están formadas por rocas sedimentarias marinas del Cretácico, las cuales fueron plegadas durante la orogenia Laramide (Aranda-Gómez, 1982, Aranda-Gómez y Luhr, 1996). Hacia su extremo meridional, la Mesa Central está cubierta por rocas volcánicas félsicas del Terciario medio, asociadas al magmatismo orogénico de la Sierra Madre Occidental (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Como un todo, la Mesa Central pertenece a la parte meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, la cual ha experimentado varios eventos de extensión durante el Cenozoico medio y tardío, que fueron acompañados primero por vulcanismo calcialcalino orogénico y más tarde por magmatismo máfico alcalino de intraplaca (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

En la región central de San Luis Potosí se encuentran de manera aislada muchos centros volcánicos alcalinos de edad cuaternaria; entre estos volcanes se destacan por el tamaño y abundancia de xenolitos, tanto del manto (peridotitas de espinela en algunos volcanes y en menor proporción piroxenitas y hornblenditas) como de partes de la corteza inferior (granulitas ígneas y metapelíticas con composiciones variables), siete maares grandes, aunque los xenolitos también se han encontrado en algunos conos de escoria y en flujos de lava asociados a éstos (Aranda-Gómez, 1982., Schaaf *et al.*, 1994; Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

Maares del campo volcánico de Santo Domingo

El campo volcánico de Santo Domingo (Figura 1b) incluye a los maares Joya de los Contreras, Santo Domingo, El Banco y Joya Prieta, así como al cono cinerítico de La Pólvera y sus derrames de lava asociados (Luhr *et al.*, 1989; Luhr y Aranda-Gómez, 1997). Todos estos volcanes presentan xenolitos de peridotita y piroxenitas del manto, así como conjuntos complejos de granulitas feldespáticas provenientes de la corteza inferior con composiciones variables (e.g., Hayob *et al.*, 1989) y/o xenocristales derivados de la disgregación de estos materiales

durante el ascenso y/o extrusión del magma a la superficie. Algunos de los conjuntos de xenolitos del campo volcánico de Santo Domingo incluyen hornblenditas que a veces se presentan aisladas o como diques o vetillas cortando a las peridotitas porfidoclásticas características de este campo volcánico (Figura 2). Los xenolitos están incluidos en hawaiitas cuaternarias. Un rasgo distintivo de los volcanes del campo volcánico de Santo Domingo es la abundancia de megacrístales de kaersutita que se cree proceden de hornblenditas desarrolladas en el manto superior (Pier *et al.*, 1989; Luhr y Aranda-Gómez, 1997) y que fueron parcialmente disgregadas durante su transporte a la superficie o rotas durante las explosiones freatomagmáticas asociadas a la formación de los maares.

METODOLOGÍA

Las asociaciones minerales y texturas de veinte xenolitos de peridotita y piroxenita del grupo Santo Domingo fueron estudiadas en láminas delgadas pulidas mediante microscopía óptica de luz transmitida y reflejada. La cuantificación modal de las fases minerales se realizó inicialmente con tablas de estimación visual y se complementó con el analizador de imágenes ImagePro para la medición de componentes minerales mediante el porcentaje de granos por área de cada una de las muestras (Tabla 1).

Se seleccionaron 10 secciones delgadas de xenolitos de peridotita para su análisis de química mineral, cinco de ellos presentando me-

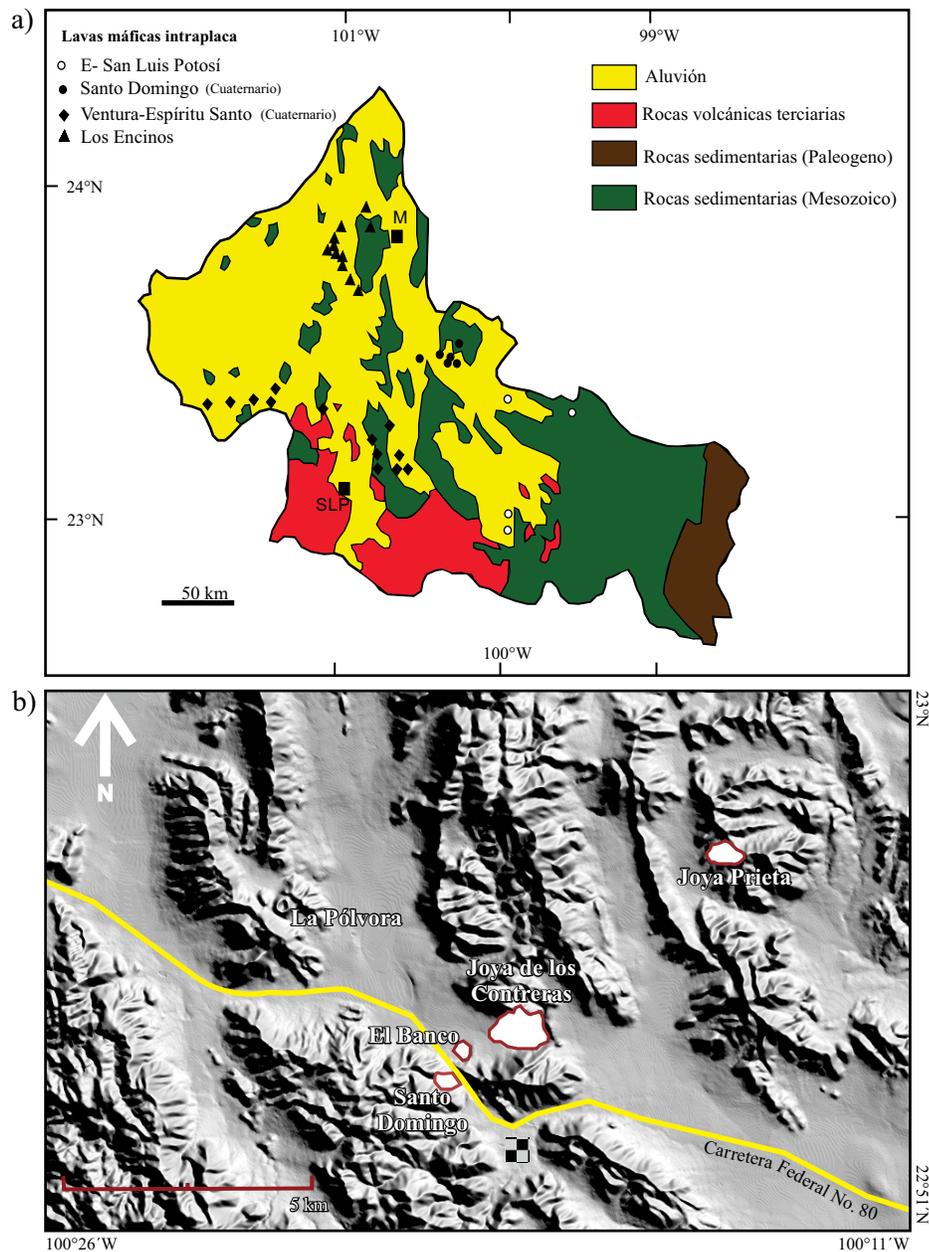


Figura 1. a) Mapa de San Luis Potosí con la geología general y la ubicación de los campos volcánicos de intraplaca. M: Matehuala; SLP: San Luis Potosí. b) Modelo digital de elevación del Campo Volcánico Santo Domingo, señalando los tres maares principales en donde se colectaron los xenolitos investigados: Joya Prieta, Joya de los Contreras y Santo Domingo.



Figura 2. Xenolito de peridotita cortado por vetilla de kaersutita. Localidad maar Joya Prieta.

tasomatismo modal y otros cinco sin metasomatismo aparente. Se realizaron imágenes de electrones retrodispersados en campos minerales que se consideraron de interés por las asociaciones presentadas y sus texturas, así como análisis cuantitativos (tipo WDS (*wavelength-dispersive spectroscopy*, por sus siglas en inglés)) para fases minerales primarias y de origen metasomático. Se promediaron tres análisis por cada mineral y los valores medios se reportan en las Tablas 2 a 8.

El estudio de microsonda electrónica se llevó a cabo utilizando un instrumento JEOL modelo JXA-8900R equipado con cinco espectrómetros de dispersión de longitud de onda de rayos X, localizado en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Para la realización de los análisis cuantitativos se trabajó con un voltaje de aceleración de 20 keV y una corriente de 20 nA. La superficie analizada es del orden de $1 \mu\text{m}^2$ (Verma *et al.*, 2009).

Los análisis de elementos mayores y algunos elementos traza se hicieron por Fluorescencia de Rayos X en roca total de 15 peridotitas y cuatro megacristales de kaersutita. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM, utilizando un espectrómetro secuencial de rayos X marca Siemens SRS 3000 equipado con un tubo de rodio y una ventana de berilio de 125 micrómetros. Los análisis se realizaron en muestras fundidas formando perlas mediante tetraborato de litio (Lozano y Bernal, 2005; Lozano-Santa Cruz y Bernal, 2005).

Los análisis de elementos trazas y tierras raras en roca total se hicieron por Espectrometría de Masas con Fuente de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS) en 15 peridotitas y cuatro megacristales de kaersutita. Los análisis se obtuvieron con un ICP-MS Termo Series-Xii equipado con una celda de colisión/reacción (Mori *et al.*, 2007). Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

PETROGRAFÍA

La tercera parte de las muestras estudiadas son xenolitos con forma redondeada, aproximadamente equidimensionales o alargados; las otras dos terceras partes son xenolitos delimitados por caras planas que les dan un aspecto angular. Estas caras planas en los xenolitos han sido interpretadas como evidencias de la presencia de fracturas en el manto superior (*e.g.*, Wilshire y Kirby, 1989).

Tabla 1. Proporciones modales (% de área) de los xenolitos del Grupo Santo Domingo; tr: trazas; Ol: olivino; Opx: ortopiroxeno; Cpx; clinopiroxeno; Sp: espinela; Hbl: hornblenda; Phl: phlogopita.

Muestra	Tipo de roca	Ol	Opx	Cpx	Sp	Hbl	Phl	Sulfuros
<i>Joya de los Contreras</i>								
JC-2	Lherzolita	43.5	34.7	19.5	2.3	--	--	tr
JC-6	Lherzolita	48.8	26.9	22.0	2.1	--	--	tr
JC-11	Lherzolita	45.1	30.6	21.2	2.9	--	--	tr
JC-13	Lherzolita	54.8	18.4	23.3	3.0	tr	tr	tr
JC-14	Lherzolita	45.9	27.4	23.2	3.5	tr	--	tr
JC-15	Lherzolita	40.5	27.4	29.0	3.2	--	--	--
JC-16	Lherzolita	48.8	37.7	12.3	1.3	--	--	--
JC-18	Websterita olivínica	30.3	27.7	39.9	2.0	tr	--	tr
JC-20	Lherzolita	52.9	28.2	17.4	1.6	--	--	tr
JC-21	Lherzolita	48.1	33.6	14.8	3.1	tr	--	tr
<i>Santo Domingo</i>								
SD-7	Lherzolita	46.9	26.4	20.5	3.2	3.0	---	tr
SD-8	Lherzolita	45.1	29.9	23.9	1.2	--	--	tr
SD-10	Lherzolita	40.6	28.7	27.5	3.0	tr	--	tr
SD-11	Lherzolita	41.1	30.6	25.6	2.5	tr	---	tr
<i>Joya Prieta</i>								
JP-1	Clinopiroxenita	--	3.0	95	tr	2	--	tr
JP-1b	Lherzolita	53.8	23.6	20.1	2.5	--	--	tr
JP-2	Lherzolita	61.3	17.5	17.4	3.0	--	--	tr
JP-3	Lherzolita	58.7	21.0	17.6	2.2	tr	--	tr
JP-5	Websterita olivínica	16.9	39.1	40.9	3.2	--	--	tr
JP-6	Lherzolita	41.9	38.1	13.3	3.7	3	--	tr

El tamaño de los xenolitos oscila entre 5 y 20 cm, siendo el más común ~ 10 cm. Independientemente de su forma, los xenolitos colectados en los anillos piroclásticos alrededor de los maares o en depósitos de escoria post-maar están parcialmente cubiertos por una capa delgada ($\sim 0.5 - 2$ cm) de hawaiiita o estaban directamente en contacto con la toba hidrovulcánica heterolitológica (hawaiiita + caliza + xenolitos) expuesta en el borde de los cráteres de los maares (Luhr *et al.*, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 2005). En general, las paragénesis primarias de los ejemplares estudiados están bien preservadas, ya que no presentan minerales producto de metamorfismo regresivo, aunque en ocasiones suele presentarse oxidación en forma de una capa delgada de limonita y/o iddingsita entre los cristales que puede ser atribuida a intemperismo ó alteración hidrotermal relacionado probablemente con la erupción freatomagmática a profundidad (Furgal y McMillan, 2001; Low *et al.*, 2011).

Maar Joya de los Contreras

La mayoría de las muestras de peridotita provenientes de este maar son lherzolitas de espinela (Tabla 1) con textura porfidoclastica (Mercier y Nicolas, 1975), que en ocasiones presentan una foliación marcada y segregación mineral en bandas. El tamaño de grano es bimodal, con porfidoclastos de olivino y ortopiroxeno hasta de 4 mm de largo embebidos en una matriz recristalizada, compuesta por neoblastos sin deformar de 0.3 mm de diámetro. Los neoblastos en la matriz están limitados por caras planas a ligeramente curvas y usualmente definen puntos triples con ángulos de 120° . La alteración observada en algunas de las muestras es oxidación que varía de apenas perceptible a moderada. En ocasiones se observa, rodeando los bordes de los cristales de clinopiroxeno, material opaco de grano fino y vidrio translúcido. Este vidrio se asocia a "bordes esponjosos" (*spongy borders*: Taylor and Neal, 1989) en el clinopiroxeno, o a áreas

Tabla 2. Datos composicionales en % en peso de olivino obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Total	Mg#
<i>Joya de los Contreras</i>									
JC11-1	41.33	0.03	10.40	0.14	0.40	48.78	0.05	101.13	89.32
JC11-2	40.25	0.00	10.18	0.14	0.41	47.84	0.06	98.88	89.34
JC11-3	40.41	0.02	10.24	0.13	0.40	48.46	0.08	99.74	89.40
JC11-5	40.16	0.02	10.38	0.11	0.42	48.04	0.05	99.18	89.19
JC13-1	40.89	0.06	8.90	0.14	0.37	48.88	0.08	99.33	90.73
JC13-3	41.30	0.00	9.28	0.13	0.38	49.20	0.05	100.36	90.43
JC13-4a	41.42	0.01	9.42	0.12	0.37	49.31	0.06	100.71	90.32
JC13-4b	41.17	0.00	9.56	0.14	0.34	48.82	0.07	100.10	90.11
JC13-5	41.24	0.00	9.09	0.14	0.39	49.05	0.06	100.00	90.58
JC13-6	40.83	0.00	8.53	0.14	0.39	49.04	0.06	99.01	91.11
<i>Santo Domingo</i>									
SD11-1	41.01	0.00	10.62	0.12	0.38	48.22	0.05	100.40	89.00
SD11-2	41.07	0.00	10.82	0.12	0.38	48.19	0.05	100.64	88.81
SD11-3	40.22	0.01	10.45	0.11	0.36	48.06	0.09	99.30	89.13
SD11-4	39.78	0.16	10.28	0.12	0.38	47.65	0.10	98.47	89.20
SD11-5	40.71	0.00	10.52	0.11	0.38	48.18	0.08	99.97	89.08
SD11-10	40.51	0.00	10.75	0.12	0.38	47.98	0.06	99.79	88.83
<i>Joya Prieta</i>									
JP5-3	40.94	0.00	10.40	0.15	0.34	48.57	0.06	100.50	89.27
JP5-4	41.24	0.00	10.52	0.12	0.34	48.37	0.07	100.67	89.13
JP5-5	41.04	0.00	10.74	0.16	0.36	48.56	0.06	100.94	88.96

alteradas alrededor de las fases hidratadas, cuando éstas están presentes. Los cristales de diópsida comúnmente también contienen inclusiones fluidas o de vidrio alineadas que se interpretan como “*healed fractures*” (fracturas sanadas), posiblemente asociadas a uno o más eventos de fracturamiento frágil y/o infiltración de fluidos en la peridotita (e.g., Drury y Van Roermund, 1989).

Los porfidoclastos de olivino y ortopiroxeno (Figura 3a y 3b) frecuentemente presentan extinción ondulada o “bandas retorcidas” (*kink-bands*: Raleigh, 1968). Los cristales de espinela tienen formas irregulares y alargadas y se presentan cerca de los neoblastos de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Fases menores como anfíbol se presentan como cristales con forma irregular o rodeando a cristales de espinela (Figura 3d) o como inclusiones adentro del clinopiroxeno. Sulfuros en forma de gotas (*blebs*) o como cristales anédricos con forma irregular suelen observarse en los contactos entre los cristales de olivino y clinopiroxeno. Cabe destacarse que en la muestra JC-13 se encontraron trazas de flogopita eudétrica a subédrica que al parecer creció de manera intersticial entre olivino y ortopiroxeno (Figura 3c).

La websterita olivínica tiene una textura porfidoclastica con bandas formadas principalmente por cristales interpretados como neoblastos de acuerdo a los criterios de Mercier y Nicolas (1975). El tamaño de grano predominante es grande (6 mm – 0.6 mm). Los cristales de olivino están ligeramente alterados a iddingsita. Los porfidoclastos de ortopiroxeno son los más abundantes y suelen presentar bandas de exsolución de clinopiroxeno y extinción ondulada. A su vez, los porfidoclastos están rodeados por neoblastos de clinopiroxeno y olivino que forman puntos triples y pueden presentar inclusiones de espinela en su interior. Trazas de anfíbol suelen observarse como inclusiones dentro de cristales de clinopiroxeno.

Maar Santo Domingo

Se estudiaron cuatro xenolitos de lherzolita de espinela (Tabla 1)

Tabla 3. Datos composicionales en % en peso de espinela obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Total	Cr#
<i>Joya de los Contreras</i>										
JC11-1	0.02	0.16	56.57	12.40	0.86	9.20	0.17	20.87	100.44	0.128
JC11-2	0.03	0.15	56.51	12.33	0.45	9.39	0.18	20.54	99.58	0.128
JC11-3	0.03	0.15	56.87	12.36	0.54	9.48	0.16	20.68	100.27	0.127
JC11-5	0.04	0.17	56.31	12.53	0.84	9.22	0.16	20.76	100.04	0.130
JC13-1	0.07	0.18	48.88	23.97	0.00	7.50	0.21	19.68	100.50	0.248
JC13-3	0.07	0.26	48.63	23.81	0.00	7.60	0.23	19.31	99.90	0.247
JC13-4a	0.03	0.23	50.15	22.32	0.00	7.32	0.17	19.57	99.79	0.230
JC13-4b	0.04	0.20	49.17	23.01	0.00	7.51	0.25	19.56	99.73	0.239
JC13-5	0.03	0.25	47.96	24.23	0.00	8.05	0.20	19.43	100.15	0.253
JC13-6	0.05	0.30	49.84	22.40	0.00	7.38	0.24	20.37	100.57	0.232
<i>Santo Domingo</i>										
SD11-1	0.05	0.19	58.05	10.94	0.53	9.67	0.16	20.72	100.31	0.112
SD11-2	0.07	0.36	53.95	15.22	0.44	10.47	0.20	19.95	100.67	0.159
SD11-3	0.07	0.19	58.04	10.90	0.75	9.56	0.22	20.82	100.56	0.112
SD11-4	0.23	0.16	57.01	11.09	0.28	9.68	0.16	20.49	99.09	0.116
SD11-5	0.08	0.23	58.55	11.13	0.34	9.93	0.20	20.83	101.28	0.113
SD11-10	0.07	0.19	57.45	11.01	0.81	9.58	0.13	20.67	99.91	0.114
<i>Joya Prieta</i>										
JP5-3	0.05	0.16	57.19	13.48	0.00	7.39	0.20	20.11	98.59	0.137
JP5-4	0.03	0.13	58.74	11.67	0.00	7.55	0.19	20.81	99.11	0.118
JP5-5	0.05	0.12	58.72	11.33	0.00	7.41	0.19	20.64	98.46	0.115

con textura porfidoclastica y escasas bandas con textura equigranular (neoblastos: Mercier y Nicolas, 1975). La alteración varía de alta a moderada, con una mezcla de iddingsita y limolita. El tamaño de grano predominante es medio (600 μm – 0.15 mm). Los porfidoclastos de olivino y ortopiroxeno presentan extinción ondulada que evidencia deformación interna (Figura 4d). El clinopiroxeno es común como neoblastos, pero a veces se le observa con textura poikilitica alojando granos de olivino (Figura 4c); los cristales de diópsida suelen presentar “bordes esponjosos” con inclusiones fluidas y/o de vidrio adentro del cristal (Figura 4b). El anfíbol se presenta en cantidades traza, principalmente como cristales con forma irregular que rodean la espinela o como inclusiones adentro de clinopiroxeno (Figura 4a); en ocasiones parece rellenar espacios entre los minerales primarios y puede mostrar un crucero bien desarrollado. Los sulfuros anédricos se asocian a zonas de opacita en la espinela.

Maar Joya Prieta

Se analizaron cuatro lherzolitas de espinela, una websterita de olivino y una piroxenita colectadas en este volcán. Ellas muestran texturas transicionales entre protogranulares y porfidoclasticas (Mercier y Nicolas, 1975), con pocos dominios equigranulares. En las muestras es muy común la presencia de minerales de alteración (iddingsita y limonita) en los límites entre los cristales. El tamaño de los cristales va de grande a medio (4 mm – 0.3 mm). El ortopiroxeno y el olivino suelen presentarse como porfidoclastos, en ocasiones con extinción ondulada. La espinela tiene formas irregulares “engolfadas” y puede ser intersticial entre los silicatos. El anfíbol es anédrico, con formas irregulares y se presenta reemplazando a los piroxenos o rodeando espinelas (Figura 5d); en el caso del clinopiroxeno, el anfíbol se muestra como inclusiones orientadas (Figura 5a). Los sulfuros forman cuerpos redondeados en las juntas intracristalinas entre el olivino y clinopiroxeno (Figura 5b). Por otro lado, la clinopiroxenita (JP1) tiene una textura masiva (sin

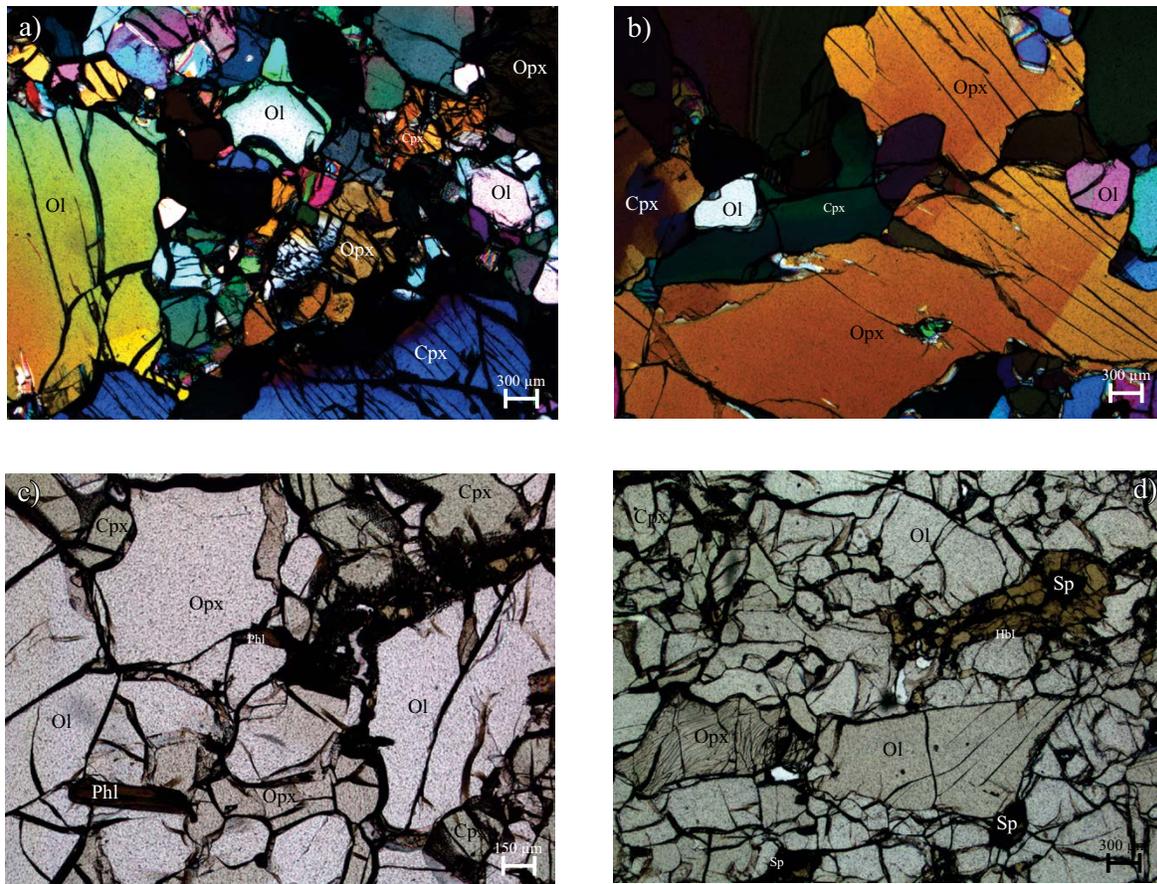


Figura 3. a) Vista general de porfidoclastos de olivino y piroxeno con sus respectivos neoblastos; nicoles cruzados (muestra JC2). b) Porfidoclasto de ortopiroxeno deformado; nicoles cruzados (muestra JC16). c) Detalle de cristales de flogopita, luz plana polarizada (muestra JC13). d) Espinela anédrica rodeada por anfíbol; luz plana polarizada (muestra JC21). Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Hbl, hornblenda, Phl, flogopita. Nótese que todas las láminas delgadas son de 100 micras de espesor, lo que facilita la identificación de los piroxenos, con base en su color, en luz plana polarizada. Con nicoles cruzados las fases presentan colores anómalos debido al grosor de las láminas.

foliación aparente) con cristales hasta de 1 cm; en ella la fase volumétricamente más abundante es el clinopiroxeno, el cual muestra bandas de exsolución abundantes de ortopiroxeno (Figura 5c) e inclusiones de anfíbol siguiendo el patrón del cruce, lo que se interpreta como evidencia de reemplazamiento parcial del mismo.

QUÍMICA MINERAL

La composición química de los minerales primarios en las peridotitas del grupo Santo Domingo es similar a la de otras lherzolitas de espinela en localidades de xenolitos del manto en el mundo y en macizos ultramáficos alpinos (Mercier y Nicolas, 1975). Los valores obtenidos también concuerdan con aquellos reportados previamente (Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989; Heinrich y Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997) para xenolitos del manto encontrados en San Luis Potosí, algunos de ellos provenientes de las mismas localidades investigadas en este trabajo.

Olivino y espinela

Los olivinos analizados en los xenolitos del grupo Santo Domingo, son forsterita con números de magnesio (Mg#) que van de 88% a 91%. Estos valores son típicos de otras localidades de peridotitas

en el mundo, así como en macizos ultramáficos alpinos (Mercier y Nicolas, 1975); además concuerdan perfectamente con lo reportado anteriormente para las localidades de xenolitos del manto en San Luis Potosí (Luhr *et al.*, 1989; Pier *et al.*, 1989; Heinrich y Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997). En el caso del maar de Joya de los Contreras, el olivino presente en muestras con metasomatismo modal tiene valores de Fo_{90-91} (Figura 6). El contenido de NiO en esas mismas muestras metasomatizadas también es de los más altos (hasta 0.42% en peso). La espinela es rica en aluminio (50% – 60% en peso) y su número de cromo (Cr#) va de 0.1 a 0.25 (Tabla 3). En el arreglo del manto propuesto por Arai (1994), las espinelas presentes en xenolitos metasomatizados son las que tienen los valores más altos en cromo (Figura 6). El olivino (Fo_{88-89}) en el maar Santo Domingo y Joya Prieta tiene contenidos de NiO (0.34% en peso) ligeramente más bajos que en Joya de los Contreras. La espinela en el maar Santo Domingo tiene el número de cromo más bajo de las tres localidades estudiadas (Figura 6), y contenidos más altos de titanio (hasta 0.4% en peso, ver Tabla 3) en comparación con las peridotitas de los otros maers. También se debe destacar que las muestras con metasomatismo modal, Figura 6, (Joya de los Contreras) son afines en composición a lo estudiado en xenolitos del manto del noroeste de los Estados Unidos, mientras que las peridotitas que no presentan metasomatismo aparente (Joya Prieta y Santo Domingo) caen en el campo de xenolitos de la región de

Tabla 4. Datos composicionales en % en peso de ortopiroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total	Mg#
<i>Joya de los Contreras</i>												
JC11-1	55.02	0.09	4.18	0.38	6.45	0.13	0.11	33.07	0.80	0.09	100.3	0.90
JC11-2	55.67	0.09	4.12	0.32	6.42	0.13	0.10	33.07	0.78	0.11	100.8	0.90
JC11-3	55.99	0.11	4.11	0.38	6.42	0.16	0.12	33.24	0.76	0.10	101.4	0.90
JC13-2a	56.73	0.08	3.56	0.52	6.00	0.15	0.08	33.75	0.74	0.11	101.7	0.91
JC13-2b	55.86	0.06	3.23	0.51	5.92	0.14	0.08	33.69	0.80	0.13	100.5	0.91
JC13-4b	55.68	0.13	3.62	0.46	5.93	0.13	0.12	33.55	0.74	0.11	100.5	0.91
JC21-1a	54.29	0.08	3.90	0.41	6.34	0.16	0.10	32.69	0.66	0.10	98.76	0.90
JC21-1b	55.22	0.09	4.03	0.39	6.25	0.16	0.08	32.43	0.67	0.08	99.41	0.90
JC21-2	54.54	0.11	4.25	0.36	6.44	0.14	0.07	32.78	0.67	0.10	99.45	0.90
<i>Santo Domingo</i>												
SD7-3	54.12	0.15	4.43	0.36	8.89	0.23	0.11	30.65	0.86	0.09	99.91	0.86
SD7-4	55.07	0.11	4.43	0.39	7.78	0.19	0.08	31.21	0.75	0.15	100.2	0.88
SD7-5	54.16	0.24	4.19	0.35	10.6	0.22	0.05	29.21	0.97	0.10	100.1	0.83
SD11-2	57.09	0.11	4.18	0.39	5.13	0.15	0.10	32.93	0.78	0.09	100.9	0.92
SD11-3a	57.08	0.13	4.16	0.38	5.10	0.16	0.08	32.60	0.79	0.12	100.6	0.92
SD11-3b	56.93	0.11	4.18	0.35	5.09	0.16	0.11	32.73	0.81	0.10	100.6	0.92
<i>Joya Prieta</i>												
JP1-1	54.55	0.13	2.99	0.65	10.8	0.21	0.09	29.54	0.56	0.02	99.52	0.83
JP1-1b	54.44	0.13	2.93	0.52	10.4	0.22	0.07	29.94	0.53	0.07	99.24	0.84
JP1-7	55.18	0.15	3.17	0.55	11.0	0.24	0.06	29.35	0.59	0.04	100.4	0.83
JP5-4a	53.21	0.08	7.54	0.30	7.26	0.14	0.09	31.89	0.79	0.11	101.4	0.89
JP5-4b	53.18	0.09	7.34	0.35	7.13	0.15	0.10	32.33	0.72	0.10	101.4	0.89
JP5-5	50.01	0.10	8.30	0.28	6.67	0.21	0.11	33.87	0.67	0.10	100.3	0.90
JP6-2	53.75	0.28	4.86	0.44	10.7	0.21	0.04	29.16	1.10	0.13	100.7	0.83
JP6-4	55.71	0.10	4.18	0.48	7.39	0.17	0.10	31.71	0.76	0.08	100.7	0.88
JP6-5b	54.39	0.12	4.21	0.47	6.14	0.13	0.09	31.83	0.95	0.13	98.50	0.90

Tabla 5. Datos composicionales en % en peso de clinopiroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	Total	Mg#
<i>Joya de los Contreras</i>												
JC11-3a	52.91	0.44	5.91	0.84	2.75	0.10	0.06	15.95	20.1	1.44	100.6	0.91
JC11-3b	53.00	0.44	6.07	0.92	2.80	0.10	0.00	15.72	20.0	1.49	100.6	0.91
JC11-5a	52.80	0.40	6.00	0.86	2.78	0.09	0.05	15.75	20.0	1.32	100.0	0.91
JC11-5b	53.16	0.42	5.89	0.79	2.84	0.09	0.04	15.84	20.1	1.42	100.6	0.91
JC13-2	51.73	0.49	5.26	1.16	2.64	0.08	0.04	16.06	20.1	1.43	99.00	0.92
JC13-3a	53.07	0.65	5.54	1.13	2.55	0.08	0.07	16.15	20.2	1.52	101.0	0.92
JC13-3b	51.34	0.40	5.11	1.15	2.63	0.11	0.09	16.19	20.2	1.33	98.60	0.92
JC13-5	51.25	0.54	5.59	1.21	2.58	0.09	0.04	15.88	20.2	1.35	98.74	0.92
<i>Santo Domingo</i>												
SD7-1	51.02	0.71	6.63	0.77	4.13	0.12	0.05	14.67	20.7	1.32	100.1	0.86
SD7-4	51.84	0.98	7.76	0.76	3.47	0.12	0.04	14.99	20.1	1.30	101.3	0.86
SD7-5	50.23	0.99	6.29	0.82	4.97	0.13	0.03	14.55	20.8	1.21	100.0	0.84
<i>Joya Prieta</i>												
JP1-7a	53.35	0.77	4.75	0.82	4.16	0.11	0.03	15.10	21.9	0.81	101.4	0.87
JP1-7b	52.50	0.77	4.93	0.80	4.10	0.12	0.04	14.79	21.9	0.74	100.8	0.87
JP1-7c	53.10	0.73	4.68	0.83	4.17	0.11	0.03	15.13	21.9	0.78	101.3	0.87
JP6-1a	49.35	1.74	8.30	0.03	7.37	0.17	0.02	13.32	18.4	1.37	100.1	0.76
JP6-1b	49.24	1.67	8.35	0.00	7.32	0.17	0.02	13.01	18.7	1.30	99.77	0.76
JP6-2	50.15	1.32	7.23	0.72	5.82	0.10	0.07	14.04	19.2	1.32	99.97	0.81
JP6-3	49.73	1.78	8.37	0.04	7.24	0.16	0.01	13.36	18.4	1.43	100.5	0.77

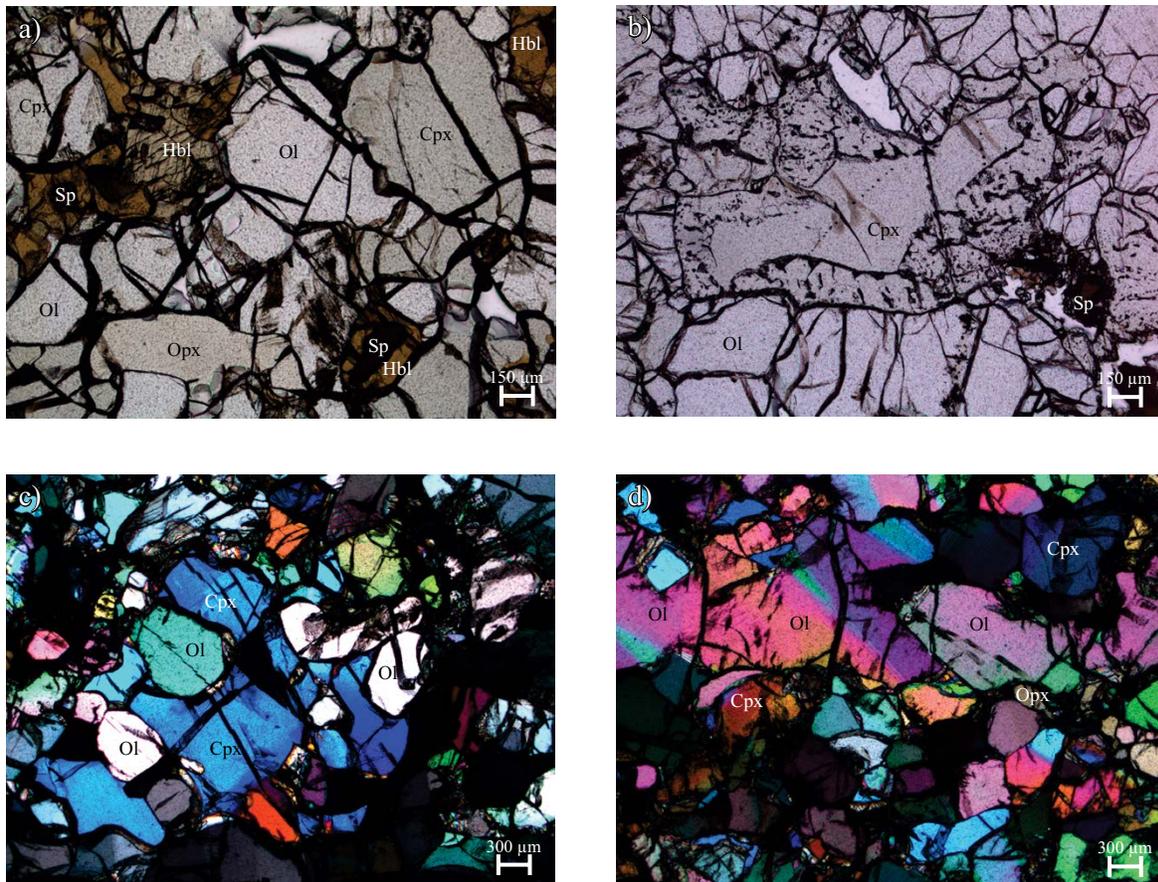


Figura 4. a) Detalle de anfíboles rodeando espinelas, luz plana polarizada (muestra SD7). b) Cristal de clinopiroxeno con textura “esponjosa” y alineamiento de inclusiones fluidas; luz plana polarizada (muestra SD8). c) Porfiroclasto de clinopiroxeno poikilitico; nicoles cruzados (muestra SD11). d) Porfiroclasto de olivino con extinción deformada, nicoles cruzados (muestra SD10). Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Hbl, hornblenda.

Cuencas y Sierras norteamericano (Brandon y Draper, 1996; Johnson *et al.*, 1996; Smith *et al.*, 1999; Kil y Wendlandt, 2004., Downes *et al.*, 2004; Luffi *et al.*, 2009).

Ortopiroxeno y clinopiroxeno

El ortopiroxeno presente en todas las muestras analizadas, sin importar la presencia de minerales hidratados o no, son enstatitas con Mg# que van de 82% a 92%. Las muestras de los maeres Santo Domingo y Joya Prieta son las que presentan mayor variabilidad en el Mg# del ortopiroxeno (ver Tabla 4). El clinopiroxeno en todas las muestras del grupo Santo Domingo es diópsida con amplia variabilidad en el Mg# y de Cr# (Figura 7). Es notable la similitud de parámetros de la diópsida en Joya de los Contreras (Mg# y Cr# en Figura 7), con lo reportado con anterioridad por Kil y Wendlandt (2004), Titus *et al.* (2007) y Luffi *et al.* (2009), en localidades de peridotitas al suroeste de los Estados Unidos (región de Cuencas y Sierras, Dish Hill, California). Para el caso del maar Santo Domingo, el clinopiroxeno presenta valores en el Cr# similares a los reportados por Blatter y Carmichael (1998) para las peridotitas metasomatizadas de El Peñón, que claramente se encuentran en una zona influenciada por subducción. El xenolito compuesto JP6 (lherzolita de espinela y websterita rica en kaersutita) del maar Joya Prieta, muestra los valores más bajos en Mg# y Cr# con respecto a otros clinopiroxenos presentes en las peridotitas del grupo Santo Domingo. En la Figura 8 se puede apreciar el contenido de Al_2O_3 , Na_2O_3 y TiO_2 del clinopiroxeno graficado en función de su

Mg#. Los datos de clinopiroxeno en peridotitas de la región suroeste de los Estados Unidos (Kil y Wendlandt, 2004; Titus *et al.*, 2007 y Luffi *et al.*, 2009) presentan la misma tendencia que lo reportado aquí para el maar de Joya de los Contreras, en cambio la diópsida presente en los xenolitos del maar Santo Domingo no guarda mucha similitud con lo reportado en las localidades norteamericanas. Los contenidos de titanio, sodio y aluminio son significativamente mayores en el xenolito compuesto (JP6) del maar de Joya Prieta, que aquellos reportados para las muestras metasomatizadas de Bearpaw Mountains, la región de Cuencas y Sierras norteamericana y el resto del grupo Santo Domingo (Downes, *et al.*, 2004, Kil y Wendlandt, 2004; Titus *et al.*, 2007 y Luffi *et al.*, 2009).

Fases hidratadas (anfíbol y mica)

Los anfíboles analizados en las muestras de xenolitos del grupo Santo Domingo, son en su mayoría pargasitas con contenidos moderados de TiO_2 (1% a 2.5% en peso). El xenolito compuesto JP6 (maar Joya Prieta), fue el único donde se encontró kaersutita como el mineral hidratado predominante. Es importante recalcar que la kaersutita analizada en esta muestra es muy similar en composición a lo reportado para los megacristales del grupo Santo Domingo (Figura 9) estudiados por Pier (1989) y Pier *et al.* (1989).

Si observamos los gráficos de la Figura 9, se puede apreciar que los megacristales de kaersutita estudiados en la zona del grupo Santo Domingo (Pier, 1989) presentan Mg# más bajos que lo analizado en el

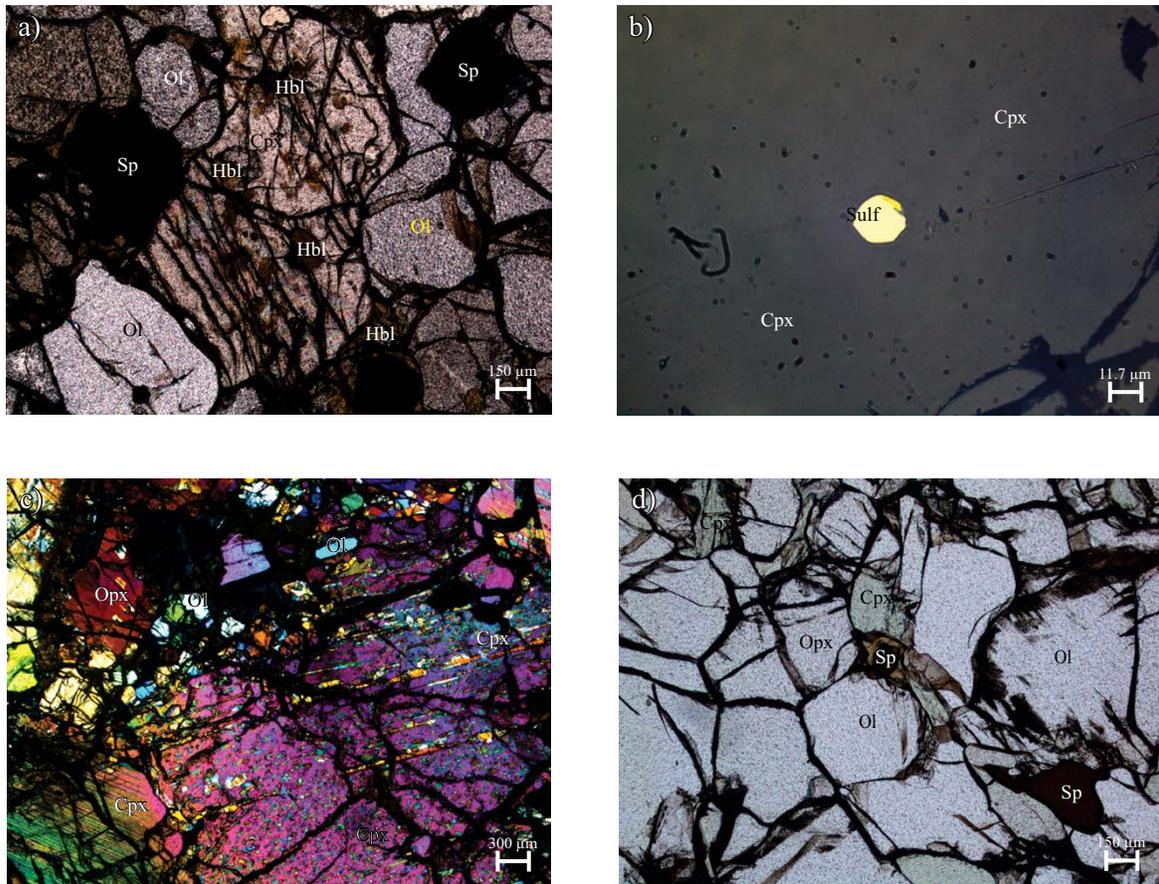


Figura 5. a) Detalle de clinopiroxeno invadido por anfíbol; luz plana polarizada (muestra JP6). b) Gota de sulfuro dentro de clinopiroxeno; luz reflejada (muestra JP2). c) Cristal de clinopiroxeno con lamelas de exsolución en clinopiroxenita (JP1); nicóles cruzados d) Espinela rodeada de anfíbol y a su vez intersticial entre olivinos y piroxenos; luz plana polarizada (muestra JP3). Simbología: Ol, olivino, Opx, ortopiroxeno, Cpx, clinopiroxeno, Sp, espinela, Sulf, sulfuro, Hbl, hornblenda.

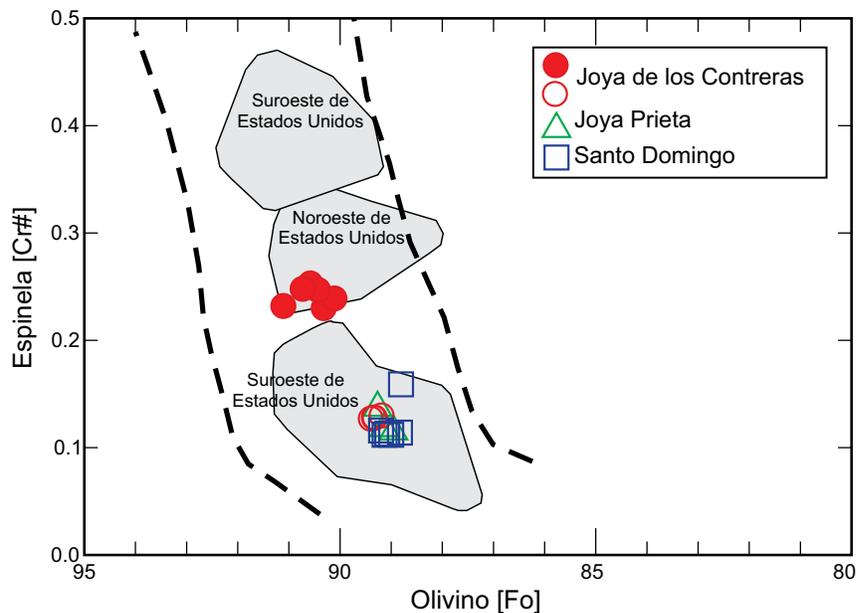


Figura 6. Gráfico que muestra la relación entre Mg# y Cr# en algunos xenolitos del grupo Santo Domingo. En la gráfica se aprecia que éstos caen adentro del arreglo del manto (líneas punteadas) propuesto por Arai (1994). Las zonas en gris representan peridotitas del oeste de los Estados Unidos (Kil y Wendlandt, 2004, Titus, *et al.*, 2007 y Luffi, *et al.*, 2009). Los símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo aparente o modal, los símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal. Los símbolos empleados se utilizan en las figuras subsiguientes. Fo% = $(Mg \times 100) / (Mg + Fe)$. Cr# = $(Cr \times 100) / (Cr + Al)$.

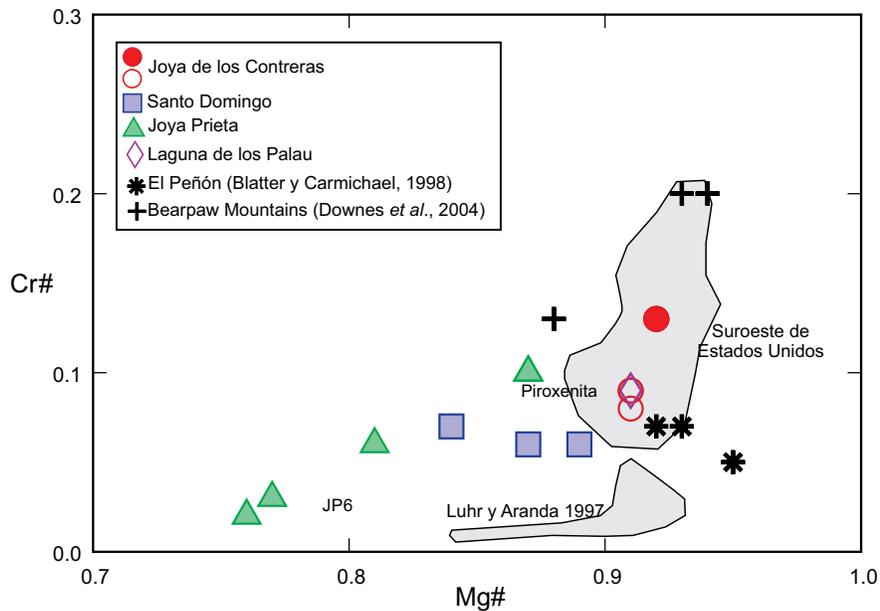


Figura 7. Gráfico de Mg# vs. Cr# en cristales de diópsida para las muestras analizadas del grupo Santo Domingo. Las áreas en gris representan las composiciones de diópsida en peridotitas del suroeste de los Estados Unidos (Kil y Wendlandt, 2004, Titus, et al., 2007 y Luffi, et al., 2009) y en algunas muestras mexicanas estudiadas por Luhr y Aranda-Gómez (1997). Así mismo, se incluyen análisis de muestras metasomatizadas de la región de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998), en el Cinturón Volcánico Mexicano. $Mg\# = (Mg \times 100) / (Mg + Fe)$. $Cr\# = (Cr \times 100) / (Cr + Al)$.

Tabla 6. Datos composicionales en % en peso de anfíbol obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	Total	Mg#
<i>Joya de los Contreras</i>															
JC13-2a	43.14	1.88	13.06	2.18	3.69	0.03	0.11	17.10	10.98	3.24	1.66	0.28	0.00	97.34	0.89
JC13-2b	43.21	1.96	13.03	2.22	3.62	0.07	0.11	16.93	11.19	3.44	1.61	0.27	0.01	97.67	0.89
JC13-4a	42.25	2.36	13.78	2.11	3.60	0.08	0.08	16.84	11.18	3.35	1.64	0.23	0.01	97.50	0.89
JC13-4b	42.82	1.90	14.07	2.22	3.67	0.05	0.13	17.04	10.95	3.32	1.51	0.17	0.01	97.86	0.89
JC13-5	42.52	1.95	14.06	2.37	3.50	0.04	0.12	16.77	11.04	3.37	1.50	0.15	0.00	97.39	0.89
JC21-1	41.87	1.30	15.02	1.42	4.03	0.05	0.13	16.84	10.64	4.18	0.06	0.00	0.00	95.54	0.88
JC21-2	44.13	1.02	13.68	1.08	6.24	0.13	0.16	16.93	10.28	3.98	0.77	0.01	0.01	98.41	0.83
JC21-4	43.72	1.08	13.39	1.09	5.88	0.13	0.09	16.88	10.13	4.05	0.69	0.02	0.01	97.16	0.84
JC21-6	43.48	0.50	13.54	1.59	6.89	0.15	0.08	16.59	10.08	3.81	0.92	0.00	0.01	97.64	0.81
JC21-7	41.73	0.62	14.79	1.60	5.37	0.12	0.10	17.54	9.83	4.15	0.33	0.03	0.01	96.20	0.85
JC21-8	43.86	0.94	14.18	1.52	4.47	0.06	0.10	17.57	10.38	4.25	0.19	0.00	0.00	97.51	0.88
<i>Santo Domingo</i>															
SD7-1	42.35	2.58	13.91	1.27	5.65	0.08	0.10	16.00	10.67	3.94	0.48	0.00	0.00	97.03	0.84
SD7-3a	42.35	2.37	14.77	1.05	5.21	0.09	0.11	16.11	10.88	3.26	1.60	0.02	0.00	97.82	0.85
SD7-3b	42.58	2.37	13.94	1.04	5.44	0.07	0.21	16.26	10.85	3.40	1.52	0.02	0.01	97.73	0.84
SD7-4a	42.42	2.45	13.82	1.57	4.93	0.10	0.09	16.45	10.82	3.59	0.91	0.01	0.00	97.15	0.86
SD7-4b	42.49	3.41	13.32	1.40	4.92	0.10	0.12	15.99	10.97	3.45	1.24	0.00	0.01	97.40	0.85
SD7-5	41.75	4.08	13.47	0.83	7.25	0.10	0.05	15.15	10.76	3.44	0.95	0.01	0.00	97.83	0.79
<i>Joya Prieta</i>															
JP1-2	41.85	3.36	12.85	0.73	6.08	0.02	0.09	14.73	11.57	2.19	1.70	0.00	0.01	95.18	0.81
JP1-3	41.95	3.65	12.35	2.01	6.79	0.07	0.10	14.60	11.63	2.61	1.97	0.04	0.01	97.77	0.79
JP1-4	41.67	3.70	12.41	2.03	6.60	0.08	0.09	14.40	11.69	2.55	1.95	0.03	0.00	97.20	0.80
JP6-1	40.09	4.57	14.65	0.07	9.29	0.11	0.05	13.30	10.77	3.08	1.54	0.00	0.01	97.51	0.72
JP6-4	40.15	4.57	13.85	0.03	9.39	0.11	0.02	13.70	10.71	3.01	1.65	0.00	0.00	97.19	0.72
JP6-6	40.45	4.38	13.44	0.00	10.62	0.12	0.16	13.56	10.33	3.05	1.45	0.03	0.01	97.58	0.70

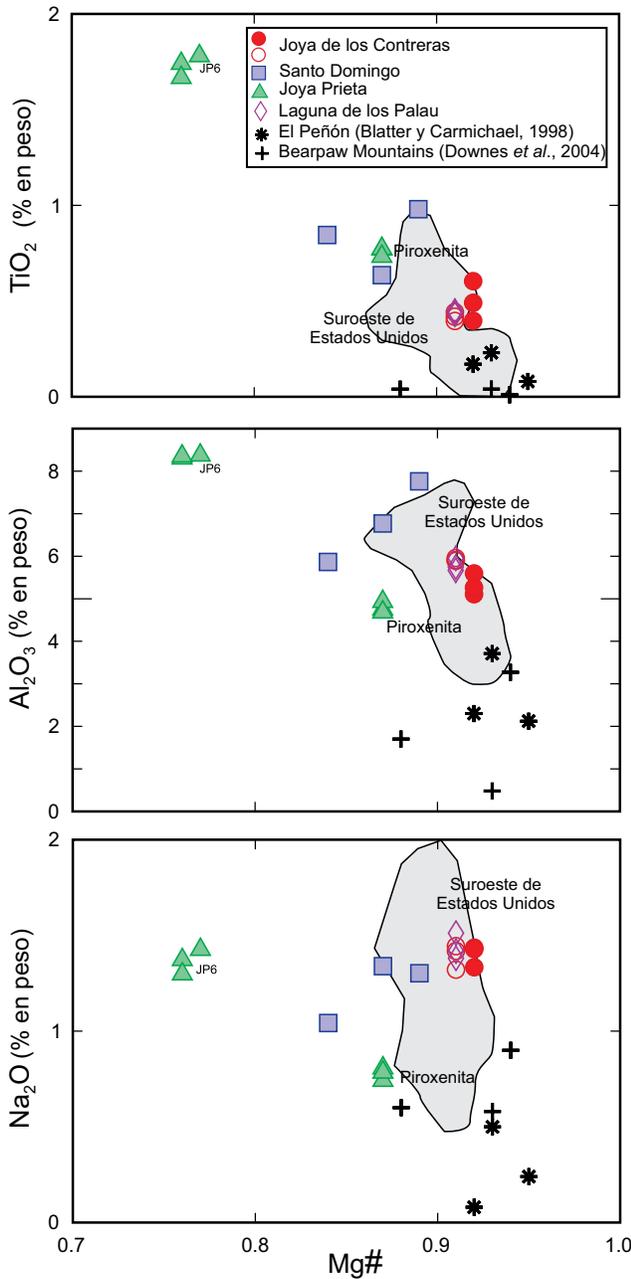


Figura 8. Gráficos de algunos elementos mayores en función del Mg# reportado para los clinopiroxenos analizados del grupo Santo Domingo. Las áreas en gris, representan muestras de clinopiroxeno en peridotitas del suroeste de los Estados Unidos (Kil y Wendlandt, 2004, Titus *et al.*, 2007 y Luffi *et al.*, 2009).

presente trabajo para las pargasitas encontradas en las peridotitas del grupo Santo Domingo. También es importante recalcar, que los análisis de las pargasitas de las muestras de Joya de los Contreras son muy similares a lo reportado para El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998), a pesar de ser ambientes tectónicos muy distintos entre sí; también contrastan con lo estudiado en anfíboles de muestras del manto de la región de Cuencas y Sierras en los Estados Unidos (Wilshire *et al.*, 1980; Nielson and Nakata, 1994). La pargasita, entre las localidades con xenolitos del manto de México, sólo se había reportado previamente en los xenolitos corticales de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994). La flogopita es un mineral que se encontró en cantidades traza (<< 1% en

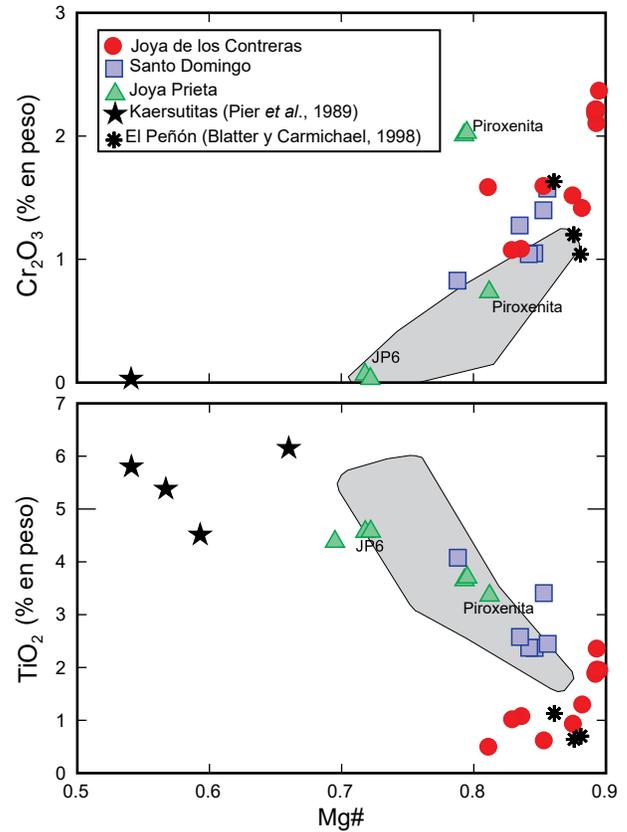


Figura 9. Gráficos del contenido de TiO₂ y a Cr₂O₃ en función del Mg# en anfíbol. Las áreas en gris representan muestras estudiadas en la región oeste de los Estados Unidos.

peso) en una muestra de Joya de los Contreras y en la piroxenita de Joya Prieta (Tabla 7). Comparándola con las composiciones de flogopitas reportadas en xenolitos ultramáficos de Bearpaw Mountains (Downes, *et al.*, 2004), las flogopitas de JC13 tienen Mg# como aquellas muestras con los valores más altos en Bearpaw Mountains. En comparación con lo reportado anteriormente por Luhr y Aranda-Gómez (1997) para una peridotita con flogopita de la Laguna de los Palau en el grupo Ventura (Figura 1a), las flogopitas de Joya de los Contreras tienen cantidades menores de titanio, pero aún así más elevadas que las de Bearpaw Mountains. Tanto las flogopitas de Joya de Los Contreras como las de Bearpaw Mountains caen dentro del arreglo del manto para micas (Figura 10) propuesto por McDonough y Rudnick (1998). Mientras que la flogopita de la piroxenita de Joya Prieta es más similar en composición a lo reportado por Luhr y Aranda-Gómez (1997) para la peridotita SLP400 de Laguna de los Palau (Figura 10). Nielson y Nakata, (1994), reportaron datos composicionales de flogopita en peridotitas de la zona de Black Canyon, Arizona, sin embargo, esas flogopitas difieren radicalmente de las estudiadas en el presente trabajo, ya que las micas de Black Canyon son muy ricas en titanio (alrededor de 10% en peso de Ti) y a su vez el Mg# es muy bajo (< 0.6).

Sulfuros

Los sulfuros presentes en las peridotitas (Figura 11) del grupo Santo Domingo son de tipo *mss* (*monosulfide solid solution*, por sus siglas en inglés) con cantidades significativas de Ni para los cristales analizados en el maar de Joya de los Contreras, que varían entre 44% y 16% en peso y porcentajes de azufre de 42 a 45% en peso, lo que las hace equivalentes a pentlandita y pirrotina rica en níquel, respectivamente (Tabla 8).

Tabla 7. Datos composicionales en % en peso de flogopita obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#
<i>Joya de los Contreras</i>													
JC13-1	38.81	3.15	17.31	1.63	3.50	0.01	0.20	21.96	0.01	1.00	9.86	97.44	0.92
JC13-2	38.20	3.51	17.09	1.74	3.50	0.01	0.20	21.63	0.06	1.06	9.18	96.18	0.92
JC13-3	38.09	3.25	17.22	1.65	3.46	0.08	0.21	21.72	0.01	0.91	9.49	96.07	0.92
<i>Joya Prieta</i>													
JP1-5a	37.61	5.32	15.15	1.73	6.31	0.06	0.19	19.77	0.29	0.20	7.65	94.28	0.85
JP1-5b	38.20	5.36	15.23	1.69	6.28	0.02	0.18	20.06	0.27	0.19	7.51	94.99	0.85
JP1-6	36.44	4.92	15.84	1.61	6.74	0.04	0.16	19.11	0.06	0.71	9.81	95.44	0.84

ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA EN XENOLITOS DEL GRUPO SANTO DOMINGO

El contenido en roca total de SiO₂ en las lherzolitas de espinela analizadas en este estudio varía entre 43.6 y 41% en peso. Las websteritas en cambio van de 46% a casi 50% en peso; dicho incremento en el contenido de SiO₂ se debe a la cantidad de clinopiroxeno y ortopiroxeno modal en las piroxenitas. Para el caso del xenolito compuesto, JP6, no fue posible analizar por separado las dos litologías presentes, debido a que la piroxenita sólo se preservó como una capa muy delgada adherida a lo que fue la pared del dique. Por tanto, el análisis reportado corresponde a la composición química de la lherzolita de espinela, que es la roca encajonate del dique, pero que refleja en parte la presencia del dique.

La variación en contenido de algunos elementos mayores contra contenido de MgO en los xenolitos se muestra en la Tabla 9 y en la Figura 12. Los megacristales de kaersutita analizados presentan cantidades de SiO₂ que van de 39% a casi 42% en peso, similar a lo reportado por Pier (1989) y Pier et al. (1989) para las kaersutitas del maar de Joya Prieta, San Luis Potosí. Se hace la comparación con análisis de xenolitos

de localidades al oeste de los Estados Unidos (Irving, 1980; Roden et al., 1988; Nielson et al., 1993; Brandon y Draper, 1996; Condie et al., 2004; Downes et al., 2004; Luffi et al., 2009).

Se puede constatar que, en general, el contenido de titanio en los xenolitos no es elevado especialmente en comparación con las kaersutitas (Figura 12a). JP1 (clinopiroxenita) y JC18 (websterita) destacan por un ligero incremento en dicho elemento, mientras que JP5 (websterita) y SD7 (lherzolita) presentan valores muy similares a lo reportado en los xenolitos claramente metasomatizados por fluidos asociados a subducción de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998).

JP1 y JC18 tienen valores intermedios de aluminio entre los megacristales de anfíbol y el resto de los xenolitos, esto probablemente se debe a la cantidad de piroxeno presente en dichas muestras. Algunos xenolitos de San Luis Potosí muestran valores altos de aluminio con respecto a su contenido de magnesio, como es el caso de JP5, SD7 y JP6 (xenolito compuesto). En el resto de las muestras el contenido de aluminio disminuye con el incremento del magnesio (Figura 12b).

En la mayoría de las lherzolitas hay un incremento en el contenido de Fe al mismo tiempo que aumenta la cantidad de magnesio (Figura 12c). Al menos dos muestras (SD7 y JP6) con la mayor cantidad de

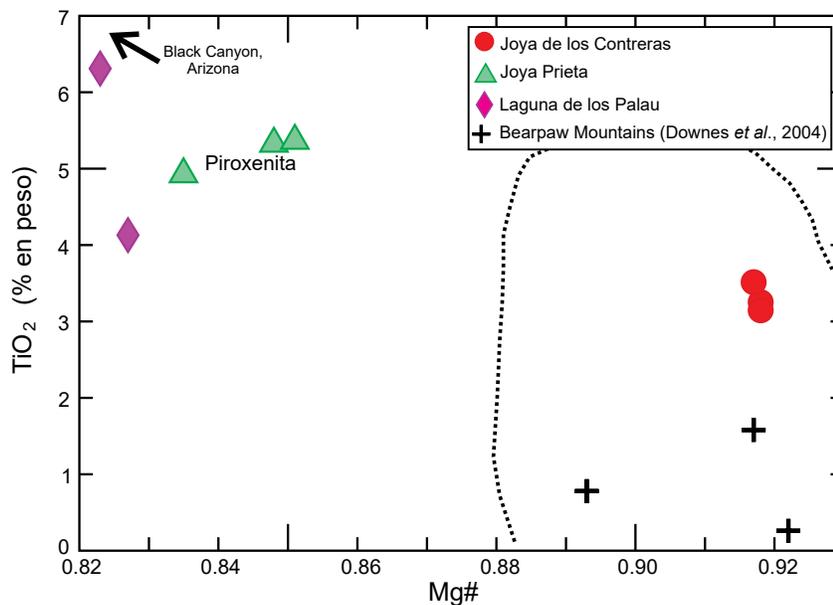


Figura 10. Gráfico de TiO₂ en flogopita en función del Mg# en peridotitas del manto. El área limitada por la línea punteada corresponde al arreglo del manto propuesto por McDonough y Rudnick (1998). Se incluye la composición de flogopitas reportadas por Luhr y Aranda-Gómez (1997) en una lherzolita proveniente de uno de los volcanes del grupo Ventura-Espíritu Santo. Nótese que las flogopitas del grupo Santo Domingo presentan dos composiciones distintas, dependiendo de si se encuentran en lherzolita o en piroxenita.

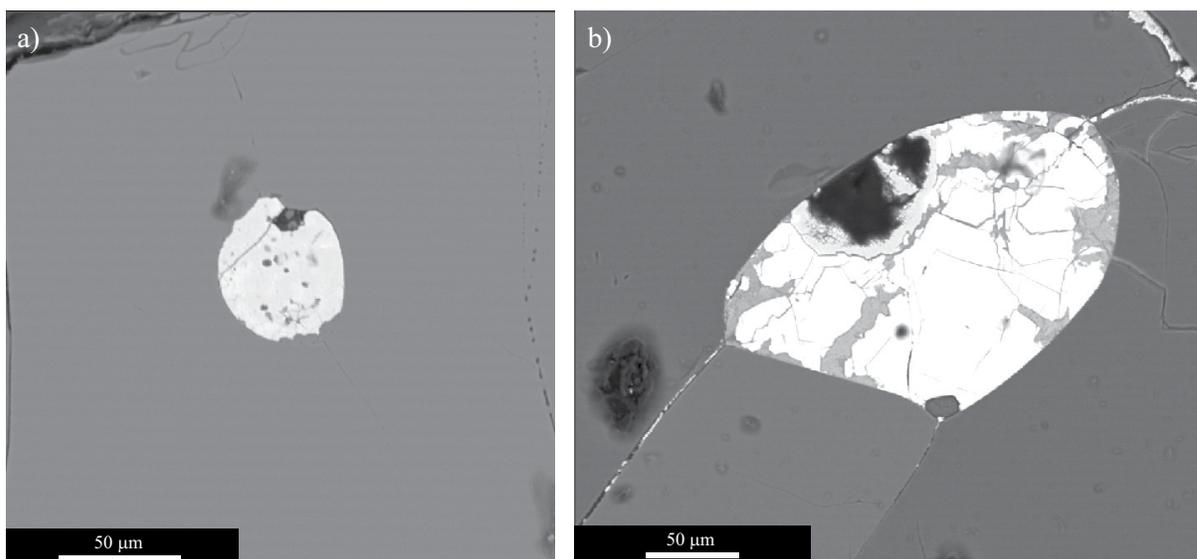


Figura 11. a) Gota de sulfuro tipo mss intracristalino en olivino. b) Bleb tipo mss intercristalino entre clinopiroxeno y olivino. Nótese la presencia de hematita por oxidación.

Tabla 8. Datos composicionales en % en peso de sulfuros obtenidos mediante microsonda electrónica.

Muestra	Ni	Co	Fe	Cu	Sn	Cr	Au	Pt	Pd	As	Sb	Se	Te	S	Total
<i>Joya de los Contreras</i>															
JC11-6-1	43.73	0.22	25.91	0.07	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	29.78	99.85
JC11-6-2	44.20	0.22	25.65	0.12	0.02	0.00	0.13	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	28.75	99.14
JC11-8-1	33.78	0.21	26.47	0.16	0.01	0.00	0.13	0.09	0.03	0.05	0.01	0.21	0.12	39.73	100.9
JC13-4-1	28.87	0.27	36.64	0.81	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	33.99	100.7
JC13-4-2	30.84	0.26	34.53	0.73	0.01	0.08	0.10	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.03	34.78	101.4
JC13-4-4	23.63	0.24	36.31	4.83	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.06	34.65	98.84
JC21-4-1	15.62	0.19	48.51	0.04	0.00	0.04	0.05	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	34.37	98.90
JC21-5-2	18.58	0.22	46.82	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	34.16	99.91
JC21-6-5	16.04	0.15	45.98	0.14	0.00	0.06	0.08	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	36.99	99.46
<i>Santo Domingo</i>															
SD7-1-1	2.55	0.08	51.51	0.02	0.00	0.00	0.11	0.11	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	45.54	99.94
SD7-2-2	2.10	0.07	52.57	0.02	0.03	0.00	0.13	0.06	0.03	0.01	0.00	0.26	0.03	44.57	99.86
SD7-5-1	21.13	0.13	35.94	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.25	0.07	41.76	99.33
SD11-4-1	27.28	0.10	26.31	0.02	0.00	0.00	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.56	0.14	44.63	99.31
SD11-4-3	26.59	0.11	27.60	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.63	0.14	43.29	98.45
SD11-5-1	14.44	0.18	41.39	0.01	0.03	0.00	0.11	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	45.16	101.4
<i>Joya Prieta</i>															
JP1-1-1	9.01	0.21	51.34	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	38.53	99.19
JP1-1-2	9.26	0.22	51.95	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	37.51	99.00
JP5-1-1	15.39	0.13	45.46	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.05	0.00	0.01	39.77	100.9
JP5-1-3	14.57	0.12	45.79	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	38.11	98.73
JP5-5-1	30.38	0.21	32.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	38.04	100.7
JP5-5-2	31.75	0.17	30.59	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	37.94	100.5
JP5-5-3	31.08	0.18	30.69	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	37.95	100.1
JP5-5-8	25.31	0.20	36.33	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	38.51	100.4

Tabla 9. Concentración de elementos mayores y algunos elementos traza de xenolitos del manto y kaersutitas (Mega-K) provenientes de los grupos Santo Domingo. Los elementos mayores están dados en % en peso y los elementos traza en ppm. PxC: Pérdida por calcinación, JP: Joya Prieta, SD: Santo Domingo, Cpx: clinopiroxena, L: Lherzolita, Wb-Ol: websterita de olivino, L-Wb: lherzolita-websterita (xenolito compuesto).

Muestras Litología	JP1 Cpx	JP3 L	JP5 Wb-Ol	JP6 L-Wb	SD7 L	SD8 L	SD10 L	SD11 L	JCI1 L	JCI3 L	JCI4 L	JCI5 L	JCI8 Wb-Ol	JC20 L	JC21 L	K1 Mega-K	K2 Mega-K	K3 Mega-K	Kaers4 Mega-K
SiO ₂	50.73	42.39	46.10	42.72	42.22	40.98	43.63	42.69	44.45	42.66	42.83	43.35	50.25	40.74	42.61	41.89	40.11	39.94	39.44
TiO ₂	0.65	0.05	0.17	0.18	0.20	0.05	0.11	0.11	0.1	0.12	0.1	0.11	0.23	0.01	0.11	3.44	3.23	2.88	5.70
Al ₂ O ₃	5.35	2.92	6.53	4.48	4.11	2.51	4.16	3.96	3.86	3.03	3.77	4.30	6.11	1.92	4.25	12.20	14.97	14.25	14.59
Fe ₂ O ₃	5.63	9.08	8.01	11.06	13.80	10.65	8.95	9.90	8.45	8.47	9.46	9.13	5.50	9.30	10.43	13.74	12.30	12.11	12.84
MnO	0.12	0.13	0.14	0.15	0.20	0.14	0.13	0.15	0.13	0.12	0.14	0.14	0.12	0.13	0.16	0.18	0.14	0.15	0.12
MgO	17.46	44.57	34.14	38.11	35.99	43.89	40.45	40.74	39.73	42.95	40.58	39.27	26.43	46.86	39.23	9.91	12.45	11.89	11.75
CaO	18.29	1.32	4.51	2.90	3.23	2.62	2.66	1.94	2.64	2.71	2.08	2.78	9.83	0.49	2.76	13.39	13.56	14.65	10.31
Na ₂ O	0.68	0.22	0.24	0.24	0.68	0.15	0.27	0.19	0.24	0.13	0.32	0.34	0.82	0.19	0.40	1.94	1.57	1.56	2.29
K ₂ O	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	1.05	0.58	0.51	1.82
P ₂ O ₅	0.06	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.004	0.03	0.17	0.07	0.08	0.06
Total	99.41	100.59	100.31	99.60	99.99	100.55	100.02	99.52	99.27	99.96	98.81	99.02	99.37	99.35	99.48	99.43	99.26	99.20	99.23
PxC	0.38	-0.11	0.41	-0.29	-0.5	-0.47	-0.37	-0.21	-0.34	-0.28	-0.51	-0.44	0.02	-0.33	-0.53	1.52	0.28	1.19	0.31
Mg#	84.25	89.43	88.02	85.59	81.81	87.66	88.63	87.64	89.02	89.73	88.09	88.12	89.23	89.67	86.64	58.83	66.72	66.04	64.45
Sc	50.77	9.26	19.49	16.09	14.31	9.94	15.98	12.32	15.11	14.23	13.89	15.64	26.45	6.83	15.74	34.82	43.86	40.04	34.67
V	219.07	39.11	113.49	91.42	76.17	33.53	67.32	54.90	68.84	57.58	60.52	77.95	129.10	20.63	69.61	506.71	533.03	471.98	467.67
Cr	5,330.39	1,805.21	1,700.19	1,641.29	1,905.69	1,254.32	1,650.49	1,694.85	1,930.57	2,220.35	1,765.20	1,721.36	3,445.34	1,410.78	1,865.19	71.64	126.37	163.31	86.78
Co	40.83	117.93	78.45	110.62	109.28	128.50	105.70	108.82	101.03	111.99	108.00	105.18	46.06	124.82	105.95	57.94	63.41	61.24	64.41
Ni	361.68	2,371.38	1,435.72	1,740.43	1,655.68	2,344.40	1,980.28	2,022.90	1,982.85	2,322.42	2,046.61	1,967.99	741.02	2,701.52	1,991.59	56.63	156.17	154.56	105.05
Cu	64.44	16.05	45.25	24.28	6.50	2.09	25.66	12.00	20.52	26.82	15.84	23.19	3.44	7.18	11.53	57.86	46.70	57.76	22.17
Zn	29.72	46.75	35.90	59.08	75.77	45.64	40.59	47.76	38.54	41.70	43.87	39.41	23.22	53.14	55.50	76.11	94.20	98.23	64.63
Rb	1.08	0.17	0.46	0.46	0.43	0.31	0.25	0.26	0.20	0.85	0.27	0.23	0.29	0.49	0.44	9.10	3.16	2.74	7.17
Sr	91.76	5.86	24.34	19.42	21.55	7.73	5.42	13.62	5.74	19.53	22.14	10.03	25.26	5.18	10.34	480.37	276.33	264.66	646.39
Y	8.37	0.72	4.44	3.19	4.11	0.58	2.64	1.84	2.37	1.88	2.27	3.00	6.24	0.002	2.91	23.42	18.27	18.08	21.39
Zr	32.99	6.01	10.51	13.43	16.81	6.02	7.48	9.62	6.50	16.12	17.69	8.96	14.15	5.91	8.79	131.08	59.42	73.50	74.05
Nb	3.24	0.16	0.96	0.38	0.46	0.29	0.12	0.64	0.1	2.03	0.53	0.10	0.27	0.25	0.36	27.68	7.78	8.47	27.10
Cs	0.02	0.003	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.004	0.003	0.01	0.004	0.003	0.003	0.005	0.01	0.07	0.02	0.02	0.01
Ba	20.12	5.93	14.62	7.41	7.66	5.94	6.26	10.26	5.88	7.56	5.45	5.69	6.51	6.29	6.76	198.16	77.34	61.14	238.84
La	5.26	0.14	0.60	0.52	1.08	0.20	0.13	0.29	0.08	0.64	1.25	0.05	0.68	0.31	0.25	11.00	4.07	5.09	6.50
Ce	12.21	0.59	1.54	1.71	3.08	0.83	0.49	1.02	0.47	1.51	3.61	0.65	2.16	0.84	0.94	29.19	12.34	15.54	21.30
Pr	1.61	0.03	0.17	0.23	0.47	0.08	0.06	0.10	0.04	0.17	0.45	0.08	0.34	0.09	0.10	4.53	2.10	2.56	3.73
Nd	7.59	0.41	1.10	1.50	2.65	0.68	0.66	0.76	0.56	1.12	2.14	0.77	2.33	0.63	0.81	22.19	11.93	13.71	20.38
Sm	1.95	0.04	0.31	0.42	0.70	0.11	0.18	0.16	0.13	0.29	0.39	0.22	0.81	0.06	0.22	6.20	3.98	4.29	6.02
Eu	0.64	0.06	0.16	0.18	0.27	0.08	0.11	0.10	0.10	0.14	0.16	0.13	0.31	0.06	0.12	1.99	1.37	1.44	1.98
Gd	2.03	0.15	0.57	0.59	0.81	0.19	0.37	0.30	0.32	0.43	0.44	0.42	1.08	0.11	0.41	6.11	4.45	4.54	5.96
Tb	0.31	0.03	0.11	0.10	0.13	0.04	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.18	0.02	0.08	0.91	0.67	0.69	0.86
Dy	1.72	0.14	0.71	0.58	0.75	0.15	0.43	0.32	0.38	0.37	0.39	0.49	1.12	0.04	0.48	5.02	3.84	3.86	4.64
Ho	0.33	0.05	0.17	0.13	0.16	0.04	0.11	0.08	0.10	0.09	0.10	0.12	0.23	0.02	0.12	0.88	0.69	0.69	0.81
Er	0.79	0.10	0.47	0.33	0.41	0.09	0.29	0.22	0.27	0.19	0.25	0.33	0.59	0.03	0.32	2.10	1.61	1.62	1.85
Yb	0.60	0.10	0.48	0.30	0.36	0.06	0.29	0.21	0.27	0.15	0.24	0.33	0.51	0.02	0.32	1.46	1.11	1.13	1.20
Lu	0.09	0.03	0.08	0.05	0.06	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.06	0.08	0.02	0.06	0.19	0.15	0.15	0.16
Hf	0.9	0.09	0.25	0.33	0.40	0.09	0.16	0.18	0.13	0.31	0.29	0.19	0.39	0.07	0.17	3.90	2.00	2.38	2.54
Ta	0.22	0.03	0.08	0.05	0.06	0.04	0.02	0.04	0.02	0.23	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	1.65	0.53	0.58	1.71
Pb	0.79	0.29	0.34	0.33	0.43	0.30	0.36	0.29	0.35	0.39	0.32	0.24	0.32	0.37	0.33	0.95	0.59	0.65	0.64
Th	0.55	0.02	0.06	0.04	0.06	0.08	0.02	0.04	0.01	0.28	0.07	0.02	0.13	0.03	0.12	0.71	0.20	0.26	0.16
U	0.13	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.002	0.08	0.02	0.01	0.06	0.004	0.03	0.29	0.07	0.12	0.05

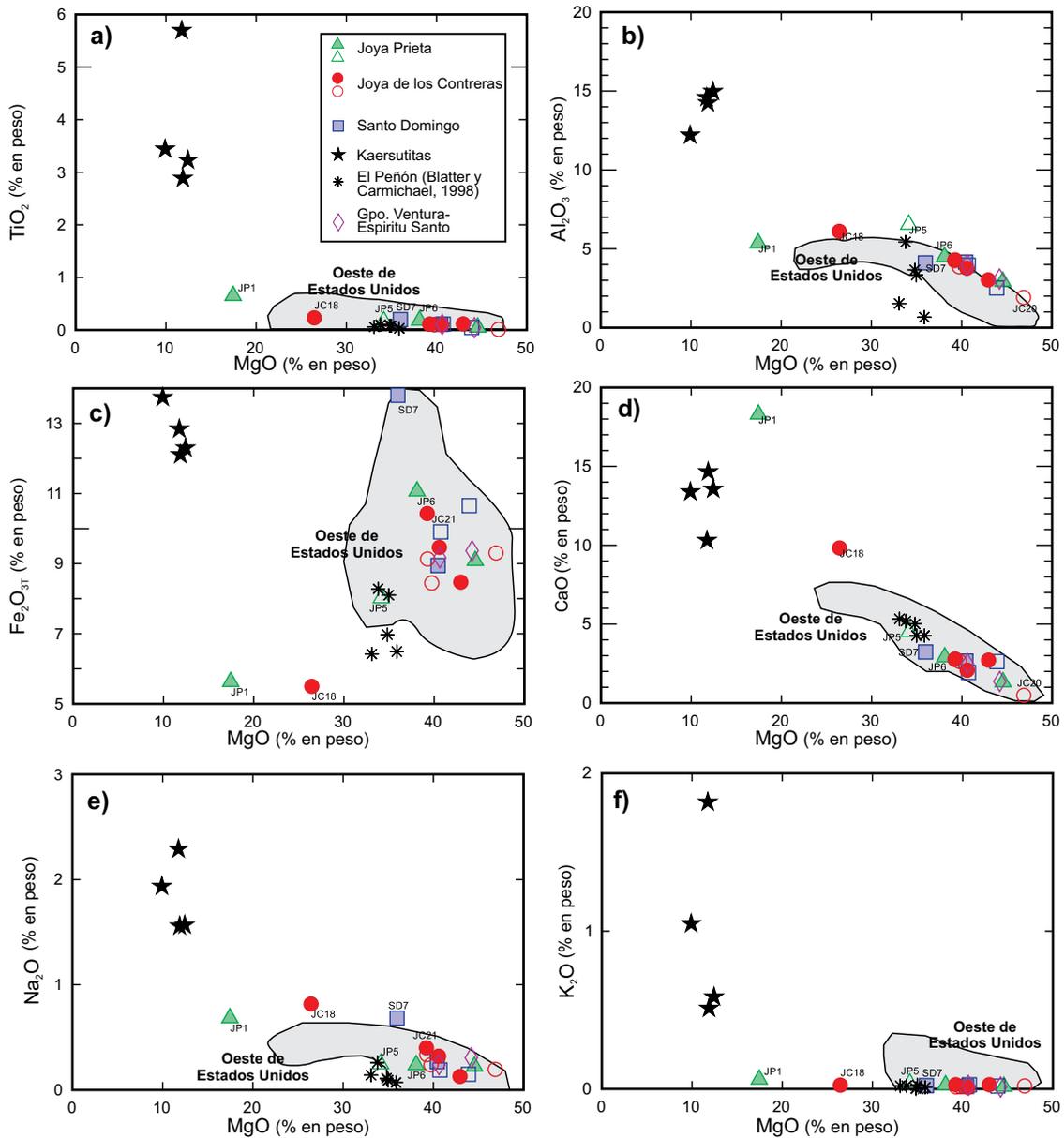


Figura 12. Diagramas de variación de algunos elementos mayores con respecto al contenido de MgO. Los símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo modal aparente, los símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal inferido a partir de la presencia de anfíbol y/o flogopita. Las áreas en gris representan xenolitos del manto del oeste de los Estados Unidos.

Fe_2O_3 total se apartan de esta tendencia y presentan metasomatismo modal.

Las kaersutitas analizadas en éste estudio son, en comparación con las peridotitas y piroxenitas, muy ricas en silice, hierro, sodio, aluminio, calcio y potasio aunque tienen valores bajos de MgO. Estos rasgos, en su conjunto las hacen más similares a los magmas de intraplaca a los que se cree que se relacionan (Luhr *et al.*, 1995).

Las kaersutitas tienen rangos de 10% a 15% en peso de CaO, mientras que JP1 (clinopiroxenita) y JC18 (websterita olivínica) presentan los valores de calcio más altos con respecto al resto de los xenolitos aquí estudiados (Figura 12d).

El sodio presenta una correlación negativa con el MgO (Figura 12e), con los valores más altos para las kaersutitas; mientras que en el caso de los xenolitos, SD7 y JC21 son lherzolitas con los contenidos

más altos en sodio. Los xenolitos del manto del grupo Santo Domingo despliegan contenidos bajos de potasio, mientras que las kaersutitas van de un rango aproximado de 0.5% a poco menos de 2% en peso de K_2O (Figura 12f).

En los elementos menores las peridotitas y piroxenitas de los xenolitos de San Luis Potosí definen tendencias lineales claras, con relativamente poca dispersión, mientras que los megacrístales de kaersutita tienden a definir un grupo separado de esas tendencias lineales (Figura 13). La mayoría de las peridotitas estudiadas en el presente trabajo concuerdan notablemente con lo estudiado en otras localidades del oeste de los Estados Unidos (Irving, 1980; Roden *et al.*, 1988; Nielson *et al.*, 1993; Brandon y Draper, 1996; Nimz *et al.*, 1995; Condie *et al.*, 2004; Downes *et al.*, 2004; Luffi *et al.*, 2009). Una excepción notable son JC18 y JP1, que corresponden a piroxenitas

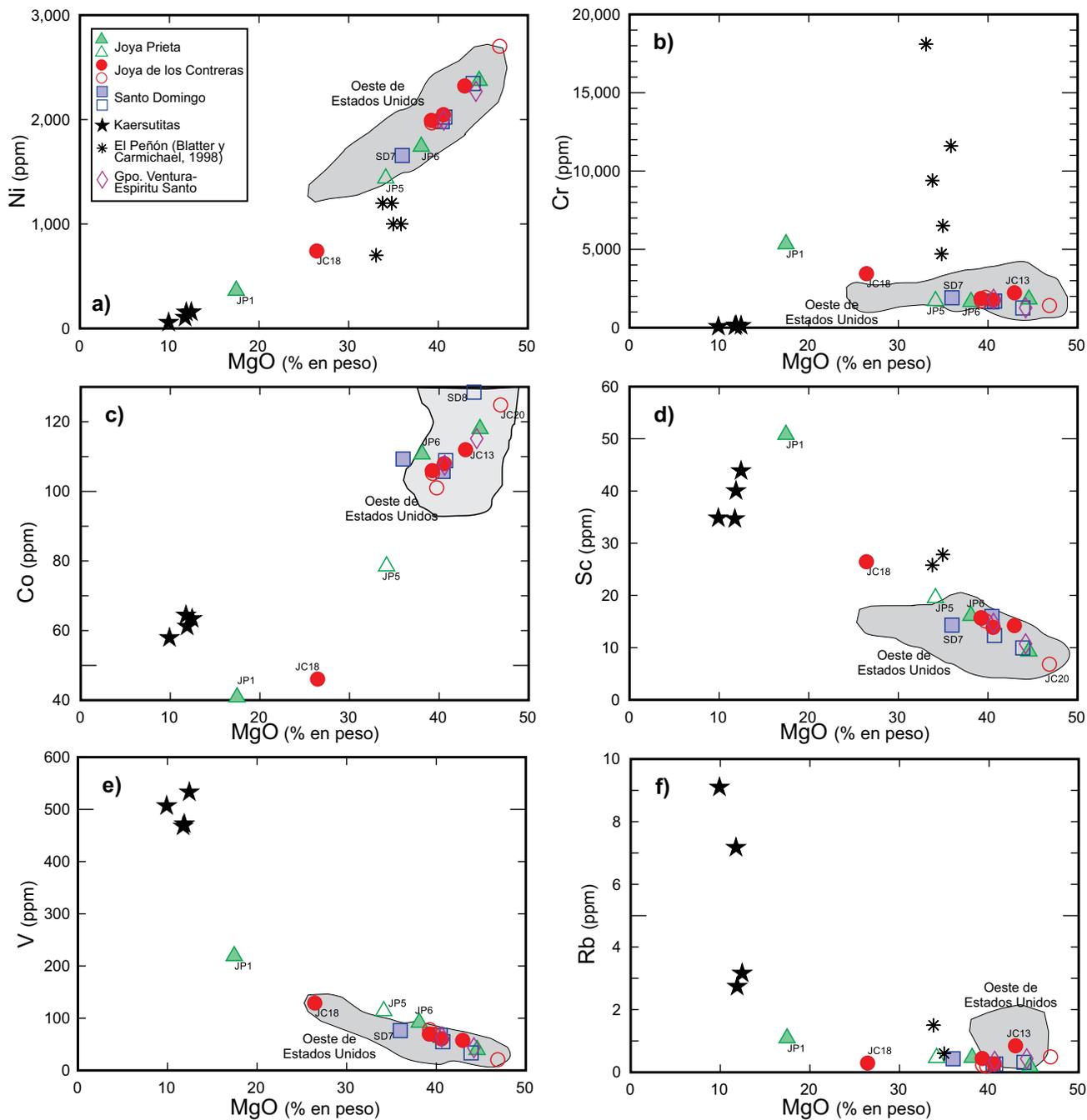


Figura 13. Diagramas de variación de algunos elementos traza, en ppm, con respecto al contenido de MgO, en % en peso. Los símbolos huecos corresponden a xenolitos sin metasomatismo modal aparente, los símbolos rellenos son xenolitos con metasomatismo modal inferido a partir de la presencia de anfíbol y/o flogopita. Las áreas en gris representan xenolitos del manto del oeste de los Estados Unidos.

dentro del grupo Santo Domingo.

La lherzolita JC20 es la que presenta el contenido más alto en níquel así como de magnesio. Las piroxenitas JP1 y JC18 yacen sobre la misma línea pero en el extremo con los valores más bajos en Ni y MgO alejadas del agrupamiento definido por las peridotitas (Figura 13a). Las kaersutitas despliegan valores aún más bajos de Ni que las piroxenitas.

El contenido de cromo no varía mucho para la mayoría de las peridotitas aquí estudiadas, salvo para JP1 y JC18, las cuales presentan los contenidos más altos de éste elemento (Figura 13b). Las lherzolitas SD8 y JC20 tienen los contenidos más altos de cobalto y magnesio; les

siguen JP3, JC13, JP6 y SD7, las cuales presentan minerales hidratados (Figura 13c).

Los análisis de tierras raras de los xenolitos del manto y de las kaersutitas del grupo Santo Domingo fueron graficados normalizando los valores obtenidos con los establecidos para las condritas (Nakamura, 1974). En la Figura 14 se muestran las gráficas distinguiendo con diferentes colores y símbolos los xenolitos provenientes de cada volcán adentro del grupo.

Así mismo, la gráfica también muestra los análisis de los megacristales de kaersutita. El campo en gris representa los datos reportados

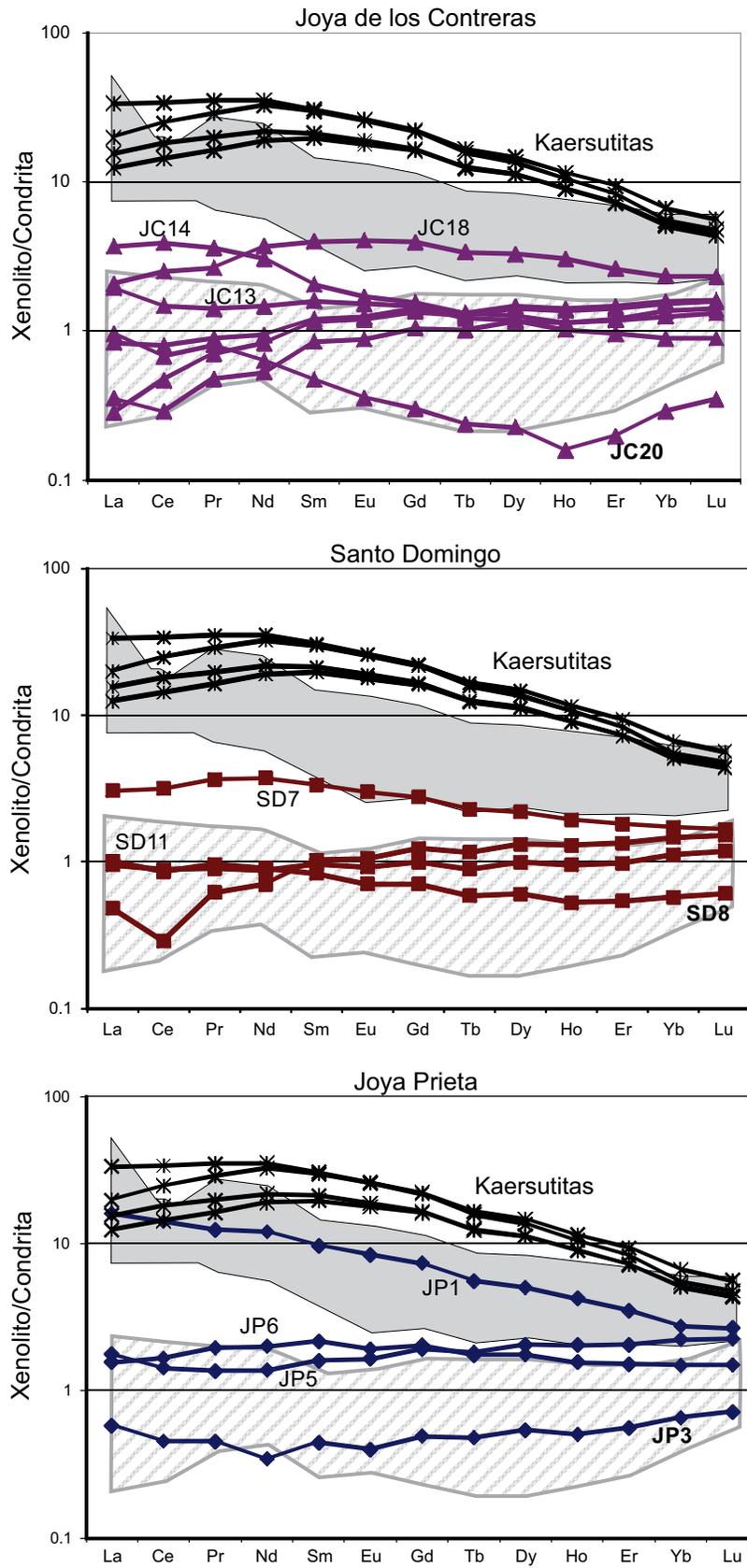


Figura 14. Diagramas de tierras raras normalizadas a condrita (Nakamura, 1974) de todos los xenolitos estudiados, se comparan con lo reportado para El Peñón (Mukasa *et al.*, 2007), representado en la zona gris. La zona con patrón en diagonal representa muestras de peridotita reportadas en el suroeste de los Estados Unidos.

para El Peñón (Mukasa *et al.*, 2007). El campo con patrón en diagonal representa los análisis de peridotitas del suroeste de los Estados Unidos, reportado por Condie y colaboradores en 2004.

Las kaersutitas (líneas en negro) definen patrones ligeramente convexos y las gráficas muestran pendientes negativas, lo que indica que estas muestras están enriquecidas en tierras raras ligeras (Figura 14). En Joya de los Contreras, sólo dos xenolitos tienen una tendencia sutil en el enriquecimiento de tierras raras ligeras (JC13 y JC14) y uno en tierras raras medias (JC18). La lherzolita JC20 muestra un comportamiento muy diferente al resto, con un empobrecimiento evidente en tierras raras pesadas (Figura 14).

Los xenolitos provenientes del maar de Santo Domingo también despliegan forma de meseta, con excepción de la muestra SD7, que tiene una pendiente ligeramente negativa similar a las kaersutitas, aunque sus contenidos totales de REE son menores (Figura 14). La lherzolita SD8 muestra una anomalía negativa pequeña en Ce, mientras que el resto de los elementos no presenta variación.

En Joya Prieta, la clinopiroxenita (JP1) muestra una tendencia de enriquecimiento en tierras raras ligeras, siendo muy diferente a las peridotitas, donde se presentan como mesetas (Figura 14). JP6 tiene un enriquecimiento muy ligero en tierras raras ligeras y el comportamiento del resto de los elementos es más bien de meseta.

Los xenolitos de El Peñón tienen concentraciones más elevadas en tierras raras que la mayoría de los xenolitos de San Luis Potosí (Figura 14) y, en general, muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. Cabe señalarse que dos de las muestras del Peñón presentan una anomalía negativa de Ce, un rasgo que se observa claramente en la muestra SD8. Con respecto a lo reportado para el suroeste de los Estados Unidos (Condie *et al.*, 2004), la mayoría de las muestras aquí estudiadas tienen una tendencia similar, con ligeras diferencias para las muestras que presentan metasomatismo modal (SD7, JP6) o que son piroxenitas (JC18, JP1).

Los diagramas de elementos traza para los xenolitos del manto del grupo Santo Domingo fueron normalizados mediante lo establecido para el manto primitivo por Sun y McDonough (1989). En la Figura 15 se muestran las gráficas distinguiendo con diferentes colores y símbolos los xenolitos provenientes de cada jalapasco. El campo en tono gris representa los datos publicados para los xenolitos de la localidad de El Peñón (Mukasa *et al.*, 2007). El campo con patrón en diagonal representa datos publicados para xenolitos del manto del suroeste de los Estados Unidos (Condie *et al.*, 2004).

Los datos de elementos traza de las kaersutitas presentan varias características notables, entre ellas, anomalías positivas de Ba, Nb y Sr, un empobrecimiento considerable en La y Ce, así como una ligera anomalía negativa de Zr y Hf (Figura 15). Los xenolitos de peridotita de Joya de los Contreras tienen patrones de elementos incompatibles muy variables, aunque no tan marcados como las kaersutitas y difieren notablemente de los patrones documentados en los xenolitos de El Peñón; sin embargo, JC14 y JC20 reflejan un incremento en tierras raras ligeras (La y Ce), mientras que JC18 tiene una anomalía positiva de Ba (Figura 15). Cabe destacar, que las peridotitas del suroeste de los Estados Unidos muestran anomalías positivas notables de Ba, Nb y Sr (Condie *et al.*, 2004).

En el maar de Santo Domingo, los datos graficados de las peridotitas tienden en general a definir mesetas. Se puede observar que la lherzolita de espinela con metasomatismo modal (SD7), presenta un incremento en tierras raras ligeras, mientras que la muestra SD11 tiene anomalías positivas de Ba y Nb (Figura 15). En contraste, la muestra de peridotita SD8, esta empobrecida en Ba, así como en Zr y Hf. La clinopiroxenita de Joya Prieta (JP1) despliega enriquecimiento en tierras raras ligeras y a su vez una anomalía negativa en Zr y Hf (Figura 15). La peridotita JP3 también tiene un ligero enriquecimiento en La y

Ce, mientras que para el resto de elementos no hay variación aparente. JP5 presenta incrementos importantes en Ba, Nb y Sr.

DISCUSIÓN

Los xenolitos del grupo Santo Domingo tienen texturas porfidoclásticas que están relacionadas a procesos de deformación en el manto superior (Mercier y Nicolas, 1975). Se ha especulado que el campo volcánico de Santo Domingo yace sobre una estructura de basamento (lineamiento de San Tiburcio) importante que ha sido reactivada varias veces durante el Cenozoico (Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Por la ubicación geográfica del campo volcánico, también se ha sugerido la posibilidad de que estas rocas alcalinas del Cuaternario se encuentren sobre el límite de los terrenos Guachichil-Tepahuano (Sedlock *et al.*, 1993; Luhr y Aranda-Gómez, 1997), aunque la ubicación precisa de ese rasgo tectónico no es conocida, por lo que no hay muchos elementos que respalden esta opción. Por otro lado, Heinrich y Besch (1992) interpretaron que la textura porfidoclástica en las peridotitas del grupo Santo Domingo se debe a la deformación causada por el ascenso de un diapiro en el manto y que las peridotitas debajo de Ventura-Espíritu Santo se encontrarían en el centro de esta estructura, lo que explicaría su textura protogranular, mientras que los xenolitos de Santo Domingo serían muestras del flanco del diapiro. Debido a que no existe evidencia complementaria que apoye la hipótesis del diapiro no puede descartarse que un alineamiento tectónico afecte al manto superior y por lo tanto sea capaz de deformar el manto litosférico por debajo del grupo Santo Domingo. En superficie, es muy claro que los pliegues de la Sierra Madre Oriental en la zona de estudio, cambian de una dirección NW-SE a N-S justo en el área en donde se ubica el campo volcánico de Santo Domingo. Esto sugiere que en ese sitio hay un cambio tectónico importante (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). En otras localidades del mundo con xenolitos en rocas volcánicas, como la cuenca Panoniana (Hungría), se ha observado que los xenolitos de peridotita pueden presentar ambas texturas (porfidoclástica y protogranular). Este hecho se ha interpretado como el producto de ascenso diapírico y de la presencia en el manto superior de zonas de cizalla locales que obedecen a la deformación y al adelgazamiento de la corteza (Downes *et al.*, 1992; Falus *et al.*, 2000). Diversos estudios sobre el espesor de la corteza bajo la Mesa Central se han realizado tomando en cuenta la estructura sísmica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Adicionalmente, se ha interpretado la estructura cortical de esta región basándose en un perfil gravimétrico, concluyendo que la corteza por debajo de la Mesa Central tiene un espesor aproximado de 32 km (Kerdan, 1992). Considerando los valores de flujo de calor para esta provincia (un promedio de 77 mW/m², Ziagos *et al.*, 1985), se infiere que son muy similares a lo reportado para la zona de Cuencas y Sierras en los Estados Unidos de América (Ziagos *et al.*, 1985; Luhr y Aranda-Gómez, 1997). El gradiente geotérmico calculado con ese flujo de calor es consistente con los valores de temperatura calculados en varias fases minerales para los xenolitos corticales y del manto superior de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo (Heinrich y Besch, 1992; Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Cervantes-de la Cruz *et al.*, 2012; Levrèsse *et al.*, 2016), que en promedio van desde 900 a 1000 °C. La relación entre flujo de calor, temperatura de equilibración de las peridotitas y ubicación geográfica de los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo con la trinchera de Mesoamérica, de acuerdo a la interpretación de Heinrich y Besch (1992) y de Schaaf *et al.* (1994), es consistente con un ambiente de tras-arco. En la Figura 6, podemos observar que las muestras estudiadas en el presente trabajo caen en el arreglo del manto propuesto por Arai (1994), pero también es notable que el valor de Cr# de la espinela no sobrepasa de 0.5, lo que para al-

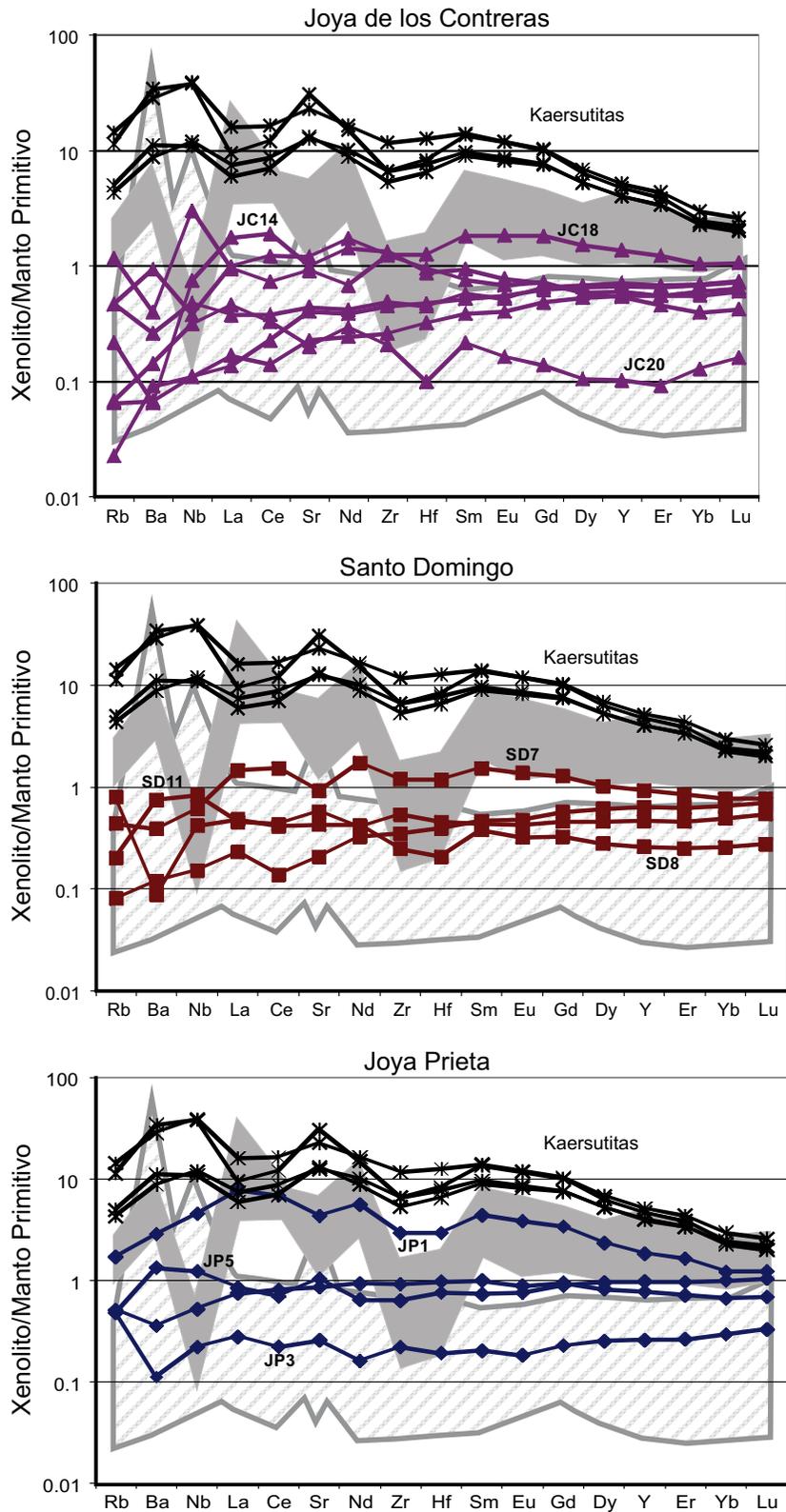


Figura 15. Diagramas de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) que engloba todos los xenolitos estudiados; se comparan con lo reportado en El Peñón (Mukasa *et al.*, 2007), representado en la zona gris. La zona con patrón en diagonal representa muestras de peridotita reportadas en el suroeste de los Estados Unidos.

gunos autores significa que las peridotitas pueden relacionarse a una zona de tras-arco (*back arc basin* (BAB), por sus siglas en inglés, Arai e Ishimaru, 2008; Raye et al., 2011).

Las peridotitas de Santo Domingo suelen presentar algo de oxidación que transformó en iddingsita al olivino y/o causa una película de limonita que recubre algunos cristales en la roca. En la mayoría de las localidades con xenolitos del manto en las porciones áridas de México, los xenolitos de peridotita no exhiben esta alteración que es común en las localidades de Santo Domingo y que, en algunos casos, llega a ser generalizada y penetrante en muchos xenolitos, tanto del manto como de la corteza. Sin embargo, se conocen excepciones a esto, habiéndose notado que en algunos conos de escoria de los campos volcánicos de San Quintín (Baja California), Llera de Canales (Tamaulipas) y San Diego de la Unión (Guanajuato) existen volcanes en donde la alteración del olivino a iddingsita es intensa, sobre todo en áreas cercanas al conducto volcánico, fenómeno que interpretamos como producto de alteración deutérica. El origen de esta oxidación puede deberse a varios factores tales como un fenómeno de intemperismo a baja temperatura o que la iddingsita sea de origen magmático (alta temperatura y baja presión) y es causado por contenido de agua en el magma, ya sea antes del ascenso del material o durante su extrusión (Furgal y McMillan, 2001; Low et al., 2011). También se ha sugerido que la iddingsita de alta temperatura puede deberse a metasomatismo de tipo hidrotermal (Low et al., 2011).

Una característica importante en los xenolitos que en esta investigación se consideran metasomatizados es que presentan, en mayor o menor medida, anfíbol que se asocia con fases minerales primarias en las rocas del manto como lo son la espinela y el clinopiroxeno. Este fenómeno ha sido bien documentado en otras localidades del mundo y se le interpreta como una consecuencia de procesos que se pueden llevar a cabo en el manto litosférico debido a la introducción de fluidos y/o fundidos (p. ej. Bailey, 1982; Harte, 1983; Harte, 1987; Arai e Ishimaru, 2008).

Se considera que los “agentes” metasomáticos en el manto se desarrollan de dos formas principales: 1) por migración de fluidos a través de fracturas que se propagaron en el manto litosférico; 2) por infiltración en los límites entre los granos (Wilshire, 1987; Menzies, 1990; O’Reilly y Griffin, 2013). El primer mecanismo se produce a gran escala y ejemplos de ello se encuentran en macizos ultramáficos en Europa (Le Roux et al., 2007; O’Reilly y Griffin, 2013). En la zona de Santo Domingo, en especial en Joya Prieta, la presencia de xenolitos compuestos con vetillas de kaersutita puede ser una prueba de este proceso. El segundo mecanismo, suele ser menos eficiente y no llega a mover gran cantidad de fluidos en corto tiempo, y se considera que el metasomatismo críptico suele relacionarse a éste (O’Reilly y Griffin, 2013) y se ve reflejado en los límites de grano de los minerales formadores de la peridotita. Este fenómeno puede estar presente en todas las muestras aquí estudiadas, lo que se infiere de la presencia de sulfuros intersticiales entre los cristales de olivino y clinopiroxeno. Las “fracturas sanadas”, formadas por arreglos planares de inclusiones fluidas de CO₂ y/o de vidrio, también sugieren la posibilidad de metasomatismo críptico. Ambos fenómenos pueden ser producto de infiltración de fluidos en la peridotita. En algunas muestras del maar de Joya Prieta se ha reportado la presencia de inclusiones fluidas de CO₂ (JP-5, JP-1), en ocasiones esas inclusiones fluidas presentan minúsculos cristales de magnesita y se puede detectar la presencia de H₂O dentro de ellas (Cervantes-de la Cruz, et al., 2012; Levresse et al., 2016). O’Reilly y Griffin (2013) indican que la presencia de fluidos como el CO₂ y el H₂O se propaga rápidamente por el manto a través de fracturas. Según estos autores, se reconoce a los fluidos CO₂ ± H₂O ± Cl como los principales agentes que generan el metasomatismo.

Los “bordes esponjados” de los clinopiroxenos pueden ser atri-

buidos a varios procesos como la fusión parcial, inducida por decompresión durante el transporte de los xenolitos a la superficie, el calentamiento del material en el momento de ser transportado en el magma o el influjo de pequeños volúmenes de fundidos ricos en volátiles (e.g., Luhr y Aranda-Gómez, 1997 y trabajos ahí citados; Young and Lee, 2009); sin embargo, algunos autores (p. ej. Liang y Elthon, 1990; Carpenter et al., 2002) consideran que esta característica presente en estos minerales y en ocasiones en espinela, puede atribuirse también a procesos metasomáticos crípticos relacionados con la infiltración de fluidos acuosos, los cuales pueden o no inducir fusión parcial por la introducción de fundidos alcalinos y a la vez enriquecer a la peridotita en Fe, Na y elementos traza ligeros que tienden a concentrarse en el clinopiroxeno. En las muestras de peridotita estudiadas aquí, se encontró poco vidrio en forma de “parches” y/o alterado en “bordes esponjados” en clinopiroxeno y espinela. Heinrich y Besch (1992), también mencionan que los vidrios en los xenolitos del manto del grupo Santo Domingo suelen ser escasos (presentándose como “parches” o rodeando ciertos minerales); por lo que su trabajo se enfocó en estudiar las venillas de vidrio (“*veinlet-type glasses*”) que delimitan los minerales primarios en los xenolitos de Ventura; y concluyen que ese tipo de vidrio se encuentra en equilibrio con los minerales presentes en la lherzolita a una temperatura de 1000 °C.

En la Figura 8, el contenido de sodio, aluminio y titanio en el clinopiroxeno analizado en las peridotitas del grupo Santo Domingo, corresponde perfectamente con lo reportado para los xenolitos del manto de la región de Cuencas y Sierras norteamericano (Kil y Wendlandt, 2004; Titus et al., 2007 y Luffi et al., 2009). Es notable que varias muestras del presente trabajo, presenten contenidos de titanio altos en el clinopiroxeno (algunos del orden del 1% en peso de TiO₂); esta característica se ha atribuido a procesos de re-fertilización que ha sido bien documentado en el macizo de Lherz (Le Roux et al., 2007), donde nuevos estudios han concluido que las lherzolitas fértiles (>15% en clinopiroxeno) no representan un manto prístino, sino que son un producto secundario formado a partir de las harzburgitas pre-existentes. En el grupo Santo Domingo, no se reportó ninguna harzburgita y la mayoría de las lherzolitas aquí estudiadas tienen más de 15% de clinopiroxeno; en los trabajos de Heinrich y Besch (1992) y Luhr y Aranda-Gómez (1997) tampoco se reportan xenolitos de harzburgita para el campo volcánico de Santo Domingo.

Se tienen dos tipos de anfíbol en el campo Santo Domingo: kaersutita presente como mega-cristales, en piroxenitas ricas en anfíbol y hornblenditas (>99% de kaersutita, Luhr et al., 1989) que cortan a las peridotitas a manera de venas y/o diques; y la pargasita como el anfíbol que se encuentra intercrystalino en algunas de las peridotitas, principalmente rodeando espinela y clinopiroxeno. El origen de la kaersutita parece estar asociado a las primeras fases de volcanismo de intraplaca en la región (Pier et al., 1989) o relacionado con rocas cumuloefíricas formadas de alta presión que cristalizaron a partir de magmas similares a las basanitas de la zona, y que pudiera sugerir una componente de contaminación cortical (Pier et al., 1989; Heinrich y Besch, 1992; Schaaf et al., 1994). Pier et al. (1989) también argumentan acerca de otro componente enriquecido en Sr, que pudiera deberse a fluidos hidratados o fundidos derivados de un proceso de subducción. Y aunque es claro que la zona donde se encuentra el campo volcánico Santo Domingo no está directamente influenciada por una placa en subducción, como es el caso de los xenolitos de peridotita de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998; Mukasa et al., 2007), sí se ha sugerido una conexión indirecta con el magmatismo orogénico, ya sea porque el área está en la región de tras-arco (Heinrich y Besch, 1992) o porque existe un componente heredado de la subducción terciaria en el manto superior (Pier et al., 1989). La pargasita presente en peridotitas, se considera producto de procesos de metasomatismo por fluidos

acuosos (Luth, 2003; Arai e Ishimaru, 2008) y es común encontrarla en xenolitos ultramáficos de arcos volcánicos. Éste es el caso de los xenolitos de El Peñón que contienen pargasita y por consiguiente no hay duda que los fluidos liberados de la subducción tuvieron un papel importante para precipitar esta fase hidratada. Sin embargo, en Santo Domingo la precipitación de pargasita en las peridotitas no queda tan claro; en la Figura 9 se puede observar que el anfíbol de las muestras del maar de Joya de los Contreras tiene los mismos valores de cromo y titanio que lo reportado para El Peñón. ¿Significará esto que hay fluidos acuosos por debajo de esta zona de la Mesa Central? Schaaf *et al.* (1994) observó que en xenolitos corticales (granulitas metaígneas) pueden encontrarse pargasitas ferrosas ricas en Ti rodeando clinopiroxeno, el cual probablemente reacciona con una fase fluida y por lo tanto el anfíbol es de origen secundario.

La presencia de sulfuros (pentlandita y pirrotita rica en Ni) en todas las muestras aquí descritas indica la posible inmiscibilidad de un líquido sulfuroso con el material silicatado en el manto (Zajacz y Szabó, 2003). El hábito de los sulfuros con forma de gota o de esfera (Figura 11) dentro de olivino o clinopiroxeno puede ser una prueba de dicha inmiscibilidad, aunque también la presencia de sulfuros anédricos entre límites de grano puede ser indicio de un proceso posterior que involucre agentes metasomáticos y la tectónica particular de la zona (Dromgoole y Pasteris, 1987; O'Reilly y Griffin, 2013).

Las variaciones en el contenido de elementos mayores y algunos elementos traza (Figuras 12 y 13) y las tendencias lineales con pendientes negativas y positivas presentes en los xenolitos estudiados, concuerdan con lo observado en trabajos anteriores del grupo Santo Domingo (Lühr y Aranda-Gómez, 1997; Heinrich y Besch, 1992) y también coinciden con una perspectiva más regional, al presentar tendencias similares con lo reportado en xenolitos del suroeste de los Estados Unidos (Irving, 1980; Roden *et al.*, 1988; Nielson *et al.*, 1993; Brandon y Draper, 1996; Nimz *et al.*, 1995; Condie *et al.*, 2004; Downes *et al.*, 2004; Luffi *et al.*, 2009). Estos patrones reflejan claramente la tendencia de fusión parcial gradual en el manto litosférico.

La re-fertilización del manto implica la adición de componentes basálticos, tales como calcio, aluminio, hierro, titanio y algunos elementos traza (Nixon *et al.*, 1981); sin embargo, algunos autores han considerado que el enriquecimiento en Ti y Fe en peridotitas del manto puede reflejar el involucramiento de fundidos silicatados causados por procesos metasomáticos (Menzies *et al.*, 1987). En las peridotitas del grupo Santo Domingo es considerable la cantidad de hierro, sin embargo, el contenido de titanio no tiene un enriquecimiento aparente. El escandio y sodio (Figuras 12 y 13) son muy compatibles en clinopiroxeno, ambos elementos pueden mostrar mayor dispersión en xenolitos de peridotita que en los macizos ultramáficos; esto probablemente porque los xenolitos han experimentado metasomatismo, aunque también puede deberse a contaminación por la intrusión del material de la roca que encajona a la peridotita (Pearson *et al.*, 2003).

En el caso de los elementos traza, la mayoría de las muestras de peridotita y piroxenita analizadas en el presente trabajo no despliegan un enriquecimiento evidente en tierras raras ligeras, lo cual se ha interpretado como una característica importante para considerar la posibilidad de procesos metasomáticos en el manto (Bailey, 1982; Kempton, 1987; Menzies *et al.*, 1987; Menzies, 1990). Sin embargo, es notable que en cada uno de los maares del grupo Santo Domingo se observen uno o dos xenolitos con un enriquecimiento sutil que en la mayoría de los casos coincide con evidencias claras de metasomatismo modal. Ejemplos de lo anterior son las muestras SD7 y JP6 en los diagramas de la Figura 14.

En otras localidades con xenolitos se ha observado que peridotitas empobrecidas ó enriquecidas en tierras raras ligeras pueden presentarse juntas en conjuntos de xenolitos colectados en el mismo edificio vol-

cánico (Zangana *et al.*, 1997; Downes, 2001; Condie *et al.*, 2004). Esta observación es similar a lo observado en cada uno de los xalapascos del grupo Santo Domingo, en donde se encuentran xenolitos de peridotita con metasomatismo modal y a su vez con dicha firma geoquímica, y otros sin metasomatismo aparente y empobrecidas en tierras raras ligeras. Nielson y Noller (1987), difieren un poco en la cuestión de tomar como criterio absoluto de metasomatismo el enriquecimiento de tierras raras ligeras. En sus estudios observaron que hay excepciones y que muchas veces están controladas por la mineralogía modal y/o por la composición de las fases minerales en las rocas ultramáficas del manto.

Algo que es evidente en los resultados de elementos traza aquí presentados, es que la mayoría de las muestras despliegan un comportamiento de "meseta", común entre las peridotitas anhidras, provenientes de campos volcánicos alcalinos como de macizos ultramáficos (Downes, 2001). Algunas interpretaciones consideran esas mesetas como evidencia de una especie de equilibrio químico con la fuente o un enriquecimiento secundario (Stachel *et al.*, 1998; Witt-Eickschen y Kramm, 1998). Otra posibilidad, es que peridotitas que interactuaron con la pared del conducto eruptivo y/o peridotitas cortadas por vetas/filonos de anfíboles o piroxenitas pueden presentar patrones de "meseta" en las tierras raras y a su vez enriquecimientos en Fe (Downes, 2001; Xu y Bodinier, 2004). En las peridotitas estudiadas en el grupo Santo Domingo es muy probable que los fundidos silicatados tengan un papel importante en el metasomatismo, si tomamos en cuenta la presencia de las vetillas/diques de kaersutita y su relación con los xenolitos del área de Joya Prieta.

Los diagramas de multielementos a partir de los análisis de peridotita total pueden ser usados en cierta medida como indicadores para sugerir posibles procesos en el manto litosférico (Downes, 2001). Por ejemplo, el incremento en Nb, Ba y Rb puede ser debido a un metasomatismo inicial. Esto se puede observar en algunas muestras de las localidades del suroeste de los Estados Unidos (Condie *et al.*, 2004). Trabajos realizados en xenolitos de peridotita en Knippa, Texas, han propuesto que el metasomatismo del manto litosférico se puede deber a eventos tectónicos antiguos (apoyándose en modelos estructurales y tectónicos), en este caso proponen que una subducción ó la actividad de un arco magmático con relación a la orogenia de edad Grenvilliana afectó a la zona (Young y Lee, 2009). Además hacen énfasis en que la falta de anomalías en los elementos HFSE (Nb, Ta, Zr y Hf) de algunos xenolitos se debe al posible metasomatismo causada por fundidos silicatados en lugar de metasomatismo asociado a fluidos (Young y Lee, 2009; Raye *et al.*, 2011). En la mayoría de los xenolitos estudiados aquí no se aprecian anomalías en los elementos HFSE. En Joya de los Contreras, las muestras JC14 y JC20 no tienen metasomatismo modal evidente y, sin embargo, se ven enriquecidas en tierras raras ligeras, lo cual se ha interpretado en localidades de Europa como una posible interacción de fundidos silicatados con el manto litosférico (Downes, 2001). Anteriormente, Pier y colaboradores (1989) ya habían sugerido que las kaersutitas del maar de Joya Prieta pueden estar relacionadas a un posible fundido silicatado. Es notable destacar la muestra SD8 (maar Santo Domingo) que no presenta metasomatismo modal y muestra una anomalía de Ce, lo cual ha sido interpretado desde posible contaminación cortical hasta adición de sedimentos pelágicos por procesos de subducción; aunque tampoco se descarta metasomatismo críptico (Neal y Taylor, 1989).

La mayoría de las peridotitas del grupo Santo Domingo no reflejan la tendencia típica de enriquecimiento de los elementos traza ligeros y en los pocos casos donde se observa no es tan evidente, además de que no parece obedecer a si tienen o no metasomatismo modal por la presencia de anfíboles y/o flogopita. Una alternativa para explicarlo, puede ser que el fenómeno metasomático sea de carácter local, como lo propuesto por Wilshire *et al.* (1980), quien sugiere un modelo a

base de “vetas hidratadas” que cruzan el manto litosférico y en donde sólo la interacción cercana de éstas con la peridotita puede producir las características geoquímicas antes mencionadas. O'Reilly y Griffin (2013), sugieren un modelo similar (“efecto cromatográfico”) donde la fuente de un fundido silicatado va cambiando composicionalmente y por consiguiente metasomatiza de diferente manera, conforme se va alejando de dicho fundido. En el modelo de Menzies *et al.* (1985) se da una posible explicación para un conjunto de xenolitos con características variables que fueron colectados en un mismo volcán en el que se encuentran de manera dominante peridotitas sin metasomatizar, así como fragmentos de hornblendita derivados de diques y algunas peridotitas con metasomatismo modal. Si se asume que el conjunto de xenolitos proviene de un área restringida en el manto, la información colectada en esta investigación sugiere que cualquiera de estos modelos puede ser aplicable a los volcanes de Santo Domingo.

CONCLUSIONES

Las observaciones realizadas en peridotitas y piroxenitas del grupo Santo Domingo nos muestran que en algunas de ellas hay evidencia de reemplazamiento mineral, lo que sugiere la acción de procesos metasomáticos. Estos procesos actuaron muy probablemente a nivel local o de manera aleatoria en el manto litosférico por debajo de la Mesa Central. Ejemplo de ello es la presencia principalmente de anfíboles, flogopita y sulfuros como pentlandita y pirrotita rica en Ni.

Los estudios de química mineral en las peridotitas sin metasomatismo modal del grupo Santo Domingo, presentan un comportamiento típico de un manto litosférico anhídrico, con excepción de las piroxenitas (JP1, JC18) y el xenolito compuesto JP6 que es cortado por un dique de kaersutita. Los datos geoquímicos obtenidos en roca total no dan respuestas concluyentes con relación a si los xenolitos fueron o no afectados por metasomatismo. Los diagramas de tierras raras y elementos traza tampoco son concluyentes para determinar si existió un evento de metasomatismo generalizado en el manto litosférico por debajo del grupo Santo Domingo.

En el grupo Santo Domingo es evidente que el manto litosférico es heterogéneo debido a la presencia de peridotitas con metasomatismo modal y, a su vez, otras sin metasomatismo aparente que en ocasiones puede llegar a presentar una señal geoquímica de metasomatismo críptico. Los modelos de diques y/o filones “hidratados”, así como un posible “efecto cromatográfico” debido a fundidos silicatados puede ser una explicación a este fenómeno.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado gracias a los proyectos de ciencia básica CONACyT 129550 a cargo del Dr. José Jorge Aranda Gómez y UNAM-PAPIIT IN110912 del Dr. Gilles Levesse, además de la beca de doctorado (CONACyT) otorgada a María Guadalupe Dávalos Elizondo para el período 2011-2015. Se agradece la asesoría por parte del técnico Manuel Albarrán Murillo del taller de Molienda y Pulverización del Centro de Geociencias (CGEO-UNAM), Juriquilla, Qro, así como a Juan Tomás Ramírez Vázquez técnico de laminación (CGEO-UNAM) quien ayudó enormemente a la elaboración de las láminas delgadas para este trabajo. A la Maestra en Ciencias Ofelia Pérez Arvizú del Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio (CGEO-UNAM) para la preparación y análisis de las muestras de geoquímica, así como a la Dra. Marina Vega González. Al Ingeniero Carlos Linares su apoyo para la obtención de los análisis cuantitativos en minerales e imágenes de electrones retrodispersados en el Laboratorio Universitario de

Petrología (LUP) en el Instituto de Geofísica, UNAM. Un agradecimiento especial al Maestro en Ciencias Augusto Antonio Rodríguez Díaz por la asesoría y apoyo en las descripciones mineralógicas de las muestras estudiadas en el presente trabajo.

REFERENCIAS

- Arai, S., 1994, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation: *Chemical Geology*, 113(3), 191-204.
- Arai, S., Ishimaru, S., 2008, Insights into Petrological Characteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge beneath Arcs through Peridotite Xenoliths: a Review: *Journal of Petrology*, 49(4), 665-695.
- Arai, S., Ishimaru, S., Okrugin, V.M., 2003, Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc: an implication for the metasomatic agent: *Island Arc*, 12, 233-246.
- Aranda-Gómez, J.J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central México: Eugene, Estados Unidos, University of Oregon, tesis doctoral, 236 p.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., 1996, Origin of the Joya Honda Maar, San Luis Potosí, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 1-18.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 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*, LIII, 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., 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: Volumen Conmemorativo del Centenario*, LVII(3), 187-225.
- Bailey, D.K., 1982, Mantle metasomatism-continuing chemical change within the Earth: *Nature*, 296, 525-530.
- Basu, A.R., 1979, Geochemistry of ultramafic xenoliths from San Quintin, Baja California: The mantle sample: inclusion in kimberlites and other volcanics, 391-399.
- Basu, A.R., Murthy, V.R., 1977, Ancient lithospheric lherzolite xenoliths in alkali basalt from Baja California: *Earth Planetary Science Letters*, 35, 239-246.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: *Geology*, 26(11), 1035-1038.
- Boettcher, A.L., O'Neil, J.R., Windom, K.E., Stewart, D.C., Wilshire, H.G., 1979, Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkali basalts. The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and other volcanics, *en* Boyd, F.R., Meyer H.O.A. (ed.), *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference*, Vol. 2: Washington, D.C., American Geophysical Union, 173-182.
- Brandon, A.D., Draper, D.S., 1996, Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: an example from Simcoe, Washington, USA: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1739-1749.
- Cagnioncle, A.-M., Parmentier, E. M., Elkins-Tanton, L.T., 2007, Effect of solid flow above a subduction slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 112(B9).
- Carmichael, I.S.E., 2002, The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 641-663.
- Carpenter, R.L., Edgar, A.D., Thibault, Y., 2002, Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany: *Mineralogy and Petrology*, 74(2-4), 149-162.
- Cervantes-de la Cruz K.E., Levesse G., Aranda-Gómez J.J., Jiménez-Sandoval S., Rodríguez-Melgarejo F., Dávalos-Elizondo M.G., Linares-López C., 2012, CO₂ Barometry of fluid inclusions: Application to mantle xenoliths from the southern Basin and Range province, Mexico (resumen), *en* GEOFLUIDS VII - International Conference, IFP Energies Nouvelles: Rueil-Malmaison, France, Abstract volume, 55-58.
- Condie, K.C., Cox, J., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Kerrich, R., 2004, Distribution of high field strength and rare earth elements in mantle and lower crustal xenoliths from the southwestern United States: the role of grain-boundary

- phases: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(19), 3919-3942.
- Downes, H., 2001, Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe: *Journal of Petrology*, 42(1), 233-250.
- Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M. F., 1992, Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(3), 340-354.
- Downes, H., Macdonald, R., Upton, B.G.J., Cox, K.G., Bodinier, J.-L., Mason, P.R.D., James, D., Hill, P.G., Hearn, B.C., Jr., 2004, Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton: *Journal of Petrology*, 45, 1631-1662.
- Dromgoole, E.L., Pasteris, J.D., 1987, Interpretation of the sulfide assemblages in a suite of xenoliths from Kilbourne Hole, New Mexico: *Geological Society of America Special Papers*, 215, 25-46.
- Drury, M.R., Van Roermund, H.L.M., 1989, Fluid assisted recrystallization in upper mantle peridotite xenoliths from kimberlites: *Journal of Petrology*, 30(1), 133-152.
- Falus, G., Szabó, C., Vaselli, O., 2000, Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry: *Terra Nova*, 12(6), 295-302.
- Furgal, S.A., McMillan, N.J., 2001, Magmatic iddingsite: changes in H₂O in magma chambers prior to eruption: Boston, Massachusetts, Annual Meeting of the Geological Society of America, Paper 155-0.
- Gutmann, J.T., 1986, Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, México: *American Mineralogist*, 71, 1076-1084.
- Harte, B., 1983, Mantle Peridotites and Processes: The Kimberlite Sample, *en* Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing Limited. 46-91.
- Harte, B., 1987, Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview, *en* Nixon, P.H. (ed.), *Mantle xenoliths*: New York, Wiley and Sons, 625-640.
- 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(1), 126-142.
- Irving, A.J., 1980, Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle: *American Journal of Science*, 280(2), 389-426.
- Johnson, K.E., Davis, A.M., Bryndzia, L.T., 1996, Contrasting styles of hydrous metasomatism in the upper mantle: an ion microprobe investigation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(8), 1367-1385.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Delgado-Granados, H., Manea, V.C., Kent, A.J.R., Bindeman, I.N., Donegan, C.S., 2009, Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models: *Journal of Petrology*, 50(9), 1729-1764.
- Kempton, P.D., 1987, Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolites xenoliths: enriched mantle source of basalt?, *en* Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J. (eds.), *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, 45-90.
- Kerdan, T.P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México): México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, tesis de maestría, 347 pp.
- Kil, Y., Wendlandt, R.F., 2004, Pressure and temperature evolution of upper mantle under the Rio Grande Rift: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(3), 265-280.
- Kovács, I., Zajacz, Z., Szabó, Cs., 2004, Type II xenoliths and related metasomatism from the Nógrád-Gómór Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region (N-Hungary/S-Slovakia): *Tectonophysics*, 393, 139-161.
- Le Roux, V., Bodinier, J.L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.M., Vauchez, A., Riches, A.J.V., 2007, The Lherz spinel lherzolite: refertilized rather than pristine mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3), 599-612.
- Levresse, G., Cervantes-de la Cruz, K.E., Aranda-Gómez, J.J., Dávalos-Elizondo, M.G., Jiménez-Sandoval, S., Rodríguez-Melgarejo, F., Alba-Aldave, L.A., 2016, CO₂ Fluid inclusion barometry in mantle xenoliths from central Mexico: A detailed record of magma ascent: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Liang, Y., Elthon, D., 1990, Geochemistry and petrology of spinel lherzolite xenoliths from Xalapasco de la Joya, San Luis Potosí, México: partial melting and mantle metasomatism: *Journal of Geophysical Research* 95, 15859-15877.
- Low, P.C., Schultz, L., Stier, N., 2011, Iddingitized olivine in mantle xenoliths: Evidence for (really) early alteration, *en* AGU Fall Meeting Abstracts, 1, V41C-2511.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal, J.P., 2005, Composición química, clasificación y caracterización de los minerales del grupo de las cloritas: *Sociedad Mexicana de Mineralogía, Boletín de Mineralogía*, 16, 1-20.
- Luffi, P., Saleeby, J.B., Lee, C.T.A., Ducea, M.N., 2009, Lithospheric mantle duplex beneath the central Mojave Desert revealed by xenoliths from Dish Hill, California: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 114(B3).
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., 1997, Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity: *Journal of Petrology*, 38, 1075-1112.
- 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 México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118 (4), 321-339.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., Pier, J.G., 1989, Spinel-lherzolite bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México. *I. Geology, Mineralogy, and Petrology: Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7916-7940.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Kysar, G., 2006, México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database: *Geological Society of America Special Paper*, 402, 1-44.
- Luth, R.W., 2003, Mantle volatiles-distribution and consequences: *Treatise on Geochemistry*, 2, 319-361.
- McDonough, W.F., Rudnick, R.L., 1998, Mineralogy and composition of the upper mantle: *Reviews in Mineralogy*, 37, 139-164.
- Menzies, M.A., 1990, *The Petrology and Geochemistry of the Continental Mantle - an Historical Perspective*, *en*: *Continental Mantle*: Oxford University Press. Gran Bretaña, 31-54.
- Menzies, M.A., Rogers, N., Tindle, A., Hawkesworth, C.J., 1987, Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an affect of asthenosphere lithosphere interaction, *en* *Mantle metasomatism*, Menzies, M., Hawkesworth, C.J. (ed.), London: Academic Press, 313-361.
- Mercier, J.C., Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: *Journal of Petrology* 16, 454-487.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244(3), 452-473.
- Mukasa, S.B., Blatter, D.L., Andronikov, A.V., 2007, Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñón, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 37-55.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Neal, C. R., Taylor, L. A., 1989, A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (5), 1035-1040.
- Nielson, J.E., Nakata, J.K., 1994, Mantle origin and flow sorting of megacryst-xenolith inclusions in mafic dikes of Black Canyon, Arizona: *United States Geological Survey, Professional Paper*, 1541.
- Nielson, J.E., Noller, J.S., 1987, Processes of mantle metasomatism; constraints from observations of composite peridotite xenoliths: *Geological Society*

- if America, Special Paper, 215, 61-76.
- Nielson, J.E., Budahn, J.R., Unruh, D.M., Wilshire, H.G., 1993, Actualistic models of mantle metasomatism documented in a composite xenolith from Dish Hill, California: *Geochimica et cosmochimica Acta*, 57(1), 105-121.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., Niemeyer, S., 1995, Formation of mantle lithosphere beneath northern Mexico: Chemical and Sr-Nd-Pb isotopic systematics of peridotite xenoliths from La Olivina: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 100(B3), 4181-4196.
- Nixon, P.H., Roger, N.W., Gibson, I.L., Grey, A., 1981, Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites: *Annual Review Earth and Planetary Science*, 9, 285-309.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.F., 2013, Mantle Metasomatism: Chapter 12, *en* Harlov, D.E., Austrheim, H. (eds.), *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*: Springer-Verlag, Berlin, 471-533.
- Ozawa, K., 1994, Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori Ophiolite Complex, northeastern Japan: *Journal of Petrology*, 35(3), 647-678.
- Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B., 2003, Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds: *Treatise on Geochemistry*, 2, 171-275.
- Pier, J.G., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinel-lherzolite-bearing suite of basanitic volcanic rocks from San Luis Potosí, Mexico: St. Louis, MO, Washington University, tesis doctoral, 316 pp.
- Pier, J.G., Podosek, F., Luhr, J.F., Brannon, J., Aranda-Gómez, J.J., 1989, Spinel-lherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México, II. Sr and Nd isotopic systematics: *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7941-7951.
- Raleigh, C.B., 1968, Mechanisms of plastic deformation of olivine: *Journal of Geophysical Research*, 73(16), 5391-5406.
- Raye, U., Anthony, E. Y., Stern, R. J., Kimura, J. I., Ren, M., Qing, C., Tani, K., 2011, Composition of the mantle lithosphere beneath south-central Laurentia: Evidence from peridotite xenoliths, Knippa, Texas. *Geosphere*, 7(3), 710-723.
- Roden, M.F., Irving, A.J., Murthy, V.R., 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(2), 461-473.
- 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(1), 63-84.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.
- Smith, D., 1999, Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: review, discussion, and implications, *en* Fei, Y., Bertka, C.M., Mysen B.O. (eds.) *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd*: The Geochemical Society Special Publication, 6, 171-188.
- Stachel, T., Viljoen, K. S., Brey, G., y Harris, J. W., 1998, Metasomatic processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds: *Earth and Planetary Science Letters*, 159(1), 1-12.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J. (ed), *Magmatism in the Ocean Basins*: Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Szabó, C., Falus, G., Zajacz, Z., Kovács, I., Bali, E., 2004, Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review: *Tectonophysics*, 393(1), 119-137.
- Taylor, L.A., Neal, C.R., 1989, Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: mineralogy, petrography, and whole rock chemistry: *The Journal of Geology*, 551-567.
- Titus, S.J., Medaris, L.G., Wang, H.F., Tikoff, B., 2007, Continuation of the San Andreas fault system into the upper mantle: evidence from spinel peridotite xenoliths in the Coyote Lake basalt, central California: *Tectonophysics*, 429(1), 1-20.
- Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., 2005, Mantle xenoliths and their host magmas in the Eastern Alkaline Province, northeast Mexico: *International Geology Review*, 47(12), 1260-1286.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Ríos, R., 2009, Evaluation of the odd-even effect in limits of detection for electron microprobe analysis of natural minerals: *Analytica Chimica Acta*, 638(2), 126-132.
- Wilshire, H.G., 1987, A model of mantle metasomatism: *Geological Society of America, Special Volume*, 215, 47-60.
- Wilshire, H.G., Kirby, S.H., 1989, Dikes, joints, and faults in the upper mantle: *Tectonophysics*, 161(1), 23-31.
- Wilshire, H.G., Pike, J.E.N., Meyer, C.E., Schwarzmann, E.C., 1980, Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California: *American Journal Science*, A280, 576-593.
- Witt-Eickschen, G., Kramm, U., 1998, Evidence for the multiple stage evolution of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Eifel (Germany) from pyroxenite and composite pyroxenite/peridotite xenoliths: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 258-272.
- Xu, Y.G., Bodinier, J.L., 2004, Contrasting enrichments in high- and low-temperature mantle xenoliths from Nushan, Eastern China: results of a single metasomatic event during lithospheric accretion?: *Journal of Petrology*, 45(2), 321-341.
- Young, H.P., Lee, C.T., 2009, Fluid-metasomatized mantle beneath the Ouachita belt of southern Laurentia: Fate of lithospheric mantle in a continental orogenic belt: *Lithosphere*, 1(6), 370-383.
- Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Hegner, E., 1997, Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): an example of plume-lithosphere interaction?: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1-2), 187-203.
- Zajacz, Z., Szabó, Cs., 2003, Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád-Gömör Volcanic Field Pannonian Basin (North Hungary/South Slovakia): *Chemical Geology*, 194, 105-117.
- Zhao, J.-H., Zhou, M.-F., 2007, Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle: *Precambrian Research* 152, 27-47.
- Ziagos, J.P., Blackwell, D.D., Mooser, F., 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5410-5420.

Manuscrito recibido: Junio 28, 2015

Manuscrito corregido recibido: Febrero 1, 2016

Manuscrito aceptado: Febrero 4, 2016