



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

*“Petrología y geoquímica de xenolitos ultramáficos en
Cd. Serdán, Puebla, porción oriental de la Faja
Volcánica Trans-Mexicana”*

TESIS

Para obtener el grado de:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE
LA TIERRA
(Geoquímica y Petrología)

Presenta:

María Guadalupe Dávalos Elizondo

Director:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*Dedicado a **Dios**,
a mis **padres** y **hermana**,
Francis, Juan y Fanny.
Y para Augusto:
Anarnye ar Isifnye*

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con el apoyo del proyecto *“Interacciones corteza-manto durante el Cenozoico en el sur de México con base en xenolitos y sus magmas portadores”* IN104706 DGAPA-PAPIIT, a cargo del Dr. Fernando Ortega Gutiérrez.

Agradezco muy especialmente a mi asesor el Dr. Fernando Ortega Gutiérrez por su tiempo y dedicación para la realización de este trabajo de tesis. Por su apoyo constante, así como sus comentarios y consejos que han enriquecido mi desarrollo profesional.

A mis sinodales que con sus comentarios y observaciones ayudaron a mejorar éste trabajo de maestría: al Dr. Arturo Gómez Tuena por su disposición e interés en el desarrollo de la tesis, así como su apoyo en la realización e interpretación de los análisis químicos.

Al Dr. José Jorge Aranda Gómez por su orientación en lo concerniente a xenolitos y sus comentarios prácticos sobre petrología ígnea y geotermobarometría que me guiaron sobremanera a entender mejor dichos tópicos.

Al Dr. Carles Canet Miquel por sus sugerencias y comentarios en los conceptos de mineralogía y el tratamiento de los datos de química mineral. Además de permitirme usar el equipo de microscopía y SEM del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica.

Al Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás por sus observaciones y revisiones acerca de la geología regional y local del área de estudio que enriquecieron la realización de ésta tesis.

Para Augusto Antonio Rodríguez Díaz, por tu apoyo y ayuda constante durante la realización de mi tesis. Por ser mi *Dúnadan* en las luchas y campañas difíciles y a la vez *Atreyu*, en las aventuras compartidas y en los caminos recorridos... por el amor que me brindas día a día, gracias!

A mis amigos y compañeros del posgrado, a los que conocí y reencontré en esta etapa: a mi amiga Nelda, por tu compañerismo en el depa y los momentos alegres y divertidos que disfrutamos juntas. A mis pa's adoptivos Karina y Memo, a quienes agradezco su amistad en todo momento. A mis amigos que me apoyaron en las diferentes salidas de campo y en el tratamiento de muestras: David, José Juan, Pedro, Becket, Daniel y a mi *primo* Josué. A quienes frecuento poco, pero su convivencia siempre es un placer: Roy, Ofelia, Lis y a mi *compadre* Jorge. Con los amigos que compartí clases, trabajos y salidas, así como buenos tiempos de ocio: Rosita, Iriliana, César, Felipe, Antonia, Dona, Viris, Octavio, Laura y Cristina. Agradezco especialmente a Cath y Metabh por asesorarme en el idioma inglés y brindarme su amistad. A los compañeros de cubo: Carlos O., Elisa, Gonzalo y Fabián. Gracias también a Guillermo, Doris, Judith, Maggy, Berlain, Daniel B., Mario, Emilio, Carlos C. y Patricia.

A mis amigos en la distancia con los que he compartido muchos momentos importantes pero nuestras diferentes metas nos han llevado por caminos distintos: Nora, Dino y Patty, Yuli, Reyna, Andrés Cano, Chuy Tovar, Claudia, Bere, Gildardo, Chona, Adrián, Vasco, Alma y Lisseth.

A los miembros del Seminario de Meteorítica y anexos: Consuelo Macías, Margarita Reyes, Sonia Ángeles, Leticia Alba, José Luis García, Karla, Mayra, Gilberto, Lupita Villaseñor, Capitán Cueto y Sr. Eduardo, Dr. Mariano Elías y José Luis Sánchez Zavala.

A quienes me apoyaron en los servicios de preparación y análisis de muestras en los distintos laboratorios de la UNAM: M.C. Ofelia Pérez Arvizu por su ayuda y enseñanzas en el tratamiento de las muestras para elementos traza en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias en Juriquilla, Qro. Al Ing. Carlos Linares por facilitarme y apoyarme en el uso de la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica. Al Ing. Teodoro Hernández por permitirme el uso del espacio de molienda y preparación de muestras del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) para los análisis químicos. Al Quím. Rufino Lozano Santa Cruz por apoyarme en la realización de los análisis químicos de elementos mayores por FRX en el LUGIS del Instituto de Geología.

Agradezco especialmente a la familia Rodríguez Díaz por su hospitalidad y cordialidad, con lo que no hubiera sido posible finalizar la última etapa de mi trabajo de tesis. Gracias!

A toda mi Familia, *Dávalos y Elizondo* 's, que de un modo u otro con su cariño y confianza han visto por mí. Esto se ha realizado gracias a su apoyo, y es para ustedes!

¡Muchas Gracias!

- "Dejemos este...¿habéis dicho como lo llamáis?"
«¿Colina?» - sugirió Pippin-. «¿Cornisa? ¿Escalón?» - sugirió Merry.
Barbol repitió pensativo las palabras.
-"Colina. Sí, eso era. Pero es una palabra apresurada para algo que ha estado siempre
aquí desde que se formó esta parte del mundo».

Diálogo de los hobbits Merry y Pippin con Barbol el ent

Las Dos Torres, J.R.R. Tolkien

CONTENIDO

	Pág.
Contenido.....	i
Lista de Figuras.....	ii
Lista de Tablas.....	iv
Resumen.....	vi
Abstract.....	vii
CAPITULO I	
<i>I.1</i> Introducción.....	1
<i>I.2</i> Antecedentes.....	3
<i>I.3</i> Objetivos.....	4
<i>I.4</i> Metodología.....	5
<i>I.4.1</i> Cartografía y Muestreo.....	5
<i>I.4.2</i> Microscopía de luz transmitida y reflejada.....	5
<i>I.4.3</i> Microscopía electrónica de barrido (SEM) y análisis de Microsonda Electrónica (EMPA).....	6
<i>I.4.4</i> Fluorescencia de Rayos X.....	6
<i>I.4.5</i> Espectrometría de Masas con Fuente de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS).....	7
<i>I.4.6</i> Geotermometría y Geobarometría	9
CAPITULO II	
<i>II.1</i> Localización.....	10
<i>II.2</i> Geología Regional.....	10
<i>II.3</i> Geología Local.....	12
<i>II.3.1</i> Unidad A.....	15
<i>II.3.2</i> Unidad B y C.....	16
<i>II.3.3</i> Unidad D.....	16
<i>II.3.4</i> Unidad E.....	18
CAPITULO III	
<i>III.1</i> Petrología.....	19
<i>III.1.1</i> Roca Portadora.....	19
<i>III.1.2</i> Mega Xenocristales de Hornblenda.....	21
<i>III.1.3</i> Xenolitos Máficos.....	22
<i>III.1.4</i> Xenolitos Ultramáficos.....	26
<i>III.2</i> Química Mineral.....	30
<i>III.2.1</i> Olivino.....	30
<i>III.2.2</i> Clinopiroxeno.....	32
<i>III.2.3</i> Ortopiroxeno.....	36
<i>III.2.4</i> Plagioclasa.....	36
<i>III.2.5</i> Anfíbol.....	37
<i>III.2.6</i> Sulfuro.....	41
<i>III.2.7</i> Apatito.....	42

CAPITULO IV	
IV.1 Geoquímica.....	43
IV.1.1 Elementos Mayores.....	43
IV.1.2 Elementos Traza.....	49
IV.2 Geotermobarometría.....	53
IV.2.1 Termómetro Plagioclasa+Líquido.....	53
IV.2.2 Termómetro de Dos Piroxenos.....	56
IV.2.3 Termómetro de Clinopiroxeno-Olivino.....	59
IV.2.4 Barómetro de Clinopiroxeno.....	62
CAPITULO V	
V.1 Discusión.....	64
V.1.1 El estudio de xenolitos ultramáficos en zonas de arcos volcánicos.....	64
V.1.2 Xenolitos Ultramáficos y Máficos: Evidencias Texturales y Minerales.....	65
V.1.3 De la lava Mesa Buen País a los Xenolitos: Evidencias Geoquímicas....	73
V.1.4 Procesos implicados y Ambiente de formación.....	78
V.2 Conclusiones.....	83
Referencias	85
Anexos	A

Pág.

Lista de Figuras

Fig. 1.1	Esquema de la FVTM mostrando los volcanes del frente del arco, así como algunas localidades de xenolitos ultramáficos y del manto ya descritas y el presente trabajo. NC= Nevado de Colima, NT= Nevado de Toluca, IZ= Iztaccíhuatl, PP= Popocatepetl, MA= Malinche, PO= Pico de Orizaba, SM= San Martín Tuxtlas. Con estrella azul, EP= El Peñón, AL= Alto Lucero, con estrella verde: MB= Mesa Buen País.....	2
Fig. 2.1	Mapa de localización de carreteras en los alrededores del área de estudio de Mesa Buen País. La ubicación del área de estudio está representada por el símbolo de una estrella azul.....	10
Fig. 2.2	Modelo digital de elevación de la cuenca Serdán-Oriental y sus alrededores. Las líneas punteadas representan el límite entre la cuenca y la zona geotérmica de Los Humeros. Imagen obtenida mediante el programa libre de GeoMapApp.....	11
Fig. 2.3	Mapa regional del sector sur de la cuenca Serdán-Oriental, en el recuadro blanco se delimita el área de estudio del presente trabajo. Modificado de Negendank et al. (1985) y de las cartas geológico-mineras (1:250000) Orizaba E14-6 y Veracruz E14-3 del Servicio Geológico Mexicano (2002).....	13
Fig. 2.4	Mapa geológico y columna estratigráfica del área de Mesa Buen País. La andesita basáltica es la que contiene los xenolitos. Los signos en rosa representan los caminamientos y los morados las zonas de muestreo. U.A-E = Unidad A a E de tabla estratigráfica.....	14

Fig. 2.5	Depósito piroclástico en la zona de estudio. Es posible observar la estratificación cruzada, así como los paleocanales en la cima y debajo un horizonte de lapilli y cenizas.....	15
Fig. 2.6	Vista de las rocas volcánicas cercanas a Mesa Buen País. En la foto de la izquierda se observan, en último plano, el Pico de Orizaba y la Sierra Negra.....	16
Fig. 2.7	A) Bloques rotados presentes en los flancos de Mesa Buen País. B) Andesita basáltica de Mesa Buen País, con xenolitos y abundantes fenocristales de plagioclasa y olivino.....	17
Fig. 2.8	Segundo flujo de andesita en Mesa Buen País, en el centro puede observarse estructuras en bloque.....	18
Fig. 3.1	Muestras de xenolitos ultramáficos (A) y muestra de xenolito de norita (B), provenientes de la lava Mesa Buen País.....	19
Fig. 3.2	A) Fenocristales de olivino con inclusiones de cromita, B) Aglomerado de piroxenos y sobrecrecimiento de clinopiroxeno alrededor de un núcleo de ortopiroxeno. Fotomicrografías con nícoles cruzados.....	20
Fig. 3.3	A) Mega-xenocristal de hornblenda con corona de reacción, nícoles cruzados B) Detalle de cristales de piroxeno incluidos en un cristal de hornblenda, Fotomicrografía con luz plana polarizada.....	21
Fig. 3.4	A) Detalle de gabro-anortosita con textura adcumulítica, luz plana polarizada. B) Textura poligonal en xenolito de norita, luz plana polarizada. C) Detalle de gabro-norita con textura adcumulítica, nícoles cruzados. D) Tetura mesocumulítica en la norita, nícoles cruzados. Plg= plagioclasa, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Ox= óxidos, Ol= olivino, Hbl= hornblenda.....	24
Fig. 3.5	A) Detalle de anortosita con límites de grano de plagioclasa, luz plana polarizada. B) Gabro-anortosita con extinción ondulante en plagioclasas, nícoles cruzados. C) Detalle de norita, con ortopiroxeno e inclusión de hornblenda con fractura radial en su interior, luz plana polarizada. D) Gabro-norita mostrando un ortopiroxeno con inclusión de cromita, nícoles cruzados. E) Detalle de ortopiroxeno con lamelas de exsolución en gabro-norita, nícoles cruzados. F) Límites de grano “dentados” en plagioclasas de un gabro, nícoles cruzados. Plg= plagioclasa, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Ol= olivino, Hbl= hornblenda, Chr= cromita.....	25
Fig. 3.6	Diagrama ternario mostrando las poblaciones de xenolitos ultramáficos encontrados en Mesa Buen País.....	26
Fig. 3.7	A) Detalle de un ortopiroxeno poiquilítico con olivino engolfado en harzburgita, nícoles cruzados. B) Hornblenda y clinopiroxeno envolviendo cristales de olivino y ortopiroxeno en harzburgita, nícoles cruzados. C) Textura porfidoclástica en wherlita. D) Detalle de textura equigranular en la wherlita. E) Relictos de hornblenda siguiendo patrones de clivaje en clinopiroxeno de wherlita, además inclusiones fundidas, luz plana polarizada. F) Sección basal de clinopiroxeno en websterita con halos de crecimiento, nícoles cruzados.....	29
Fig. 3.8	Gráfico de Mg# contra el contenido de NiO (en por ciento en peso) en olivinos de Mesa Buen País (MB) y en un xenolito de wherlita del lugar; así como datos de olivinos de xenolitos de Luhr & Aranda-Gómez (1997) y Blatter & Carmichael (1998). El arreglo de los olivinos del manto es de Takahashi et al. (1987) tomado de Ozawa (1994).....	32
Fig. 3.9	Diagrama de clasificación de piroxenos (A). Gráfico de Mg# vs. Cr# (B)	33

	de los clinopiroxenos analizados, comparados con datos de clinopiroxenos de xenolitos de Blatter y Carmichael (1998) y Luhr y Aranda-Gómez (1997).....	
Fig. 3.10	Diagrama de composición de piroxenos para la gabro-anortosita y gabronorita.....	36
Fig. 3.11	Diagrama de composición de plagioclasas.....	37
Fig. 3.12	Gráficos de Mg# contra TiO ₂ (A) y Cr ₂ O ₃ (B) mostrando los datos de hornblenda analizados y los publicados por Blatter y Carmichael (1998), e Ishimaru et al., (2007).....	40
Fig. 4.1	Diagramas de variación de algunos elementos mayores con respecto al contenido de MgO. Valores dados en % en peso.....	47
Fig. 4.2	Diagramas de variación de algunos elementos traza con respecto al contenido de MgO. Valores dados en ppm, menos para MgO % en peso..	48
Fig. 4.3	Diagramas de tierras raras normalizadas a condrita (Nakamura, 1974). MB: Roca de Mesa Buen País. Los datos con línea segmentada corresponden a los análisis de xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007).....	51
Fig. 4.4	Diagramas de “araña” normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Los datos con línea segmentada corresponden a los análisis de xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007).....	52
Fig. 4.5	Gráfico de T°C vs. P (kbar), donde se muestran los resultados del geotermómetro de Plg+Líqu de Putirka (2005).....	56
Fig. 5.1	Tabla de paragénesis mineral de los xenolitos ultramáficos encontrados en la lava de Mesa Buen País. Ol, olivino; Cpx: clinopiroxeno primario; Opx: ortopiroxeno; Cr: cromita; Po: pirrotita; Plg: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Ap: apatito; Mgt: magnetita.....	67
Fig. 5.2	Diagramas que muestran la relación entre el Mg# de los clinopiroxenos en los xenolitos de Mesa Buen País, y los reportados en el centro de México y el Peñón (Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Blatter y Carmichael, 1998) y algunos elementos mayores analizados en este mineral.....	70
Fig. 5.3	Diagramas de TAS y SiO ₂ /MgO donde se puede observar la relación que guarda la roca de Mesa Buen País con flujos de lava aledaños, así como con el volcán Pico de Orizaba y la Sierra Negra. Datos Sierra Negra: Cantagrel et al. (1984); Besch et al. (1995). Datos Pico de Orizaba: Negendank et al. (1985); Besch et al. (1995). Flujos de lava: asteriscos, Negendank et al. (1985); Besch et al. (1995); triángulos, el presente trabajo.....	75
Fig. 5.4	Diagramas de Th/Yb vs. Nb/Ta, Th vs. Nb/Th, Zr/Hf vs. Nb/Ta y (Nb/La) _{MP} vs. (Zr/Nd) _{MP} para los xenolitos y lava de Mesa Buen País. MP: Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989); valores de la corteza de Rudnick y Fountain (1995).....	77
Fig. 5.5	Modelo propuesto para el origen de los xenolitos de Mesa Buen País (MB). PO: Pico de Orizaba. Presiones y profundidades de la corteza tomados de Ortega-Gutiérrez et al. (2008).....	80

Lista de Tablas

Tabla 3.1	Proporciones modales con tablas de estimación visual de los xenolitos máficos de MB.....	22
Tabla 3.2	Proporciones modales con tablas de estimación visual de los xenolitos ultramáficos de MB.....	26
Tabla 3.3	Análisis de microsonda de cristales de olivino en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).....	31
Tabla 3.4	Análisis de microsonda de clinopiroxenos en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).....	34
Tabla 3.5	Análisis de microsonda de ortopiroxenos, en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).....	38
Tabla 3.6	Análisis de microsonda de plagioclasas en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).....	39
Tabla 3.7	Análisis de microsonda de anfíboles de un xenolito de clinopiroxenita en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).....	41
Tabla 3.8	Análisis de microsonda de sulfuros de un xenolito de clinopiroxenita en % en peso (tabla superior) y átomos por fórmula unitaria (tabla inferior).....	42
Tabla 4.1	Composición de elementos mayores y algunos traza para la roca de Mesa Buen País y xenolitos.....	39
Tabla 4.2	Datos de plagioclasas y vidrios de la matriz de la roca Mesa Buen País, y resultados obtenidos con el geotermómetro Plg+Liq (Putirka, 2005).....	47
Tabla 4.3	Pares de datos de piroxenos pertenecientes a la gabro-norita, y resultados obtenidos con el geotermómetro de dos piroxenos (Lindsley & Andersen, 1983).....	50
Tabla 4.4	Datos de clinopiroxenos de la wherlita, utilizados para el geotermómetro Cpx-Ol (Powell & Powell, 1974).....	52
Tabla 4.5	Datos de los clinopiroxenos utilizados con el geobarómetro de Nimis & Ulmer, 1998.....	55

Resumen

En la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) se han encontrado xenolitos en más de 16 localidades, pero la mayoría son de origen somero. Solo una localidad en el frente del arco mexicano de la región de El Peñón, Estado de México, presenta xenolitos del manto. Estos fragmentos de peridotita (1-2 cm) ocurren en un flujo andesítico y en su mayoría son lherzolitas de espinela con anfíbol y websteritas de cromita.

En el sector oriental del frente volcánico de la FVTM, al suroeste del volcán Pico de Orizaba, se descubrió una localidad nueva con xenolitos ultramáficos y máficos (1-4 cm). Los xenolitos se encuentran en un flujo de lava de andesita basáltica conocido como Mesa Buen País. Los tipos de xenolito encontrados son de harzburgita, wherlita, piroxenita y gabro.

Petrográficamente los xenolitos ultramáficos consisten en agregados granulares de clinopiroxeno, olivino, pargasita y ortopiroxeno, en este orden de abundancia. Como accesorios se han identificado cromita como inclusiones en olivino, pirrotita y apatito. Las texturas en su gran mayoría gradúan de porfidoclásticas a equigranulares, incluyendo algunas con puntos triples de igual ángulo que sugieren recristalización en estado sólido a temperaturas elevadas. La mineralogía de los xenolitos máficos consiste principalmente en plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y clinopiroxeno, y en menor grado hornblenda. Las texturas presentes en los xenolitos máficos son de tipo cumulíticas.

Los estudios geoquímicos sugieren que los xenolitos ultramáficos pueden proceder de un manto metasomatizado, mientras que los resultados geotermobarométricos indican que se formaron en la parte superior de la corteza inferior por debajo de la FVTM.

Abstract

In the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) have been found xenoliths more than sixteen localities, most of which are of shallow origin. Only one locality in the central part of the volcanic front of the Mexican arc in the region of El Peñón, México state, has mantle xenoliths. These fragments of peridotite (1-2 cm) occur in an andesite flow, most of the xenoliths are spinel lherzolite with hornblende and chromium websterite.

In the front of the eastern part of the TMVB, to the southwest of Pico de Orizaba volcano, was discovered a new locality of ultramafic and mafic xenoliths (1-4 cm). The xenoliths are found in a basaltic andesite flow known as Mesa Buen País. The types of xenoliths are harzburgite, wherlite, pyroxenite and gabbros.

The petrography of ultramafic xenoliths consists in granular aggregates of clinopyroxene, olivine, pargasite and orthopyroxene. As accessory minerals have been identified chromite inclusions in olivine, pyrothite and apatite. The most important textures are porphyroclastic and equigranular; in addition there are some triple points that suggest recrystallization in solid state with high temperatures. The mafic xenolith's mineralogy mainly consists in Ca-plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and in minor scale hornblende. The mafic xenoliths present cumulitic textures.

The geochemistry studies suggest that the ultramafic xenoliths could be from a metasomatized mantle, but the geothermobarometry results indicate that are formed in the top of the lower crust below the TMVB.

CAPITULO I

***1.1* Introducción**

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es un arco volcánico continental que forma parte del Cinturón de Fuego del Océano Pacífico. Con una orientación E–W, se extiende desde Palma Sola en Veracruz hasta San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco. Esta provincia volcánica tiene aproximadamente 1000 km de longitud y un ancho variable entre los 80 y 230 km; forma un ángulo promedio de aproximadamente 16°, pero varía de 0° a 30°, con respecto a la Trinchera Mesoamericana. La FVTM limita al norte con las provincias de la Sierra Madre Occidental (SMOcc), Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (SMO); al sur con la Sierra Madre del Sur (Gómez-Tuena et al., 2005).

Entre los principales problemas que se han abordado en la FVTM, pero que no se han resuelto completamente, está lo que concierne a su oblicuidad con respecto a la trinchera, la ausencia de sismicidad por debajo de la faja, así como la diversidad en estructura y composición de los basamentos que le subyacen. En cuanto a sus características petrológicas y geoquímicas, la coexistencia de magmas calcialcalinos y alcalinos a todo lo largo del arco, no tienen aún respuestas concretas.

La diversidad magmática en la FVTM, puede estar en parte controlada por el basamento que la subyace, pero detalles acerca del mismo están limitados por falta de afloramientos y por la escasez de xenolitos profundos en las rocas de la FVTM (Ortega-Gutiérrez, et al., 2008). Los xenolitos profundos pueden ser de distinto origen, ya sea basamento cristalino o fragmentos de la corteza inferior y provenientes del manto por debajo del arco mexicano.

El estudio de xenolitos profundos y someros a lo largo de la FVTM es de gran importancia para tener un mejor entendimiento de la dinámica y los procesos que

se generan en el manto y la corteza durante la generación y el ascenso de los magmas. El presente trabajo está enfocado en una localidad de xenolitos ultramáficos recientemente descubierta en la región oriental de la FVTM al sur de Cd. Serdán, Puebla conocida como Mesa Buen País (Fig.1.1). Su estudio proveerá más información sobre los cuestionamientos mencionados en la Zona de Subducción Mexicana (ZSM), y contribuirá a afinar mejor los mecanismos de emplazamiento y diferenciación de magmas en el arco volcánico.

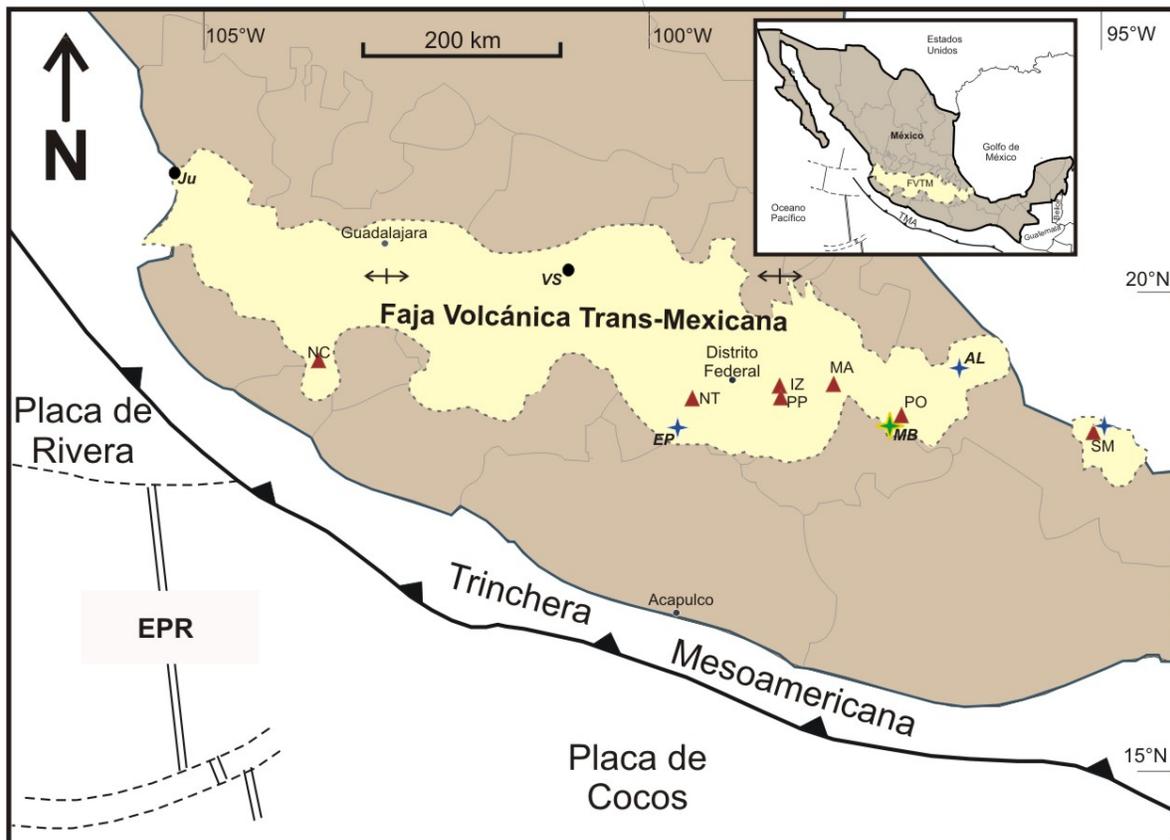


Fig. 1.1 Esquema de la FVTM mostrando los volcanes activos en el frente del arco, así como algunas localidades de xenolitos ultramáficos, del manto y granulíticos descritas anteriormente. Se señala también la ubicación del área de estudio. Volcanes activos: NC= Nevado de Colima, NT= Nevado de Toluca, IZ= Iztaccíhuatl, PP= Popocatepetl, MA= Malinche, PO= Pico de Orizaba, SM= San Martín Tuxtla. Localidad de xenolitos ultramáficos: con estrella azul, EP= El Peñón, AL= Alto Lucero, con estrella verde: MB= Mesa Buen País. Xenolitos máficos y granulíticos: con círculos negros, Ju= Jumatán, Nayarit, VS= Valle de Santiago.

1.2 Antecedentes

En la FVTM, se han encontrado más de 16 localidades con xenolitos, muchos de los cuales provienen del basamento subvolcánico. Sin embargo, los estudios mineralógicos y texturales a detalle apoyados con estudios geoquímicos en las rocas de la FVTM junto con los xenolitos presentes se han realizado de manera puntual.

Algunos de los primeros estudios que se llevaron a cabo en la FVTM con relación a xenocristales y xenolitos, se realizaron de manera sistemática en el volcán Parícutín, Michoacán, donde los xenocristales de cuarzo y plagioclasa en algunas de sus lavas se han explicado mediante un proceso de cristalización fraccionada combinada con asimilación cortical (Luhr y Simkin, 1993). Righther y Carmichael (1993) realizaron estudios petrográficos y geoquímicos en xenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa en algunos maares de Valle de Santiago, Guanajuato. Su origen lo atribuyeron a materiales disgregados a partir de cuerpos gabroicos y piroxeníticos provenientes de aproximadamente 30 km de profundidad.

En la zona de El Peñón, cerca de Temascaltepec a 100 km al SW de la Ciudad de México, se encontraron xenolitos de peridotita pequeños en una andesita de hornblenda de edad cuaternaria. Su estudio concluyó que el manto debajo de esta zona de la FVTM fue metasomatizado por fluidos relacionados con la subducción (Blatter y Carmichael, 1998). Algunos estudios de inclusiones fluidas en un xenolito de granulita encontrado en un depósito ignimbrítico en la Caldera de Amealco al SW de San Juan del Río, Querétaro indicaron que éste pertenecía a la corteza media o superior por debajo de la FVTM (Aguirre-Díaz et al., 2002).

Otros estudios realizados en una pómez del Nevado de Toluca y en el Campo Volcánico de Tenango por Martínez-Serrano et al. (2004) concluyeron que la presencia de xenolitos de gneiss y esquisto sugería la presencia de corteza

continental antigua en la zona. Schaaf et al. (2005), realizaron un estudio geoquímico e isotópico en rocas de la zona del volcán Popocatepetl, así como en xenolitos encontrados en los depósitos de pómez de caída de la unidad denominada “Tutti-Frutti”. Estos autores concluyen que dichos materiales tienen su origen en la parte superior de la corteza continental.

Uribe-Cifuentes (2006) realizó estudios petrográficos y geoquímicos en xenolitos de granulita en los maares de Valle de Santiago, y obtuvo datos paleomagnéticos en los depósitos piroclásticos de la zona. En este trabajo también se determinó la edad modelo de Nd de uno de los xenolitos, atribuyéndole una relación con el basamento de edad precámbrica. Recientemente, Ortega et al. (2008) han realizado nuevas investigaciones en los xenolitos de Valle de Santiago. Los resultados preliminares indican que las edades que predominan en los zircones de una charnokita del maar Rincón del Parangueo presentan un pico máximo de 65.5 Ma.

1.3 Objetivos

Considerando lo dicho anteriormente, los objetivos principales de esta tesis son los siguientes:

- Describir una localidad nueva con xenolitos ultramáficos en la FVTM.
- Determinar si estos materiales ultramáficos y máficos, son xenolitos del manto o fragmentos de cumulitas provenientes de magmas máficos.
- De haber xenolitos del manto, documentar su naturaleza bajo el frente oriental de la FVTM.
- Establecer las condiciones P-T del magma portador y sus xenolitos.

I.4 Metodología

Los procedimientos y técnicas que se utilizaron para la caracterización de las muestras del área de estudio son los siguientes:

I.4.1 Cartografía y Muestreo

Durante las cuatro campañas de campo y recolección de muestras, se analizaron las cartas topográficas y geológicas Orizaba (E14-6, a escala 1:250,000), y la topográfica Cd. Serdán (E14-B55, a escala 1: 50,000). Con ello se establecieron los caminamientos y rutas de muestreo. El trabajo de campo en la zona de estudio consistió en realizar caminamientos geológicos, para la descripción, delimitación, caracterización y disposición de las unidades presentes, y muestreo detallado.

La campaña de muestreo se desarrolló de manera exhaustiva y al azar, visitando los frentes de la colada y las secciones transversales y longitudinales del derrame. Las muestras recolectadas fueron agrupadas de acuerdo a sus tamaños y características macroscópicas en dos grupos: xenolitos ultramáficos y máficos.

I.4.2 Microscopía de luz transmitida y reflejada

Las asociaciones minerales y texturas de la roca portadora y de los xenolitos fueron estudiadas en láminas delgadas pulidas mediante microscopía óptica de luz transmitida y reflejada. La cuantificación modal de las fases minerales se realizó con tablas de estimación visual. El microscopio utilizado es un binocular modelo Olympus. Además se tomaron fotomicrografías con una cámara digital modelo Olympus del Laboratorio de Petrología del Instituto de Geología de la UNAM. Para las observaciones en luz reflejada, se utilizó un microscopio binocular Zeiss modelo AxioLab del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

I.4.3 Microscopía electrónica de barrido (SEM) y análisis de Microsonda Electrónica (EMPA)

La microscopía electrónica combinada con análisis de microsonda es el método más utilizado para el análisis semicuantitativo y cuantitativo puntual de fases minerales. Esta técnica puede ser utilizada además para la obtención de imágenes de electrones secundarios y retrodispersados.

El estudio de microsonda electrónica se llevó a cabo utilizando un instrumento JEOL modelo JXA-8900R equipado con 5 espectrómetros de dispersión de longitud de onda de rayos X, localizado en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM. Para la realización de los análisis cuantitativos se trabajó con un voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente de 2.00e-08A. La superficie analizada es del orden de 1 μm^2 .

Se realizaron algunos análisis semicuantitativos de espectrometría de energía dispersiva de rayos-X (EDS, por sus siglas en inglés) e imágenes de electrones retrodispersados (BSE, por sus siglas en inglés) con un microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés) de bajo vacío marca Hitachi modelo TM-1000 portátil con un detector de análisis semicuantitativo EDAX, en el Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

I.4.4 Fluorescencia de Rayos X (FRX)

Esta técnica se utilizó para el análisis cuantitativo de elementos mayores en roca total de 13 xenolitos y una muestra de la roca portadora. 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. El análisis se realizó en muestras fundidas formando perlas

mediante tetraborato de litio. Los elementos mayores se midieron en el programa SEMIQNT, y con un error analítico menor al 1%. La pérdida por calcinación se realizó a partir de 1 g de muestra en polvo calentada a 950°C durante una hora.

I.4.5 Espectrometría de Masas con Fuente de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS)

Esta técnica permite el análisis cuantitativo multielemental y rápido de un gran número de elementos traza. Mediante un ICP-MS Termo Series-Xii equipado con una celda de colisión/reacción. Se analizaron 15 xenolitos y una muestra de la roca portadora en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

El procedimiento incluyó procesar 8 estándares internacionales (ver Anexo A1) de concentraciones conocidas y certificadas (AGV-2, BCR-2, BHVO-2, BIR-1, DNC-1, JB-2, MAR y ZZ) y 2 blancos, siguiendo el mismo procedimiento químico de las muestras:

- Pesado y etiquetado de las muestras: utilizando una microbalanza de alta precisión, se limpia primeramente el área de trabajo con una toalla de papel húmeda para eliminar el polvo. Posteriormente, se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Después se coloca un vial de teflón (15 y/o 8 ml) cubierto con papel aluminio para evitar la estática; se tara la microbalanza y se dispara dos veces con una pistola antiestática para mejorar la estabilidad de la medición. El peso de las muestras debe estar entre 0.04950-0.05050 g y anotarse, ya que la reducción de los datos analíticos está calibrada con respecto al peso. Después se saca el vial con la muestra ya pesada y se le agregan 2 gotas de agua ultra pura para evitar dispersar el polvo. El vial se tapa y se etiqueta, para continuar el proceso con el resto de las muestras.
- Digestión en ácidos: este paso se realiza en el cuarto ultralimpio, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno. Las

muestras se digieren con 1 ml de HF (ácido fluorhídrico) concentrado más 0.5 ml de 8M HNO₃ (ácido nítrico al ~50%); posteriormente todos los viales se ponen en una parrilla de calentamiento a ~100°C durante una noche. Al día siguiente se destapan los viales y se recogen con cuidado las gotitas de líquido de las paredes con la ayuda de una pipeta con el fin de no perder muestra. Se dejan evaporar los ácidos a ~100°C hasta observar la formación de una pasta blanca seca. Seguido de esto, se agregan 15 gotas de HNO₃ a 16M y se dejan de nuevo evaporar hasta formar ahora una pasta amarilla seca, añadiendo de nuevo 15 gotas de HNO₃ a 16M, se tapan los viales y se dejan por una noche en la parrilla de calentamiento a ~100°C. Al día siguiente se destapan los viales, y se dejan secar a ~100°C hasta formar de nuevo la pasta amarilla, después se añaden 2 ml de HNO₃ 8M y 2 ml de agua ultra pura, se tapan de nuevo cada uno de los viales y se dejan el resto del día en la placa de calentamiento a ~100°C.

- Solución estándar y dilución de las muestras: la solución estándar de preparación interna (por sus siglas en inglés, Internal Standard Solution, ISS) se añade a cada muestra, estándar y blanco después de la digestión en ácidos. Para preparar 4 litros de ISS que servirán para aforar cada una de las muestras hasta 100 ml; se necesitan 3,949 ml de agua ultra pura, 50 ml de HNO₃, 400 µl de solución de Ge, 200 µl de solución de In, 200 µl de solución de Tm y 200 µl de solución de Bi. Dicha preparación debe realizarse un día antes de utilizarla para que pueda homogeneizarse. Las muestras se diluyen a 1:2000 con la ISS para dar concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento, y para obtener una señal necesaria con el fin de adquirir datos de alta precisión (Mori et al., 2007). Antes de transferir el contenido de cada vial a botellas de plástico limpias (125 ml), cada una de ellas debe de ser pesada en la microbalanza. Posteriormente se abren cada uno de los viales y se recogen con una pipeta las gotitas de las paredes y la tapa, se introduce el líquido de cada muestra en las botellas y se enjuaga cada vial con 1 ml de agua ultra pura, para después vaciarse en la botella. Prosigue el uso del

ISS, llenando hasta 100 ml cada botella con la solución de las muestras, luego se afora en la microbalanza lo que falte para llegar a los 100 ml de cada una de las botellas, se tapan y se agitan repetidamente para homogeneizar la solución.

- Se prosigue a la reducción y calibración de los datos con los estándares ya mencionados y dos blancos. Las muestras y los estándares internacionales se analizan dos veces por ICP-MS y los dos blancos se analizan de 6 a 8 veces.

I.4.6 Geotermometría y Geobarometría

Se utilizaron tres termómetros y un barómetro para estimar las condiciones de presión y temperatura de equilibración de los xenolitos y su roca portadora.

Se utilizó el termómetro de plagioclasa + líquido propuesto por Putirka (2005), para inferir la temperatura de la lava que transportó a los xenolitos, considerando una presión estimada, así como la cantidad de agua en el sistema. El termómetro de dos piroxenos de Lindsley y Andersen (1983) se aplicó a un xenolito de gabronorita mediante el programa QUILF versión 1995. Para ello se requirió también estimar la presión.

Mediante el programa PT-Mafic elaborado por Soto y Soto (1995) del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, se utilizó el termómetro de clinopiroxeno – olivino (Powell y Powell, 1974) en un xenolito de wherlita. En este caso también fue necesario emplear una presión arbitraria. El barómetro de Nimis y Ulmer (1998), basado en el volumen de la estructura cristalina del clinopiroxeno, se utilizó en un xenolito de clinopiroxenita considerando el promedio de las temperaturas obtenidas anteriormente con el programa PT-Mafic.

CAPITULO II

II.1 Localización

El área de estudio se encuentra en el estado de Puebla, aproximadamente 20 km al suroeste del volcán Pico de Orizaba, y 5 km al sur de Ciudad Serdán. Los poblados cercanos al área son Dolores Buen País y Álvaro Obregón. El acceso es por la carretera de Ciudad Serdán-entronque a la autopista Puebla-Orizaba, a través de una desviación al poblado Álvaro Obregón, tomando un camino de terracería que lleva al poblado de Dolores Buen País (Fig.2.1). Las coordenadas del área de estudio se encuentran entre la latitud N $18^{\circ}55'$ y $18^{\circ}57'$ y la longitud W $97^{\circ}25.49'$ y $97^{\circ}26.10'$.

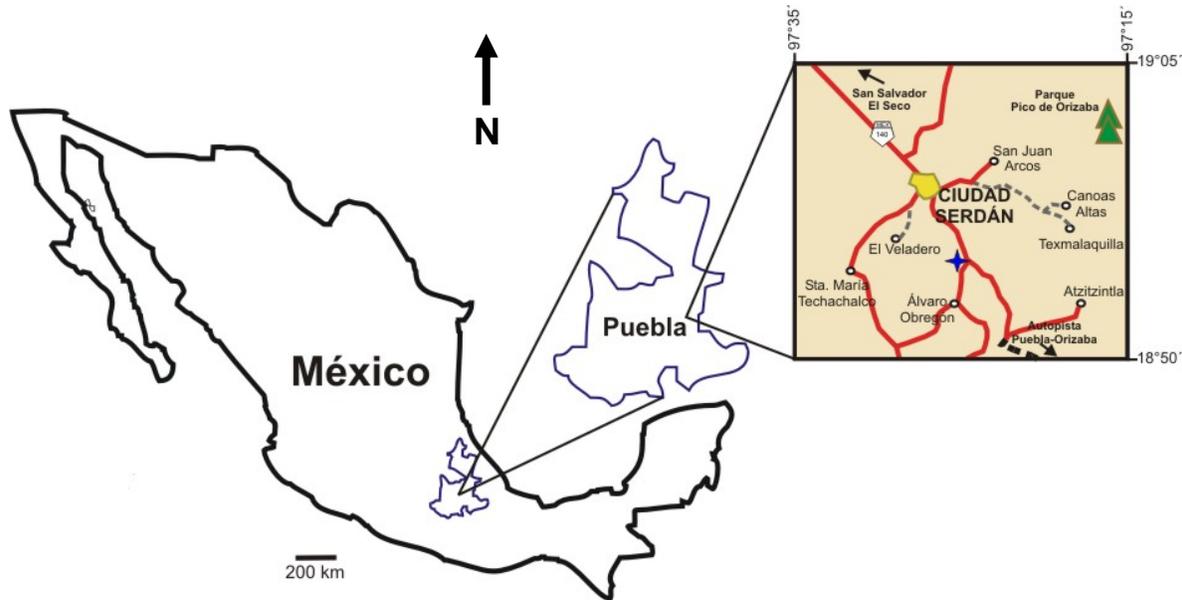


Fig. 2.1 Mapa de localización de carreteras en los alrededores del área de estudio de Mesa Buen País. La ubicación del área de estudio está representada por el símbolo de una estrella azul.

II.2 Geología Regional

La región oriental de la FVTM comprende desde la Sierra Nevada (la cadena volcánica del Tláloc-Popocatepetl) hasta el Macizo de Palma Sola en la costa del Golfo de México. Este sector de la FVTM se ha desarrollado desde el Mioceno medio (Gómez-Tuena et al., 2005). Un área de interés en la región es la cuenca

Serdán-Oriental, que se caracteriza por vulcanismo monogenético bimodal (Negendank *et al.*, 1985; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

La cuenca Serdán-Oriental esta delimitada al norte por la caldera de Los Humeros, hacia el noroeste por el complejo andesítico de Cerro Grande, al sur colinda con rocas sedimentarias carbonatadas de la Sierra Madre Oriental (SMO), al este se encuentra la cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote, y al oeste algunos afloramientos de rocas sedimentarias de la SMO y el volcán La Malinche (Fig.2.2). El basamento de la cuenca consiste en rocas sedimentarias de la SMO, principalmente caliza y lutita pizarrosa del Cretácico que afloran en algunos sectores de la zona. En algunos sitios estas rocas fueron intrusionadas por granodiorita, monzonita y sienita del Oligoceno y Mioceno (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

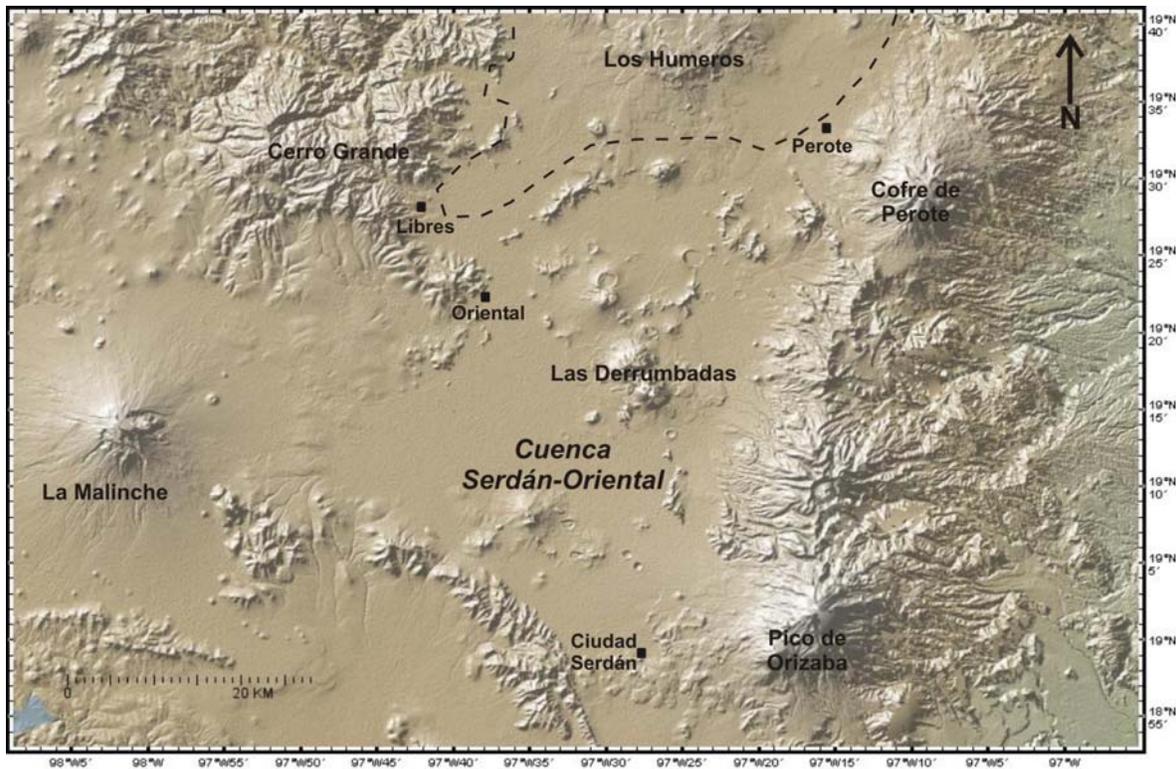


Fig. 2.2 Modelo digital de elevación de la cuenca Serdán-Oriental y sus alrededores. Las líneas punteadas representan el límite entre la cuenca y la zona geotérmica de Los Humeros. Imagen obtenida mediante el programa libre de GeoMapApp.

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas sedimentarias se encuentran depósitos vulcanosedimentarios y flujos de lava andesíticos y basálticos de edad Mioceno Tardío al Holoceno, relacionadas con la actividad de la FVTM. Cabe mencionar que parte de la cuenca Serdán-Oriental se encuentra cubierta por depósitos piroclásticos del Pleistoceno provenientes de la caldera de Los Humeros (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004).

En la región de la cuenca Serdán-Oriental es posible observar lineamientos de orientación NE-SW y E-W (Fig.2.3), posiblemente generados durante la orogénesis Laramide. La actividad volcánica de la zona posiblemente aprovechó estas estructuras para el ascenso y emplazamiento de magmas (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

La cuenca Serdán-Oriental es amplia, de tipo intramontaña y endorréica. Se caracteriza por contener una variedad de estructuras volcánicas como conos de escoria, maares, flujos de lava asociados que van desde composición basáltica y andesítica (Fig.2.3), y domos aislados de composición riolítica (Negendank *et al.*, 1985; Riggs y Carrasco- Núñez, 2004).

//.3 Geología Local

El área de estudio comprende dos derrames de lava de tipo fisural localizados en lo que se conoce como Mesa Buen País. Mesa Buen País tiene una extensión longitudinal de 1.5 km, y de 1 km en su parte más ancha. Los flujos de lava forman una meseta y no se observó un cono de emisión. El relieve de su margen es abrupto, con pequeños escarpes hacia sus bordes y, en general, es de tipo volcánico malpaís. Por su morfología, puede considerarse que Mesa Buen País es relativamente joven, menor a 10,000 años (Negendank *et al.*, 1985).

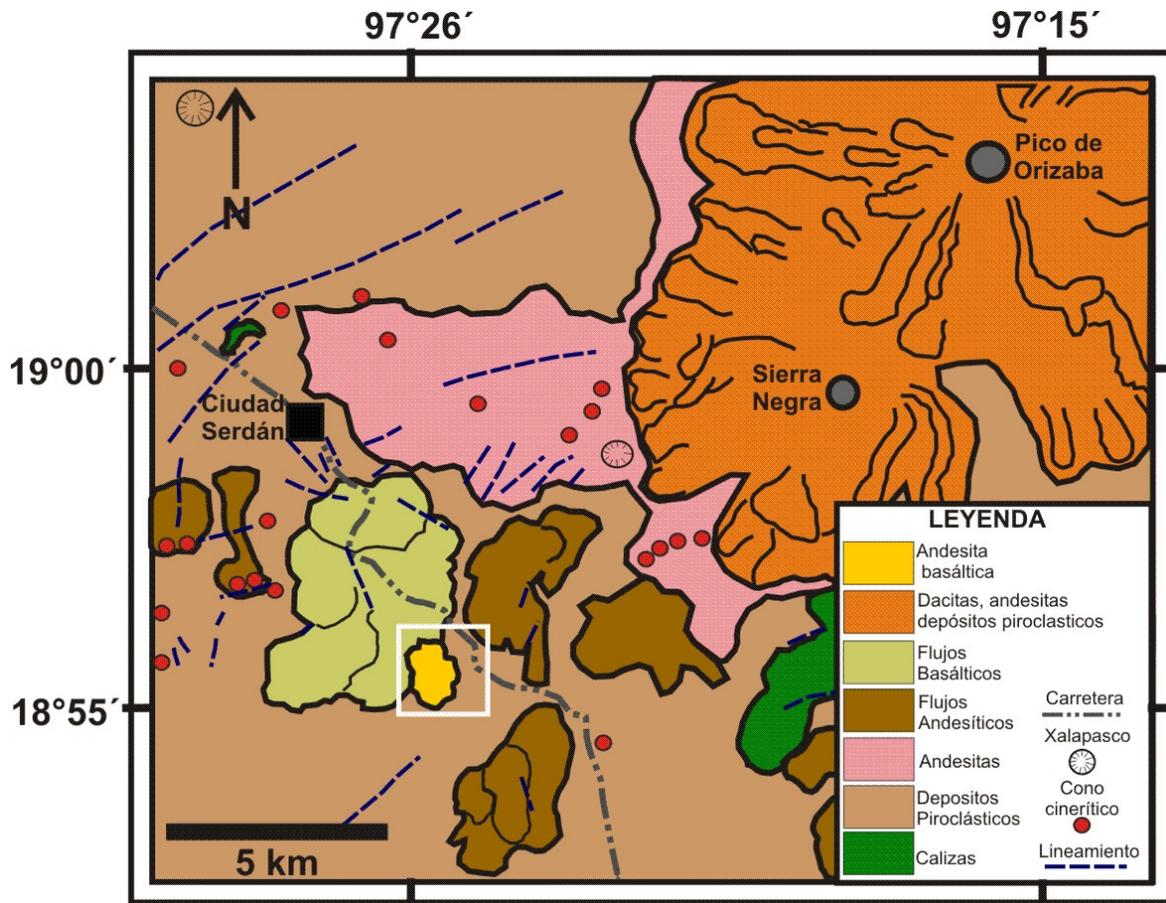


Fig. 2.3 Mapa regional del sector sur de la cuenca Serdán-Oriental, en el recuadro blanco se delimita el área de estudio del presente trabajo. Modificado de Negendank et al. (1985) y de las cartas geológico-mineras (1:250000) Orizaba E14-6 y Veracruz E14-3 del Servicio Geológico Mexicano (2002).

En Mesa Buen País afloran dos unidades, siendo la más antigua una andesita basáltica con xenolitos máficos y ultramáficos y finalmente un flujo de andesita más pequeño. Los derrames de lava se encuentran sobre un depósito piroclástico (Fig.2.4).

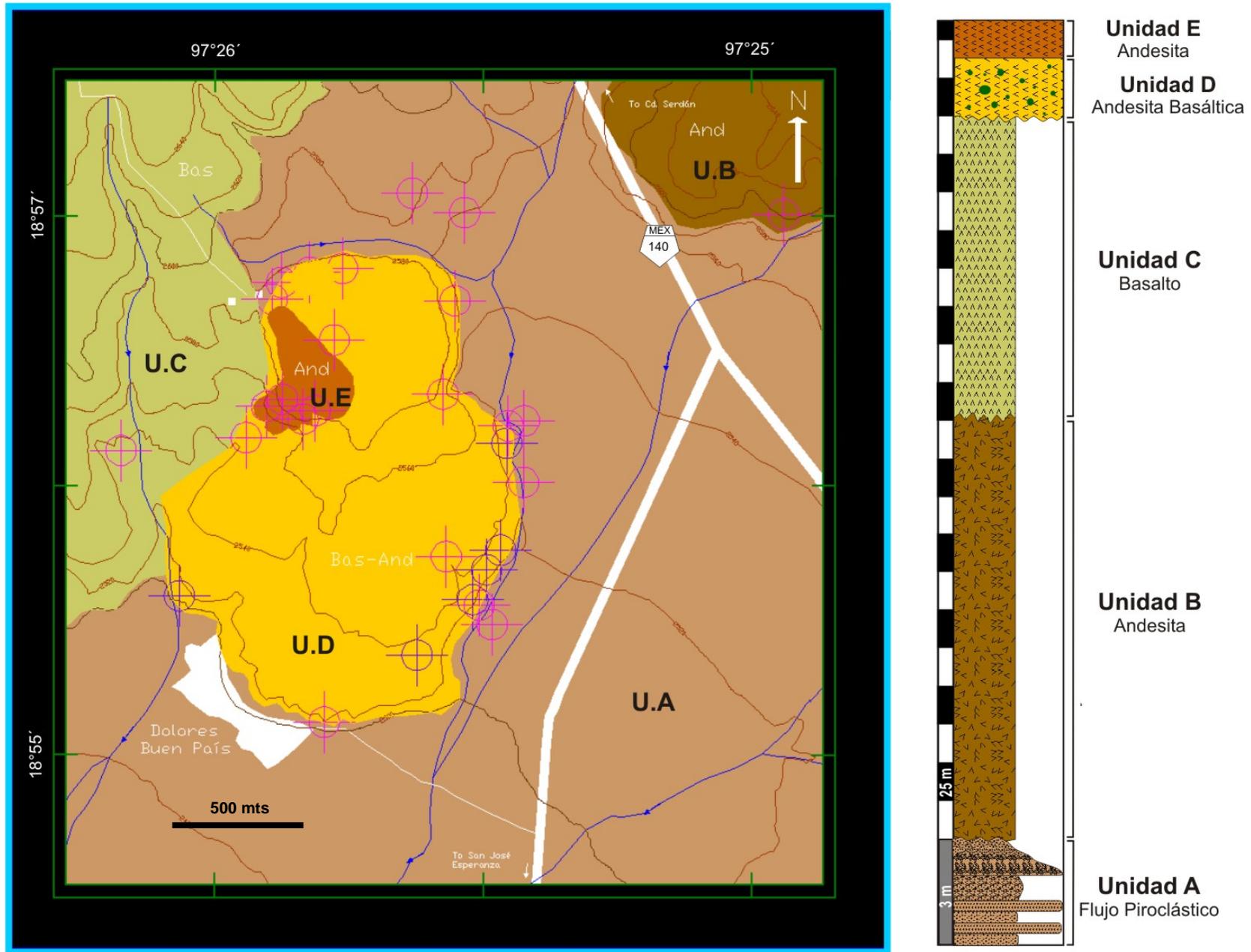


Fig. 2.4 Mapa geológico y columna estratigráfica del área de Mesa Buen País. La andesita basáltica es la que contiene los xenolitos. Los signos en rosa representan los caminamientos y los morados las zonas de muestreo. U.A-E = Unidad A a E de tabla estratigráfica

II.3.1 Unidad A

Las rocas más antiguas expuestas en la zona de estudio son un depósito piroclástico sobre el cual yace el flujo de lava Mesa Buen País. El conjunto de capas piroclásticas tienen un espesor de 3 a 1.5 m en estratos horizontales. Este mismo depósito presenta un espesor de hasta 20 m a las afueras de Ciudad Serdán. En la base del depósito piroclástico se observa una secuencia de capas de lapilli intercaladas con capas de grava félsica moderadamente clasificadas con gradación normal. Encima de dicha secuencia se aprecian estratos de ceniza y lapilli félsicos bien clasificados, seguidos de estratos de gravas y bloques, con lapilli félsicos moderadamente clasificados. En estos estratos se encuentra una capa de lapilli y grava con clastos máficos, y finalmente le sigue una secuencia laminada de lapilli y ceniza. Estos últimos niveles presentan estratificación cruzada, varias capas centimétricas de caliche y, ocasionalmente hacia la cima (Fig.2.5), paleocanales rellenos de grava angulares a subredondeados de clastos derivados de rocas volcánicas, que sugieren que fueron transportados por corrientes fluviales. Ocasionalmente dentro del depósito piroclástico es posible encontrar bloques y fragmentos de bombas con una estructura externa típica de corteza de pan.



Fig. 2.5 Depósito piroclástico en la zona de estudio. Es posible observar la estratificación cruzada, así como los paleocanales en la cima y debajo un horizonte de lapilli y cenizas.

II.3.2 Unidad B y C

En las inmediaciones de Mesa Buen País, afloran dos flujos de lava más antiguos a éste (Fig.2.6). El primero de ellos se encuentra aproximadamente a 1 km al noreste del área de estudio con un espesor máximo de 280 m. Presenta una estructura en bloques y está conformado por una lava de andesita porfídica de matriz oscura, vesículas milimétricas, fenocristales abundantes de plagioclasa de 0.3 a 0.8 mm, cristales de anfíbol de entre 0.3 y 10 mm, y agregados glomeroporfídicos de anfíboles de hasta 1.5 cm. El segundo flujo de lava aflora al oeste y noroeste del área de estudio, subyaciendo discordantemente hacia el oeste a un flujo de Mesa Buen País (unidad D), tiene un espesor máximo de 200 m y es una lava de tipo aa. El flujo de lava es un basalto de matriz oscura, con vesículas de tamaños milimétricos a centimétrico, que contiene una gran cantidad de fenocristales milimétricos de olivino.



Fig. 2.6 Vista de las rocas volcánicas cercanas a Mesa Buen País. En la foto de la izquierda se observan, en último plano, el Pico de Orizaba y la Sierra Negra.

II.3.3 Unidad D

Encima del basalto de la unidad C, y en contacto discordante, aflora la primera unidad de Mesa Buen País, la cual es una andesita basáltica de matriz gris oscura, con escasas vesículas de tamaño menor a los 5 mm. Esta lava, contiene fenocristales de plagioclasa y olivino milimétricos, y megacristales de

anfíbol de tamaños variables entre 1 y 2 cm que probablemente son xenocrísticos. En el frente del flujo de lava se observan bloques de hasta 2 m, y hacia los flancos de la colada es posible apreciar bloques rotados formando estructuras *en echelon* (Fig.2.7A), lo que indica su carácter viscoso. Al norte del flujo y aproximadamente a 200 m de la unidad E, hay una estructura de hornito sin chimenea de 8.8 m de altura y 125 m de diámetro, el cual sobreyace a la andesita basáltica. Esta estructura se compone de bloques de andesita muy vesiculada, de tamaños variables de 5 hasta 25 cm y se presentan intensamente oxidados. El flujo de lava tiene un espesor máximo de 45 m. Es en esta roca donde se encuentran los xenolitos máficos y ultramáficos, con tamaños que van de 1 a 4 cm (Fig.2.7B). La mayoría de los xenolitos se ubican al este y sureste de este flujo de andesita basáltica.

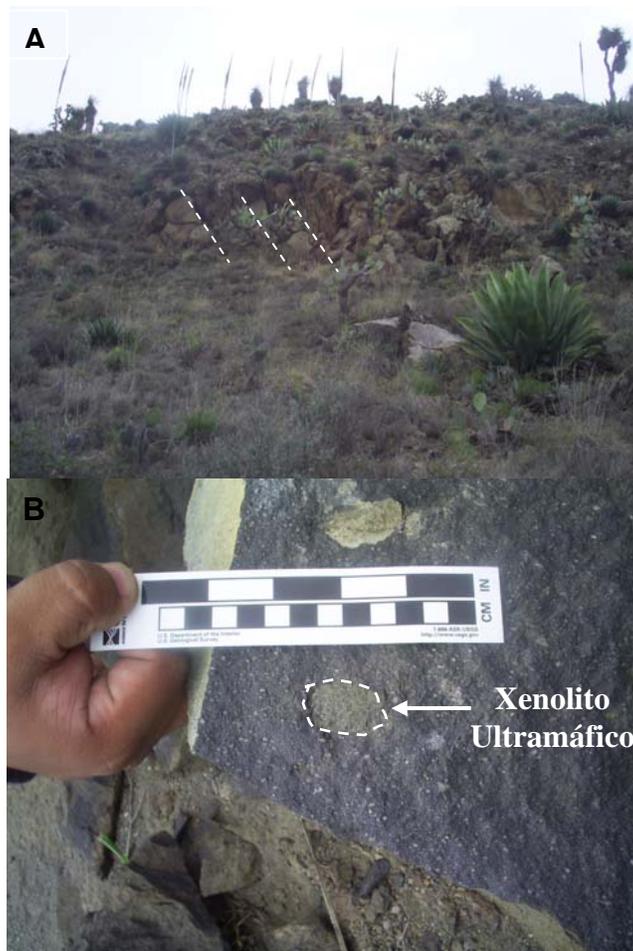


Fig. 2.7 A) Bloques rotados presentes en los flancos de Mesa Buen País. B) Andesita basáltica de Mesa Buen País, con xenolitos y abundantes fenocristales de plagioclasa y olivino.

II.3.4 Unidad E

Un segundo flujo de lava de composición andesítica, mucho más pequeño que el anterior, yace concordante sobre la andesita basáltica. Su extensión es menor a los 500 m y su espesor máximo es de 25 m, y presenta estructuras en bloque (Fig.2.8). La roca suele presentar una matriz gris oscura, con moderada presencia de vesículas milimétricas y fenocristales escasos de plagioclasa de tamaño milimétrico.



Fig. 2.8 Segundo flujo de andesita en Mesa Buen País, en el centro puede observarse estructuras en bloque.

CAPITULO III

III.1 Petrología

El estudio petrográfico se realizó en 35 muestras colectadas en campo para la elaboración de láminas delgadas, de las cuales 13 correspondieron a xenolitos ultramáficos, seis a xenolitos máficos y tres contienen mega-xenocristales de hornblenda (Fig.3.1). A continuación se describe a detalle las observaciones realizadas a éstos xenolitos y su roca portadora.



Fig. 3.1 Muestras de xenolitos ultramáficos (A) y muestra de xenolito de norita (B), provenientes de la lava Mesa Buen País.

III.1.1 Roca Portadora

La roca que contiene los xenolitos es una andesita basáltica (unidad D) de color gris oscuro con fenocristales abundantes de olivino y plagioclasa, así como agregados glomeroporfídicos de piroxeno y xenocristales de hornblenda. La matriz de la roca es densa merocrystalina y está compuesta por numerosos microlitos (menores a 30 μm) de plagioclasa y vidrio, con tonalidades que varían entre café y ocre. Es común observar también minerales opacos euhedrales de tamaños que van desde 2 hasta 10 μm embebidos en la matriz.

Los fenocristales de olivino tienen formas subhedrales a redondeadas, con tamaños que varían entre 400 μm a 1 mm, mostrando bordes limitados por fundidos (*melts*). Los cristales de olivino contienen inclusiones de cromita de 5 a 10 μm de tamaño, y forman cadenas en una textura de tipo sinneutica (Fig.3.2a). Las cromitas son euhedrales y presentan un color de café oscuro a negro. Los fenocristales de plagioclasa son en su mayoría euhedrales y con habito tabular, con tamaños que van de 600 μm a 2 mm. Es poco común observar maclas polisintéticas; sin embargo, la textura en tamiz es ampliamente distribuida en dichos cristales; además, en algunos cortes basales es posible apreciar zonas de crecimiento.

Los aglomerados de piroxeno están formados por más de 3 a 5 cristales prismáticos subhedrales, así como cortes basales. Sus tamaños van de 100 a 500 μm de longitud. Los clinopiroxenos son más abundantes en estos agregados cristalinos; además en fenocristales de ortopiroxeno aislados, el clinopiroxeno forma sobrecrecimientos a su alrededor (Fig.3.2b). En las secciones longitudinales de piroxeno se pueden apreciar finas lamelas ($\sim 1 \mu\text{m}$) de exsolución distribuidas en la misma dirección del crucero.

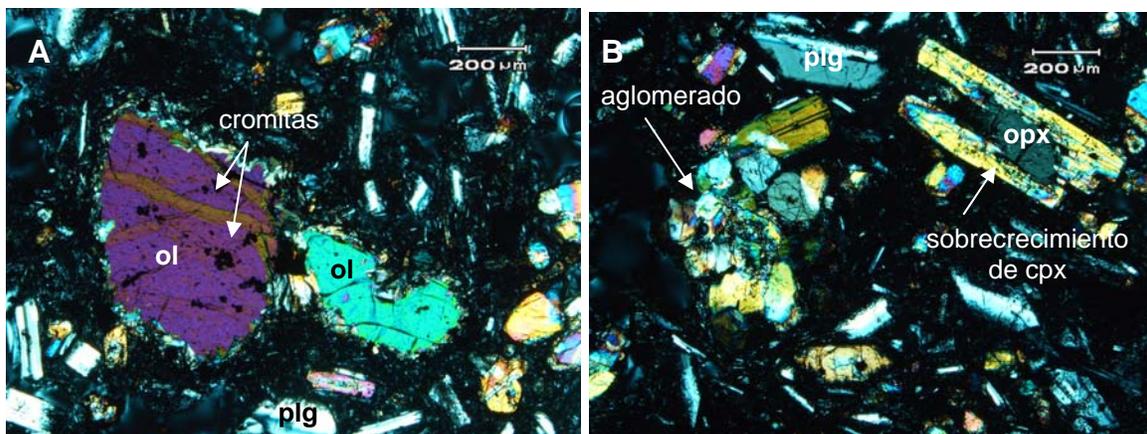


Fig. 3.2 A) Fenocristales de olivino con inclusiones de cromita, B) Aglomerado de piroxenos y sobrecrecimiento de clinopiroxeno alrededor de un núcleo de ortopiroxeno. Fotomicrografías con nícoles cruzados.

III.1.2 Mega Xenocristales de Hornblenda

En algunas muestras de mano de la andesita basáltica se observó la presencia de megacristales negros con un crucero muy marcado. Posteriormente, mediante el análisis petrográfico, se determinó que son xenocristales de hornblenda, la mayoría de ellos de 1 a 1.5 cm de largo.

El color de estos xenocristales de hornblenda sin analizador va desde el café anaranjado a un rojo ocre intenso, presentando un pleocroísmo fuerte. Estos megacristales comúnmente reabsorbidos tienen formas anhedrales a tabulares, y sus límites se encuentran rodeados por una corona de reacción que llega a tener un ancho de 200 a 500 μm . La corona de reacción suele ser compleja: hacia su interior tiende a estar formada de minerales opacos y después consiste en piroxeno y cristales de plagioclasa finamente intercrecidos (Fig.3.3a).

Algunos de los xenocristales de hornblenda son oikocristales, con inclusiones de clinopiroxeno y plagioclasa en su interior (Fig.3.3b). Estas inclusiones minerales suelen ser de 100 a 300 μm de tamaño, mostrando formas anhedrales engolfadas.

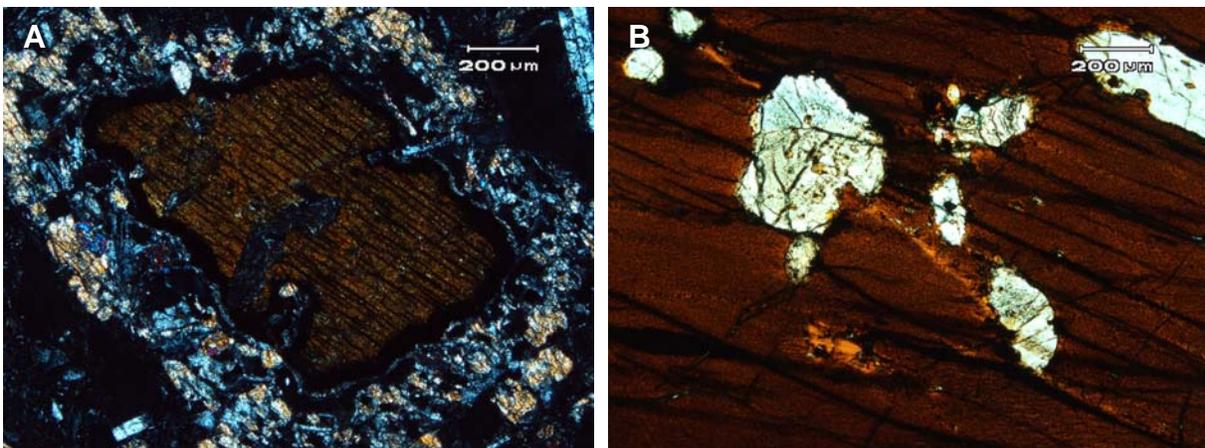


Fig. 3.3 A) Mega-xenocristal de hornblenda con corona de reacción, nicoles cruzados B) Detalle de cristales de piroxeno incluidos en un cristal de hornblenda, Fotomicrografía con luz plana polarizada.

III.1.3 Xenolitos Máficos

Los xenolitos máficos encontrados en la unidad D de Mesa Buen País (MB), son de anortosita, norita y gabro. En muestra de mano tienden a ser casi esféricos y tienen un color predominantemente blanco. La mineralogía general es plagioclasa, ortopiroxeno y/o clinopiroxeno, hornblenda y minerales opacos como magnetita y cromita (Tabla 3.1).

Tabla 3.1 Proporciones modales con tablas de estimación visual de los xenolitos máficos de MB.

Muestra	Roca	Ol	Opx	Cpx	Plg	Hbl	Óxidos*
MB-1	Anortosita	1	3	2	90	2	2
MB-2-4	Gabro-anortosita	3	10	6	70	8	3
MB-Gn	Norita	1	47	5	45	1	1
MB-G-1	Gabro-norita	-	33	10	45	7	5
MB-G-2	Gabro-anortosita	2	-	10	82	-	6
MB-G-3	Gabro	1	4	30	56	1	8

Ol= olivino, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Plg= plagioclasa, Hbl= hornblenda, *magnetite y cromita.

La *anortosita* tiene una textura mesocumulítica (Bard, 1986), y los cristales de plagioclasa van de 500 a 750 μm en tamaño y se disponen a manera de mosaicos con formas subhedrales. No presentan una zonación marcada; sin embargo, cerca de los contactos intergranulares se observa un agregado máfico microcristalino que les bordea (Fig.3.5a). Los cristales de olivino y ortopiroxeno tienen forma anhedral y su tamaño es de 100 μm . Los ferromagnesianos tienden a ocupar espacios entre las aristas de la plagioclasa. En el caso del clinopiroxeno y la hornblenda tienden a ocupar fracturas. Los óxidos se asocian a la alteración de la hornblenda y muestran un hábito subhedral equidimensional.

Las *gabro-anortositas* (Fig.3.4a) muestran una textura adcumulítica policristalina (Bard, 1986). Los tamaños de la plagioclasa son tan variables, como en la anortosita, y suelen presentar maclas polisintéticas y en algunos casos zoneamiento. Además se observó extinción ondulante, así como truncamiento y deformación en dichas maclas (Fig.3.5b). Los ángulos de extinción del maclado

polisintético van de $23^{\circ}/30^{\circ}$ a $26^{\circ}/39^{\circ}$, lo que corresponde a plagioclasas cálcicas ($\sim\text{An}_{43}\text{--}\text{An}_{70}$).

Los cristales de piroxenos presentes en estos xenolitos, en especial los de clinopiroxeno muestran abundantes cortes basales ($\sim 80\ \mu\text{m}$), además de inclusiones opacas de hábito rómbico (cromita?) con tamaños de 33 a $22\ \mu\text{m}$. Los cristales de olivino suelen ser anhedrales redondeados, y en cuanto a la hornblenda presente suele ocupar fracturas, se observó un fuerte pleocroísmo rojo a ocre y sus dos direcciones de crucero típica; hacia sus bordes se encuentra rodeada de minerales opacos.

La *norita* presenta dos tipos de texturas (Fig.3.4b y d) que van desde mesocumulita a poligonal (Bard, 1986). De manera general, se observa que el tamaño de grano varía de medio a grueso ($300\ \mu\text{m}$ a $1\ \text{mm}$), además que los cristales no se distribuyen homogéneamente. Los cristales de plagioclasa son de $550\ \mu\text{m}$ a $1\ \text{mm}$ de tamaño, se observan ligeramente fracturados, con maclas polisintéticas y extinción ondulante. Los ángulos de extinción del maclado polisintético van de $32^{\circ}/54^{\circ}$ a $22^{\circ}/29^{\circ}$, lo que indica, como en el caso de las gabro-anortositas que las plagioclasas son cálcicas.

Los cristales de ortopiroxeno en la *norita* tienen forma subhedral redondeada, con tamaños de $300\ \mu\text{m}$ hasta cerca de $1\ \text{mm}$. Se encuentran fuertemente fracturados y en algunos casos es posible apreciar lamelas de exsolución finas, e inclusiones de hornblenda que generaron fracturamiento radial en el interior de los ortopiroxenos (Fig.3.5c). Los escasos cristales de clinopiroxeno y olivino en esta roca presentan forma anhedral y estos minerales tienden a rellenar espacios entre las fases minerales predominantes.

La *gabro-norita* presenta una textura entre acumulita policristalina (Fig.3.4c) y heterocumulita (Bard, 1986). Una parte de este xenolito está fuertemente alterada por oxidación. Los cristales de plagioclasa son anhedrales a subhedrales, presentan maclas polisintéticas deformadas, así como extinción ondulante. Los cristales de ortopiroxeno muestran una forma anhedral redonda, con tamaños que

van de 350 a 800 μm , suelen estar fracturados y presentan inclusiones euhedrales de cromita, con tamaños de 20 μm o menos, y hornblenda que tiende a seguir el patrón de crucero. Algunos piroxenos tienen lamelas de exsolución muy finas, de 1 y 2 μm (Fig.3.5d y e).

El *gabro* presenta una textura adcumulítica policristalina como las gabro-anortositas. En general el tamaño de grano es más grueso y la plagioclasa tiende a tener límites “dentados” entre cristales, maclas polisintéticas, extinción ondulante y pequeñas inclusiones de lo que pareciera ser relictos de hornblenda (Fig.3.5f). El ángulo de extinción del maclado va desde $55^\circ/32^\circ$ a $32^\circ/57^\circ$, lo que corresponde a composiciones de anortita. El clinopiroxeno es anhedral redondo y con fracturamiento irregular en su interior.

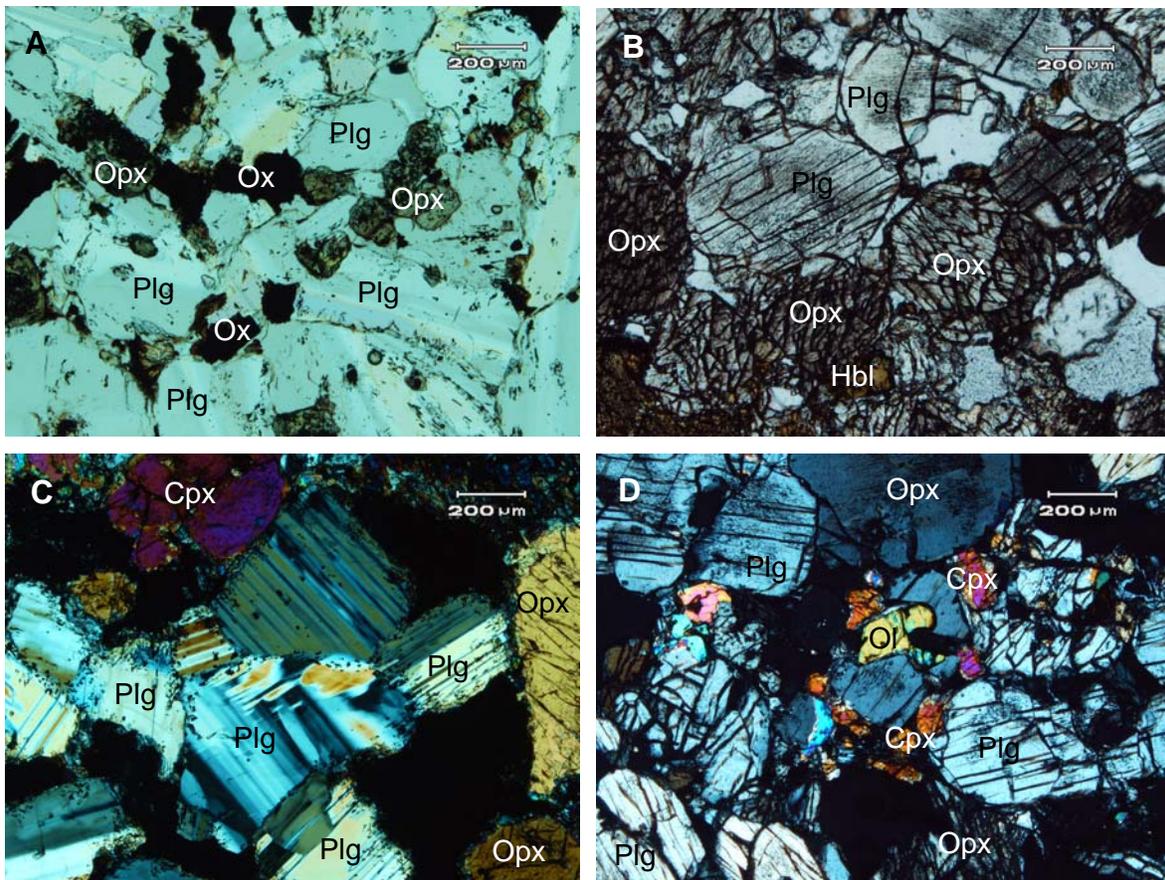


Fig. 3.4 A) Detalle de gabro-anortosita con textura adcumulítica, luz plana polarizada. B) Textura polygonal en xenolito de norita, luz plana polarizada. C) Detalle de gabro-norita con textura adcumulítica, nicoles cruzados. D) Tetura mesocumulitica en la norita, nicoles cruzados. Plg= plagioclasa, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Ox= óxidos, Ol= olivino, Hbl= hornblenda.

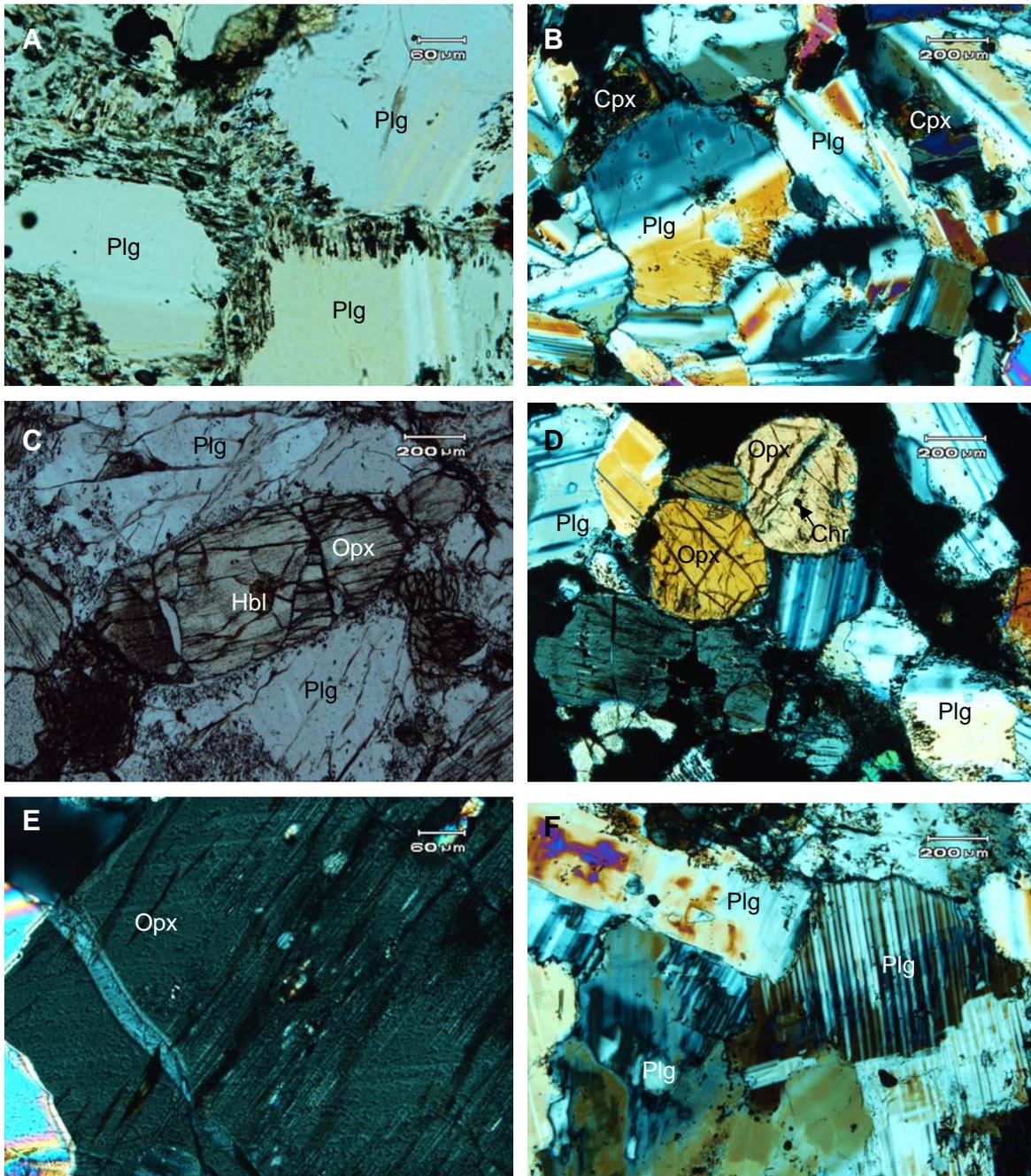


Fig. 3.5 A) Detalle de anortosita con límites de grano de plagioclasa, luz plana polarizada. B) Gabro-anortosita con extinción ondulante en plagioclasas, nicols cruzados. C) Detalle de norita, con ortopiroxeno e inclusión de hornblenda con fractura radial en su interior, luz plana polarizada. D) Gabro-norita mostrando un ortopiroxeno con inclusión de cromita, nicols cruzados. E) Detalle de ortopiroxeno con lamelas de exsolución en gabro-norita, nicols cruzados. F) Límites de grano “dentados” en plagioclasas de un gabro, nicols cruzados. Plg= plagioclasa, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Ol= olivino, Hbl= hornblenda, Chr= cromita.

III.1.4 Xenolitos Ultramáficos

Los xenolitos ultramáficos hallados en la andesita basáltica de Mesa Buen País consisten en harzburgitas, wherlitas y piroxenitas (Fig.3.6). La mineralogía general está compuesta de orto y clinopiroxeno, olivino, abundante hornblenda y escasa cromita, además de fases accesorias como apatito y sulfuros (Tabla 3.2).

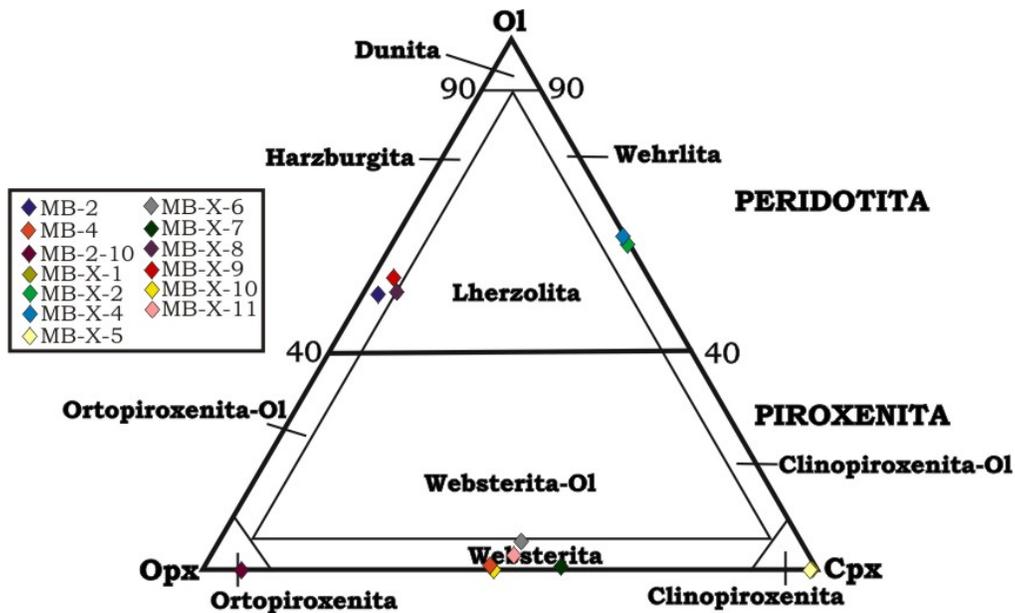


Fig.3.6 Diagrama ternario mostrando las poblaciones de xenolitos ultramáficos encontrados en Mesa Buen País.

Tabla 3.2 Proporciones modales con tablas de estimación visual de los xenolitos ultramáficos de MB.

Muestra	Roca	Ol	Opx	Cpx	Plg	Hbl	Chr	Po	Ap	Óxidos*
MB-2	Harzburgita	50	44	2	-	3	1	-	-	tr
MB-4	Websterita	1	46	40	tr	11	-	1	-	1
MB-2-10	Ortopiroxenita	-	85	5	-	10	tr	-	-	tr
MB-X-1	Clinopiroxenita	-	-	63	4	28	1	2	-	2
MB-X-2	Wherlita	48	-	30	tr	16	1	2	2	1
MB-X-4	Wherlita	46	-	27	-	19	1	3	2	2
MB-X-5	Clinopiroxenita	-	-	80	2	16	1	1	-	1
MB-X-6	Websterita	5	40	43	2	8	-	-	-	2
MB-X-7	Websterita	1	40	56	-	3	tr	-	-	tr
MB-X-8	Harzburgita	52	42	5	-	-	1	-	-	-
MB-X-9	Harzburgita	53	40	3	tr	3	1	-	-	tr
MB-X-10	Websterita	-	45	40	2	12	tr	-	-	1
MB-X-11	Websterita	3	47	48	-	2	-	-	-	tr

Ol= olivino, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Plg= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Chr= cromita, Po= pirrotita, Ap= apatito, tr= trazas. *magnetita y titanomagnetita.

Las *harzburgitas* principalmente tienen una textura porfidoclástica; sin embargo, en algunas láminas hay sectores que parecen ser de tipo protogranular (Mercier y Nicolas, 1975); el tamaño de grano es de medio a grueso (400 μm a 3 mm). Estos xenolitos se encuentran rodeados por una corona de reacción formada por clinopiroxeno y escasa plagioclasa con un espesor de 200 a 600 μm . Los cristales de olivino son subhedrales redondeados y, en algunos casos, engolfados con tamaños que varían entre 200 a 800 μm . Dentro del olivino es común observar inclusiones de cromita euhedral de hasta 20 μm . Los cristales de ortopiroxeno tienden a ser subhedrales prismáticos, con abundantes fracturas y en algunos casos presentan finas lamelas de exsolución. Es común encontrar cristales de ortopiroxeno poiquilítico con cristales de olivino en su interior; estos cristales pueden tener un tamaño de 2 o 3 mm. La hornblenda tiende a envolver los granos de olivino y ortopiroxeno, se puede apreciar un borde de minerales opacos limitándola. El clinopiroxeno es escaso y anhedral envolviendo granos de olivino u ortopiroxeno (Fig.3.7a y b).

Las *wherlitas* muestran una textura compleja (Fig.3.7c y d) que va desde porfidoclástica hasta equigranular (Mercier y Nicolas, 1975). Se caracterizan por la presencia de cristales prismáticos de clinopiroxeno con numerosas inclusiones de fundido (*melt inclusions*), que en algunos casos presentan minerales opacos (¿espinelas?). Junto con estas inclusiones se observaron también vestigios de hornblenda que siguen los patrones del crucero del piroxeno (Fig.3.7e). Los cristales de olivino son anhedrales, también presentan inclusiones opacas, cromita de 10 μm en tamaño y algunas otras de forma de aguja (¿ilmenita?) con una longitud de 1 μm . Entre los minerales accesorios hay granos anhedrales de sulfuros (pirrotita), además de apatito con tamaño de hasta 600 μm .

Las *websteritas* presentan una textura porfidoclástica inequigranular (Mercier y Nicolas, 1975), aunque en algunos sectores se llegan apreciar mosaicos equigranulares de piroxeno. Algunos cristales de piroxeno muestran halos de crecimiento, así como maclas polisintéticas (Fig.3.7f). Tanto el clinopiroxeno como el ortopiroxeno muestran inclusiones de fundido (*melt inclusions*) con diminutos

minerales opacos en su interior, de 2 a 3 μm en tamaño; además de inclusiones de hornblenda que suele presentarse alterada a lo que pareciera ser magnetita y hasta goethita. En general el tamaño de los cristales de piroxeno va de 300 a 800 μm . Un segundo tipo de clinopiroxeno se encuentra presente en las piroxenitas, de forma anhedral fina en los límites de grano de las fases minerales principales.

Las *clinopiroxenitas* también tienen una textura porfidoclástica inequigranular. Las formas de los cristales de clinopiroxeno van desde anhedrales redondeados hasta subhedrales prismáticos, con tamaños variables de 200 μm a 1.5 mm. Como ya se ha mencionado anteriormente, en el interior de los cristales de clinopiroxeno es común observar inclusiones de fundido con fases opacas, así como relictos de hornblenda siguiendo los patrones de crucero, y lamelas de exsolución del orden de 1 μm . A diferencia de las websteritas y las wherlitas, estas piroxenitas muestran mayor cantidad de hornblenda entre los cristales de clinopiroxeno, se llega a observar un fuerte pleocroísmo café rojizo en la hornblenda, así como las dos direcciones de crucero. Los sulfuros se encuentran presentes en cristales anhedrales y de mayor tamaño, entre 200 y 350 μm (Fig.3.7g).

La única muestra encontrada de *ortopiroxenita* tiene una textura equigranular decusada, con un tamaño de grano de 250 a 600 μm . La hornblenda tiende a ocupar los bordes de los granos de piroxeno, y se encuentra rodeada por minerales opacos que muestran una forma difusa al contacto con el anfíbol. El poco clinopiroxeno observado es hábito equidimensional, con un tamaño de 50 a 100 μm y suele rodear los granos de ortopiroxeno. En algunos cristales de ortopiroxeno se llega a presentar sectores probables de pigeonita (Fig.3.7h), con un ángulo de extinción entre 20° a 18°.

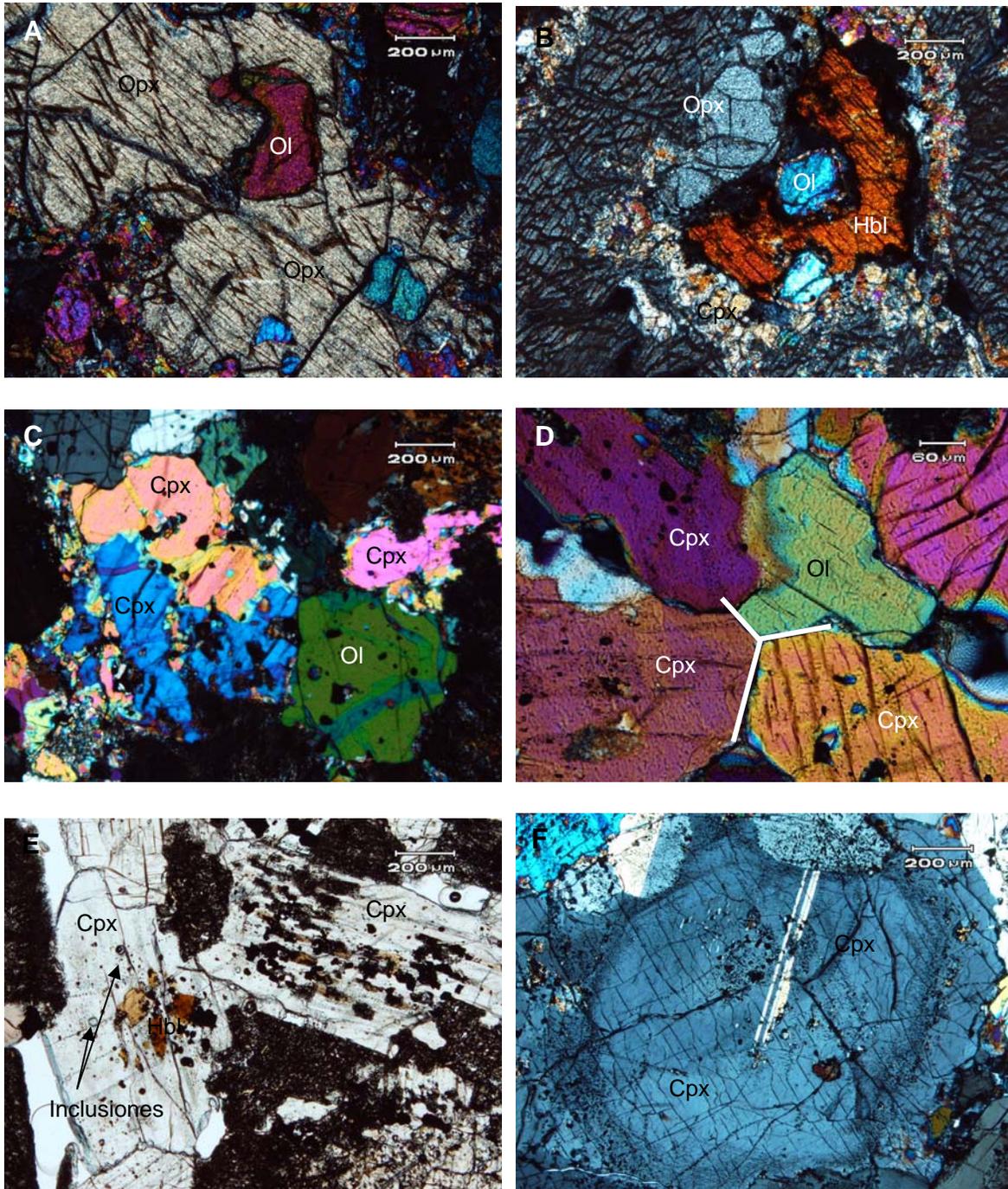


Fig. 3.7 A) Detalle de un ortopiroxeno poiquilítico con olivino engolfado en harzburgita, nícoles cruzados. B) Hornblenda y clinopiroxeno envolviendo cristales de olivino y ortopiroxeno en harzburgita, nícoles cruzados. C) Textura porfidoclástica en wherlita. D) Detalle de textura equigranular en la wherlita. E) Relictos de hornblenda siguiendo patrones de clivaje en clinopiroxeno de wherlita, además inclusiones fundidas, luz plana polarizada. F) Sección basal de clinopiroxeno en websterita con halos de crecimiento, nícoles cruzados.

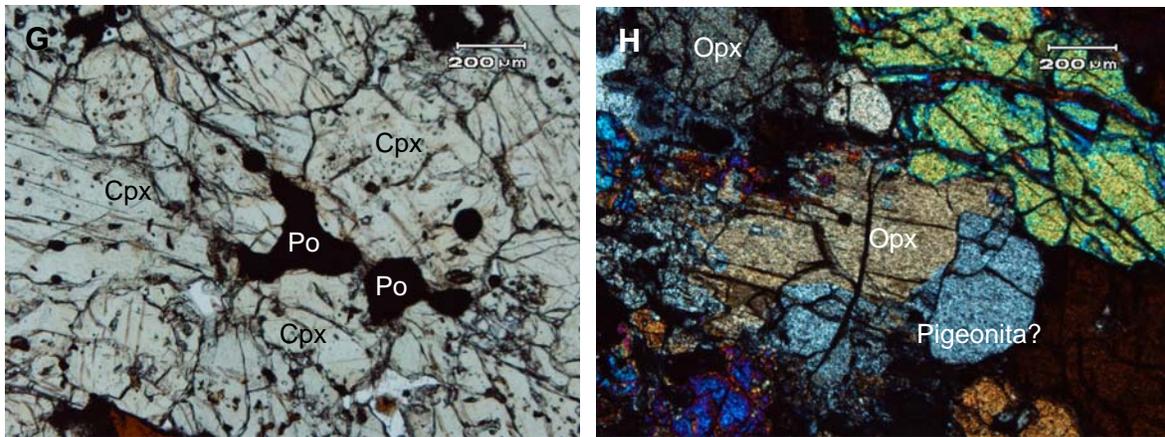


Fig. 3.7 Continuación. G) Pirrotita en clinopiroxenita, luz plana polarizada. H) Pigeonita en ortopiroxenita, nícoles cruzados.

III.2 Química Mineral

Los análisis de minerales mediante microsonda electrónica se realizaron en seis muestras de xenolitos seleccionadas por considerarse de mayor interés: dos clinopiroxenitas, una wherlita, una gabro-norita y una gabro-anortosita, así como un mega-xenocristal de hornblenda. Las fases minerales analizadas fueron olivino, orto y clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol, sulfuros y apatito. Cabe destacar que en el caso de las harzburgitas, no fue posible dicho análisis debido a la escasez de material.

III.2.1 Olivino

La composición de este mineral fue analizada en el centro de cada mineral en los fenocristales de la roca portadora como en los que se encontraron en el xenolito de wherlita (Tabla 3.3). Los resultados de ambos tipos de olivino son relativamente uniformes, con un Mg# ($Mg/(Mg+Fe_t)$) que varía de 0.80 a 0.88. Los olivinos de wherlita son ligeramente más forsteríticos que los fenocristales de la andesita basáltica. La cantidad de níquel es moderada, con un promedio de 0.20% en peso de NiO.

En la Fig.3.8, se muestra el Mg# contra el contenido de NiO de los olivinos analizados y se comparan con algunos olivinos (ver Anexo B2) de los xenolitos de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998) y olivinos de xenolitos del manto del centro de México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997), observándose que éstos son más forsteríticos y ricos en Ni que los analizados en el presente trabajo, a excepción de un olivino de los reportados por Luhr y Aranda-Gómez (1997), que muestra un Mg# de 0.815.

Tabla 3.3 Análisis de microsonda de cristales de olivino en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).

Muestra	Fenocristales				Wherlita	
	MB-ol1	MB-ol-3	MB -ol5	MB-X-ol2	MB-X-ol3	MB-X-ol5
SiO ₂	41.03	40.20	41.28	41.37	40.92	40.22
TiO ₂	0.04	0.03	0.04	<0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	<0.01	0.00	0.02	0.02	0.05	0.00
FeO	12.60	17.79	10.66	10.67	10.88	16.24
MnO	0.19	0.24	0.18	0.44	0.38	0.44
MgO	44.52	41.05	46.72	47.07	46.43	42.91
NiO	0.29	0.13	0.26	0.22	0.20	0.10
CaO	0.03	0.05	0.16	0.13	0.14	0.05
Na ₂ O	0.01	<0.01	<0.01	0.00	0.05	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.73	99.49	99.36	99.93	99.06	99.96
<i>Estequiometría con base en 4 oxígenos</i>						
Si	1.029	1.025	1.021	1.018	1.017	1.015
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.264	0.379	0.220	0.220	0.226	0.343
Mn	0.004	0.005	0.004	0.009	0.008	0.009
Mg	1.665	1.560	1.722	1.727	1.721	1.614
Ni	0.006	0.003	0.005	0.004	0.004	0.002
Ca	0.001	0.001	0.004	0.003	0.004	0.001
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
K	0.000	0.000	0.000	--	--	--
Total	2.972	2.974	2.973	2.977	2.981	2.983
Fo%	86.30	80.44	88.65	88.72	88.38	82.48
Mg#	0.863	0.804	0.887	0.887	0.884	0.825

Mg# = Mg/(Mg+Fe_t), Fo = porcentaje de forsterita. El nombre de las muestras representa cada uno de los análisis que se realizaron en el centro de olivinos diferentes.

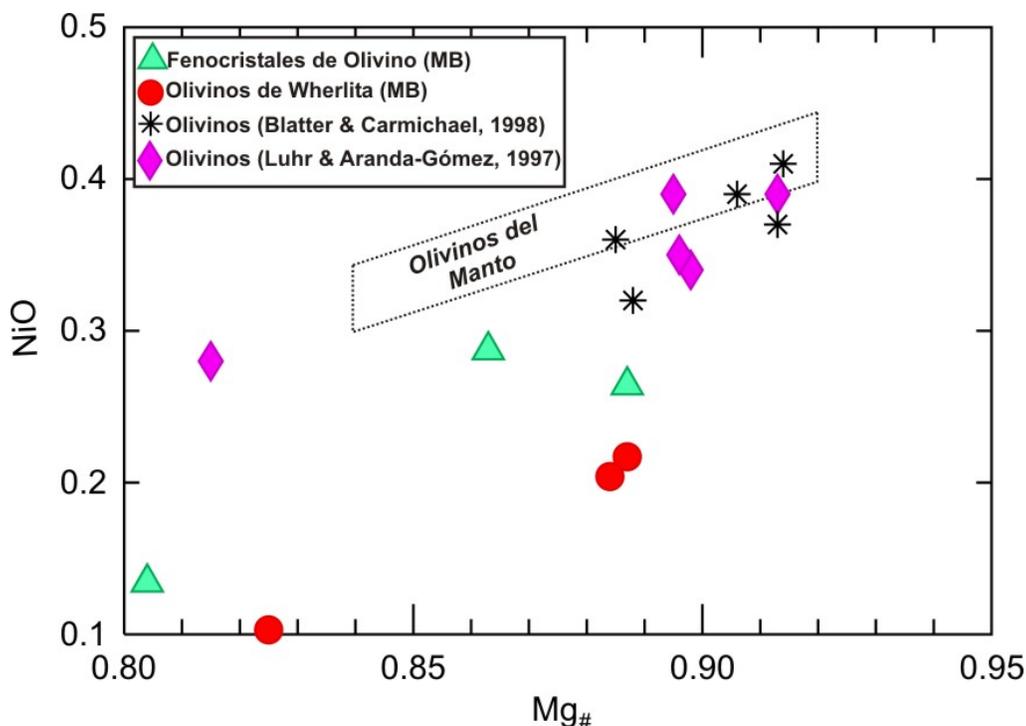


Fig. 3.8 Gráfico de Mg# contra el contenido de NiO (en porcentaje en peso) en olivinos de Mesa Buen País (MB) y en un xenolito de wherlita del lugar; así como datos de olivinos de xenolitos de Luhr & Aranda-Gómez (1997) y Blatter & Carmichael (1998). El arreglo de los olivinos del manto es de Takahashi et al. (1987) tomado de Ozawa (1994).

III.2.2 Clinopiroxeno

El análisis de clinopiroxeno se realizó en dos clinopiroxenitas, una wherlita, en una gabro-norita y una gabro-anortosita (Tabla 3.4). El número de magnesio ($Mg/(Mg+Fe_2)$) varía ligeramente entre cada uno de los xenolitos, siendo los clinopiroxenos de la wherlita los que tienen los valores más altos, entre 0.94 a casi 0.99 de Mg# (Fig.3.9B). Los cristales de clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos tienen una composición correspondiente a Di_{97-98} (Fig.3.9A). Los valores de cromo en todos los análisis son bajos o inexistentes, siendo la muestra MB-X1-3 de una clinopiroxenita la más alta con 0.284 % en peso de Cr_2O_3 .

En la Fig. 3.9B, se graficó el Mg# contra el Cr# de los clinopiroxenos analizados y se compararon con datos de clinopiroxenos (ver Anexo B2) de los xenolitos de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998) y de algunos del centro de

México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997); donde se puede observar que el Cr# va de 0.2 a ~0.1, mientras que el Mg# es mayor a 0.9, similar a los clinopiroxenos analizados en el xenolito de wherlita. Solo un dato de un clinopiroxeno de Luhr y Aranda-Gómez (1997) presenta un Mg# de 0.84 y un Cr# menor a 0.1 como lo analizado en las piroxenitas de MB.

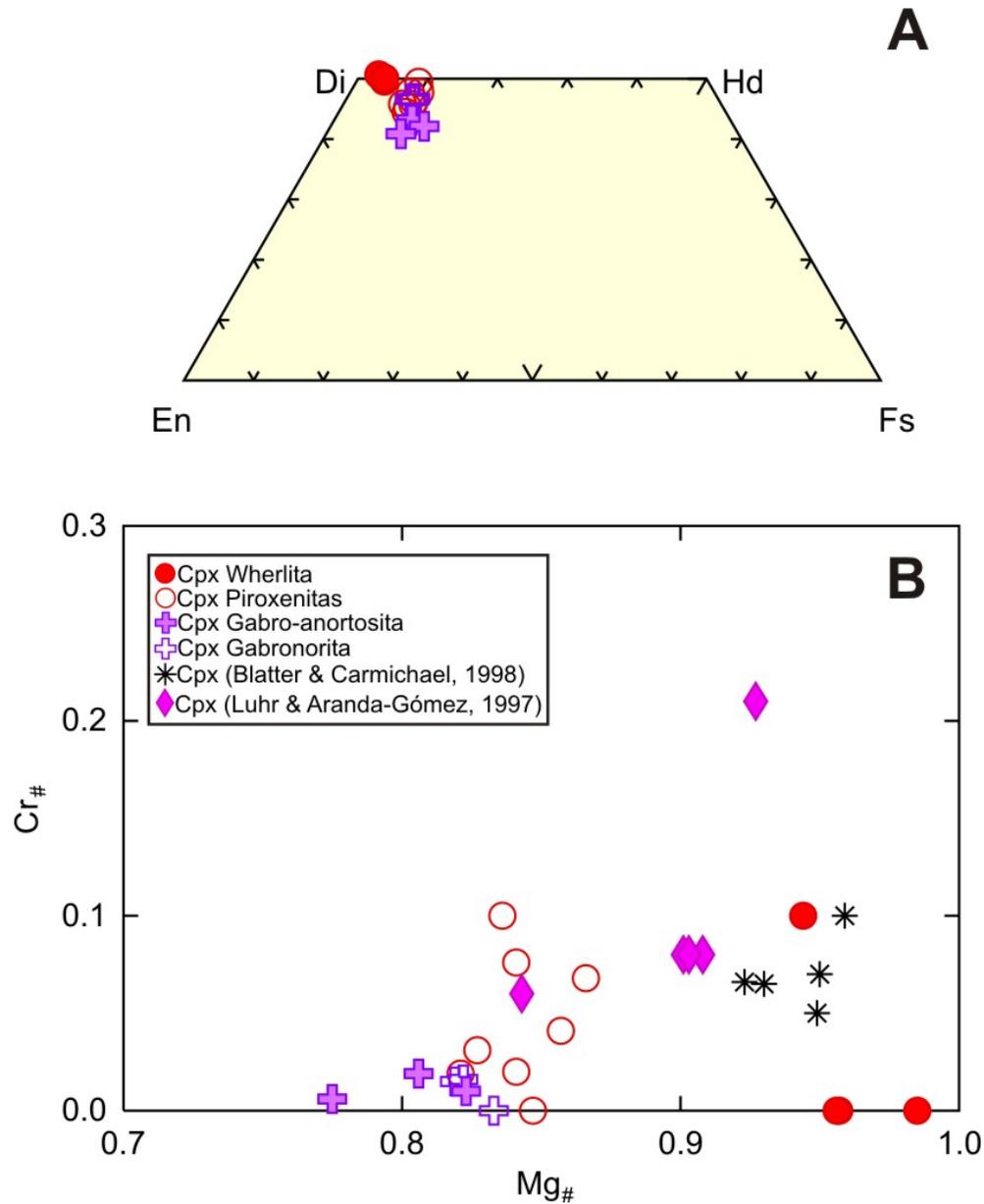


Fig. 3.9 Diagrama de clasificación de piroxenos (A). Gráfico de Mg# vs. Cr# (B) de los clinopiroxenos analizados, comparados con datos de clinopiroxenos de xenolitos de Blatter y Carmichael (1998) y Luhr y Aranda-Gómez (1997).

Tabla 3.4 Análisis de microsonda de clinopiroxenos en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).

Muestra	Clinopiroxenitas								Wherlita
	MB-X5-1	MB-X5-2	MB-X5-3	MB-X5-4	MB-X1-1	MB-X1-2	MB-X1-3	MB-X1-4	MB-X2-1
SiO ₂	53.73	53.42	54.02	54.44	53.02	52.76	52.81	52.52	54.19
TiO ₂	0.10	0.20	0.22	0.13	0.52	0.47	0.55	0.30	0.06
Al ₂ O ₃	0.38	1.16	1.25	0.71	1.69	1.62	1.63	1.56	0.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.02	0.20	0.11	0.28	0.16	0.03
MgO	14.82	15.69	15.46	15.18	15.93	16.10	16.12	15.35	16.91
CaO	24.52	22.52	22.72	23.84	22.19	22.44	21.71	23.36	25.47
MnO	0.16	0.22	0.21	0.24	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13
FeO	5.54	6.09	6.03	6.14	5.74	5.16	5.89	5.24	2.25
Na ₂ O	0.34	0.37	0.36	0.37	0.33	0.24	0.28	0.30	0.04
Total	99.59	99.71	100.30	101.07	99.79	99.07	99.44	98.96	99.29
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>									
Si	1.989	1.970	1.982	1.986	1.952	1.953	1.951	1.950	1.988
Ti	0.003	0.006	0.006	0.003	0.014	0.013	0.015	0.008	0.002
Al ^{IV}	0.011	0.030	0.018	0.014	0.048	0.047	0.049	0.050	0.009
Al ^{VI}	0.006	0.020	0.037	0.017	0.025	0.024	0.022	0.018	--
Cr	0.000	0.001	0.001	0.001	0.006	0.003	0.008	0.005	0.001
Fe ³⁺	0.024	0.025	0.000	0.015	0.012	0.011	0.008	0.032	0.014
Fe ²⁺	0.148	0.163	0.185	0.173	0.165	0.148	0.174	0.131	0.055
Mn	0.005	0.007	0.006	0.007	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004
Mg	0.818	0.862	0.846	0.826	0.874	0.888	0.888	0.850	0.925
Ca	0.973	0.890	0.893	0.932	0.875	0.890	0.859	0.929	1.001
Na	0.024	0.027	0.026	0.026	0.023	0.017	0.020	0.022	0.003
Total	4.001	4.001	4.000	4.000	3.999	3.999	3.999	4.000	4.002
WO	50.17	46.46	46.42	48.29	45.73	46.19	44.73	48.66	50.55
EN	42.2	45.03	43.95	42.77	45.67	46.10	46.22	44.48	46.69
FS	7.62	8.50	9.62	8.94	8.60	7.70	9.04	6.85	2.76
Mg#	0.847	0.841	0.821	0.827	0.841	0.857	0.836	0.866	0.944
Cr#	0.00	0.02	0.019	0.031	0.076	0.041	0.1	0.068	0.1

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr+Al), WO= wollastonita, EN= Enstatita, FS= Ferrosilita. El nombre de cada una de las muestras representa un clinopiroxeno individual medido en su centro.

Tabla 3.4 Continuación

Muestra	Wherlita			Gabro-norita			Gabro-anortosita		
	MB-X2-2	MB-X2-3	MB-X2-4	MB-G1-1	MB-G1-2	MB-G1-3	MB-G2-1	MB-G2-2	MB-G2-3
SiO ₂	53.97	54.24	53.81	53.90	53.58	54.72	52.28	51.48	53.56
TiO ₂	0.03	0.02	<0.01	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	0.27	0.19	0.27	1.41	1.48	0.87	3.56	3.58	2.34
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	<0.01	0.02	0.03	<0.01	0.10	0.03	0.04
MgO	17.01	17.28	16.83	15.31	15.02	15.59	15.45	15.09	16.62
CaO	25.28	26.06	25.42	22.62	22.45	22.89	20.32	19.89	19.53
MnO	0.17	0.15	0.11	0.17	0.14	0.19	0.12	0.18	0.19
FeO	2.41	1.60	2.35	5.91	5.90	5.57	6.62	7.95	6.38
Na ₂ O	0.07	0.02	0.06	0.28	0.30	0.23	0.25	0.27	0.20
Total	99.23	99.56	98.86	99.70	98.96	100.12	98.77	98.54	98.93
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>									
Si	1.979	1.979	1.982	1.990	1.994	2.012	1.945	1.926	1.984
Ti	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al ^{IV}	0.012	0.008	0.012	0.010	0.006	--	0.055	0.074	0.016
Al ^{VI}	--	--	--	0.051	0.059	0.038	0.101	0.084	0.086
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.003	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.032	0.035	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Fe ²⁺	0.042	0.014	0.043	0.183	0.184	0.171	0.206	0.245	0.198
Mn	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.006	0.004	0.006	0.006
Mg	0.930	0.940	0.924	0.843	0.833	0.854	0.857	0.842	0.918
Ca	0.993	1.019	1.003	0.895	0.895	0.902	0.810	0.797	0.775
Na	0.005	0.001	0.004	0.020	0.022	0.016	0.018	0.019	0.015
Total	3.999	4.002	4.001	4.00	4.001	4.001	4.001	4.00	4.001
WO	50.55	50.75	50.91	46.60	46.82	46.79	43.26	42.24	41.00
EN	47.33	46.81	46.89	43.88	43.58	44.33	45.75	44.59	48.54
FS	2.11	2.43	2.20	9.51	9.61	8.88	10.99	13.17	10.45
Mg#	0.957	0.985	0.956	0.822	0.819	0.833	0.806	0.775	0.823
Cr#	0.00	0.00	0.00	0.016	0.015	0.00	0.019	0.006	0.01

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr+Al), WO= Wollastonita, EN= Enstatita, FS= Ferrosilita. El nombre de cada una de las muestras representa un clinopiroxeno individual medido en su centro.

III.2.3 Ortopiroxeno

El ortopiroxeno solo se estudió en los xenolitos máficos, por lo tanto se analizó su composición en la gabro-norita y la gabro-anortosita (Tabla 3.5). El Mg# ($Mg/(Mg+Fe_2)$) es más bajo que en los clinopiroxenos, con valores entre 0.68 a 0.77 de Mg#. El contenido de enstatita es de $En_{66.2-75.5}$ (Fig.3.10). La cantidad de por ciento en peso del cromo es igual de bajo como en los clinopiroxenos.

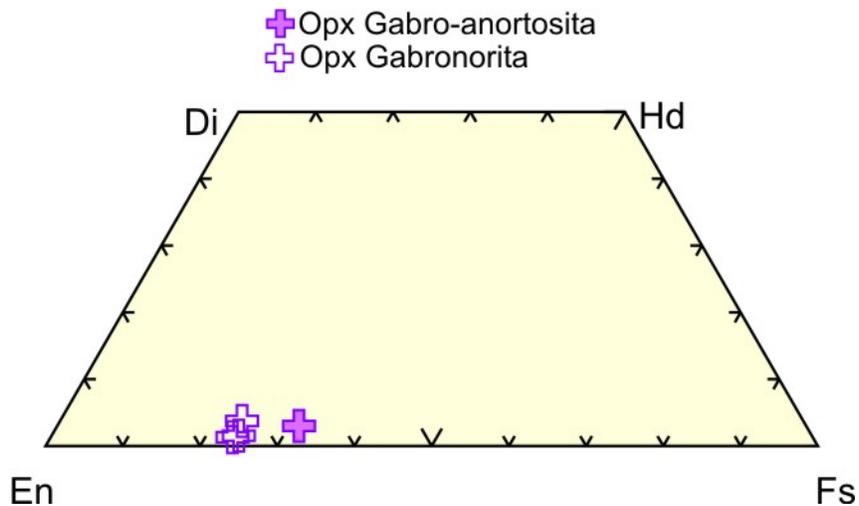


Fig. 3.10 Diagrama de composición de piroxenos para la gabro-anortosita y gabronorita.

III.2.4 Plagioclasa

La composición de la plagioclasa en los xenolitos máficos fue comparada con algunos análisis de fenocristales en la roca encajonante de Mesa Buen País. Las diferencias más significativas se encuentran en el contenido de calcio, potasio y sodio. La plagioclasa de los gabros analizados es más anortítica (Tabla 3.6) de An_{74-83} , mientras que los fenocristales de la roca encajonante varían en el rango de An_{53-63} (Fig.3.11).

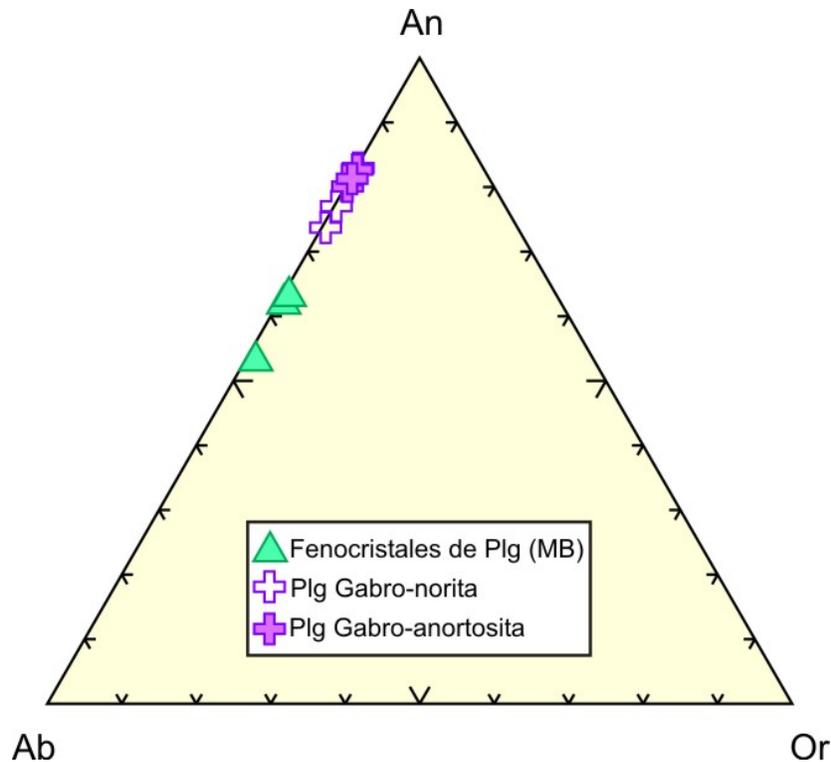


Fig. 3.11 Diagrama de composición de plagioclasas.

III.2.5 Anfíbol

En el examen petrográfico se reconocieron anfíboles dentro de los xenolitos y, por otro lado, en forma de megacristales en la roca encajonante. Las propiedades ópticas de los cristales de hornblenda sugieren que estos son ricos en titanio. Sin embargo, los análisis de tres anfíboles (Tabla 3.7) de un xenolito de clinopiroxenita arrojaron valores moderados en el contenido de este elemento (1.77 a 2.10% en peso de TiO_2). La suma $(\text{Na}+\text{K})_A$ varía entre 0.91 a 0.87 y el Si de 6.1 a 6.3, además que el valor de $\text{Al}^{\text{VI}} > \text{Fe}^{3+}$, por lo cual se trata de pargasita (Leake et al., 1997). El Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_2)$) es muy uniforme de 0.73 a 0.74 de Mg#. En la Fig.3.12, se contrastan los valores del Mg# con TiO_2 y Cr_2O_3 respectivamente (ver Anexo B2). Además se comparan los datos de Blatter y Carmichael (1998), así como los de Ishimaru y colaboradores (2007). Se puede observar que las hornblendas analizadas tienen valores de Mg# y contenidos de Cr_2O_3 bajos, comparados con la mayoría de los datos citados.

Tabla 3.5 Análisis de microsonda de ortopiroxenos, en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).

Muestra	Gabro-norita			Gabro-anortosita
	MB-G1-4	MB-G1-5	MB-G1-6	MB-G2-4
SiO ₂	54.82	55.34	55.17	53.91
TiO ₂	0.06	0.04	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	1.39	0.92	1.27	1.39
Cr ₂ O ₃	0.02	0.08	0.09	0.01
MgO	25.55	26.94	26.22	22.64
CaO	1.82	0.65	0.75	1.44
MnO	0.31	0.32	0.35	0.47
FeO	14.46	14.74	14.94	18.78
Na ₂ O	0.02	0.03	0.02	0.05
Total	98.45	99.06	98.87	98.74
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>				
Si	2.012	2.012	2.016	2.014
Ti	0.002	0.001	0.002	0.002
Al ^{IV}	--	--	--	--
Al ^{VI}	0.060	0.039	0.055	0.061
Cr	0.002	0.002	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.444	0.448	0.456	0.587
Mn	0.010	0.010	0.011	0.015
Mg	1.398	1.460	1.428	1.261
Ca	0.072	0.025	0.029	0.058
Na	0.001	0.002	0.001	0.004
Total	4.001	3.999	4.00	4.002
WO	3.74	1.31	1.53	3.02
EN	73.06	75.52	74.62	66.18
FS	23.20	23.18	23.85	30.80
Mg#	0.759	0.765	0.758	0.682

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), WO= wollastonita, EN= Enstatita, FS= Ferrosilita. El nombre de cada muestra representa el análisis en el centro de minerales individuales

Tabla 3.6 Análisis de microsonda de plagioclasas en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).

Muestra	Fenocristales			Gabro-norita			Gabro-anortosita		
	MB-PI1	MB-PI2	MB-PI3	MB-G1-pl1	MB-G1-pl2	MB-G1-pl3	MB-G2-pl1	MB-G2-pl2	MB-G2-pl3
SiO ₂	53.16	55.23	53.09	49.93	49.18	47.83	48.43	47.59	48.41
TiO ₂	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	29.12	28.03	29.12	31.44	31.89	32.84	32.28	32.83	32.25
FeO	0.57	0.26	0.61	0.23	0.37	0.35	0.32	0.29	0.33
MnO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01
MgO	0.07	0.01	0.10	0.01	0.06	0.03	0.02	0.00	0.05
CaO	12.80	11.07	12.94	15.15	15.89	16.93	16.43	16.99	16.28
Na ₂ O	4.30	5.25	4.13	2.93	2.60	1.90	2.23	1.94	2.05
K ₂ O	0.15	0.26	0.17	0.09	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Total	100.26	100.18	100.25	99.85	100.09	100.00	99.81	99.79	99.48
<i>Estequiometría con base en 16 oxígenos</i>									
Si	2.409	2.489	2.409	2.284	2.249	2.198	2.226	2.191	2.235
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	1.554	1.489	1.557	1.696	1.719	1.779	1.749	1.781	1.755
Fe ²⁺ _{tot}	0.022	0.010	0.023	0.009	0.014	0.014	0.012	0.011	0.013
Mn	0.001	0.00	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Mg	0.005	0.001	0.007	0.001	0.004	0.002	0.001	0.000	0.003
Ca	0.621	0.535	0.629	0.743	0.779	0.834	0.809	0.838	0.805
Na	0.378	0.459	0.363	0.260	0.231	0.169	0.199	0.173	0.183
K	0.008	0.015	0.010	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Total	5.000	5.000	5.001	5.000	5.001	5.002	4.998	5.000	4.999
Or	0.8	1.5	1.0	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Ab	37.5	45.5	36.2	25.8	22.8	16.8	19.7	17.1	18.5
An	61.7	53	62.8	73.7	76.9	82.9	80.0	82.7	81.2

Or= ortoclasa, Ab= albita, An= anortita. Cada una de las muestras representa un análisis en el centro de un cristal individual.

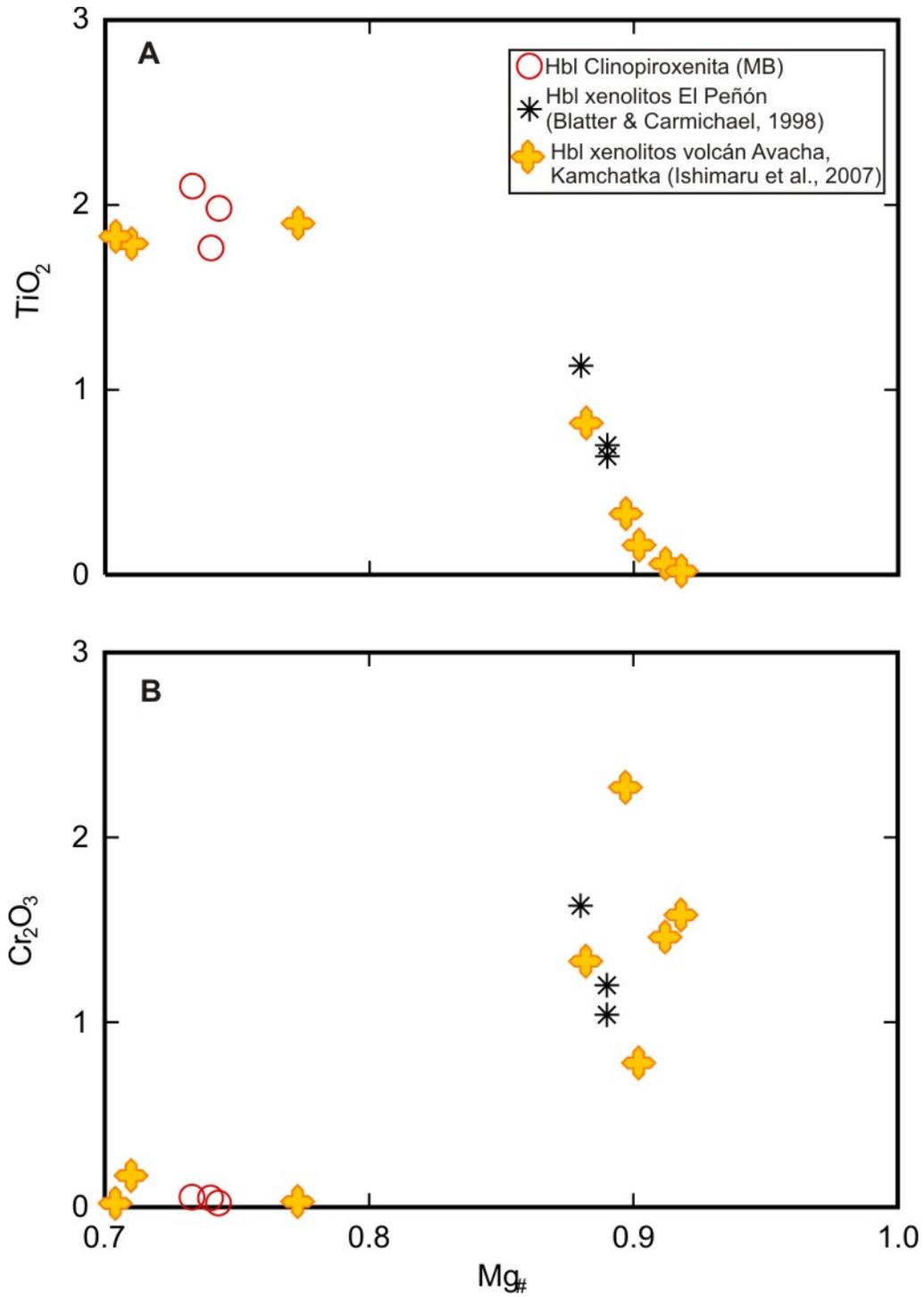


Fig. 3.12 Gráficos de Mg# contra TiO₂ (A) y Cr₂O₃ (B) mostrando los datos de hornblenda analizados y los publicados por Blatter y Carmichael (1998), e Ishimaru et al., (2007).

Tabla 3.7 Análisis de microsonda de anfíboles de un xenolito de clinopiroxenita en % en peso (óxidos) y átomos por fórmula unitaria (elementos).

Muestra	Anfíboles		
	MB-X-Pa1	MB-X-Pa2	MB-X-Pa3
SiO ₂	41.82	41.98	42.54
TiO ₂	2.10	1.98	1.77
Al ₂ O ₃	12.76	12.07	11.64
Cr ₂ O ₃	0.05	0.02	0.05
MgO	15.55	15.75	15.97
CaO	11.45	11.42	10.99
MnO	0.08	0.14	0.13
FeO	10.10	9.70	9.98
Na ₂ O	2.65	2.52	2.65
K ₂ O	0.82	0.78	0.53
Total	97.38	96.36	96.25
<i>Estequiometría con base en 23 oxígenos</i>			
Si	6.147	6.222	6.300
Ti	0.232	0.221	0.197
Al ^{VI}	0.358	0.330	0.331
Al ^{IV}	1.853	1.778	1.700
Cr	0.006	0.003	0.006
Fe ³⁺	0.155	0.150	0.155
Fe ²⁺	1.086	1.052	1.082
Mn	0.010	0.017	0.016
Mg	3.407	3.479	3.527
Ca	1.803	1.814	1.743
Na	0.755	0.725	0.760
K	0.154	0.148	0.100
Total	15.966	15.939	15.917
Mg#	0.733	0.743	0.740

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺). Cada una de las muestras representa minerales individuales analizados en su centro.

III.2.6 Sulfuros

Los sulfuros observados en los xenolitos ultramáficos corresponden a pirrotita enriquecida en níquel, y ligeramente en platinoides (Pt y Pd). Cabe destacar que estos sulfuros no contienen cromo, sin embargo tienen algunas trazas de arsénico y estaño (Tabla 3.8). El contenido de cobalto va de 0.12 a 0.05% en peso.

Tabla 3.8 Análisis de microsonda de sulfuros de un xenolito de clinopiroxenita en % en peso (tabla superior) y átomos por fórmula unitaria (tabla inferior).

Muestra	Sulfuros				
	MB-X1-S1	MB-X1-S1	MB-X1-S1	MB-X1-S1	MB-X1-S1
Fe	52.22	51.86	55.97	55.28	51.98
S	38.97	38.50	39.24	39.10	39.38
Cu	0.06	0.03	0.07	0.05	0.11
Zn	0.00	0.09	0.00	0.02	0.00
As	0.04	0.00	0.02	0.00	0.05
Sb	<0.01	0.00	0.03	<0.01	0.01
Ni	7.74	8.81	4.32	5.39	7.76
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.05	0.09	0.08	0.12	0.07
Au	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11
Te	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Sn	0.02	0.01	0.05	0.00	0.04
Pt	0.06	0.02	0.05	0.04	0.02
Pd	0.03	0.00	0.04	0.04	0.00
Total	99.19	99.42	99.87	100.05	99.53
<i>Estequiometría con base en 1 azufre</i>					
Fe	0.935	0.929	1.000	0.989	0.931
S	1.215	1.201	1.224	1.219	1.230
Cu	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Zn	0.000	0.001	0.000	0.0002	0.000
As	0.001	0.000	0.0002	0.000	0.001
Sb	0.0001	0.000	0.0002	0.000	0.000
Ni	0.132	0.150	0.074	0.092	0.132
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Co	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sn	0.0001	0.000	0.0004	0.000	0.000
Pt	0.0003	0.0001	0.0003	0.0002	0.0001
Pd	0.0002	0.000	0.0004	0.0003	0.000
Total	2.286	2.283	2.301	2.304	2.298

Cada una de las muestras representa un análisis en el centro de cada mineral.

III.2.7 Apatito

Los cristales de apatito fueron observados únicamente en las wherlitas. Sólo fue posible realizar dos análisis semicuantitativos (EDS), en los cuales se destacan un alto contenido en cloro (2.8% a 3% en peso) y la ausencia de flúor para estos minerales.

CAPITULO IV

IV.1 Geoquímica

Los estudios geoquímicos de elementos mayores y traza se realizaron en 16 muestras, incluyendo a la roca portadora de los xenolitos. El material analizado se seleccionó por su abundancia y con base en sus características macroscópicas, se clasificaron como xenolitos ultramáficos y/o máficos. La Tabla 4.1 muestra los resultados de estos análisis.

IV.1.1 Elementos Mayores

La lava que contiene a los xenolitos en Mesa Buen País es una andesita basáltica con un 56.5% en peso de SiO_2 , mientras que la suma de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) llega casi al 5% en peso. En los xenolitos ultramáficos, las concentraciones de sílice van de 45 a 52.5% en peso; mientras que los tres xenolitos máficos tienen una concentración de sílice de 47 a 66% en peso. Los contenidos de Al_2O_3 son mucho más altos en los xenolitos máficos y en la roca encajonante que en los xenolitos ultramáficos (5%-7% en peso), con valores de 9.6% en peso a valores de 20.5% en peso.

La figura 4.1 muestra los diagramas de variación de elementos mayores para la andesita basáltica de Mesa Buen País (MB) y los xenolitos analizados, utilizando al MgO como índice de diferenciación. Estos resultados se compararon con los xenolitos del manto (ver Anexo C1) publicados por Luhr y Aranda-Gómez (1997) y Blatter y Carmichael (1998) en El Peñón, además se añadieron los análisis del vidrio de la matriz de la roca encajonante de Mesa Buen País (ver Tabla 4.2). La cantidad de magnesio varía entre los xenolitos ultramáficos de MB de 30.5 a 15.3% en peso, mientras que los xenolitos máficos de MB presentan valores bajos, entre 11.3 y 1.3% en peso de MgO. La cantidad de MgO en el vidrio de la matriz de la roca encajonante se encuentra por debajo del 1% en peso. Los

datos de los xenolitos del manto, del centro de México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997) presentan contenidos de MgO entre 46 a 36% en peso, mientras que los xenolitos de El Peñón en el centro de la FVTM (Blatter y Carmichael, 1998) van de 36 a 33% en peso de MgO.

Conforme los contenidos de MgO aumentan, las cantidades de Al_2O_3 y TiO_2 disminuyen. En el caso del CaO, sus valores también disminuyen conforme aumenta el MgO en los xenolitos ultramáficos. En los xenolitos máficos de MB, la cantidad de CaO aumenta con el incremento del MgO. La tendencia de la relación de Fe total y MgO muestra una pendiente positiva, donde los xenolitos de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998) y los del centro de México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997) presentan los valores más bajos de Fe total (menos de 10% en peso), a excepción de un xenolito con más del 15% en peso. Para el Na_2O y K_2O , sus concentraciones se mantienen casi constantes para los xenolitos ultramáficos de MB y ligeramente más bajos para los xenolitos del manto reportados por Luhr y Aranda-Gómez (1997) y los de Blatter y Carmichael (1998) en El Peñón, mientras que en los xenolitos máficos sus valores aumentan conforme disminuye el MgO. Los análisis de los vidrios de la matriz de la roca de MB presentan las concentraciones más altas en K_2O .

Tabla 4.1 Composición de elementos mayores y algunos traza para la roca de Mesa Buen País y xenolitos. Los elementos mayores están dados en % en peso y los elementos traza en ppm.

Muestras	MB	MB-X-Geoq-1	MB-X-Geoq-3	MB-X-Geoq-4	MB-X-Geoq-5	MB-X-Geoq-6	MB-X-Geoq-7
Litología	Roca	UMF	UMF	UMF	UMF	UMF	UMF
SiO ₂	56.54	50.23	45.02	48.27	47.37	52.57	48.66
TiO ₂	0.86	0.47	0.37	0.87	0.77	0.45	0.54
Al ₂ O ₃	15.81	5.55	4.67	7.55	6.51	6.61	5.65
Fe ₂ O ₃	7.36	9.26	14.27	12.33	12.80	10.58	9.43
MnO	0.11	0.19	0.20	0.18	0.18	0.18	0.17
MgO	6.21	16.36	30.49	21.72	22.96	17.23	23.55
CaO	7.98	16.81	4.32	7.6	7.46	10.64	10.29
Na ₂ O	3.61	0.84	0.57	1.10	0.96	1.12	0.73
K ₂ O	1.32	0.19	0.21	0.34	0.30	0.37	0.21
P ₂ O ₅	0.21	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.04
Total	100.01	99.94	100.17	100.01	99.36	99.82	99.27
PxC	0.25	-0.03	-0.71	-0.39	-0.27	-0.02	-0.16
Sc	21.46	61.69	19.26	31.09	29.49	30.84	34.19
V	165.14	151.15	112.06	185.93	174.55	148.44	131.78
Cr	228.39	797.50	2443.24	2057.16	2088.72	463.73	1133.08
Co	46.40	65.83	117.86	94.79	98.91	68.49	71.82
Ni	76.20	198.07	995.74	624.94	667.67	226.67	683.25
Cu	44.09	112.62	44.30	59.61	58.26	42.08	33.22
Zn	65.38	67.42	98.01	88.46	88.28	75.36	65.03
Rb	25.54	2.60	4.11	4.57	4.26	6.94	3.61
Sr	604.80	160.72	143.96	205.57	190.03	197.66	163.98
Y	17.89	16.59	6.82	12.65	11.77	10.64	12.53
Zr	133.16	35.79	26.96	35.74	33.40	44.87	32.50
Nb	4.89	1.36	0.9728	1.63	1.49	1.43	1.50
Cs	0.956	0.078	0.128	0.148	0.130	0.246	0.12
Ba	431.83	66.49	78.63	102.28	92.04	107.91	71.27
La	15.86	3.68	3.44	3.69	3.44	5.08	3.42
Ce	34.54	11.74	7.64	9.90	9.22	12.19	9.73
Pr	4.69	2.31	1.16	1.64	1.53	1.78	1.71
Nd	19.07	12.60	5.79	8.79	8.17	8.56	9.35
Sm	4.22	3.53	1.48	2.66	2.47	2.20	2.67
Eu	1.27	1.03	0.4537	0.814	0.756	0.657	0.766
Gd	3.94	3.40	1.48	2.78	2.58	2.18	2.65
Tb	0.570	0.522	0.228	0.424	0.40	0.342	0.410
Dy	3.23	3.09	1.27	2.47	2.29	1.99	2.40
Ho	0.639	0.589	0.249	0.478	0.44	0.395	0.468
Er	1.69	1.57	0.648	1.22	1.13	1.05	1.23
Yb	1.59	1.39	0.569	1.04	0.965	1.01	1.09
Lu	0.234	0.211	0.092	0.153	0.142	0.153	0.163
Hf	3.30	1.44	0.837	1.15	1.09	1.31	1.18
Ta	0.506	0.105	0.081	0.118	0.110	0.108	0.114
Pb	6.77	0.976	1.21	1.50	1.36	2.03	1.85
Th	3.18	0.327	0.560	0.511	0.476	0.896	0.488
U	1.09	0.110	0.180	0.185	0.173	0.306	0.176

PxC: Pérdida por calcinación, UMF: xenolitos ultramáficos, MAF: xenolitos máficos.

Tabla 4.1 Continuación

Muestras	MB-X-Geoq-8	MB-X-Geoq-9	MB-X-Geoq-10	MB-X-Geoq-11	MB-X-Geoq-12	MB-X-Geoq-13	MB-X-Geoq-15
Litología	UMF	UMF	MAF	MAF	MAF	UMF	UMF
SiO ₂	48.89	49.74	50.04	47.14	65.91	50.01	50.25
TiO ₂	0.45	0.78	0.34	1.42	0.54	0.89	0.40
Al ₂ O ₃	6.76	6.55	9.62	20.49	17.74	7.25	6.11
Fe ₂ O ₃	11.32	8.62	7.29	7.91	3.41	8.53	8.65
MnO	0.17	0.18	0.13	0.12	0.07	0.16	0.18
MgO	24.14	17.07	11.27	6.92	1.63	15.29	18.87
CaO	6.76	15.25	19.69	11.92	4.01	16.16	13.86
Na ₂ O	0.84	1.07	0.88	2.71	5.15	1.19	0.98
K ₂ O	0.26	0.33	0.13	0.49	1.25	0.33	0.28
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.06	0.12	0.15	0.04	0.07
Total	99.64	99.63	99.45	99.24	99.86	99.85	99.65
PxC	-0.35	0.15	0.34	0.13	0.29	0.11	-0.03
Sc	24.22	49.07	33.31	41.47	5.84	54.21	50.79
V	126.61	205.64	157.90	272.79	54.18	219.08	145.10
Cr	2404.20	952.58	569.59	45.42	26.51	948.91	1589.16
Co	91.68	52.01	34.72	33.99	6.49	46.91	62.40
Ni	681.68	328.84	103.27	48.09	53.83	214.52	289.59
Cu	68.18	56.19	61.42	39.85	41.45	55.41	33.01
Zn	86.17	89.15	44.78	60.25	60.78	55.57	57.21
Rb	3.99	4.57	2.47	6.24	26.43	4.29	4.89
Sr	165.32	190.73	401.95	685.75	659.40	211.12	186.98
Y	9.94	20.78	10.97	18.11	10.79	20.99	10.37
Zr	38.50	49.20	32.50	35.76	40.94	45.67	33.48
Nb	1.79	2.71	0.632	3.15	9.92	2.82	1.11
Cs	0.110	0.144	0.083	0.092	0.755	0.130	0.164
Ba	73.90	91.70	73.21	219.52	347.60	92.35	86.99
La	4.24	5.04	4.75	8.23	27.52	5.15	4.50
Ce	11.39	15.61	11.12	20.59	52.69	14.74	11.06
Pr	1.80	2.83	1.90	3.16	6.94	2.98	1.77
Nd	8.86	15.09	9.79	15.63	27.12	16.08	8.79
Sm	2.22	4.33	2.63	4.30	5.05	4.66	2.29
Eu	0.666	1.17	0.762	1.41	1.33	1.24	0.705
Gd	2.13	4.25	2.49	4.26	3.65	4.61	2.23
Tb	0.328	0.655	0.385	0.642	0.48	0.701	0.352
Dy	1.85	3.84	2.19	3.68	2.13	4.17	2.03
Ho	0.366	0.734	0.411	0.692	0.356	0.787	0.392
Er	0.972	1.94	1.08	1.79	0.852	2.10	1.04
Yb	0.878	1.66	0.945	1.42	0.702	1.77	0.923
Lu	0.136	0.242	0.148	0.207	0.104	0.257	0.141
Hf	1.32	1.88	1.31	1.47	1.16	1.95	1.13
Ta	0.134	0.170	0.068	0.194	0.590	0.175	0.085
Pb	1.36	1.73	1.36	2.36	10.04	1.25	1.48
Th	0.420	0.689	0.488	0.717	4.55	0.678	0.743
U	0.148	0.306	0.201	0.225	1.25	0.318	0.259

PxC: Pérdida por calcinación, UMF: xenolitos ultramáficos, MAF: xenolitos máficos.

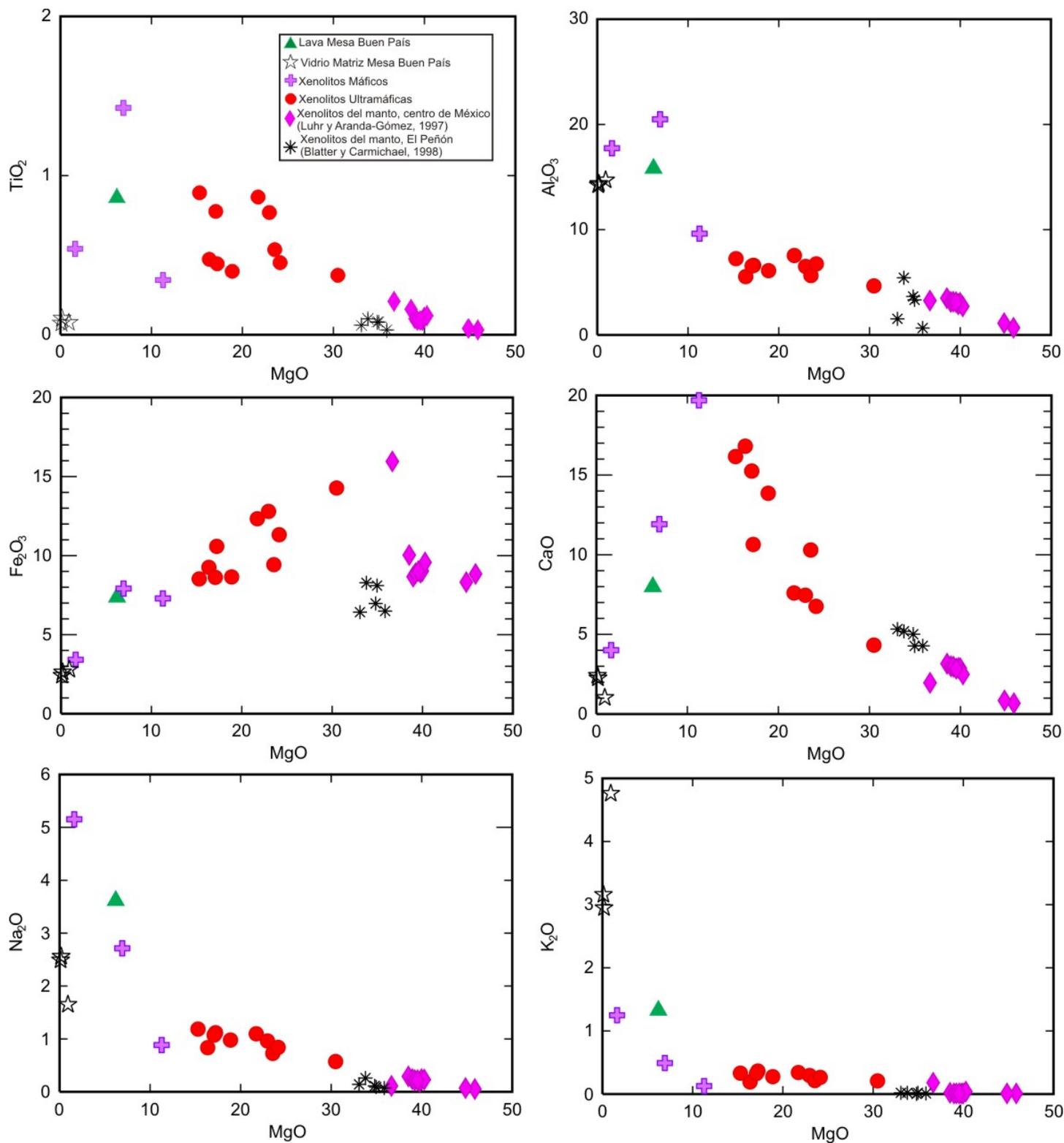


Fig.4.1 Diagramas de variación de algunos elementos mayores con respecto al contenido de MgO. Valores dados en % en peso.

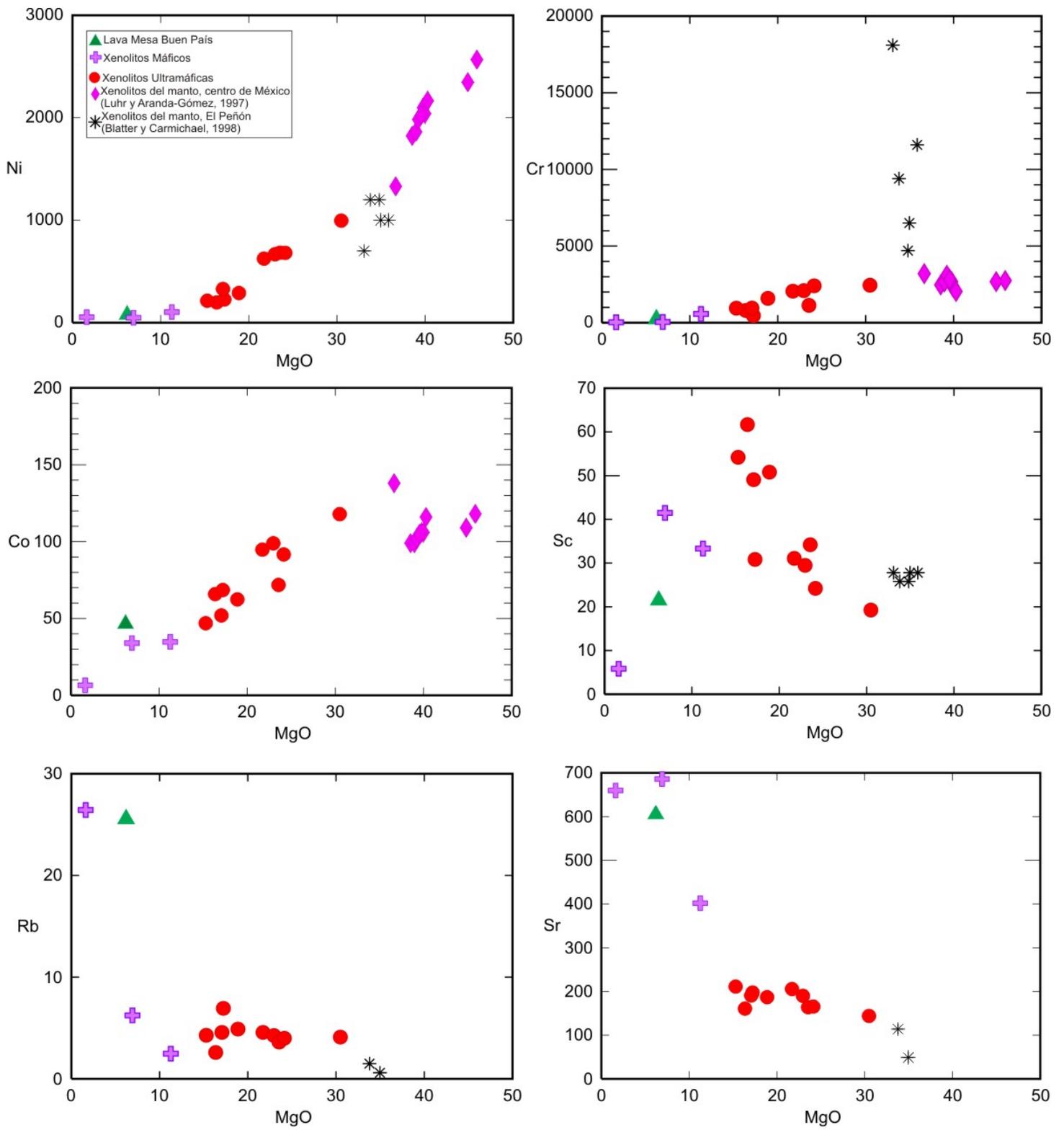


Fig.4.2 Diagramas de variación de algunos elementos traza con respecto al contenido de MgO. Valores dados en ppm, menos para MgO % en peso.

IV.1.2 Elementos Traza

Los diagramas de variación de algunos elementos traza compatibles (Ni, Cr) e incompatibles (Rb, Sr) se muestran en la figura 4.2. El aumento en las concentraciones de MgO viene también con un incremento en los contenidos de Ni, Cr y Co, dando como resultado pendientes positivas. Los xenolitos del manto del centro de México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997) presentan los valores más altos en estos elementos traza, con excepción en el Cr donde los xenolitos de El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998) se enriquecen considerablemente sin depender del contenido de MgO (ver Anexo C1). En el caso del Sc no se presenta una relación clara, sin embargo, a mayor cantidad de MgO, disminuye su contenido en los xenolitos ultramáficos. Para Rb y Sr en los xenolitos ultramáficos no hay variaciones significativas; mientras que los xenolitos máficos presentan mayor cantidad de Sr que de Rb.

Las tierras raras de los xenolitos y de la roca de Mesa Buen País fueron graficadas normalizando contra condrita (Nakamura, 1974) en la figura 4.3. Los resultados de los xenolitos ultramáficos (Fig.4.3a) se compararon con los datos de los xenolitos encontrados en El Peñón (Mukasa et al., 2007). Los patrones de tierras raras en la roca portadora (MB) son de una pendiente negativa suave, estando enriquecidos en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas.

En los xenolitos ultramáficos se observa un empobrecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras medias y una pendiente negativa a partir del Nd, en comparación con la roca de Mesa Buen País. En dos muestras se aprecia una anomalía negativa poco pronunciada de Eu (Fig.4.3a). Los datos comparativos de El Peñón (Mukasa et al., 2007) presentan una tendencia muy similar a los xenolitos de MB, con excepción de dos muestras que tienen valores más altos en La, equivalentes a la roca portadora (MB). Los xenolitos máficos muestran un patrón más variable con respecto a la roca portadora (MB); sin

embargo, presentan la misma tendencia de pendiente negativa. Sólo en una muestra se observa una anomalía positiva de Eu (Fig.4.3b).

Los diagramas de tipo “araña” realizados con los datos de los xenolitos analizados se compararon también con los datos de la roca de Mesa Buen País (Fig.4.4). Además, los resultados de los xenolitos ultramáficos (Fig.4.4a) fueron comparados con los datos de los xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007). Los gráficos se normalizaron con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

En la figura 4.4a, se puede observar que tanto la roca portadora (MB) como los xenolitos ultramáficos presentan un patrón similar, si se excluye las tierras raras ligeras, sólo que a menores concentraciones. Se aprecian anomalías negativas de Nb y Ta, así como una anomalía positiva de Pb. Sólo en el caso de los xenolitos ultramáficos se observa una anomalía negativa de Zr y Hf. Si se compara con los análisis de los xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007), éstos presentan el mismo patrón y las mismas anomalías, sólo que más pronunciadas que en los xenolitos ultramáficos de MB.

En el diagrama de “araña” de la figura 4.4b, los xenolitos máficos también presentan un patrón similar a la roca de Mesa Buen País (MB). Se puede observar la anomalía negativa de Nb y Ta, además de dos anomalías positivas muy significativas de Pb y Sr. Tres muestras presentan una clara anomalía negativa de Zr y Hf, tal y como ocurre en los xenolitos ultramáficos y en los estudiados en El Peñón.

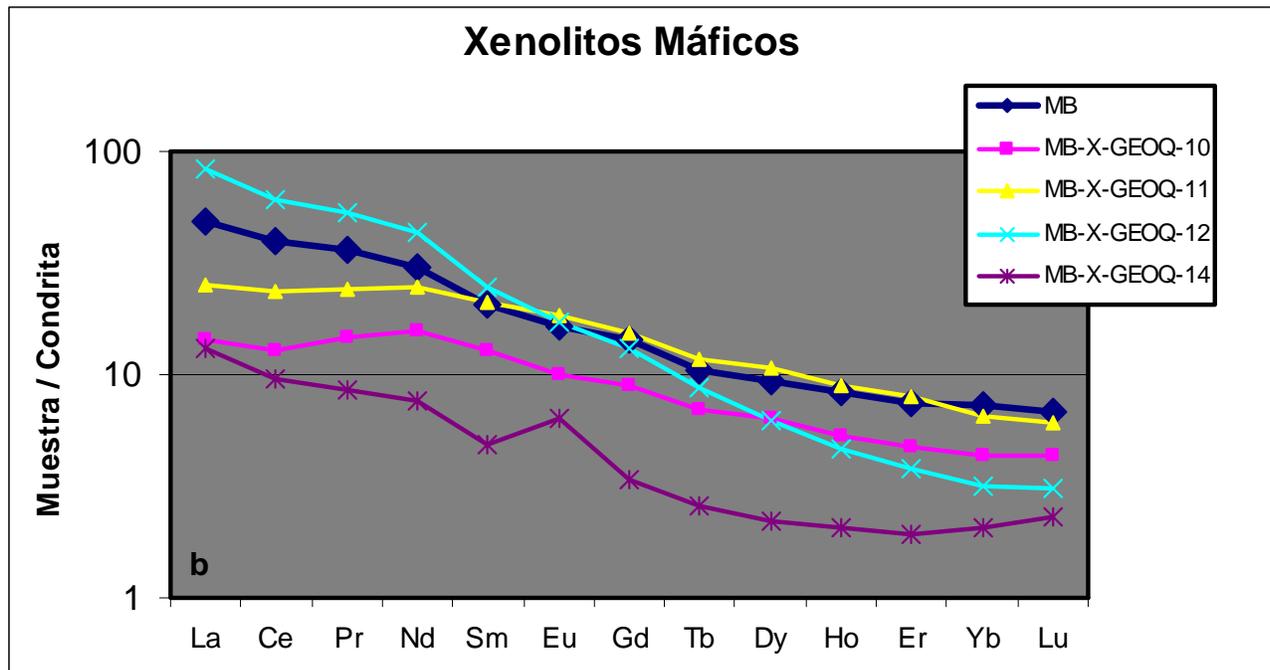
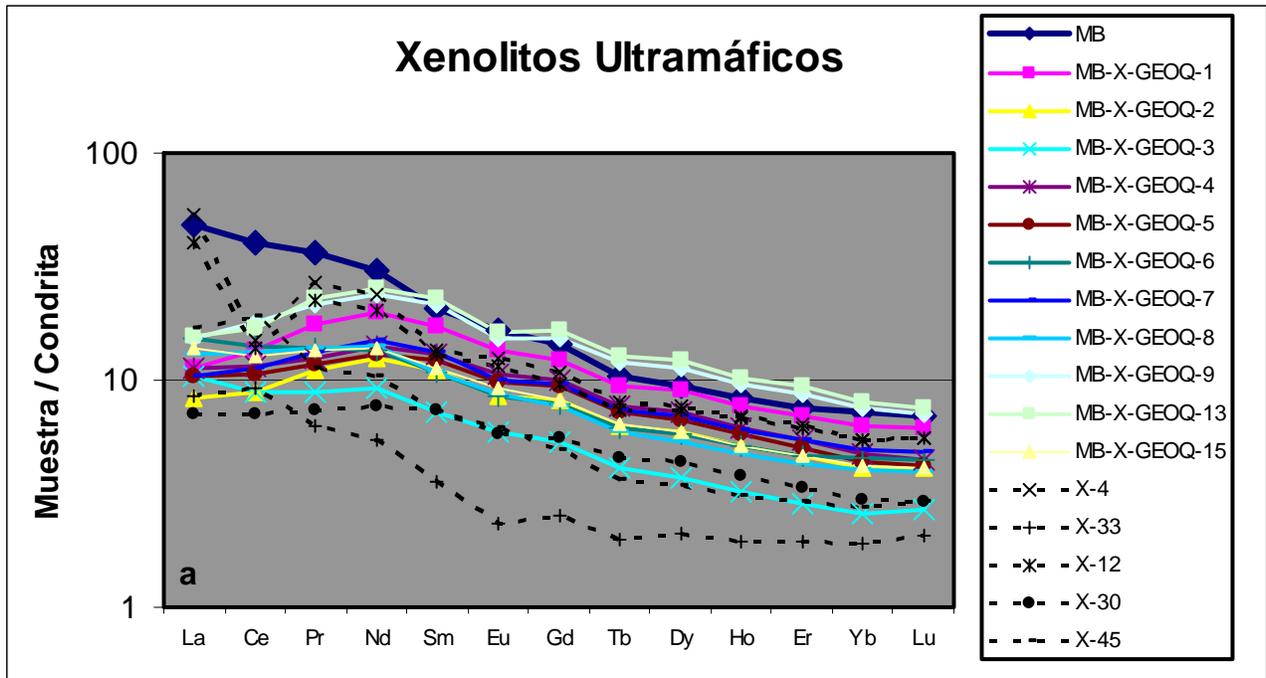


Fig.4.3 Diagramas de tierras raras normalizadas a condrita (Nakamura, 1974). MB: Roca de Mesa Buen País. Los datos con línea segmentada corresponden a los análisis de xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007).

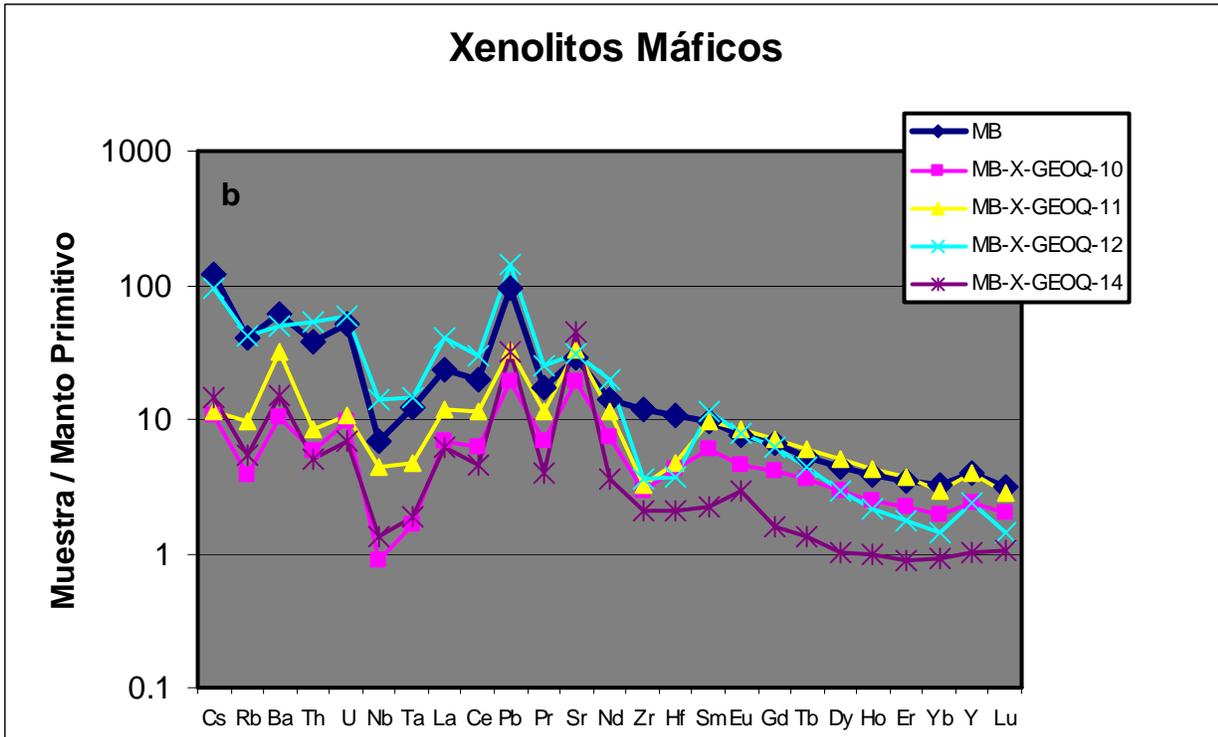
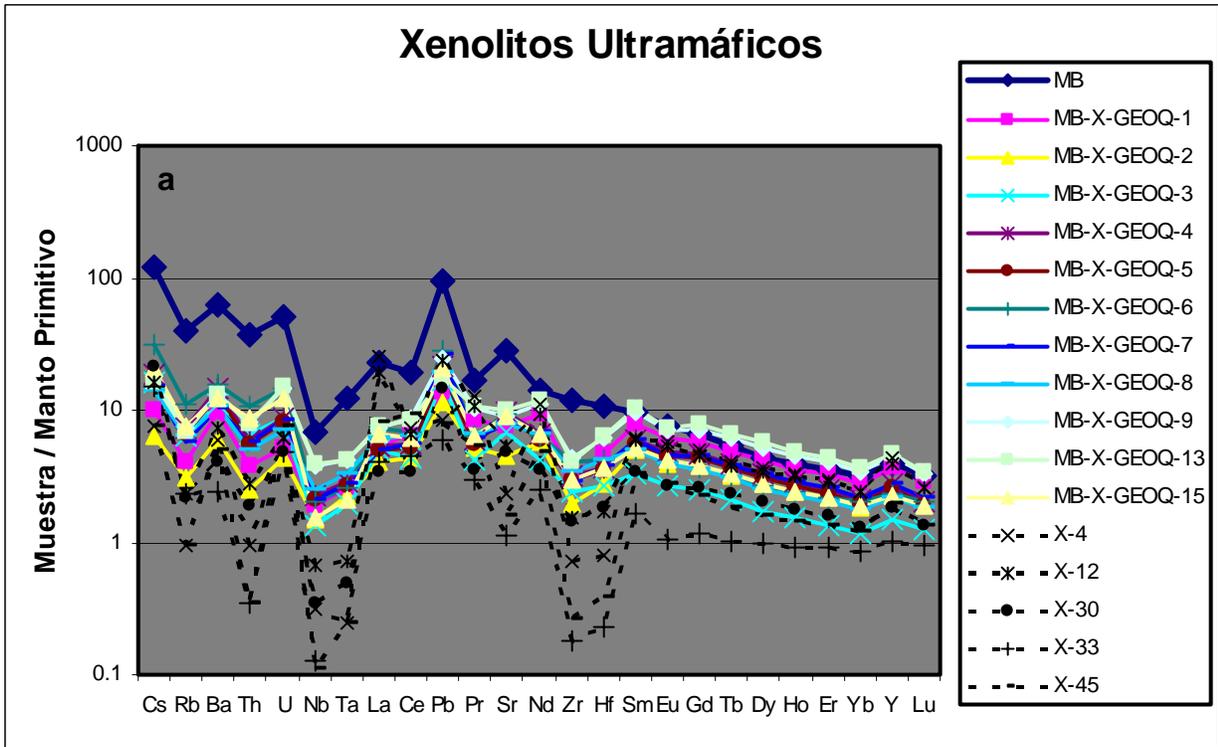


Fig.4.4 Diagramas de “araña” normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Los datos con línea segmentada corresponden a los análisis de xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007).

IV.2 Geotermobarometría

Los estudios geotermobarométricos se realizaron en la matriz de la roca portadora, así como en algunos xenolitos analizados. Se utilizaron tres termómetros diferentes, uno para la matriz de la roca de Mesa Buen País, y los otros dos para un xenolito de gabro-norita y un xenolito de wherlita. Solo un geobarómetro se aplicó a un xenolito de clinopiroxenita. A continuación, se describirá cada uno de estos estudios y los resultados obtenidos.

IV.2.1 Termómetro Plagioclasa+Líquido

El termómetro de Pl+Liq utilizado en la matriz de la roca de Mesa Buen País consiste en el modelo realizado por Putirka (2005), el cual se basó en el análisis de regresión con experimentos de fusión parcial en lavas del Kilauea en Hawaii, donde los cristales de plagioclasa fueron desarrollándose a rangos específicos de presiones y temperaturas con respecto a las composiciones del líquido.

La ecuación desarrollada a partir de estos experimentos es la siguiente:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.12 + 0.257 \ln \left[\frac{An^{pl}}{[Ca^{liq}(Al^{liq})](Si^{liq})^2} \right] - 3.166[Ca^{liq}] + 0.2166[H_2O^{liq}] \\ - 3.137 \left[\frac{Al^{liq}}{Al^{liq} + Si^{liq}} \right] + 1.216[Ab^{pl}]^2 - 2.475 \times 10^{-2}[P(kbar)]$$

Donde An^{pl} y Ab^{pl} es el contenido de anortita y albita en plagioclasa, Ca^{liq} , Al^{liq} y Si^{liq} son los átomos por fórmula unitaria (a.p.f.u.) que corresponden al vidrio en contacto con la plagioclasa.

Tabla 4.2 Datos de plagioclasa y vidrios de la matriz de la roca Mesa Buen País, y resultados obtenidos con el geotermómetro PI+Liq (Putirka, 2005).

Clave	Plagioclasas			Vidrios			
	MB-PI-1	MB-PI-2	MB-PI-3	MB-V-1	MB-V-2	MB-V-3	
SiO ₂	60.89	59.44	58.41	71.29	70.44	69.31	
TiO ₂	0.082	0.057	0.059	0.103	0.073	0.077	
Al ₂ O ₃	23.56	24.66	25.06	14.38	14.24	14.71	
FeO	1.27	0.689	1.06	2.37	2.18	2.52	
MnO	0.038	0.022	0.009	0.049	0.012	0.022	
MgO	0.103	0.074	0.083	0.173	0.114	0.928	
CaO	7.96	7.92	8.57	2.26	2.42	1.033	
Na ₂ O	5.71	6.78	6.16	2.56	2.49	1.65	
K ₂ O	1.07	0.567	0.590	2.95	3.16	4.76	
Total	100.68	100.21	100.00	96.14	95.13	95.01	
<i>Estequiometría con base en 16 oxígenos</i>				<i>Norma CIPW</i>			
Si	2.71	2.66	2.63	qz	39.61	38.62	37.69
Ti	0.00	0.00	0.00	plg	34.17	34.77	20.13
Al	1.24	1.30	1.33	or	18.14	19.62	29.61
Fe ²⁺ _{tot}	0.05	0.03	0.04	c	2.99	2.45	5.21
Mn	0.00	0.00	0.00	hy	4.90	4.39	7.21
Mg	0.01	0.00	0.01	il	0.21	0.15	0.15
Ca	0.38	0.38	0.41	Tot	100.02	100.00	100.00
Na	0.49	0.59	0.54				
K	0.06	0.03	0.03				
Total	4.94	5.00	4.99				
Or	6.51	3.24	3.44				
Ab	52.81	58.80	54.59				
An	40.68	37.96	41.97				

Norma CIPW: qz: cuarzo, plg: plagioclasa, or: ortoclasa, c: corindón, hy: hiperstena, il: ilmenita, Tot: total; Ab: albita, An: anortita.

Tabla 4.2 Continuación.

<i>Resultados Geotermómetro PI + Liq (Putirka, 2005)</i>			
Pares	H ₂ O % en peso	Presión (kbar)	T °C
MB-PI1/MB-V-1	2	1	1098
MB-PI-2/MB-V-2	2	1.5	1091
MB-PI-3/MB-V-3	2	2	1052
MB-PI1/MB-V-1	2.5	1	1078
MB-PI2/MB-V-2	2.5	1.5	1071
MB-PI-3/MB-V-3	2.5	2	1033
MB-PI1/MB-V-1	3	1	1058
MB-PI2/MB-V-2	3	1.5	1052
MB-PI-3/MB-V-3	3	2	1015

En esta ecuación la temperatura es dada en grados Kelvin, pero para este trabajo los resultados se convirtieron en grados centígrados. El H₂O es una variable independiente, con unidades en % en peso. Este termómetro es sensible a la presión, la constante de equilibrio (K_{eq}) se basa en la cristalización de anortita en equilibrio (Putirka, 2005):



Para conocer la temperatura a la cual la lava de Mesa Buen País llegó a la superficie, se calcularon tres pares plagioclasa-vidrio. La plagioclasa tiene una composición de An_{42-38} , mientras que los vidrios son normativos en cuarzo, plagioclasa y ortoclasa (Tabla 4.2). La ecuación de PI+Liq se probó con distintos valores de H₂O en % en peso, tomando en cuenta que los estudios realizados sobre el contenido de agua en andesitas en la zona occidental y centro de la FVTM han reportado valores entre 2 y 5.5% en peso (Moore y Carmichael, 1998; Blatter y Carmichael, 2001). El valor más alto obtenido para la roca de MB es de 1098°C con 2% en peso de agua y 1 kbar de presión, mientras que el valor más bajo fue de 1015°C para 3% en peso de agua y 2 kbar de presión como valores límites probables de la temperatura de la lava en superficie (Fig.4.5).

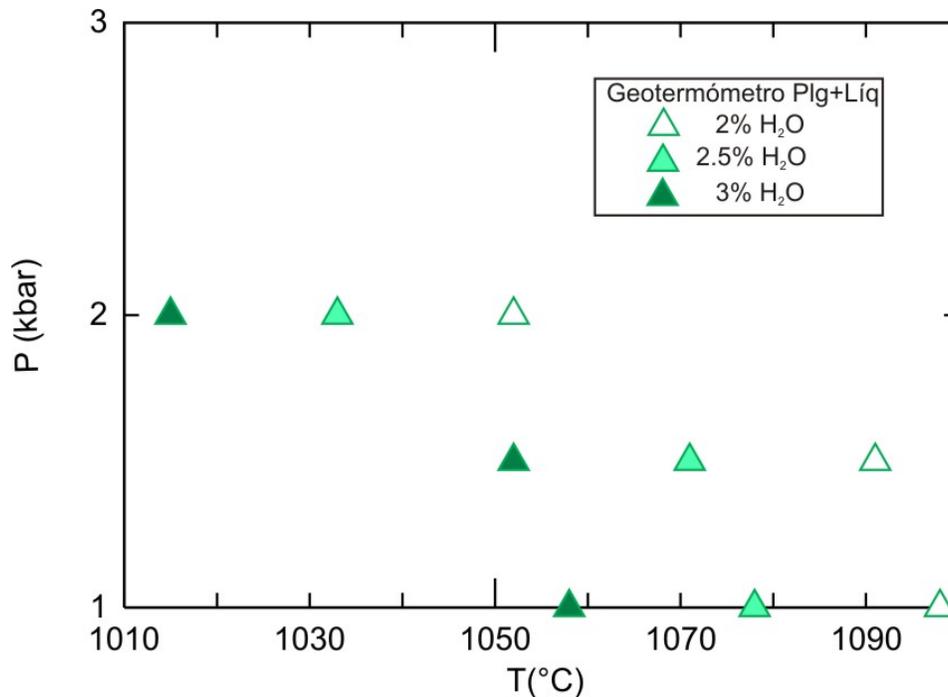


Fig. 4.5 Gráfico de T(°C) vs. P (kbar), donde se muestran los resultados del geotermómetro de Plg+Líquido de Putirka (2005).

La ecuación de Putirka (2005) presenta un error estándar estimado de 30-40% más bajo que otros termómetros similares. Por lo tanto, el error estándar estimado en las pruebas de este modelo es de 24°C para materiales anhidros, y de 33°C para materiales hidratados.

IV.2.2 Termómetro de Dos Piroxenos

La coexistencia de dos piroxenos, uno rico en calcio y el otro pobre en éste elemento, puede dar información acerca de las temperaturas en las que cristalizan (Lindsley y Andersen, 1983). La realización de experimentos en este tipo de silicatos con respecto a temperaturas y presiones controladas, así como las variaciones que se observan en los coeficientes de partición, no sólo del calcio, sino de otros elementos como magnesio y hierro han dado información útil para entender las relaciones entre diferentes tipos de piroxenos (p.ej. la coexistencia de augita con pigeonita y ortopiroxeno).

El trabajo de Lindsley y Andersen (1983) se enfocó a elaborar un termómetro de dos piroxenos, el cual se pudiera aplicar a una gran variedad de rocas. Esos autores realizaron experimentos para determinar el comportamiento del calcio en pares de piroxenos que coexistieran en equilibrio a temperaturas de 800°-1200°C, combinándolos con cálculos en los diagramas de fases de diópsida-enstatita y de hedenbergita-ferrosilita.

La aplicación de este termómetro a tres pares de Cpx-Opx de un xenolito de gabro-norita en la zona de estudio se realizó con la ayuda del programa QUILF, versión 1995. Este programa combina modelos de soluciones termodinámicas no sólo para piroxenos, sino también para olivinos y óxidos como ilmenita y espinelas. Para el caso de los piroxenos, el programa calcula los sitios estructurales donde se distribuye el Ca, Mg y Fe de modo que la energía libre de Gibbs resulte ser menor, y el equilibrio se encontrará en función de la temperatura calculada (Andersen et al., 1993).

Tabla 4.3 Pares de datos de cristales de piroxeno pertenecientes a la gabro-norita, y resultados obtenidos con el geotermómetro de dos piroxenos (Lindsley y Andersen, 1983).

Clave	Clinopiroxenos			Ortopiroxenos		
	MB-G1-1	MB-G1-2	MB-G1-4	MB-G1-9	MB-G1-10	MB-G1-11
SiO ₂	53.90	53.58	53.71	55.11	55.10	55.36
TiO ₂	0.077	0.059	0.078	0.04	0.04	0.041
Al ₂ O ₃	1.41	1.48	1.63	0.986	1.20	1.002
Cr ₂ O ₃	0.024	0.033	0.04	0.003	0.00	0.003
MgO	15.31	15.02	15.04	26.44	26.12	26.11
CaO	22.62	22.45	22.29	0.703	0.77	0.699
MnO	0.168	0.143	0.129	0.419	0.384	0.316
FeO	5.91	5.90	5.99	14.94	15.31	15.02
Na ₂ O	0.281	0.301	0.231	0.017	0.00	0.00
Total	99.70	98.97	99.14	98.66	98.92	98.55
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>						
Si	1.99	1.99	1.997	2.016	2.014	2.03
Ti	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
Al ^{IV}	0.010	0.006	0.003	--	--	--
Al ^{VI}	0.051	0.059	0.068	0.043	0.052	0.043
Cr	0.001	0.001	0.001	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ _{tot}	0.182	0.183	0.19	0.457	0.468	0.461
Mn	0.005	0.005	0.004	0.013	0.012	0.010
Mg	0.842	0.833	0.834	1.442	1.423	1.427
Ca	0.895	0.895	0.888	0.028	0.030	0.027
Na	0.020	0.022	0.017	0.001	0.00	0.00
Total	3.998	3.996	4.004	4.001	4.00	3.999
WO	46.61	46.82	46.54	1.43	1.57	1.43
EN	43.88	43.58	43.70	74.85	74.07	74.51
FS	9.51	9.60	9.76	23.72	24.36	24.05

WO: wollastonita, EN: enstatita, FS: ferrosilita

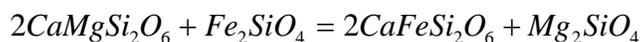
Tabla 4.3 Continuación

<i>Resultados Geotermómetro de 2 piroxenos (Lindsley y Andersen, 1983)</i>			
Pares	Presión (kbar)	T °C	Incertidumbre (°C)
MB-G1-4/MB-G1-10	5	887	± 2
MB-G1-1/MB-G1-9	5	869	± 10
MB-G1-2/MB-G1-11	5	868	± 10
MB-G1-4/MB-G1-10	6	890	± 1
MB-G1-1/MB-G1-9	6	872	± 9
MB-G1-2/MB-G1-11	6	870	± 9
MB-G1-4/MB-G1-10	7	892	± 1
MB-G1-1/MB-G1-9	7	874	± 9
MB-G1-2/MB-G1-11	7	873	± 9

En la tabla 4.3 se muestran los pares de piroxenos utilizados para calcular la temperatura con el programa QUILF95, así como los resultados obtenidos mediante este termómetro. Cabe mencionar, que las presiones se establecieron arbitrariamente y que éstas no afectan significativamente las temperaturas calculadas. Las temperaturas que se obtuvieron con menor incertidumbre (±1) fueron de 890 y 892°C, estimando una presión de 6 y 7 kbar respectivamente.

IV.2.3 Termómetro de Clinopiroxeno-Olivino

El termómetro utilizado en cinco pares de Cpx-Ol del xenolito de wherlita, consiste en la calibración de la reacción de intercambio de Fe²⁺ y Mg²⁺ para que a partir de olivino (Fo) y hedenbergita dé como resultado olivino (Fa) + dióxido (Powell y Powell, 1974):



Los cálculos se realizaron mediante el programa PTMafic versión 2.0, elaborado por Soto y Soto (1995). Este programa consiste en una interfase sencilla en MS-DOS para cálculos termobarométricos en rocas máficas y

ultramáficas. El programa cuenta con una amplia variedad de cálculos estequiométricos y termodinámicos para diversos minerales, como anfíboles, granates, epidota, piroxenos, olivinos, ilmenita y espinelas, entre otros.

La tabla 4.4 muestra los datos utilizados para el programa de PTMafic, así como los resultados obtenidos. Al igual que los termómetros anteriores, aquí también se empleó una presión arbitraria. Las temperaturas calculadas van desde 986.35°C a 938.5°C, sin presentar cambios significativos con presiones de 5, 6 y 7 kbar.

Tabla 4.4 Datos de cristales de clinopiroxeno de la wherlita, utilizados para el geotermómetro Cpx-Ol (Powell y Powell, 1974).

Clinopiroxenos					
Clave	MB-X2-2	MB-X2-5	MB-X2-6	MB-X2-7	MB-X2-8
SiO ₂	53.97	53.74	54.71	54.14	53.25
TiO ₂	0.033	0.044	0.019	0.00	0.031
Al ₂ O ₃	0.27	0.254	0.11	0.088	0.458
Cr ₂ O ₃	0.016	0.00	0.00	0.00	0.036
MgO	17.01	17.02	17.39	17.24	16.50
CaO	25.28	24.55	25.52	25.56	24.95
MnO	0.167	0.174	0.083	0.128	0.118
FeO	2.41	3.09	1.87	1.63	3.01
Na ₂ O	0.071	0.129	0.056	0.009	0.142
Total	99.23	99.00	99.76	98.80	98.50
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>					
Si	1.979	1.977	1.992	1.99	1.971
Ti	0.001	0.001	0.001	0.00	0.001
Al ^{IV}	0.012	0.011	0.005	0.004	0.020
Al ^{VI}	--	--	--	--	--
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001
Fe ³⁺	0.032	0.042	0.014	0.017	0.045
Fe ²⁺	0.042	0.053	0.043	0.033	0.048
Mn	0.005	0.005	0.003	0.004	0.004
Mg	0.930	0.933	0.944	0.945	0.910
Ca	0.993	0.968	0.996	1.007	0.989
Na	0.005	0.009	0.004	0.001	0.010
Total	3.999	3.999	4.002	4.001	3.999
WO	49.74	48.48	49.87	50.30	49.64
EN	46.56	46.76	47.28	47.20	45.68
FS	3.70	4.76	2.85	2.50	4.67

WO: wollastonita, EN: enstatita, FS: ferrosilita

Tabla 4.4 Continuación. Datos de olivino de la wherlita y resultados obtenidos con el geotermómetro Cpx-Ol (Powell y Powell, 1974).

Olivinos					
Clave	MB-X-ol1	MB-X-ol4	MB-X-ol6	MB-X-ol7	MB-X-ol8
SiO ₂	40.01	40.38	40.20	40.18	40.21
TiO ₂	0.00	0.005	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.006	0.00	0.001	0.003	0.003
Cr ₂ O ₃	0	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	42.69	42.93	42.03	42.39	42.74
NiO	0.211	0.113	0.114	0.135	0.179
CaO	0.041	0.046	0.067	0.078	0.046
MnO	0.424	0.383	0.417	0.362	0.331
FeO	16.45	16.65	17.09	16.72	16.31
Na ₂ O	0.011	0.00	0.044	0.00	0.001
Total	99.84	100.51	99.96	99.87	99.82
<i>Estequiometría con base en 4 oxígenos</i>					
Si	1.013	1.015	1.019	1.017	1.016
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.348	0.350	0.362	0.354	0.345
Mn	0.009	0.008	0.009	0.008	0.007
Mg	1.611	1.609	1.588	1.599	1.611
Ni	0.004	0.002	0.002	0.003	0.004
Ca	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Na	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00
Total	2.987	2.985	2.982	2.983	2.984
Fo%	82.23	82.13	81.43	81.88	82.37
Fa%	17.77	17.87	18.57	18.12	17.63
<i>Resultados Geotermómetro Cpx-Ol (Powell y Powell, 1974)</i>					
Pares		Presión (kbar)		Temperatura °C	
MB-X2-2	MB-X-ol1	5		972.50	
MB-X2-5	MB-X-ol4	5		986.34	
MB-X2-6	MB-X-ol6	5		961.80	
MB-X2-7	MB-X-ol7	5		938.49	
MB-X2-8	MB-X-ol8	5		986.22	
MB-X2-2	MB-X-ol1	6		972.51	
MB-X2-5	MB-X-ol4	6		986.34	
MB-X2-6	MB-X-ol6	6		961.81	
MB-X2-7	MB-X-ol7	6		938.49	
MB-X2-8	MB-X-ol8	6		986.23	
MB-X2-2	MB-X-ol1	7		972.52	
MB-X2-5	MB-X-ol4	7		986.35	
MB-X2-6	MB-X-ol6	7		961.82	
MB-X2-7	MB-X-ol7	7		938.50	
MB-X2-8	MB-X-ol8	7		986.23	

Fo: forsterita, Fa: fayalita

IV.2.4 Barómetro de Clinopiroxeno

Cuando un magma cristaliza, la composición de cualquier mineral segregado desde el fundido está en función de la temperatura, la presión y la composición total. Es así como Nimis (1995) elaboró un barómetro basado en la estructura cristalina del clinopiroxeno, tomando en cuenta la distribución de cationes entre los sitios estructurales M_1 (Ti, Al^{VI} , Cr, Fe^{+3} , Fe^{+2} y Mg) y M_2 (Fe^{+2} , Mn, Mg, Ca y Na).

Este modelo se estableció mediante una serie de experimentos en donde se observó que la celda de la estructura cristalina del clinopiroxeno, así como el volumen en el sitio M_1 , decrecen linealmente conforme la presión y la temperatura se incrementan, sin importar mucho la composición del magma. A pesar de la complejidad química de estas relaciones, la respuesta estructural del clinopiroxeno a variaciones en las condiciones físico-químicas es simple, así que la presión puede ser expresada como una función lineal del volumen de la celda y el volumen del sitio M_1 (Nimis y Ulmer, 1998).

Para la aplicación de este barómetro, se deben de tomar en cuenta una serie de criterios: a) los clinopiroxenos deben de provenir de un fundido primario, es decir, de una roca de composición basáltica, basanítica, foidítica o alguno de sus equivalentes, b) los análisis químicos de los clinopiroxenos que muestren una desviación estándar por encima del 1% en peso de CaO y Al_2O_3 no deben tomarse en cuenta, c) sólo los clinopiroxenos con una suma de cationes de Ca y Na arriba de 0.5 del peso fórmula y un número de Mg# mayor a 0.7 deben ser considerados. La presencia de minerales como anfíboles, plagioclasa o espinelas no afecta a los cálculos barométricos. Por lo tanto, el geobarómetro es aplicable a un amplio rango de clinopiroxenos en rocas máficas y ultramáficas (Nimis, 1995; Nimis y Ulmer, 1998).

Tabla 4.5 Datos de clinopiroxeno utilizados con el geobarómetro de Nimis y Ulmer (1998).

Clinopiroxenos					
Clave	MB-X1-3	MB-X1-5	MB-X1-6	MB-X1-7	MB-X1-8
SiO ₂	52.81	52.72	52.57	52.46	52.99
TiO ₂	0.545	0.074	0.36	0.518	0.435
Al ₂ O ₃	1.63	1.49	1.41	1.70	1.43
Cr ₂ O ₃	0.284	0.00	0.117	0.199	0.038
MgO	16.12	15.95	16.58	16.22	16.60
CaO	21.71	21.12	21.77	21.33	21.74
MnO	0.169	0.285	0.164	0.143	0.161
FeO	5.89	6.69	5.44	5.67	5.60
Na ₂ O	0.281	0.311	0.316	0.273	0.331
Total	99.44	98.64	98.73	98.51	99.33
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>					
Si	1.951	1.964	1.948	1.953	1.953
Ti	0.015	0.002	0.010	0.015	0.012
Al ^{IV}	0.049	0.036	0.052	0.047	0.047
Al ^{VI}	0.022	0.029	0.010	0.028	0.015
Cr	0.008	0.00	0.003	0.006	0.001
Fe ³⁺	0.009	0.025	0.041	0.004	0.030
Fe ²⁺	0.173	0.183	0.127	0.173	0.142
Mn	0.005	0.009	0.005	0.005	0.005
Mg	0.888	0.886	0.916	0.900	0.912
Ca	0.859	0.843	0.864	0.851	0.858
Na	0.020	0.022	0.023	0.020	0.024
Total	3.999	3.999	3.999	4.002	3.999
WO	44.55	43.52	44.35	44.14	44.18
EN	46.02	45.73	47.00	46.70	46.94
FS	9.43	10.76	8.65	9.16	8.88
<i>Resultados de Geobarómetro (Nimis y Ulmer, 1998)</i>					
T°C	Presión (kbar)				
Promedio					
969.1	5.7	6.2	5.8	6.6	6.0

WO: wollastonita, EN: enstatita, FS: ferrosilita

En la tabla 4.5 se muestran los clinopiroxenos de un xenolito de piroxenita que cumplieron con los criterios antes descritos. La temperatura que se utilizó para los cálculos barométricos es un promedio de las temperaturas obtenidas con el termómetro de Cpx-Ol (969.1°C). Las presiones calculadas se dan en kbar y presentan una incertidumbre de ± 1.7 kbar. Las presiones medias obtenidas con el geobarómetro van de 5.7 a 6.6 kbar.

CAPITULO V

V.1 Discusión

V.1.1 El estudio de xenolitos ultramáficos en zonas de arcos volcánicos

Una serie de factores han limitado el estudio de xenolitos como elementos fundamentales para la comprensión de las interacciones entre el manto y la corteza en arcos magmáticos de todo el mundo, entre los cuales están su gran escasez y el tamaño pequeño. Los xenolitos ultramáficos suelen ser mucho más escasos y no necesariamente provienen del manto. Sin embargo, el acceso a este tipo de materiales tiene algunas ventajas, como su ascenso rápido y retrogresión mínima, lo que les permite conservar las características mineralógicas y texturales primarias formadas a profundidad; situaciones que son difíciles de verificar en los macizos ofiolíticos (Coltorti y Grégoire, 2008), cuyas características primarias se modifican durante la exhumación tectónica.

En los magmas calcialcalinos típicos de arcos magmáticos, es todavía más raro encontrar xenolitos de este tipo (Nixon, 1987; Swanson et al., 1987; Kepezhinkas et al., 1995; Arai y Ishimaru, 2008). Sin embargo, e independientemente de que provengan de la cuña del manto o de que sean de tipo cortical cumulítico, estos materiales pueden ser muy importantes para entender algunos aspectos petrogenéticos y tectónicos de las zonas de subducción, como son el metasomatismo y la migración de fluidos. Gracias a estudios recientes realizados a partir de xenolitos ultramáficos encontrados en arcos magmáticos, se sabe que el metasomatismo en estos ambientes geológicos tiende a ser más importante en los frentes volcánicos, donde la tasa de producción de magma suele ser muy alta (Arai y Ishimaru, 2008), así como el contenido de fluidos acuosos derivados de la desintegración de minerales hidratados (Poli y Schmidt, 1995; Schmidt y Poli, 1998).

El estudio de los xenolitos ultramáficos encontrados en Mesa Buen País (MB) se abordó en los capítulos anteriores con la descripción petrográfica, los análisis de química mineral y geoquímica, así como los cálculos geotermobarométricos realizados. A continuación se discutirán los resultados obtenidos con el fin de comprender mejor el origen de estos materiales y los posibles procesos involucrados en su formación con respecto al ambiente geológico al que pertenecen.

V.1.2 Xenolitos Ultramáficos y Máficos: Evidencias Texturales y Minerale

La mayoría de los xenolitos ultramáficos estudiados en MB son piroxenitas y en menor medida wherlitas; comúnmente este tipo de rocas son referidas como productos cumúlíticos que pueden asociarse a peridotitas, independientemente del marco tectónico en el que se encuentren (Mercier y Nicolas, 1975; Ozawa, 1994; Downes et al., 2004). Sin embargo en MB, también se encontraron tres harzburgitas que fueron sólo descritas petrográficamente en este trabajo dado el poco material con el que se dispuso por su escasez en los afloramientos.

En las zonas de subducción, la abundancia de harzburgitas generalmente se localiza en los frentes de los arcos volcánicos, y ello puede indicar grados altos de fusión parcial en la cuña del manto (Ozawa, 1994; Arai, et al., 2003; Arai y Ishimaru, 2008). Tomando en cuenta que la lava de MB se encuentra precisamente en el frente volcánico de la FVTM, el hallazgo de este tipo de xenolitos aportará información acerca de los procesos que ocurren en la Zona de Subducción Mexicana (ZSM).

Sin embargo, la presencia de xenolitos máficos en MB como gabro-noritas y gabro-anortositas indicaría un origen ígneo más somero. Aunado a ello, se sabe que texturalmente, el grano grueso y la ausencia de cristales zonados en rocas ígneas son evidencia de un proceso cumúlítico (Shelley, 1993), y esta característica se observa claramente en las piroxenitas de MB.

Cabe agregar que los mega-xenocristales de hornblenda observados en la roca de MB presentan texturas poiquilíticas, así como algunos cristales grandes de ortopiroxeno en las harzburgitas, también poiquilíticos, aspecto que por lo regular también se relaciona a procesos cumulíticos. No obstante, esta característica textural también puede asociarse a otro tipo de procesos (Szabó et al., 2004). Los cristales poiquilíticos se han descrito en peridotitas del manto superior, y por lo regular se interpretan como una textura final producto de una serie de recristalizaciones en estado sólido (Mercier y Nicolas, 1975; Szabó et al., 2004). Por otra parte, la presencia de cristales poiquilíticos de hornblenda también puede ser indicio de procesos metasomáticos como lo reportado en la cuenca Panoniana en Hungría (Kovács et al., 2004).

Con respecto a los xenolitos máficos de MB, no hay duda de que sus texturas son de tipo ígneo cumulítico (ver, Capítulo III); pero si se observa con detalle los minerales que componen a estas rocas, pueden inferirse otros aspectos que imperaron en su formación. La gran mayoría de los cristales de plagioclasa presentan maclas truncadas, además de extinción ondulante, lo cual habla de que estos xenolitos sufrieron deformación dúctil. En el caso de los piroxenos, las bandas de exsolución y algunos bordes de tipo poligonal sugieren desmezcla subsólida además de eventos de recristalización (Fodor y Galar, 1997). La hornblenda presente entre dichas fases, corresponde claramente a un evento posterior de tipo metasomático.

La textura que predomina en los xenolitos ultramáficos de MB es la porfidoclástica; esta textura es muy típica en este tipo de xenolitos y ha sido muy bien documentada en macizos y xenolitos de tipo alpino, donde se le considera como consecuencia del flujo plástico y deformación (Mercier y Nicolas, 1975; Downes et al., 2004). Sin embargo, cuando se observan piroxenitas con texturas porfidoclásticas y a su vez cristales equidimensionales, se puede pensar en un origen cumulítico y en una deformación posterior (Downes et al., 2004). En los xenolitos aquí estudiados se observaron dichas características, las cuales son más evidentes en las wherlitas.

Tomando en cuenta la mineralogía presente en los xenolitos ultramáficos de MB, así como los hábitos y las texturas observadas en cada mineral descrito (ver Capítulo III), se proponen tres eventos paragenéticos principales (Fig. 5.1): a) cristalización magmática representada por olivino y sus inclusiones de cromita, así como por piroxenos y sulfuros, b) metasomatismo representado principalmente por anfíbol y apatito, y en algunos casos clinopiroxeno secundario (Cpx2), y c) el evento eruptivo donde figuran magnetita, vidrios y un poco de plagioclasa cristalizados del magma inyectado que transportó a los xenolitos.

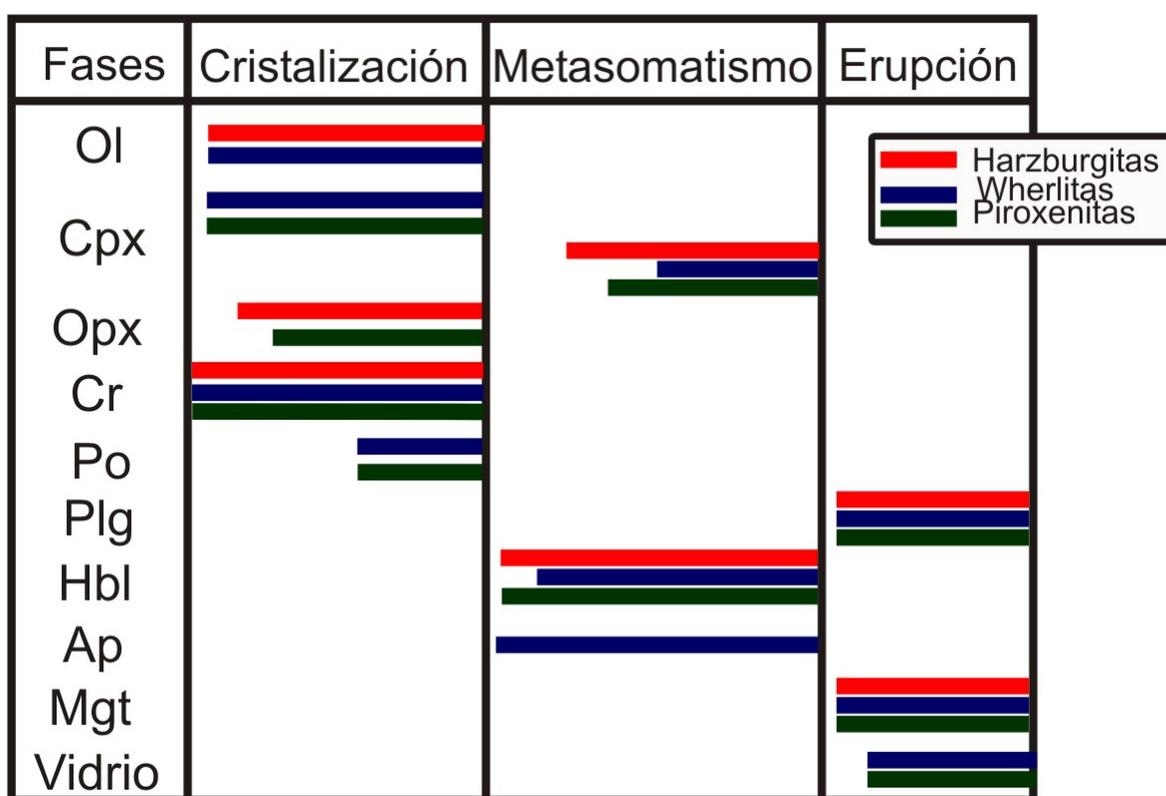


Fig. 5.1 Tabla de paragénesis mineral de los xenolitos ultramáficos encontrados en la lava de Mesa Buen País. Ol, olivino; Cpx: clinopiroxeno primario; Opx: ortopiroxeno; Cr: cromita; Po: pirrotita; Plg: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Ap: apatito; Mgt: magnetita.

Considerando los datos obtenidos de la química mineral (ver Capítulo III), se puede observar que los olivinos de la wherlita presentan Mg# de 0.88 a 0.83, los cuales resultan ser valores bajos si se comparan con otros xenolitos del manto, donde comúnmente el Mg# va de 0.91-0.92 (Mercier y Nicolas, 1975; Arai et al.,

2003). Si además se compara (ver Fig.3.8, Capítulo III) el valor de Mg# de los fenocristales de olivino de la roca portadora de MB (0.80-0.88) y de los olivinos de la wherlita, con lo reportado en xenolitos del centro de México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997) y El Peñón (Blatter y Carmichael, 1998), donde éstos últimos muestran Mg# entre 0.89 a 0.91 y cantidades de NiO de 0.3% a 0.4% en peso, corresponden la mayoría al arreglo del manto propuesto por Takahashi et al. (1987). Sin embargo, un dato de un xenolito de Iherzolita con flogopita del centro de México (SLP-400, ver Anexo B1) presenta una cantidad de NiO menor, similar a los fenocristales de MB e incluso un Mg# muy por debajo (0.815) de lo reportado para los olivinos de la wherlita.

Los fenocristales de olivino de MB, resultan ser redondeados y se encuentran bordeados por inclusiones de vidrio, lo cual se ha interpretado como un aspecto xenocrístico que tiene que ver con la tasa de transporte que sufre el cristal dentro del líquido que lo alberga (Boudier, 1991). Otro aspecto a considerar en esta comparación son los valores bajos de NiO y altos en FeO que presentan tanto los cristales de olivino de la wherlita como los fenocristales de MB, lo cual es una prueba mas del carácter cumúlítico producto de un magma no tan primitivo (Ozawa, 2004).

Los valores de Mg# para los clinopiroxenos de la wherlita (Fig. 5.2) tienden a ser muy altos (0.94-0.99), comparándoles con los clinopiroxenos del resto de los xenolitos (0.82-0.87) e incluso con los reportados en el centro de México y en El Peñón (Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Blatter y Carmichael, 1998). Esta diferencia tan significativa entre los clinopiroxenos de wherlitas y piroxenitas e incluso de los gabros puede ser interpretada como producto de dos fuentes diferentes para estos xenolitos y puede apreciarse mejor si se grafican los valores de Mg# con respecto a los contenidos de algunos elementos analizados (Fig.5.2). Se observa que los clinopiroxenos de las wherlitas forman un grupo muy aparte de las piroxenitas y gabros.

Los contenidos más altos de TiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O los presentan los clinopiroxenos reportados por Luhr y Aranda-Gómez (1997) y Blatter y Carmichael (1998) con respecto a los clinopiroxenos en las wherlitas de MB. Sin embargo, el dato de la Iherzolita de flogopita (SLP-400, Anexo B1) presenta el valor de Mg# más bajo (0.843), situándola en el campo de las clinopiroxenitas de MB.

Los diversos estudios acerca de los clinopiroxenos en xenolitos máficos y ultramáficos difieren en sus interpretaciones. Algunos consideran que para que un clinopiroxeno muestre un Mg# alto deben imperar condiciones de presión de cristalización de moderadas a altas; mientras que otras investigaciones han demostrado que procesos de reacción-asimilación en ambientes de subducción pueden dar el mismo resultado sin necesidad de mucha presión (Koller et al., 2006).

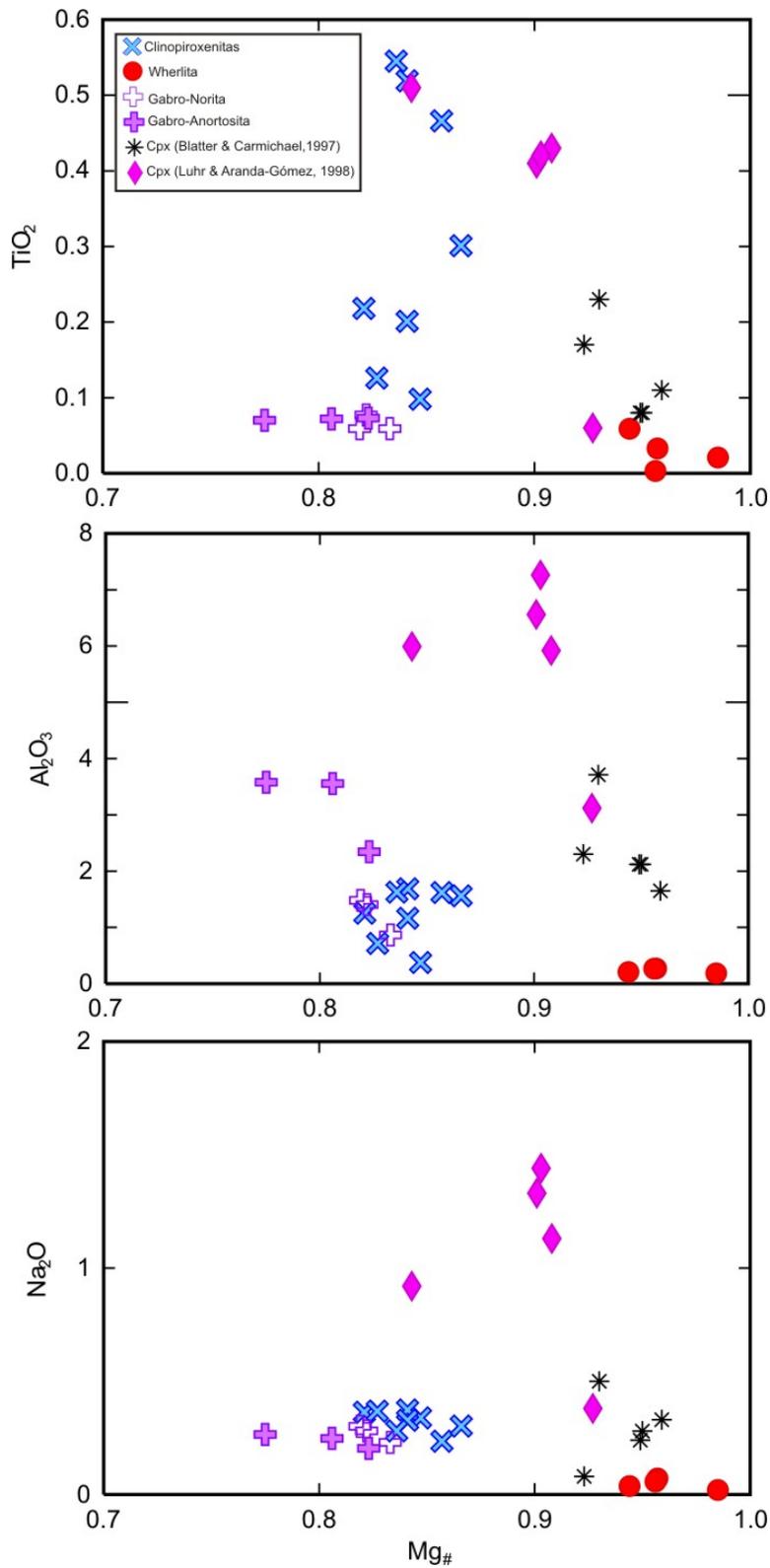


Fig. 5.2 Diagramas que muestran la relación entre el Mg# de los clinopiroxenos en los xenolitos de Mesa Buen País, y los reportados en el centro de México y el Peñón (Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Blatter y Carmichael, 1998) y algunos elementos mayores analizados en este mineral.

Los procesos metasomáticos han sido descritos y estudiados en muchos xenolitos de ambientes tectónicos muy variados, así como en macizos ofiolíticos. Por lo regular, la presencia de minerales hidratados como anfíboles y flogopita, así como sulfuros o apatito, e incluso en algunos casos ortopiroxeno, se consideran una prueba tangible de la presencia de agentes metasomáticos que llegan a penetrar en los xenolitos ultramáficos y/o peridotitas (Ozawa, 1994; Blatter y Carmichael, 1998; Arai et al., 2003; Downes et al., 2004; Kóvacs et al., 2004; Zhao y Zhou, 2007; Arai y Ishimaru, 2008).

En los xenolitos de MB se observan sulfuros (pirrotita), anfíbol y apatito como productos de uno o varios agentes metasomáticos que penetraron estas rocas a profundidad.

Tal como se muestra en la tabla paragenética (Fig.5.1), se consideró que los sulfuros (pirrotita) fueron parte del proceso de cristalización de los xenolitos ultramáficos, aunque no se puede descartar que se originaron por procesos metasomáticos primarios. Esto se ha documentado bien en xenolitos cumulíticos de la región de la Cuenca de Panonia, entre Hungría y Eslovaquia, donde las gotas de sulfuro coexistieron con el líquido silicatado a la hora de la cristalización (Zajacz y Szabó, 2003).

En otros trabajos sobre xenolitos de peridotita, los sulfuros se encuentran asociados a las fases minerales hidratadas (anfíboles) y en la mayoría de las veces son glóbulos monominerálicos (Franz et al., 2002; Ishimaru et al., 2007; Arai y Ishimaru, 2008). La pirrotita descrita en los xenolitos de MB sólo se asocia a los clinopiroxenos en formas anhedrales y de gotas. Por lo tanto, la presencia de sulfuros coexistiendo con silicatos nos puede hablar de la profundidad a la cual se formaron estos xenolitos y el posible aporte mantélico que debió tener, evidenciado por la presencia de Ni y platinoideos en los sulfuros estudiados (ver Tabla 3.8, Capítulo III).

El metasomatismo por fluidos o magmas ricos en agua se manifiesta por la presencia de minerales hidratados, principalmente pargasita y flogopita (Ishimaru

et al., 2007; Arai y Ishimaru, 2008). En MB, tanto los xenolitos ultramáficos como máficos, presentan anfíboles de tipo pargasita, con contenidos moderados en TiO_2 (ver Fig. 3.12, Capítulo III). En El Peñón, por ejemplo, los xenolitos de Iherzolita ahí reportados por Blatter y Carmichael (1998) muestran también evidencia textural y geoquímica de metasomatismo, como es la presencia de pargasita, que en algunos casos es rica en Cr (ver Fig.3.12, Capítulo III) a diferencia de las pargasitas en los xenolitos de MB (0.02-0.05% en peso de Cr_2O_3).

La presencia de minerales hidratados no se limita sólo a los xenolitos en el frente de la FVTM. En las localidades de peridotitas de Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo, en San Luis Potosí, se ha descrito la presencia de megacristales de kaersutita y piroxenitas de hornblenda, además de algo de flogopita en Iherzolitas de espinela (Luhr y Aranda-Gómez, 1997).

Se ha documentado bien que la cantidad de Ti en anfíboles y flogopitas en xenolitos se incrementa como resultado de la fraccionación metasomática de los agentes involucrados. En zonas de subducción, el bajo contenido de Ti es consistente con la presencia de fluidos acuosos en el proceso (Arai & Ishimaru, 2008).

En general, los trabajos que han documentado el metasomatismo en xenolitos consideran que el anfíbol es producto de la descomposición del clinopiroxeno (p.e., Kovács et al., 2004; Arai y Ishimaru, 2008). Esto puede ser evidenciado en MB por las texturas observadas, donde la pargasita en forma anhedral siempre se encuentra asociada al clinopiroxeno primario, a veces a manera de inclusiones que mantienen la dirección del crucero. Dicho anfíbol se descompuso durante la erupción, ya que se observan óxidos asociados a la pargasita, principalmente titanomagnetita, así como en algunos otros casos plagioclasa y clinopiroxeno secundarios.

El estudio del apatito en xenolitos es importante para entender la residencia de volátiles en el manto (Cl, F); por ejemplo, se sabe que apatito con alto contenido de Cl puede ser explicado por la participación de fluidos hipersalinos

(Reilly y Griffin, 2000). En los xenolitos aquí estudiados, el apatito fue observado en las wherlitas, pero los análisis semicuantitativos hechos al mineral no son suficientes para determinar su origen.

V.1.3 De la lava Mesa Buen País a los Xenolitos: Evidencias Geoquímicas

El presente trabajo se enfocó al estudio petrológico y geoquímico de los xenolitos encontrados en MB; sin embargo, antes de discutir los resultados obtenidos mediante la geoquímica de elementos mayores y traza, es importante comparar la geoquímica de la roca de MB con datos de otros flujos de lava cercanos al área de estudio, así como con el volcán Pico de Orizaba, lo cual puede ayudar a tener una idea de los procesos magmáticos que han sucedido en la zona.

Los datos fueron tomados de Cantagrel et al. (1984), quienes hicieron un estudio sobre eventos de mezcla en rocas piroclásticas de la Sierra Negra; además de Negendank et al. (1985) y Besch et al. (1995) quienes realizaron estudios a escala regional del este de la FVTM.

En la figura 5.3a se puede observar que los análisis tomados de la literatura junto con los realizados en este trabajo guardan una relación lineal cuando se proyectan en un diagrama TAS, y si se observa la relación entre el $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ (Fig.5.3b) se tiene una tendencia lineal entre la roca de MB y las rocas de la Sierra Negra y el Pico de Orizaba, a excepción de tres muestras correspondientes a flujos de lava al suroeste de Ciudad Serdán. Estos patrones de distribución de elementos mayores pueden atender a una relación cogenética de estas rocas y probablemente compartir un magma parental con diferentes historias de ascenso y tiempos de residencia en la corteza, como ya ha sido descrito por ejemplo, para el Popocatepetl y las manifestaciones monogenéticas de sus alrededores (Schaaf et al., 2005).

La geoquímica de elementos mayores en los xenolitos de MB (ver Fig.4.1, Capítulo IV) muestra principalmente tendencias negativas, excepto para el $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$.

En el caso de Al_2O_3 y CaO , su concentración tiende a ser mayor en los xenolitos máficos, lo cual puede estar causado por la acumulación de plagioclasa cálcica muy probablemente en una cámara magmática. Este tipo de tendencias también han sido observadas en localidades de xenolitos cumulíticos relacionados con macizos ofiolíticos (Bağci et al., 2006; Koller et al., 2006).

El vidrio analizado en la matriz de la roca de MB es muy rico en sílice (71% a 69% en peso), siendo de composición dacítica a riolítica, por lo que se puede dudar de la relación cogenética de la roca portadora con los xenolitos estudiados. Además el contenido de MgO de estos vidrios es sumamente bajo, incluso si se compara con los xenolitos máficos.

La concentración de Ni, Co y Cr decrece conforme disminuye el contenido de MgO en los xenolitos (ver Fig.4.2, Capítulo IV), y esto puede deberse a la baja cantidad de olivino modal y al fraccionamiento de clinopiroxeno (Downes et al., 2004; Bağci et al., 2006). El contenido alto de Ni es evidente en los xenolitos del manto del centro de México (Luhr y Aranda-Gómez, 1997); sin embargo, solo un dato (SLP-400, ver Anexo C1) presenta un contenido más bajo en Ni con respecto al resto y a la vez más alto en Co, guardando así una tendencia con los xenolitos ultramáficos de MB. En el caso del contenido de Cr en los xenolitos de El Peñón, aumenta sin importar la variación en el contenido de MgO .

Los valores altos de Sr (> 100 ppm) pueden ser el reflejo de una alta proporción de clinopiroxeno y de la presencia de apatito, ya que este elemento suele hospedarse en esos minerales (Downes et al., 2004). Esto se confirmaría en los xenolitos de MB, ya que para el caso de los xenolitos ultramáficos el mineral más abundante es el clinopiroxeno, además de la presencia de apatito en las wherlitas.

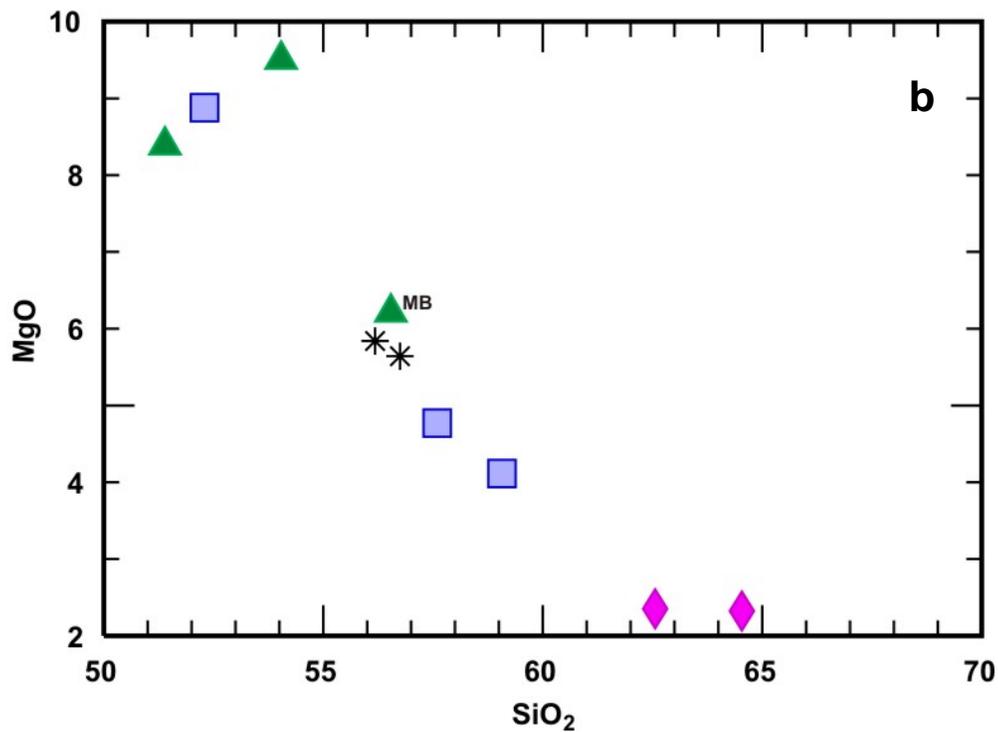
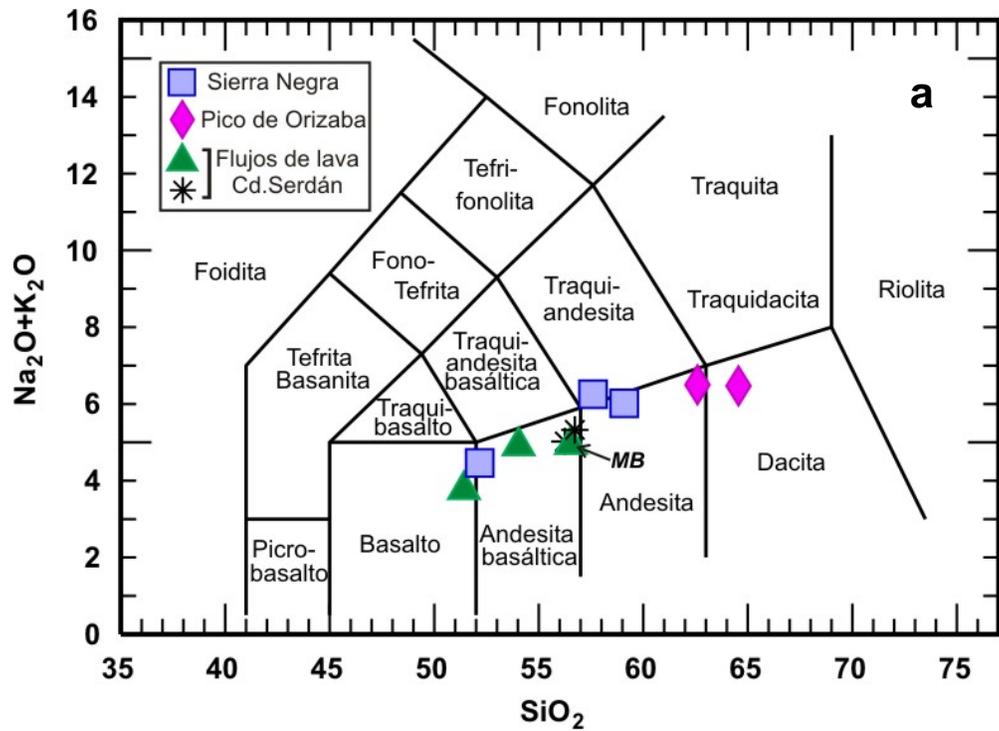


Fig. 5.3 Diagramas de TAS y SiO_2/MgO donde se puede observar la relación que guarda la roca de Mesa Buen País con flujos de lava aledaños, así como con el volcán Pico de Orizaba y la Sierra Negra. Datos Sierra Negra: Cantagrel et al. (1984); Besch et al. (1995). Datos Pico de Orizaba: Negendank et al. (1985); Besch et al. (1995). Flujos de lava: asteriscos, Negendank et al. (1985); Besch et al. (1995); triángulos, el presente trabajo.

En las figuras 4.3 y 4.4 (ver Capítulo IV) los elementos traza de los xenolitos analizados presentan patrones muy similares a la roca de MB. En el diagrama de tierras raras, los xenolitos ultramáficos se encuentran empobrecidos en las tierras raras ligeras con respecto a la roca que los porta, lo cual puede significar que la fuente de estos xenolitos se encuentra empobrecida en dichos elementos. Los datos de los xenolitos de El Peñón (Mukasa et al., 2007) presentan el mismo patrón que los xenolitos de MB, con excepción en las tierras raras ligeras donde el La tiene un incremento considerable. En el caso de los xenolitos máficos, es notable la ausencia de anomalías de Eu, excepto para una muestra (MB-X-Geoq-14), la cual sólo fue analizada para elementos traza, presentando una anomalía positiva muy pronunciada que puede indicar una acumulación de plagioclasa.

En los diagramas de tipo araña (ver Fig.4.4, Capítulo IV) normalizados contra manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), se muestran anomalías negativas notables de Nb-Ta y Zr-Hf, que son típicas de rocas de arco magmático asociadas a zonas de subducción (Briqueu et al., 1984; Besch et al., 1988; Gómez-Tuena et al., 2003). Dichas anomalías también se hacen presentes, pero de manera más pronunciada, en los xenolitos de El Peñón. Además, destaca la anomalía positiva de Pb y en algunos casos la de Sr. Ligeras anomalías positivas de Sr pueden indicar la presencia de anfíbol en xenolitos junto con anomalías negativas de elementos tipo HFSE (High Field Strength Elements, por sus siglas en inglés), lo que apoyaría un proceso metasomático (Grégoire et al., 2001). Este indicio geoquímico junto con lo observado petrográficamente en los xenolitos de MB, confirma que el metasomatismo está presente. En el caso de los xenolitos máficos, la fuerte anomalía de Sr puede ser un indicio más de la presencia de plagioclasa.

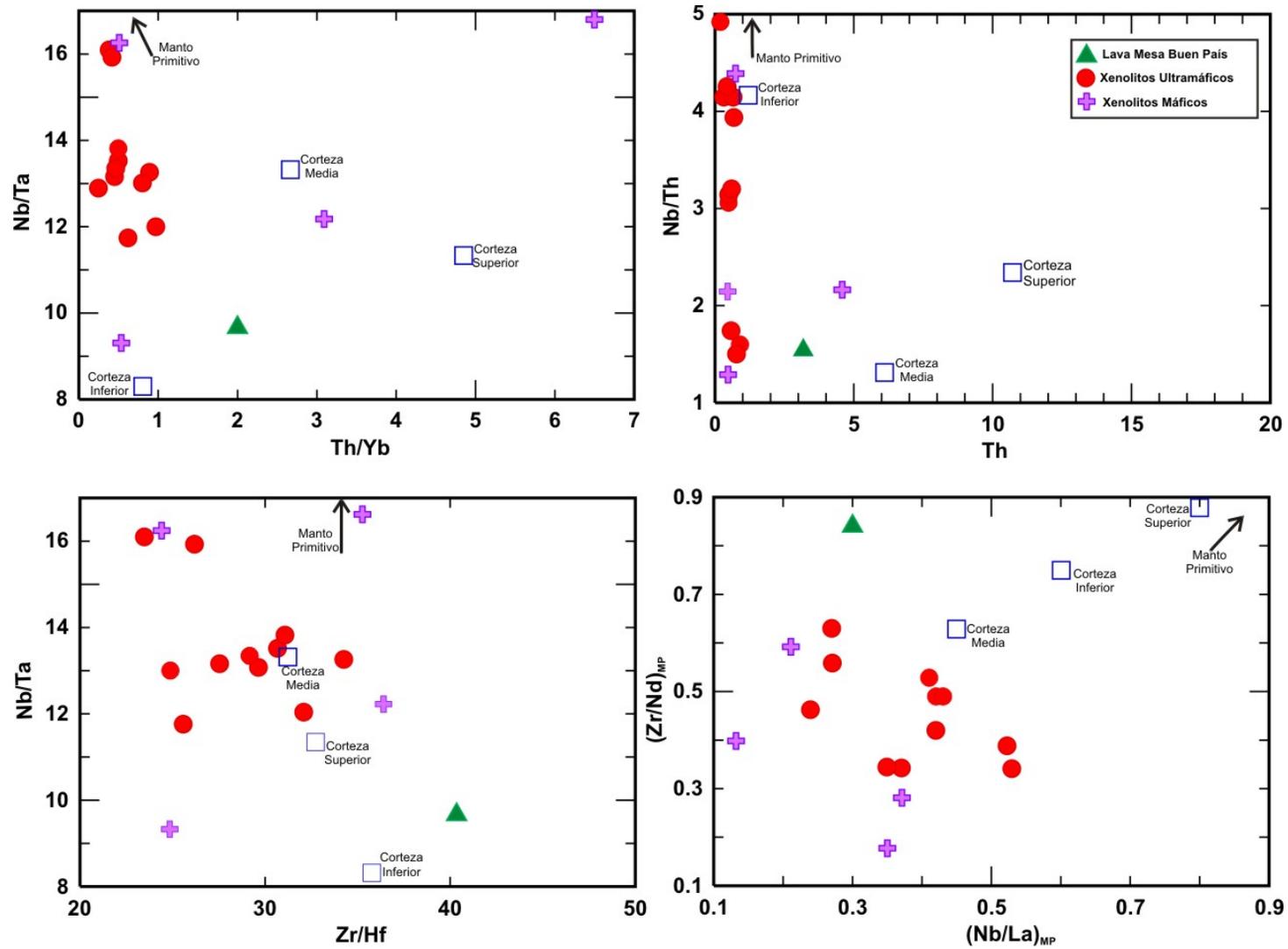


Fig. 5.4 Diagramas de Th/Yb vs. Nb/Ta, Th vs. Nb/Th, Zr/Hf vs. Nb/Ta y $(Nb/La)_{MP}$ vs. $(Zr/Nd)_{MP}$ para los xenolitos y lava de Mesa Buen País. MP: Manto Primitivo de Sun y McDonough (1989); valores de la corteza de Rudnick y Fountain (1995).

La figura 5.4 muestra diagramas de cocientes de elementos traza incompatibles con el fin de observar el comportamiento de los xenolitos de MB en relación con los valores de la corteza propuestos por Rudnick y Fountain (1995) para conocer la posible contaminación cortical en estos materiales. El incremento de elementos tipo LILE (Large Ion Lithophile Elements, por sus siglas en inglés), y los contenidos de K_2O y Na_2O en xenolitos puede ser una prueba de contaminación cortical, como se ha visto por ejemplo en intrusiones máficas en la provincia de Sichuan en China (Zhao & Zhou, 2007).

Los componentes corticales son ricos en Th y Pb, por lo tanto una baja relación de Th/Yb y una alta relación de Nb/Th argumentan la ausencia de contaminación cortical (Zhao & Zhou, 2007). En la figura 5.4 se puede observar la baja relación de Nb/Th y Nb/La en los xenolitos de MB, lo que puede ser consistente con grados muy bajos de contaminación cortical. Por otra parte, bajas relaciones de Nb/Ta y Nb/Th también indican la adición de fluidos debido a procesos de subducción.

V.1.4 Procesos implicados y ambiente de formación

Los resultados geobarométricos realizados a partir de análisis de clinopiroxeno de un xenolito ultramáfico de MB, arrojaron valores de 5.7 a 6.6 kbar considerando la temperatura promedio de una wherlita ($969.1^{\circ}C$), lo cual representa una profundidad de entre 22 y 25 kilómetros; pero si se toma en cuenta el error (± 1.7 kbar), se puede estimar una profundidad máxima de hasta 32 kilómetros. Dicha profundidad sería consistente con una zona de cuerpos gabroicos y ultramáficos alojada en la parte alta de la corteza inferior (Fig.5.5), considerando una profundidad promedio en la base de la corteza media de 25 kilómetros, con temperaturas entre $800^{\circ}C$ a $1000^{\circ}C$ para la base de la corteza inferior (45 km) en el frente de la FVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 2008). Estas temperaturas son consistentes con lo obtenido con los geotermómetros, donde la wherlita muestra una temperatura de $\sim 970^{\circ}C$ y la gabro-norita de $892^{\circ}C$.

Retomando los valores de presión que se obtuvieron del xenolito de clinopiroxenita, existe la posibilidad de que, si estos clinopiroxenos recrystalizaron bajo condiciones de estado sólido, los valores obtenidos deben considerarse mínimos (Nimis y Ulmer, 1998; Koller, et al., 2006).

Las texturas observadas en los xenolitos máficos y en la roca basáltico-andesítica de MB, donde predominan fenocristales de plagioclasa “en tamiz” y los fenocristales de ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno, sugieren mezcla de magmas, lo cual ha sido ampliamente documentado en la Sierra Negra al sur del Pico de Orizaba (Cantagrel et al., 1984); esto puede apoyar la idea de un sistema alimentador de magma continuo (“plumbing system”).

Se sabe que el origen de las andesitas es complicado, ya que obedece a un sistema abierto con procesos magmáticos complejos. Por ejemplo, estudios recientes en el Volcán de Colima apoyados con el estudio de inclusiones fundidas, concluyeron que el origen de las andesitas se debe a la mezcla de fundidos ricos en sílice junto con fragmentos máficos y cristales de cuerpos gabroicos debido a un sistema alimentador sub-volcánico (Reubi & Blundy, 2008). Esto podría explicar el porque la composición del vidrio de la matriz de MB es riodacítico y no presenta relación alguna con los xenolitos encontrados en la roca, además de la poca variación en la composición de la plagioclasa en la roca con respecto a los cristales de plagioclasa en los xenolitos máficos. Sin embargo, lo que no se pudo explicar son las texturas porfidoclásticas y equigranulares de los xenolitos ultramáficos, las cuales indicarían deformación tectónica a presiones considerables.

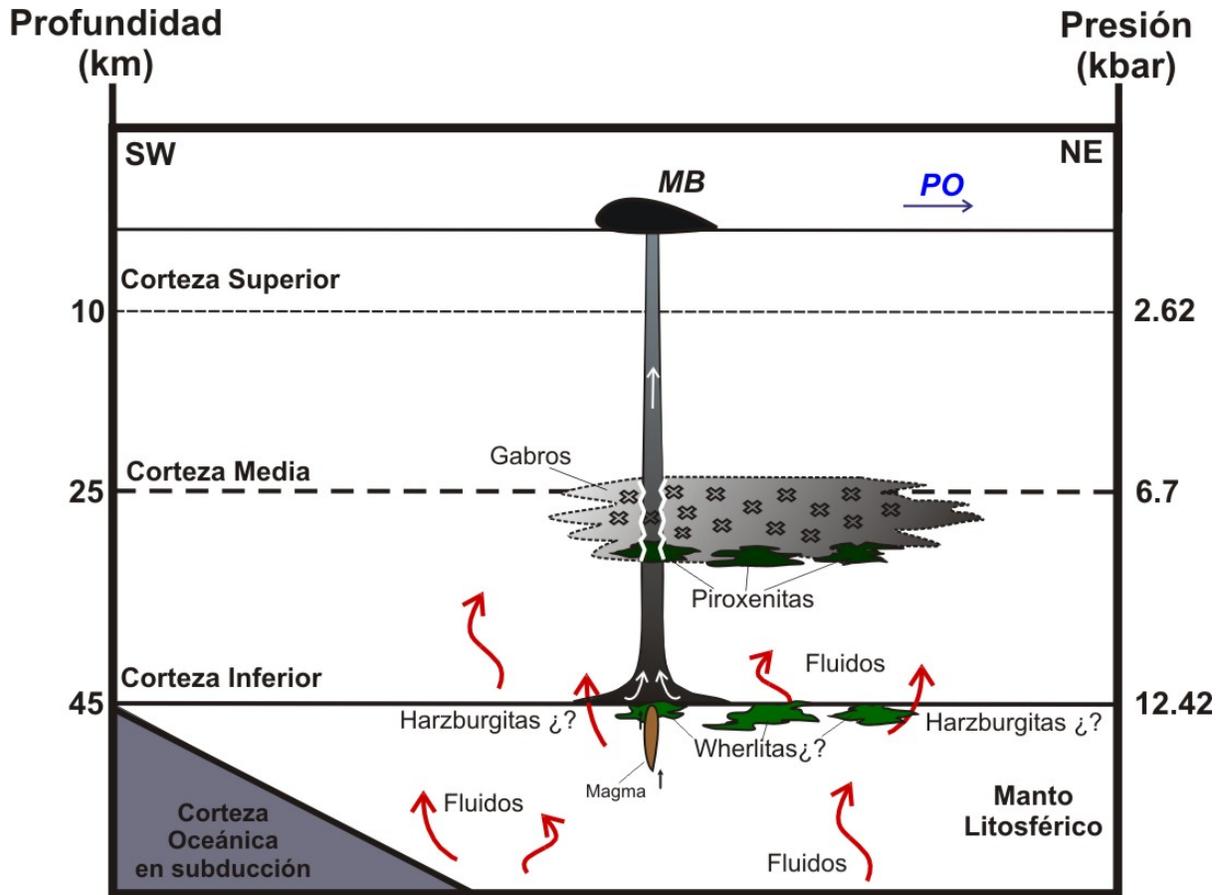


Fig. 5.5 Modelo propuesto para el origen de los xenolitos de Mesa Buen País (MB). PO: Pico de Orizaba. Presiones y profundidades de la corteza tomados de Ortega-Gutiérrez et al. (2008).

Algunos estudios realizados en macizos ofiolíticos concluyen que las texturas equigranulares observadas en wherlitas pueden deberse a que éstas rocas se formaron a través de conductos donde el magma reacciona con las paredes de rocas peridotíticas (Ozawa, 1994) y dado que las composiciones y los valores de Mg# en clinopiroxeno de las wherlitas y de las piroxenitas difieren ampliamente, puede pensarse que esto es posible (Fig.5.2).

El metasomatismo fue un evento posterior que afectó a todos los xenolitos presentes en MB. Probablemente fue causado por un fluido acuoso que originó pargasita y apatito en las wherlitas, mientras que la pirrotita debió precipitar a partir de un fundido sulfuroso, lo que nos habla de un ambiente reductor. Ambos agentes metasomáticos debieron de haber atravesado la cuña del manto (Fig.5.5),

lo cual explicaría la cantidad moderada de Ti en la pargasita junto con el Ni y los platinoides en la pirrotita.

Algunos estudios consideran que los bajos Mg# en los olivinos de xenolitos se deben al metasomatismo producto de minerales hidratados (Arai y Ishimaru, 2008). Por ejemplo, la Iherzolita con flogopita (SLP-400, Luhr y Aranda-Gómez, 1997) que fue comparada con los xenolitos de MB presenta olivinos con Mg# bajo con respecto a los demás xenolitos del manto del centro de México e incluso con las wherlitas de MB; además el contenido de Ni y Co de éste xenolito tiende a ser mas cercano a los xenolitos ultramáficos estudiados. Lo que puede significar que el proceso metasomático no sólo se refleja en algunos patrones de elementos traza, sino que además afecta la composición de algunos minerales primarios.

Los estudios magnetoteléuricos realizados en el sur de México por Jödicke et al. (2006), apoyan las observaciones petrológicas de los xenolitos, pues proponen que la zona por debajo de la FVTM se encuentra parcialmente fundida debido a los fluidos derivados de la corteza en subducción que quedarían estacionados bajo la corteza media impermeable. Además con los últimos resultados obtenidos por el MASE (Meso-American Subduction Experiment), se ha inferido la posibilidad de que la deshidratación de la placa oceánica en subducción ocurra desde los 100 kilómetros de profundidad hasta regiones mas someras por debajo de la FVTM (Pérez-Campos et al., 2008).

De esta forma, conjugando la petrología de estos xenolitos ultramáficos y máficos y su geoquímica, se propone un modelo en donde cuerpos de piroxenita y gabro tienen lugar en la parte alta de la corteza inferior, siendo atravesados por un conducto que posibilitó el arrastre súbito de fragmentos de wherlita y harzburgita desde el manto litosférico hacia la superficie por un mecanismo fisural que generó la lava de MB. A su vez, estas rocas fueron metasomatizadas por fluidos y fundidos posiblemente derivados de la cuña del manto bajo el frente de la FVTM (Fig.5.5).

Las limitaciones de este modelo radican en la ausencia de evidencias que indiquen que las wherlitas y las harzburgitas fueron cogenéticas con respecto a los otros xenolitos estudiados, por lo que un muestreo adicional de xenolitos ultramáficos en el área, con el fin de encontrar harzburgitas en volúmenes suficientes para su estudio de química mineral y geoquímico, podría complementar lo discutido en el presente trabajo. Además, la aplicación de estudios isotópicos (Pb, Nd, Sr, etc.) ayudaría a conocer mejor la afinidad posiblemente mantélica o cortical de los xenolitos ultramáficos presentes (p. e. Xu, 2002; Downes et al., 2004), así como la consanguinidad probable entre todos los tipos de xenolitos encontrados en Mesa Buen País.

Por último, las inclusiones de vidrio (*melt inclusions*) observadas en los clinopiroxenos de la mayoría de los xenolitos ultramáficos podrían proporcionar información para entender los procesos de interacción mineral-fluido-fundido en el manto y la corteza, además de obtener temperaturas y presiones de formación (p.e. Andersen y Neumann, 2001; Schiano et al., 2004), para así complementar los resultados geotermobarométricos de esta tesis.

V.2 Conclusiones

- ❖ Se reporta y estudia una localidad nueva de xenolitos ultramáficos en el frente oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), al sur de Ciudad Serdán, Puebla, en un flujo de lava de andesita basáltica conocido como Mesa Buen País.
- ❖ Los xenolitos encontrados son piroxenitas, gabros, wherlitas y, en menor medida, harzburgitas. La mineralogía predominante de los xenolitos ultramáficos es clinopiroxeno, pargasita y, en menor medida, ortopiroxeno, olivino e inclusiones de cromita para el caso de las harzburgitas y wherlitas; e incluye apatito y pirrotita, titanomagnetita y muy poca plagioclasa. Cabe destacar que la ausencia de espinela o granate nos habla también del probable carácter somero de estos materiales. La mineralogía de los xenolitos máficos consiste principalmente en plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y clinopiroxeno, y en grado menor hornblenda.
- ❖ Las texturas observadas en los xenolitos de MB sugieren dos etapas de formación para dichas rocas, una cumulítica y otra metamórfica. El tamaño grande de los cristales y la ausencia de zoneamiento en ellos reflejan un proceso cumulítico; mientras que las texturas porfidoclásticas y equigranulares, así como la extinción ondulante y maclas truncadas en plagioclasa en los xenolitos máficos, muestran eventos de deformación y recristalización en estado sólido que permanecen sin explicación.
- ❖ La pargasita y el apatito se originan por la acción metasomática de un fluido acuoso, mientras que la pirrotita podría ser producto de un fundido sulfuroso que es consistente con altas fugacidades de azufre. Ambos minerales debieron originarse a profundidad, muy probablemente en la cuña del manto, lo cual es consistente con la cantidad moderada de Ti en la pargasita, y con el elevado contenido de Ni y platinoides en la pirrotita.
- ❖ Los resultados de la geoquímica de elementos mayores y traza no confirman claramente la relación cogenética que tienen los xenolitos encontrados con la roca portadora de MB, además de la clara “señal de

subducción” observada en las anomalías negativas de Nb-Ta y Zr-Hf presente en todos los xenolitos; quedando en duda en el caso de las wherlitas y las harzburgitas una relación cogenética con el resto de los xenolitos encontrados en MB.

- ❖ Los resultados geotermobarométricos indican que la fuente de los xenolitos se encuentra alojada en la parte alta de la corteza inferior por debajo del frente oriental de la FVTM, considerando una profundidad promedio para la corteza media de 25 km con temperaturas entre 800° y 1000°C para la base de la corteza inferior a 45 km.
- ❖ El modelo propuesto consiste en cuerpos de piroxenita y gabro que se emplazan en la parte alta de la corteza inferior, siendo atravesados por un conducto que arrastró fragmentos de wherlita y harzburgita desde el manto superior hasta la superficie por un mecanismo fisural que al final generó la lava de MB. Por último, los fluidos causantes del metasomatismo ascendieron desde la cuña del manto pasando la corteza inferior, y ocasionando la precipitación de pargasita.
- ❖ Los últimos estudios geofísicos realizados en la FVTM consideran que la gran cantidad de fluidos y fundidos procedentes de la zona de subducción hidratan la corteza inferior, apoyando el modelo propuesto para este trabajo.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P., 2002, Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith: *International Geology Review*, 44, 222-242 pp.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. y Davidson, P.M., 1993. QUILF: A Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz. *Computers & Geosciences*. Vol. 19, No. 9, 1333-1350 pp.
- Andersen, T. & Neumann, E-R., 2001. Fluid inclusions in mantle xenoliths. *Lithos*, 55, 301-320 pp.
- 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 pp.
- 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*, vol. 49, No. 4, 665-695 pp.
- Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal*, 41, 193-219 pp.
- Bard, J.P., 1986. *Microtextures of Igneous and Metamorphic rocks*. Springer, 280 pp.
- Besch, T., Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Tobschall, 1988, Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican volcanic belt. *Geofis. Inter*. Vol. 27, No. 4, 641-663 pp.
- Besch, T., Verma, S.P., Kramm, U., Negendank, J.F.W., Tobschall, H.J. and Emmermann, R., 1995. Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the TMVB- Evidence from Sr and Nd isotopes. *Geofis. Inter*. Vol. 34, No. 3, 263-281 pp.
- Blatter, D. L. & Carmichael, I. S. E. 1998a. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology*. Vol. 26. No. 11, 1035 – 1038 pp.
- Blatter, D. L. & Carmichael, I. S. E. 1998b. Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 121-138 pp.
- Boudier, F., 1991. Ol xenocrysts in picritic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109., 114-123 pp.

- Briqueu, L., Bougoult, H. y Joron, J.L., 1984, Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 297-308 pp.
- Cantagrel, J.M., Gourgaud, A., Robin, C., 1984. Repetitive Mixing Events and Holocene Pyroclastic Activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bull. Volcanol.* Vol. 47-4 (1), 735-748 pp.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M.F., Rodríguez, S.R., 2006. Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 151-176 pp.
- Coltorti, M., & Grégoire, M., 2008. Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle: introduction. Geological Society, London, Special Publications; V.293, 1-9 pp.
- 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 pp.
- Fodor, R.V. y Galar, P., 1997. A View into the Subsurface of Mauna Kea Volcano, Hawaii: Crystallization Processes Interpreted through the Petrology and Petrography of Gabbroic and Ultramafic Xenoliths. *Journal of Petrology*, vol.38, no.5, 581-624 pp.
- Franz, L., Becker, K.-P., Kramer, W. & Herzig, P. M., 2002. Metasomatic mantle xenoliths from the Bismarck microplate (Papua New Guinea): Thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism. *Journal of Petrology* 43, 315-343 pp.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, doi:10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín del la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. Conmemorativo del Centenario. Tomo LVII, núm. 3. 227 – 283 pp.
- Grégoire, M., McInnes, B. I. A. & O'Reilly, S. Y., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea, Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids. *Lithos* 59, 91-108 pp.
- Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., Shirasaka, M. & Okrugin, V. M., 2007. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from

- highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, southern Kamchatka. *Journal of Petrology* 48, 395-433 pp.
- Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., Rupke, L., 2006, Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern México: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics: *Journal of Geophysical Research*, 111(B08102), 1-22 pp.
- Kepezhinkas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995, Na metasomatism in the sub-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the Kamchatka arc. *Journal of Petrology*, 36, 1505-1527 pp.
- Koller, F., Hoeck, V., Meisel, T., Ionescu, C., Onuzi, K., and Ghega, D., 2006. Cumulates and gabbros in southern Albanian Ophiolites: their bearing and regional tectonic setting. From: Robertson, A. H. F., & Mountrakis, D. (eds.) *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Geological Society, London, Special Publication, 260, 267 – 299 pp.
- 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 pp.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 35, 219-246 pp. In *Am. Mineral.* 82, 1019– 1037 pp.
- Lindsley, D.H. & Andersen, D.J. 1983. A two-pyroxene thermometer. Proceedings of the Thirteenth lunar and Planetary science Conference, Part 2 *Journal of Geophysical Research*, vol. 88, supplement, A887-A906 pp.
- Luhr, J.F. & Simkin, T., eds., 1993. *Paricutin: The volcano born in a Mexican cornfield*: Phoenix, Arizona, Geoscience Press, Inc. 427 pp.
- 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 pp.
- Martinez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernandez-Bernal, M., Hernandez-Treviño, T., Morales-Contreras, J. & Macias, J., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138, 77-110 pp.

- 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 pp.
- Moore, G. y Carmichael, I.S.E., 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contrib. Mineral. Petrol.* 130, 304-319 pp.
- 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, 452-473 pp.
- 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 pp.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 38, No. 5, 757-775 pp.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans Mexican Volcanic Belt. In: Verma, S.P. (Ed.), *Special Volume on Mexican Volcanic Belt – Part 2. Geofis. Inter.*, vol. 24, 477–575 pp.
- Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contrib Mineral Petrol* 121: 115-125 pp.
- Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, 314-327 pp.
- Nixon, P.H., 1987, *Mantle Xenoliths*. New York: John Wiley, 844 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, no. 2, 346-364 pp.
- 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*, Vol. 35, Part 3, 647 – 678 pp.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y.K., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.

- Poli, S., Schmidt, M.W., 1995, H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems, *J. Geophys. Res.*, 100, 22299-22314 pp.
- Powell, M., and Powell, R., 1974. An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48, 249-263 pp.
- Putirka, K. D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *Am. Mineral.* 90, 336–346 pp.
- Reilly, S.Y., & Griffin, W.L., 2000. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos*, 53, 217-232 pp.
- Reubi, O., & Blundy, J., 2008. Assimilation of Plutonic Roots, Formation of High-K “Exotic” Melt Inclusions and Genesis of Andesitic Magmas at Volcán De Colima, Mexico. *Journal of Petrology*, doi: 10.1093/petrology/egn066.
- Riggs, N.F., Carrasco-Núñez, G., 2004. Evolution of a complex, isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bull. Volcanol.* 66, 322–335 pp.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., 1993, Megaxenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages: *American Mineralogist*, 78, 1230–1245 pp.
- Rudnick R.L., Fountain D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev Geophys* 33: 267–309 pp.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 46 (6), 1243-1282 pp.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Boivin, P., Medard, E., 2004. The nature of melt inclusions inside minerals in an ultramafic cumulate from Adak volcanic center, Aleutian arc: implications for the origin of high-Al basalts. *Chemical Geology*, 203, 169-179 pp.
- Schmidt, M. W., and Poli, S., 1998, Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 361-379 pp.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and Metamorphic rocks under the microscope: classification textures, microstructures and mineral preferred orientations.* Chapman & Hall. 445 pp.
- Soto J.I., Soto V.M., 1995. PTMAFIC: software package for thermometer, barometry and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. *Comput Geosci* 21: 619–652 pp.

- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ. No. 42, 313–345 pp.
- Swanson, S. E., Kay, S. M., Brearley, M., Scarfe, C. M., 1987. Arc and back-arc xenoliths in Kurile-Kamchatka and western Alaska. En: Nixon, P.H. (ed) *Mantle Xenoliths*. New York: John Wiley, 303-318 pp.
- Szabó, Cz., Fauls, G., Zajacz, Z., Kovacs, I. & Bali, E., 2004. Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian region: a review. *Tectonophysics* 393, 119-137 pp.
- Takahashi, E., Uto, K., & Schilling, J.G., 1987. Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 29°N to 73°N. Tech. Rep. ISEI, Okayama University. A-9, 1-12 pp.
- Uribe-Cifuentes, R. M., 2006. Xenolitos y volcanismo de la región de Valle de Santiago, Guanajuato: Estudios paleomagnéticos y de magnetismo de rocas. Tesis Doctoral. UNAM
- Xu, Y., 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: Pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chemical Geology*, 182, 301-322 pp.
- Yáñez, C., García, S., 1982. Exploración geotérmica de la región geotérmica Los Humeros–Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. C.F.E. 96 pp.
- Zajacz, Z., Szabó, Cs., 2003. Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád-Gömör Volcanic Field Pannonian Basin (North Hungary/South Slovakia). *Chem. Geol.* 194, 105– 117 pp.
- Zhao, J.-H., y Zhou, M.-F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152, 27–47 pp.

Anexo A1

Tabla A-1 Datos de los estándares utilizados para los análisis de elementos traza por ICP-MS.

Estándares	AGV-2	BCR-2	BHVO- 2	BIR-1	DNC-1	JB-2	MAR	ZZ
Sc	13.55	32.60	31.41	43.67	31.24	54.55	39.87	22.05
V	119.72	419.23	294.26	311.45	151.11	598.93	247.85	213.62
Cr	16.46	15.56	281.26	479.26	284.17	25.64	319.61	145.61
Co	15.95	36.82	44.77	50.85	57.52	35.79	54.55	45.83
Ni	19.50	13.32	116.06	158.85	257.15	14.51	149.85	81.79
Cu	56.38	26.43	142.20	124.56	101.01	227.86	71.71	53.23
Zn	90.75	129.65	102.68	67.30	62.78	102.00	76.05	101.09
Rb	70.63	47.99	9.61	0.14	3.74	6.52	0.82	24.05
Sr	660.20	329.49	396.26	113.54	145.55	181.49	91.10	782.63
Y	20.27	36.69	26.75	15.68	17.76	24.29	36.23	28.26
Zr	231.83	199.62	167.94	16.52	38.38	46.34	72.62	258.61
Nb	15.42	13.31	20.06	0.58	1.71	0.53	1.54	43.90
Cs	1.17	1.15	0.10	0.01	0.20	0.76	0.03	0.18
Ba	1145.24	694.15	116.16	21.28	94.79	183.01	21.14	234.54
La	38.18	24.66	15.09	0.62	3.62	2.25	2.11	30.56
Ce	68.31	52.80	37.71	1.96	8.28	6.41	7.10	67.90
Pr	8.26	6.78	5.37	0.36	1.08	1.14	1.30	8.40
Nd	30.68	27.66	24.59	2.54	5.02	6.42	7.52	34.54
Sm	5.69	6.55	6.29	1.09	1.40	2.29	2.86	7.63
Eu	1.60	1.92	2.06	0.53	0.59	0.83	1.04	2.41
Gd	4.66	6.76	6.28	1.91	2.06	3.30	4.24	6.97
Tb	0.67	1.05	0.96	0.37	0.38	0.59	0.76	1.03
Dy	3.54	6.41	5.46	2.65	2.75	4.09	5.31	5.71
Ho	0.69	1.29	1.01	0.59	0.64	0.89	1.15	1.06
Er	1.81	3.57	2.53	1.68	1.87	2.55	3.35	2.72
Yb	1.67	3.35	2.05	1.68	1.97	2.58	3.27	2.24
Lu	0.25	0.50	0.28	0.25	0.30	0.39	0.49	0.32
Hf	4.84	4.48	4.13	0.59	0.98	1.43	2.00	5.49
Ta	0.92	0.81	1.26	0.06	0.12	0.06	0.23	2.59
Pb	12.81	10.65	1.60	3.34	6.91	4.98	0.43	2.62
Th	6.28	6.00	1.24	0.02	0.23	0.25	0.13	3.43
U	1.89	1.67	0.42	0.00	0.05	0.15	0.08	1.12

Anexo B1

Tabla B-1 Datos de los estándares utilizados para los análisis de EMPA en olivino, clino y ortopiroxeno.

Estándares	std-diop-1	std-diop-2	std-diop-3	std-oliv-2	Minimum	Maximum	Average	Sigma
SiO ₂	52.897	54.595	54.432	41.777	38.415	54.705	49.543	5.245
FeO	1.207	1.191	1.174	6.883	1.174	20.856	7.403	5.162
Na ₂ O	0.362	0.338	0.321	0.005	0	0.442	0.223	0.156
TiO ₂	0.075	0.068	0.094	0	0	0.702	0.144	0.151
Al ₂ O ₃	0.178	0.159	0.151	0.005	0	3.948	0.774	0.794
Cr ₂ O ₃	0.57	0.518	0.39	0	0	0.57	0.049	0.108
MgO	17.448	16.957	17.238	50.533	13.1	50.533	21.652	11.517
MnO	0.013	0.012	0.021	0.098	0.012	0.452	0.219	0.106
CaO	25.485	25.531	25.659	0	0	26.064	18.439	9.995
NiO	0.042	0.033	0.036	0.363	0	0.363	0.041	0.062
Total	98.277	99.402	99.516	99.664	92.881	100.725	98.487	1.358

No. de datos obtenidos: 142. diop= diópsida, oliv= olivino.

Tabla B-2 Datos de los estándares utilizados para los análisis de EMPA en hornblenda.

Estándares	std-kaers-1	std-kaers-2	std-kaers-3	std-kaers-4	Minimum	Maximum	Average	Sigma
SiO ₂	40.082	39.912	40.007	39.974	36.574	43.717	40.913	2.341
K ₂ O	1.217	1.185	1.209	1.195	0.529	12.093	2.794	4.393
Na ₂ O	2.719	2.654	2.695	2.607	0.465	2.809	2.252	0.842
TiO ₂	5.146	5.117	5.117	5.177	0.392	5.177	2.297	1.961
Al ₂ O ₃	12.846	12.488	12.899	12.582	11.398	16.768	12.899	1.872
Cr ₂ O ₃	0	0.004	0	0	0	0.151	0.03	0.04
FeO	12.426	12.844	12.439	12.083	6.006	12.844	10.294	2.254
MgO	12.782	12.866	12.817	12.589	12.589	22.463	16.123	3.304
MnO	0.168	0.149	0.152	0.163	0.028	0.168	0.113	0.043
CaO	11.194	11.112	11.046	11.077	0.007	11.446	9.123	4.349
Total	98.58	98.331	98.381	97.447	94.635	98.58	96.839	1.16

No. de datos obtenidos: 17. kaers= kaersutita.

Tabla B-3 Datos de los estándares utilizados en el análisis de EMPA para sulfuros.

Estándares	std-Pentl-1	std-Pentl-2	std-Pentl-3	Minimum	Maximum	Average	Sigma
Cr	0	0	0	0	17.346	2.148	5.313
Au	0.167	0	0	0	0.167	0.016	0.039
As	0.126	0	0.13	0	1.146	0.149	0.299
Te	0.056	0	0	0	0.592	0.063	0.162
Zn	0	0	0	0	34.842	2.913	9.353
Pt	0	0.044	0	0	0.102	0.022	0.032
Sb	0.015	0.023	0.071	0	0.071	0.014	0.023
Fe	30.843	30.713	30.419	0.006	67.467	32.721	24.781
Cu	0.06	0.031	0.03	0	54.079	7.739	17.723
Sn	0	0	0.02	0	83.97	8.448	23.122
S	32.885	32.976	32.009	0.001	45.853	18.479	18.636

Ni	36.054	36.003	36.109	0	36.344	8.755	13.485
Pd	0	0.015	0	0	0.066	0.02	0.024
Co	0.198	0.179	0.182	0	0.303	0.096	0.089
Total	100.404	99.984	98.97	0.535	100.404	81.584	22.887

No. de datos obtenidos: 26. pentl= pentlandita.

Anexo B2

Tabla B2-1 Datos de olivinos de algunos xenolitos del manto del centro de México y de El Peñón. Modificado de Luhr & Aranda-Gómez (1997) y Blatter & Carmichael (1998).

Muestra Tipo	Luhr & Aranda-Gómez (1997)				
	SLP-142 L	SLP-114 H	SLP-400 LP	DGO-165B L	DGO-167A H
SiO ₂	41.06	40.65	39.06	40.98	40.19
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03
FeO	9.96	8.44	17.63	10.21	10.27
MnO	0.16	0.14	0.24	0.15	0.16
MgO	49.28	49.73	43.64	49	49.77
NiO	0.34	0.39	0.28	0.39	0.35
CaO	0.05	0.08	0.05	0.06	0.09
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.87	99.46	100.93	100.82	10.87
<i>Estequiometría con base en 4 oxígenos</i>					
Si	1.032	1.022	0.982	1.03	1.01
Ti	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0
Cr	0	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe ³⁺	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.209	0.177	0.371	0.215	0.216
Mn	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003
Mg	1.846	1.863	1.635	1.836	1.864
Ni	0.007	0.008	0.006	0.008	0.007
Ca	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003
Na	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0
Total	3.098	3.076	3.001	3.095	3.104
Fo%	89.82	91.31	81.53	89.53	89.62
Mg#	0.898	0.913	0.815	0.895	0.896

Mg# = Mg/(Mg+Fe_T), Fo = porcentaje de forsterita. L= lherzolita, H= harzburgita, LP= Lherzolita de flogopita.

Tabla B2-1 Continuación.

Muestra	Blatter & Carmichael (1998)				
	X4	X6	X8	X12	X14
Tipo	L hbl-sp	Wb cr-ol	Wb cr-ol-hbl	L hbl-sp	L sp
SiO ₂	40.57	40.86	41.52	40.84	40.81
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.003	0.00	0.02	0.02	0.02
FeO	10.71	8.41	8.39	11.09	9.02
MnO	0.14	0.03	0.1	0.15	0.13
MgO	47.52	49.51	49.98	47.94	48.73
NiO	0.32	0.37	0.41	0.36	0.39
CaO	0.03	0.02	0.00	0.01	0.05
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.33	99.26	100.41	100.41	99.14
<i>Estequiometría con base en 4 oxígenos</i>					
Si	1.02	1.027	1.044	1.026	1.026
Ti	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0
Cr	0.001	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.225	0.177	0.176	0.233	0.19
Mn	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003
Mg	1.78	1.855	1.872	1.796	1.825
Ni	0.006	0.007	0.008	0.007	0.008
Ca	0.001	0.001	0	0	0.001
Na	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0
Total	2.06	2.04	2.059	2.04	2.027
Fo%	88.77	91.3	91.39	88.51	90.59
Mg#	0.888	0.913	0.914	0.885	0.906

Mg# = Mg/(Mg+Fe_t), Fo = porcentaje de forsterita. L hbl-sp= Lherzolita de hornblenda y espinela, Wb cr-ol= Websterita de olivino rica en cromo, Wb cr-ol-hbl= Websterita de olivino y hornblenda rica en cromo, L sp= Lherzolita de espinela.

Tabla B2-2 Datos de clinopiroxenos de algunos xenolitos del manto del centro de México y El Peñón.
Modificado de Luhr & Aranda-Gómez (1997) y Blatter & Carmichael (1998).

Muestra Tipo	Luhr & Aranda-Gómez (1997)				
	SLP-142 L	SLP-114 H	SLP-400 LP	DGO-165B L	DGO-167A H
SiO ₂	53.01	53.77	50.64	52.01	51.98
TiO ₂	0.43	0.06	0.51	0.41	0.42
Al ₂ O ₃	5.92	3.12	5.99	6.56	7.26
Cr ₂ O ₃	0.79	1.22	0.55	0.85	0.9
MgO	15.78	18.06	14.77	15.49	15.98
CaO	21.28	22.06	21.55	20.14	19.6
MnO	0.09	0.1	0.14	0.12	0.11
FeO	2.86	2.54	4.91	3.03	3.05
Na ₂ O	1.13	0.38	0.92	1.33	1.44
Total	101.29	101.31	99.98	99.94	100.74
	<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>				
Si	1.895	1.921	1.848	1.881	1.859
Ti	0.012	0.002	0.014	0.011	0.011
Al ^{IV}	0.105	0.079	0.152	0.119	0.141
Al ^{VI}	0.144	0.052	0.105	0.161	0.165
Cr	0.022	0.034	0.016	0.024	0.025
Fe ³⁺	0	0.015	0.068	0.005	0.027
Fe ²⁺	0.086	0.06	0.081	0.087	0.064
Mn	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003
Mg	0.84	0.962	0.803	0.835	0.852
Ca	0.815	0.844	0.842	0.78	0.751
Na	0.078	0.026	0.065	0.093	0.1
Total	4	3.998	3.998	4	3.998
WO	46.8	44.86	46.92	45.71	44.33
EN	48.29	51.1	44.74	48.92	50.29
FS	4.91	4.03	8.34	5.37	5.38
Mg#	0.908	0.927	0.843	0.901	0.903
Cr#	0.08	0.21	0.06	0.08	0.08

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr+Al), WO= wollastonita, EN= Enstatita, FS= Ferrosilita. L= lherzolita, H= harzburgita, LP= Lherzolita de flogopita.

Tabla B2-2 Continuación.

Muestra Tipo	Blatter & Carmichael (1998)				
	X4 L hbl-sp	X6 Wb cr-ol	X8 Wb cr-ol-hbl	X12 L hbl-sp	X14 L sp
SiO ₂	53.08	53.98	54.35	54.35	52.76
TiO ₂	0.17	0.11	0.08	0.08	0.23
Al ₂ O ₃	2.3	1.65	2.12	2.12	3.71
Cr ₂ O ₃	0.25	0.28	0.17	0.24	0.4
MgO	17.07	18.38	18.63	18.32	16.68
CaO	23.55	22.52	22.58	22.91	22.53
MnO	0.08	0.09	0.05	0.04	0.09
FeO	2.66	2.45	2.29	1.96	3.18
Na ₂ O	0.08	0.33	0.24	0.28	0.5
Total	99.24	99.79	100.51	100.3	100.08
<i>Estequiometría con base en 6 oxígenos</i>					
Si	1.944	1.954	1.951	1.956	1.913
Ti	0.005	0.003	0.002	0.002	0.006
Al ^{IV}	0.056	0.046	0.049	0.044	0.087
Al ^{VI}	0.043	0.024	0.041	0.045	0.071
Cr	0.007	0.008	0.005	0.007	0.011
Fe ³⁺	0.003	0.032	0.016	0.007	0.027
Fe ²⁺	0.078	0.042	0.053	0.052	0.069
Mn	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003
Mg	0.932	0.992	0.997	0.982	0.902
Ca	0.924	0.873	0.868	0.883	0.875
Na	0.006	0.023	0.017	0.02	0.035
Total	4	4	4.001	3.999	3.999
WO	47.69	45.03	44.9	45.88	46.72
EN	48.1	51.14	51.55	51.05	48.13
FS	4.2	3.82	3.55	3.06	5.15
Mg#	0.923	0.959	0.949	0.95	0.93
Cr#	0.066	0.1	0.05	0.07	0.065

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), Cr# = Cr/(Cr+Al), WO= wollastonita, EN= Enstatita, FS= Ferrosilita. L hbl-sp= Lherzolita de hornblenda y espinela, Wb cr-ol= Websterita de olivino rica en cromo, Wb cr-ol-hbl= Websterita de olivino y hornblenda rica en cromo, L sp= Lherzolita de espinela.

Tabla B2-3 Datos de las hornblendas de los xenolitos de El Peñón y de los xenolitos del volcán Avacha, Kamchatka. Modificado de Blatter & Carmichael (1998) e Ishimaru et al. (2007).

Muestra	Blatter & Carmichael (1998)			Ishimaru et al. (2007)		
	X4	X8	X12	Avx-35	Avx-1	629
Tipo	L hbl-sp	Wb cr-ol-hbl	L hbl-sp	P-m	P-m	P-m
SiO ₂	43.45	44.44	43.69	49.58	49.41	46.63
TiO ₂	0.64	1.13	0.7	0.06	0.02	0.33
Al ₂ O ₃	14.16	11.56	14.22	9.56	8.69	11.03
Cr ₂ O ₃	1.2	1.63	1.04	1.46	1.58	2.27
MgO	17.75	18.14	18.17	19.96	20.56	19.29
CaO	11.7	10.87	11.8	12.16	11.84	11.68
MnO	0.06	0.11	0.06	0.05	0.06	0.05
FeO	4.49	5.2	4.39	3.45	3.27	3.95
Na ₂ O	2.46	2.99	2.53	1.85	2.01	2.29
K ₂ O	0.22	0.68	0.22	0.23	0.20	0.31
Total	96.13	96.75	96.82	98.36	97.63	97.85
Mg#	0.89	0.88	0.89	0.912	0.918	0.897

Muestra	Ishimaru et al. (2007)				
	375	59	181	59	59
Tipo	P-m	P-m	P	P-m	P-m
SiO ₂	47.90	47.60	40.19	42.52	42.81
TiO ₂	0.82	0.16	1.83	1.9	1.79
Al ₂ O ₃	9.93	11.12	13.93	13.87	13.12
Cr ₂ O ₃	1.33	0.78	0.02	0.03	0.17
MgO	19.17	19.48	14.08	16.08	14.63
CaO	10.87	11.23	11.54	11.41	11.35
MnO	0.07	0.05	0.1	0.1	0.11
FeO	4.59	3.79	10.56	8.43	10.64
Na ₂ O	2.33	2.41	2.48	2.74	2.6
K ₂ O	0.26	0.25	0.27	0.24	0.25
Total	97.27	96.86	95.00	97.31	97.47
Mg#	0.882	0.902	0.704	0.773	0.71

Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺). L hbl-sp= Lherzolita de hornblenda y espinela, Wb cr-ol-hbl= Websterita de olivino y hornblenda rica en cromo. P-m= peridotita metasomatizada, P= peridotita.

Anexo C1

Tabla C-1 Composición de elementos mayores y algunos traza de xenolitos del manto del centro de México y el área de El Peñón en el centro de la FVTM. Modificado de Luhr & Aranda-Gómez (1997) y Blatter & Carmichael (1998).

Muestras	SLP- 142	SLP- 114	SLP- 400	SLP- 100	SLP- 402	DGO- 160	DGO- 164	DGO- 165B	DGO- 166	DGO- 167B
Tipo	L	H	LP	L	L	H	L	L	L	L
SiO ₂	44.54	43.55	41.64	44.13	44.46	44.06	45.09	43.94	44.96	44.44
TiO ₂	0.09	<0.03	0.21	0.11	0.16	0.04	0.10	0.12	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	2.91	0.68	326	3.06	3.49	1.12	3.14	2.71	3.16	3.12
Cr ₂ O ₃	0.38	0.30	0.48	0.35	0.40	0.34	0.36	0.33	0.41	0.44
Fe ₂ O ₃	8.92	8.84	15.95	9.02	10.03	8.32	8.66	9.57	8.88	9.02
MnO	0.13	0.13	0.21	0.13	0.14	0.12	0.13	0.14	0.13	0.13
MgO	39.78	45.87	36.66	39.98	38.53	44.84	38.96	40.28	39.23	39.54
NiO	0.26	0.31	0.16	0.26	0.21	0.30	0.24	0.26	0.25	0.25
CaO	2.89	0.68	1.96	2.87	3.16	0.85	3.00	2.49	2.97	2.85
Na ₂ O	0.19	0.05	0.11	0.24	0.29	0.07	0.24	0.23	0.22	0.22
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.18	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.01	<0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
Total	99.69	99.92	99.78	99.76	100.35	99.76	99.63	99.71	99.89	99.70
Cr	2671	2748	3200	2296	2466	2678	2660	2040	3087	2824
Co	106	118	138	106	99	109	99	116	102	105
Ni	2099	2567	1330	2040	1823	2346	1862	2165	1982	2024

Muestras	X4	X6	X8	X12	X14
Tipo	L hbl-sp	Wb ol-cr	Wb hbl-cr-ol	L hbl-sp	L sp
SiO ₂	47.4	50.14	50.54	45.51	48.25
TiO ₂	0.08	0.03	0.06	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	3.33	0.66	1.53	5.43	3.66
Cr ₂ O ₃	0.95	1.7	2.64	1.37	0.69
Fe ₂ O ₃	8.1	6.49	6.42	8.28	6.97
MnO	0.15	0.1	0.11	0.12	0.13
MgO	34.97	35.86	33.08	33.79	34.81
NiO	0.132	0.123	0.09	0.157	0.148
CaO	4.27	4.28	5.33	5.19	5.01
Na ₂ O	0.091	0.07	0.14	0.26	0.11
K ₂ O	0.024	0.01	0.02	0.02	0.002
Total	99.50	99.46	99.96	100.23	99.86
Ni	1000	1000	700	1200	1200
Cr	6500	11600	18100	9400	4700

Los elementos mayores están dados en por ciento en peso (% wt por sus siglas en inglés), y los elementos traza en ppm. L= lherzolita, H= harzburgita, LP= Lherzolita de flogopita, Wb= websterita, hbl= hornblenda, sp= espinela, ol= olivino, cr= cromita.

TablaC-2 Datos de algunos elementos traza de los xenolitos de El Peñón.

Modificado de Mukasa et al. (2007).

Muestra	X4	X12	X30	X33	X45
Sc	27.8	25.8	46.8	9	14.1
Rb	0.6	1.5	1.4	1.5	0.6
Sr	49	114	101	24	34
Y	20.01	17.92	8.37	4.61	8.97
Zr	8	17	16	2	3
Nb	0.22	0.48	0.25	0.09	0.08
Cs	0.06	0.13	0.17	0.12	0.06
Ba	42	51	28	17	35
La	17.61	13.32	2.33	2.8	5.51
Ce	12.94	11.88	6.15	8.02	16.61
Pr	3.48	2.93	0.96	0.81	1.47
Nd	14.9	12.82	4.86	3.44	6.62
Sm	2.77	2.64	1.5	0.73	1.46
Eu	0.96	0.89	0.45	0.18	0.47
Gd	2.98	2.66	1.54	0.7	1.35
Tb	0.44	0.41	0.25	0.11	0.2
Dy	2.66	2.51	1.49	0.73	1.18
Ho	0.54	0.52	0.29	0.15	0.24
Er	1.44	1.39	0.76	0.44	0.65
Yb	1.19	1.2	0.65	0.42	0.6
Lu	0.19	0.19	0.1	0.07	0.1
Hf	0.25	0.52	0.57	0.07	0.12
Ta	0.01	0.03	0.02	0	0.01
Pb	0.6	1.7	1.03	0.42	0.55
Th	0.08	0.24	0.16	0.03	0.03
U	0.13	0.13	0.1	0.1	0.16

Los elementos traza están dados en ppm.