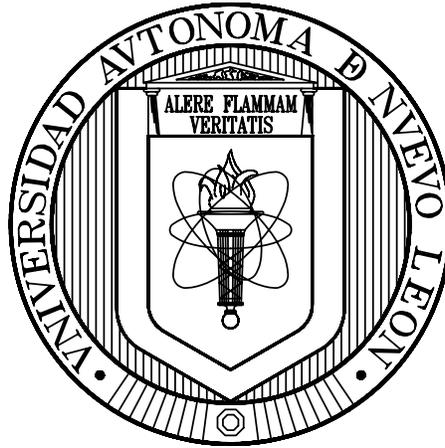


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**RELACIONES PETROLÓGICAS ENTRE XENOLITOS DEL MANTO Y
SUS ROCAS PORTADORAS EN EL NORESTE DE MÉXICO**

T E S I S

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA

ADALBERTO TREVIÑO CÁZARES

LINARES, NUEVO LEÓN

MARZO DE 2006



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**“RELACIONES PETROLÓGICAS ENTRE XENOLITOS DEL MANTO Y
SUS ROCAS PORTADORAS EN EL NORESTE DE MÉXICO”**

que presenta

ADALBERTO TREVIÑO CÁZARES

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. del Director de Tesis

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

LINARES, N. L.

MARZO DE 2006



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**“RELACIONES PETROLÓGICAS ENTRE XENOLITOS DEL MANTO Y
SUS ROCAS PORTADORAS EN EL NORESTE DE MÉXICO”**

que presenta

ADALBERTO TREVIÑO CÁZARES

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. del Director de Tesis



Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

LINARES, N. L.

MARZO DE 2006



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La tesis

**“RELACIONES PETROLÓGICAS ENTRE XENOLITOS DEL MANTO Y
SUS ROCAS PORTADORAS”**

que presenta

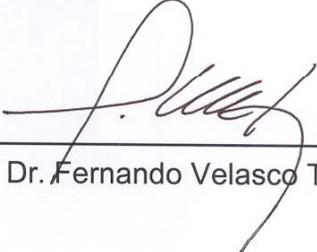
ADALBERTO TREVIÑO CÁZARES

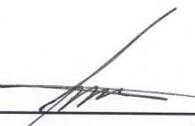
ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

LA COMISIÓN DE REVISIÓN DE TESIS


Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández


Dr. Fernando Velasco Tapia


M.C. Tomás Cossío Torres

LINARES, N. L.

MARZO DE 2006

DEDICATORIA

Todo el esfuerzo y trabajo invertidos en este proyecto de vida van dedicados a Mi Esposa **Yolanda**, por su invaluable apoyo y paciencia.

Con todo mi amor, a mis Hijos: **Siboney** y **Anuar**, por saber comprender y esperar.

“Nadie sabe qué tan alto puede volar si no se ha atrevido a abrir sus alas”

Anónimo

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, por su gran apoyo como director de la presente tesis, por sus aportaciones y comentarios durante la realización de la misma.

Muy especialmente al Dr. Fernando Velasco Tapia por su asesoría para la culminación de este trabajo.

Al Cand. a Dr. Tomás Cossío Torres por su apoyo en la revisión del trabajo, así como sus comentarios al mismo.

Mi más sincero agradecimiento a la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL, por permitir la superación personal y profesional de un servidor.

Agradezco también al Dr. Héctor de León Gómez, director de la FCT, y al Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, ex-director, por su desinteresado apoyo para la realización de la Maestría.

Al Departamento de Intercambio Académico de la UANL, por las facilidades otorgadas para la realización de una estancia de investigación en la Universidad Complutense de Madrid (UCM), España.

Al Dr. Francisco Anguita Virilla por su amable apoyo durante mi estancia en Madrid, para la realización de los análisis químicos de minerales en la Microsonda Electrónica.

A Don Alfredo Fernández Larios por su asesoría en la medición de las muestras en la Microsonda Electrónica, en el Centro de Microscopía Electrónica de la UCM.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca de manutención otorgada para la realización del posgrado.

Agradezco al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández por su apoyo económico a través del Proyecto CONACyT (28653-T) y PAICyT (CT 803-02) para la realización del trabajo de campo, así como para la obtención de los análisis químicos de minerales y de roca total.

A todos los Profesores de la FCT y a los compañeros de generación, gracias por compartir su tiempo y conocimiento.

CONTENIDO	i
Lista de figuras	i
Lista de tablas	vi
Resumen	viii
Abstract	x
CAPITULO 1: GENERALIDADES	1
1.1 Introducción	1
1.2 Localización del área de estudio	2
1.3 Trabajos previos	4
1.4 Objetivos	6
1.5 Metodología	7
1.5.1 Muestreo	7
1.5.2 Preparación de las muestras	8
1.5.3 Petrografía	8
1.5.4 Análisis geoquímico de roca total	8
1.5.5 Análisis geoquímico de minerales	9
CAPITULO 2: MARCO GEOLÓGICO	12
2.1 Provincia Alcalina Oriental	12
2.2 Geología del área de estudio	13
2.2.1 Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC)	13
2.2.2 Sierra de Tamaulipas (ST)	15
2.3 Ocurrencia del vulcanismo en el área de estudio	17
CAPÍTULO 3: XENOLITOS DEL MANTO	20
3.1 Introducción	20

3.2 Xenolitos del Manto en México	21
3.3 Xenolitos del Manto en el área de estudio	23
3.3.1 Serra de San Carlos-Cruillas	23
3.3.1.1 Cerro Burgos	24
3.3.1.2 Cerro Apóstol	24
3.3.1.3 Cerro Paz	25
3.3.1.4 Cerro Cuervo	25
3.3.1.5 Mesa Monteríos	25
3.3.2 Sierra de Tamaulipas	27
3.3.2.1 Mesa La Sandía	27
3.3.2.2 Mesa San Fernando	28
3.3.2.3 Cerro La Clementina	29
CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA	30
4.1 Introducción	30
4.2 Rocas Volcánicas	30
4.2.1 Basaltos	31
4.2.2 Traquibasaltos	31
4.2.3 Basanitas	32
4.2.4 Foiditas	32
4.2.5 Fonotefritas	32
4.3 Cumulatos	33
4.4 Xenolitos del Manto	35
4.4.1 Lherzolitas	35
4.4.2 Harzburgitas	37
4.4.3 Dunitas	40

CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS PORTADORAS	41
5.1 Introducción	41
5.2 Clasificación	42
5.2.1 Sierra de San Carlos	42
5.2.2 Sierra de Tamaulipas	48
5.2.3 Región de Ocampo	49
5.3 Diagramas de variación de elementos mayores y traza	49
5.4 Diagramas Multielementos	53
5.5 Diagramas de tierras raras	54
5.6 Magmas Primarios	55
5.7 Diagramas de discriminación	57
CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA DE XENOLITOS	58
6.1 Introducción	58
6.2 Diagramas de elementos mayores y traza	58
6.3 Diagramas Multielementos	63
6.4 Diagramas de los elementos de las Tierras Raras	64
CAPÍTULO 7: MINERALOQUÍMICA DE LOS XENOLITOS Y DE LAS ROCAS PORTADORAS	68
7.1 Introducción	68
7.2 Olivinos	71
7.3 Ortopiroxeno en xenolitos	77
7.4 Clinopiroxeno en xenolitos, cumulos y basaltos	77
7.5 Espinela	86
7.6 Biotita	90

CAPÍTULO 8: CONDICIONES PETROGENÉTICAS	92
8.1 Introducción	92
8.2 Condiciones de estabilidad de los magmas basálticos	92
8.3 Geotermometría en xenolitos	93
8.3.1 Temperaturas según Lindsley (1983)	94
8.3.2 Temperaturas según Sachtleben y Seck (1981)	95
8.3.3 Temperaturas según Brey y Kohler (1990)	96
8.4 Modelado de Fusión Parcial	96
8.4.1 Modelado de fusión parcial tipo directo	96
8.4.2 Modelado de fusión parcial con inversión	99
8.5 Consideraciones genéticas	106
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	113
BIBLIOGRAFÍA	115

RESUMEN

En la periferia de la Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) y Sierra de Tamaulipas (ST), dentro de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) afloran rocas volcánicas del Terciario-Cuaternario que ocasionalmente son portadoras de xenolitos del Manto. Las rocas portadoras son alcalinas (p. ej. basaltos, traquibasaltos, basanitas, fonotefritas y foiditas) y con características geoquímicas de magmas primarios generados en zonas subcontinentales ($\text{SiO}_2 = 40.6 - 49.7\%$, $\text{MgO} = 5.62 - 11.6\%$, $\text{Mg\#} = 59.2 - 69.7$).

La mineralogía observada en los xenolitos (olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno \pm espinela), es la típica encontrada en nódulos ultramáficos inalterados del Manto. Los xenolitos del Manto son predominantemente lherzolitas de espinela, seguida de harzburgitas y en menor proporción, dunitas. Poseen una textura principalmente del tipo protogranular, sin embargo, unos pocos xenolitos muestran texturas transicionales de protogranular a porfiroclástica, indicando con ello que los xenolitos provienen de una zona del Manto estable, con poca o nula deformación. Se reconocieron además algunos cumulos embebidos en las rocas basálticas.

Los patrones de los diagramas multielementos normalizados al Manto Primordial de las rocas portadoras son muy similares a los que muestran los magmas máficos relacionados a un ambiente extensional. Este comportamiento indica que los magmas portadores se generaron en una zona del Manto enriquecida en elementos altamente incompatibles, con anfíbol y flogopita residual. Esta hipótesis está soportada por el enriquecimiento en LREE ($(\text{La/Yb})_N = 10.8 - 27.1$) y el comportamiento de los elementos traza relativamente inmóviles. En los diagramas de discriminación tectonomagmática se observa que los magmas portadores de xenolitos se generaron en un ambiente de intraplaca.

En los diagramas de elementos mayores y traza vs. MgO para los xenolitos analizados, se observa una cierta correlación de una lherzolita fértil hasta una harzburgita refractaria. Este comportamiento está controlado por los diversos procesos de fusión parcial y la extracción progresiva de magmas basálticos.

En los diagramas de multielementos y tierras raras, los xenolitos de la PAOM muestran concentraciones de elementos altamente incompatibles y LREE en general más bajas que la composición promedio del Manto Litosférico Continental. Se observa que el Manto hacia la parte de la SSCC es el más enriquecido de toda la zona de estudio, o bien, que ha sido afectado por procesos metasomáticos. Por el contrario, los xenolitos de la Mesa San Fernando (ST) presentan un patrón empobrecido, indicando con ello una fuente a la que se le ha extraído magma basáltico sin la adición posterior de fluidos metasomáticos. Estas características demuestran la heterogeneidad química del Manto bajo esta región de la PAOM.

Las composiciones químicas en el centro y borde de los olivinos en los xenolitos oscilan de Fo_{92-86} , mientras que los en los cumulos es de Fo_{88-78} . Los ortopiroxenos se caracterizan por un contenido de En_{87-91} y los clinopiroxenos de $En_{43-45}Fs_{2.74-9.31}Wo_{49-51}$. Las espinelas cromíferas presentan contenidos de $Mg/(Mg + Fe^{+2}) = 0.70 - 0.81$ y $Cr/(Cr + Al) = 0.10 - 0.35$.

Utilizando diferentes geotermómetros, se calculó que los xenolitos equilibraron a una temperatura promedio de $820 - 1190^{\circ}C$. Una primera aproximación de la presión de equilibrio, basada en las composiciones modales de los magmas portadores, indica valores de 10 a 25 kbar.

Adicionalmente, se realizaron estimaciones de las velocidades de ascenso de los magmas portadores de xenolitos, los cuales provienen de una profundidad aproximada de 45 km. Para la SSCC, donde los xenolitos tienen en promedio 5 cm de diámetro, los magmas ascendieron a razón de 1 – 3 km/h, mientras que para la ST, donde se encontraron xenolitos de hasta 1.30m de diámetro (Mesa San Fernando), la velocidad promedio de ascenso fue de 10 km/h.

Utilizando un modelado de fusión parcial del tipo directo para REE, se observó que la composición del Manto representada por los xenolitos (CB-8 y CLE-1) no reproducen los patrones de REE observados en los magmas portadores correspondientes. Mediante la aplicación del modelado con inversión, se obtuvo que los magmas portadores se generaron en el campo de estabilidad de la Iherzolita de espinela, en una zona más enriquecida en elementos altamente incompatibles que la representada por los xenolitos muestreados.

ABSTRACT

Along the periphery of Sierra de San Carlos-Cruillas and Sierra de Tamaulipas (Eastern Alkaline Province, northeast Mexico) outcrops volcanic rocks of Tertiary-Quaternary age, that eventually contains ultramafic xenoliths from the Mantle. The host rocks are alkaline (e.g., basalts, trachybasalts, basanites, phonotephrites and foidites), and have geochemical characteristics of primary magmas generated in subcontinental zones ($\text{SiO}_2 = 40.6\text{--}49.7\%$, $\text{MgO} = 5.62\text{--}11.6\%$, $\text{Mg-v} = 59.2\text{--}69.7$).

Primitive Mantle normalized patterns are similar to those displayed by extension-related mafic magmas. These patterns indicate that host magmas were generated in a highly-incompatible elements enriched Mantle zone, with residual flogopite. This hypothesis is supported by an enrichment in light REE ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 10.8\text{--}27.1$, chondrite-normalized ratios) and the behaviour of relatively immobile trace elements. In the tectonomagmatic discrimination diagrams we can observe that host magmas were generated in an intraplate environment.

Using a direct-type REE partial melting model, it was pointed out that Mantle composition represented by the xenoliths (CB-8 and CLE-1) can not reproduce the REE-patterns observed in the corresponding host magmas. By the application of a inverse melting model, it was observed that the host magmas were generated in the spinel lherzolite stability field, in a more enriched zone (highly incompatible elements) that these represented by the xenoliths.

The Mantle xenoliths are predominantly spinel-lherzolites as well as harzburgites and rare dunites. They have a protogranular texture, nevertheless, a few xenoliths displayed protogranular- porphyroclastic transitional textures, indicating that the xenoliths were carried to the surface from stable Mantle zones with little or no deformation. The mineralogy (olivine + orthopyroxene + clinopyroxene \pm spinel) of xenoliths contained in mafic magmas is typical of unaltered Mantle nodules. The core and rim compositions in olivine range from Fo_{86} to Fo_{92} , whereas orthopyroxenes are characterized by $\text{En}_{87\text{--}91}$ and clinopyroxenes by $\text{En}_{43\text{--}45}\text{-Fs}_{2.74\text{--}9.31}\text{-Wo}_{49\text{--}51}$. Chromiferous spinels have $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) = 0.70\text{--}0.81$ and $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.10\text{--}0.35$.

Primitive Mantle-normalized multielements diagrams and Chondrite-normalized REE patterns for xenoliths (whole rock), pointed out that they represent an enriched Mantle for the SSCC area, and a lesser enriched Mantle for the ST, in comparison with the average composition for the Continental Lithospheric Mantle.

Using different geothermometers, it was calculated that the xenoliths equilibrated at 820-1190°C. A first approximation to equilibrium temperatures, based on the modal compositions of the host magmas, indicates values from 10-25 kbar.

Additionally, estimations of the host magma ascent velocity were done, which come from a minimum depth of 45 Km. For the SSCC, where the xenoliths reach in average, 5 cm diameter, a velocity of 1-3 KM7h were calculated, whereas, for the ST, where xenoliths of 1.30 m diameter in size, were found (Mesa San Fernando), the ascent velocity was estimated in 10 Km/h.

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Rocas del Manto se encuentran aflorando ocasionalmente, como el caso de los macizos alpinos, en secuencias ofiolíticas y en piezas pequeñas denominadas xenolitos, los cuales son transportados a la superficie por medio de erupciones volcánicas. Mucho de lo que se conoce del Manto Litosférico Continental ha sido deducido indirectamente mediante el estudio de los xenolitos. Otro método indirecto es a través del estudio de las rocas volcánicas, que son producidas por procesos de fusión parcial directa del Manto (Carlson et al., 2005).

En el pasado se pensó que el Manto era geoquímicamente e isotópicamente homogéneo. Sin embargo, ahora se sabe que es heterogéneo en todas las escalas (White, 1997). A gran escala, el Manto aparenta estar constituido por un número de reservorios, los cuales tienen historias complejas. La mejor evidencia de esas heterogeneidades proviene del estudio de las relaciones isotópicas y de elementos traza de las rocas volcánicas, particularmente en las islas oceánicas.

El estudio de las rocas volcánicas máficas y los xenolitos ultramáficos relacionados a ellas revela la composición mineralógica y química del Manto litosférico subcontinental que subyace a una región en particular. También puede reflejar procesos geoquímicos que han ocurrido en el Manto, a través del tiempo, incluyendo fusión-extracción de magmas y enriquecimiento metasomático (Menzies y Hawkesworth, 1987; McDonough, 1990; Pearson et al., 2003).

Diversas localidades en América con rocas volcánicas portadoras de xenolitos, han sido descritas, especialmente para Canadá y Estados Unidos. En México, las localidades con xenolitos del Manto han sido estudiadas por Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez (1987) y Luhr y Aranda-Gómez (1997). Sin embargo, la información sobre las localidades con xenolitos del Manto en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), es muy limitada (Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares, 2001; Treviño-Cázares et al., 2005). Con la finalidad de conocer el Manto litosférico subcontinental y de entender los procesos de fusión parcial que ocurrieron en la

región de estudio en particular, se reportan datos mineralógicos y geoquímicos de los magmas máficos portadores de xenolitos y de estos nódulos ultramáficos para dos localidades pertenecientes a la parte central de la PAOM: Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) y Sierra de Tamaulipas (ST).

1.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en la provincia geográfica conocida como Planicie Costera del Golfo de México (PCGM; Lugo-Hubp, 1990), en dos zonas que se ubican en los alrededores de la SSCC y ST, al Este de Linares, N.L., y Cd. Victoria Tamps. (Fig. 1.1). Estas sierras que se encuentran al frente de la Sierra Madre Oriental, son dos complejos magmáticos aislados que pertenecen a la PAOM y sus elevaciones máximas llegan a alcanzar hasta 1,800 msnm.

Cabe señalar, que el área de estudio se concentra principalmente en los bordes de ambas sierras, en donde afloran las rocas volcánicas que en algunos casos son portadoras de xenolitos del Manto, objeto del presente estudio (Fig. 1.1). La SSCC se localiza a 60 km al Este de Linares, N.L. y se accesa por caminos de terracería transitables en todo tiempo, que conducen al municipio de Burgos, Tamps. La ST se localiza a 50 km al Sureste de Cd. Victoria Tamps., específicamente en los alrededores de Llera de Canales. El área se accesa por la carretera federal No. 85, en dirección a Cd. Mante Tamps.

En las periferias de los complejos magmáticos de SSCC y ST afloran rocas volcánicas las cuales se presentan en forma de cuellos volcánicos y de derrames de lava, siendo más extensos hacia la parte Este de la ST, en donde en algunos casos, se formaron grandes mesetas de hasta 100 km².

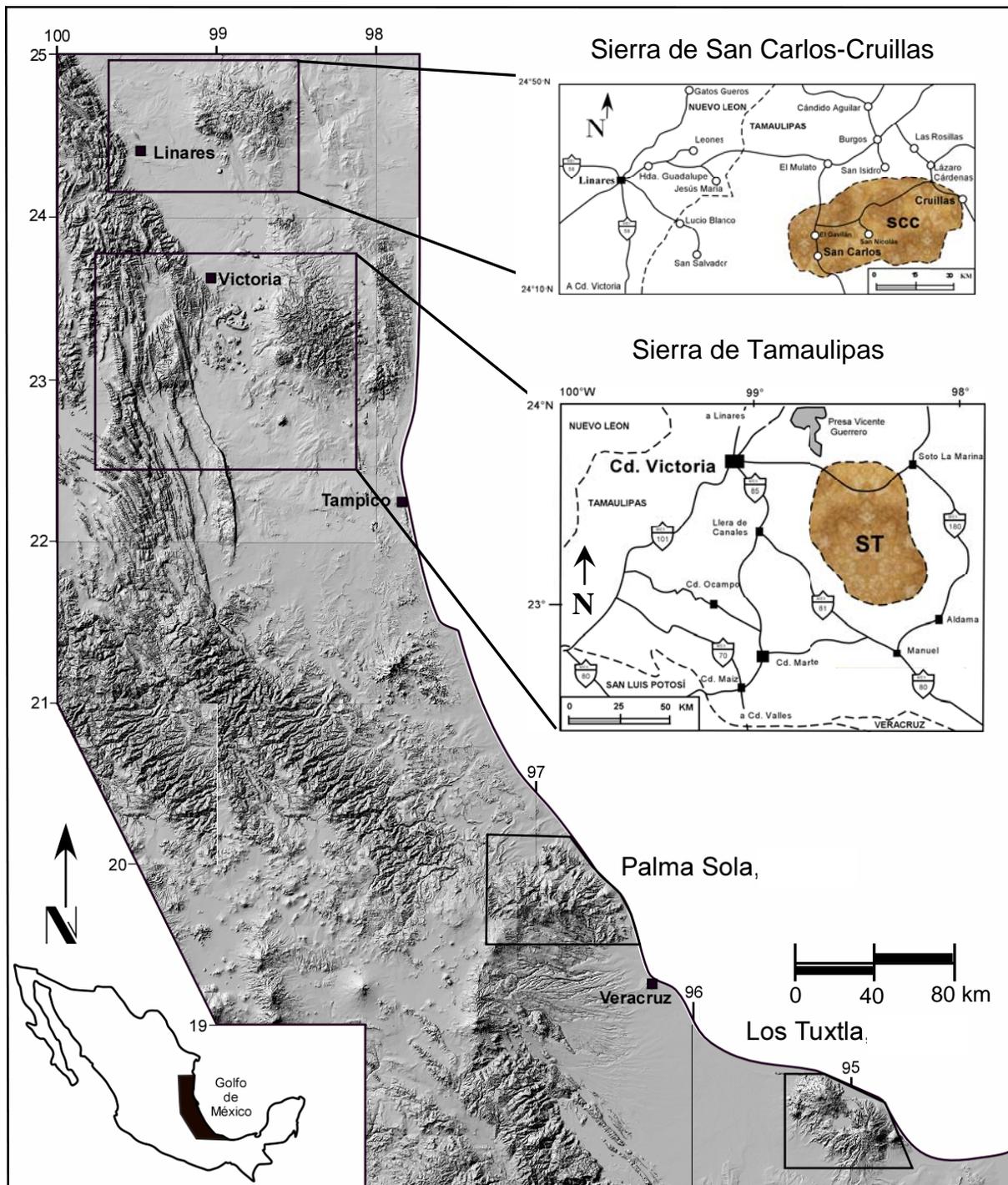


Fig. 1.1: Localización y vías de acceso a las áreas de estudio de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas. En la figura destacan los rasgos morfológicos de la Sierra Madre Oriental y de los complejos volcánicos de Palma Sola y Los Tuxtla, Veracruz.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Los trabajos sobre xenolitos del Manto de la región de la SSCC y ST son relativamente escasos. En este trabajo, se reportan por primera vez localidades recién descubiertas en el área de la SSCC, destacando los análisis químicos de minerales y de roca total de los xenolitos estudiados. En cuanto al reporte y estudio de xenolitos del Manto y de las rocas volcánicas de la Provincia Alcalina Oriental, estos datan desde hace más de 25 años (Robin, 1976; Pettus, 1979; Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares 2001 y Treviño-Cázares et al., 2005).

A continuación se detallan los trabajos realizados en esta provincia sobre las rocas volcánicas, debido a que estas rocas son las portadoras de xenolitos del Manto, objeto del presente estudio. Posteriormente se mencionaran los trabajos previos sobre xenolitos del Manto.

Nick (1988) realizó un trabajo sobre la petrografía y geoquímica de la Sierra de San Carlos, donde reporta la presencia de grandes derrames de lava y diques radiales en la periferia de la sierra. Él utilizó el diagrama de discriminación Zr-Y-Nb para algunos basaltos y determinó que corresponden a basaltos alcalinos de intraplaca. Morton-Bermea (1995) reportó la presencia de flujos de lava y diques basálticos en los complejos magmáticos del Cinturón Candela-Monclova y Sierra de Picachos respectivamente, aunque no incluyó análisis químicos de estas rocas volcánicas.

Ramírez-Fernández (1996), en un estudio sobre la petrogénesis del complejo alcalino de la Sierra de Tamaulipas (ST), se reportó la presencia de rocas primitivas (basaltos alcalinos, hawaíitas y basanitas) en forma de grandes derrames de lava y cuellos volcánicos.

Respecto a las edades de las rocas volcánicas del área de estudio Camacho-Angulo (1993) se reportó dataciones K-Ar realizadas en el Laboratorio de Geocronometría del Instituto Mexicano del Petróleo, obteniendo una edad de 2.4 ± 0.19 Ma (Plioceno) para hawaíitas del Cerro La Clementina. Por el mismo método se dató una colada de basalto de los alrededores de Llera de Canales, Tamps.,

arrojando una edad de 12.8 Ma (Mioceno). Por su parte, Cantagrel y Robin (1979) obtuvieron una edad de 28.0 ± 0.80 Ma (Oligoceno), por el mismo método, para las fonolitas del Bernal de Horcasitas. Cabe aclarar que en estos trabajos no se especifican los materiales (roca o mineral) que se utilizaron para las dataciones.

El primer trabajo donde se reporta la existencia de nódulos de piroxenitas y peridotitas, de hasta 1 cm de diámetro, en cuerpos de tingüaíta y fonolita fue realizado por Robin (1976). Estos cuerpos se presentan en forma de pequeños cerros aislados (Cerros Nopal, Auza y La Pez), localizados en los alrededores de Ébano, S.L.P. Posteriormente Pettus (1979) describió y estudió los xenolitos encontrados en una colada de basalto que formó la Mesa San Francisco, localizada al Sureste de Llera de Canales, Tamps. Por las características del afloramiento, ahora se sabe que la Mesa San Francisco corresponde a la Mesa La Fernando descrita en el presente trabajo. En cuanto a los métodos que utilizó se incluyen la petrografía, la Difracción de Rayos X, la Microsonda Electrónica y el Microscopio Electrónico de Barrido. En este trabajo se reporta que la composición predominante de los xenolitos es lherzolita de espinela, seguida de un par de harzburgitas, las que presentan, en ambos casos, principalmente texturas porfiroclásticas. Además, las composiciones de los olivinos revelan un contenido promedio de Fo_{86} y se consideran típicas para olivinos equilibrados en el Manto Superior (Nixon, 1987; Pearson et al., 2003).

Por otro lado, Ramírez-Fernández (1996) reportó por primera vez xenolitos del Manto en la localidad Cerro La Clementina. Está constituido por hawaíitas, en donde encontró lherzolitas de espinela de las cuales obtuvo análisis químicos por Microsonda Electrónica de los olivinos, determinando en promedio un contenido de Fo_{90} , así como temperaturas de equilibrio de $1000^{\circ}C$.

Finalmente, Treviño-Cázares (2001) y Treviño-Cázares et al., (2005) reportan nuevas localidades con xenolitos del Manto en la región de estudio, así como también datos geoquímicos de los minerales y de roca total, tanto de los xenolitos del Manto como de las rocas volcánicas portadoras. En estos trabajos se reportan además, las temperaturas de equilibrio de los xenolitos determinando que provienen

de una profundidad aproximada de 45 km (12 kbar) correspondiendo a la zona de estabilidad de la lherzolita de espinela y que los basaltos se generaron en la zona de estabilidad del granate (25 kbar; 70 km de profundidad).

Recientemente, Escalante-Martínez et al., (2005) realizaron un estudio sobre las características gemológicas y perspectivas económicas del afloramiento de una lherzolita de olivino que ocurre en la localidad Mesa San Fernando, la cual fue descrita previamente por Treviño-Cázares (2001).

1.4 OBJETIVOS

Los trabajos previos reflejan la importancia que tiene el estudio de las rocas máficas, y los xenolitos ultramáficos asociados a ellas, para el entendimiento de procesos geológicos macroregionales. Tal y como sucede en otros campos del conocimiento, se hace necesario el efectuar investigaciones más profundas considerando las pautas establecidas por los anteriores autores, tratando resolver las incógnitas pendientes. En este caso en particular se persiguen los siguientes objetivos:

- a) Ampliar el conocimiento de las características petrológicas del Manto Terrestre a partir del cual se generaron las rocas volcánicas en la Sierra de San Carlos-Cruillas y la Sierra de Tamaulipas.
- b) Caracterizar las rocas máficas (basálticas) y evaluar la posibilidad de una relación genética con los xenolitos muestreados.
- c) Determinar las condiciones de presión y temperatura de estabilidad de los xenolitos, mediante el uso de geotermobarómetros apropiados.
- d) Modelar el proceso de fusión parcial, a partir de los datos petrológicos de las rocas máficas y de los xenolitos.

1.5 METODOLOGÍA

Para la realización del presente trabajo se utilizó la siguiente metodología, que incluye desde la colecta de muestras, procesamiento de las mismas, hasta la interpretación de los datos geoquímicos obtenidos y la postulación de un modelo genético.

1.5.1 MUESTREO

A partir de trabajos previos (Aranda-Gómez et al., 1993; Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares, 2001; Treviño-Cázares et al., 2005) y de actividades preliminares, se seleccionaron localidades para llevar a cabo la búsqueda y muestreo a detalle de xenolitos del Manto, así como de las lavas portadoras de los mismos. Las muestras de xenolitos ultramáficos se colectaron en las rocas volcánicas que afloran en la Planicie Costera del Golfo de México, específicamente en el vulcanismo periférico de los complejos magmáticos de la SSCC y la ST. Los xenolitos fueron reconocidos en campo debido al color verde olivo y textura granular que presentan, en contraste con el color gris oscuro a negro y textura compacta de los basaltos de la región. En algunos basaltos vesiculares, el intemperismo de los xenolitos (amarillo óxido) provocó que estos se disgregaran, lo cual facilitó la identificación en campo de las rocas que pudieran contener los nódulos ultramáficos.

El muestro se realizó utilizando equipo de campo de uso común (marros, martillos, cuñas, barras, lupas, GPS, mapas, etc.). Se colectaron aquellas muestras frescas y en la medida de lo posible, de un volumen tal que permita obtener material suficiente (100 gr) para los análisis geoquímicos correspondientes.

1.5.2 PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS

Las muestras colectadas se procesaron en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT), UANL, en donde se elaboraron ochenta láminas delgadas para los análisis petrográficos. Las rocas basálticas se trituraron y

molieron en el Laboratorio de Molienda para obtener los análisis geoquímicos, evitando la contaminación con restos de xenolitos. De igual forma, se seleccionaron aquellos xenolitos con un tamaño tal, que pudieran generar 100 gr de polvo para los análisis químicos. En este proceso, se tuvo especial cuidado de que el xenolito no estuviera contaminado con fragmentos de la roca portadora. Se prepararon además láminas delgadas especiales para la Microsonda Electrónica, de espesor mayor (aproximadamente 50 μm) que las láminas convencionales (30 μm).

1.5.3 PETROGRAFÍA

Las láminas delgadas se analizaron en un microscopio petrográfico de polarización para la identificación de los minerales y las texturas de los xenolitos. Mediante un conteo estadístico de puntos en la muestra, se obtuvo la clasificación modal de los mismos, con ayuda de un contador electrónico (Prior, modelo G) que va adaptado al microscopio y que realiza un barrido sobre la muestra en forma de retícula. Adicionalmente, el microscopio tiene una cámara fotográfica adaptada para la toma de micrografías de las láminas delgadas.

1.5.4 ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ROCA TOTAL

Las muestras pulverizadas de rocas de rocas volcánicas (ocho) y de xenolitos del Manto (once) se analizaron en el laboratorio comercial Actlabas de Ancaster, Canadá, utilizando la metodología "4Lithores", en la cual se aplica ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emisión Spectrometry*) para elementos mayores y ICP-MS (*Inductively Coupled plasma Mass Spectrometry*) para elementos traza. Cada muestra fue mezclada con metaborato-tetraborato de litio y se fundió en un horno de inducción. El líquido de fusión fue mezclado en caliente con una solución de HNO_3 5% hasta disolución completa (~ 30 min.). La solución resultante fue analizada en un sistema Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP-OES, que fue previamente calibrado utilizando una combinación de materiales de referencia geoquímica del *U.S. Geological Survey* y del programa *CANMET*. La precisión analítica reportada fue

<2% para todos los elementos mayores y los límites de detección se reportaron en niveles de 0.01%.

1.5.5 ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE MINERALES

En un microscopio petrográfico se analiza la muestra a fin de identificar los minerales que se desean investigar (Fig. 1.2). El microscopio petrográfico tiene un monitor y una impresora de imágenes para una mejor visualización del espécimen. Sobre la imagen se marcan los puntos para posteriormente ser localizados con mayor facilidad en la Microsonda Electrónica. Las muestras son colocadas en la Microsonda, en donde los puntos marcados previamente son localizados en un monitor mediante una imagen ampliada (Fig. 1.3). Es ahí donde se toma la decisión del mineral y del punto que se va a analizar. Es importante señalar que el diámetro de análisis es de solo 5 μm , lo que permite realizar análisis muy detallados de los minerales. Los análisis obtenidos durante la jornada son almacenados en la computadora y son arrojados como un archivo de texto de tal manera que pueden ser trabajados en programas de hojas de cálculo, como Excel.

Después de analizar y clasificar petrográficamente los xenolitos, se seleccionaron muestras para realizar análisis químicos puntuales de los minerales. Dichos análisis se llevaron a cabo en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid (España) por medio de una Microsonda Electrónica que también funciona como Microscopio Electrónico de Barrido, marca WDS JEOL, modelo JXA-8900M (Fig. 1.3).

Para el presente trabajo, se seleccionaron muestras de xenolitos y basalto de las localidades Mesa San Fernando, Cerro La Clementina, Mesa La Sandía, pertenecientes a la ST; Cerro Cuervo, Cerro Burgos, Cerro Apóstol, Cerro Paz y Mesa Monteríos pertenecientes a la SSCC, ambas en el estado de Tamaulipas. Se realizaron un total de 239 análisis químicos. Estos se concentraron en los minerales de los xenolitos principalmente, sin embargo, también se hicieron análisis de algunos minerales (principalmente de olivinos) incluidos en las rocas volcánicas.

La superficie pulida a analizar por medio de la Microsonda es un aspecto crítico que no debe ser pasado por alto, sobretodo para análisis cuantitativos. El espesor de la sección delgada es de aproximadamente de 50 μm , en lugar de las 25 μm para láminas convencionales.

Para obtener los análisis químicos cuantitativos, la Microsonda hace incidir un haz de electrones acelerado a aproximadamente 15 a 30 kV y 20 nA, sobre una pequeña superficie de la muestra. La interacción entre el haz de electrones y la muestra, produce una serie de fenómenos, incluyendo la generación de rayos X característicos de los átomos de la muestra excitada (Potts, 1987). La intensidad de esos rayos X se mide por medio de un espectrómetro de dispersión de longitud de onda (WDS, *Wave Dispersive Spectrometer*). La calibración del equipo utilizado en los presentes análisis, se realizó de acuerdo a los estándares de muestras de referencia para Microsonda Electrónica, propuestas por la Smithsonian Institution (Washington, D.C.), que incluyen silicatos, carbonatos, tierras raras y sulfuros. Los resultados presentaron un 2% de error en la proporción determinada de cada óxido.



Fig. 1.2: Microscopio petrográfico donde se identifican los minerales de la muestra que se desea analizar, que tiene además, un monitor y una impresora adaptados. Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid.



Fig. 1.3: Vista general de la Microsonda Electrónica WDS JEOL JXA-8900M, del Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid que fue utilizada para la obtención de los análisis químicos de minerales.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1 PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL

En la Planicie Costera del Golfo de México (PCGM), afloran una serie de complejos intrusivos y extrusivos que se extienden desde el Sur de los Estados Unidos, hasta el Sureste de México (Fig. 3.1), siendo denominados en forma colectiva por Demant y Robin (1975) como Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Está constituida por una secuencia de complejos magmáticos aislados, predominantemente alcalinos, que se encuentran distribuidos a lo largo de aproximadamente 2000 km. En cuanto a la actividad magmática de esta Provincia, algunos autores consideran que comenzó en el Eoceno en Trans-Pecos, Texas (Barker, 1977); continuó en el Oligoceno-Mioceno en el Noreste de México y en el Mioceno Superior en el área de Palma Sola, Ver. (Cantagrel y Robin, 1979), terminando en el Plioceno-Cuaternario con emisiones basálticas.

Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez (1987) sugirieron que los complejos magmáticos de la PAOM son una manifestación de una actividad extensional, caracterizada por un fallamiento normal. Sin embargo, este ambiente tectónico no es tan obvio como en las Provincias del Río Grande Rift o el Basin y Range. El origen del primer pulso magmático en la región de estudio ha sido relacionado al evento extensional del rift Río Grande (Robin, 1982). Sin embargo, en algunos complejos intrusivos (Trans-Pecos, Price et al., 1987; Sierra de San Carlos-Cruillas, Nick, 1988; Sierra de Tamaulipas, Ramírez-Fernández, 1996; Ramírez-Fernández y Keller, 1997; Viera-Décida, 1988 y Viera-Décida & Ramírez-Fernández, 1988) ha sido reportada una firma geoquímica relacionada a subducción. Estos complejos han sido relacionados a la subducción hacia el Este de la placa Farallón, en la costa Occidental de México (Mc Dowell y Kreizer, 1977) y probablemente en forma contemporánea al evento deformacional Laramide durante el Terciario Temprano (Ramírez-Fernández et al., 2000).

El resto de los cuerpos intrusivos y todas las rocas volcánicas de la PAOM son más alcalinas comparadas con los intrusivos relacionados a subducción, mostrando

características geoquímicas de intraplaca. Su origen ha sido relacionado a un evento extensional Post-Laramide (Ramírez-Fernández, 1996). Las rocas plutónicas intrusieron en las secuencias sedimentarias cretácicas (Goldhammer, 1999), mientras que los materiales volcánicos sobreyacen a rocas del Cretácico tardío y sedimentos del Terciario hacia la Planicie Costera del Golfo de México (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Por otro lado, Cantagrel y Robin (1979) sugirieron que el campo volcánico Los Tuxtla (Fig. 1.1) pertenece a la PAOM, dado que está constituido predominantemente por una variedad de magmas alcalinos. Sin embargo, Nelson y González-Caver (1992), basados en diagramas multielementos de elementos traza, descartan esa idea y propusieron que las lavas del campo Los Tuxtla pertenecen al Cinturón Volcánico Mexicano.

2.2 GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.2.1 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS (SSCC)

La Sierra de San Carlos-Cruillas se ubica aproximadamente a 60 km al Sureste de Linares, N.L y a 90 km al Norte de Cd. Victoria, Tamps. Está delimitada por las coordenadas 24°15' y 24°55' de latitud Norte y 98°30' y 99°25' de longitud Oeste. La sierra consiste de un anticlinorio laramídico suave de rocas sedimentarias del Cretácico que fueron afectadas por la intrusión de magmas alcalinos, durante el Terciario Tardío, en forma de cuerpos plutónicos, sills, diques, etc. Geomorfológicamente se eleva como una sierra aislada que sobresale a varios kilómetros a la redonda y que tiene un diámetro aproximado de 60 km y una altura máxima de 1,800 m.s.n.m. (Nick, 1988). El cuerpo central y principal de la SSCC se compone de gabros, monzonitas, sienitas alcalinas y nefelínicas. En el Sur de la sierra se emplazó en el Terciario el plutón de la Bufa del Diente, constituido por sienitas alcalinas. La intrusión de este plutón alcalino provocó efectos de metamorfismo de contacto en las calizas silíceo-dolomíticas, principalmente de la formación Tamaulipas inferior (Cretácico inferior). Esto originó un yacimiento

explotable de mármol, así como también la formación de frentes de *skarn* de grandita y vesubianita en el techo de la intrusión (Ramírez-Fernández y Heinrich, 1992).

Hacia la parte Este de la SSCC se presentan extensos derrames de lava que forman pequeñas mesas, mientras que hacia la parte Norte se localizan algunas estructuras de tipo cuello volcánico, en donde se localizaron algunos xenolitos del Manto (Treviño-Cázares, 2001, y Rodríguez-Saavedra, 2003). En la figura 2.1 se presenta un mapa geológico simplificado de la SSCC.

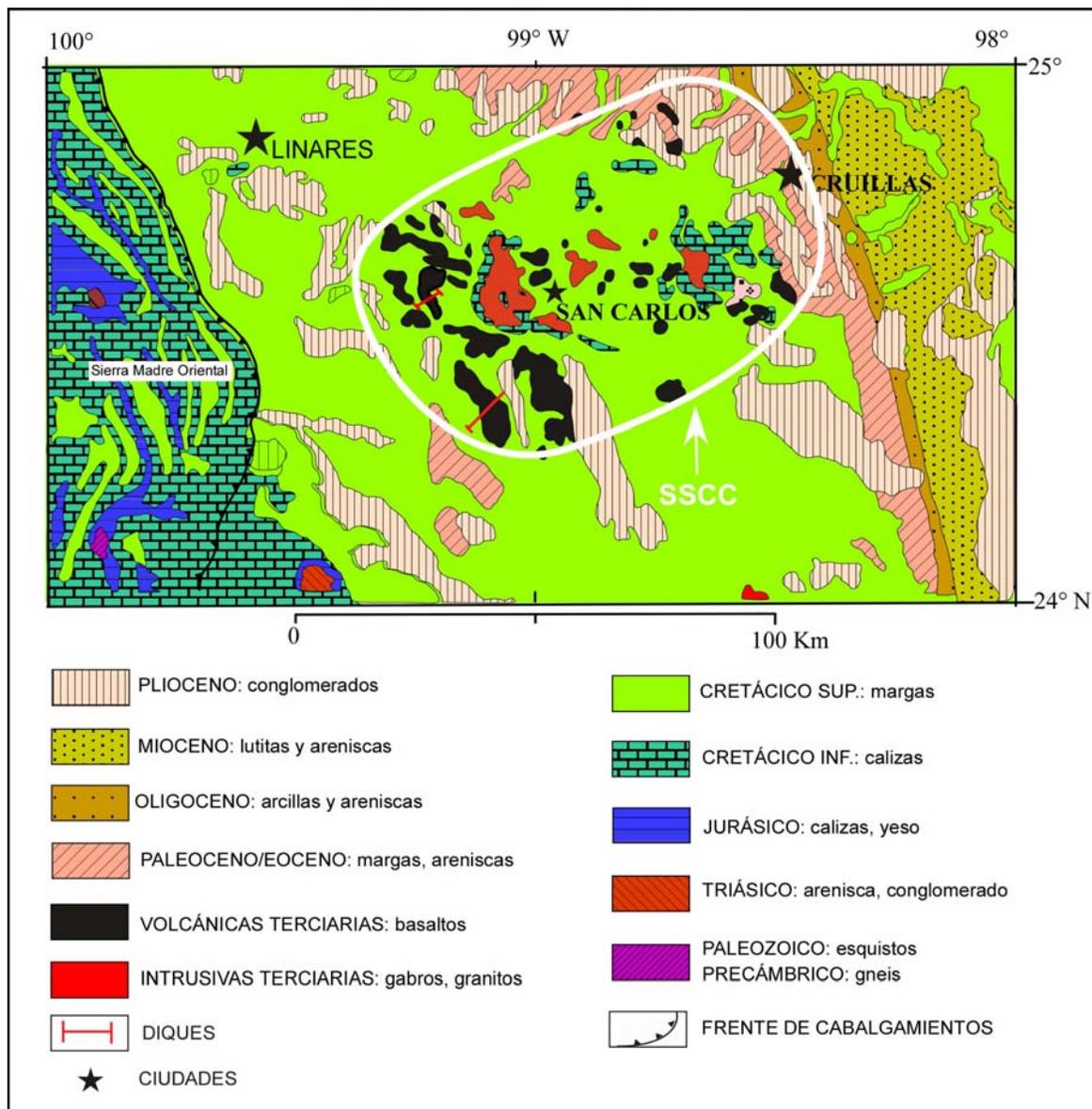


Fig. 2.1: Mapa geológico simplificado de la Sierra de San Carlos-Cruillas (círculo blanco), mostrando además la distribución de las rocas volcánicas. Tomado de Rodríguez-Saavedra (2003).

2.2.2 SIERRA DE TAMAULIPAS (ST)

El complejo magmático de la Sierra de Tamaulipas se ubica en la parte Sur del Estado de Tamaulipas, a 30 km al Sureste de Cd. Victoria y está delimitado por las coordenadas 23°45' y 22°30' de latitud Norte y 98°30' y 99°30' de longitud Oeste.

La sierra está formada por un anticlinorio laramídico de aproximadamente 100 km de longitud, cuyo eje está orientado N-S, compuesto de calizas del Cretácico que fueron intrusionadas en el Oligoceno-Mioceno por magmas alcalinos (Cantragrel y Robin, 1979).

Las principales rocas ígneas que componen la ST son gabros, dioritas, monzodioritas con feldespatoides, monzodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas, sienitas con feldespatoides, sienitas de feldespato alcalino con feldespatoides y rocas graníticas. Estas rocas intrusionaron en su mayoría en la parte central, donde levantaron las calizas del Cretácico inferior y las deformaron localmente (Ramírez-Fernández, 1996). En la figura 2.2 se muestra un mapa geológico de la ST y sus alrededores, incluyendo las subprovincias volcánicas de Llera de Canales y Aldama.

Las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior representan las rocas más antiguas en el núcleo de la ST y sobre estas yacen concordantemente el resto de la secuencia sedimentaria. Ramírez-Fernández et al. (2000) mencionaron que en la parte central de la sierra existen algunos tipos de rocas que no afloran en ninguna otra parte de la PAOM, el cual ha sido denominado "Complejo Picacho". En este lugar las rocas intrusivas consisten de gabros de olivino, dioritas de kaersutita, sienitas y sienitas alcalinas y rocas hiperalcalinas ricas en nefelina. Se reportó por primera vez en México la presencia de carbonatitas en este lugar, en donde aflora un dique de 5 cm. de espesor que se encuentra dentro de rocas gabroicas. En esta misma zona, Elías-Herrera (1984) reportó la presencia de rocas alcalinas subsaturadas, así como también diques radiactivos. Las rocas intrusivas son gabros, piroxenitas, dioritas, sienitas, sienitas de nefelina, malignitas, juvitas e ijolitas. Por otro lado, en el flanco Suroeste de la ST se localiza el Rancho El Salvador, en donde Ramírez-Fernández (1996) y Viera-Décida (1998) reportaron la existencia de rocas

intrusivas que podrían indicar una componente de subducción, debido a una anomalía negativa de Nb y Ta.

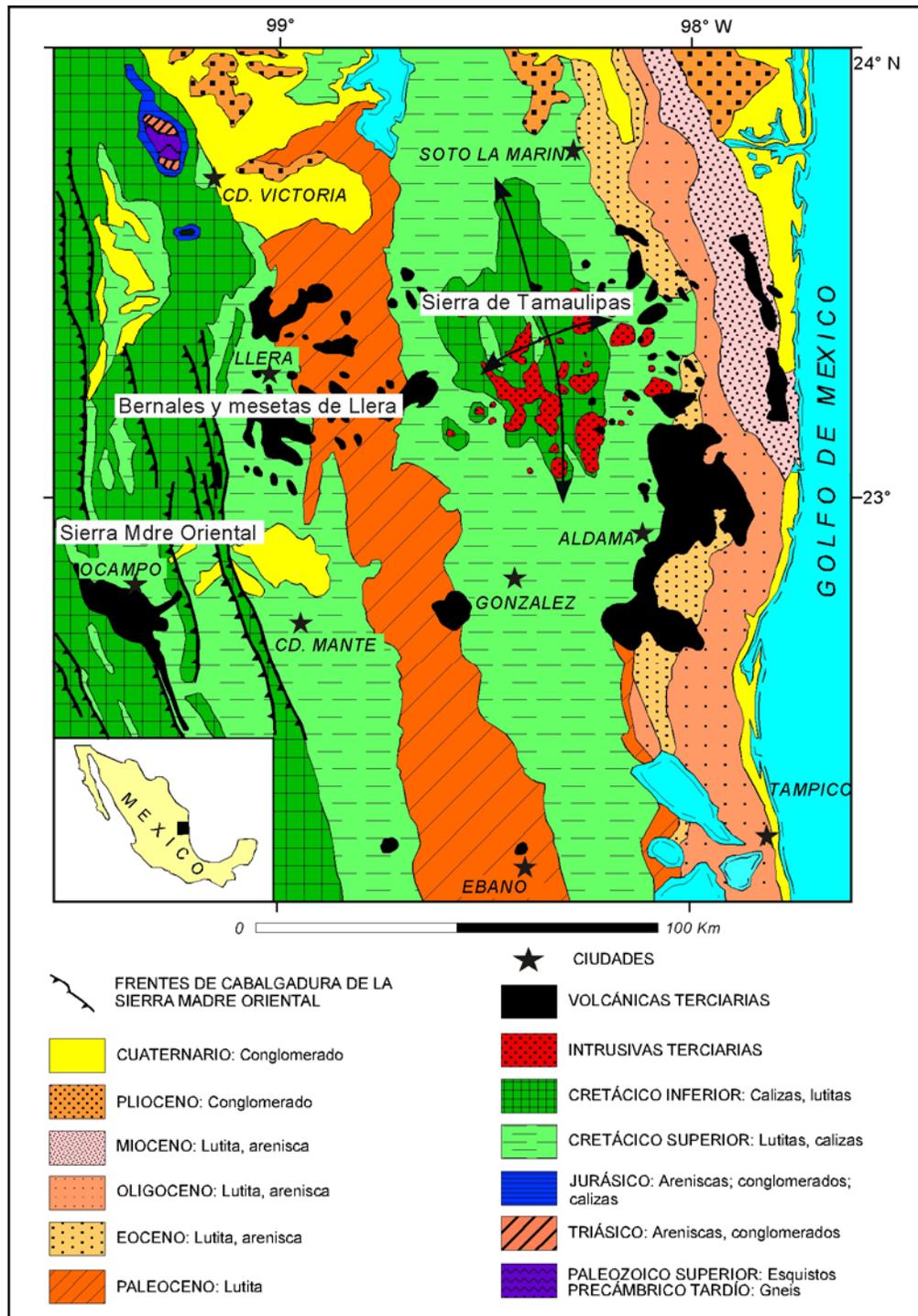


Fig. 2.2: Mapa geológico simplificado de la Sierra de Tamaulipas. Se muestran además las subprovincias volcánicas de Llera de Canales y Aldama. Modificado de Ramírez-Fernández (1996).

2.3 OCURRENCIA DEL VULCANISMO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Las rocas volcánicas que afloran en la periferia de la SSCC son principalmente de composición basáltica y se presentan en forma de cuellos volcánicos, encontrándose además 3 derrames: Mesa Monteríos, Marmolejo (Fig. 3.1) y uno más dentro de las sienitas alcalinas en el centro de la sierra. La actividad volcánica más intensa se presenta hacia el Norte y Oeste de la sierra. En esta misma zona afloran rocas subvolcánicas o hipabisales en forma de sills erosionados, que a su vez forman algunas mesas. Se encuentran además una serie de diques radiales con respecto al cuerpo intrusivo central (Rodríguez-Saavedra, 2003).

Por el contrario, hacia la parte Norte de la SSCC se localizan una serie de pequeños cerros aislados que corresponden a antiguos cuellos volcánicos y donde en algunos de ellos (Cerro Burgos, Cerro Apóstol) se han encontrado xenolitos del Manto. No se han reportado dataciones para las rocas volcánicas de esta área. Sin embargo, por medio de las observaciones de campo se pudo constatar que la actividad volcánica ha estado presente en forma intermitente en esta región. En la Mesa Monteríos, en donde también se encontraron xenolitos del Manto, se observó una colada basáltica sobre sedimentos aluviales del TSup-Q que a su vez sobreyacen a las lutitas de la Formación Méndez del Cretácico Superior (Fig. 2. 3).

En la periferia de la ST afloran complejos volcánicos del Cenozoico Tardío. Para su descripción, se dividen en los campos volcánicos de Llera de Canales, localizado al Oeste de la sierra y el complejo de Aldama, ubicado al Este (Fig. 2.2). En la parte Sur de la ST se encuentran algunos afloramientos aislados de rocas volcánicas alcalinas. El vulcanismo efusivo de dicha región está representado por derrames basálticos (5 -10 m de espesor) sobre lutitas de la Formación Méndez (Cretácico Superior), constituyendo una cubierta resistente a la erosión, lo que dio lugar a la formación de extensas mesetas, algunas de ellas con una superficie mayor a los 100 km². En el lugar conocido como “cuesta de Llera” en el km 179 de la carretera federal 185, se encontró una colada de basalto sobre conglomerados aluviales, cuya edad no debe ser mayor a los 5 Ma (Camacho-Angulo, 1993). En los alrededores de Llera de Canales existen pequeños cuerpos de rocas ígneas que

pertencen a un sistema volcánico que se manifestó en la superficie y que debido a la erosión de los materiales que los cubrían, estos cuerpos se encuentran expuestos. Las estructuras de estas rocas, aunque no son las más abundantes, constituyen los cuellos volcánicos conocidos localmente como “Bernaes” y están representadas por los cerros Bernal Chico, Bernal Grande, La Clementina y Bernal de Horcasitas. Las lavas de esta región son basanitas, basaltos alcalinos y hawaíitas y tienen características primarias ($\text{SiO}_2 = 42.6 - 48.4\%$; $\text{MgO} = 6.3 - 11.2\%$; $\#Mg = 59.2 - 69.7\%$) (Treviño-Cázares et al., 2005).



Fig. 2.3: En la fotografía se observa una colada de basalto sobre sedimentos aluviales (Color crema), que a su vez sobreyacen a lutitas de la Fm. Méndez, en la Mesa Monteríos; al Este de la Sierra de San Carlos-Cruillas.

Por otro lado, hacia la parte Este de la ST se ubica el complejo volcánico de Aldama (Fig. 2.2) que es del tipo explosivo. En esta región se han documentado cráteres, conos de escoria y derrames basálticos (Ramírez-Fernández, 1996). Además, Aranda-Gómez et al., (2005) se considera que el complejo tiene

aproximadamente veinte volcanes, representados principalmente por conos cineríticos y derrames asociados y que son relativamente jóvenes. Se destaca también que la composición de los productos de estos volcanes, varía de traquítica a basáltica alcalina. Se considera que en la región de Aldama se encuentran las únicas localidades con rocas tipo intraplaca tan evolucionadas del Plioceno-Cuaternario, en el centro y Norte de México.

Con respecto a las edades de las rocas volcánicas del área de estudio, sólo se han reportado un par de dataciones. Para el cerro La Clementina se reportó una edad de 2.4 ± 0.2 millones de años (Plioceno) y para la región de Aldama, se dataron dos coladas en 2.6 (Plioceno) y 1.4 millones de años (Pleistoceno) (Camacho-Angulo, 1993).

CAPÍTULO 3: XENOLITOS DEL MANTO

3.1 INTRODUCCIÓN

Los xenolitos del Manto son pequeñas piezas de rocas del Manto Superior terrestre que han sido traídos a la superficie a través de un magma ascendente a velocidades relativamente altas y que al llegar a la superficie se manifiesta como evento volcánico. Los xenolitos, de esta forma, representan un método “directo” de conocer la composición petrográfica y geoquímica del Manto Superior. Una forma “indirecta” de conocer la composición del Manto, es mediante el estudio del vulcanismo máfico, el cual se sabe es generado en zonas del Manto Superior de la Tierra (White, 1997).

Actualmente se conoce más sobre el Manto bajo a continentes que el suboceánico, debido a la ocurrencia en los continentes de rocas volcánicas explosivas que se generaron a gran profundidad (en el Manto), tales como las kimberlitas que ocasionalmente acarrear fragmentos del Manto hacia la superficie (Carlson et al., 2005). El estudio de esos fragmentos accidentales, llamados xenolitos, revela mucho sobre la historia física, térmica, composicional y cronológica del Manto subcontinental en una zona determinada. Por otro lado, la geofísica ha contribuido en gran parte al entendimiento de la composición del Manto, ya que las velocidades sísmicas y las densidades del Manto en general, dependen en gran parte del arreglo mineral del mismo (White, 1997).

Con respecto a la velocidad de ascenso, se ha calculado que fragmentos de xenolitos con densidad alta son retenidos en suspensión en un magma basáltico o kimberlítico, sólo si éste alcanza la superficie en un tiempo menor a cincuenta horas (Griffin y O'Reilly, 1987). Los xenolitos encontrados en basaltos continentales son muy variados en su composición, mostrando un rango que varía desde dunitas (>90% de olivino), hasta lherzolitas (ricas en olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno). Se encuentran comúnmente contenidos en los miembros más vesiculares de los basaltos, basanitas y nefelinitas; indicando la riqueza en volátiles de los magmas huéspedes (Menzies, 1983).

3.2 XENOLITOS DEL MANTO EN MÉXICO

En México ha sido localizado un número importante de sitios con xenolitos del Manto y sus primeros reportes datan desde hace casi treinta años. La mayoría de las localidades se ubican hacia la parte Norte del Cinturón Volcánico Mexicano (Fig. 3.1), dentro de la Placa Norteamericana; aunque también existen localidades en la Placa del Pacífico y Rivera.

La ocurrencia de las rocas volcánicas portadoras de xenolitos generalmente no está asociada con las principales provincias volcánicas mayores, pero aparentemente, están estrechamente relacionadas con las provincias tectónicas regionales como los son la Provincia de Sierras y Cuencas (*Basin and Range*) la Provincia del Río Grande Rift y a la tectónica extensional que se presenta en la Planicie Costera del Golfo de México (este trabajo). En la figura 3.1 se incluyen las localidades con xenolitos del Manto reportadas para el sur de los Estados Unidos de Norteamérica por Luhr y Aranda-Gómez (1997). La composición de las lavas es principalmente basáltica, variando de hawaíitas hasta basaltos alcalinos y sus edades van del Mioceno al Reciente (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987). Cabe señalar que la composición predominante de los xenolitos reportados es la de lherzolita de espinela, seguida de harzburgitas, dunitas, wherlitas y websteritas de granate. Hasta el momento, en México no se ha reportado la ocurrencia de lherzolitas de granate en las localidades descritas.

Sin duda alguna, las localidades más estudiadas son las de los complejos volcánicos de Ventura y Santo Domingo, en el estado de San Luís Potosí. Se ha Corteza (granulitas) (Aranda-Gómez, 1993; Aranda-Gómez et al., 1993; Heinrich y Besh, 1992).

Por otra parte, Blatter y Carmichael (1998) reportaron xenolitos de lherzolita de espinela rica en anfíboles y de websterita cromífera que aparecen en andesitas de hornblenda del Cuaternario, en Valle de Bravo, dentro del Cinturón Volcánico Mexicano. Según estos autores, la presencia de fases hidratadas en los xenolitos del

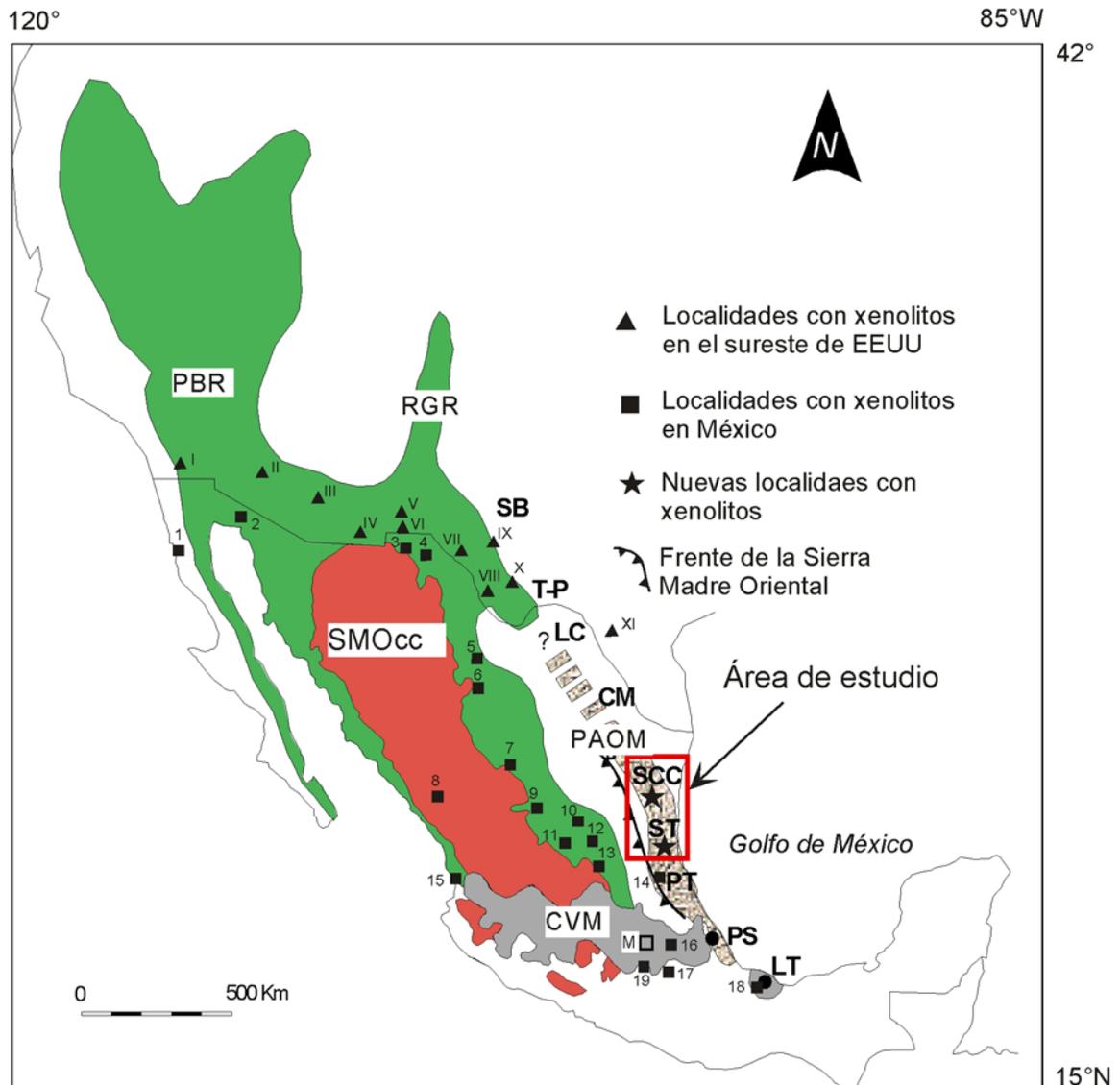


Fig. 3.1: Mapa que muestra los complejos magmáticos que conforman la Provincia Alcalina Oriental: SB = Sierra Blanca, T-P = Trans-Pecos, LC = La Cueva, CM = Candela-Monclova, SCC = Sierra de San Carlos Cruillas, ST = Sierra de Tamulipas, PT = Planicie de Tampico, PS = Palma Sola, y LT = Los Tuxtla (modificado de Ramírez-Fernández et al., 2000). En este mapa se muestran las nuevas localidades con xenolitos del Manto, representadas con estrellas (SCC y ST), las provincias geológicas del sur de USA y México: BRP = Provincia del *Basin and Range*, RGR = El *Rift Río Grande*, SMOcc = Sierra Madre Occidental, PAO = Provincia Alcalina Oriental y CVM = Cinturón Volcánico Mexicano. Los triángulos muestran las localidades con xenolitos del sur de USA (Luhr y Aranda-Gómez, 1997): I, Joshua Three; II, Chino Valley; III, San Carlos; IV, Geronimo; V, Kilbourne; VI, Potrillo, VII, Rim Rock; VIII, Terlingua; IX, Forbidden Mountains; X, Alpine y XI, Balcones; en cuadros las localidades de México (Aranda-Gómez and Ortega-Gutiérrez, 1987; Blatter y Carmichael, 1998): 1, San Quintín; 2, Pinacate; 3, Las Palomas; 4, Maar Potrillo; 5, La Olivina; 6, Jiménez; 7, La Breña; 8, El Pino; 9, Nieves; 10, Catorce; 11, El Toro; 12, Santo Domingo; 13, Ventura; 14, Cerro Nopal; 15, Isabel island; 16, El Cardel; 17, Puente Negro; 18, Los Tuxtla; 19, Valle de Bravo. M = Ciudad de México.

Manto, evidencia el metasomatismo que se presenta en la cuña del Manto cuyos provienen de la Palca Tectónica subducida bajo esta región.

La presencia de xenolitos del Manto en la región de estudio del presente trabajo, ha sido documentada en trabajos anteriores por Robin, 1976a; Pettus, 1979; Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares, 2001 y Treviño-Cázares et al., 2005. Cabe señalar que en estos trabajos solo se reportan las características petrográficas y texturales de los xenolitos, así como también algunos análisis químicos de minerales. Sin embargo, es importante destacar que en el presente trabajo se reportan y analizan por primera vez los análisis químicos en roca total de xenolitos para el área de estudio; permitiendo con ello obtener información más detallada del Manto subcontinental que subyace a la región.

3.3 XENOLITOS DEL MANTO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Como ya se mencionó, el área de estudio comprende una zona que abarca los complejos magmáticos de la Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC) y Sierra de Tamaulipas (ST), por lo que todas las localidades con xenolitos del Manto que se reportan en el presente trabajo, se encuentran dentro del estado de Tamaulipas (Fig. 1.1). En los alrededores de estos complejos se presenta un vulcanismo máfico en donde se realizó la búsqueda y muestreo de los xenolitos. En la tabla 3.1 se presentan los nombres de las localidades, el tipo de roca portadora, clave y coordenadas de las mismas.

3.3.1 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS

En el área de la SSCC se encontraron xenolitos del Manto en cinco localidades: Cerro Burgos, Cerro Apóstol, Cerro Paz, Cerro Cuervo y Mesa Monteríos (Fig. 3.2). Las localidades corresponden a afloramientos aislados localizados principalmente en la parte Norte y Oeste de la SSCC. A continuación se describen las características de afloramiento de cada una de ellas.

Tabla 3.1: Nombre y ubicación de las localidades con xenolitos del Manto en el área de estudio.

LOCALIDAD	ROCA	MUESTRA	COORDENADAS (UTM)		HOJA
			Norte	Este	
Cerro Burgos	Basanita	CBURG	2757109	14520660	G - 14D51
Cerro Apóstol	Basanita	APOS	2746026	14537350	G - 14D52
Cerro Paz	Foidita	CPAZ	2754812	14529971	G - 14D51
Cerro Cuervo	Basanita	CUE	2754815	14529974	G - 14D51
Mesa Monteríos	Fonotefrita	MMONT	2725440	14477345	G - 14C69
Mesa La Sandía	Basalto	MLS	2583654	14498866	F-14B81
Mesa San Fernando	Basalto	MSF	2574287	14501734	F-14B81
Cerro La Clementina	Hawaiíta	CLE	2572200	14515500	F-14B81

3.3.1.1 CERRO BURGOS

El Cerro Burgos (CBURG) es una estructura de cuello volcánico de aproximadamente 300 m de altura y 1 km de diámetro, localizado a 3 km al Sureste del poblado de Burgos, Tamps. De esta localidad, en las coordenadas UTM 2757109N y 14520660E, se colectaron 10 muestras de xenolitos para los análisis petrológicos. La composición de la roca portadora es basáltica, presentando un color gris oscuro, compacta y de grano muy fino. En estas rocas se localizaron algunos xenolitos del Manto, cuyos tamaños varían desde unos cuantos milímetros, hasta 5 cm de diámetro.

3.3.1.2 CERRO APÓSTOL

El Cerro Apóstol (APOS) es un pequeño cerro de aproximadamente 110 m de altura y está compuesto por rocas volcánicas compactas que contienen xenolitos, los cuales en su mayoría no sobrepasan los 5 mm de diámetro. La roca portadora se clasificó como basanita, compacta y de grano muy fino, en ocasiones se pueden reconocer algunos fenocristales de olivino bajo la lupa. En las coordenadas UTM

2746026N y 14537350E, se encontraron los xenolitos del Manto que fueron colectados para los análisis correspondientes.

3.3.1.3 CERRO PAZ

El Cerro Paz (CPAZ) se localiza a 6 km al Noreste del poblado de Burgos, Tamps., a la altura del ejido las Labores. Es un pequeño cerro con estructura de cuello volcánico erosionado, que consiste de foiditas de grano fino. En las coordenadas UTM 2762249N y 14526220E se encontraron pequeños nódulos ultramáficos de solo un par de milímetros de diámetro.

3.3.1.4 CERRO CUERVO

El Cerro Cuervo (CUE) se localiza a 3 km al Oeste del ejido las Rosillas y consiste de una roca volcánica compacta, de grano muy fino, clasificada como basanita. Es un pequeño cerro de aproximadamente 300 m de diámetro y 40 m de altura, perteneciendo al grupo de afloramientos aislados del Norte de la SSCC (Fig. 3.2). Cabe señalar, que en esta localidad solo se encontró un nódulo ultramáfico de 1 cm de diámetro en las coordenadas UTM 2754815N y 14529974E.

3.3.1.5 MESA MONTERÍOS

La Mesa Monteríos consiste de una colada de rocas basálticas sobre rocas sedimentarias del Cretácico Superior, que se localiza en la parte occidental de la Sierra de San Carlos-Cruillas y forma parte del vulcanismo periférico de dicha sierra. La roca portadora se clasificó como una fonotefrita, de color gris oscuro y compacto; aunque en la parte superior de la colada las rocas son más vesiculares (Fig. 3.3). En las coordenadas UTM 2725440N y 14477345E se encontraron esporádicamente algunos nódulos ultramáficos, cuyo tamaño varía de unos cuantos mm hasta 2 cm aproximadamente.

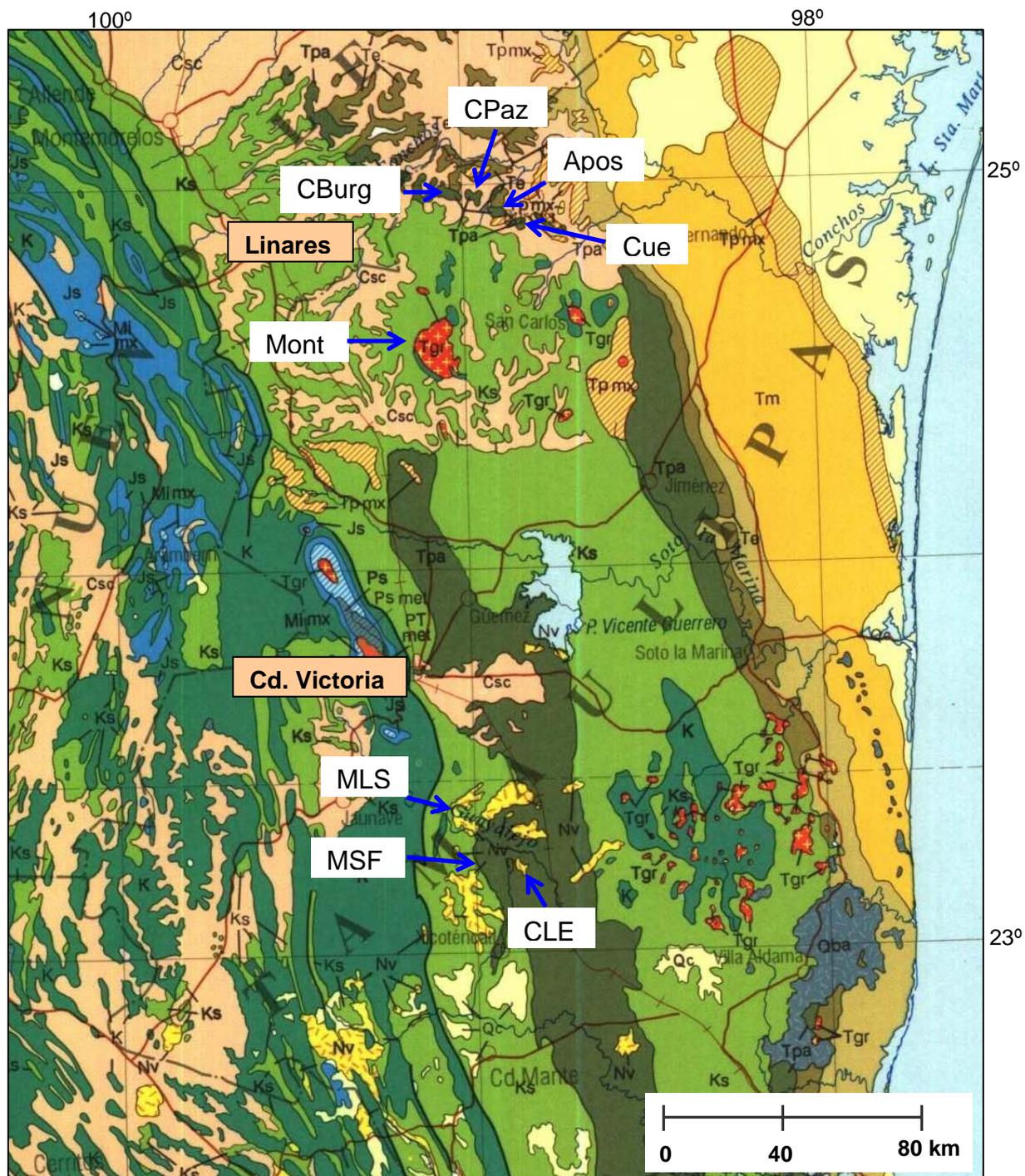


Fig. 3.2: Mapa geológico regional escala 1: 2; 000,000 (COREMI, 1992) donde se muestran las localidades con xenolitos de Manto la Sierra de San Carlos-Cruillas reportadas en el presente trabajo: Cerro Burgos (CBurg), Cerro Paz (CPaz), Cerro Apóstol (Apos), Cerro Cuervo (Cue), Mesa Monteríos y para la Sierra de Tamaulipas: Mesa La Sandía (MLS), Mesa San Fernando (MSF) y Cerro La Clementina (CLE).



Fig. 3.3: Fragmento de la parte más vesicular de la fonotefrita en la Mesa Monteríos, al Este de la Sierra de San Carlos-Cruillas.

3.3.2 SIERRA DE TAMAULIPAS

En el área de la Sierra de Tamaulipas (ST) se presenta un vulcanismo del tipo efusivo hacia la parte Oeste, manifestándose en la formación de grandes coladas de rocas basálticas y de estructuras tipo cuello volcánico. Aunque el muestreo para el presente estudio se extendió por toda la zona, abarcando incluso grandes derrames en el área de Ocampo, Tamps., que a su vez se encuentran dentro de la Sierra Madre Oriental, sólo en tres localidades se ubicaron xenolitos del Manto: Mesa La Sandía, Mesa San Fernando y Cerro La Clementina (Fig. 3.2). A continuación se describen las características de los afloramientos.

3.3.2.1 MESA LA SANDÍA

La Mesa La Sandía (MLS) pertenece a la subprovincia de Bernales y Mesetas de Llera y se localiza aproximadamente a 7 km al Norte del poblado de Llera de Canales, sobre la Carretera Federal No. 85, en dirección a Cd. Victoria, Tamps. (Fig. 3.2). La MLS está formada por derrames basálticos con un espesor máximo de 20 m,

que cubren una gran superficie (aproximadamente 100 km²) de rocas sedimentarias lutíticas del Cretácico Superior. El lugar donde fueron colectados los xenolitos para el presente estudio, se encuentra en el km 179 de la Carretera Federal No. 85, a la altura del ejido La Angostura. A un lado de la carretera, en las coordenadas UTM 2583654N y 498866E, se localizaron grandes bloques de basaltos de grano fino que contienen xenolitos, cuyos tamaños oscilan desde unos milímetros hasta 5 cm de diámetro. Debido al intemperismo que presentan los xenolitos, estos se desintegran dejando los huecos en la roca portadora; lo cual permite identificar con facilidad la roca que contiene los nódulos.

3.3.2.2 MESA SAN FERNANDO

La Mesa San Fernando (MSF) se localiza a aproximadamente 5 km al Sureste de Llera de Canales, y a 57 km al Sur de Cd. Victoria, Tamps. (Fig. 3.2). Tiene una altura de aproximadamente de 140 m sobre la planicie y está constituida por coladas de basalto, que sobreyacen a rocas sedimentarias del Paleoceno. Los basaltos del lugar presentan en muestra de mano, texturas microgranulares, porfíricas y vesiculares.

El lugar donde se encuentran los xenolitos se localiza en las coordenadas UTM 2574287N y 14501734E, en un escarpe de la parte Norte de la MSF. Aunque el afloramiento se limita a un área de aproximadamente 4 m de alto por 10 m de largo, es impresionante el tamaño que presentan los xenolitos, ya que si bien se encuentran algunos de unos cuantos milímetros, hay otros que alcanzan hasta 1.30 m de diámetro (Fig. 3.4), Debido al gran tamaño de los xenolitos, los cuales forman una brecha, es muy probable que este lugar represente el conducto de salida del magma basáltico que formó la Mesa San Fernando. Es importante destacar que en esta localidad afloran los xenolitos más grandes de México reportados hasta el momento en la literatura especializada. La mayoría de los xenolitos fueron recolectados dentro de un túnel abandonado, que sirvió en algún momento como prospección mineral de la zona. Recientemente, se realizó una prospección con la finalidad de extraer el olivino de esta localidad (Escalante-Martínez, 2005).



Fig. 3.4: Fotografía del xenolito más grande encontrado en México hasta la fecha (1.30 m de diámetro). Localidad Mesa San Fernando, Llera de Canales, Tamps.

3.3.2.3 CERRO LA CLEMENTINA

El Cerro La Clementina (CLC) se localiza a 18 km al Sureste de Llera de Canales, sobre la Carretera Federal No. 81, con dirección a Tampico, Tamps., a la altura del poblado Casa del Campesino y tiene una estructura de cuello volcánico que sobresale del paisaje circundante formado por mesetas basálticas. El CLC está constituido por rocas basálticas compactas, de grano fino y que eventualmente contienen nódulos ultramáficos. Camacho-Angulo (1993) reporta una edad de 2.4 Ma (Plioceno) para esta localidad, la cual describe como composición traquítica. Esta descripción petrográfica difiere con la observada en el trabajo de Treviño-Cázares et al., (2005), que la definen petrográfica y geoquímicamente como de composición hawaíítica. Los xenolitos encontrados en esta localidad presentan tamaños que varían desde 1 cm hasta 10 cm aproximadamente, tamaños suficientemente grandes como para obtener análisis químicos de roca total de los mismos.

CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

Durante el trabajo de campo se colectaron aquellas muestras que a simple vista o bajo la lupa pudieran representar xenolitos del Manto. De las rocas colectadas se elaboraron setenta y siete secciones delgadas de muestras representativas de ocho localidades de la Sierra de San Carlos-Cruillas y tres de la Sierra de Tamaulipas respectivamente. De estas, treinta y seis muestras fueron clasificadas plenamente como xenolitos del Manto y diecinueve resultaron ser cumulos de minerales máficos. Para los análisis de roca total de las rocas volcánicas portadoras de xenolitos, fue necesario elaborar previamente una sección delgada de cada muestra a analizar, para poder determinar el estado de la misma, a fin de descartar aquellas muestras que presentaran minerales alterados o de alteración.

Se realizó la descripción de las características petrográficas de los fenocristales observados en las rocas volcánicas, de acuerdo al tipo de roca correspondiente. Así mismo, se describen los cumulos y finalmente los minerales observados en los xenolitos del Manto.

4.2 ROCAS VOLCÁNICAS

En este subcapítulo se describen las características mineralógicas y texturales de las rocas volcánicas que fueron analizadas geoquímicamente en el presente estudio, aunque no todas ellas sean portadoras de xenolitos; y que pertenecen al área de la *Sierra de San Carlos-Cruillas*: Cerro Apóstol, Burgos, Paz, Sarnoso, 5 de Mayo, Cuervo, Frontino y Mesa Monteríos; de la *Sierra de Tamaulipas*: Mesa La Sandía, San Fernando y Cerro La Clementina, así como de las rocas colectadas en el área de Cd. Ocampo, Tamps.: Cerro Colorado y Volcán Colorado.

El estudio de las muestras se realizó en un microscopio petrográfico de luz polarizada, marca Leitz, el cual tiene además una cámara fotográfica adaptada para la toma de micrografías. Durante el estudio petrográfico se establecieron los

diferentes tipos de texturas y se identificaron los minerales presentes en cada muestra, realizando la descripción de acuerdo a la agrupación de las rocas obtenidas mediante el diagrama TAS (*Total Alkali vs. Silica*) (Fig. 5.1) propuesto por Le Bas et al. (1986)

4.2.1 BASALTOS

Las rocas basálticas ocurren en cuatro localidades: Mesa San Fernando, Mesa La Sandía, Cerro Maíz y Cd. Ocampo, Tamps. Se observó que las rocas poseen una textura: porfirítica, en algunos casos con fenocristales grandes y en otros, con fenocristales pequeños. En el primer tipo de textura, destacan los fenocristales de olivinos euhedrales a subhedrales, en ocasiones tabulares de 1-2 mm en su parte más elongada, aunque algunos de ellos se encuentran muy alterados, mostrando bordes de iddingsitización (Fig. 4.1a). También se encuentran cristales euhedrales de clinopiroxenos, de tamaños de 1 a 3 mm y con zonación concéntrica. El segundo tipo de textura está representada por una matriz que está compuesta por microlitos de plagioclasa de forma tabular, conteniendo además microcristales de clinopiroxenos, olivino y por pequeños minerales opacos (Fig. 4.1b).

4.2.2 TRAQUIBASALTOS

Las localidades Cerro La Clementina, Volcán Colorado y Cerro Colorado; están constituidas por traquibasaltos, siendo la primera de ellas en donde se encontraron xenolitos del Manto. La textura observada es de tipo porfirítica, con una matriz compuesta principalmente por microlitos de plagioclasas, olivino y clinopiroxeno (augita) y por una gran cantidad de pequeños minerales opacos. Las plagioclasas se encuentran alineadas, definiendo así la dirección preferencial del flujo magmático. Como fenocristales se encuentran minerales inalterados de olivino, de aproximadamente 4 mm, mostrando la mayoría formas euhedrales.

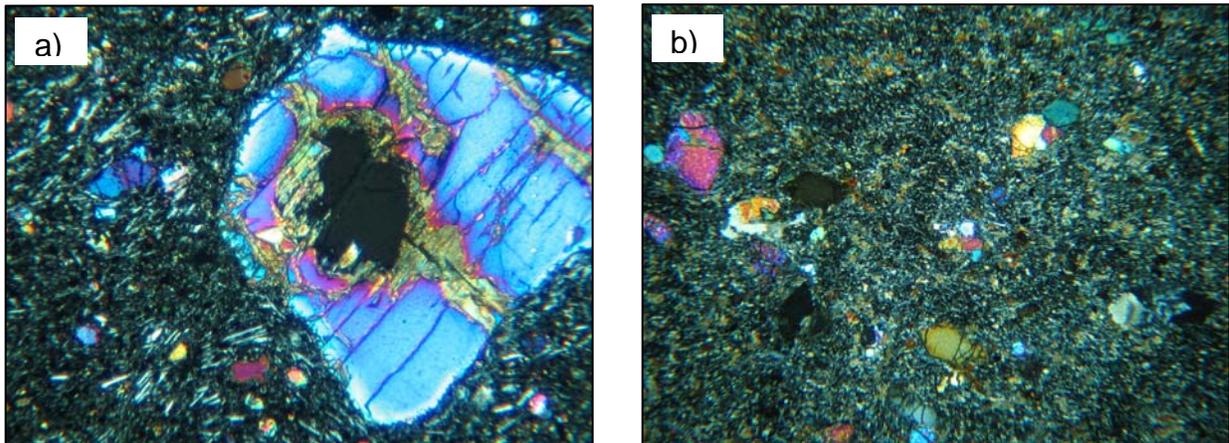


Fig. 4.1: a) Fenocristal de olivino el cual muestra alteración a iddingita, nicoles cruzados y b) Matriz fina observada en algunas rocas volcánicas portadoras de xenolitos, destacando la presencia de fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Canto inferior de las micrografías de 4 mm.

4.2.3 BASANITAS

Las localidades Cerro Apóstol, Cerro Burgos, Cerro Sarnoso, Cerro Cuervo y Cerro 5 de mayo están compuestas por basanitas, formando todas ellas parte del vulcanismo de la SSCC. Las rocas volcánicas de esta localidad presentan una textura porfírica, con una matriz que, en su mayoría, está compuesta por cristallitos de plagioclasa de forma tabular y por clinopiroxenos alargados. La matriz consta en su mayor parte de vidrio volcánico. En la basanita de Cerro Cuervo se pudieron reconocer cristales pequeños de biotita en la matriz. Como fenocristales se reconocen olivinos euhedrales, en algunos casos reabsorbidos, de aproximadamente 4 mm de lado, además de cristales tabulares de clinopiroxeno los cuales en ocasiones presentan la estructura de zonación conocida como “reloj de arena” y minerales opacos. También están presentes cristales idiomorfos de plagioclasa de hasta 4 mm de largo y feldespatos potásicos y en algunas muestras se pudieron identificar cristales intersticiales de nefelina.

4.2.4 FOIDITAS

Las rocas de las localidades Cerro Paz y Cerro Frontino pertenecen a este grupo. Estas presentan una textura porfirítica con una matriz microlítica, compuesta por cristalitos tabulares de plagioclasas, clinopiroxenos, feldespatos de potasio, minerales opacos y olivinos. Como fenocristales se reconocen cristales euhedrales a subhedrales de olivino de hasta 7 mm de diámetro, en parte iddingitizados, así como cristales tabulares de clinopiroxeno y de biotita de hasta 4 mm de diámetro.

4.2.5 FONOTEFRITAS

Este grupo de rocas ocurre únicamente en la localidad de Mesa Monteríos. Estas rocas muestran una textura porfirítica con una matriz compuesta de microcristales de plagioclasa y olivino alterados. Se observan además fenocristales euhedrales y subhedrales de olivino y pequeñas agujas de clinopiroxeno de hasta 3 mm de diámetro.

4.3 CUMULATOS

El término 'cumulato' se refiere a la acumulación gravitatoria de cristales precipitados de un magma durante su enfriamiento. Los cúmulos de minerales se desarrollan especialmente en algunas rocas intrusivas básicas y ultrabásicas, llegando inclusive, a formar capas o estratos llamados acumulados (Wimmenauer, 1985; Shelley, 1992). Durante los análisis petrográficos de las rocas volcánicas de la región de estudio, se pudo reconocer que algunas de ellas contienen cumulos de minerales (Cerro Apóstol, Cerro Sarnoso, Cerro 5 de Mayo, Cerro Cuervo y Cerro Frontino). La mineralogía observada en los cumulos consiste principalmente de olivino, clinopiroxeno, y en menor medida, de ortopiroxeno. Solamente en la muestra 5 May-1 se observó la espinela, la cual presenta un color verde oscuro. Por otro lado, se pudieron reconocer algunos cristales de minerales opacos, especialmente en las

muestras Apos-M4 y Front-7. En cuanto a las texturas observadas, estas son principalmente del tipo protogranular (Fig. 4.2a), observándose en algunos casos una textura conocida como “*poikilítica*” (Shelley, 1992) (Fig.4.2b). Es importante destacar que en la muestra Apos-M4 está presente la biotita, en donde el cumulado presenta una textura granular muy similar a la protogranular que se observa en algunos xenolitos. En esta muestra destaca la presencia de cristales euhedrales a subhedrales de biotita dispuesta en forma intergranular (Fig. 4.2c). En la mayoría de los cumulatos los cristales de olivino están muy recristalizados (Fig. 4.2d), inclusive, en muchos casos se encuentran alterados.

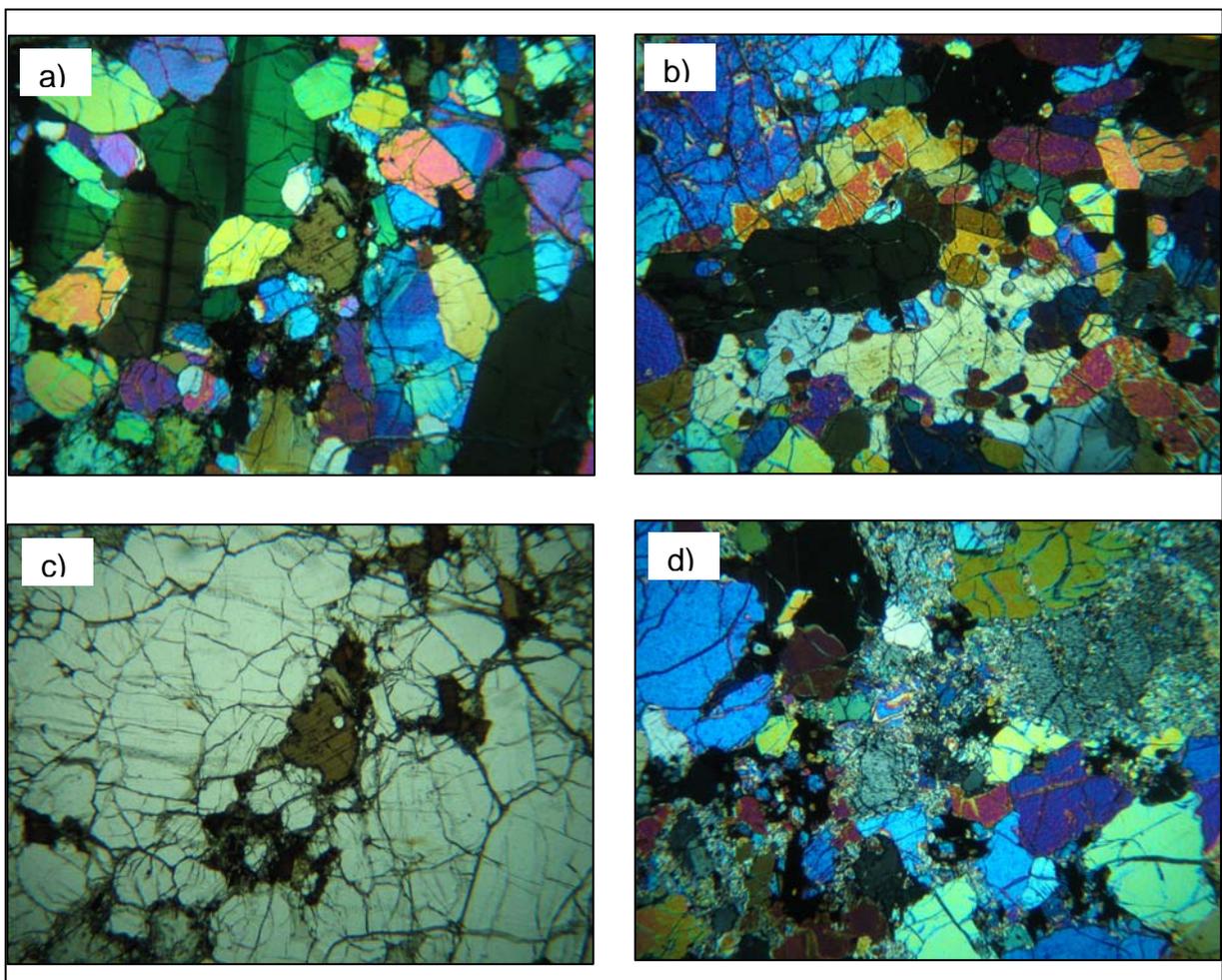


Fig. 4.2: a) Textura protogranular observada en los cumulatos (Apos-M4), nicoles cruzados; b) Textura poikilítica en la muestra Sar-7, Nícoles paralelos; c) Cristal de biotita de color café claro en la muestra Apos-4, sin analizador y d) Recristalización de los olivinos en la muestra CBurg-6. El canto inferior de las micrografías es de 4 mm.

4.4 XENOLITOS DEL MANTO

Para la elaboración de las secciones delgadas se seleccionaron aquellas muestras de rocas volcánicas que presentaban nódulos de textura granular y que aparentemente podrían ser xenolitos del Manto. Para esto, se prepararon setenta y siete secciones delgadas, de las cuales treinta y seis son efectivamente xenolitos del Manto, mientras que diecinueve muestras resultaron ser cúmulos de minerales máficos. Es importante señalar que algunas de las localidades incluidas en este trabajo ya han sido descritas por Treviño-Cázares (2001) y se incluyen aquí debido a que se hizo de nuevo un muestreo a fin de coleccionar muestras de xenolitos para los análisis geoquímicos. A continuación se hace una descripción de las características petrográficas de los xenolitos de acuerdo al tipo de roca obtenido en el diagrama de clasificación de rocas ultramáficas.

La clasificación modal de los xenolitos que se presenta en la tabla 4.1 se estableció mediante los conteos puntuales de minerales, aproximadamente 500 puntos por lámina delgada, obteniendo el % en volumen de cada uno de ellos, en las respectivas muestras analizadas.

4.4.1 LHERZOLITAS

De las treinta y dos muestras de xenolitos analizadas petrográficamente, catorce se clasificaron como lherzolitas de espinela, según el diagrama de rocas ultramáficas (Fig. 4.3). Esto representa el 44% del total de las muestras, con una mineralogía que consta de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y minerales opacos. Estas rocas se encuentran más abundantemente en las localidades de Cerro Burgos y Cerro La Clementina; aunque también se presentan en Cerro Paz, Mesa San Fernando y Mesa La Sandía. Los tamaños de los xenolitos varían de 1-3.5 cm de diámetro, sin embargo, en la Mesa San Fernando se encontraron xenolitos de hasta 1.30 m de diámetro. La textura predominante que se observó, es del tipo protogranular, según la clasificación de Mercier y Nicolas (1975).

Tabla 4.1: Textura, composición modal y clasificación de los xenolitos estudiados. Ol = olivino, Opx = ortopiroxeno, Cpx = clinopiroxeno y Spl = espinela. La composición modal está dada en % del volumen de la roca.

LOC.	MUESTRA	Composición modal				Textura	Clasificación
		Ol	Opx	Cpx	Spl		
Sierra de San Carlos-Cruillas	Cerro Apóstol						
	Apos-M3	81.0	16.0	2.0	1.0	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Cerro Burgos						
	Burg-M1	76.3	11.4	7.0	3.3	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Burg-M2	73.5	22.4	2.7	0.0	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Burg-M3	78.7	0.0	8.3	8.3	<i>Protogranular</i>	Dunita
	Burg-M4	69.8	17.0	7.4	5.8	<i>Proto-Porfiro</i>	Lherzolita
	Burg-M5	81.5	6.4	3.2	5.9	<i>Proto-Porfiro</i>	Harzburgita
	Burg-M6	63.2	11.0	8.1	13.2	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Burg-M7	85.7	7.6	4.2	0.0	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Burg-M8	73.2	15.1	5.3	2.8	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Cerro Paz						
	Paz-1	80.0	11.0	7.0	2.0	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Paz-1a	57.0	21.1	16.4	5.5	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Paz-2	81.6	8.2	1.9	7.0	<i>Proto-Porfiro</i>	Harzburgita
	Paz-4	92.7	1.6	5.7	0.0	<i>Protogranular</i>	Dunita
	Paz-8	68.5	5.0	25.0	1.5	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Mesa Monteríos						
	Mont-M2	59.2	30.6	0.0	10.2	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Mont-M4	89.0	5.0	3.0	3.0	<i>Protogranular</i>	Dunita
Mont-M5	80.0	18.0	0.0	2.0	<i>Protogranular</i>	Harzburgita	
Cerro Cuervo							
Cue-3	80.5	12.7	2.7	1.4	<i>Protogranular</i>	Harzburgita	
Sierra de Tamaulipas	Cerro Clementina						
	Cle-M1a	70.0	14.1	6.3	6.2	<i>Proto-Porfiro</i>	Lherzolita
	Cle-M1b	79.5	6.6	4.6	9.2	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Cle-M1d	85.2	7.6	5.0	2.2	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	Cle-M2	73.3	25.3	1.1	0.4	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Cle-M3	66.9	22.5	5.1	3.0	<i>Proto-Porfiro</i>	Lherzolita
	Cle-M6	78.4	15.3	2.5	3.8	<i>Porfiroclástica</i>	Harzburgita
	Cle-M7	72.8	20.1	3.1	4.0	<i>Proto-Porfiro</i>	Harzburgita
	Cle-M10	75.0	20.8	2.0	2.2	<i>Proto-Porfiro</i>	Lherzolita
	Cle-M11	64.5	31.4	2.3	1.8	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Mesa San Fernando						
	MSF-M1	49.8	24.4	21.0	4.8	<i>Protogranular</i>	Lherzolita
	MSF-M2	69.4	24.6	3.8	2.2	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	MSF-M2	82.0	15.4	0.8	1.8	<i>Protogranular</i>	Harzburgita
	Mesa La Sandía						
MLS-M1	77.4	18.4	2.2	2.0	<i>Recristalizada</i>	Harzburgita	
MLS-M2	74.4	19.6	4.4	1.6	<i>Protogranular</i>	Lherzolita	

En un par de muestras, se aprecia una ligera transición de una textura protogranular a una del tipo porfiriclástica (Fig. 4.4a). El olivino está presente en todas las muestras analizadas, cuyas proporciones varían del 50-85% en volumen. Los cristales de este mineral alcanzan los 5 mm de diámetro, presentan formas irregulares y se encuentran fracturados y recristalizados, mostrando una extinción ondulosa. Muchos de ellos presentan estructuras de *kinkbands*.

El ortopiroxeno, por su parte, está presente en casi todos los xenolitos, en proporciones que van del 5 al 25% en volumen y sus tamaños en promedio son de 2-3 mm de diámetro. Éste presenta exsoluciones a clinopiroxeno (Fig. 4.4b), clivaje en una dirección y a veces se observa recristalizado. Los cristales de clinopiroxeno muestran clivaje y exsoluciones a ortopiroxeno y algunas veces, inclusiones de olivino. La espinela se presenta en cristales de forma irregular y algunas ocasiones en forma intersticial y sus dimensiones alcanzan hasta 5 mm de largo. Está presente en la mayoría de las muestras en cantidades que van del 1-13% del volumen del xenolito. Por último, los minerales opacos (titanomagnetitas) se presentan en muy pocos xenolitos, en forma de cristales pequeños y en cantidades que apenas llegan al 4% del volumen total.

4.4.2 HARZBURGITAS

Las harzburgitas son el tipo de roca más común de los xenolitos analizados, representando el 47% del total. Están presentes en todas las localidades analizadas, encontrándose con mayor frecuencia en las localidades de Cerro Burgos y Cerro La Clementina (ver tabla 4.1). La textura observada es del tipo protogranular (Fig. 4.4c), con solo un par de casos donde se aprecia una transición a una textura porfiroclástica, sin que ésta sea considerada como producto de una deformación importante. Los minerales presentes en este tipo de roca son: olivinos, ortopiroxenos, clinopiroxenos, espinelas, y en menor proporción, minerales opacos. Los olivinos están representados por cristales pequeños, los cuales están muy fracturados y recristalizados (Fig. 4.4d)

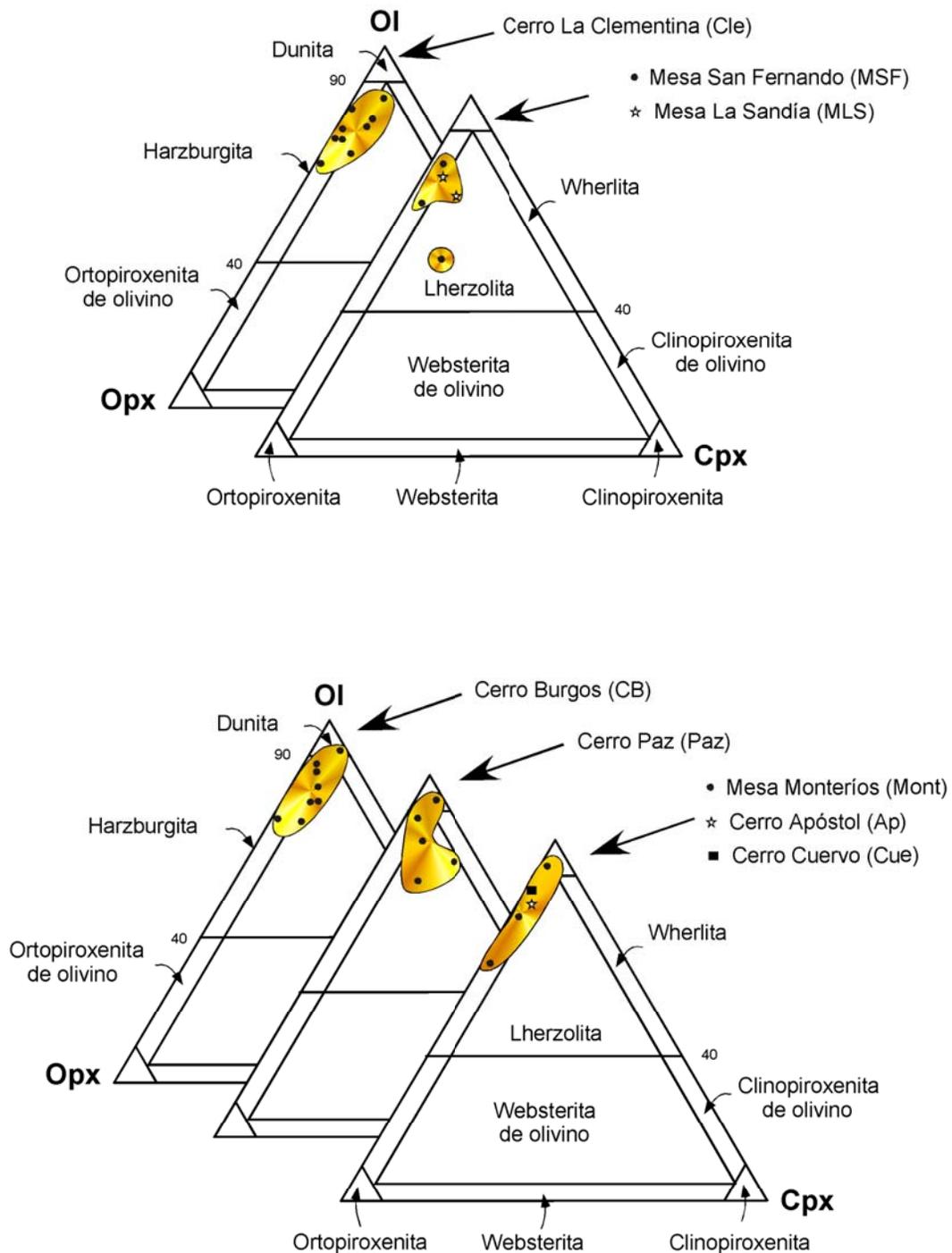


Fig. 4.3: Clasificaciones modales de los xenolitos de la Sierra de Tamaulipas (Arriba): *Cerro La Clementina*, *Mesa San Fernando* y *Mesa La Sandía*; y de la Sierra de San Carlos-Cruillas (Abajo): *Cerros Burgos*, *Paz*, *Apóstol*, *Cuervo* y *Mesa Monteríos*. OI = olivino, Opx = ortopiroxeno y Cpx = clinopiroxeno.

Su proporción varía del 59-86% del volumen; su tamaño oscila de 1-4 mm de diámetro y en algunas muestras se encuentran cristales prismáticos, con extinción ondulosa. El ortopiroxeno se encuentra en cristales que alcanzan en promedio hasta 3 mm de diámetro, muestra clivaje e inclusiones de olivino. Este mineral se encuentra fracturado, y en algunos casos, recrystalizado. Su contenido en los xenolitos va del 6-31%.

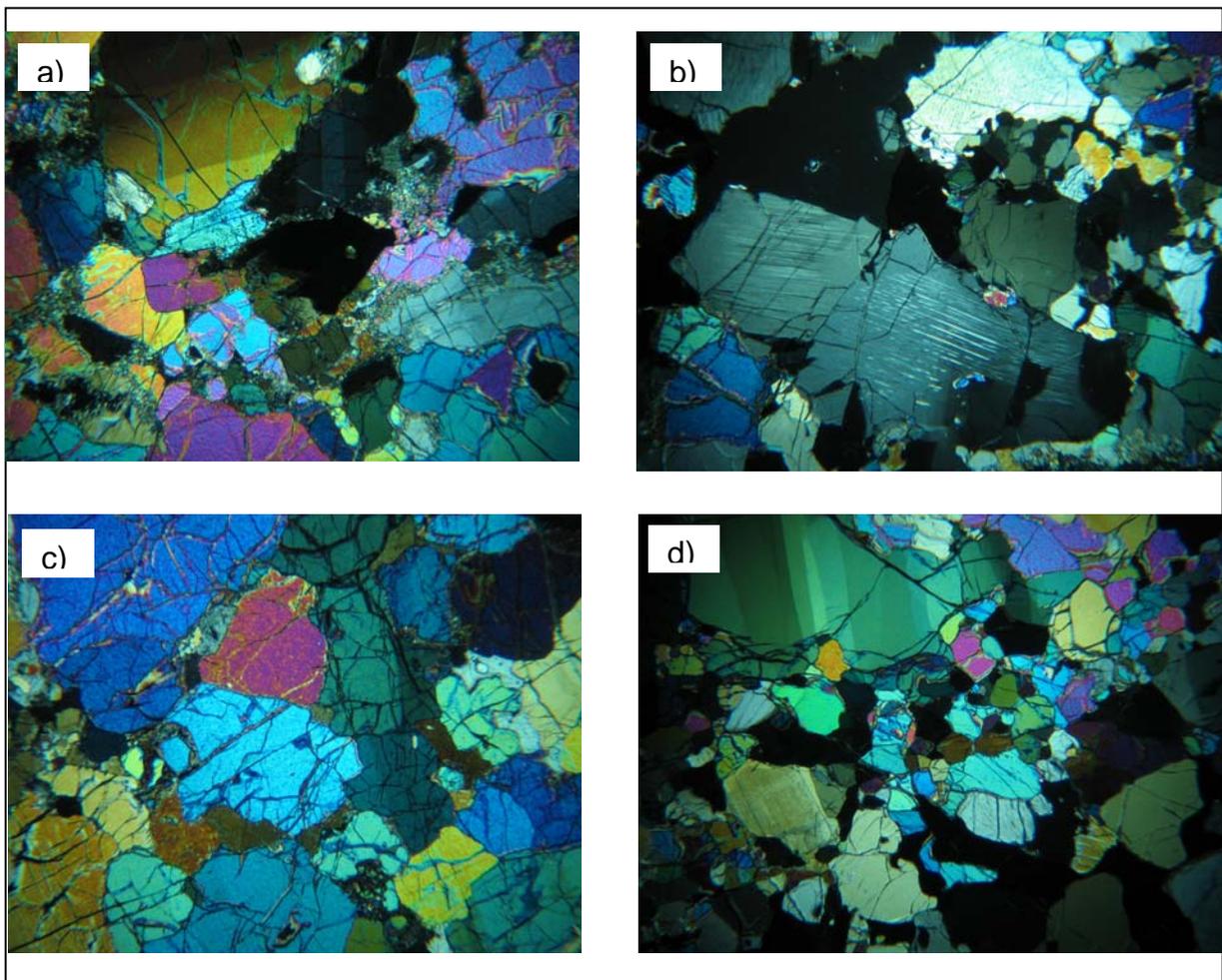


Fig. 4.4: a) Textura transicional de protogranular a porfiroclástica observada en la muestra CB-4 (Iherzolita). b) Cristal de ortopiroxeno (centro inferior) con lamelas de exsolución de clinopiroxeno observada en la Iherzolita MSF.1. c) Textura protogranular típica observada en las harzburgitas (CB.7). d) Cristales de olivino fracturados y recrystalizados en la harzburgita CPaz-2. Canto inferior de las imágenes igual a cuatro milímetros.

Los cristales de clinopiroxeno se encuentran muy alterados y casi no se observa el clivaje característico de este mineral. Sus tamaños son muy variados, de 1 a 5 mm de diámetro y su contenido en los xenolitos es relativamente bajo, en proporciones que van de 0-4.3%. La espinela está presente en casi todos los xenolitos y se reconoce por su color café intenso, el cual varía de un tono rojo marrón a un verde olivo oscuro. Finalmente, los minerales opacos se presentan sólo en un par de muestras y los cristales son pequeños.

4.4.3 DUNITAS

Sólo tres de las treinta y dos muestras de xenolitos analizados se clasificaron como dunitas, representando así apenas el 3% del total. Las dunitas están presentes en tres localidades de la Sierra de San Carlos-Cruillas: Cerro Burgos, Cerro Paz y Mesa Monteríos (Fig. 4.3). La mineralogía consiste principalmente de olivino y clinopiroxeno y, en menor cantidad, de ortopiroxeno y espinela. La textura que se observó es del tipo protogranular.

El olivino representa el 90-93% del volumen de los xenolitos, de ahí que toma este nombre la roca. Su tamaño va desde 1- 5 mm de diámetro y se presenta muy fracturado, con evidencias aparentes de iddingsitización. El ortopiroxeno está presente en una baja concentración, con 1-5% del volumen y muestra clivaje en una dirección. Los cristales de clinopiroxenos están muy alterados y no se observa clivaje. La espinela por su parte, tiene una forma vermicular y se encuentra representada por < 3% del volumen total del xenolito.

CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS

5.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se reportan las características geoquímicas de 15 muestras de rocas volcánicas, de las cuales 8 pertenecen al vulcanismo periférico ubicado en la parte Oeste y Norte de la SSCC. Del resto de las muestras, 3 pertenecen al vulcanismo de la parte Oeste de la ST y cuatro al vulcanismo intramontano de la región de Ocampo. Con la finalidad de tener una sobrevista más regional de las composiciones químicas de las rocas volcánicas pertenecientes a la Provincia Alcalina Oriental, se incluyen en el presente trabajo, los datos reportados por diversos autores cuyas localidades cubren una región que va desde la SSCC, al Norte, hasta la región volcánica de los Tuxtla, Veracruz, en la parte más hacia el Sur (Fig. 1.1). Para esto, se seleccionaron aquellas muestras que tuvieran características de magmas primarios ($\text{SiO}_2 < 50\%$, $\text{Mg-v} > 63$, $\text{Ni} > 235 \text{ ppm}$).

La composición de elementos mayores y trazas de 15 muestras seleccionadas fueron analizadas en los laboratorios ActLabs de Ancaster, Canadá, utilizando la metodología “4LithoRes” (consultar: <http://www.actlabs.com/geochemistry/america/lithochemistry.htm>). La precisión analítica reportada fue de $<2\%$ para todos los elementos mayores, mientras que los límites de detección se reportan con niveles de 0.01% .

Los análisis químicos de las rocas estudiadas, tanto de elementos mayores como trazas, se presentan en las tablas 5.1 a 5.4. Los resultados se presentan tal como se recibieron originalmente del Laboratorio, así como en forma ajustada a base seca.

5.2 CLASIFICACIÓN

Para la nomenclatura de las rocas analizadas se utilizó el diagrama de clasificación de rocas volcánicas TAS (Total Alkali vs. Silica)(Fig. 5.1 a y b), propuesto por LeBAS et al., (1986) y LeMaitre (1989). La clasificación en este diagrama se basa en la composición química de la roca volcánica, sin tomar en cuenta la cristalinidad o la composición modal. En este trabajo también se incluyen las clasificaciones en el diagrama TAS de rocas volcánicas que se encuentran al Sur del área de estudio, cuyos análisis han sido publicados en trabajos anteriores. Las localidades corresponden a la Planicie de Tampico, al área de Palma Sola y al complejo volcánico de Los Tuxtla, en el estado de Veracruz.

5.2.1 SIERRA DE SAN CARLOS-CRUILLAS

En la figura 5.1a se encuentran representados los análisis de las rocas que pertenecen a esta localidad, en donde se observa que en esta región las rocas objeto de este estudio son alcalinas, ya que todas son normativas en nefelina. Estas se clasificaron como basanitas, foiditas y una roca más diferenciada, como fonotefrita. Cabe señalar que en el trabajo de Rodríguez-Saavedra (2003) se reportan los análisis químicos de las localidades: Cerro Paz, Apóstol, Burgos y Mesa Monteríos, y se incluyen aquí debido a que en estas rocas se encontraron xenolitos del Manto. Aunque para las rocas de esta localidad no se han reportado edades, por las relaciones de campo se presume que la actividad volcánica en esta zona, estuvo presente hasta el Plio-Cuaternario. En la localidad de la Mesa Monteríos, se observa un derrame de lava sobre sedimentos no consolidados del Cuaternario.

Tabla 5.1: Composición química en elementos mayores (% m/m) y norma CIPW para las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas.

Muestra	CPAZ	FORT	5MAY	CUE	APOS	SAR	CBURG	MMONT
UTM- N	2754812	2745947	2764646	2754815	2745945	2749310	276026	2725440
UTM -E	14529971	14537563	14528370	14529974	14537574	14530240	145337350	14477345
Tipo de roca	FOI, np	FOI, mnp	BSN, np	BSN, mnp	BSN, mnp	BSN, mnp	BSN, mnp	PHT
Composición original (%m/m)								
SiO ₂	39.60	39.82	39.96	41.20	40.99	42.50	43.39	45.78
TiO ₂	2.35	2.38	2.24	2.36	1.79	2.00	1.94	1.88
Al ₂ O ₃	12.60	12.60	12.89	13.40	13.46	13.32	14.63	15.82
Fe ₂ O ₃	4.04	-	-	-	3.48	-	2.77	2.24
FeO	7.34	-	-	-	7.01	-	6.97	7.79
Fe ₂ O ₃ T	-	12.60	12.43	12.10	-	12.91	-	-
MnO	0.20	0.21	0.213	0.23	0.18	0.19	0.17	0.17
MgO	11.06	11.03	10.62	10.77	10.8	11.60	9.61	6.07
CaO	13.17	12.81	13.21	11.73	12.33	11.11	9.71	6.72
Na ₂ O	4.45	4.19	4.29	4.04	4.07	3.60	4.03	5.59
K ₂ O	1.09	1.09	0.86	1.15	0.84	1.06	2.93	3.64
P ₂ O ₅	1.73	1.73	1.64	1.35	1.30	1.05	1.15	1.01
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
LOI	1.59	0.93	1.23	0.70	1.85	-0.11	1.16	1.19
H ₂ O+	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.22	99.39	99.58	99.03	98.10	99.28	98.46	97.90
Composición ajustada (%m/m)								
SiO ₂	40.65	40.89	41.07	42.34	42.67	43.24	44.62	47.32
TiO ₂	2.41	2.44	2.30	2.42	1.86	2.04	1.99	1.94
Al ₂ O ₃	12.94	12.94	13.25	13.77	14.01	13.55	15.04	16.35
Fe ₂ O ₃	1.91	1.97	1.95	1.90	1.79	2.00	2.23	2.70
FeO	9.55	9.87	9.74	9.48	8.95	10.01	7.66	7.71
MnO	0.20	0.22	0.22	0.24	0.19	0.20	0.17	0.18
MgO	11.35	11.33	10.92	11.07	11.24	11.84	9.88	6.27
CaO	13.52	13.15	13.58	12.06	12.83	11.30	9.98	6.94
Na ₂ O	4.57	4.30	4.40	4.15	4.24	3.66	4.14	5.78
K ₂ O	1.12	1.12	0.88	1.18	0.87	1.08	3.01	3.76
P ₂ O ₅	1.78	1.78	1.69	1.39	1.35	1.07	1.18	1.04
Norma CIPW								
Or	-	-	-	6.99	5.165	6.37	17.81	22.23
Ab	-	-	-	1.34	0.844	4.96	1.27	11.37
An	11.48	12.69	13.74	15.45	16.631	17.35	13.55	7.57
Lc	5.19	5.19	4.01	-	-	-	-	-
Ne	20.94	19.72	20.21	18.31	18.961	14.01	18.31	20.33
Di	29.71	31.48	32.41	28.49	30.813	25.65	22.71	16.32
OI	19.00	18.70	17.66	18.87	18.317	22.31	16.49	12.16
Mt	2.77	2.86	2.82	2.75	2.594	2.90	3.33	3.91
Il	4.58	4.63	4.37	4.60	3.538	3.87	3.79	3.69
Ap	4.12	4.12	3.91	3.21	3.135	2.47	2.74	2.42
Cs	2.216	0.62	0.78	-	-	-	-	-
Mg#	67.94	67.17	66.64	67.54	69.134	67.82	69.69	59.20
FeOT/MgO	0.99	1.03	1.05	1.01	0.939	0.99	0.98	1.62
Siálico	11.48	12.69	13.75	23.77	22.64	28.69	32.63	41.17
Fémico	47.87	48.73	47.79	46.74	46.77	47.33	40.75	30.61
CI	70.72	73.73	74.82	72.36	77.148	71.44	62.18	38.39
DI	26.13	24.90	24.30	26.63	24.97	25.43	37.38	53.93
SI	39.84	39.62	39.12	39.84	41.501	41.40	36.61	23.93
AR	1.55	1.52	1.49	1.52	1.47	1.47	1.80	2.39

Abreviaturas: Sialico = suma de minerales sialicos normativos (= Q + Or + Ab + An + Ne); Femico = suma de minerales fémicos normativos (= Di + Hy + OI + Mt); CI = Índice de cristalización (= An + 2.1570577 + Di-Mg + OI-Mg + 0.7000761 * Hy-Mg); DI = Índice de diferenciación (= Q + Or + Ab + Ne); SI = Índice de solidificación (= 100 * MgO / (MgO + FeO + Fe₂O₃ + Na₂O + K₂O)); AR = Relación de alcalinidad (= [Al₂O₃ + CaO + K₂O + Na₂O] / [Al₂O₃ + CaO - (K₂O + Na₂O)]); Mg# = 100 Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺), atómico; FeO^I = hierro total expresado como FeO; Tipos de roca son presentados de acuerdo al diagrama TAS (LeBas et al., 1986; LaBas, 1989) y Streckeisen (1976), y normas CIPW son calculadas en base seca y ajustados al 100%, utilizando la relación Fe₂O₃/FeO de acuerdo a Middlemost (1989). B, alk= Basalto alcalino, BSN, mnp= Basanita, melanefelinita, FOI, np= Foidita, nefelinita, PHT= Fonotefrita,. Los cálculos se realizaron con el programa de cómputo SINCLAS (Verma et al., 2002,2003).

Tabla 5.2: Composición química en elementos mayores (% m/m) y norma CIPW para rocas volcánicas de la Sierra de Tamaulipas (CLE, MSF y MLS) y de la región de Ocampo, Tamps. (OCA, MAIZ, COL y VCOL).

Muestra	CLE	MSF	MLS	OCA	MAIZ	COL	VCOL
UTM- N	2572200	2574458	2583654	2247970	2226417	2250025	2239247
UTM -E	14515500	14500850	14498866	9923626	9934285	9952744	9955358
Tipo de roca	TB, haw	B, alk	B, alk	B, alk	B, alk	TB, pot	TB, pot
Composición original (%m/m)							
SiO ₂	45.57	46.20	48.24	46.46	48.86	49.51	49.55
TiO ₂	2.29	1.84	2.09	2.23	1.94	2.58	2.37
Al ₂ O ₃	14.83	14.20	14.56	14.58	15.98	15.98	15.37
Fe ₂ O ₃	4.79	2.75	3.41	-	-	-	-
FeO	7.27	9.40	8.76	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ T	-	-	-	11.93	11.54	11.78	11.38
MnO	0.17	0.17	0.17	0.173	0.163	0.16	0.16
MgO	8.61	9.91	8.22	9.76	6.85	5.62	6.57
CaO	8.81	8.74	9.08	9.61	9.35	8.66	8.68
Na ₂ O	4.02	3.21	3.54	3.36	3.64	3.72	3.83
K ₂ O	1.33	1.11	1.26	1.20	1.29	1.99	2.00
P ₂ O ₅	0.74	0.36	0.41	0.50	0.42	0.56	0.63
CO ₂	0.08	-	0.6	-	0.19	-	-
LOI	2.13	1.70	1.43	-0.16	-0.19	-0.64	-0.60
H ₂ O+	1.07	-	0.27	-	-	-	-
Total	101.71	99.59	102.04	99.64	100.03	99.92	99.94
Composición ajustada (%m/m)							
SiO ₂	46.39	47.23	48.43	47.03	49.33	49.69	49.73
TiO ₂	2.33	1.88	2.10	2.25	1.96	2.59	2.38
Al ₂ O ₃	15.10	14.52	14.62	14.76	16.13	16.04	15.42
Fe ₂ O ₃	2.78	2.06	2.01	1.84	1.78	2.51	2.43
FeO	9.28	10.29	10.06	9.21	8.88	8.38	8.09
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16
MgO	8.77	10.13	8.25	9.88	6.91	5.64	6.59
CaO	8.97	8.94	9.12	9.73	9.44	8.69	8.71
Na ₂ O	4.09	3.28	3.55	3.40	3.67	3.73	3.84
K ₂ O	1.35	1.14	1.26	1.21	1.30	1.99	2.01
P ₂ O ₅	0.75	0.37	0.41	0.51	0.42	0.56	0.63
Norma CIPW							
Or	8.00	6.71	7.48	7.18	7.69	11.802	11.86
Ab	20.37	21.35	25.04	19.24	27.33	29.292	28.09
An	18.82	21.53	20.20	21.42	23.68	21.102	18.91
Lc	-	-	-	-	-	-	-
Ne	7.73	3.48	2.72	5.17	2.04	1.248	2.40
Di	16.81	16.58	18.24	19.05	16.66	14.979	16.39
OI	18.05	22.95	18.46	19.83	15.32	11.703	12.84
Mt	4.04	2.98	2.92	2.67	2.58	3.643	3.52
Il	4.43	3.57	3.98	4.28	3.72	4.927	4.52
Ap	1.74	0.85	0.95	1.17	0.98	1.302	1.46
Cs	-	-	-	-	-	-	-
Mg#	62.73	63.71	59.38	65.67	58.11	54.548	59.22
FeOT/MgO	1.34	1.20	1.44	1.10	1.52	1.886	1.56
Siálico	47.19	49.59	52.72	47.83	58.69	62.196	58.86
Fémico	38.13	40.57	36.91	40.15	32.01	29.764	31.88
CI	55.40	59.49	55.75	63.151	54.79	48.336	50.58
DI	36.10	31.54	35.24	31.58	37.06	42.342	42.35
SI	33.35	37.67	32.81	38.67	30.66	25.336	28.71
AR	1.58	1.46	1.51	1.46	1.48	1.603	1.64

Abreviaturas igual que en la tabla 6.1.

Tabla 5.3: Composición química en elementos mayores (% m/m) y elementos traza para las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas. * Estos resultados se encuentran por debajo el límite de detección.

Muestra	CPAZ	FORT	5MAY	CUE	APOS	SAR	CBURG	MMONT
UTM- N	2754812	2745947	2764646	2754815	2745945	2749310	276026	2725440
UTM -E	14529971	14537563	14528370	14529974	14537574	14530240	145337350	14477345
Tipo de roca	FOI, np	FOI, mnp	BSN, np	BSN, mnp	BSN, mnp	BSN, mnp	BSN, mnp	PHT
Composición ajustada (%m/m)								
SiO ₂	40.65	40.89	41.07	42.34	42.67	43.24	44.62	47.32
TiO ₂	2.41	2.44	2.30	2.42	1.86	2.04	1.99	1.94
Al ₂ O ₃	12.94	12.94	13.25	13.77	14.01	13.55	15.04	16.35
Fe ₂ O ₃	1.91	1.97	1.95	1.90	1.79	2.00	2.23	2.70
FeO	9.55	9.87	9.74	9.48	8.95	10.01	7.66	7.71
MnO	0.20	0.22	0.22	0.24	0.19	0.20	0.17	0.18
MgO	11.35	11.33	10.92	11.07	11.24	11.84	9.88	6.27
CaO	13.52	13.15	13.58	12.06	12.83	11.30	9.98	6.94
Na ₂ O	4.57	4.30	4.40	4.15	4.24	3.66	4.14	5.78
K ₂ O	1.12	1.12	0.88	1.18	0.87	1.08	3.01	3.76
P ₂ O ₅	1.78	1.78	1.69	1.39	1.35	1.07	1.18	1.04
Elementos traza (ppm)								
Ba	966	1030	1110	746	1236	668	888	736
Sr	1379	1530	1640	1130	1835	1110	1284	1121
Y	33	36	35	32	29	28	28	22
Sc	25	26	27	27	25	27	23	13
Zr	229	270	242	248	233	213	248	393
Be	*	3	3	3	3	2	2	4
V	247	252	241	251	226	229	219	117
Cr	245	283	249	254	335	392	333	134
Co	59	53	50	52	45	59	42	31
Ni	149	177	162	179	264	258	171	98
Cu	80	125	118	117	62	156	50	35
Zn	70	138	138	123	69	136	88	97
Ga	21	19	18	19	15	19	20	21
Rb	29	13	8	33	30	18	51	53
Nb	77	75	75	75	53	57	53	88
Cs	0.9	0.8	1	0.7	1.20	0.5	1.1	0.80
La	96	104	103	73.4	85.1	61.3	67.9	64
Ce	170	176	172	130	136	106	125	109
Pr	20	19.1	18.5	14.5	15.6	11.7	14.7	12.1
Nd	75	74.7	71.2	56.8	51.7	48.7	52.8	42.7
Sm	13	13.8	13	11.1	8.5	9.9	9.2	7.4
Eu	4	4.1	3.9	3.4	3	2.8	2.8	2.4
Gd	*	10.3	10	8.8	7.3	7.6	7.8	6.4
Tb	1.4	1.4	1.4	1.3	1	1.1	1.1	0.9
Dy	6.8	7.1	6.9	6.3	5.3	5.6	5.8	4.8
Ho	1.2	1.2	1.2	1.1	1	1	1.1	0.9
Er	3.4	3.1	3.1	2.9	2.6	2.6	2.9	2.3
Tm	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
Yb	2.3	2.5	2.6	2.4	2.1	2.2	2.1	1.6
Lu	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
Hf	*	5.4	4.9	5.1	4.4	4.6	5.2	7.1
Ta	3.6	4.4	4	4.3	2.8	3.2	3.9	7.2
Pb	5.3	9	10	8	9	8	7	9
Th	11.5	11.9	12.3	7.8	12.4	6.9	8.9	11.1
U	2.7	2.8	3	1.9	2.9	1.7	2	2.6

Tabla 5.4: Composición química en elementos mayores (% m/m) y elementos traza para las rocas volcánicas de la Sierra de Tamaulipas y de la región de Ocampo, Tamps. * Estos resultados se encuentran por debajo el límite de detección.

Muestra	CLE	MSF	MLS	OCA	MAIZ	COL	VCOL
UTM- N	2572200	2574458	2583654	2247970	2226417	2250025	2239247
UTM -E	14515500	14500850	14498866	9923626	9934285	9952744	9955358
Tipo de roca	TB, haw	B, alk	B, alk	B, alk	B, alk	TB, pot	TB, pot

Composición ajustada (%m/m)

SiO ₂	46.39	47.23	48.43	47.03	49.33	49.69	49.73
TiO ₂	2.33	1.88	2.10	2.25	1.96	2.59	2.38
Al ₂ O ₃	15.10	14.52	14.62	14.76	16.13	16.04	15.42
Fe ₂ O ₃	2.78	2.06	2.01	1.84	1.78	2.51	2.43
FeO	9.28	10.29	10.06	9.21	8.88	8.38	8.09
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16
MgO	8.77	10.13	8.25	9.88	6.91	5.64	6.59
CaO	8.97	8.94	9.12	9.73	9.44	8.69	8.71
Na ₂ O	4.09	3.28	3.55	3.40	3.67	3.73	3.84
K ₂ O	1.35	1.14	1.26	1.21	1.30	1.99	2.01
P ₂ O ₅	0.75	0.37	0.41	0.51	0.42	0.56	0.63

Elementos traza (ppm)

Ba	615.5	212	478.8	284	313	366	376
Sr	904.3	411	517.4	697	577	615	702
Y	23.9	19	18	23	24	26	29
Sc	19	23	18	24	24	20	20
Zr	255.9	147	180.3	171	186	217	229
Be	*	*	*	2	2	2	2
V	161	185	177	208	193	221	215
Cr	207	302	234	314	205	114	211
Co	59.2	61	62.4	53	41	38	40
Ni	154	203	171	188	75	60	73
Cu	*	71	*	108	93	101	90
Zn	*	92	*	146	141	133	153
Ga	20	21	22	21	22	24	24
Rb	1.1	10	18.1	15	17	32	31
Nb	54	29	28.9	51	51	51	59
Cs	0.5	0.3	0.4	*	*	1	*
La	43.6	18	21.6	28.7	22.2	34.5	39.8
Ce	86.8	38	43.4	53.9	43	66.1	74.3
Pr	8.7	5	4.8	6.2	5	7.6	8.3
Nd	39.5	21	23.6	27.3	22.4	34.1	37.4
Sm	7.9	4.7	5.4	6.5	5.4	7.9	8.2
Eu	2.7	1.6	1.8	2.1	1.9	2.4	2.4
Gd	7	*	4.9	5.5	5.1	6.6	6.9
Tb	1	0.7	0.7	0.9	0.9	1.1	1.1
Dy	5.3	3.8	3.8	4.6	4.7	5.3	5.6
Ho	0.7	0.7	0.5	0.8	0.9	1	1
Er	2.2	1.9	1.7	2	2.3	2.4	2.6
Tm	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4
Yb	1.5	1.5	1.3	1.7	1.9	2.1	2.2
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3
Hf	5.6	*	4.6	4.1	4.2	5.2	5.3
Ta	3.4	2.2	2.1	2.6	1.9	3	3.2
Pb	*	1.7	*	6	6	8	8
Th	4.2	1.7	2.3	3.3	2.6	4.7	5.1
U	1.3	0.5	0.5	1	0.7	1.3	1.4

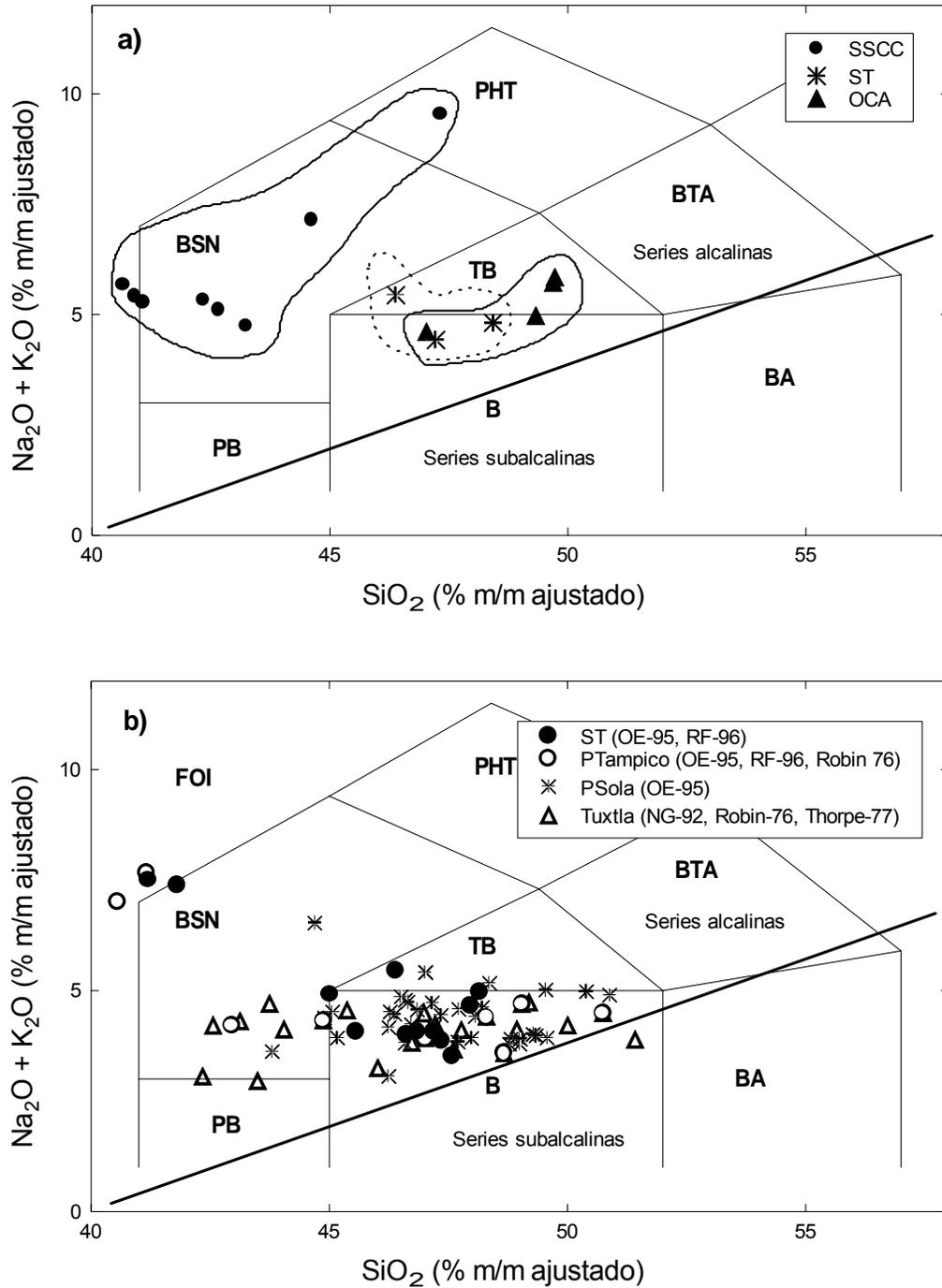


Fig. 5.1: Diagrama de clasificación TAS para las muestras de (a) Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas y Ocampo (este trabajo) y (b) muestras reportadas por otros autores: OE (Orozco-Esquivel, 1995), RF (Ramírez-Fernández, 1996), Robin (1976), Thorpe (1977) y NG (Nelson y González-Caver, 1992). Los campos alcalinos y subalcalinos son según McDonal y Katsura, (1964).

5.2.2 SIERRA DE TAMAULIPAS

En la tabla 5.2 se muestran los análisis de 3 rocas que pertenecen a esta localidad y que son portadoras de xenolitos del Manto: Cerro La Clementina (CLE), Mesa San Fernando (MSF) y Mesa La Sandía (MLS). La primera se clasificó como hawaííta, mientras que las otras 2 son basaltos alcalinos (Fig. 5.1a).

En el cálculo de la norma CIPW, se observa que las 3 rocas son normativas en nefelina, con valores que van de 2,72-7,73%. El valor del Mg# varía de 59-64. En el presente trabajo se incluyen además algunos análisis reportados por Ramírez-Fernández (1996) y que representan al vulcanismo que se presenta en los alrededores de la Sierra de Tamaulipas.

Las rocas de la región Este, en los alrededores de Aldama, Tamps., son producto de un vulcanismo de tipo explosivo, encontrándose conos cineríticos, estructuras tipo *maar* y algunos derrames de lava. La composición química de estas rocas muestra un desarrollo que va desde basaltos → traquibasaltos → traquiandesita basáltica → traquiandesita, hasta traquita (Fig. 5.1b). En este diagrama predominan los basaltos alcalinos con valores de nefelina normativa del 0,5-6%. Los basaltos subalcalinos son normativos en hyperstena (3 - 8%), mientras que los traquibasaltos son normativos en nefelina (0,4 - 4%).

En la región Oeste de la ST, el vulcanismo es básicamente del tipo efusivo, el cual dio lugar a la formación de grandes mesas basálticas. En el diagrama TAS, estas rocas se ubican en los campos del basalto y traquibasalto. Los basaltos son alcalinos, ya que estos presentan nefelina (2 - 7%) en la norma CIPW.

Las rocas volcánicas de la región Sur fueron generadas mediante vulcanismo aislado y se encuentran expuestas en forma de estructuras erosionadas (cuellos), también conocidos localmente como “bernales”. Las rocas se clasificaron como basanitas y fonolitas. Esta última, presenta más del 20% de nefelina en la norma CIPW y también en forma modal. Por otra parte, en el trabajo de Orozco-Esquivel (1995) se reportan análisis químicos para rocas volcánicas pertenecientes a la ST, pero sin especificar su ubicación. Estas son principalmente basaltos alcalinos, aunque se observan también basanitas y foiditas (Fig. 5.1b).

5.2.3 REGIÓN DE OCAMPO, TAMAULIPAS

Los resultados de los análisis químicos de muestras de la región de Ocampo se presentan en la tabla 5.2. De esta localidad se analizaron cuatro muestras (OCA, MAIZ, COL y VCOL), clasificándose como 2 basaltos alcalinos y 2 traquibasaltos potásicos (Fig. 5.1a). Las rocas son normativas en nefelina con valores de 1,3 - 5,1%. El Mg# varía de 54,5 - 65,6. Es importante señalar que estas rocas no se encuentran precisamente en la Planicie Costera del Golfo, sino más bien son derrames que se localizan entre las rocas cretácicas de la Sierra Madre Oriental y que en cierta forma, podrían formar parte del vulcanismo del Altiplano Mexicano. Cabe señalar que en estas localidades no se encontraron xenolitos del Manto.

5.3 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

Las diferencias o las correlaciones en las concentraciones de los elementos mayores o trazas pueden ser representadas en diagramas de variación X-Y. En este tipo de diagramas se pueden observar las tendencias de rocas co-magmáticas, como consecuencia de procesos de fraccionación entre los cristales y el magma durante procesos de evolución magmática (Rollinson, 1993).

En los diagramas de variación, conocidos como tipo Harker, usualmente se utiliza el SiO₂ como elemento base para hacer la relación, sin embargo, en este trabajo se utilizó como referencia el MgO ya que este elemento disminuye con la fraccionación de fases máficas (p.ej. Ol, Opx, Cpx). En la figura 5.2 se presentan los contenidos de los elementos mayores representativos de las rocas volcánicas de las tres áreas de estudio. Aunque estas rocas no son co-magmáticas, sí es notable una cierta tendencia en los patrones. El contenido de MgO en las rocas de la SSCC varía del 6.27% en las fonotefritas, hasta 11.8% en las foiditas. Los basaltos de la ST contienen del 8.2 – 10%, mientras que en las rocas del área de Ocampo, se observan contenidos del 5.6 – 9.8% de MgO. La roca más evolucionada de la SSCC es una fonotefrita de la Mesa Monteríos, con contenidos de MgO del 6% en peso.

El contenido de SiO_2 se presenta en concentraciones que van del 40.6 – 49.7% en peso y en la figura 5.2 se puede observar que este disminuye a medida que disminuye el contenido de MgO. Las rocas de la SSCC poseen los contenidos más bajos en sílice (40 – 47%). En los diagramas de variación de TiO_2 , CaO, FeO_{tot} y K_2O no es muy notable una tendencia ya que estos diagramas presentan un cierto patrón horizontal.

En la figura 5.3 se presentan los diagramas de variación de algunos elementos traza vs. MgO para las rocas basálticas de la SSCC, ST y Ocampo, Tamps. En ellos se observa que los magmas presentan características químicas que permiten agruparlos de acuerdo a la zona de estudio. Para el caso de los magmas primarios de la SSCC, se observa que estos presentan las concentraciones más elevadas en elementos altamente incompatibles (La, Ba, Rb, Sr), con respecto a las otras dos localidades. Este comportamiento podría atribuirse a dos causas: 1) que la fuente donde se generaron los magmas de la SSCC está más enriquecida en elementos incompatibles ó 2) que los magmas se generaron a menores grados de fusión parcial.

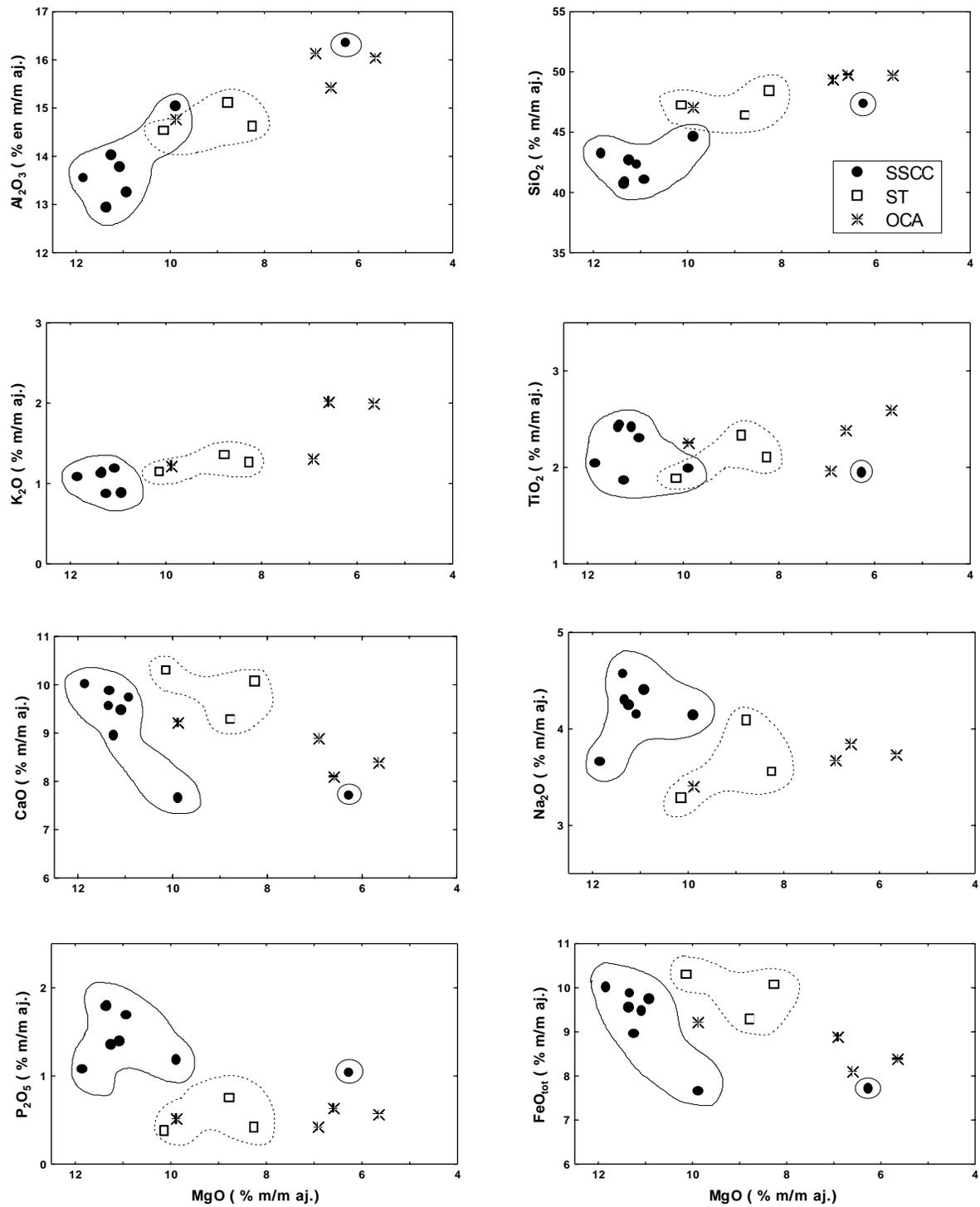


Fig. 5.2: Diagrama de variación de MgO con respecto a los elementos mayores en las rocas volcánicas estudiadas, incluyendo las portadoras de xenolitos.

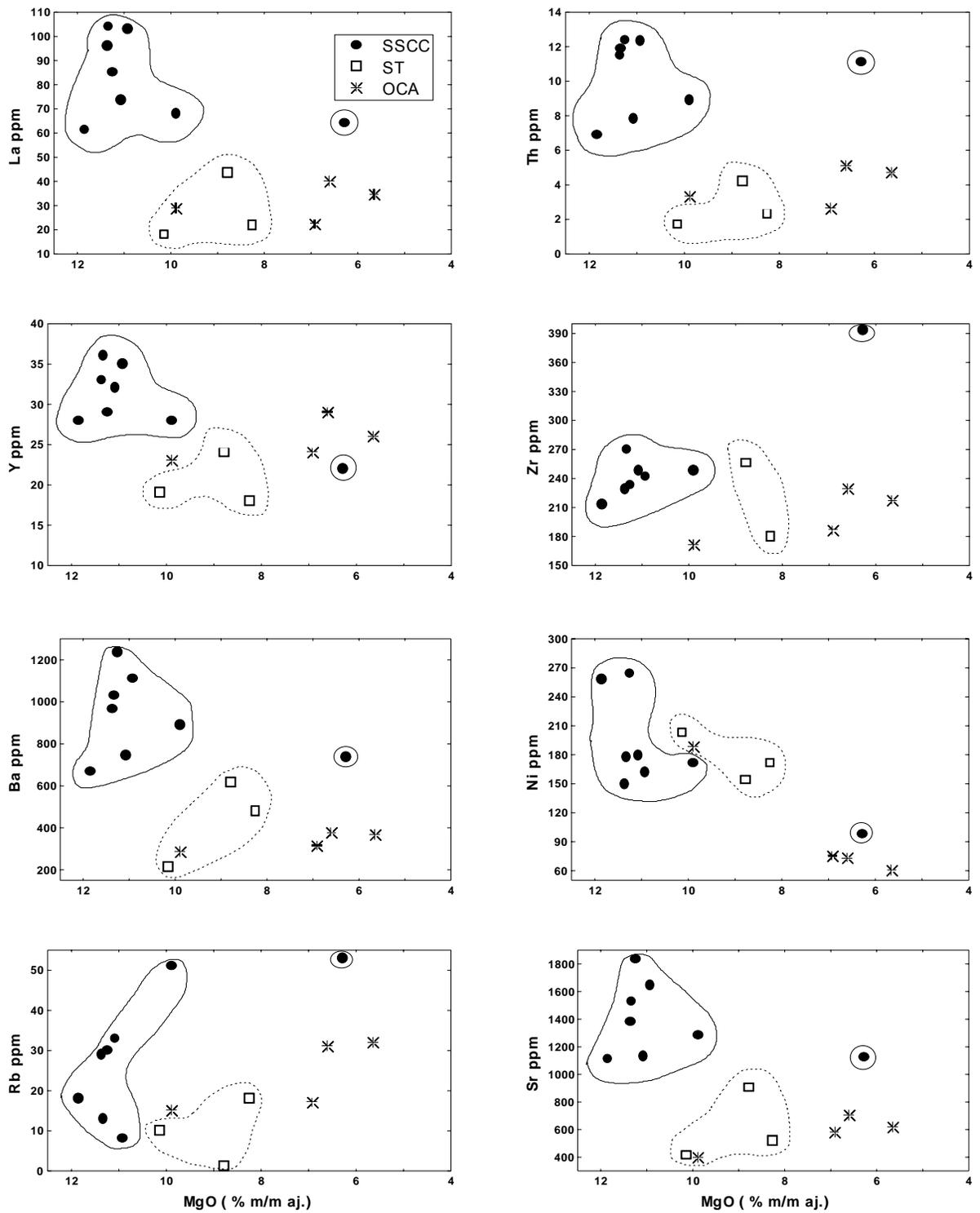


Fig. 5.3: Diagrama de variación de MgO con respecto a los elementos trazas en las rocas volcánicas, incluyendo las portadoras de xenolitos.

5.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Los diagramas de distribución de los elementos incompatibles normalizados al Manto Primordial, según valores propuestos por Sun y Mc Donough (1989), están representados en la figura 5.4. Los contenidos de los elementos traza obtenidos en los análisis se reportan en las tablas 5.3 y 5.4 respectivamente.

Las rocas primitivas de la SSCC presentan un patrón enriquecido en forma de zig-zag muy similar entre las rocas de esta localidad (Fig. 5.4a). En este diagrama se aprecian anomalías negativas de Rb, K, Hf y Ti. Las anomalías negativas de K y Ti están asociadas a una fraccionación temprana de una fase en la fuente, que retenga ese elemento, la cual podría ser flogopita o anfíbol (Rollinson, 1993). El patrón indica que estos magmas se generaron en una zona del Manto enriquecida en elementos altamente incompatibles con flogopita residual.

En la figura 5.4b se grafican por separado las rocas de Cerro Burgos y Mesa Monteríos ya que estas presentan un patrón muy similar entre sí, pero diferente al resto de las rocas de la SSCC. Estas muestras no presentan un patrón en zig-zag y sus concentraciones disminuyen a medida que baja la compatibilidad de los elementos. Por otro lado, los basaltos de la ST (Fig. 5.4c) muestran un patrón menos enriquecido, con una ligera anomalía positiva de Ba. En este diagrama se observa también como la hawaiíta del Cerro La Clementina (CLE) está en general ligeramente más enriquecida.

Las rocas de la región de Ocampo presentan un patrón menos pronunciado (Fig. 5.4d), donde no se observan anomalías notables, excepto una ligera anomalía positiva de Nb y P. Es importante señalar que en ninguno de los cuatro diagramas de la figura 5.6 se observa una anomalía de Ta-Nb, que pudiera indicar la influencia de algún proceso de subducción en la generación de estos magmas.

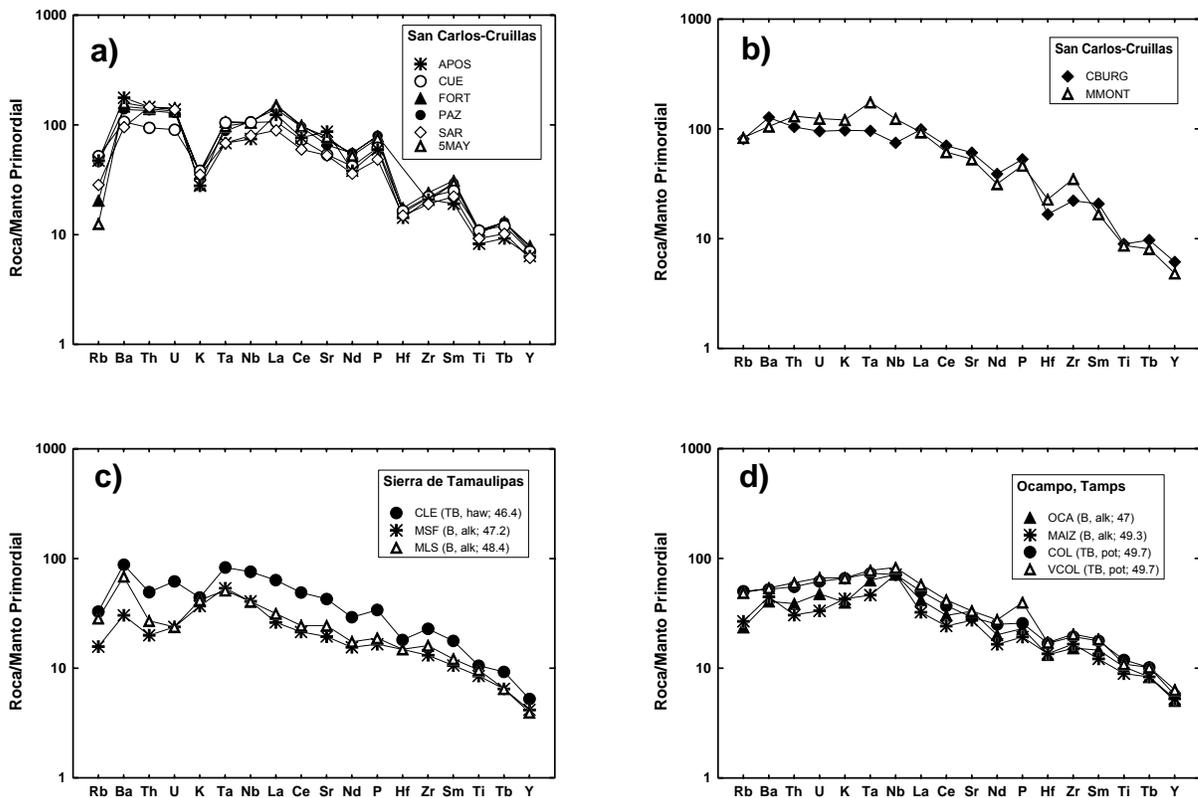


Fig. 5.4: Diagramas multielementos, normalizados a Manto Primordial para las rocas volcánicas de las áreas de estudio. **a y b**, Sierra de San Carlos-Cruillas; **c**, de la Sierra de Tamaulipas y **d**, de la región de Cd. Ocampo, Tamaulipas.

5.5 DIAGRAMAS DE TIERRAS RARAS

En la figura 5.5 a y b se representan los contenidos, normalizados a Condrita de Tierras Raras. En este gráfico, las rocas de la SSCC, muestran en general, un patrón enriquecido en LREE que disminuye hacia las HREE en forma continua. En este patrón no es visible ninguna anomalía que pudiera indicar la fraccionación de algún mineral en particular. El enriquecimiento de estos magmas se puede expresar en términos de $[La/Yb]_N$, observándose valores que van de 18 a 27.9. Las rocas de la ST y Ocampo, Tamps., están menos enriquecidas en LREE que las rocas de la SSCC y las concentraciones tienden a disminuir hacia las HREE. En este diagrama tampoco se observan anomalías importantes. El enriquecimiento en $[La/Yb]_N$ es de 8 – 19.4.

Los altos grados de empobrecimiento en HREE observados en estos diagramas podrían estar relacionados con fases minerales en el Manto que retengan estos elementos y que se fundan posteriormente, o bien, que el Manto Superior haya sido enriquecido por procesos metasomáticos. Cabe señalar que en el trabajo de Treviño-Cázares (2001), con base en el estudio de xenolitos del Manto, se reporta que los magmas de la SSCC y ST se generaron por procesos de fusión parcial, en la zona de transición espinela–granate.

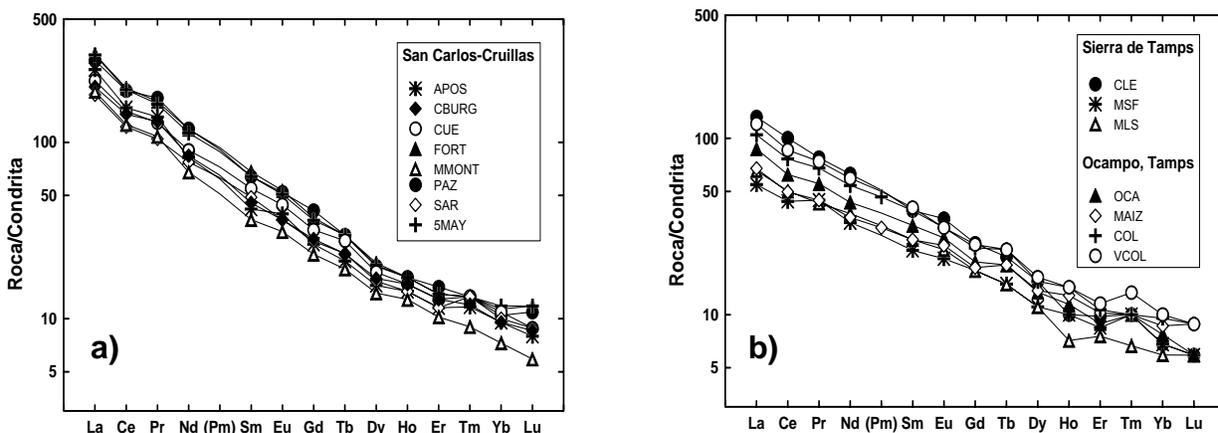


Fig. 5.5: Diagramas de Tierras Raras normalizados a Condríta, para las rocas volcánicas de (a) la Sierra de San Carlos-Cruillas y (b) de la Sierra de Tamaulipas y de la región de Cd. Ocampo, Tamps.

5.6 MAGMAS PRIMARIOS

Como magmas primarios se definen aquellos que se derivan de la fusión parcial del Manto y cuya composición no haya sido modificada por procesos posteriores tales como: cristalización fraccionada, contaminación cortical o mezcla de magmas (Wilson, 1995). Algunos autores han propuestos los siguientes criterios para distinguir a los magmas primarios generados principalmente en un ambiente oceánico: El Mg-v ($100 \cdot \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) debe ser > 63 (Green, 1971); Ni > 235 ppm (Sato, 1977); $\text{SiO}_2 < 50\%$, Mg-v > 70 , Ni $> 400\text{-}500$ ppm y Zr > 1000 ppm (Wilson, 1995). En Frey et al, (1978) se mencionan tres criterios para la identificación de magmas primarios, los cuales se originaron en equilibrio con un Manto peridotítico:

1) La ocurrencia de xenolitos del Manto, 2) Valores de Mg# entre 68 y 75 y 3) Altas concentraciones de elementos compatibles, tales como Ni, Cr y Co. Para peridotitas

fértiles del Manto Superior se espera que el Mg# sea de 88-89. Magmas basálticos, de hasta un 30% de fusión parcial, pueden alcanzar un Mg# de 67-75. La fraccionación de fases minerales con una relación Mg/Fe alta (Ol, Opx, Cpx) genera en el magma una reducción importante del valor de Mg (Wilson, 1989).

Utilizando el criterio de Luhr (1997) se tiene que de las quince muestras analizadas (Tablas 5.1 y 5.2) sólo diez de ellas presentan características químicas correspondientes a magmas primarios: Mg# \geq 62 y MgO > 6%.

De los resultados obtenidos del análisis de 15 muestras (Tablas 5.1 y 5.2) se desprende que 9 de ellas presentan valores correspondientes a magmas primarios: SiO₂= 39.2-46.6% en peso, MgO = 9.6-11.6% y Mg-v 63.7-69.7.

En el diagrama de la figura 5.6 se grafica el contenido de Ni, en dependencia del Mg#. En este se puede observar que las rocas de las SSCC poseen el Mg# más alto, con valores que van de 67-70, exceptuando a una fonotefrita que tiene un Mg# de 59. Existe un grupo de rocas donde la variación en el contenido de Ni no es muy grande (150-180 ppm), sin embargo, otras muestras poseen cerca de 270 ppm de Ni. Para las rocas de la ST se observa que estas presentan un Mg# de 59-64. Los contenidos más bajos de Ni los contienen las rocas de la región de Ocampo, Tamps., con concentraciones de 60-70 ppm. En este mismo diagrama se aprecia que los valores de Ni se reducen a medida que baja el Mg-v, lo cual indica una diferenciación del magma a través de la fraccionación de olivino.

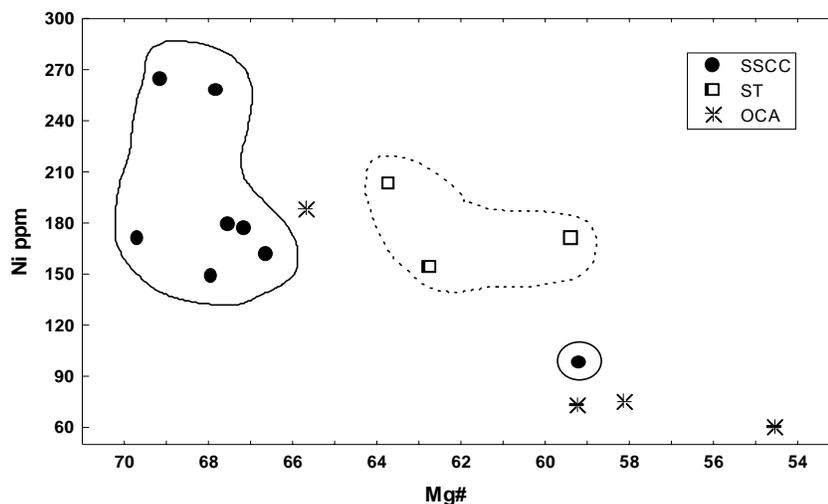


Fig. 5.6: Diagrama de variación de Ni con respecto al Mg# de las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas y Ocampo, Tamps.

5.7 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN

Se elaboraron diagramas de discriminación tectonomagmática que utilizan elementos incompatibles y relativamente inmóviles, a fin de determinar el posible ambiente tectónico en el cual se generaron los magmas basálticos del área de estudio. En el diagrama Zr/Y vs. Zr, propuesto por Pearce y Norry (1979) se puede observar que la totalidad de las muestras analizadas se ubican en el campo de los basaltos de intraplaca (Fig. 5.7a).

En el diagrama Ti/1000 vs. V de la figura 5.7b (Shervais, 1982) se observa que las rocas de la PAOM contienen relaciones Ti/V típicas para basaltos de fondo oceánico (OFB). De acuerdo al la modificación al diagrama propuesta por Vasconcelos- Fernández et. al, (2001), representado por líneas continuas en la figura 5.7b, es claro que las muestras de la PAO contienen altas relaciones de Ti/V similares a los basaltos de rift. Las características geoquímicas de las rocas analizadas que contienen altos contenidos de Mg, reflejando además una fuente enriquecida en elementos incompatibles (HFSE y LREE), confirman el ambiente extensional en que se generaron ya que son muy similares a las observadas en magmas relacionados a extensión (rift de África del Este, Hart et al., 1989; Basin and Range, McGuire y Mukasa, 1997; China Central, Liu et al., 1994).

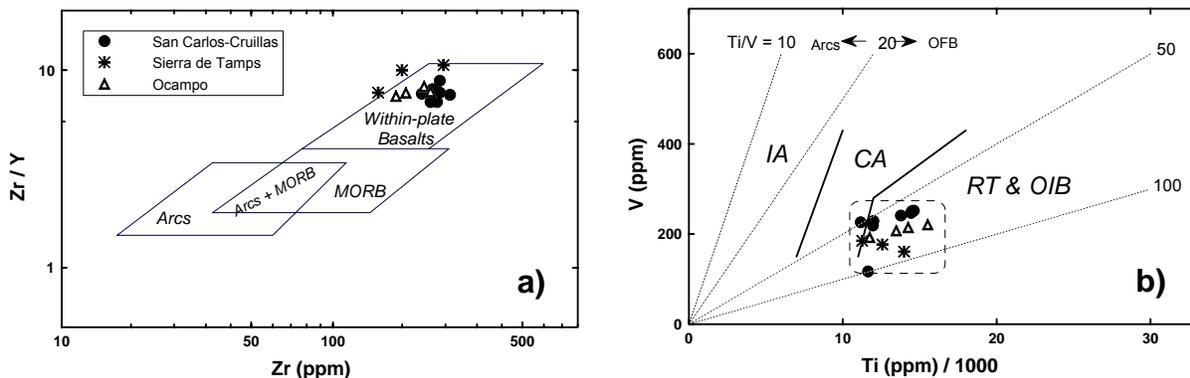


Fig. 5.7: Diagramas de discriminación para los magmas primarios de la PAO. (a) Diagrama Zr/ Y vs. Zr según Pearce y Norry (1979). (b) Diagrama V vs. Ti/1000, según Shervais (1982): IA = Arcos de isla, CA = Arco continental, RT & OIB = Rift y basaltos de isla oceánicos. Las líneas punteadas indican relaciones de Ti/V de 10, 20, 50 y 100.

CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA DE XENOLITOS

6.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se reportan las composiciones químicas de once lherzolitas de espinela incluidas en basaltos alcalinos de la SSCC y ST. Estas rocas se caracterizan por poseer un arreglo mineral anhidro de cuatro fases: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela.

La composición modal y los análisis representativos de elementos mayores y traza en roca total de los xenolitos se reportan en la tabla 6.1. Los análisis químicos tanto de las rocas portadoras así como de los xenolitos, fueron realizados en los Laboratorios Actlabs de Ancaster, Canadá, utilizando la metodología "4LithoRes".

6.2 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

La composición en elementos mayores en roca total de xenolitos no indica claras tendencias respecto a una potencial trayectoria de fusión parcial, en donde las lherzolitas sean las rocas fértiles ($\text{CaO} > 3\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 > 3.5\%$; Weichert et al., 1997) y las harzburgitas las rocas refractarias. En las lherzolitas el contenido de MgO varía de 39.5 a 45.2 %, mientras que en las harzburgitas el contenido varía de 39.8 a 47.0 %. En el diagrama de la figura 6.1 se grafica el Mg# en roca total contra el % de forsterita en los olivinos, en donde no se observa una clara correlación entre las lherzolitas y las harzburgitas. En este tipo de diagramas es de esperarse que las lherzolitas posean valores menores de Mg#, así como un menor contenido de Fo en los olivinos.

Tabla 6.1: Composición modal, elementos mayores (% m/m) y elementos traza (ppm) de roca total para las peridotitas del Manto estudiadas. Mont= Mesa Monteríos, CB= Cerro Burgos, CLE= Cerro La Clementina, MSF= Mesa San Fernando y MLS= Mesa La Sandía. * Estos resultados están por debajo del límite de detección. Lh = lherzolitas y Hz = harzburgitas.

Muestra	Mont-1	CB-1	CB-2	CB-8	CLE-1	CLE-2	CLE-7	MSF-1	MSF-2	MLS-1	MLS-2
Litología	Hz	Lh	Hz	Lh	Lh	Hz	Hz	Lh	Hz	Hz	Lh
Textura	Proto.	Proto.	Proto.	Proto.	Proto.	Proto.	Prot-porf	Proto.	Proto.	Recris.	Proto.
Composición modal											
OI	65.91	80.59	74.55	78.24	87.12	73.52	75.83	52.31	70.96	78.98	75.61
Opx	34.09	12.02	22.69	16.10	7.77	25.38	20.94	25.63	25.15	18.78	19.92
Cpx	0.00	7.40	2.77	5.66	5.11	1.10	3.23	22.06	3.89	2.24	4.47
Composición original (% m/m)											
SiO₂	43.900	43.140	42.550	43.170	42.790	42.220	43.130	44.870	44.390	43.330	43.570
TiO₂	0.014	0.075	0.035	0.062	0.029	0.023	0.023	0.076	0.113	0.002	0.016
Al₂O₃	2.190	2.620	0.880	1.770	1.730	2.720	1.210	3.550	3.660	0.840	1.790
Cr₂O₃	0.854	0.401	0.365	0.371	0.323	0.484	0.250	0.450	0.339	0.320	0.360
FeO	7.387	7.513	7.127	7.729	5.921	6.335	7.810	7.477	7.657	7.181	6.488
MnO	0.117	0.121	0.129	0.124	0.126	0.118	0.119	0.122	0.126	0.118	0.120
NiO	0.243	0.257	0.191	0.263	0.176	0.174	0.267	0.238	0.164	0.275	0.192
MgO	44.420	41.560	47.000	43.340	45.260	42.850	45.810	39.550	39.810	45.860	43.440
CaO	1.250	2.190	0.760	1.950	1.650	2.400	1.020	3.090	3.100	0.550	1.740
K₂O	0.090	0.760	0.240	0.700	0.050	0.070	0.020	0.050	0.040	0.100	0.030
Na₂O	0.090	0.400	0.090	0.260	0.180	0.180	0.130	0.290	0.310	0.090	0.080
P₂O₅	0.020	0.040	0.030	0.020	0.010	0.000	0.010	0.010	0.010	0.040	0.000
LOI	-0.080	0.630	0.440	0.230	0.290	0.380	0.210	0.310	0.210	1.070	0.970
Σ	100.495	99.707	99.837	99.990	98.534	97.954	100.010	100.084	99.930	99.776	98.795
Mg#	86	85	87	85	88	87	85	84	84	86	87
Elementos traza (ppm)											
Co	113	113	84	115	74	82	118	108	72	115	85
V	56	56	14	45	36	61	36	79	61	21	46
Cu	57	145	62	83	61	77	56	84	83	80	57
Zn	95	95	70	92	57	64	94	273	73	95	72
Sc	9	12	4	10	10	14	9	14	15	6	11
Rb	*	9	5	8	*	*	*	*	*	*	*
Ba	3	53	86	41	5	1	*	2	*	3	*
Sr	14	126	42	45	13	6	12	5	13	24	8
Nb	16	13	4	7	5	*	*	*	*	*	*
Zr	19	11	17	8	10	*	6	*	*	6	*
Y	*	12	2	2	1	1	*	3	4	2	*
La	0.3	2.1	3.1	3	0.6	0.2	0.4	*	0.6	8.4	0.1
Ce	0.4	2.8	5.2	4	1.3	0.2	0.9	0.2	1	13.6	0.1
Pr	*	0.25	0.57	0.35	0.17	*	0.11	*	0.11	1.36	*
Nd	0.1	1	2.2	1.2	0.8	*	0.5	0.2	0.6	5.1	*
Sm	*	0.2	0.4	0.2	0.2	*	0.1	0.1	0.3	1	*
Eu	*	0.08	0.11	0.09	0.06	*		0.07	0.12	0.27	*
Gd	*	0.2	0.3	0.2	0.2	*	0.1	0.3	0.5	0.7	*
Dy	*	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.5	0.6	0.4	*
Er	*	0.2	0.2	0.2	0.1		*	0.3	0.4	0.2	*
Tm	*	*	*	*	*	*	*	0.06	0.07	*	*
Yb	*	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	*	0.4	0.4	0.1	0.1
Lu	*	0.04		*	*	*	*	0.06	0.07		*
Th	*	0.2	0.2	0.4	*	*	*	*	*	0.5	*
U	0.1	*	*	0.1	*	*	*	*	*	0.1	*

Los xenolitos analizados de la SSCC y ST muestran una dispersión considerable en la composición de elementos mayores (Fig. 6.2), variando de composiciones cercanas a la del Manto primordial como es el caso de lherzolitas fértiles, hasta harzburgitas refractarias con contenidos de MgO de más del 45%.

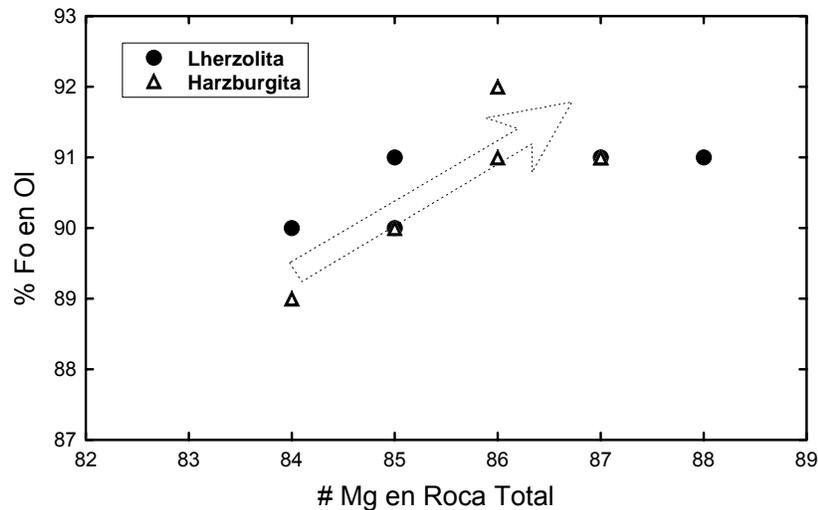


Fig. 6.1: Diagrama de correlación entre el #Mg y el contenido de forsterita en los olivinos en las rocas peridotíticas analizadas. La flecha indica la línea de evolución de lherzolitas fértiles a harzburgitas refractarias (Niu, 1997).

En la figura 6.2 se puede observar que la composición del Manto bajo Tamaulipas aparentemente se deriva de una lherzolita fértil con contenidos más bajos en sílice y más altos en sodio que el modelo propuesto por Niu (1997). Variaciones sistemáticas en las concentraciones de los elementos mayores y traza compatibles han sido observadas en xenolitos de diferentes localidades del mundo (Xue et al., 1990; Zangana et al., 1999; Beccaluva et al., 2001). Estas variaciones están relacionadas con los cambios en la composición modal y han sido interpretadas como el resultado de diferentes grados de fusión parcial en el Manto Superior, a partir de una fuente fértil inicial (Ionov et al., 1993).

Estas correlaciones también pueden ser aplicadas a los xenolitos de la Provincia Alcalina Oriental, en donde se observa que las lherzolitas son un tanto más fértiles que las harzburgitas refractarias (Fig. 6.2).

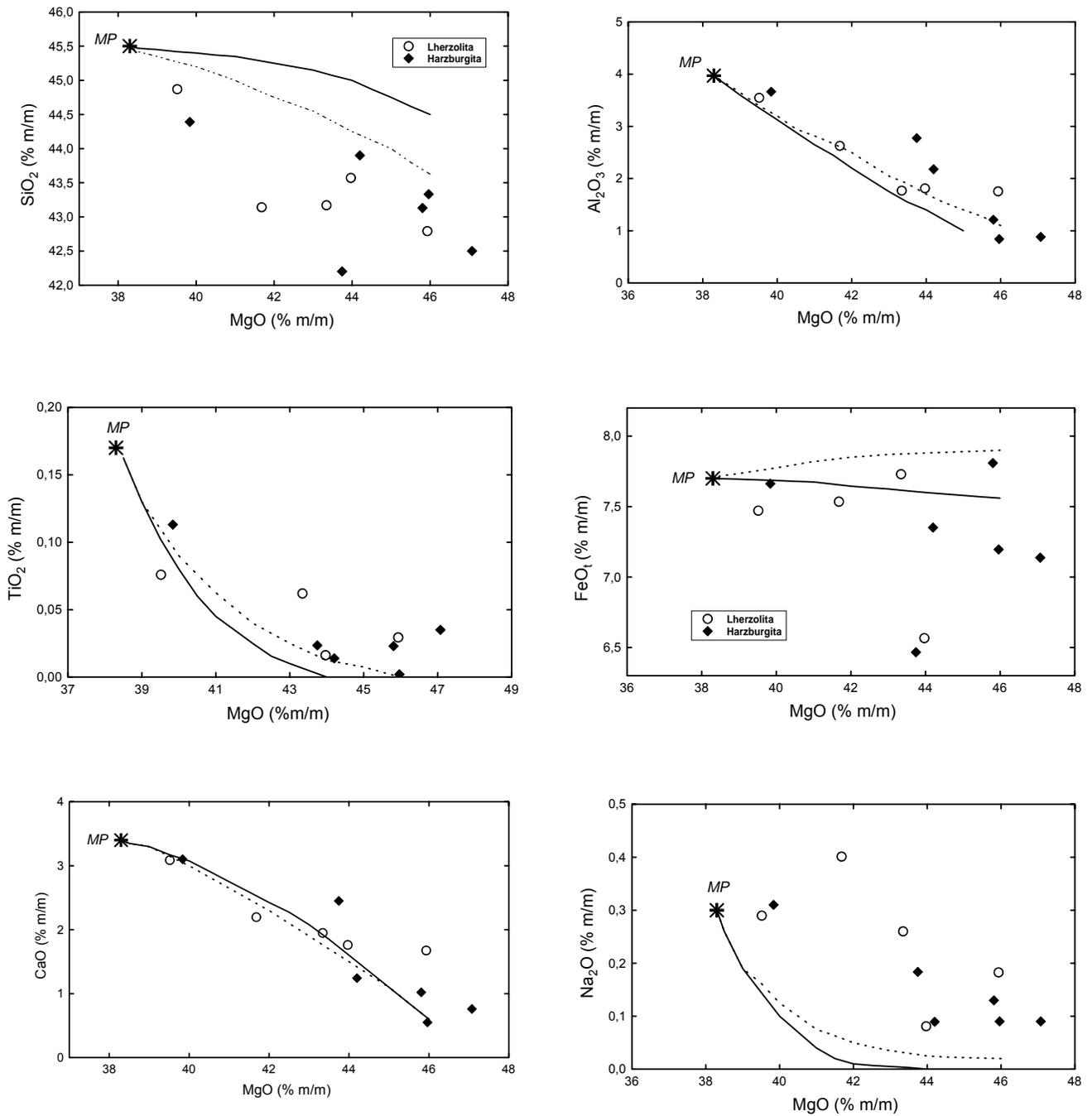


Fig. 6.2: Diagrama de variación entre MgO y SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO_t, CaO y Na₂O para los xenolitos peridotíticos estudiados. La línea sólida representa la composición residual de una fusión parcial en equilibrio a 10 kbar y la línea punteada una fusión parcial fraccionada a 20 kbar, a partir de una lherzolita fértil modelo; propuestas por Niu (1997).

En la figura 6.2 la correlación con el modelo de Niu et al., (1997) se interpreta como el resultado de una extracción progresiva de fundidos basálticos (Zangana et al., 1999).

La correlación negativa que se observa en los elementos Sc, V, Yb e Y (Fig. 6.3) sugiere que estos elementos están controlados por procesos de fusión parcial, el cual a su vez es el responsable para las variaciones de los elementos mayores (Xue et al., 1990).

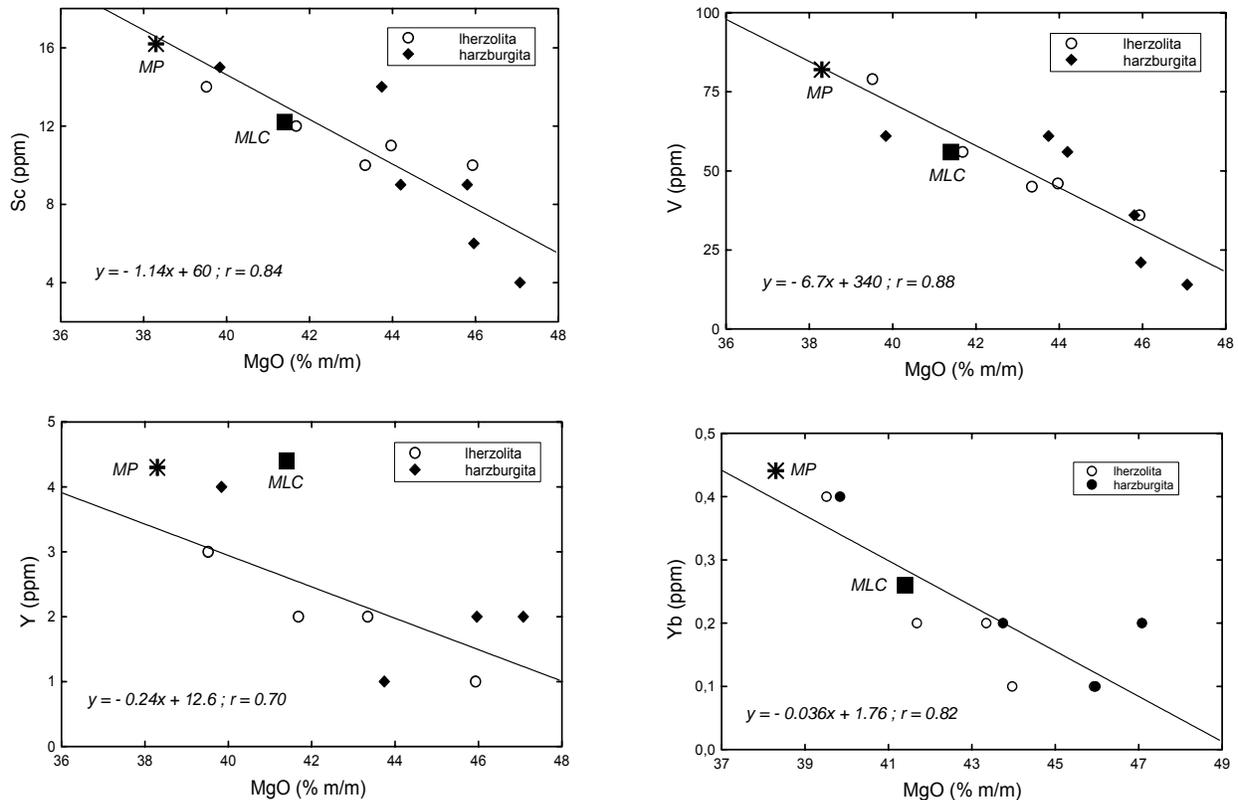


Fig.6.3: Diagramas de correlación de elementos traza vs. MgO en roca total de las peridotitas estudiadas. Como comparación se muestra la composición del Manto primordial (MP) y del Manto litosférico continental promedio (MLC).

En el diagrama de la figura 6.4 se representan las relaciones Sr/La vs. Zr que son elementos altamente incompatibles, que incluyen además una base de datos de las composiciones químicas (roca total) de xenolitos del Manto de diversas partes del mundo. Se representan además las composiciones del Manto Primordial (MP) y la composición promedio del Manto Litosférico Continental (MLC). Las harzburgitas estudiadas son refractarias y se aproximan a la composición del MLC. Por otro lado, las Iherzolitas presentan relaciones que son típicas a la mayoría de las Iherzolitas del

mundo. La variación observada en las lherzolitas y harzburgitas estudiadas sugiere que, el Manto Subcontinental bajo la Provincia Alcalina es químicamente heterogéneo.

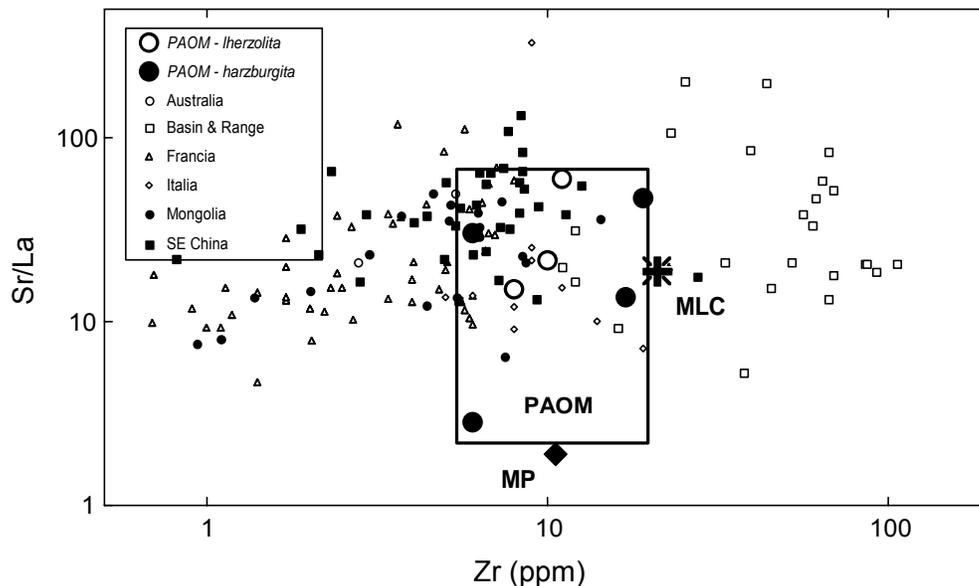


Fig.6.4: Diagramas de correlación Sr/La vs. Zr; elementos traza altamente incompatibles presentes en los xenolitos estudiados. Se presentan además las relaciones en xenolitos del Manto de diferentes localidades del mundo (Nixon, 1987).

6.3 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Para la elaboración del diagrama de la figura 6.5, la concentración de los elementos traza incompatibles de los xenolitos fue normalizada al Manto Primordial (Sun y McDonough, 1989). Este se utiliza para determinar el grado de enriquecimiento o empobrecimiento de estas rocas respecto al patrón de referencia. Para el caso de los xenolitos de la localidad de Cerro Burgos (Fig. 6.5a), se observa que estos muestran un enriquecimiento en elementos altamente incompatibles, notándose un enriquecimiento muy marcado en Nb y Sr en la muestra CB-M1.

En la figura 6.5b se aprecia que los xenolitos de la localidad de la Clementina están en general empobrecidos con respecto al Manto Primordial, ya que presentan valores normalizados Muestra/Manto Primordial < 1, indicando que este material

representa un Manto empobrecido, al cual se le ha extraído en el pasado geológico líquidos basálticos. En contraste, la muestra MLS-M1, presenta un notable enriquecimiento de los elementos más incompatibles indicando que proviene de un Manto tipo EM (*enriched mantle*) que tal vez ha estado sujeto a un proceso metasomático. Este último proceso de ingreso de fluidos pudo haber traído consigo los elementos más incompatibles, aunque algunas fases podrían haberse retenido (Sr y Zr).

Para el caso de los xenolitos de la Mesa San Fernando (Fig. 6.5c) los cuales presentan una relación $(La/Yb)_N < 1$, representan claramente muestras de un Manto empobrecido, que ha estado sujeto a la extracción de magmas basálticos, sin la adición posterior de fluidos enriquecidos en elementos incompatibles.

6.4 DIAGRAMAS DE LOS ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS

Los patrones de las concentraciones de los elementos de tierras raras normalizadas contra la composición promedio de una condrita (datos de normalización en Rollinson, 1993), están representados en la figura 6.6. En este mismo diagrama se hace una comparación de las concentraciones normalizadas de estos elementos traza en los xenolitos del Manto, contra la concentración promedio del MLC.

Dado que algunas peridotitas muestran patrones enriquecidos en elementos incompatibles y pudieran haber sido afectadas por procesos metasomáticos después de la fusión parcial, se utilizan las relaciones La/Yb normalizadas a Condrita para discriminar entre una peridotita enriquecida metasomáticamente $[(La/Yb)_n > 1]$ y aquellas con nada o pocos efectos de metasomatismo $[(La/Yb)_n < 1]$.

En forma general, se observa que muestras del Manto Litosférico bajo la zona de estudio presenta heterogeneidades geoquímicas importantes. Los xenolitos de la SSCC (Fig. 6.6a) muestran una relación $(La/Yb)_N > 1$, similar al patrón del MLC promedio.

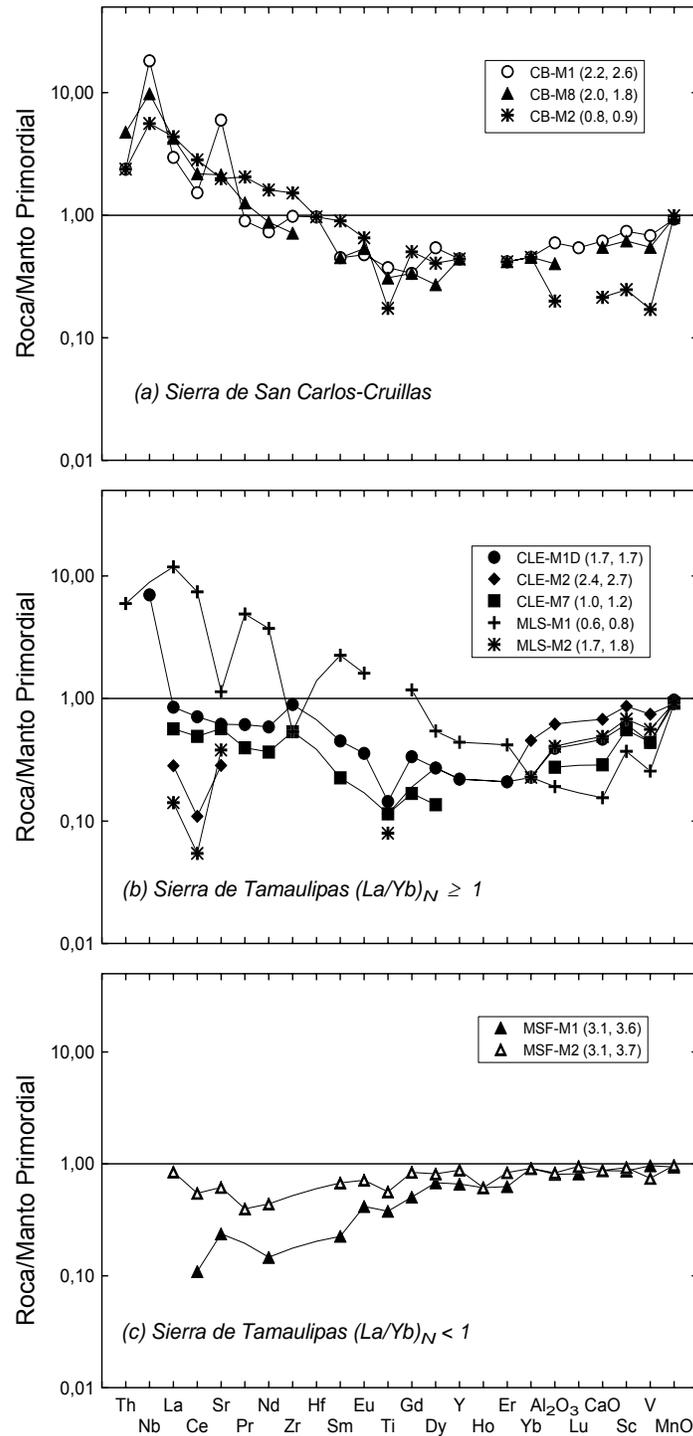


Fig. 6.5: Diagramas multielementos, normalizados a Manto Primordial, para análisis de roca total de xenolitos. **a)** Muestras de la Sierra de San Carlos-Cruillas; **b)** Muestras de la Sierra de Tamaulipas con relaciones de $(La/Yb)_N \geq 1$ y **c)** con valores de $(La/Yb)_N < 1$. Valores de normalización según Sun y McDonough (1989). Los valores en paréntesis indican el contenido de Al_2O_3 y CaO en roca total.

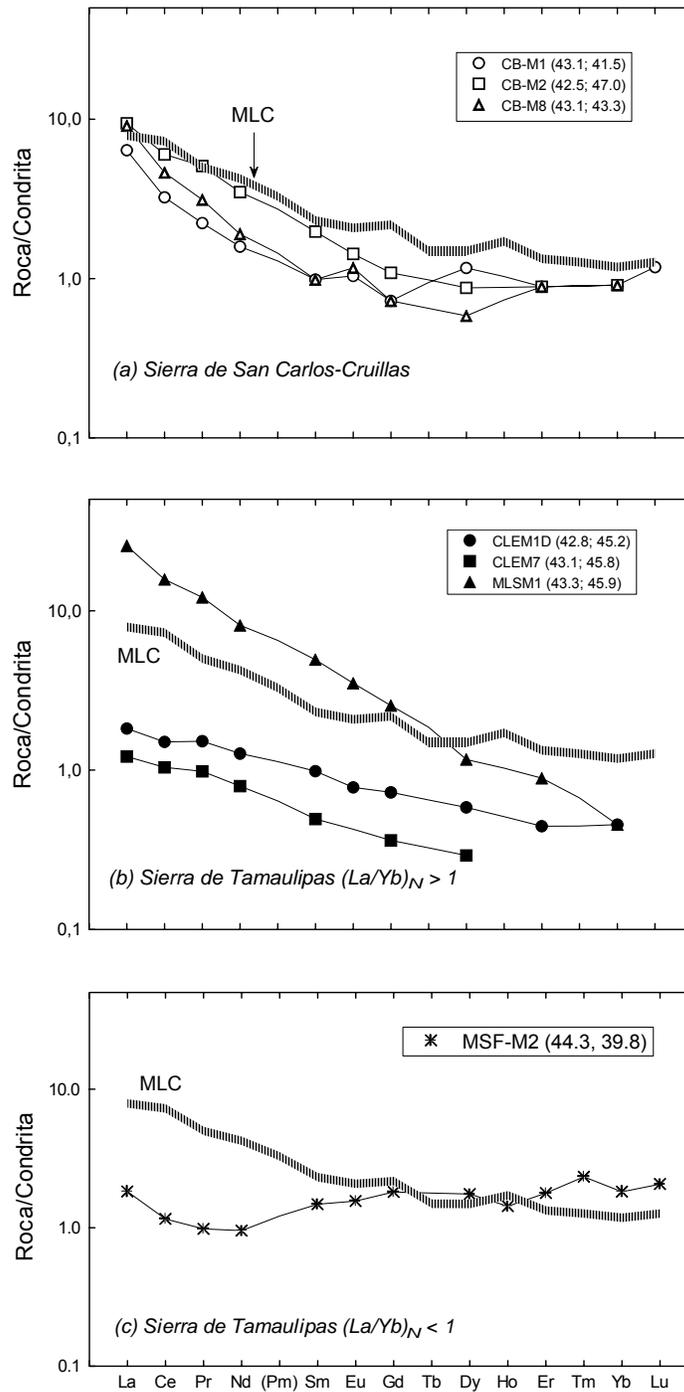


Fig. 6.6: Diagramas de Tierras Raras, normalizados a Condrita, para análisis de roca total de de xenolitos. Se grafica además la composición del MLC. Valores de normalización según Sun y McDonough (1989). Los valores en paréntesis indican los contenidos de SiO₂ y MgO en roca total.

En los xenolitos del Cerro La Clementina (CLE, Fig. 6.6b), aunque presentan relaciones de $(La/Yb)_N > 1$, las concentraciones de REE son más bajas que en el MLC promedio, representando así a un Manto enriquecido, pero en menor grado que el típico EM. La muestra MLS-M1 (proveniente de la Mesa La Sandía), en contraste, presenta un mayor enriquecimiento en lantánidos ligeros y medianos, además de una pendiente mayor en comparación al MLC. Esto indica que la muestra proviene de un sector aún más enriquecido que el MLC.

El comportamiento observado de los patrones de la figura 6.6b se ha asociado a dos tipos de eventos en el Manto Superior: 1) Fusión parcial y extracción de magmas que provoca un empobrecimiento en los elementos incompatibles (ejemplo, Cerro La Clementina) y 2) Reacción con agentes metasomáticos, resultando en la incorporación de fluidos ricos en elementos incompatibles (ejemplo, Mesa La Sandía).

En la figura 6.6c, la muestra MSF-M2 presenta un patrón empobrecido en LREE en donde la relación es $(La/Yb)_N < 1$. Esto se atribuye a eventos de fusión parcial previa (extracción de magmas) sin la incorporación posterior de fluidos ricos en elementos incompatibles.

CAPÍTULO 7: MINERALOQUÍMICA

7.1 INTRODUCCIÓN

Después de obtener la clasificación petrográfica de los xenolitos, se seleccionaron las muestras de interés para la realización de análisis químicos puntuales de los minerales. Dichos análisis se llevaron a cabo en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid, España; en un sistema marca WDS JEOL, modelo JXA-8900M, que combina una Microsonda Electrónica (*Electrón Probe Microanalysis, EPMA*), para obtener los análisis cuantitativos, y un Microscopio Electrónico de Barrido (*Scanning Electron Microscope, SEM*), en donde se obtienen imágenes de retrodispersión de los electrones de alta resolución para los minerales.

Las técnicas de análisis por Microsonda Electrónica difieren de la mayoría de las técnicas para analizar materiales geológicos, ya que involucran la excitación y el análisis químico de áreas seleccionadas, de solo unos cuantos micrómetros de diámetro sobre la superficie de la muestra. Con las técnicas de microsonda es posible, determinar la composición de minerales individuales, o bien, las variaciones composicionales en un sólo cristal.

Para el presente trabajo, se seleccionaron las muestras de xenolitos y basaltos de las localidades Mesa San Fernando, Cerro La Clementina, Mesa La Sandía, pertenecientes a la ST, y Cerro Cuervo, Cerro Burgos, Cerro Apóstol, Cerro Paz, Mesa Monteríos; pertenecientes a la SSCC. De estas muestras se obtuvieron un total de 207 análisis químicos cuantitativos, correspondientes a dieciocho muestras de ocho localidades.

Para cada una de las muestras se elaboró una lámina descubierta, a la cual se le tomó una microfotografía y en donde se marcaron los puntos que se deseaban analizar. Los puntos representan las trayectorias a seguir durante los análisis en el sistema EPMA-SEM. En la figura 7.1 se muestran imágenes de retrodispersión obtenidas de algunas de las muestras analizadas en la Microsonda, en donde los contrastes corresponden al número atómico de los minerales. En ellas se pueden

observar las características y los detalles de los minerales; por ejemplo, las exsoluciones de un cristal de clinopiroxeno (Fig. 7.1a), exsoluciones de olivino de un cristal de espinela (Fig. 7.1b); así como las maclas observadas en un cristal de clinopiroxeno en la matriz de un basalto (Fig. 7.1c). En la Microsonda es posible hacer ampliaciones de alta resolución, de tal modo que se pueden hacer análisis muy detallados de los minerales en áreas que van de 1 a 5 micrómetros, lo que permite analizar las variaciones composicionales de un solo cristal (Fig. 7.1c y d).

En las tablas 7.1 – 7.3 se reportan los resultados de los análisis químicos puntuales (centro y borde), representativos para minerales en los diferentes xenolitos estudiados. Estos están dados en forma de óxidos (% en peso) para cada elemento presente en los minerales, donde la suma debe ser de aproximadamente 100%. Los elementos analizados y expresados como óxidos son: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , NiO y Cr_2O_3 . Es importante señalar que en los resultados de la Microsonda, no se distinguen los estados de oxidación del fierro. La distribución de Fe^{+2} y Fe^{+3} se realiza de acuerdo a los procedimientos descritos por Droop (1987), los cuales consisten en hacer una serie de cálculos estequiométricos para obtener una suma igual al número de cationes, según la fórmula ideal de los minerales en cuestión.

Para cada análisis se realizó el cálculo de la fórmula estructural en función del tipo de mineral, en base a un procedimiento general que establece las proporciones atómicas de cada elemento, distribuido en los sitios disponibles en la estructura del silicato (Deer et al., 1997).

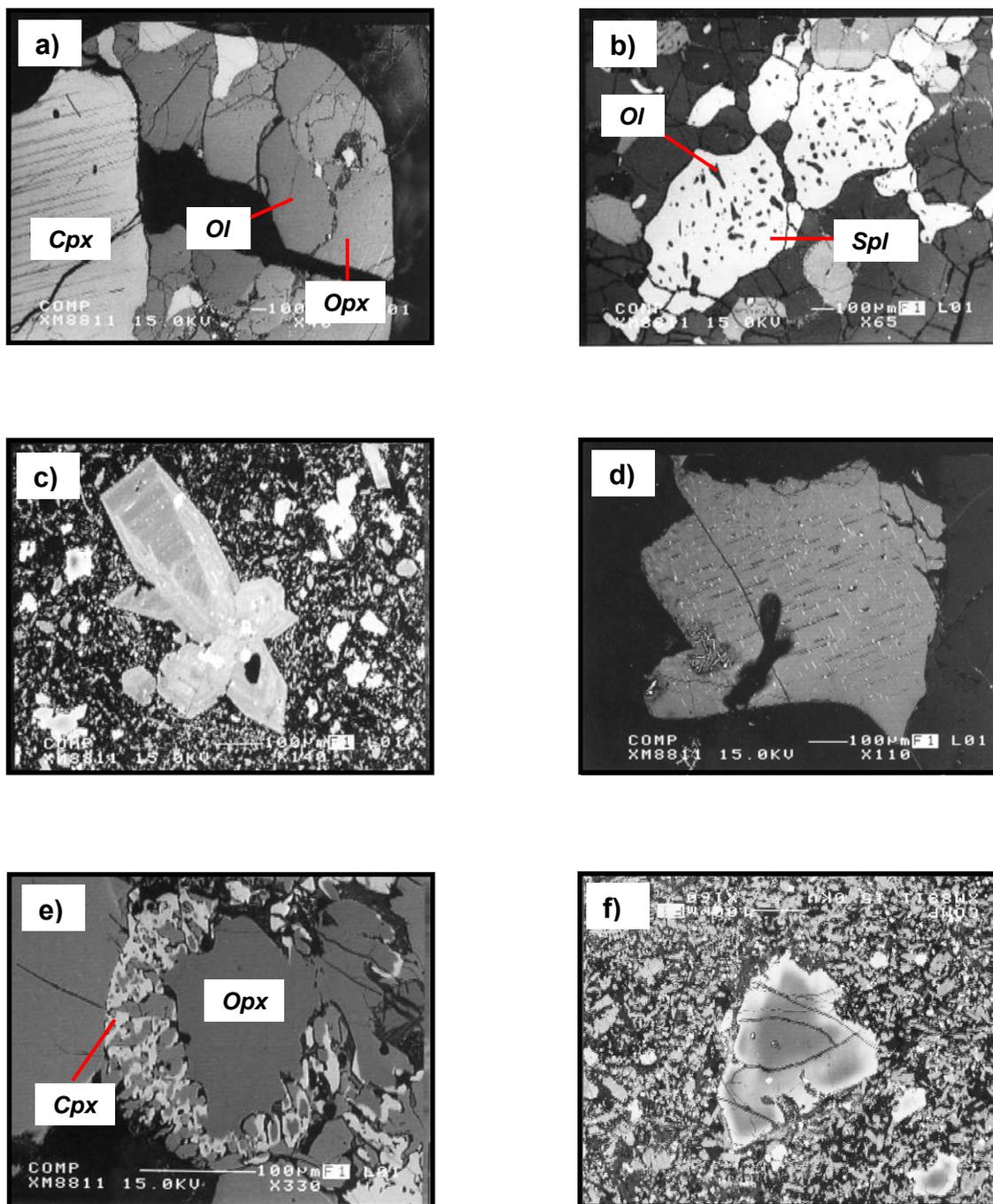


Fig. 7.1: Imágenes de retrodispersión de algunos fenocristales obtenidas en la Microsonda electrónica: (a) Muestra MSF-M2 donde se observan las características y contrastes de Cpx, Ol y Opx.; (b) Fenocristal de espinela con inclusiones de olivino, Muestra CLE-M2; (c) Fenocristal maclado de Clinopiroxeno, en la fonotefrita de la Mesa Monteríos; (d) Fenocristal de Clinopiroxeno con exsoluciones de Ortopiroxeno en la muestra Mont-M4; (e) Cristal de Ortopiroxeno con bordes de disequilibrio (Cpx) en la muestra CLE-M2 y (f) Fenocristal de Olivino zonado en una matriz fina de una basanita (CUE-3); nótese los cambios de tonalidades en el cristal, los cuales corresponden a sus cambios en la composición. La escala está indicada en cada fotografía.

7.2 OLIVINOS

El olivino se presenta como fenocristal de forma euhedral o subhedral en las rocas máficas portadoras de xenolitos, apareciendo incluso como pequeños cristales anhedrales en la matriz. Algunos olivinos presentan zonación como resultado de los cambios en su composición química, siendo más ricos en MgO hacia el centro (Figura 7.1f).

Los catorce análisis químicos de olivino en rocas volcánicas reflejan una variedad amplia en cuanto a los contenidos de forsterita (Tabla 7.1), observándose valores que van de Fo₉₁₋₆₉. La composición en los centros de los cristales varía de Fo₈₆₋₈₀, mientras que en los bordes, es de Fo₉₁₋₆₉ en Fo. Se presentan además, cristales de olivino con valores altos de forsterita (xenocristales) que se encuentran dispersos en la matriz de la roca volcánica.

Por otra parte, los olivinos en los xenolitos no presentan alteraciones y muestran por lo general zonación ondulosa. Los resultados de los microanálisis en Microsonda se reportan en la Tabla 7.1, en donde se especifica si el análisis es en el centro o en el borde del mineral en cuestión. Los contenidos de forsterita, en los olivinos de las Iherzolitas de espinela, alcanzan valores de 86 a 91%; mientras que en las harzburgitas varían de 89 a 92%.

Se consideran valores típicos para peridotitas del Manto aquellos entre 89-92% de forsterita (Fodor et al., 2002). Los contenidos de calcio en el borde y centro de cada grano de olivino, varían de 0.001% a 0.011% respectivamente. Estos valores tan bajos, no permitieron la utilización del geobarómetro propuesto por Köhler y Brey (1990). Es importante señalar que los olivinos que se encuentran en los cumulatos, arrojan valores que van del 78 al 88% de Fo, lo que confirma que efectivamente se trata de un cumulato de minerales en la roca portadora, debido, a sus contenidos más bajos en MgO.

Tabla 7.1: Composición química (% m/m) y contenido de forsterita (Fo) de los olivinos analizados. Cerro Paz (Paz), Cerro Apóstol (Ap), Cerro Cuervo (Cue), Cerro Burgos (CB), Mesa Monteríos (Mont), Mesa La Sandía (MLS), Cerro Clementina (CLE) y Mesa San Fernando (MSF).

Mineral No.	Paz-1	Paz-1	Paz-1	Paz-1	Paz-1	Paz-1	Paz-1	Paz-1	Ap-M4
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Basalto	Basalto	Lherzolita	Cumulato
Punto	1C-A1	1B-A2	1C-A3	1C-A10	1C-A11	1C-A17	1B-A18	1C-A20	1C-A25
SiO ₂	40.54	40.58	40.43	39.29	40.31	39.64	33.41	40.25	38.64
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.48	16.72	0.03	0.06
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00
FeO	12.62	12.90	12.42	12.65	11.25	13.88	14.94	12.98	15.26
MnO	0.30	0.21	0.21	0.24	0.21	0.23	0.31	0.18	0.28
MgO	45.98	46.00	46.49	46.38	46.20	45.49	35.47	46.09	44.30
NiO	0.18	0.20	0.23	0.22	0.21	0.13	0.16	0.23	0.32
CaO	0.07	0.09	0.07	0.08	0.07	0.24	0.19	0.07	0.18
Total	99.77	100.10	99.93	98.97	98.29	100.25	101.86	99.99	99.25
Si	1.009	1.008	1.005	0.990	1.012	0.990	0.820	1.002	0.985
Al	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.014	0.484	0.001	0.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Mg	1.706	1.704	1.722	1.741	1.729	1.694	1.298	1.711	1.684
Fe	0.263	0.268	0.258	0.266	0.236	0.290	0.307	0.270	0.325
Mn	0.006	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.006	0.004	0.006
Ni	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005	0.007
Ca	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.006	0.005	0.002	0.005
Suma de Cationes	2.991	2.992	2.995	3.010	2.988	3.002	2.933	2.996	3.014
Fo (%)	87	86	87	87	88	85	81	86	84

Mineral No.	Ap-M4	Ap-M4	Ap-M4	Ap-M4	Ap-M4b	Ap-M4b	Ap-M4b	Ap-M4b	Cue-3
Roca	Cumulato	Basalto	Basalto						
Punto	1C-A26	3C-A28	3B-A29	3C-A30	1C-A31	1C-A32	1C-A33	2C-A36	1C-A1
SiO ₂	39.66	39.86	40.26	39.79	40.39	39.96	40.14	40.34	39.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.03	0.02	0.06	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00
FeO	14.36	14.24	13.77	12.48	13.46	13.77	13.93	13.04	14.63
MnO	0.30	0.26	0.25	0.18	0.26	0.30	0.30	0.20	0.17
MgO	43.95	45.53	45.55	47.15	46.09	45.84	45.36	46.14	45.32
NiO	0.25	0.25	0.28	0.23	0.37	0.35	0.33	0.31	0.16
CaO	0.18	0.17	0.17	0.24	0.08	0.17	0.16	0.10	0.24
Total	98.74	100.34	100.43	100.21	100.76	100.43	100.27	100.27	100.43
Si	1.007	0.996	1.002	0.989	1.001	0.996	1.002	1.002	0.994
Al	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	1.664	1.695	1.690	1.747	1.703	1.703	1.687	1.709	1.689
Fe	0.305	0.297	0.287	0.259	0.279	0.287	0.291	0.271	0.306
Mn	0.006	0.006	0.005	0.004	0.006	0.006	0.006	0.004	0.004
Ni	0.005	0.005	0.006	0.005	0.007	0.007	0.007	0.006	0.003
Ca	0.005	0.005	0.005	0.006	0.002	0.004	0.004	0.003	0.006
Suma de Cationes	2.993	3.004	2.996	3.011	2.999	3.004	2.998	2.997	3.005
Fo (%)	85	85	86	87	86	86	85	86	85

Tabla 7.1: Composición química (% m/m) y contenido de forsterita (Fo) de los olivinos analizados (cont. 1).

Mineral No.	Cue-3	Cue-3	Cue-3	Cue-3	CB-M3	CB-M3	CB-M3	CB-M8	CB-M8
Roca	Basalto	Basalto	Harzburgita	Harzburgita	Basalto	Dunita	Dunita	Basalto	Basalto
Punto	1B-A2	1C-A3	3C-A6	3C-A7	1C-A12	3C-A14	4C-A16	5C-A20	5C-A21
SiO ₂	36.60	39.15	40.96	40.56	38.93	41.18	57.61	37.79	38.77
TiO ₂	0.07	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.12	0.06	0.04
Al ₂ O ₃	0.10	0.47	0.00	0.00	0.11	0.01	0.28	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.12	0.00	0.06	0.00	0.01	0.33	0.00	0.00
FeO	27.16	14.68	8.81	7.64	19.50	9.29	5.31	19.46	19.97
MnO	0.76	0.21	0.12	0.13	0.35	0.20	0.21	0.44	0.46
MgO	33.74	44.37	49.69	48.99	41.48	50.01	34.43	40.41	39.95
NiO	0.02	0.14	0.40	0.37	0.07	0.42	0.12	0.05	0.06
CaO	0.66	0.27	0.03	0.02	0.37	0.03	1.26	0.39	0.38
Total	99.49	99.56	100.09	97.87	100.91	101.18	99.78	98.71	99.72
Si	0.990	0.989	1.000	1.007	0.992	0.997	1.327	0.988	1.002
Al	0.003	0.014	0.000	0.000	0.003	0.000	0.007	0.001	0.000
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Cr	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Mg	1.361	1.671	1.809	1.814	1.576	1.805	1.182	1.574	1.539
Fe	0.615	0.310	0.180	0.159	0.416	0.188	0.102	0.425	0.432
Mn	0.017	0.005	0.002	0.003	0.008	0.004	0.004	0.010	0.010
Ni	0.000	0.003	0.008	0.007	0.001	0.008	0.002	0.001	0.001
Ca	0.019	0.007	0.001	0.001	0.010	0.001	0.031	0.011	0.011
Suma de Cationes	3.007	3.002	3.000	2.992	3.006	3.003	2.664	3.011	2.997
Fo (%)	69	84	91	92	79	91	92	79	78

Mineral No.	CB-M1	Mont-M2	Mont-M2	Mont-M2	MLS-M1	MLS-M1	Mont-M4	MLS-M2	CB-M4
Roca	Lherzolita	Basalto	Harzburgita	Harzburgita	Basalto	Harzburgita	Dunita	Lherzolita	Lherzolita
Punto	1C-A24	1C-A27	2C-A30	3C-A32	XC-A38	2C-A41	1C-A46	2C-A56	2C-A65
SiO ₂	40.68	39.48	40.85	41.12	41.19	40.77	41.24	40.72	41.23
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
FeO	9.07	16.24	8.16	8.37	8.70	8.18	8.00	8.77	9.32
MnO	0.13	0.21	0.10	0.12	0.10	0.06	0.12	0.09	0.19
MgO	49.44	44.29	50.16	50.50	50.02	50.42	50.57	49.72	49.37
NiO	0.35	0.09	0.38	0.42	0.42	0.37	0.41	0.29	0.38
CaO	0.06	0.14	0.01	0.03	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03
Total	99.81	100.60	99.70	100.81	100.52	99.86	100.46	99.66	100.58
Si	0.997	0.992	0.998	0.996	1.000	0.995	0.999	0.997	1.003
Al	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.807	1.660	1.827	1.824	1.811	1.834	1.827	1.816	1.791
Fe	0.186	0.341	0.167	0.170	0.177	0.167	0.162	0.180	0.190
Mn	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004
Ni	0.007	0.002	0.008	0.008	0.008	0.007	0.008	0.006	0.007
Ca	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Suma de Cationes	3.002	3.006	3.002	3.003	2.999	3.005	3.000	3.002	2.996
Fo (%)	91	83	92	91	91	92	92	91	90

Tabla 7.1: Composición química (% m/m) y contenido de forsterita (Fo) de los olivinos analizados (cont. 2).

Mineral No.	CB-M4	CLE-M7	CB-M2	CB-M2	CLE-M1d	CLE-M1d	CLE-M1d	MSF-M1	MSF-M1
Roca	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita	Basalto	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita
Punto	5C-A66	2C-A73	1C-A75	5C-A79	1C-A4	2C-A8	2B-A9	1C.A11	1C-A12
SiO ₂	40.27	40.74	40.68	38.64	41.13	40.59	37.62	40.77	40.85
TiO ₂	0.04	0.02	0.01	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.09	0.00	0.08	0.01	0.00	0.04	0.01	0.06	0.05
FeO	10.80	9.55	8.73	20.57	9.43	9.50	19.71	9.64	10.03
MnO	0.11	0.12	0.16	0.48	0.18	0.15	0.30	0.09	0.14
MgO	48.01	49.20	50.03	40.03	49.47	49.00	40.90	48.92	48.97
NiO	0.35	0.37	0.35	0.03	0.35	0.34	0.30	0.37	0.36
CaO	0.09	0.05	0.04	0.39	0.05	0.05	0.26	0.04	0.04
Total	99.82	100.15	100.13	100.30	100.71	99.67	99.24	99.94	100.48
Si	0.995	0.998	0.993	0.996	1.000	0.998	0.980	1.000	0.998
Al	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Ti	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg	1.769	1.796	1.821	1.539	1.794	1.796	1.588	1.789	1.784
Fe	0.223	0.196	0.178	0.444	0.192	0.195	0.429	0.198	0.205
Mn	0.002	0.002	0.003	0.010	0.004	0.003	0.007	0.002	0.003
Ni	0.007	0.007	0.007	0.001	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007
Ca	0.002	0.001	0.001	0.011	0.001	0.001	0.007	0.001	0.001
Suma de Cationes	3.003	3.002	3.006	3.002	2.999	3.002	3.019	2.999	3.000
Fo (%)	89	90	91	78	90	90	79	90	90

Mineral No.	MSF-M1	MSF-M2	CLE-M2	CLE-M2	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4b
Roca	Lherzolita	Harzburgita	Basalto	Harzburgita	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Cumulato
Punto	2C-A18	1C-A29	1C-A40	1C-A42	2C-A5	3C-A9	3B-A10	3B-A11	1C-A15
SiO ₂	40.70	40.40	40.85	41.43	39.31	40.18	40.93	54.56	40.78
TiO ₂	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.25	0.00
Al ₂ O ₃	0.19	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	0.06	3.25	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.26	0.02	0.11	0.01	0.00	0.57	0.00
FeO	9.44	10.23	8.94	8.68	13.58	13.72	12.50	4.31	13.17
MnO	0.08	0.07	0.10	0.08	0.31	0.28	0.24	0.17	0.25
MgO	48.84	48.27	50.25	49.60	45.46	46.68	46.19	15.82	46.81
NiO	0.33	0.34	0.35	0.37	0.21	0.31	0.35	0.00	0.28
CaO	0.05	0.07	0.05	0.04	0.17	0.15	0.19	20.15	0.08
Total	99.72	99.46	100.91	100.24	99.30	101.40	100.48	100.84	101.38
Si	1.000	0.999	0.991	1.007	0.991	0.991	1.011	1.324	1.001
Al	0.005	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.093	0.000
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000
Cr	0.001	0.001	0.005	0.000	0.002	0.000	0.000	0.011	0.000
Mg	1.788	1.779	1.817	1.798	1.709	1.717	1.701	0.572	1.714
Fe	0.194	0.211	0.181	0.176	0.286	0.283	0.258	0.088	0.271
Mn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.007	0.006	0.005	0.004	0.005
Ni	0.007	0.007	0.007	0.007	0.004	0.006	0.007	0.000	0.005
Ca	0.001	0.002	0.001	0.001	0.005	0.004	0.005	0.524	0.002
Suma de Cationes	2.997	3.000	3.006	2.992	3.006	3.008	2.988	2.620	2.998
Fo (%)	90	89	91	91	86	86	87	87	86

Tabla 7.1: Composición química (% m/m) y contenido de forsterita (Fo) de los olivinos analizados (cont. 3).

Mineral No.	AP-M4b	AP-M4	AP-M4	AP-M4	CB-M1	MLS-M2	MLS-M2	MLS-M2	MLS-M2
Roca	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita
Punto	1C-A16	1C-A19	2C-A22	4C-A23	3C-A26	1C-A28	1C-A29	2C-A34	3C-A36
SiO ₂	38.81	40.08	40.50	41.19	41.63	41.50	41.77	41.72	41.44
TiO ₂	0.02	0.01	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.06	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.08
FeO	20.21	14.69	14.94	11.84	9.30	8.77	9.04	8.92	8.75
MnO	0.53	0.29	0.23	0.17	0.16	0.13	0.14	0.11	0.12
MgO	40.80	45.56	44.50	46.90	49.35	50.38	50.32	50.02	49.57
NiO	0.08	0.31	0.37	0.20	0.24	0.34	0.40	0.33	0.31
CaO	0.21	0.18	0.19	0.24	0.14	0.02	0.04	0.06	0.01
Total	100.70	101.21	100.88	100.61	100.94	101.17	101.76	101.19	100.33
Si	0.994	0.995	1.008	1.012	1.008	1.001	1.003	1.006	1.007
Al	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Mg	1.558	1.687	1.651	1.718	1.781	1.811	1.801	1.798	1.796
Fe	0.433	0.305	0.311	0.243	0.188	0.177	0.182	0.180	0.178
Mn	0.012	0.006	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002
Ni	0.002	0.006	0.007	0.004	0.005	0.007	0.008	0.006	0.006
Ca	0.006	0.005	0.005	0.006	0.004	0.001	0.001	0.001	0.000
Suma de Cationes	3.005	3.004	2.990	2.988	2.991	2.999	2.997	2.994	2.992
Fo (%)	78	85	84	88	90	91	91	91	91

Mineral No.	MLS-M2	MLS-M2	MLS-M2	CLE-M7	CLE-M7	CUE-3
Roca	Lherzolita	Basalto	Basalto	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	3B-A37	3C-A38	3B-A39	1C-A42	2C-A45	2C-A48
SiO ₂	38.01	39.66	38.59	41.62	41.71	41.58
TiO ₂	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.04	0.03	0.01	0.03	0.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00
FeO	21.85	15.79	25.40	9.32	9.46	8.58
MnO	0.49	0.08	0.46	0.11	0.11	0.12
MgO	37.21	43.64	35.71	49.07	49.31	49.82
NiO	0.11	0.17	0.10	0.32	0.28	0.34
CaO	0.34	0.21	0.40	0.08	0.07	0.02
Total	98.04	99.70	100.80	100.61	101.04	100.48
Si	1.009	1.003	1.011	1.011	1.009	1.007
Al	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	1.473	1.646	1.395	1.777	1.778	1.798
Fe	0.485	0.334	0.557	0.189	0.191	0.174
Mn	0.011	0.002	0.010	0.002	0.002	0.003
Ni	0.002	0.003	0.002	0.006	0.005	0.007
Ca	0.010	0.006	0.011	0.002	0.002	0.001
Suma de Cationes	2.991	2.996	2.988	2.989	2.990	2.992
Fo (%)	75	83	71	90	90	91

Al hacer la correlación del contenido de forsterita en olivino vs. Mg# en el ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela se puede observar que no existe una correlación positiva (Fig. 7.2). Para el caso del ortopiroxeno, el intercambio de Fe-Mg entre estas dos fases es consistente y es independiente de la temperatura (Brey y Köhler, 1990), lo que se traduce en una correlación lineal de ~ 0.74 .

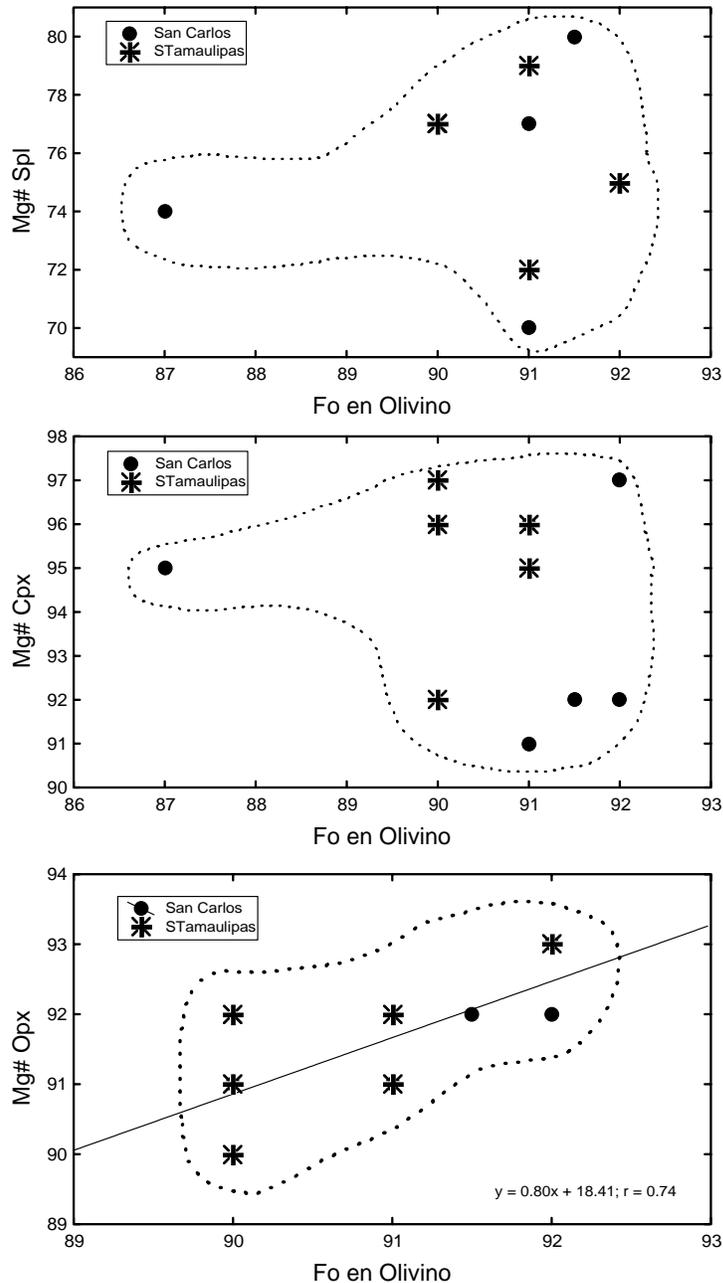


Fig. 7.2: Correlación entre el contenido de forsterita (Fo) en los olivinos versus Mg# en el ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela en las muestras estudiadas.

7.3 ORTOPIROXENO EN XENOLITOS

Se obtuvieron un total de treinta y dos análisis químicos de ortopiroxenos en xenolitos (Tabla 7.2). Poseen contenidos de MgO de 30.0% -34.6% y FeO de 4.0%-6.1%. El contenido de Cr₂O₃ varía de 0.21 a 0.58%, mientras que el contenido de Al₂O₃ varía de 1.4 a 4.7%. En las lherzolitas de espinela se observó que los ortopiroxenos presentan contenidos de En₈₇₋₉₁, clasificándose esencialmente como bronzitas (Fig. 7.3 a), en el diagrama propuesto por Morimoto et al. (1988). En algunos cristales de ortopiroxeno analizados se observaron lamelas de clinopiroxeno y espinela; además de que en algunos granos se presentaron inclusiones de olivino.

7.4 CLINOPIROXENO EN XENOLITOS, CUMULATOS Y BASALTOS

Se realizó un total de sesenta y ocho análisis de clinopiroxenos, correspondiendo cuarenta y cinco a rocas peridotíticas, trece a cumulatos y diez a basaltos respectivamente (Tabla 7.2). Los piroxenos cálcicos presentan contenidos en wollastonita y enstatita muy variados; observándose en las peridotitas valores de Wo₄₉₋₅₁–En₄₃₋₄₅; en los basaltos Wo₄₉₋₅₄–En₃₃₋₄₀ y en los cumulatos Wo₄₉₋₅₄–En₃₃₋₄₀. Es importante mencionar que, estequiométricamente la componente de Wo no debe rebasar el 50%; sin embargo, algunas mediciones exceden este valor. Esto podría ser consecuencia de un error analítico propio del equipo. La mayoría de los clinopiroxenos en las lherzolitas se clasifican como diópsidas (Fig. 7.3a) sin embargo, los piroxenos en los cumulatos son más ricos en hierro y calcio, clasificándose como augitas cálcicas en el diagrama de los piroxenos (Fig. 7.3b). Los clinopiroxenos en los basaltos presentan una composición similar a la observada en los cumulatos, siendo estos diópsidas y augitas cálcicas (Fig. 7.3c). Esto refleja una cristalización a más baja temperatura.

Los contenidos de Cr₂O₃ en los clinopiroxenos de las peridotitas varían de 0.4–2.0%; en los cumulatos 0.1 – 1.1% y los analizados en los basaltos de 0.01–0.9%. Los valores observados de Al₂O₃ en las peridotitas oscilan entre 1.5–9.5%; en los cumulatos de 2.8–13.2% y en los basaltos de 3.9–10.5%.

Tabla 7.2: Composición química (% m/m) y clasificación de los piroxenos analizados. Cerro Paz (Paz), Cerro Apóstol (Ap), Cerro Cuervo (Cue), Cerro Burgos (CB), Mesa Monteríos (Mont), Mesa La Sandía (MLS), Cerro Clementina (CLE) y Mesa San Fernando (MSF).

Mineral No.	Paz-1							
Roca	Lherzolita							
Punto	1B-A4	1C-A7	1C-A8	1C-A9	3C-A12	3C-A13	3B-A14	3C-A16
SiO ₂	50.04	49.86	51.27	51.70	51.49	51.09	50.75	50.31
TiO ₂	0.49	0.50	0.38	0.32	0.34	0.37	0.34	0.53
Al ₂ O ₃	7.02	6.32	5.72	5.29	5.20	5.29	5.68	6.38
Cr ₂ O ₃	0.53	0.52	0.39	0.39	0.51	0.52	0.63	0.68
FeO	3.67	3.60	3.30	3.40	3.34	3.24	3.62	3.83
MnO	0.15	0.14	0.10	0.07	0.10	0.10	0.07	0.10
MgO	13.99	14.49	14.81	14.79	14.80	14.49	14.93	14.29
NiO	0.00	0.02	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.00
CaO	22.78	22.88	22.73	22.98	22.33	22.54	22.66	22.50
Na ₂ O	1.15	1.05	0.99	1.07	1.12	1.04	1.09	1.17
K ₂ O	0.04	0.02	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02
Total	99.91	99.44	99.76	100.10	99.35	98.80	99.85	99.84
Si	1.82	1.82	1.87	1.88	1.88	1.88	1.85	1.83
Al	0.30	0.27	0.25	0.23	0.22	0.23	0.24	0.27
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Fe ⁺³	0.09	0.00	0.06	0.07	0.06	0.05	0.11	0.09
Mg	0.76	0.79	0.80	0.80	0.81	0.80	0.81	0.78
Fe ⁺²	0.02	0.11	0.04	0.04	0.04	0.05	0.00	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.89	0.90	0.89	0.89	0.87	0.89	0.88	0.88
Na	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.98	0.88	0.95	0.96	0.95	0.94	1.00	0.97
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.76	1.80	1.79	1.80	1.79	1.79	1.80	1.77
Wo %	50.37	49.79	49.41	49.67	48.97	49.76	48.92	49.51
En %	43.05	43.86	44.81	44.48	45.16	44.49	44.85	43.74
Fs %	6.58	6.35	5.77	5.85	5.88	5.75	6.23	6.75

Mineral No.	Paz-1	Paz-1	Paz-1	AP-M4b	CUE-3	CUE-3	CUE-3	CUE-3
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Cumulato	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	1C-A19	1B-A21	1C-A22	2C-A35	2C-A4	2C-A5	4C-A9	4C-A10
SiO ₂	50.76	50.82	4.40	45.18	51.57	55.64	55.20	49.63
TiO ₂	0.45	0.38	0.50	2.40	0.33	0.03	0.05	0.47
Al ₂ O ₃	6.54	6.26	6.39	8.78	4.47	3.02	3.41	4.76
Cr ₂ O ₃	0.68	0.61	0.61	0.41	0.78	0.24	0.27	0.87
FeO	4.04	3.41	3.91	6.36	2.20	6.06	5.97	2.14
MnO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.03	0.16	0.14	0.02
MgO	14.36	14.41	14.35	12.06	15.47	33.56	33.02	15.39
NiO	0.04	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.04	0.00
CaO	22.71	22.34	22.13	23.85	24.64	0.42	0.68	24.18
Na ₂ O	1.17	1.09	1.11	0.45	0.58	0.01	0.08	0.61
K ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02
Total	100.87	99.47	98.55	99.62	100.11	99.19	98.87	98.10
Si	1.83	1.86	1.82	1.68	1.87	1.93	1.92	1.84
Al	0.28	0.27	0.28	0.39	0.19	0.12	0.14	0.21
Ti	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
Fe ⁺³	0.10	0.06	0.11	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.77	0.79	0.79	0.67	0.84	1.74	1.72	0.85
Fe ⁺²	0.03	0.05	0.01	0.06	0.07	0.17	0.17	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.88	0.87	0.87	0.95	0.96	0.02	0.03	0.96
Na	0.08	0.08	0.08	0.03	0.04	0.00	0.01	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.97	0.94	0.99	0.92	0.93	0.91	0.91	0.93
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.78	1.77	1.79	1.82	1.86	1.93	1.92	1.87
Wo %	49.46	49.52	48.95	52.23	51.42	0.82	1.33	51.15
En %	43.52	44.45	44.16	36.74	44.94	89.85	89.39	45.29
Fs %	7.02	6.03	6.90	11.03	3.64	9.33	9.28	3.57

Tabla 7.2: Composición química (% m/m) y clasificación de los piroxenos analizados (cont. 1).

Mineral No.	CB-M3	CB-M3	CB-M8	CB-M8	CB-M1	CB-M1	MONT-M2	MONT-M2
Roca	Basalto	Dunita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Basalto	Harzburgita
Punto	XC-A11	3C-A15	1C-A18	2C-A19	1C-A25	1B-A26	1C-A28	2C-A29
SiO ₂	46.88	52.04	52.51	54.97	51.70	51.23	47.20	57.21
TiO ₂	1.69	0.19	0.33	0.06	0.46	0.52	2.34	0.02
Al ₂ O ₃	7.21	2.91	3.38	3.18	5.21	5.19	5.78	2.13
Cr ₂ O ₃	0.90	0.37	0.44	0.41	0.86	0.93	0.01	0.43
FeO	5.22	2.50	2.58	5.87	2.43	2.50	7.54	4.92
MnO	0.12	0.08	0.08	0.12	0.10	0.10	0.12	0.19
MgO	13.10	16.29	17.03	32.98	15.55	15.14	12.58	34.47
NiO	0.00	0.04	0.02	0.04	0.08	0.02	0.02	0.06
CaO	23.41	23.36	23.35	0.96	22.65	22.99	23.25	0.46
Na ₂ O	0.62	0.75	0.60	0.02	1.10	1.27	0.86	0.12
K ₂ O	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
Total	99.18	98.57	100.35	98.63	100.14	99.97	99.82	100.04
Si	1.74	1.91	1.89	1.92	1.87	1.86	1.76	1.96
Al	0.32	0.13	0.14	0.13	0.22	0.22	0.25	0.09
Ti	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.07	0.00
Cr	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01
Fe ⁺³	0.12	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.17	-0.02
Mg	0.73	0.89	0.92	1.72	0.84	0.82	0.70	1.76
Fe ⁺²	0.04	0.08	0.08	0.16	0.01	0.08	0.07	0.16
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.93	0.92	0.90	0.04	0.88	0.89	0.93	0.02
Na	0.04	0.05	0.04	0.00	0.08	0.09	0.06	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.95	0.92	0.92	0.92	0.99	0.92	0.91	0.92
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.82	1.89	1.90	1.93	1.79	1.79	1.86	1.93
Wo %	51.10	48.63	47.53	1.87	48.95	49.89	49.75	0.88
En %	39.80	47.17	48.24	89.06	46.78	45.71	37.46	91.50
Fs %	9.10	4.19	4.23	9.07	4.27	4.40	12.79	7.62

Mineral No.	MONT-M2	MONT-M2	MONT-M2	MONT-M2	MLS-M1	MONT-M4	MONT-M4	MONT-M4
Roca	Harzburgita	Basalto	Basalto	Basalto	Harzburgita	Dunita	Dunita	Dunita
Punto	3C-A33	4B-A34	4B-A35	4C-A36	1C-A37	1C-A43	1C-A44	1C-A45
SiO ₂	56.81	41.88	44.46	48.93	55.82	56.07	54.24	56.93
TiO ₂	0.00	3.78	4.05	1.92	0.01	0.05	0.09	0.01
Al ₂ O ₃	1.54	7.31	8.12	3.90	2.70	2.47	2.93	2.22
Cr ₂ O ₃	0.39	0.05	0.00	0.04	0.58	0.53	0.77	0.41
FeO	5.41	7.51	7.97	6.93	5.16	4.06	1.85	5.25
MnO	0.12	0.05	0.12	0.13	0.15	0.19	0.09	0.11
MgO	34.58	10.58	11.24	13.45	33.85	30.06	16.89	34.91
NiO	0.08	0.08	0.03	0.00	0.09	0.08	0.01	0.09
CaO	0.45	24.13	23.20	23.86	0.67	7.38	23.53	0.52
Na ₂ O	0.10	0.86	0.77	0.55	0.20	0.20	0.75	0.03
K ₂ O	0.03	0.08	0.04	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00
Total	99.50	98.29	100.13	99.79	99.28	101.10	101.15	100.47
Si	1.96	1.62	1.66	1.82	1.93	1.93	1.94	1.94
Al	0.06	0.33	0.36	0.17	0.11	0.10	0.12	0.09
Ti	0.00	0.11	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01
Fe ⁺³	0.01	0.00	0.15	0.12	0.02	0.03	0.02	0.01
Mg	1.78	0.61	0.63	0.75	1.75	1.54	0.90	1.78
Fe ⁺²	0.14	0.24	0.10	0.09	0.12	0.08	0.03	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	1.00	0.93	0.95	0.02	0.27	0.90	0.02
Na	0.01	0.06	0.06	0.04	0.01	0.01	0.05	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.93	0.72	0.86	0.89	0.93	0.95	0.96	0.93
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.96	1.86	1.81	1.91	1.93	1.94	1.86	1.95
Wo %	0.85	53.92	51.38	49.63	1.29	14.05	48.47	0.098
En %	90.99	32.90	34.64	38.91	90.73	79.63	48.41	91.017
Fs %	8.16	13.18	13.98	11.45	7.98	6.31	3.11	7.85

Tabla 7.2: Composición química (% m/m) y clasificación de los piroxenos analizados (cont. 2).

Mineral No.	MONT-M4	MONT-M4	MONT-M4	MONT-M4	MLS-M2	MLS-M2	MLS-M2	CB-M4
Roca	Dunita	Dunita	Dunita	Basalto	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita
Punto	1C-A47	2C-A49	2C-A50	3C-A51	1C-A52	2C-A54	2C-A55	1C-A57
SiO ₂	56.17	53.13	52.81	46.79	53.18	54.20	55.38	52.20
TiO ₂	0.05	0.11	0.06	2.65	0.06	0.11	0.01	0.64
Al ₂ O ₃	2.52	2.78	7.08	6.28	3.88	2.24	3.24	4.25
Cr ₂ O ₃	0.38	0.89	1.34	0.04	0.50	0.56	0.34	0.57
FeO	5.09	1.95	5.05	7.66	1.64	1.66	5.88	2.72
MnO	0.14	0.06	0.11	0.14	0.05	0.04	0.16	0.07
MgO	34.46	16.52	32.29	11.96	16.50	16.70	33.72	16.19
NiO	0.09	0.08	0.06	0.04	0.01	0.09	0.07	0.04
CaO	0.48	23.45	0.48	23.59	23.83	24.88	0.27	22.72
Na ₂ O	0.03	0.68	0.01	0.68	0.92	0.39	0.02	0.77
K ₂ O	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.45	99.71	99.31	99.93	100.62	100.93	99.10	100.22
Si	1.94	1.93	1.83	1.75	1.91	1.95	1.92	1.89
Al	0.10	0.12	0.29	0.28	0.16	0.10	0.13	0.18
Ti	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr	0.01	0.03	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
Fe ⁺³	0.01	0.03	0.01	0.13	0.00	0.01	0.01	0.04
Mg	1.77	0.90	1.67	0.67	0.88	0.90	1.75	0.87
Fe ⁺²	0.14	0.03	0.14	0.11	0.05	0.04	0.16	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.91	0.02	0.94	0.92	0.96	0.01	0.88
Na	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.03	0.00	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.93	0.97	0.92	0.86	0.95	0.96	0.92	0.96
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.94	1.87	1.84	1.85	1.85	1.91	1.93	1.84
Wo %	0.92	48.86	0.98	50.93	49.54	50.33	0.51	47.92
En %	91.30	47.88	90.88	35.92	47.73	46.99	90.40	47.49
Fs %	7.78	3.26	8.14	13.15	2.74	2.68	9.09	4.59

Mineral No.	CB-M4	CB-M4	CB-M4	CLE-M7	CLE-M7	CLE-M7	CB-M2	CB-M2
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	1C-A61	2C-A62	2C-A64	1C-A68	1C-A71	2C-A72	1C-A74	2C-A77
SiO ₂	48.57	55.69	47.73	51.38	52.16	56.29	56.76	56.89
TiO ₂	0.12	0.15	0.41	0.16	0.22	0.14	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	0.57	3.49	9.53	5.05	4.73	3.43	1.39	1.49
Cr ₂ O ₃	0.65	0.34	2.07	1.05	1.05	0.44	0.27	0.42
FeO	5.55	6.04	3.89	2.43	2.26	6.04	5.15	5.47
MnO	0.06	0.19	0.11	0.10	0.06	0.12	0.11	0.13
MgO	32.32	33.43	16.58	15.58	15.64	33.27	34.19	34.66
NiO	0.10	0.06	0.12	0.00	0.01	0.11	0.08	0.01
CaO	12.47	0.45	20.67	21.16	21.62	0.60	0.41	0.41
Na ₂ O	0.55	0.03	0.67	1.60	1.55	0.11	0.06	0.04
K ₂ O	0.10	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	101.07	99.85	101.86	98.50	99.31	100.57	98.49	99.53
Si	1.66	1.92	1.70	1.88	1.89	1.93	1.98	1.96
Al	0.02	0.14	0.40	0.22	0.20	0.14	0.06	0.06
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr	0.02	0.01	0.06	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	-0.02	0.00
Mg	1.64	1.72	0.88	0.85	0.85	1.70	1.78	1.78
Fe ⁺²	0.16	0.18	0.12	0.07	0.07	0.19	0.17	0.16
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.46	0.02	0.79	0.83	0.84	0.02	0.02	0.02
Na	0.04	0.00	0.05	0.11	0.11	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.91	0.91	0.88	0.92	0.92	0.90	0.91	0.92
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	2.26	1.92	1.78	1.76	1.76	1.90	1.95	1.96
Wo %	20.18	0.87	44.10	47.23	47.83	1.15	0.79	0.77
En %	72.74	89.76	49.23	48.37	48.16	89.54	91.32	90.97
Fs %	7.08	9.37	6.67	4.40	4.02	9.31	7.89	8.26

Tabla 7.2: Composición química (% m/m) y clasificación de los piroxenos analizados (cont. 3).

Mineral No.	CB-M2	CLE-M1d	CLE-M1d	CLE-M1d	CLE-M1d	CLE-M1d	MSF-M1	MSF-M1
Roca	Basalto	Lherzolita						
Punto	5C-A80	1C-A1	1C-A3	1C-A5	2C-A6	2B-A7	1C-A10	1C-A14
SiO ₂	42.90	53.07	55.62	55.48	52.75	52.28	55.68	52.32
TiO ₂	4.01	0.21	0.04	0.03	0.18	0.21	0.04	0.39
Al ₂ O ₃	10.36	4.65	3.09	3.89	4.62	2.20	4.03	6.50
Cr ₂ O ₃	0.03	0.86	0.35	0.46	0.99	0.97	0.27	0.85
FeO	7.20	2.56	6.18	5.82	2.40	2.52	6.10	2.47
MnO	0.11	0.12	0.09	0.16	0.02	0.08	0.07	0.05
MgO	10.77	15.64	33.67	32.96	15.83	16.36	32.88	14.55
NiO	0.00	0.03	0.06	0.08	0.09	0.02	0.08	0.01
CaO	23.85	21.82	0.55	0.53	21.97	24.19	0.55	20.91
Na ₂ O	0.58	1.45	0.08	0.06	1.44	0.71	0.06	1.66
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02
Total	99.88	100.43	99.75	99.48	100.31	99.65	99.75	99.75
Si	1.60	1.91	1.92	1.92	1.90	1.91	1.93	1.90
Al	0.46	0.20	0.13	0.16	0.20	0.09	0.16	0.28
Ti	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
Fe ⁺³	0.15	0.05	0.03	-0.02	0.07	0.00	-0.02	0.00
Mg	0.60	0.84	1.73	1.70	0.85	0.89	1.70	0.79
Fe ⁺²	0.07	0.03	0.15	0.19	0.00	0.08	0.20	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.96	0.84	0.02	0.02	0.85	0.95	0.02	0.81
Na	0.04	0.10	0.01	0.00	0.10	0.05	0.00	0.12
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.89	0.97	0.92	0.90	1.00	0.92	0.89	0.92
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.78	1.76	1.94	1.90	1.77	1.91	1.89	1.67
Wo %	53.55	47.78	1.05	1.04	47.87	49.38	1.07	48.49
En %	33.65	47.65	89.59	89.81	48.01	46.48	89.51	46.95
Fs %	12.80	4.57	9.36	9.14	4.12	4.14	9.42	4.57

Mineral No.	MSF-M1	MSF-M1	MSF-M1	MSF-M1	MSF-M1	AP-M4	AP-M4	AP-M4
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Cumulato	Cumulato	Cumulato
Punto	1C-A15	2C-A16	2C-A17	2C-A19	2C-A20	5C-A21	5B-A22	5B-A23
SiO ₂	52.59	52.33	54.90	55.18	54.90	50.15	50.37	47.24
TiO ₂	0.34	0.38	0.11	0.04	0.07	0.50	0.36	1.93
Al ₂ O ₃	5.84	6.07	4.32	4.05	4.10	4.32	3.66	6.35
Cr ₂ O ₃	0.73	0.75	0.21	0.30	0.29	0.00	0.04	0.04
FeO	2.34	2.45	6.33	5.83	6.03	8.79	11.87	6.41
MnO	0.05	0.11	0.14	0.09	0.07	0.46	0.46	0.10
MgO	15.29	14.94	31.83	33.06	33.42	12.01	10.53	13.40
NiO	0.06	0.06	0.09	0.07	0.11	0.00	0.02	0.00
CaO	21.98	21.74	1.50	0.46	0.54	21.95	22.22	23.81
Na ₂ O	1.48	1.44	0.13	0.06	0.07	0.68	0.86	0.41
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
Total	100.70	100.27	99.57	99.16	99.62	98.88	100.40	99.74
Si	1.89	1.89	1.91	1.92	1.90	1.89	1.89	1.75
Al	0.25	0.26	0.18	0.17	0.17	0.19	0.16	0.28
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05
Cr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺³	0.05	0.03	0.00	-0.01	0.03	0.05	0.10	0.14
Mg	0.82	0.80	1.65	1.71	1.72	0.67	0.59	0.74
Fe ⁺²	0.02	0.05	0.18	0.18	0.14	0.23	0.28	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.84	0.84	0.06	0.02	0.02	0.89	0.89	0.95
Na	0.10	0.10	0.01	0.00	0.00	0.05	0.06	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.97	0.94	0.90	0.91	0.92	0.75	0.68	0.93
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.73	1.72	1.89	1.90	1.92	1.85	1.87	1.89
Wo %	48.71	48.82	2.94	0.90	1.05	47.84	47.78	50.09
En %	47.15	46.70	87.12	90.06	89.76	36.41	31.51	39.23
Fs %	4.14	4.48	9.94	9.05	9.19	15.75	20.70	10.69

Tabla 7.2: Composición química (% m/m) y clasificación de los piroxenos analizados (cont. 4).

Mineral No.	AP-M4	AP-M4	AP-M4	MSF-M2	MSF-M2	MSF-M2	MSF-M2	MSF-M2
Roca	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	2C-A24	2C-A25	2B-A26	1C-A27	1C-A30	1C-A31	1C-A32	1C-A34
SiO ₂	54.14	52.94	48.97	54.34	52.01	54.80	51.66	55.18
TiO ₂	0.22	0.32	1.51	0.09	0.54	0.08	0.45	0.12
Al ₂ O ₃	2.92	1.54	6.00	4.84	7.27	4.45	7.16	4.65
Cr ₂ O ₃	0.42	0.49	0.77	0.33	0.70	0.26	0.71	0.26
FeO	4.58	4.62	5.38	6.04	2.46	6.13	2.58	5.58
MnO	0.16	0.20	0.16	0.17	0.06	0.08	0.07	0.10
MgO	15.85	16.17	14.36	31.99	14.83	32.34	14.76	32.54
NiO	0.02	0.07	0.07	0.03	0.04	0.08	0.00	0.09
CaO	20.10	22.62	22.65	0.77	20.78	0.51	20.61	0.64
Na ₂ O	1.81	0.82	0.63	0.14	1.80	0.10	1.95	0.10
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Total	100.29	99.88	100.52	98.74	100.54	98.84	99.97	99.27
Si	1.96	1.94	1.79	1.90	1.87	1.91	1.86	1.92
Al	0.12	0.07	0.26	0.20	0.31	0.18	0.30	0.19
Ti	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Cr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Fe ⁺³	0.07	0.09	0.10	0.00	0.04	-0.02	0.07	-0.03
Mg	0.85	0.88	0.78	1.67	0.79	1.68	0.79	1.68
Fe ⁺²	0.07	0.05	0.07	0.18	0.03	0.20	0.01	0.19
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.78	0.89	0.89	0.03	0.80	0.02	0.80	0.02
Na	0.13	0.06	0.04	0.01	0.13	0.01	0.14	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.92	0.95	0.92	0.90	0.96	0.90	0.99	0.90
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.77	1.91	1.84	1.88	1.67	1.88	1.67	1.87
Wo %	43.83	46.27	48.23	1.54	47.91	1.01	47.69	1.28
En %	48.08	46.02	42.56	88.79	47.57	89.38	47.52	89.93
Fs %	8.08	7.71	9.20	9.67	4.53	9.62	4.80	8.80

Mineral No.	MSF-M2	MSF-M2	MSF-M2	CLE-M2	CLE-M2	CLE-M2	CLE-M2	AP-M4b
Roca	Harzburgita	Cumulato						
Punto	2C-A35	2C-A36	3C-A37	1C-A41	2C-A44	2C-A45	2C-A46	2C-A3
SiO ₂	54.82	53.56	54.82	52.78	55.80	54.89	55.32	50.96
TiO ₂	0.09	0.10	0.13	0.15	0.04	0.07	0.03	1.12
Al ₂ O ₃	4.43	4.66	4.22	4.44	3.63	0.54	3.54	5.71
Cr ₂ O ₃	0.32	0.21	0.21	0.78	0.34	0.77	0.34	1.17
FeO	5.70	6.15	5.94	2.28	5.86	2.54	5.59	4.78
MnO	0.13	0.13	0.09	0.04	0.09	0.13	0.16	0.16
MgO	32.76	33.17	32.92	16.04	33.46	18.17	33.07	15.41
NiO	0.01	0.03	0.10	0.08	0.07	0.08	0.08	0.10
CaO	0.62	0.55	0.59	22.62	0.69	21.99	0.56	21.06
Na ₂ O	0.07	0.12	0.10	1.28	0.06	0.70	0.11	0.90
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03
Total	98.94	98.71	99.13	100.52	100.06	100.00	98.85	101.44
Si	1.91	1.87	1.91	1.90	1.92	1.99	1.93	1.84
Al	0.18	0.19	0.17	0.19	0.15	0.02	0.15	0.24
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Cr	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03
Fe ⁺³	-0.01	0.08	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05
Mg	1.70	1.72	1.71	0.86	1.72	0.98	1.72	0.83
Fe ⁺²	0.17	0.10	0.16	0.07	0.17	0.05	0.17	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.02	0.02	0.87	0.03	0.85	0.02	0.81
Na	0.00	0.01	0.01	0.09	0.00	0.05	0.01	0.06
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.91	0.94	0.91	0.93	0.91	0.95	0.91	0.90
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.89	1.93	1.90	1.80	1.91	1.91	1.91	1.79
Wo %	1.21	1.07	1.15	48.38	1.33	44.55	1.10	45.42
En %	89.82	89.43	89.64	47.74	89.73	51.22	90.12	46.25
Fs %	8.97	9.50	9.21	3.88	8.95	4.22	8.79	8.32

Tabla 7.2: Composición química (% m/m) y clasificación de los piroxenos analizados (cont. 5).

Mineral No.	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4b	AP-M4	AP-M4	AP-M4
Roca	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Basalto	Basalto	Cumulato	Cumulato	Basalto
Punto	2C-A4	2C-A6	3C-A12	4C-A13	4B-A14	2C-A20	2B-A21	4C-A24
SiO ₂	49.37	32.70	43.52	51.08	43.35	54.08	52.32	49.03
TiO ₂	1.48	0.02	3.54	0.58	3.51	0.30	0.85	1.54
Al ₂ O ₃	5.64	13.29	10.26	4.13	10.55	2.87	3.18	6.87
Cr ₂ O ₃	0.55	0.13	0.04	0.00	0.09	0.46	0.72	0.19
FeO	5.43	16.49	7.63	8.40	7.88	4.85	4.43	5.72
MnO	0.15	0.25	0.08	0.25	0.10	0.22	0.06	0.06
MgO	14.14	19.15	10.96	12.69	11.13	15.82	15.62	13.62
NiO	0.00	0.14	0.05	0.00	0.01	0.03	0.04	0.01
CaO	23.98	2.62	24.20	22.50	24.27	20.16	23.94	23.87
Na ₂ O	0.43	0.15	0.49	1.31	0.46	1.78	0.56	0.54
K ₂ O	0.00	0.13	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00
Total	101.17	85.06	100.82	100.97	101.39	100.59	101.79	101.47
Si	1.80	1.39	1.61	1.87	1.60	1.95	1.88	1.78
Al	0.24	0.66	0.45	0.18	0.46	0.12	0.13	0.29
Ti	0.04	0.00	0.10	0.02	0.10	0.01	0.02	0.04
Cr	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Fe ⁺³	0.10	0.58	0.17	0.14	0.19	0.07	0.07	0.10
Mg	0.77	1.21	0.60	0.69	0.61	0.85	0.84	0.74
Fe ⁺²	0.07	0.01	0.07	0.12	0.06	0.07	0.06	0.08
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.94	0.12	0.96	0.88	0.96	0.78	0.92	0.93
Na	0.03	0.01	0.03	0.09	0.03	0.12	0.04	0.04
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.92	1.00	0.90	0.86	0.92	0.92	0.93	0.90
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.87	1.92	1.80	1.84	1.81	1.78	1.90	1.84
Wo %	49.95	6.19	53.23	47.96	52.77	43.70	48.68	50.43
En %	40.99	62.95	33.53	37.64	33.68	47.71	44.19	40.04
Fs %	9.06	30.86	13.24	14.40	13.55	8.58	7.13	9.53

Mineral No.	CB-M1	MLS-M2	MLS-M2	MLS-M2	CLE-M7	CLE-M7	CUE-3	CUE-3
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	3C-A27	1C-A30	1C-A31	2C-A35	1C-A43	2C-A46	2C-A49	2C-A50
SiO ₂	52.80	53.89	54.24	54.95	53.72	56.78	56.68	52.53
TiO ₂	0.42	0.09	0.06	0.05	0.26	0.04	0.11	0.37
Al ₂ O ₃	4.70	2.93	2.38	2.20	4.75	3.19	3.20	4.40
Cr ₂ O ₃	0.78	0.73	0.56	0.54	0.99	0.37	0.26	0.76
FeO	2.38	1.66	1.62	1.78	2.23	6.08	5.97	2.14
MnO	0.10	0.12	0.05	0.03	0.07	0.12	0.10	0.02
MgO	15.74	17.15	17.05	16.42	15.60	33.28	33.50	15.73
NiO	0.07	0.00	0.05	0.07	0.08	0.04	0.00	0.00
CaO	23.02	24.66	25.00	25.23	21.73	0.61	0.66	25.02
Na ₂ O	1.06	0.41	0.48	0.42	1.57	0.06	0.03	0.49
K ₂ O	0.05	0.12	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Total	101.16	101.67	101.48	101.72	101.00	100.60	100.51	101.54
Si	1.89	1.92	1.94	1.96	1.92	1.95	1.95	1.88
Al	0.20	0.12	0.10	0.09	0.20	0.13	0.13	0.19
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02
Fe ⁺³	0.05	0.00	0.04	-0.01	0.02	-0.04	-0.03	0.04
Mg	0.84	0.91	0.91	0.87	0.83	1.70	1.71	0.84
Fe ⁺²	0.02	0.05	0.01	0.06	0.04	0.21	0.20	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.88	0.94	0.96	0.97	0.83	0.02	0.02	0.96
Na	0.07	0.03	0.03	0.03	0.11	0.00	0.00	0.03
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
# Mg	0.97	0.95	0.99	0.93	0.95	0.89	0.89	0.98
QUAD (Ca, Mg, Σ Fe)	1.80	1.90	1.91	1.90	1.73	1.90	1.91	1.87
Wo %	49.12	49.41	49.99	50.99	48.04	1.17	1.27	51.49
En %	46.75	47.81	47.42	46.15	47.99	89.48	89.61	45.04
Fs %	4.13	2.78	2.59	2.86	3.97	9.34	9.11	3.47

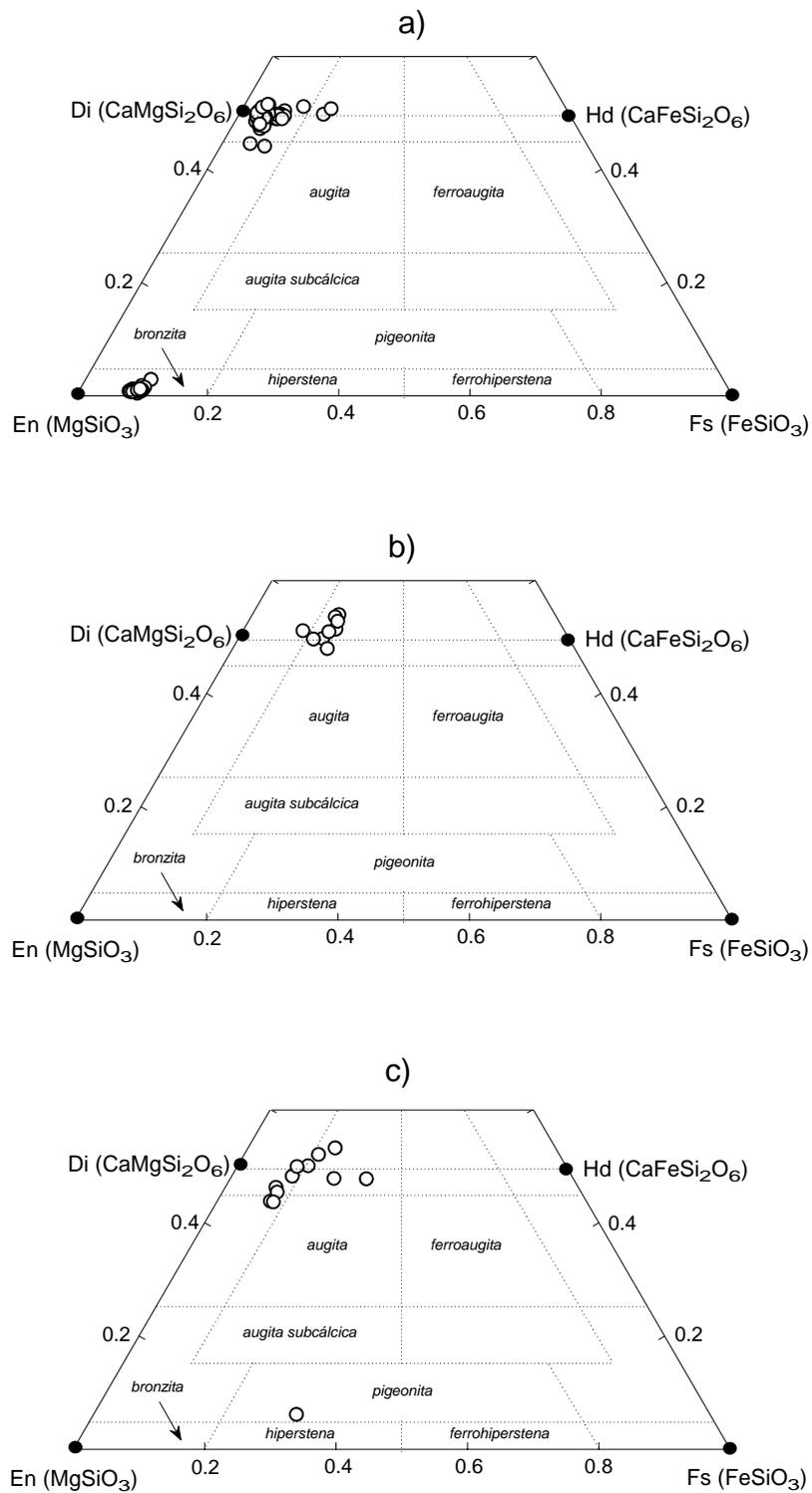


Fig. 7.3: Diagrama de clasificación de los piroxenos analizados. a) Piroxenos analizados en xenolitos; b) Piroxenos en cumulos y c) Piroxenos en basaltos.

Cabe señalar que el xenolito CB-M4 es considerado como el más fértil, ya que presenta un contenido de 2.0% de Cr_2O_3 y 9.53% de Al_2O_3 . Cuando se grafica la relación $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ de los piroxenos en coexistencia con las espinelas (Fig. 7.4), se observa una relación positiva la cual es un indicador para los diferentes grados de fusión parcial de los protolitos (Chen et al., 2001).

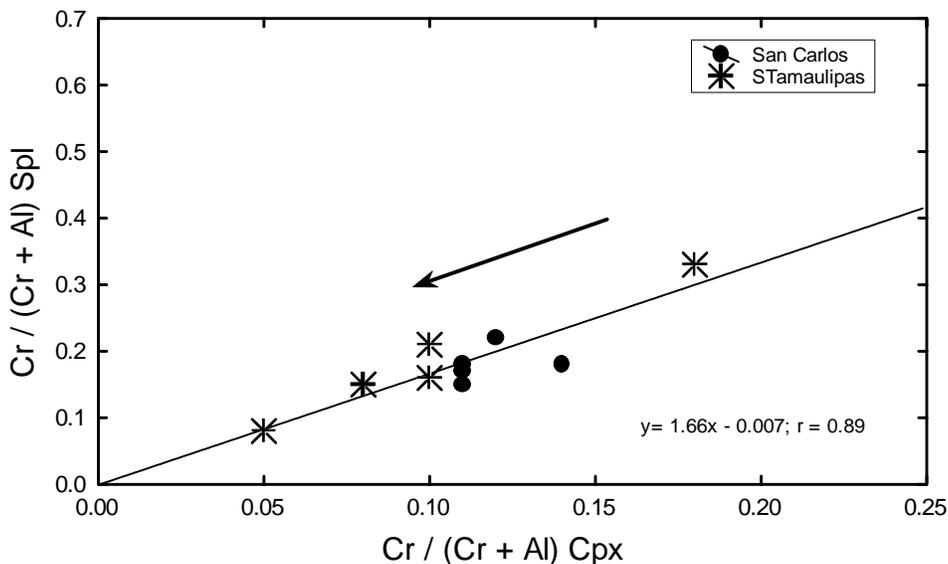


Fig. 7.4: Diagrama de variación en base a la relación de $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ en la espinela y el clinopiroxeno en los diferentes xenolitos analizados. La flecha indica la dirección de la fusión parcial.

Otra característica que sugiere un control mediante la fusión parcial, es la relación del Mg# del Cpx en dependencia del Al_2O_3 y del TiO_2 , en donde los contenidos de Al y el Ti decrecen a medida que se incrementa el Mg# del Cpx (Chen et al., 2001). Para el caso de las muestras analizadas para este trabajo, se puede observar que no existe una buena correlación entre estas relaciones (Fig. 7.5), lo cual sugiere que estos xenolitos representan diversas zonas del Manto Superior y que se originaron a partir de protolitos diferentes.

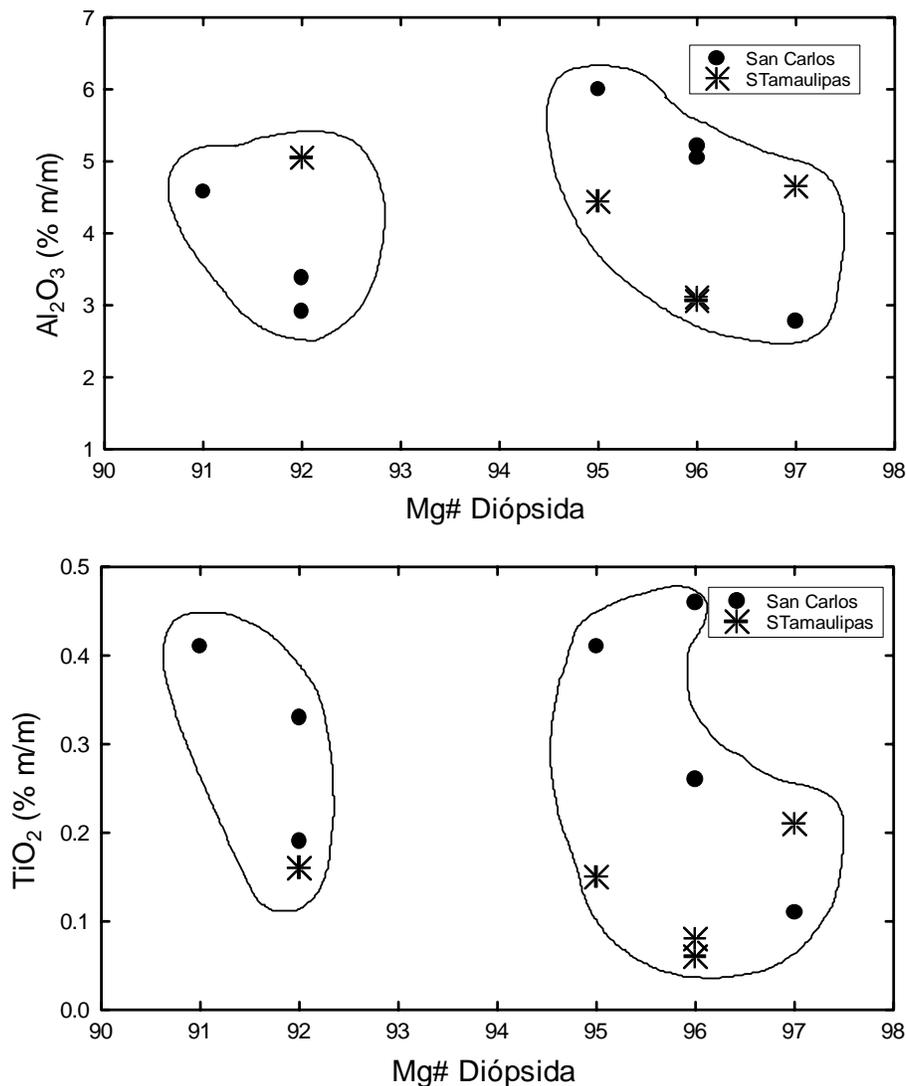


Fig. 7.5: Diagrama de variación del Mg# vs. Al₂O₃ y TiO₂ en los clinopiroxenos presentes en los xenolitos de la SSCC y ST.

7.5 ESPINELA

Se realizaron un total de treinta y cuatro análisis químicos de espinelas en los xenolitos del Manto, ya que estas no ocurren en los basaltos ni en los cumulos (Tabla 7.3). La espinela ocurre como granos aislados de forma irregular, o como inclusiones en otras fases, especialmente en clinopiroxeno.

Tabla 7.3: Composición química (% m/m) y clasificación de las espinelas analizadas. Cerro Paz (Paz), Cerro Apóstol (Ap), Cerro Cuervo (Cue), Cerro Burgos (CB), Mesa Monteríos (Mont), Mesa La Sandía (MLS), Cerro Clementina (CLE) y Mesa San Fernando (MSF).

Mineral No.	PAZ-1	PAZ-1	PAZ-1	AP-M4	CUE-3	CB-M3	CB-M1	MLS-M1	MLS-M1
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Cumulato	Harzburgita	Dunita	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	1C-A5	1B-A6	3C-A15	2C-A34	4C-A8	3C-A13	1B-A23	2C-A39	2C-A40
SiO ₂	0.07	0.07	0.02	0.02	0.03	0.03	0.08	0.01	0.03
TiO ₂	0.14	0.14	0.19	2.15	0.08	0.08	0.18	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	57.03	56.42	53.17	17.15	46.50	52.93	51.63	39.44	27.10
Cr ₂ O ₃	7.48	7.50	11.33	42.59	18.81	14.00	15.06	31.42	44.43
FeO	15.65	15.66	16.21	26.30	16.66	12.79	13.07	12.05	13.09
MnO	0.21	0.09	0.12	0.35	0.13	0.08	0.10	0.21	0.22
MgO	18.98	18.88	18.07	11.68	16.87	20.25	19.46	17.88	15.91
NiO	0.25	0.26	0.27	0.13	0.28	0.36	0.34	0.18	0.16
CaO	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.18	0.06	0.08	0.01	0.13	0.01	0.03	0.01	0.00
K ₂ O	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02
Total	100.04	99.17	99.46	100.41	99.49	100.60	100.05	101.25	100.96
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.75	1.74	1.67	0.64	1.50	1.63	1.61	1.29	0.94
Ti	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.15	0.16	0.24	1.06	0.41	0.29	0.32	0.69	1.03
Fe ⁺³	0.10	0.09	0.09	0.20	0.09	0.08	0.07	0.03	0.03
Mg	0.74	0.74	0.72	0.55	0.69	0.79	0.77	0.74	0.70
Fe ⁺²	0.24	0.25	0.27	0.49	0.29	0.20	0.22	0.25	0.29
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe2)	0.75	0.75	0.73	0.53	0.70	0.80	0.77	0.75	0.70
Cr/(Cr+Al)	0.08	0.08	0.13	0.62	0.21	0.15	0.16	0.35	0.52

Mineral No.	MONT-M4	MONT-M4	MLS-M2	CB-M4	CB-M4	CB-M4	CLE-M7	CLE-M7	CB-M2
Roca	Dunita	Dunita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	2C-A42	2C-A48	2C-A53	2C-A58	2C-A62	2C-A67	2C-A69	2C-A70	2C-A76
SiO ₂	0.14	0.07	0.00	0.04	0.07	0.00	0.05	0.04	0.06
TiO ₂	0.10	0.11	0.00	0.18	0.07	0.07	0.07	0.09	0.11
Al ₂ O ₃	40.28	41.16	53.52	53.81	55.68	51.39	49.30	49.59	17.26
Cr ₂ O ₃	29.61	30.45	16.35	14.83	11.89	15.89	20.68	21.48	52.47
FeO	11.36	11.60	11.33	11.48	12.37	15.04	11.40	10.46	18.24
MnO	0.20	0.13	0.19	0.15	0.10	0.13	0.10	0.14	0.29
MgO	18.11	18.32	19.59	20.18	20.55	19.06	19.34	18.60	14.14
NiO	0.26	0.22	0.33	0.27	0.40	0.43	0.26	0.33	0.13
CaO	0.33	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
Na ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Total	100.39	102.07	101.33	100.96	101.13	102.05	101.22	100.78	102.70
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.31	1.32	1.64	1.65	1.69	1.58	1.54	1.56	0.62
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.65	0.66	0.34	0.30	0.24	0.33	0.43	0.45	1.26
Fe ⁺³	0.03	0.01	0.02	0.04	0.06	0.09	0.02	-0.02	0.11
Mg	0.75	0.74	0.76	0.78	0.79	0.74	0.76	0.74	0.64
Fe ⁺²	0.24	0.25	0.23	0.21	0.20	0.24	0.23	0.25	0.35
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe2)	0.76	0.75	0.77	0.79	0.79	0.75	0.77	0.75	0.65
Cr/(Cr+Al)	0.33	0.33	0.17	0.16	0.13	0.17	0.22	0.23	0.67

Tabla 7.3: Composición química (% m/m) y clasificación de las espinelas analizadas (cont. 1)

Mineral No.	CLE-M1d	MSF-M1	MSF-M2	MSF-M2	CLE-M2	CLE-M2	CLE-M2	AP-M4b	AP-M4b
Roca	Lherzolita	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita	Cumulato	Cumulato
Punto	1C-A2	1C-A13	1C-A28	1C-A33	1C-A38	1C-A39	1C-A43	2C-A1	2C-A7
SiO ₂	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07
TiO ₂	0.06	0.10	0.12	0.14	0.04	0.07	0.00	1.54	1.95
Al ₂ O ₃	52.58	59.22	59.94	61.38	54.93	54.70	54.76	15.24	15.81
Cr ₂ O ₃	16.81	10.32	8.06	7.96	14.53	14.87	13.54	46.46	46.37
FeO	12.13	10.05	9.34	9.20	11.16	10.88	10.54	26.27	26.35
MnO	0.18	0.09	0.11	0.09	0.12	0.07	0.08	0.40	0.42
MgO	19.57	20.67	20.61	21.41	20.51	20.34	20.62	10.61	10.20
NiO	0.27	0.53	0.34	0.34	0.30	0.31	0.28	0.19	0.14
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Total	101.63	101.04	98.58	100.67	101.67	101.36	99.96	100.85	101.33
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.62	1.78	1.83	1.83	1.67	1.67	1.68	0.57	0.59
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
Cr	0.35	0.21	0.16	0.16	0.30	0.30	0.28	1.17	1.16
Fe ⁺³	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	0.03	0.04	0.19	0.15
Mg	0.76	0.78	0.79	0.81	0.79	0.78	0.80	0.50	0.48
Fe ⁺²	0.23	0.20	0.20	0.19	0.20	0.21	0.19	0.51	0.55
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe2)	0.77	0.79	0.80	0.81	0.79	0.79	0.81	0.50	0.47
Cr/(Cr+Al)	0.18	0.10	0.08	0.08	0.15	0.15	0.14	0.67	0.66

Mineral No.	AP-M4b	CB-M1	MLS-M2	MLS-M2	CLE-M7	CLE-M7	CLE-M7
Roca	Cumulato	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Harzburgita	Harzburgita	Harzburgita
Punto	2B-A8	3C-A25	2C-A32	2B-A33	1C-A40	1C-A41	1C-A47
SiO ₂	0.08	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04
TiO ₂	2.16	0.37	0.02	20.45	0.08	0.12	0.04
Al ₂ O ₃	26.81	48.02	52.41	7.60	49.78	49.32	49.91
Cr ₂ O ₃	31.86	16.50	16.78	6.83	19.70	20.57	19.74
FeO	27.99	16.22	13.01	58.25	11.24	11.35	11.03
MnO	0.34	0.17	0.18	0.50	0.15	0.10	0.08
MgO	11.99	18.11	18.10	5.51	19.52	19.17	19.17
NiO	0.21	0.29	0.30	0.17	0.36	0.28	0.28
CaO	0.02	0.03	0.00	0.05	0.04	0.00	0.02
Na ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.00	0.01	0.13	0.03
K ₂ O	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
Total	101.53	99.77	100.88	99.39	100.87	101.17	100.33
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.94	1.53	1.63	0.31	1.55	1.54	1.57
Ti	0.05	0.01	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00
Cr	0.75	0.35	0.35	0.19	0.41	0.43	0.42
Fe ⁺³	0.20	0.10	0.02	0.45	0.03	0.03	0.02
Mg	0.53	0.73	0.71	0.28	0.77	0.76	0.76
Fe ⁺²	0.50	0.26	0.27	1.22	0.22	0.22	0.23
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe2)	0.52	0.73	0.72	0.19	0.78	0.78	0.77
Cr/(Cr+Al)	0.44	0.19	0.18	0.38	0.21	0.22	0.21

Además, se observó que algunos granos de espinela presentan inclusiones de olivino. Las espinelas presentan contenidos de Cr_2O_3 que varían de acuerdo al tipo de roca; en las lherzolitas los valores son de 6.83–16.4%, en las harzburgitas es de 14.5–52.5% y en las dunitas el contenido es de 14–30.45%. Por su parte, el contenido de Al_2O_3 es de 7.6–59.3% en las lherzolitas, de 17.3–61.4% en las harzburgitas y de 41–53% en las dunitas. En el diagrama de clasificación de espinelas de la figura 7.6 se observa que las espinelas se ubican en el campo de las espinelas en el sentido estricto, donde los xenolitos de la SSCC y ST, presentan composiciones muy similares.

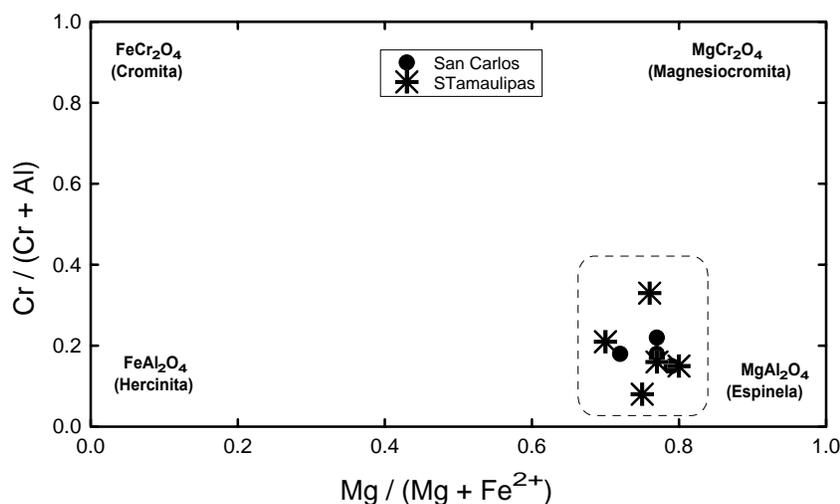


Fig. 7.6: Composición de las espinelas analizadas en xenolitos de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas respectivamente. Diagrama propuesto por Haggerty (1991).

Las relaciones de $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ vs. $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe})$ se utilizan para construir el diagrama propuesto por Carswell (1980). Esta clasificación define lherzolitas de espinelas ricas en aluminio ($100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) < 25$), lherzolitas con espinelas ricas en cromo ($100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) 25-65$) y lherzolitas cromíferas ($100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) > 65$). La mayoría de las espinelas analizadas se ubican en el campo de las lherzolitas con espinelas ricas en aluminio, exceptuando una muestra de la SSCC y otra de la ST, las cuales son más ricas en cromo (Fig. 7.7). El hecho de que las lherzolitas de espinela ricas en aluminio sean los tipos de nódulos más comunes en basaltos alcalinos, mientras que las lherzolitas de granate, que contienen más cromo, sean los

tipos dominantes en kimberlitas se atribuye a que el vulcanismo basáltico alcalino se genera en zonas con geotermas más someras (Carswell, 1980). La composición química observada en las espinelas, sugiere que los xenolitos del estado de Tamaulipas, representan un Manto litosférico somero, dentro del campo de estabilidad de la lherzolita de espinela.

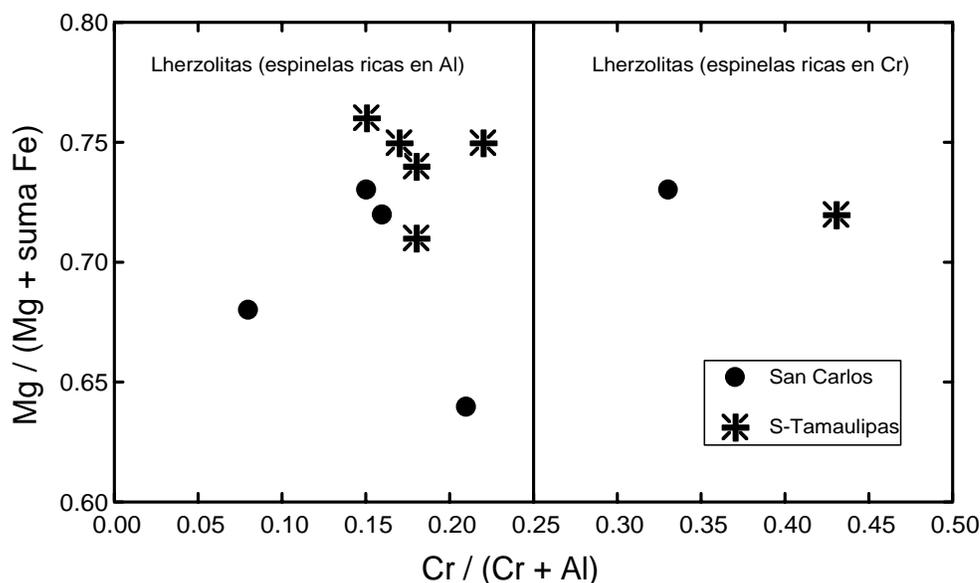


Fig. 7.7: Relación de Cr/(Cr + Al) versus Mg/(Mg + ΣFe) para las espinelas presentes en los xenolitos. Diagrama según Carswell (1980).

7.6 BIOTITA

En los cumulos analizados de la localidad del Cerro Apóstol, se encontraron biotitas, para las cuales se realizaron cuatro análisis cuyos resultados se reportan en la tabla 7.4. Aplicando el esquema avalado por la *Internacional Mineralogical Association* (Rieder et al., 1998), estos minerales se consideran parte de la unión annita (miembro final con Fe⁺²)- flogopita (miembro final con Mg), con una fórmula estructural basada en 20 oxígenos, 4(OH) y con cationes tendiendo a 16. La fórmula estructural está representada como A₂B₆T₈O₂₀(OH)₄, donde A= K, Na, Ca; B= Al^{VI}, Ti, Mg, Fe⁺², Mn, Cr, Ni; T= Si, Al^{IV}. La relación Fe⁺²/(Mg + Fe⁺²) es la que determina el

porcentaje de los miembros finales. Las biotitas presentan contenidos altos de titanio que van de 7.02 – 7.67% y se clasificaron como biotitas ricas en el componente de la annita. La presencia de biotita en los cumulos sugiere que estos se formaron en una zona más somera que los xenolitos del Manto, probablemente en el límite Corteza-Manto, en donde se tiene presencia de fluidos que pudieran ocasionar algún tipo de metasomatismo dando lugar a la formación de este mineral.

Tabla 7.4: Composición química de las biotitas analizadas.

Mineral No.	Ap- M4				
Roca	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Cumulato	Cumulato
Punto	17	18	27 c	23 c	24 b
SiO₂	36.64	36.57	37.24	36.77	36.56
TiO₂	7.52	7.15	7.67	7.55	7.02
Al₂O₃	16.27	16.63	16.58	16.32	16.55
Cr₂O₃	0.86	0.83	1.12	0.96	0.95
FeO	7.30	7.13	5.46	7.55	7.11
MnO	0.06	0.08	0.03	0.06	0.02
MgO	16.83	17.15	17.12	16.77	17.00
NiO	0.17	0.09	0.18	0.07	0.20
CaO	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00
Na₂O	0.77	0.82	0.75	0.76	0.80
K₂O	9.55	9.50	9.84	9.20	9.79
Total	96	96	96	96	96
Si	2.88	2.87	2.90	2.89	2.88
Al	1.51	1.54	1.52	1.51	1.53
Ti	0.44	0.42	0.45	0.45	0.42
Cr	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06
Fe⁺³	1.97	2.01	1.99	1.96	1.99
Mg	0.48	0.47	0.36	0.50	0.47
Fe⁺²	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12
Na	0.96	0.95	0.98	0.92	0.98
K	8.43	8.45	8.40	8.40	8.46
Suma	2.88	2.87	2.90	2.89	2.88

CAPÍTULO 8: CONDICIONES PETROGENÉTICAS

8.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan los resultados de la estimación de temperatura de equilibrio, tanto para los magmas portadores, como para xenolitos del Manto de las localidades estudiadas. Cabe señalar que la presión no pudo ser estimada debido a que el único geobarómetro aplicable a lherzolitas de espinela es el propuesto por Brey y Köhler (1990). Este se basa en el contenido de Ca en olivino en coexistencia con clinopiroxeno y no se cuenta con una determinación precisa de este ión en los análisis del presente estudio. Por otro lado, se presentan modelos de fusión parcial, tanto de tipo directo, como aplicando la técnica de inversión, a fin de caracterizar la fuente magmática de los magmas basálticos y relacionarla directamente con las características geoquímicas de los xenolitos. Adicionalmente, se realizó una primera estimación de las velocidades de ascenso de los magmas portadores de xenolitos del Manto. Finalmente, integrando la información colectada en la literatura y las estimaciones petrogenéticas, se propone un modelo conceptual de la zona del Manto Superior donde se originaron los magmas y aquellas zonas de estabilidad de donde se muestrearon los xenolitos.

8.2 CONDICIONES DE ESTABILIDAD DE LOS MAGMAS BASÁLTICOS

Las composiciones modales de los magmas con características primarias ($Mg\# \geq 62$) fueron proyectadas en el diagrama pseudo-ternario (Ol-(Jd+CaTs)-Qz), del sistema basáltico, propuesto por Fallon y Green (1988) para estimar las condiciones de presión de la fusión parcial. Es importante estimar la presión de estabilidad de los magmas basálticos ya que esta puede ser de gran ayuda en el cálculo de la temperatura de equilibrio de los xenolitos donde se utiliza la presión como variable. En la figura 8.1 se puede observar que los magmas basálticos de la SSCC y ST equilibraron a presiones que van de 10 a 20 kbar, o sea, a una

profundidad aproximada de 30-60 km. Estas estimaciones fueron utilizadas en los geotermómetros como presiones mínimas de equilibrio de los xenolitos.

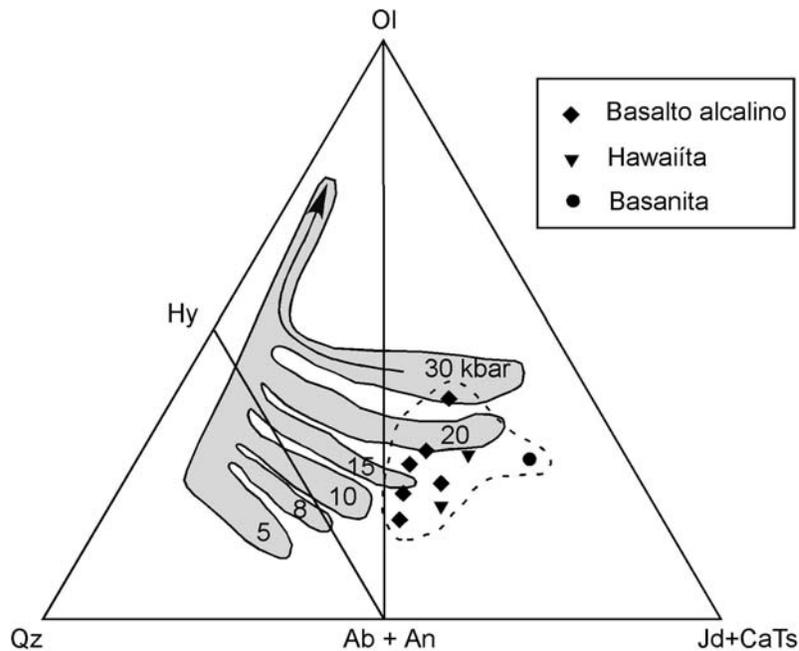


Fig. 8.1: Magmas primarios de la Provincia Alcalina junto con líquidos en equilibrio con mineralogías del Manto (5-30 kbar) se presentan el tetraedro de los basaltos que se basa en la norma CIPW; propuesto por Fallon y Green (1988). Jadeita + molécula Ca-Tschermak (Jd + CaTs), cuarzo (Qz) y olivino (Ol).

8.3 GEOTERMOMETRÍA EN XENOLITOS

Para las estimaciones de las temperaturas de equilibrio de los xenolitos se utilizaron los geotermómetros gráficos propuestos por Lindsley (1983) y Sachtleben y Seck (1981). Con la finalidad de comparar y validar estos termómetros, se realizaron cálculos de las temperaturas de equilibrio mediante las ecuaciones propuestas por Brey y Köhler (1990) y Ballhaus et al. (1991).

8.3.1 TEMPERATURAS SEGÚN LINDSLEY (1983)

Este termómetro se basa en el cuadrilátero de los piroxenos (Fig. 8.2) en donde mediante estudios experimentales se establecieron las isothermas para 1 atmósfera, 5, 10 y 15 kbar. La aplicación de este geotermómetro está restringida a sistemas ortopiroxeno-clinopiroxeno en equilibrio, condición que puede ser evaluada en función del coeficiente de partición D_{Mg-Fe} (Hunter, 1998). En el equilibrio, este coeficiente presenta un valor de 0.75 a 1.08 y puede ser calculado por medio de la

ecuación: $D_{Mg-Fe} = \frac{X_{Mg}^{opx}}{1 - X_{Mg}^{opx}} X \frac{1 - X_{Mg}^{cpx}}{X_{Mg}^{cpx}}$, en donde X_{Mg} representa la proporción

molecular de $\frac{Mg}{(Mg + Fe)}$ (Nakamura y Kushiro, 1970). Para el presente estudio se

utilizó el termómetro a 15 kbar, como un promedio de las presiones estimadas para los magmas primarios en la figura 8.1. Se utilizaron los pares de piroxenos de las localidades de la Mesa Monteríos y Cerro Burgos, pertenecientes a la Sierra de San Carlos-Cruillas; y Mesa San Fernando, Cerro La Clementina y Mesa La Sandía de la Sierra de Tamaulipas. En el diagrama de la figura 8.2 se observa que los xenolitos presentan temperaturas de equilibrio que van de 700 a 1300°C.

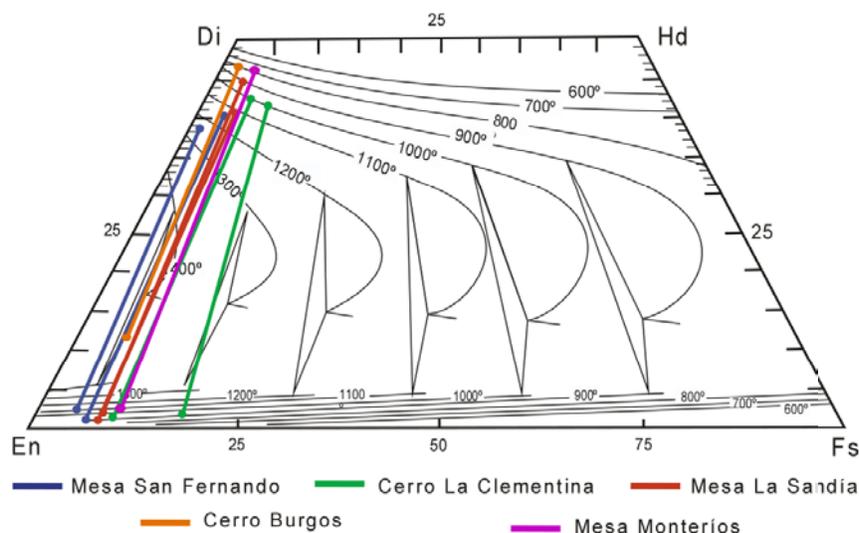


Fig. 8.2: Termómetro gráfico a 15 kbar de presión, para los pares de piroxenos de las localidades de la Mesa Monteríos, Cerro Burgos, Mesa San Fernando, Cerro La Clementina y Mesa La Sandía, propuesto por Lindsley (1983).

8.3.2 TEMPERATURAS SEGÚN SACHTLEBEN & SECK (1981)

A manera de comparación, se utilizó el termómetro gráfico propuesto por Sachtleben y Seck (1981), en el cual se relacionan los contenidos (% en peso) de Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 , para el ortopiroxeno y el clinopiroxeno coexistentes en una muestra. En la figura 8.3 se observa que los xenolitos de la SSCC y de la ST presentan temperaturas de equilibrio de 960 -1180°C. Estos valores son comparables a los obtenidos con el termómetro de Lindsley (1983).

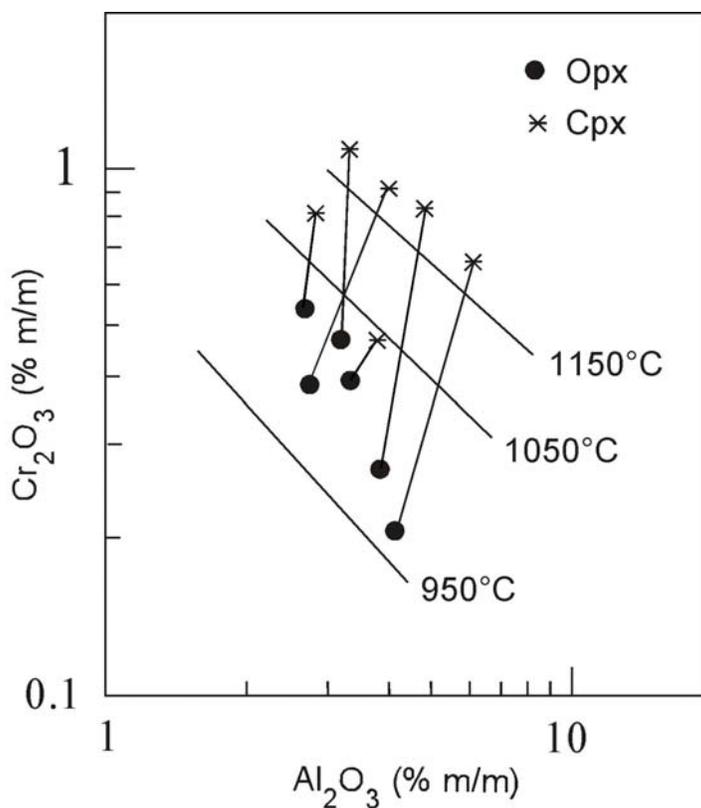


Fig. 8.3: Termómetro gráfico propuesto por Sachtleben y Seck (1981). Se grafican los piroxenos estudiados de la SSCC y ST. Los círculos representan los ortopiroxenos que están unidos por la línea con los clinopiroxenos coexistentes.

8.3.3 TEMPERATURAS SEGÚN BREY Y KÖHLER (1990)

El geotermómetro propuesto Brey y Köhler (1990) se basa en el intercambio de Fe-Mg en ortopiroxeno y clinopiroxeno coexistentes, bajo la consideración de una corrección de Ca y Na. En el presente estudio se analizaron seis pares de piroxenos coexistentes. Es importante destacar, que para este propósito se descartaron aquellos cristales que mostraron lamelas de exsolución muy marcadas. Para estimar la temperatura de equilibrio se utilizó la siguiente ecuación:

$$T_{BKN} (^{\circ}C) = \frac{23664 + (24.9 + 126.3 X_{Fe}^{cpx})P}{13.38 + (\ln K_{D^*})^2 + 11.59 X_{Fe}^{opx}} - 273$$

donde:

$$K_{D^*} = (1 - Ca^*)^{cpx} / (1 - Ca^*)^{opx}; Ca^* = Ca^{M2} / (1 - Na^{M2})$$

$$X_{Fe}^{opx} = Fe / (Fe + Mg)$$

Con este geotermómetro se obtuvieron temperaturas de equilibrio de los piroxenos en los xenolitos, que van de los 800 a 1100°C. Estas temperaturas son comparables a las obtenidas con los geotermómetros gráficos aplicados previamente.

8.4 MODELADO DE FUSIÓN PARCIAL

8.4.1 MODELADO DE FUSIÓN PARCIAL TIPO DIRECTO

Los procesos de fusión parcial han sido modelados generalmente aplicando los métodos directos, en donde la composición química de los magmas basálticos primarios es reproducida; asumiendo la composición de la fuente, el grado de fusión parcial, la contribución al magma de los minerales que constituyen la fuente y los coeficientes de partición (Shaw, 1970). Durante el presente estudio se desarrolló un modelado de fusión parcial directo a partir de la composición química de los xenolitos

del Manto de la SSCC y ST. Este modelado se llevó a cabo para REE, ya que el grupo representa elementos incompatibles con coeficientes de partición que varían con respecto al número atómico Z (Haskin, 1984).

La ecuación de fusión parcial que se utilizó en el modelado, es la propuesta por Shaw (1970):

$$C = C_0 / [D_0 + F (1 - D_0)];$$

donde C y C₀ representan la concentración del elemento traza en el líquido y en la fuente respectivamente; D₀ es el coeficiente de partición global y F es la fracción de líquido generado. Se modelaron las concentraciones **C** para grados de fusión en el intervalo 1-20%.

Los xenolitos del Manto están constituidos modalmente por cuatro fases mineralógicamente anhidras: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela (Clasificación modal). Para obtener los coeficientes de partición correspondientes, se tomó en cuenta una composición modal de los xenolitos de 75% de olivino, 16% de ortopiroxeno, 5% de clinopiroxeno y 4% de espinela. Los datos obtenidos de la normalización y de los coeficientes de partición se reportan en la tabla 8.1. En el presente estudio se realizaron análisis químicos de roca total de xenolitos de la SSCC y ST, los cuales representan la composición del Manto. En el modelado del tipo directo se toman esos resultados como la composición de la fuente de los magmas basálticos.

Como resultado del modelado de la fusión parcial, se observa que la composición química del xenolito del Manto (CB-8) de la SSCC no reproduce las características químicas del basalto portador, en el espectro de grados de fusión parcial evaluados (Fig. 8.4). Esto es un indicador de que los magmas basálticos de esa localidad se generaron en una zona del Manto químicamente distinta a la zona representada por los xenolitos que transportó a la superficie. Por razones lógicas, esos basaltos se derivan de un sector del Manto Litosférico más profundo o más enriquecido que el de los xenolitos.

Tabla 8.1: Datos usados en el modelado: composición del Manto mediante muestras CB-8 y MLS-1; composición de condrita* según Nakamura (1974); coeficiente de partición (D) para olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) y espinela (spl) y coeficiente de partición global (D_0). Los coeficientes de partición de especies individuales se tomaron de Rollinson (1993).

Elem	CB-8	MLS-1	Condrita*	D^{ol}	D^{opx}	D^{cpx}	D^{spl}	D_0
La	3.00	8.40	0.329	0.0067	0.010	0.056	0.0100	0.010
Ce	4.00	13.60	0.865	0.0060	0.020	0.092	0.0100	0.013
Pr	0.35	1.36	0.112	0.0098	0.025	0.150	0.0100	0.019
Nd	1.20	5.10	0.630	0.0059	0.030	0.230	0.0100	0.210
Sm	0.20	1.00	0.203	0.0500	0.050	0.445	0.0640	0.680
Eu	0.09	0.27	0.077	0.0500	0.050	0.474	0.0061	0.690
Gd	0.20	0.07	0.276	0.0100	0.090	0.556	0.0070	0.500
Tb			0.047	0.0120	0.120	0.570	0.0078	0.570
Dy	0.20	0.40	0.343	0.1500	0.150	0.582	0.0077	0.166
Ho			0.070	0.1800	0.180	0.582	0.0077	0.193
Er	0.20	0.20	0.225	0.2300	0.230	0.583	0.0077	0.239
Tm			0.030	0.3000	0.300	0.560	0.0077	0.301
Yb	0.20	0.10	0.220	0.3400	0.340	0.542	0.0076	0.337
Lu		0.07	0.034	0.4200	0.420	0.506	0.0076	0.408

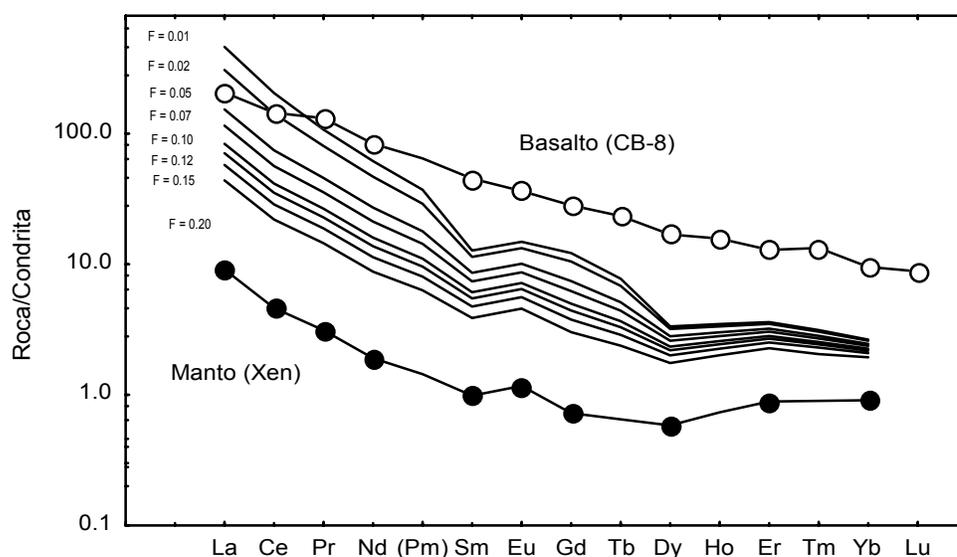


Fig. 8.4: Modelado de fusión parcial del tipo directo (Shaw, 1970) para el basalto Cerro Burgos (CB-8), de la Sierra de San Carlos-Cruillas. En círculos sólidos, se muestra la composición del Manto a través del xenolito. F representa los valores de fusión parcial.

Para el caso de la Muestra CLE-1 de la Sierra de Tamaulipas, la situación es muy similar, en donde se aprecia que el modelado tampoco es capaz de reproducir la composición química de la roca volcánica (Fig. 8.5). Esto indica que el magma portador de los xenolitos se ha generado en una zona más profunda o más enriquecida que estos últimos.

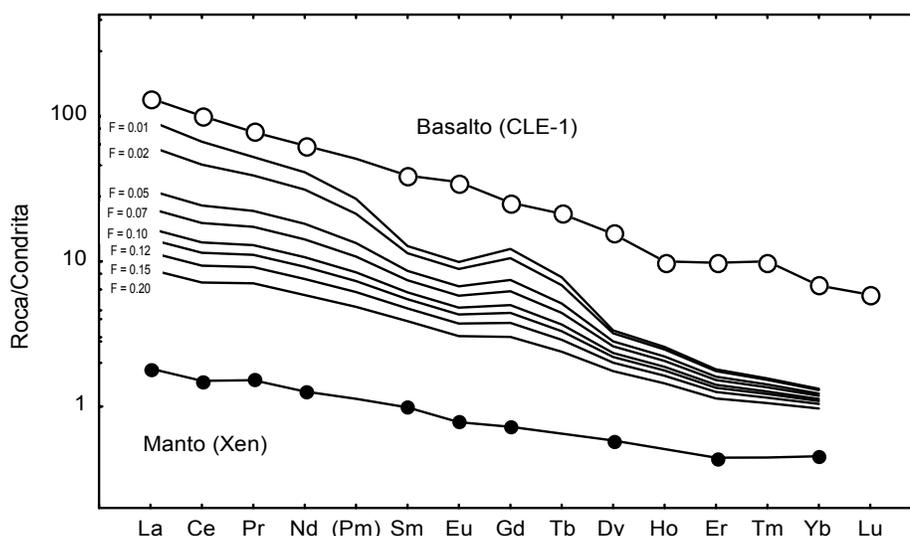


Fig. 8.5: Modelado de fusión parcial del tipo directo (Shaw, 1970) para la hawaiíta Cerro Clementina (CLE-1), de la Sierra de Tamaulipas. En círculos sólidos, se muestra la composición del Manto a través del xenolito. F representa los valores de fusión parcial.

8.4.2 MODELADO DE FUSIÓN PARCIAL CON INVERSIÓN

En el modelado del tipo directo se observó que no es posible reproducir las composiciones de los magmas portadores a partir de la composición química de los xenolitos. Sin embargo, existe otro método para tratar de estimar las relaciones de elementos trazas en una fuente magmática a partir de las composiciones de los magmas. Minster y Allègre (1978) propusieron el modelado de fusión parcial con inversión. En este tipo de procedimiento, se parte de dos suposiciones básicas: (a) los magmas en estudio deben ser primarios y (b) que estos se derivan de una fuente uniforme con respecto a las abundancias de los elementos traza. El primer inciso se

cumple ya que, como se ha reportado con anterioridad, los magmas en estudio tienen características primarias.

Por otro lado, existe una tercera suposición: que el proceso de fusión ocurre en una condición invariante, que debería reflejarse en una composición constante en elementos mayores en los líquidos. Para el modelado con inversión se seleccionaron once muestras, con un rango composicional en SiO₂ de 42.7 – 43.9% (Tabla 6.1). Sin embargo, Minster y Allègre (1978) propusieron que si la relación entre elementos incompatibles no muestra una desviación significativa de una línea recta, puede considerarse que la fusión invariante tendrá un efecto mínimo en la composición de las lavas eruptadas. Las abundancias de elementos traza de un líquido pueden ser relacionadas a la composición de la fuente por medio de la ecuación de fusión parcial en lote (Shaw, 1970):

$$C^i = \frac{C_0^i}{D_0^i + F(1 - P^i)} \quad (\text{ecuación 8.1})$$

Donde C^i y C_0^i representan la concentración del elemento i en el líquido y en la fuente respectivamente, y D_0^i es el coeficiente de partición global para la fuente antes de la fusión parcial y F es la fracción del líquido. El término P^i está dado por:

$$P^i = p_1 D_1^i + p_2 D_2^i + p_3 D_3^i + \dots \dots \dots (\text{ecuación 8.2})$$

en donde, p_x representa la fracción de la fase “ x ” que contribuye al líquido durante la fusión parcial y D_2^i es el coeficiente de partición del elemento i en la fase “ x ”. En este tipo de modelado, se asume lo siguiente: (a) la variación de los coeficientes de partición D_0^i es despreciable durante el proceso de fusión parcial y (b) se utiliza una ecuación de fusión parcial en lote (Haskin, 1984).

Si se consideran dos elementos i y j , de la ecuación 8.1 se puede eliminar F y la relación de concentración de los dos elementos queda expresada como (Treuil y Joron, 1975):

$$\frac{C^j}{C^i} = C^j * \frac{D_0^i - D_0^j \frac{1-P^i}{1-P^j}}{C_0^i} + \frac{C_0^j}{C_0^i} * \frac{1-P^i}{1-P^j} \quad (\text{ecuación 8.3})$$

Si C^j representa un elemento altamente incompatible, donde $D^j = P^j \approx 0$, entonces la expresión se puede reducir a:

$$\frac{C^j}{C^i} = m^i * C^j + I^i \quad (\text{ecuación 8.4}), \text{ en donde:}$$

$$m^i = \frac{D_0^i}{C_0^i} \quad \text{y} \quad I^i = \frac{C_0^j}{C_0^i} (1-P^i)$$

De esta forma, la ecuación 8.4 representa una línea recta con una pendiente m^i , que proporciona una aproximación de la incompatibilidad del elemento i y con un intercepto I^i , que da una aproximación de la relación de concentración entre los elementos altamente y moderadamente incompatibles (Hofmann y Feigenson, 1983).

Si un grupo de magmas se relacionan entre sí, por diferentes grados de fusión parcial invariante de un mismo material fuente, mostrarán un arreglo lineal en el espacio $C^j/C^i - C^j$. Por el contrario, un grupo de magmas relacionados por un proceso de cristalización fraccionada describirán una línea horizontal en ese mismo espacio (Minster y Allègre, 1978).

En el presente estudio se seleccionó a La como el elemento más incompatible en el sistema, ya que presenta un intervalo amplio y con pendientes e interceptos positivos en el espacio $C^{La} - C^i$ (Tabla 8.2). En esta tabla se reportan el número de muestras en el modelado, el intercepto I^i , la pendiente m^i , así como la desviación del error estándar tanto de la pendiente como del intercepto.

Las relaciones $C^{La}/C^i - C^{La}$ normalizadas al Manto Primitivo, según Sun y McDonough (1989), se presentan en la figura 8.6. Como es de esperarse, los elementos altamente incompatibles (p.ej. Ce, Ta) su relación C^{La}/C^{Elem} se mantiene prácticamente constante en todo el espectro composicional de lantano. A medida que se incrementa la pendiente de la recta en dirección Yb, significa que se incrementa su compatibilidad en el sistema.

Debido a que las ecuaciones de pendiente e intercepto tienen como común denominador C_0^i , es de utilidad construir un diagrama $I^i - m^i$ (Figuras (8.7 a,b), donde

se pueden hacer otras observaciones. En la figura 8.7a se aprecia un incremento en la pendiente desde Ce a Yb, en donde el incremento en el intercepto, implica una disminución en C_0^i . La gran diferencia entre m^{La} y m^{Yb} indica que la fuente está enriquecida en tierras raras ligeras y que poseen una relación $(La/Yb) > 1$.

Tabla 8.2: Coeficientes de regresión lineal (R) en los diagramas binarios de elementos incompatibles (normalizados a Manto primordial) en los magmas máficos con características primarias de la SSCC y ST. n= número de muestras; m= pendiente, l = intercepto y Se es el error estándar.

Elemento	$C^{La} - C^i$				$C^{La} - C^{La} / C^i$				
	n	m^i	l^i	R	m^i	Se_m	l^i	Se_i	R
Ce	11	0.62	6.0	0.99	0.0022	0.0005	1.22	0.05	0.86
Pr	11	0.44	5.1	0.99	0.0038	0.0010	1.62	0.11	0.77
Nd	11	0.31	8.0	0.98	0.0086	0.0016	1.62	0.16	0.88
Sm	11	0.14	7.9	0.94	0.0228	0.0043	2.04	0.44	0.87
Eu	11	0.11	7.5	0.96	0.0301	0.0037	2.20	0.38	0.94
Gd	9	0.07	6.6	0.94	0.045	0.0070	2.70	0.70	0.93
Tb	11	0.05	5.6	0.92	0.063	0.0070	2.80	0.80	0.94
Dy	11	0.03	4.6	0.94	0.09	0.0080	3.20	0.80	0.97
Ho	11	0.03	3.1	0.92	0.102	0.0110	5.60	1.10	0.95
Er	11	0.02	3.2	0.94	0.124	0.0100	4.80	1.00	0.97
Tm	11	0.02	3.2	0.84	0.152	0.0090	4.30	1.00	0.98
Yb	11	0.02	2.4	0.92	0.16	0.0140	6.60	1.50	0.96
Lu	11	0.02	1.8	0.95	0.135	0.0210	9.70	2.20	0.91
Ba	11	0.94	19.4	0.92	0.0017	0.0012	0.70	0.12	0.45
Sr	11	0.43	12.8	0.93	0.0059	0.0013	1.11	0.13	0.84
Ta	11	0.34	49.6	0.80	0.0087	0.0013	0.29	0.13	0.92
Nb	11	0.50	37.5	0.87	0.0069	0.0012	0.46	0.12	0.89
Zr	11	0.06	14.2	0.78	0.041	0.0025	0.81	0.26	0.98
Y	11	0.03	3.5	0.97	0.105	0.0070	4.50	0.70	0.98

Los recuadros punteados representan el error estándar del intercepto y de la pendiente. En esta misma figura se observa que los interceptos de Tb e Yb son positivos, lo cual descarta un proceso de fusión en el que este involucrada una fase que retenga los HREE, tal como granate (Fig. 8.7a). Es importante señalar que los datos obtenidos sugieren que los magmas se formaron dentro del campo de estabilidad de las peridotitas de espinela.

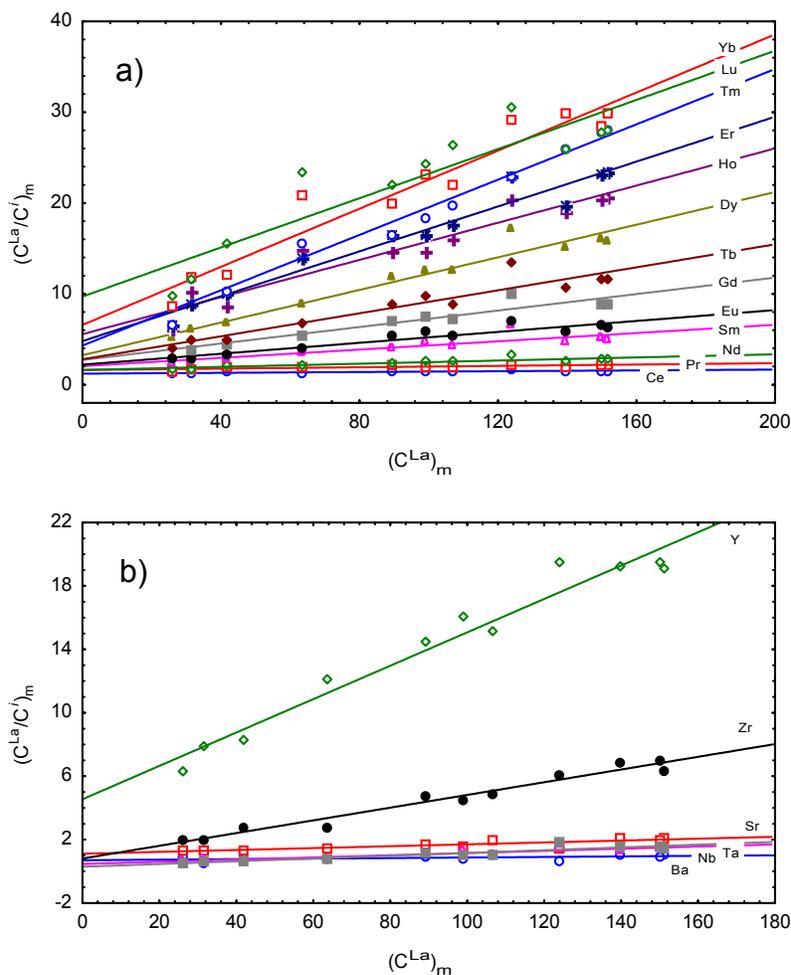


Fig. 8.6: Diagramas $C^{La}_c/C^i_c - C^{La}_c$ normalizados al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para el grupo de elementos traza seleccionados: (a) REE, y (b) Ba, Nb, Ta, Sr, Zr e Y.

Se ha señalado que, en los diagramas $i-m^i$, una pendiente relativamente pequeña en combinación con valores relativamente altos de intercepto, reflejan un elemento moderadamente incompatible y empobrecido en la fuente. Este comportamiento es el que producirían las anomalías típicas de Nb y Ta en magmas relacionados a ambientes de subducción (Sun y McDonough, 1989). En el presente estudio, Ta se caracteriza por tener valores muy pequeños de pendiente e intercepto, por lo que se descarta un empobrecimiento en la fuente magmática con respecto a los LILE.

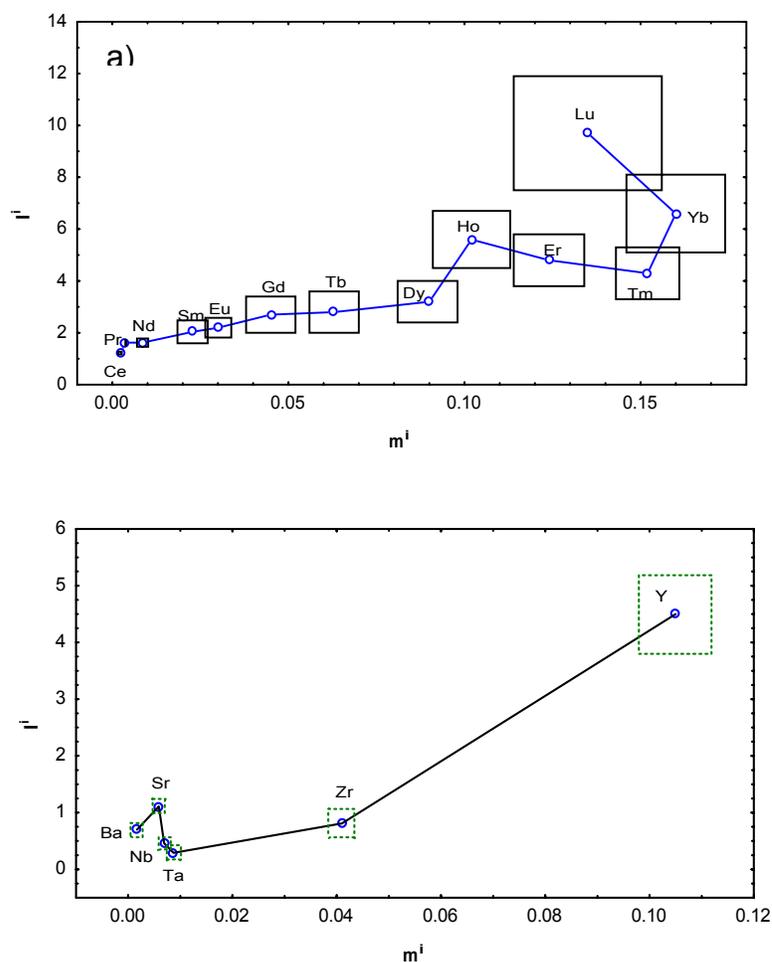


Fig. 8.7: Diagramas de intercepto (I^i) vs. pendiente (m^i) para (a) REE y (b) para Ba, Nb, Sr, Ta, Zr e Y. El tamaño de cada rectángulo corresponde aproximadamente al error estándar de los parámetros de regresión derivados de la figura 8.6.

Si se grafica $(C^i/C_{La})_M$, normalizada al Manto Primordial, se obtiene la relación del elemento incompatible con respecto a la concentración de La en la fuente modelada (Figura 8.8). En este modelo se observa que para el caso de la Sierra de San Carlos-Cruillas, los basaltos de Cerro Burgos, que son portadores de xenolitos, muestran relaciones más bajas que el modelo (Fig. 8.8 a), indicando con esto que los magmas se han generado en una zona del Manto más enriquecida que la composición del Manto que representan los xenolitos.

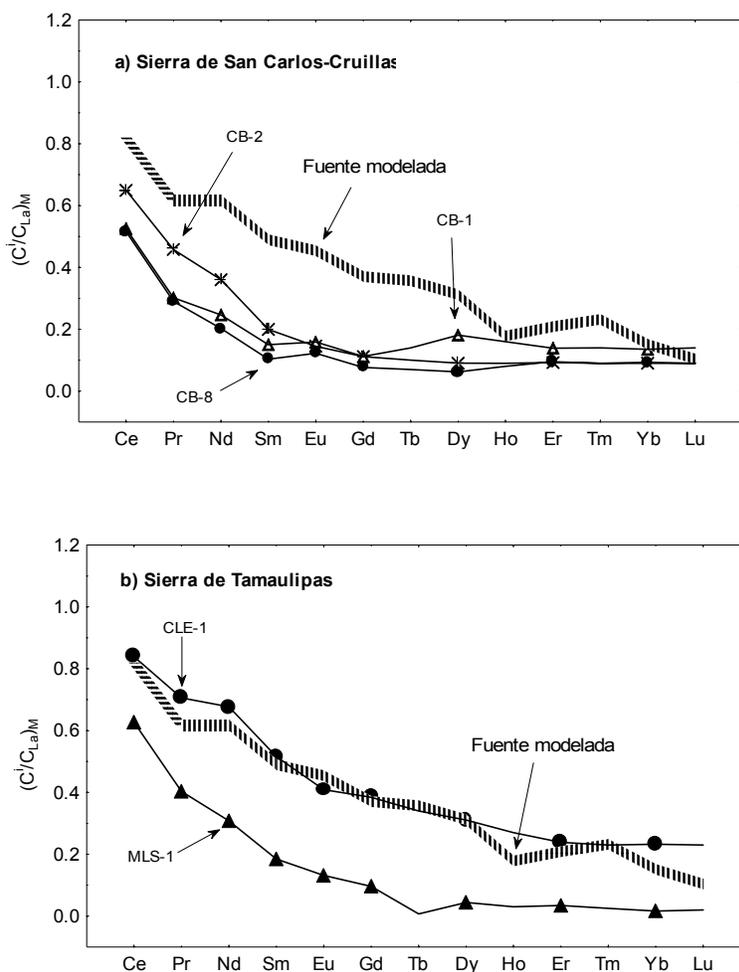


Fig. 8.8: Diagramas de concentración de elementos incompatibles en la fuente, relativas a la concentración de C^{La} y normalizadas a Manto Primordial (Sun y McDonough, 1989), para los magmas con características primarias: (a) Sierra de San Carlos-Cruillas y (b) Sierra de Tamaulipas.

En el modelo de la figura 8.8 b se grafican las rocas volcánicas del Cerro La Clementina y Mesa La Sandía, ambas de la Sierra de Tamaulipas, donde se observa que la muestra MLS-1 presenta un patrón más empobrecido con respecto al modelo. Para el caso de la muestra CLE-1, ésta presenta un patrón muy semejante al modelado, lo que significa que la hawaíita de esta localidad se generó en un zona del Manto Superior con relaciones de elementos traza iguales a las modeladas. Esto evidencia la heterogeneidad que se presenta en el Manto litosférico bajo esta región de la Provincia Alcalina Oriental.

8.5 CONSIDERACIONES GENÉTICAS

En este subcapítulo, se resumen todas las condiciones petrogenéticas observadas en los xenolitos del Manto y en las rocas volcánicas portadoras para la región de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas. Para esto, se tomaron en cuenta las características físicas y geoquímicas de las rocas estudiadas para que en conjunto con las condiciones geológicas regionales. Esto ha permitido elaborar un modelo conceptual para esta región de la Provincia Alcalina Oriental.

Tanto el mecanismo, así como la velocidad de ascenso, son dos factores importantes que determinan la ocurrencia de xenolitos en las lavas basálticas. Por un lado, deben existir fallas corticales muy profundas y por otro, la velocidad de ascenso debe ser relativamente alta (cuestión de horas) para que los xenolitos se puedan mantener en suspensión y lleguen a la superficie.

En el área de estudio, en las periferias de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas como ya se ha descrito, existen derrames de lava que están asociados al emplazamiento de cuerpos ígneos durante el Oligoceno que provocaron el levantamiento de las rocas cretácicas (Ramírez-Fernández, 1989). En la región de Llera de Canales, Tamps., los derrames de lava han formado grandes mesetas que en algunos casos llegan a cubrir más de 100 km². Al sur de Cd. Ocampo, Tamps., se localiza una colada que fluyó a lo largo del cauce de un río por más de 60 km. Por otra parte, en el área de estudio se localizaron también algunos cuellos volcánicos que representan el lugar de emisión de las lavas que dieron origen a las mesetas: Bernal Grande, Bernal Chico, Cerro La Clementina, Cerro Paz y Cerro Burgos.

En el mapa geológico de la carta Cd. Victoria, escala 1:250 000, se observa una estructura anticlinal al Oeste de Llera de Canales, Tamps., cuyo eje se encuentra desplazado. En superficie, ese desplazamiento está marcado por el cauce del río Guayalejo. En la carta magnetométrica de esa región publicada en el 2003 por el COREMI (ahora, Servicio Geológico Mexicano), se aprecia que el basamento paleozoico ubicado entre Llera de Canales y Palmillas presenta un desplazamiento hacia el Este, el cual coincide con el desplazamiento del eje de la estructura anticlinal. Estas características hacen suponer la presencia de grandes fallas

corticales preexistentes y que fueron reactivadas por la orogenia Laramide. Posterior a este evento se presenta un magmatismo alcalino el cual es acompañado por la emisión de lavas basálticas, algunas de las cuales son portadoras de xenolitos (Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares, 2001, Treviño-Cázares et al., 2005). Con la finalidad de estimar la velocidad de ascenso de los magmas portadores de xenolitos, se utilizó la ecuación propuesta por Spera (1980):

$$V = \frac{2gr^2\Delta P}{9\eta} \quad (\text{ecuación 8.5})$$

Donde: V = velocidad de ascenso (cm/s); $g = 980.7 \text{ cm/s}^2$; r = radio del xenolito (cm); ΔP = diferencia de densidades entre el xenolito y el fundido (magma basáltico)(gr/cm^3) y η = viscosidad del fundido ($\text{gr/cm} \times \text{s}$). Para este cálculo se consideró una densidad del basalto de 2.7 gr/cm^3 y de 3.2 gr/cm^3 para la roca peridotítica, de acuerdo a los datos gravimétricos propuestos para la región de estudio por Mickus y Montana (1999). En la SSCC la mayoría de las localidades estudiadas contienen xenolitos con diámetros de 2 a 5 cm. Para la ST, en las localidades de Mesa La Sandía y Cerro La Clementina el promedio es de 5 cm. Sin embargo, en la Mesa San Fernando el diámetro promedio de los xenolitos es de 30 cm, aunque también se encontraron xenolitos con tamaños extraordinariamente grandes, llegando a alcanzar hasta 1.20 m de diámetro. En el cálculo se obtuvo que las velocidades de ascenso de los xenolitos de la SSCC alcanzan una velocidad de 0.35 – 1 km/h; mientras que las velocidades de ascenso de los xenolitos de la ST (Mesa La Sandía y Cerro Clementina) es de 1 km/h. Para el caso de la Mesa San Fernando y tomando como base un diámetro promedio de 30 cm, se obtuvo una velocidad de ascenso de 10 km/h.

En cuanto a la edad del vulcanismo en esta región, se tienen algunas dataciones que indican que el vulcanismo ocurrió en dos grandes generaciones: durante el Oligoceno-Mioceno (24-8 Ma) y otra durante el Plio-Cuaternario (5-1.4 Ma) (Camacho-Angulo, 1993). Con respecto a la actividad más reciente, en la Mesa Monteríos se encontraron algunas coladas sobre sedimentos aluviales que a su vez sobreyacen a lutitas de la formación Méndez (Cretácico Superior) y en la región de Llera de Canales se observó un derrame sobre conglomerados (conglomerado

Reynosa, 5 Ma). Existen trabajos de gravimetría para estudiar la estructura cortical y determinar el espesor de la corteza continental en esta región. En el primero de ellos (Mickus y Montana, 1999) se reporta un modelo gravimétrico que cubre desde el Altiplano Mexicano, pasando a través del anticlinorio Huizachal-Peregrina y que se extiende hasta la Planicie Costera del Golfo de México. Los autores reportan una densidad promedio para el basamento de 2.7 gr/cm^3 , para la corteza transicional de 2.75 gr/cm^3 y para el Manto Superior de 3.2 gr/cm^3 . En cuanto al límite Corteza-Manto, este lo marcan a 41 km de profundidad en centro de México, adelgazándose a 35 km hacia la Planicie Costera de Golfo (Fig. 8.9).

Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000) reportaron un perfil gravimétrico que se extiende desde Acapulco, pasando por la Sierra Madre del Sur, el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano, la Sierra Madre Oriental, la Planicie Costera, hasta el Golfo de México. Este trabajo difiere un poco de lo reportado en el de Mickus y Montana (1999), ya que los autores marcan el límite Corteza-Manto a 34 km bajo la Sierra Madre Oriental, a 25 km en la Planicie Costera y a 20 km de profundidad en la zona de corteza transicional.

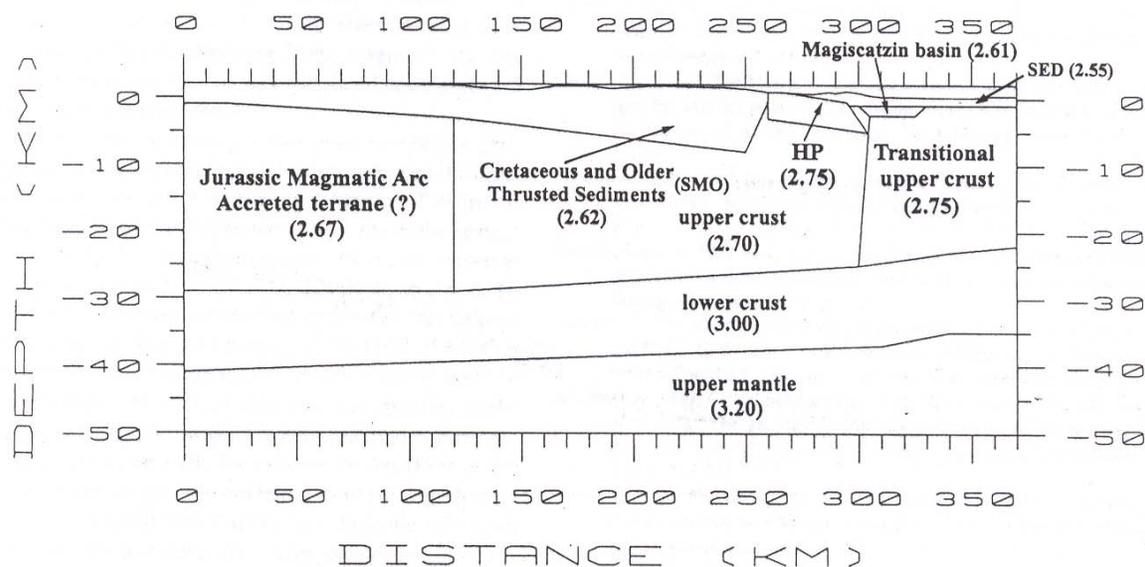


Fig. 8.9: Modelo gravimétrico a lo largo de un perfil que va desde el altiplano mexicano, cruza la Sierra Madre Oriental (SMO), el basamento Huizachal Peregrina (HP); mostrando además la Corteza transicional hacia el Golfo de México. Los números en paréntesis representan la densidad promedio del cuerpo (en gr/cm^3). Tomado de Mickus y Montana (1999).

Con la información geoquímica y petrológica obtenida en el presente trabajo y con la información gravimétrica disponible en la literatura, se proponen los modelos conceptuales correspondientes a la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas (Figs. 8.10 y 8.11). En ellos se representan las características geoquímicas de los magmas portadores, la velocidad de ascenso de los mismos, la profundidad de procedencia y los tamaños de los xenolitos encontrados.

En la figura 8.10 se muestra un modelo para la SSCC que esquematiza la profundidad de procedencia de los xenolitos (~35 km) y de la generación de los magmas portadores (~45 km). Para la localidad de la Mesa Monteríos se obtuvo que el Manto está empobrecido en LREE, mientras que el área de Cerro Burgos está más enriquecido. En la figura 8.11 se representan a los xenolitos del área de Llera de Canales, Tamps., los cuales provienen de la zona de estabilidad de la espinela (35 - 50 Km de profundidad), así como también la zona donde se generaron los basaltos que los transportaron a la superficie. Es importante destacar que los xenolitos de la Mesa San Fernando representan a un Manto empobrecido, mientras que los xenolitos del Cerro La Clementina representan a un Manto enriquecido. Esto evidencia heterogeneidades en el Manto, o bien, diferentes sectores muestreados del mismo.

En los magmas primarios se encontraron cumulos de minerales máficos que contienen ortopiroxeno y biotita. Se manejan dos posibilidades para explicar el origen de los cumulos: 1) que hayan equilibrado a altas presiones en el Manto y se hayan generado a partir de los líquidos basálticos (Cox et al., 1979) ó 2) que se hayan formado a partir de magmas basálticos que se estacionaron en el límite Corteza-Manto (underplating), en donde se tiene la influencia de fluidos metasomáticos que podrían explicar la presencia de la biotita.

Considerando que los basaltos de la SSCC y ST se generaron a una profundidad aproximada de 45 km, se tiene que en la SSCC los magmas alcanzaron la superficie en un tiempo de 50 horas. Por otro lado, para la ST se obtuvieron las mismas velocidades de ascenso, excepto para la Mesa San Fernando, donde se encontraron los xenolitos más grandes de México, los magmas ascendieron más rápido llegando a la superficie en un tiempo estimado de 4.5 horas.

Las velocidades de ascenso de magma y xenolitos se estimaron en base al tamaño promedio de los nódulos. En la SSCC se encantaron xenolitos con tamaños de 2 hasta 10 cm de diámetro, Se estima que el basalto de la Mesa San Fernando ascendió a una velocidad aproximada de 10 Km/h, mientras que para el Cerro La Clementina, se calcula que el ascenso ocurrió a una velocidad de 1 -3 Km/h.

Para la SSCC se obtuvieron parámetros muy similares a la ST. Los xenolitos también provienen de la zona de estabilidad de la lherzolita de espinela, los cuales ocurren en coladas basálticas (Mesa Monteríos) o en cuellos volcánicos (Cerro Burgos). Estos representan por un lado a un Manto enriquecido (Cerro Burgos) y por otro, a uno empobrecido (Mesa Monteríos). El magma, que se generó a una profundidad mayor a la que provienen los xenolitos, ascendió acarreado xenolitos de una profundidad aproximada de 45 Km., a razón de una velocidad de 1–3 Km/h.

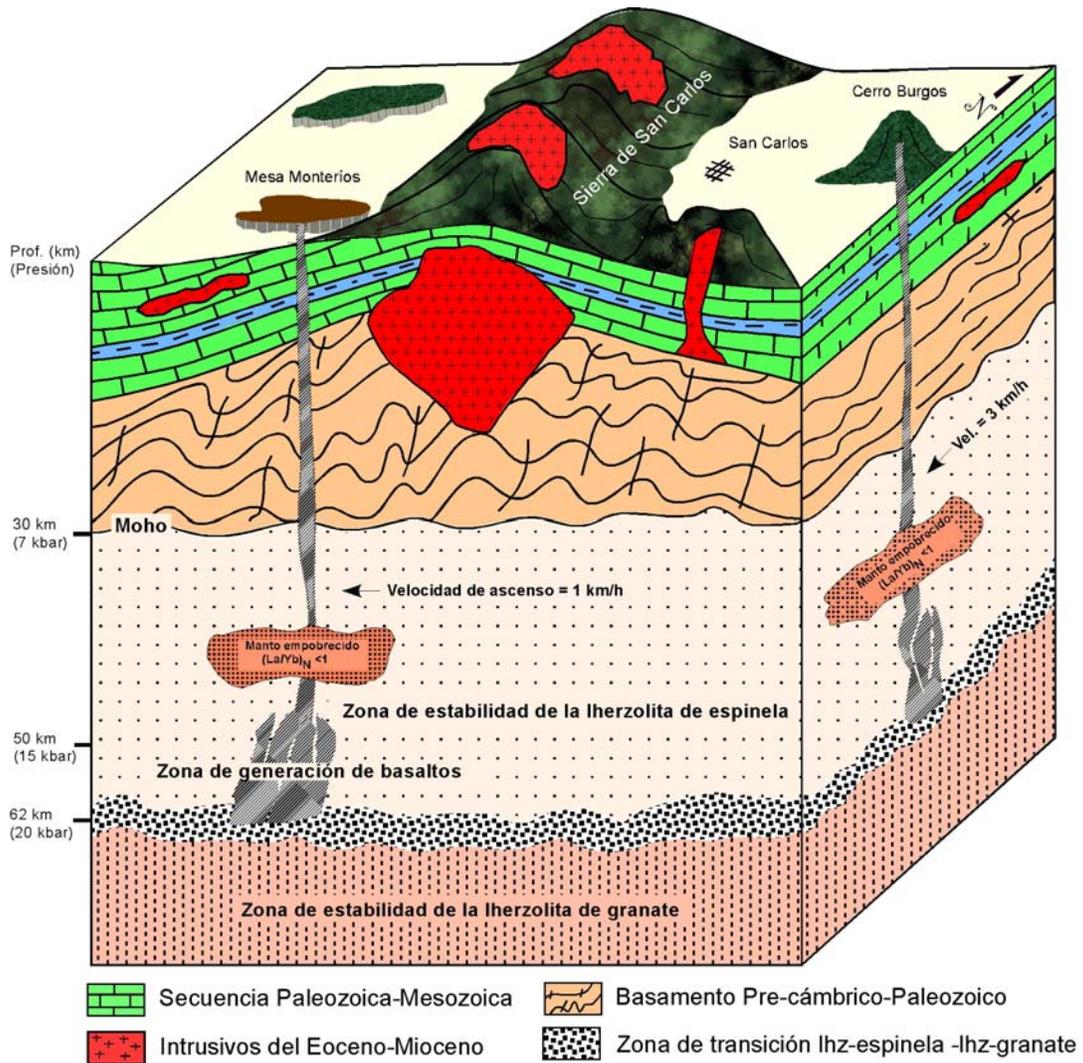


Fig. 8.10: Modelo esquematizado de las condiciones petrogenéticas para la región de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamps. En este modelo se representan las localidades de la Mesa Monterios (MMont) y Cerro Burgos (CB).

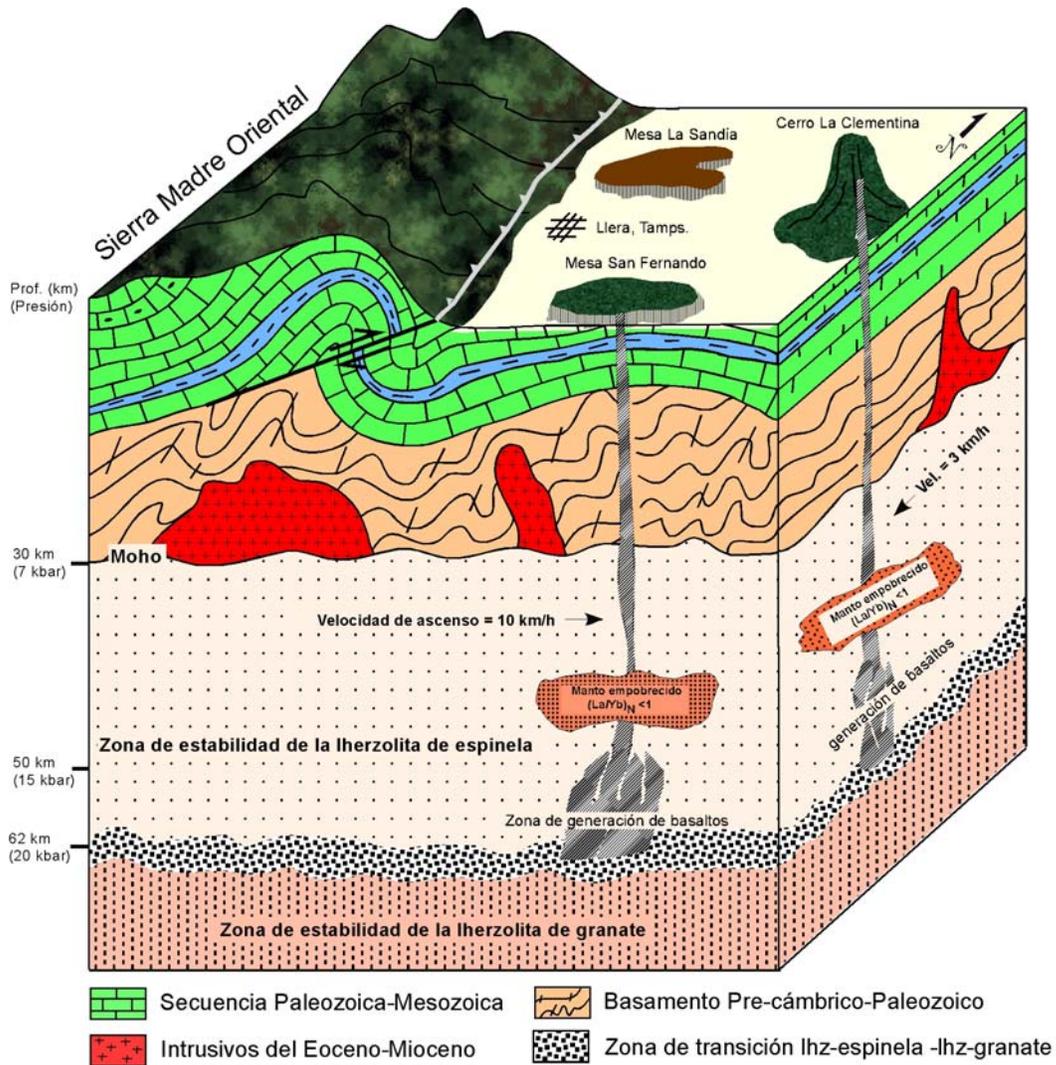


Fig. 8.11: Modelo esquematizado de las condiciones petrogenéticas para la región de Llera de Canales, Tamps., donde se generaron los basaltos portadores de xenolitos. Se representan las localidades de la Mesa San Fernando (MSF), Mesa La Sandía (MLS) y Cerro La Clementina (CLE).

CONCLUSIONES

- 1) Se ubicaron 5 nuevas localidades con xenolitos del Manto en la región de la Sierra de San Carlos-Cruillas.
- 2) Por primera vez, se reportan análisis químicos de roca total de xenolito para esta región, así como datos nuevos de Microsonda para los xenolitos de la SSCC y ST.
- 3) Los xenolitos consisten de cuatro fases anhidras: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela.
- 4) Se realizó la caracterización geoquímica de los basaltos, clasificándose como basaltos alcalinos, traquibasaltos, basanitas y fonotefritas.
- 5) Las características geoquímicas de los xenolitos revelan la naturaleza heterogénea del Manto litosférico subcontinental en la parte central de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. En general, éste es de naturaleza enriquecida en elementos altamente incompatibles.
- 6) Las variaciones de los elementos mayores y trazas en los xenolitos cubren el intervalo composicional del material de un Manto Litosférico somero.
- 7) Se estimó la composición de las fases minerales que conforman los nódulos ultramáficos.
- 8) A partir de información termodinámica se estima que los xenolitos se equilibraron a una temperatura de 850 a 1150°C y a una profundidad mínima de 45 km.
- 9) A partir de una aproximación termodinámica se estimaron presiones de equilibrio de 15 a 30 kbar para los basaltos primarios (según Fallon & Green, 1988).
- 10) Mediante el modelado de fusión parcial directo se comprobó que los xenolitos no pueden reproducir la composición de los basaltos portadores, por lo que no representan la fuente de generación de estos últimos.
- 11) Mediante la aplicación del modelado inverso se obtuvo que las relaciones de concentración de los elementos traza de los basaltos portadores no corresponden

a las observadas en los xenolitos, lo que evidencia que estos tienen un origen diferente al Manto representado por los xenolitos.

12) La velocidad de ascenso del magma probablemente sucedió a razón de 1 a 10 km/h.

13) Se ha realizado el denuncio de la Mesa San Fernando (xenolitos con diámetros de hasta 1.2 m) para iniciar la explotación de olivino como mineral refractario para la industria de la fundición de acero y como material abrasivo (Escalante-Martínez et al., 2005).

RECOMENDACIONES

- 1) Continuar con los trabajos en la misma línea de investigación
- 2) Tratar de ubicar nuevas localidades con xenolitos en la PAOM
- 3) Realizar estudios de isotopía en rocas portadoras y en xenolitos del Manto
- 4) Realizar análisis de elementos traza en los minerales de los xenolitos
- 5) Realizar una prospección geofísica (sísmica) para tratar de detectar fallas profundas que facilitaron el ascenso de los magmas portadores de xenolitos

BIBLIOGRAFÍA

- Aranda-Gómez, J.J., 1993, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del Manto y de la base de la Corteza en el Estado de San Luis Potosí. En Xenolitos del Manto y de la base de la Corteza en el Estado de San Luis Potosí., México. Ed. Alcayde, M. & Gómez-Caballero, A., 1993. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, v.106, p. 39-58.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J.G. y Nieto-Samaniego, A.F., 1993, Localidades recién descubiertas de xenolitos del Manto y de la base de la Corteza. Instituto de Geología, UNAM boletín 106: 1-22.
- Aranda-Gómez, J.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1987, Mantle xenoliths in Mexico. In: Nixon, P.H. (Ed.), Mantle xenoliths. John Wiley, New York, p. 75-84.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro de México: una revisión. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. v. 3, p. 187-225.
- Barker, D.S., 1977, Northern Trans-Pecos magmatic province: Introduction and comparison with the Kenya rift. Geological. Society. American. Bulletin., v.88, p. 1421-1427.
- Ballhaus, C., Berry, R.F., Green, D.H., 1991, High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxen-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. Contrib. Mineral. Petrol. v. 107, p. 27-40.
- Bard, J.P., 1986, Microtextures of igneous and metamorphic rocks. 263p.
- Beccaluva, L, Bianchini, G, Coltori, M., Perkins, W.T., Siena, F., Vaccaro, C, Wilson, M., 2001, Multistage evolution of the European lithospheric mantle: new evidence from Sardinian peridotite xenoliths. Contributions to Mineralogy and Petrology, v.142, p. 284-297.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. Geology, v. 26, p. 1035-1038.
- Brey, G.P., Köhler, T.P., 1990, Geothermobarometry in four-phase lherzolites, and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology. v. 31, p. 1353-1378.
- Camacho-Angulo, F., 1993, Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México. Superintendencia de estudios zona Golfo. Revista de la Comisión Federal de Electricidad, 169 p.
- Campos-Enríquez, J.O., and Sánchez-Zamora, O., 2000, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 479-489.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks – relations between the andesitic and the alkaline province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 5, p. 99-114.

- Carlson, R.W., Pearson, D.G., James, D.E., 2005, Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, v. 43. RG1001, doi: 10.1029/2004RG0001156.
- Carswell, D.A., 1980, Mantle derived Iherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basalt magmatism: a review. *Lithos*, v. 13, p. 121-138.
- Chen, S., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., Griffin, W.L., Zhang, G., Sun, M., Feng, J., Zhang, M., 2001, Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths. *Lithos*, v. 56, p. 267-301.
- COREMI, 1992, Carta geológica de México, escala 1:2000 000.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*-George Allen y Unwin, London, 450p.
- Demant, A., Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México: Una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 75, p. 70-83.
- Deer, W.A., Howie, A.R., Zussman, J., 1997, *Rock forming minerals*. Longman, London, 270 p.
- Droop, G.T.R., 1987, A general equation for estimating Fe^{+3} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, v. 51, p. 431-435.
- Elías-Herrera, M. (1984): Rocas alcalinas y mineralización de lantánidos en el área El Picacho, Sierra de Tamaulipas. *Geomimet*, v.127, p. 61-75.
- Escalante-Martínez, J.C., Ramírez-Fernández, J.A., Treviño-Cázares, A., Velasco-Tapia, F., 2005, Características gemológicas y perspectivas económicas de un afloramiento de olivino en el estado de Tamaulipas, México, AIMMGM, XXVI Convención Internacional de Minería, Veracruz, Acta de sesiones, p. 39-44.
- Fallon, T.J., Green, D.H., 1988, Anhydrous partial melting of peridotite from 8 to 35 kbar and the petrogenesis of MORB. *Journal of Petrology*, v. 29, p. 379-414.
- Fodor, R.V., Sial, A.N., Gandhok, G., 2002, Petrology of spinel peridotite xenoliths from northeastern Brazil: lithosphere with a high geothermal gradient imparted by Fernando de Noronha plume. *Journal of South American SEarth Sciencis*. V. 15, p. 199-214.
- Frey, F.A., Green, D.H., Roy, S.D., 1978, Integrated models of basalts petrogenesis: a quartz tholeiites to olivine melilitites from southern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data: *Journal of Petrology*, v. 19, p. 463-513.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *En* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, p. 1-58.

- Green, D.H., 1971, Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin applications to oceanic volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 268, p. 707-725.
- Griffin, W.L y O'Reilly, S.Y., 1987, The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho-xenoliths evidence. En: *Mantle Xenoliths* (Nixon, 1987, p. 413-430.
- Haggerty, S.E., 1991, Oxide textures-A mini-atlas. In: Lindsley, D.H. (Ed.): *oxide minerals: Petrologic and magnetic significance-Reviews in Mineralogy*, v. 25, p. 129-219.
- Hart, W.K., WoldeGabriel, G., Walter, R.C., Mertzman, S.A., 1989, Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7731-7748.
- Haskin, L.A., 1984, Petrogenetic modeling-Use of rare earth elements. En: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Londres, p. 115-151.
- Heinrich, W., Besch, T., 1992, Thermal history of the upper mantle beneath a young back-arc extensional zone: ultramafic xenoliths from San Luis Potosí, Central Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 126-142.
- Hoffman, A. G., Geigenson, M.D., 1983, Case studies on the origin of basalt. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 84, p. 382-389.
- Hunter, A.G., 1998, Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma
- Ionov, D.A, O'Reilly, S., Ashchepkov, IV, 1993, Feldspar bearing lherzolites xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.122, p. 174-190.
- Köhler, T.P., Brey, G.P., 1990, Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 54, p. 2375-2388.
- LeBas, M.J., 1989, Nephelinitic and basanitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 30, p. 1299-1312.
- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- LeMaitre, R.W., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- Lindsley, D.H., 1983, Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El relieve de la República Mexicana. *Revista del Instituto de Geología UNAM*. v. 9, p. 82-111.

- 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*, v. 38, p. 1075-1112.
- Liu, C.Q., Masuda, A., Xie, G.-H., 1994, Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: Petrogenesis and mantle sources. *Chemical Geology*, v. 114, p. 19-42.
- McDonough, W.F., 1990, Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 101, p. 1-18.
- McDowell, F.W., Kreizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479-1487.
- McGuire, A.V., Mukasa, S.B., 1997, Magmatic modification of the upper most mantle beneath the Basin and Range to Colorado Plateau transition zone; evidence from xenoliths, Wikieup Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 128, p. 52-65.
- Menzies, M.A., 1983, Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magma: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity, in *Igneous Petrology* (Wilson, 1989). 466p
- Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J., 1987, Upper mantle processes and composition, *in*: Nixon, P.H., ed., *Mantle xenoliths*: New York, John Wiley, p. 725-738.
- Mercier, J.-C. C., and Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, v. 16, p. 454-487.
- Mickus, K., and Montana, C., 1999, Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, p. 357-371.
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* v. 77, p 19-26.
- Minster, J.F., Allègre, C.J., 1978, Systematic use of trace elements in igneous processes. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 68, p. 37-52.
- Morton-Bermea, O., 1995, *Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intusivkomplexes von Monclova-Candela (Mexiko)*. Tesis Doctoral, Hamburgo, 100 p.
- Morimoto, N., Fabril, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52, 535-550.
- Nakamura, Y., 1974, Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.

- Nakamura, Y., and Kushiro, I., 1970, Equilibrium relations of hypersthene, pigeonite and augite in crystallizing magmas: microprobe study of pigeonite andesite from Weiselberg, Germany: *American Mineralogist*, v. 55, p. 1999-2015.
- Nelson, S.A., González-Caver, E., 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 85-96.
- Nick, K., 1988, Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko). Ph.D. Thesis, Universidad de Karlsruhe, Alemania, 167 p.
- Niu Y., 1997, Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotite. *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1047-1074.
- Nixon, P.H. (Ed.), 1987, Mantle xenoliths. John Wiley and Sons. Nueva York: 844
- Orozco-Esquivel, M.T., 1995, Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma Sola, México. Ein Beispiel fuer Uebergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus. Tesis Doctoral, Karlsruhe, Alemania. 167p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Alaniz-Alvárez, S.A., and Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana. Map 1:2,000,000: 5th edition, Instituto de Geología-UNAM, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, and Consejo de Recursos Minerales, 74 p.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Pearson, D.G, Canil, D., Shirey, S.B., 2003, Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds. En: *Treatise on Geochemistry*, v. 2, The Mantle and Core, p. 171-275.
- Pettus, D.S., 1979, Ultramafic xenoliths from Llera de Canales, Tamaulipas, México. Tesis de Maestría, Universidad de Houston, EEUU. 65 p.
- Price, R.C., Johnson, R.W., Gray, C.M., and Frey, F.A., 1985, Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 89, p. 394-409.
- Price, J.G., Henry, C.D., Barker, D.S., Parker, D.F., 1987, Alkalic rocks of contrasting tectonic settings in Trans-Pecos Texas: *Geological Society of America Special Paper*, v. 215, p. 335-347.
- Potts, P.J., 1987, A handbook of Silicate Rock Analysis- Blackie, 622 p.
- Ramírez-Fernández, J.A., 1996, Zur Petrogenese des Alkalikomplexes der Sierra de Tamaulipas, NE Mexiko : Tesis Doctoral, Freiburg University, Germany, 316 p.
- Ramírez-Fernández, J.A., Heinrich, W., 1992, Geology of the Tertiary Bufa del Diente intrusion and its contact aureole, Sierra de San Carlos, Tamaulipas, Mexico: *Zentralblatt für Geologie Paläontologie, Teil I*, v. 6, p. 1519-1531.

- Ramírez-Fernández, J.A., Keller, J., 1997, The Sierra de Tamaulipas en NE Mexico – Transition from subduction related to intraplate Tertiary magmatism including carbonatites – Volcanic activity and the environment. IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, January 1997, p. 138 (abstract).
- Ramírez-Fernández, J.A., Keller, J., Hubberten, H.-W., 2000, Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del Complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.17, p. 45-65.
- Robin, C., 1976a, El vulcanismo de las planicies de la Huasteca (Este de México): datos geoquímicos y petrográficos. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, v. 96, p. 55-92.
- Robin, C., 1982, Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au pasaje entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud mexicain. (Axe Trans-mexican et Province Alcaline Orientale). *Ann. Sci. de l'Univ. Clermont-Ferrand II*. V. 70, p.503.
- Rodríguez Saavedra, P., 2003, Estudios petrográficos y geoquímicos de las rocas magmáticas de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 134 p.
- Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman
- Sachtleben, Th., and Seck, H.A., 1981, Chemical control of Al-solubility: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 78, p.157-165.
- Sato, H., 1977, Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, v. 10, p. 113-120.
- Shaw, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 237-243.
- Shelley, D., 1992, Igneous and metamorphic Rocks under the Microscope. Chapman y Hall, Londres, Gran Bretaña, 445 p.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 101-118.
- Spera, F.J., 1980, Aspects of magma transport. In Hargreves, R.B. (ed.): Physics of magmatic processes.- Princeton Univ. Press, Princeton, 265-323.
- Sun, S.S, McDonough W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and process. In: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.): Magmatism in the oceanic basins. Geological Society. Special Publication. v. 42, p. 313-346.
- Thorpe, R.S., 1977, Tectonic significance of alkaline volcanism in the eastern Mexico. *Tectonophysics*, v. 40, p. 19-26.
- Treuil, M., Joron, J.L., 1975, Utilisation des elements hygromagmatophyles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques.

- Exemples de l'Afar et de la Dorsale medioatlantique. *Società Italiana Mineralogía e Petrologia*. V. 131, p. 125-174.
- Treviño-Cázares, A., 2001, Xenolitos del Manto en la Planicie Costera del Golfo de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 113 p.
- Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., 2005, Mantle Xenoliths and Their Host Magmas in the Eastern Alkaline Province, Northeast Mexico. *Internacional Geology Review*, Vol. 47, No. 12, p. 1260-1286.
- Vasconcelos-Frnández., M., Verma, S.P., Vargas-Ballesteros., R., 2001, Diagrama Ti-V: una nueva propuesta de discriminación para magmas básicos en cinco ambientes tectónicos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, p. 162-174.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Zotelo-Rodríguez, Z.T., 2002, SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System: *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 711-715.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Velasco-Tapia, F., 2003, A revised CIPW norm. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische*, v. 83, p. 197-216.
- Viera-Décida, F., 1998, Delimitación, petrografía y geoquímica de los cuerpos intrusivos del rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas: Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, México, 96 p.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J.A., 1998, Geología y geoquímica del Rancho El Salvador: Un complejo ígneo de subducción en la Sierra de Tamaulipas. *Geomimet*, v. 216, p. 32-60.
- Weichert, U., Ionov, D.A., Wedephol, K.H., 1997, Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*., v. 126, p. 345-364.
- White, W.M., 1997, *Geochemistry* (libro electrónico). Cornell University, p. 701.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*: London, Harper Collins Academic, Londres, Gran Bretaña. 460 p.
- Wimmenauer, W. 1985, *Petrographie der magmatieshen und metamorphen Gesteine*-Enke, Stuttgart, Alemania. p. 382.
- Xue, X., Baadsgaard, H., Irving, A., Scarfe, CH., 1990, Geochemical and isotopics of lithospheric mantle beneath west Kettle River, Brithish Columbia: Evidence from ultramafic xenoliths. *Journal Geophysical Research*. V. 95, p. 15879-15891.
- Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Marriner, G.F., Bea, F., 1999, Geochemical variation in peridotite xenoliths and their constituent clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): implications for the composition of the shallow lithospheric mantle. *Chemical Geology*, v. 153, p. 11-35.

LISTA DE FIGURAS

- Fig.1.1 Localización y vías de acceso a las áreas de estudio de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas. En la figura destacan los rasgos morfológicos de la Sierra Madre Oriental y de los complejos volcánicos de Palma Sola y Los Tuxtla, Veracruz.
- Fig. 1.2 Microscopio petrográfico donde se identifican los minerales de la muestra que se desea analizar, que tiene además, un monitor y una impresora adaptados. Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid.
- Fig. 1.3 Vista general de la Microsonda Electrónica WDS JEOL JXA-8900M, del Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid que fue utilizada para la obtención de los análisis químicos de minerales.
- Fig. 2.1 Mapa geológico simplificado de la Sierra de San Carlos-Cruillas, mostrando además la distribución de las rocas volcánicas. Tomado de Rodríguez-Saavedra, 2003.
- Fig. 2.2 Mapa geológico simplificado de la Sierra de Tamaulipas. Se muestran además los complejos volcánicos de Llera de canales y Aldama. Modificado de Ramírez-Fernández, 1996.
- Fig. 2.3 En la fotografía se observa una colada de basalto sobre sedimentos aluviales (Color crema), que a su vez sobreyacen a lutitas de la Fm. Méndez, en la Mesa Monteríos; al este de la Sierra de San Carlos-Cruillas.
- Fig. 3.1 Mapa que muestra los complejos magmáticos que conforman la Provincia Alcalina Oriental: SB = Sierra Blanca, T-P = Trans-Pecos, LC = La Cueva, CM = Candela-Monclova, SCC = Sierra de San Carlos Cruillas, ST = Sierra de Tamulipas, PT =Planicie de Tampico, PS = Palma Sola, y LT = Los Tuxtla (modificado de Ramírez-Fernández et al., 2000). En este mapa se muestran las nuevas localidades con xenolitos del Manto, representadas con estrellas (SCC y ST), las provincias geológicas del sur de USA y México: BRP = Provincia del *Basin and Range*, RGR = El *Rift Río Grande*, SMOcc = Sierra Madre Occidental, PAO = Provincia Alcalina Oriental y CVM = Cinturón Volcánico Mexicano. Los triángulos muestran las localidades con xenolitos del sur de USA (Luhr y Aranda-Gómez, 1997): I, Joshua Three; II, Chino Valley; III, San Carlos; IV, Geronimo; V, Kilbourne; VI, Potrillo, VII, Rim Rock; VIII, Terlingua; IX, Forbidden Mountains; X, Alpine y XI, Balcones; en cuadros las localidades de México (Aranda-Gómez and Ortega-Gutiérrez, 1987; Blatter y Carmichael, 1998): 1, San Quintín; 2, Pinacate; 3, Las Palomas; 4, Maar Potrillo; 5, La Olivina; 6, Jiménez; 7, La Breña; 8, El Pino; 9, Nieves; 10, Catorce; 11, El Toro; 12, Santo Domingo; 13, Ventura; 14, Cerro Nopal; 15, Isabel island; 16, El Cardel; 17, Puente Negro; 18, Los Tuxtla; 19, Valle de Bravo. M = Ciudad de México.

- Fig. 3.2 Mapa geológico regional escala 1: 2 000 000 (COREMI, 1992) donde se muestran las localidades con xenolitos de Manto la Sierra de San Carlos-Cruillas reportadas en el presente trabajo: Cerro Burgos (CBurg), Cerro Paz (CPaz), Cerro Apóstol (Apos), Cerro Cuervo (Cue), Mesa Monteríos y para la Sierra de Tamaulipas: Mesa La Sandía (MLS), Mesa San Fernando (MSF) y Cerro La Clementina (CLE).
- Fig. 3.3 Imagen a detalle del miembro vesicular de la fonotefrita de la Mesa Monteríos, al este de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Fragmento de 30 cm. de largo.
- Fig. 3.4 Fotografía del xenolito más grande encontrado en México hasta la fecha (1.30 m de diámetro). Localidad Mesa San Fernando, Llera de Canales, Tamps.
- Fig. 4.1 **a)** Fenocristal de olivino el cual muestra alteración a iddingita, nicoles cruzados y **b)** Matriz fina observada en algunas rocas volcánicas portadoras de xenolitos, destacando la presencia de fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Canto inferior de las micrografías de 4 mm.
- Fig. 4.2 **a)** Textura protogranular observada en los cumulatos (Apos-M4), nicoles cruzados; **b)** Textura poikilítica en la muestra Sar-7, Nicoles paralelos; **c)** Cristal de biotita de color café claro en la muestra Apos-4, sin analizador y **d)** Recristalización de los olivinos en la muestra CBurg-6. El canto inferior de las micrografías es de 4 mm.
- Fig. 4.3 Clasificaciones modales de los xenolitos de la Sierra de Tamaulipas (Arriba): *Cerro La Clementina, Mesa San Fernando y Mesa La Sandía*; y de la Sierra de San Carlos-Cruillas (Abajo): *Cerros Burgos, Paz, Apóstol, Cuervo y Mesa Monteríos*. Ol = olivino, Opx = ortopiroxeno y Cpx = clinopiroxeno.
- Fig. 4.4 **a)** Textura transcicional de protogranular a porfiroclástica observada en la muestra CB-4 (Iherzolita). **b)** Cristal de ortopiroxeno (centro inferior) con lamelas de exsolución de clinopiroxeno observada en la Iherzolita MSF.1. **c)** Textura protogranular típica observada en las harzburgitas (CB.7). **d)** Cristales de olivino fracturados y recristalizados en la harzburgita CPaz-2. Canto inferior de las imágenes igual a cuatro milímetros.
- Fig. 5.1 Diagrama de clasificación TAS para las muestras de (a) Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas y Ocampo (este trabajo) y (b) muestras reportadas por otros autores: OE (Orozco-Esquivel, 1995), RF (Ramírez-Fernández, 1996), Robin (1976), Thorpe (1977) y NG (Nelson y González-Caver, 1992). Los campos alcalinos y subalcalinos son según McDonal y Katsura, (1964).
- Fig. 5.2 Diagrama de variación de MgO con respecto a los elementos mayores en las rocas volcánicas portadoras de xenolitos.
- Fig. 5.3 Diagrama de variación de MgO (ajustado) con respecto a los elementos trazas en las rocas volcánicas portadoras de xenolitos.
- Fig. 5.4 Diagramas multielementos, normalizados a Manto Primordial, para las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas (a y b), de la Sierra de Tamaulipas (c), así como también de la región de Cd. Ocampo, Tamaulipas (d). Se incluye el tipo de roca y el % de SiO₂ ajustado.

- Fig. 5.5 Diagramas de Tierras Raras normalizados a Condrita, para las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas (a), de la Sierra de Tamaulipas y de la región de Cd. Ocampo, Tamps. (b).
- Fig. 5.6 Diagrama de variación de Ni con respecto al Mg-v de las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas y Ocampo, Tamps.
- Fig. 5.7 Diagramas de discriminación para los magmas primarios de la PAO. (a) Diagrama Zr/ Y vs. Zr según Pearce y Norry (1979). (b) Diagrama V vs. Ti/1000, según Shervais (1982): IA = Arcos de isla, CA = Arco continental, RT & OIB = Rift y basaltos de isla oceánicos. Las líneas punteadas indican relaciones de Ti/V de 10, 20, 50 y 100.
- Fig. 6.1 Diagrama de correlación entre el #Mg y el contenido de forsterita en los olivinos en las rocas peridotíticas analizadas. La flecha indica la línea de evolución de Iherzolitas fértiles a harzburgitas refractarias (Niu, 1997).
- Fig. 6.2 Diagrama de variación entre MgO y SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO_t, CaO y Na₂O para los xenolitos peridotíticos estudiados. La línea sólida representa la composición residual de una fusión parcial en equilibrio a 10 kbar y la línea punteada una fusión parcial fraccionada a 20 kbar, a partir de una Iherzolita fértil modelo; propuestas por Niu (1997).
- Fig. 6.3 Diagramas de correlación de elementos traza versus MgO en roca total de las peridotitas estudiadas. Como comparación se muestra la composición del Manto primordial (MP) y del Manto litosférico continental promedio (MLC).
- Fig. 6.4 Diagramas de correlación Sr/La vs. Zr; elementos traza altamente incompatibles presentes en los xenolitos estudiados. Se presentan además las relaciones en xenolitos del Manto de diferentes partes del Mundo.
- Fig. 6.5 Diagramas multielementos, normalizados a Manto Primordial, para análisis de roca total de xenolitos. **a)** Muestras de la Sierra de San Carlos-Cruillas; **b)** Muestras de la Sierra de Tamaulipas con relaciones de $(La/Yb)_N \geq 1$ y **c)** con valores de $(La/Yb)_N < 1$. Valores de normalización según Sun y McDonough (1989).
- Fig. 6.6 Diagramas de Tierras Raras, normalizados a Condrita, para análisis de roca total de de xenolitos. Se grafica además la composición promedio del Manto litosférico continental (MLC). Valores de normalización según Sun y McDonough (1989).
- Fig. 7.1 Imágenes de retrodispersión de algunos fenocristales obtenidas en la Microsonda electrónica: (a) Muestra MSF-M2 donde se observan las características y contrastes de Cpx, Ol y Opx.; (b) Fenocristal de espinela con inclusiones de olivino, Muestra CLE-M2; (c) Fenocristal maclado de Clinopiroxeno, en la fonotefrita de la Mesa Monteríos; (d) Fenocristal de Clinopiroxeno con exsoluciones de Ortopiroxeno en la muestra Mont-M4; (e) Cristal de Ortopiroxeno con bordes de disequilibrio (Cpx) en la muestra CLE-M2 y (f) Fenocristal de Olivino zonado en una matriz fina de una basanita (CUE-3); nótese los cambios de tonalidades en el cristal, los cuales corresponden a los cambios en la composición química. La escala está indicada en cada fotografía.
- Fig. 7.2 Correlación entre el contenido de forsterita (Fo) en los olivinos versus Mg-v en el ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela en las muestras estudiadas.

- Fig. 7.3 Diagrama de clasificación de los piroxenos analizados. a) Piroxenos analizados en xenolitos; b) Piroxenos en cumulatos y c) Piroxenos en basaltos.
- Fig. 7.4 Diagrama de variación en base a la relación de $Cr/(Cr + Al)$ en la espinela y el clinopiroxeno para las diferentes muestras analizadas. La flecha indica la dirección de la fusión.
- Fig. 7.5 Diagrama de variación en base a la relación de $Cr/(Cr + Al)$ en la espinela y el clinopiroxeno para las diferentes muestras analizadas.
- Fig. 7.6 Composición de las espinelas analizadas en xenolitos de la Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas respectivamente. Diagrama propuesto por Haggerty (1991).
- Fig. 7.7 Relación de $Cr/(Cr + Al)$ versus $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ para las espinelas presentes en los xenolitos. Diagrama según Carswell (1980).
- Fig. 8.1 Magmas primarios de la Provincia Alcalina junto con líquidos en equilibrio con mineralogías del Manto (5-30 kbar) se presentan el tetraedro de los basaltos que se basa en la norma CIPW; propuesto por Fallon & Green (1988). Jadeita + molécula Ca-Tschermak (Jd + CaTs), cuarzo (Qz) y olivino (Ol).
- Fig. 8.2 Termómetro gráfico a 15 kbar de presión, para los pares de piroxenos de las localidades de la Mesa Monteríos, Cerro Burgos, Mesa San Fernando, Cerro La Clementina y Mesa La Sandía, propuesto por Lindsley (1983).
- Fig. 8.3 Termómetro gráfico propuesto por Sachtleben y Seck (1981). Se grafican los piroxenos estudiados de la SSCC y ST. Los círculos representan los ortopiroxenos que están unidos por la línea con los clinopiroxenos coexistentes.
- Fig. 8.4 Modelado de fusión parcial del tipo directo (Shaw, 1970) para el basalto Cerro Burgos (CB-8), de la Sierra de San Carlos-Cruillas. En círculos sólidos, se muestra la composición del Manto a través del xenolito. F representa los valores de fusión parcial.
- Fig. 8.5 Modelado de fusión parcial del tipo directo (Shaw, 1970) para la hawaiíta Cerro Clementina (CLE-1), de la Sierra de Tamaulipas. En círculos sólidos, se muestra la composición del Manto a través del xenolito. F representa los valores de fusión parcial.
- Fig. 8.6 Diagramas $C^{La}/C^i - C^{La}$ normalizados al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para el grupo de elementos traza seleccionados: (a) REE, y (b) Ba, Nb, Ta, Sr, Zr e Y.
- Fig. 8.7 Diagramas de intercepto (I^i) vs. pendiente (m^i) para (a) REE y (b) para Ba, Nb, Sr, Ta, Zr e Y. El tamaño de cada rectángulo corresponde aproximadamente al error estándar de los parámetros de regresión derivados de la figura 8.6.

- Fig. 8.8 Diagramas de concentración de elementos incompatibles en la fuente, relativas a la concentración de C^{La} y normalizadas a Manto Primordial (Sun y McDonough, 1989), para los magmas con características primarias: (a) Sierra de San Carlos-Cruillas y (b) Sierra de Tamaulipas.
- Fig. 8.9 Modelo gravimétrico a lo largo de un perfil que va desde el altiplano mexicano, cruza la Sierra Madre Oriental (SMO), el basamento Huizachal Peregrina (HP); mostrando además la Corteza transicional hacia el Golfo de México. Los números en paréntesis representan la densidad promedio del cuerpo (en gr/cm^3). Tomado de Mickus y Montana (1999).
- Fig. 8.10 Modelo esquematizado para la región de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamps. En este modelo se representan las localidades de la Mesa Monteríos (MMont) y Cerro Burgos (CB).
- Fig. 8.11 Modelo esquematizado para la región de Llera de Canales, Tamps., donde se generaron los basaltos portadores de xenolitos. Se representa las localidades de la Mesa San Fernando (MSF), Mesa La Sandía (MLS) y Cerro La Clementina (CLE).

LISTA DE TABLAS

- Tabla 3.1 Nombre y ubicación de las localidades con xenolitos del Manto en el área de estudio.
- Tabla 4.1 Textura, composición modal y clasificación de los xenolitos estudiados. Ol = olivino, Opx = ortopiroxeno, Cpx = clinopiroxeno y Spl = espinela. La composición modal está dada en % del volumen de la roca.
- Tabla 5.1 Composición química en elementos mayores (% m/m) y norma CIPW para las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas.
- Tabla 5.2 Composición química en elementos mayores (% m/m) y norma CIPW para rocas volcánicas de la Sierra de Tamaulipas (CLE, MSF y MLS) y de la región de Ocampo, Tamps. (OCA, MAIZ, COL y VCOL).
- Tabla 5.3 Composición química en elementos mayores (% m/m) y elementos traza para las rocas volcánicas de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Tamaulipas. * Estos resultados se encuentran por debajo el límite de detección.
- Tabla 5.4 Composición química en elementos mayores (% m/m) y elementos traza para las rocas volcánicas de la Sierra de Tamaulipas y de la región de Ocampo, Tamps. * Estos resultados se encuentran por debajo el límite de detección.
- Tabla 6.1 Composición modal, elementos mayores (% m/m) y elementos traza (ppm) de roca total para las peridotitos del Manto estudiadas. Mont= Mesa Monteríos, CB= Cerro Burgos, CLE= Cerro La Clementina, MSF= Mesa San Fernando y MLS= Mesa La Sandía. * Estos resultados están por debajo del límite de detección.
- Tabla 7.1 Composición química y contenido de forsterita (Fo) de los olivinos analizados. Cerro Paz (Paz), Cerro Apóstol (Ap), Cerro Cuervo (Cue), Cerro Burgos (CB), Mesa Monteríos (Mont), Mesa La Sandía (MLS), Cerro Clementina (CLE) y Mesa San Fernando (MSF).
- Tabla 7.2 Composición química y clasificación de los piroxenos analizados. Cerro Paz (Paz), Cerro Apóstol (Ap), Cerro Cuervo (Cue), Cerro Burgos (CB), Mesa Monteríos (Mont), Mesa La Sandía (MLS), Cerro Clementina (CLE) y Mesa San Fernando (MSF).
- Tabla 7.3 Composición química y clasificación de las espinelas analizadas. Cerro Paz (Paz), Cerro Apóstol (Ap), Cerro Cuervo (Cue), Cerro Burgos (CB), Mesa Monteríos (Mont), Mesa La Sandía (MLS), Cerro Clementina (CLE) y Mesa San Fernando (MSF).
- Tabla 7.4 Composición química de las biotitas analizadas.

- Tabla 8.1 Datos usados en el modelado: composición del Manto mediante muestras CB-8 y MLS-1; composición de condrita* según Nakamura (1974); coeficiente de partición (D) para olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) y espinela (spl) y coeficiente de partición global (D_0). Los coeficientes de partición de especies individuales se tomaron de Rollinson (1993).
- Tabla 8.2 Coeficientes de regresión lineal (R) en los diagramas binarios de elementos incompatibles (normalizados a Manto primordial) en los magmas máficos con características primarias de la SSCC y ST. n = número de muestras; m = pendiente, I = intercepto y Se es el error estándar.