



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Caracterización de la fuente mantélica que produjo las variedades máficas de la Cuenca de Serdán-Oriental

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
EDUARDO BECERRA TORRES

Directora de tesis
Dra. Laura Mori
Facultad de Ingeniería

CIUDAD UNIVERSITARIA Cd. Mx. Enero 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi compañero de vida Juan David

A mi mentora Laura

A mis Papás y hermana

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias al apoyo económico del Proyecto IB100912 DGAPA-PAPIIT, del cual es responsable la Dra. Laura Mori.

Quiero dar un agradecimiento muy especial a la Dra. Laura Mori, por siempre apoyarme a lo largo de todas mis etapas académicas y con los nuevos proyectos que he deseado emprender. Permitirme aprender y trabajar a su lado como un igual. Nunca tendré palabras para agradecerle la forma en que me ha enseñado y guiado. Además, esta tesis marca el final de una gran etapa juntos de estudiante y colega; para comenzar una nueva de ser colega, amigo y familia.

Asimismo, gracias a las Dra. Barba Martiny y Dra. Beatriz Díaz-Bravo, por formar parte de mi comité tutor y durante dos años mantener un dedicado seguimiento y revisión de mi trabajo.

Gracias a los miembros de mi jurado por su tiempo y sus valiosos comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo. Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dr. Dante Morán Zenteno, Dr. Peter Schaaf y el Dr. Aldo Ramos Rosique, muchas gracias.

Quisiera agradecer especialmente a la Técnica Académica María del Consuelo Macías Romo, por el apoyo en el Laboratorio de separación de minerales, siempre siendo accesible y apoyando de la mejor manera, a poder realizar la técnica en el Instituto de Geología, muchísimas gracias.

Un agradecimiento al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), por permitirme utilizar sus instalaciones. Gracias al Dr. Carlos Ortega Obregón, por su apoyo en la medición y reducción de datos de los análisis químicos de los olivinos.

Por supuesto no puedo dejar de agradecer a mis grandes amigos, que a pesar de la distancia estos últimos años me siguen demostrando una amistad incondicional, que me permitieron no perder la cabeza. Citlali, Mónica, Anthony, Sharon, Paula, Meli.

Especialmente quiero agradecer a mi gran amiga Monse, por ser mi hermana y gran compañera. Esto marca el fin de una nueva etapa, pero seguro estaremos siempre juntos a lo largo de nuestra vida. Además de también agradecer a mi gran amigo Joaquín, una persona que en poco tiempo ha reafirmado nuestra amistad, cariño y apoyo, a pesar de ser físico claro (ja).

Quiero agradecer a mis padres, que me han demostrado como se pueden hacer de pequeñas acciones grandes personas, y sobre todo me han apoyado infinitamente, sin ellos nunca hubiera alcanzado esta meta tan importante. Más aun, quiero agradecer a mi Padre porque luchó este último año con toda su fuerza y me siento infinitamente agradecido con Dios por permitirle estar presente en estos momentos conmigo, permitiéndole que me enseñe aun muchas cosas. Papá eres grande, nunca tendré palabras para decir lo feliz que soy que hayamos superado el 2016. Te quiero.

A mi hermanita que siempre busca apoyarme y demostrarme su cariño a pesar de todos los problemas y diferencias que tenemos. A mis tías Laura y Raquel, porque desde sus formas de ver la

vida diferentes, me han enseñado el camino de un buen ser humano y sobre todo como se es buen hermano. A mi primo Jorge que al igual que mi hermana, siempre me ha apoyado y para mí más que mi primo es mi hermano mayor.

También quiero agradecer a mi familia extendida que me ha afortunadamente la vida me ha dado, Sr. Matilde, Sr. David y Zaira. Un soporte indiscutible a lo largo de estos últimos años. Y sin lugar a duda parte de este esfuerzo.

De igual forma, este trabajo es en buena medida gracias al constante apoyo de Juan. La persona que siempre me ha seguido, guiado, escuchado y sobre todo soportado, en estos años llenos de turbulencia y agitación. Incluso en los momentos más difíciles de este último año donde todo se veía tormentoso, él me dio las fuerzas para continuar. Y sobre todo me demostró lo que logra el amor.

ÍNDICE

RESUMEN	7
ABSTRACT	9
1. INTRODUCCIÓN	11
1.1 Magmatismo en zonas de subducción y la Cuenca de Serdán-Oriental	11
1.2 Manto heterogeneo y planteamiento del problema	12
1.3 Justificación	13
1.4 Hipótesis	13
1.5 Objetivos	13
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	14
2.1 El Cinturón Volcánico Mexicano	14
2.1.1 <i>Generalidades</i>	14
2.1.2 <i>Las placas oceánicas en subducción</i>	15
2.1.3 <i>El basamento</i>	16
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	17
4. LOS OLIVINOS COMO HERRAMIENTA PETROLÓGICA	20
4.1 Fundamentos teóricos para el uso petrogenético del olivino	23
4.2 El uso petrogenético de los olivinos en una zona de subducción	24
4.2.1 <i>Las alternativas para generar magmas de alto Kd_{Ni-ol}</i>	24
4.2.1.1 <i>Modelo de mezcla de fundidos</i>	25
4.2.1.2 <i>Modelo de reacción roca-fundido</i>	20
4.3 Estudios de olivinos en el CVM	28
4.3.1 <i>Centro del CVM</i>	28
4.3.2 <i>Sector occidental del CVM</i>	31
5. MÉTODOS ANALÍTICOS	32
5.1 Materiales máficos de la Cuenca	32
5.1.1 <i>Selección de los materiales</i>	32
5.2 Separación mineral	32
5.2.1 <i>Fracciones para la separación</i>	33
5.2.2 <i>Separación</i>	33
5.3 Análisis mineral	35
5.3.1 <i>Método analítico</i>	36
5.3.2 <i>Consideraciones de la metodología</i>	37
6. Resultados	38
6.1 Antecedentes CSO	38
6.1.1 <i>Productos volcánicos del grupo NM</i>	38
6.1.2 <i>Productos volcánicos del grupo TCSO</i>	42

6.1.3 Productos volcánicos del grupo sur CSO	45
6.1.4 Productos volcánicos del grupo de alto potasio	47
6.1.5 Caracterización isotópica de los productos de la CSO	49
6.2 Los datos geoquímicos de la CSO, relacionados con su ubicación geográfica	50
6.2.1 Latitud contra elementos mayores	50
6.2.2. Latitud contra relaciones de elementos traza	50
6.3 Composición química de los olivinos	53
7. Discusión	57
7.1 La petrografía de la CSO en relación con la química mineral de olivinos	57
7.2 Interpretación integral de los datos geoquímicos de roca total y de olivinos: hacia un modelo petrogenético para el magmatismo de la CSO	57
7.2.1 El papel del basamento en la diversidad magmática de la CSO e interpretación de los análisis isotópicos	58
7.2.2 La fuente mantélica heterogénea	59
7.2.3 Diversidad litológica del manto	60
7.2.4 La diversidad magmática de la CSO como producto de la reacción roca-fundido en la cuña del manto	61
7.2.5 Piroxenitas de ortopiroxeno o de clinopiroxeno	65
7.2.6 Modelo integral para el magmatismo máfico de la CSO	66
8. CONCLUSIONES	69
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72
A. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS COLECTADAS	80
A.1. Muestras colectadas en el Sector Norte de la CSO	80
A.2. Muestras colectadas en el Sector Transicional de la CSO	81
A.2. Muestras colectadas en el Sector Sur de la CSO	83
Tabla 1. Composición de olivinos por ablación laser y espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción	88

RESUMEN

Las variedades magmáticas del sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) están emplazadas a gran distancia de la trinchera, sobre un basamento continental antiguo de grosor importante, bajo el cual la placa en subducción es muy profunda. Estas características peculiares nos llevan a preguntarnos si la diversidad geoquímica de los productos volcánicos está relacionada con procesos de asimilación de diferentes litologías del basamento, o con aportes variables de la placa subducida. En trabajos anteriores (Becerra-Torres, 2014; Pale-Berruecos, 2014) se propuso que la diversidad magmática no es explicable con participación variable de la corteza continental, y que más bien se debe a contribuciones variables de la placa subducida al manto subarco.

En este trabajo se explica de qué manera y en qué proporción se lleva a cabo el metasomatismo del manto por parte del componente de la subducción, con apoyo de una técnica petrológica avanzada, como el estudio de la composición química de los olivinos contenidos en los productos volcánicos de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO). Se realizó un análisis petrográfico y geoquímico profundo de 63 muestras del magmatismo máfico de la CSO. Al resaltar analogías y diferencias en función de su distribución en el área de estudio, fue posible agrupar los materiales estudiados en 4 suites: 1) Norte Malinche (NM), ubicada en el extremo noroeste del área, presenta la señal de la subducción más diluida y un contenido de TiO_2 similar al reportado para rocas alcalinas de tipo intraplaca del CVM. 2) Transicional CSO (TCSO), con características calci-alcalinas transicionales, distinguible del grupo NM a pesar de coexistir a la misma latitud, por su mayor grado de evolución e incremento en los indicadores del componente de la subducción. 3) Sur CSO (SCSO), rocas con una señal de la subducción intensa, pero variable ($\text{Ba/Nb} = 35-184$, promedio 82.9), un $\#Mg$ ($100 * Mg / (Mg + Fe)$) alto y constante a diferentes contenidos de SiO_2 . 4) CSO de alto-K (KCSO), grupo que emplazado entre las muestras del grupo SCSO, son rocas alcalinas de alto-K shoshoníticas, y con la señal de la subducción más intensa. Para este trabajo se analizaron olivinos de 15 muestras representativas de los diferentes grupos.

Los resultados del análisis de olivinos muestran que los del grupo KCSO presentan los valores más altos de Ni, incluso superan los valores reportados por los olivinos del sector central CVM a mismos valores de Fo% molar. Seguidos de éstos, los olivinos de SCSO también presentan enriquecimientos importantes de Ni. A medida que nos desplazamos hacia el norte disminuye progresivamente el contenido de Ni, hasta las muestras pertenecientes a NM, aún enriquecidas en comparación con los valores de los olivinos de basaltos de dorsal. Los olivinos de todas las muestras forman patrones salen de las trayectorias de cristalización de un fundido derivado de

peridotitas. Por lo que, el enriquecimiento anómalo de Ni en los olivinos, sugiere que los magmas máficos de la CSO derivan de una litología híbrida piroxenítica libre de olivinos. Esta nueva fuente mantélica es menos compatible con el Ni, generando magmas ricos en este elemento y consecuentemente olivinos enriquecidos en Ni. Asimismo, se propone que todas las rocas de la CSO tienen un paulatino decremento de Ni, al ser fundidos híbridos de piroxenita con participación variable de fundidos de peridotitas circundantes. Las piroxenitas dentro de la cuña del manto son generadas por la reacción en proporciones variables entre un fundido rico en SiO₂ de la placa subducida, y las rocas mantélicas ricas en Ni y Mg. Considerando este mecanismo, cada manifestación magmática de la CSO se interpretó como el resultado de tres eventos que suceden en el manto sub-arco y uno en la corteza de manera individual e independiente entre sí: 1) inyección de un componente de la subducción al manto e interacción con las peridotitas, para producir piroxenitas de bajo o alto sílice dependiendo de las proporciones relativas de cada componente; 2) fusión de la litología híbrida; 3) interacción de este magma con fundidos de las peridotitas circundantes, y dilución variable de las características heredadas de la fuente piroxenítica; 4) ascenso y diferenciación. Bajo este modelo la suite KCSO, representa magmas derivados de piroxenitas de bajo sílice, con escasa participación del manto peridotítico. Las suites SCOS y TCSO derivan de tres litologías mantélicas que se fundieron en proporciones variables: piroxenitas de bajo sílice, piroxenitas de alto sílice y peridotitas empobrecidas. Por último, la suite NM deriva de la fusión de un manto peridotítico enriquecido, con una participación modesta de piroxenitas de bajo sílice.

Así mismo, el modelo se presenta más complejo cuando se considera la posibilidad de que estén participando piroxenitas con diferencias mineralógicas. Las suites SCOS y KCSO arrojan la presencia de un clinopiroxeno sobre ortopiroxeno como fase predominante en las peridotitas híbridas. Así, se establece una relación entre la magnitud del flujo de materia desde el bloque subducido y donde se manifiestan piroxenitas de clinopiroxeno.

ABSTRACT

The magmatic varieties in the East sector of Mexican Volcanic Belt (MVB), are located at wide distance from the trench, over an old and thick basement and where the slab is considerable deep. This peculiar features, set out the question if the geochemical diversity of the magmatic products are related with assimilation of different basement lithologies or with variable contributions of the slab. In previous works (Becerra-Torres, 2014; Pale-Berruecos, 2014), have been suggested that the magmatic diversity could not be explain participation in variable proportions of the continental crust. On the contrary, it is the consequence of variable contributions of the slab to the mantle wedge.

In this work is explain how and in which proportion is proceeding the mantle metasomatism by the subduction component. This with the support of an advanced petrological technique, like it is the study of olivines chemical composition, of Cuenca de Serdán-Oriental (CSO) volcanic products. Also, 63 magmatic samples was petrographical and geochemical analysed deeply. An in consequence, it could be grouped in 4 suites in accordance of it is geographical position: 1) North Malinche (NM), located in nor-west extreme of the study area, it present the most diluted subduction signal and a quantity of TiO_2 similar to those of intraplate type that had been reported in the centre of CVM. 2) Transitional CSO (TCSO), with characteristics of transitional calc-alkaline, there are distinguish from NM by their increase of in the proxies of subduction component and the more evolution that the suite presents, despite that both coexist at the same latitude. 3) South CSO (SCSO), rocks with an intense but variable subduction sign ($\text{Ba/Nb} = 35-184$, promedio 82.9), and a high and constant $\#Mg$ ($100 * Mg / (Mg + Fe)$) at variable contain of SiO_2 . 4) CSO of high-K (KCSO), group that has been emplaced between the suite SCSO, it is conformed by alkaline rocks of high-K shoshonitic, with highest subduction signal. For this work has been analysed olivines from 15 representative samples of the different suites.

The results of the olivine analysis shows that those of suite KSCSO present the highest values of Ni followed by SCSO, even over the values that was registered for the centre of CVM, at the same $\text{Fo}\%$ molar. In the way the suites are located more to the North the quantity of Ni is decreasing progressively, the extreme are the rocks of NM, but in comparison of the olivines in ridge basalts there are also enriched. The olivines of all the samples show patter that do not adjust with the crystallisation path of a peridotitic melt. Therefore the high Ni suggest that the mafic magmas of CSO derived from an olivine free pyroxenitic hybrid lithology . This new mantle source is least compatible with Ni and hence it has generated magmas rich in this element and subsequently high

Ni olivines. Likewise, all the rocks of CSO have a gradual decrease of Ni, this feature has been explained by a variable peridotitic melt participation from the surrounding unmodified mantle. The pyroxenites into the mantle wedge, has been generated by reactions in variable proportions between a SiO₂ rich melt from the slab and high Ni and Mg mantle rocks. If it considering this mechanism, each magmatic manifestation of CSO has been interpreted individually as the result of three independent events in the sub-arc mantle and one in the continental crust: 1) the injection of a subduction component to the mantle and subsequently interaction with peridotites, in order to produce, in dependance of the magnitude of slab flow, pyroxenites with low or high silica. 2) The melting of the new hybrid lithologies. 3) The interaction of this magma with surrounding peridotitic melt, this diluted the inherited features of pyroxenites. 4) The rising and differentiation. Under this model, the suite KCSO represent direct melt of the low silica pyroxenites, with negligible participation of peridotitic mantle. Furthermore SCSO and TCSO, are derived from three mantle lithologies that has been melted in variable proportions: low silica pyroxenite, high silica pyroxenite and depleted mantle peridotite. At least, NM suite came from the melt of enriched mantle with a modest participation of low silica pyroxenites.

Additionally, the model has been presented more complex, when is considered the involvement of pyroxenites with different mineralogy. The suites SCSO and KCSO, throw to light the presence of clinopyroxene as the main phase, neither the orthopyroxene like the traditional hybrid pyroxenites. Thereby, it has been established a relation between quantity of matter flux from slab and the location of clinopyroxenites.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Magmatismo en zonas de subducción y la Cuenca de Serdán-Oriental

La generación de magmas en zonas de subducción es un proceso geológico de elevada complejidad con implicaciones globales trascendentales, como son el reciclaje geoquímico en el planeta y la evolución de la corteza continental (Brown y Rushmer, 2006). Para poder explicarlo hay que contemplar un gran número de variables como son las características físicas y químicas de la placa subducida, el manto sub-arco y el basamento continental que atraviesan los cuerpos magmáticos.

Por estar emplazados sobre una corteza continental muy gruesa, a distancias variables y considerables de la trinchera, en una zona bajo la cual la placa oceánica yace a una profundidad notable, los productos de la Cuenca de Serdán Oriental (CSO), en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) son idóneos para dar luz a la problemática petrogenética del magmatismo de arco continental.

En la tesis de Pale-Berruecos (2014) se reconoció en la CSO la existencia de rocas de composición variable de máfica a intermedia con afinidad calciocalina, y una suite de alto-K. Las rocas del sur presentan una señal marcada de la subducción que va disminuyendo a medida que nos desplazamos al norte a lo largo de un transecto en el sector este del área de estudio. Por otro lado en el trabajo de Becerra-Torres (2014) se desarrolló un estudio análogo al oeste de la CSO, encontrando una suite similar al sur junto con rocas de alto-K con afinidad shoshonítica. Pero de manera diferente en ese trabajo al norte, se describieron rocas de alto Ti con una señal de la subducción muy atenuada, compartiendo características con rocas del tipo intraplaca encontradas en otras zonas del CVM. En ambos trabajos previos, se propuso que la diversidad composicional del magmatismo de la CSO se genera por aportes variables de la placa subducida a la cuña del manto, los cuales disminuyen hacia el norte del área de estudio, conforme la placa de Cocos se hunde a mayor profundidad. En específico, se plantea que los productos emplazados al sur, con una importante señal de la subducción, derivaron de altos grados de fusión de un manto metasomatizado por elevados aportes de la placa en subducción. Por otro lado, las muestras del tras-arco, incluyendo la suite de alto Ti, con débil señal de la subducción, podrían derivar de un menor grado de fusión de un manto mínimamente metasomatizado por el bloque subducido. El componente de la subducción se estableció como fundidos de fengita (aporte de LILE-K) y allanita/monazita (fuente de LREE/Th), asociados a fases residuales de granate y rutilo

(fraccionamiento de HREE y Ta), por lo que el componente de la subducción deriva de una placa sometida a metamorfismo de alta presión hasta facies de eclogita.

1.2 Manto heterogéneo y planteamiento del problema

Aunque a nivel geofísico se ha establecido al manto como un reservorio sin estratificación composicional, los estudios geoquímicos de basaltos de isla oceánica (OIB) y dorsal meso-oceánica (MORB) han permitido identificar reservorios mantélicos con importantes diferencias en su composición de elementos traza e isotópica (Hofmann, 1997). La heterogeneidad del manto se manifiesta a diferentes escalas, desde global hasta local, pero recurrentemente como consecuencia de la interacción corteza-manto. Esto sucede en diferentes maneras y proporciones (Hofmann, 2003), pero el reciclaje geoquímico conducido por la subducción es la forma más trascendental y la que ha permitido dar explicación a un buen número de características mantélicas.

Por lo anterior, la heterogeneidad del manto puede ser un factor determinante para explicar la diversidad geoquímica de los productos magmáticos emplazados en los ambientes de subducción. Así, aunque en la CSO se ha caracterizado el componente de la subducción (Pale-Berruecos, 2014; Becerra-Torres, 2014), no se ha podido establecer de qué manera este componente participa en las modificaciones de la fuente mantélica, y cómo éstas repercuten en la diversidad del magmatismo de la CSO.

Desafortunadamente los datos isotópicos de roca total no permiten discernir la naturaleza de la fuente mantélica, es decir no es posible distinguir si la firma isotópica deriva de un cuerpo completamente asimilado o un componente discreto litológicamente distinto a las peridotitas (Stracke, 2012; Díaz-Bravo et al., 2014). Para dar solución a este problema, Sobolev et al. (2005, 2007) y posteriormente Straub et al. (2008, 2011) y Díaz-Bravo et al. (2014) proponen el análisis de la química mineral de los olivinos, con el fin de discernir entre una fuente peridotítica o una piroxenita híbrida: ésto con base en el hecho de que un manto piroxenítico, producto de la reacción entre el manto peridotítico sub-arco y fundidos parciales de la placa subducida, hereda las abundancias de los elementos de la peridotita original, pero al cambiar la fase mineral predominante en el sistema de olivino a piroxeno, los coeficientes de partición ($K_d = \text{Concentración del elemento en el sólido} / \text{Concentración del elemento en el líquido}$) de los elementos se modifican. Así que elementos compatibles en un manto peridotítico cambian a un comportamiento más incompatible en el manto piroxenítico y viceversa. El caso del Ni es notable, altamente compatible con el olivino ($K_d=34$) pero tres veces menos compatible en el ortopiroxeno

de la piroxenita ($K_d=11$). En consecuencia, el fundido de una piroxenita se enriquece tres veces más en Ni respecto al magma derivado de una peridotita. Este fenómeno queda registrado en los primeros minerales cristalizados en un magma basáltico, comúnmente olivino, el cual retiene cantidades importantes de Ni liberadas por un manto piroxenitizado.

1.3 Justificación

Debido a sus peculiaridades, los productos volcánicos de la CSO permiten analizar cómo las características de la fuente mantélica pueden cambiar en una escala espacial relativamente reducida, y generar un registro en la variabilidad geoquímica del magmatismo de arco volcánico.

1.4 Hipótesis

Los productos del frente volcánico presentarán fenocristales de olivinos con alto Ni, reflejo de una fuente con poco olivino, producida por mayor influencia de la placa subducida capaz de generar piroxenitas; mientras que los productos emplazados en el tras arco tendrán fenocristales de olivino con bajo Ni, reflejo de menores aportes de la placa y por ende una fuente mantélica esencialmente peridotítica.

1.5 Objetivos

- Recopilar y puntualizar las diferencias petrográficas y geoquímicas del magmatismo máfico de la CSO.
- Caracterizar químicamente los olivinos de la CSO.
- Mostrar la heterogeneidad mantélica existente por debajo del sector oriental CVM.
- Generar un modelo más preciso del magmatismo de arco en el sector oriental del CVM, con la caracterización de su fuente mantélica relacionada con aportes variables de la placa de Cocos.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

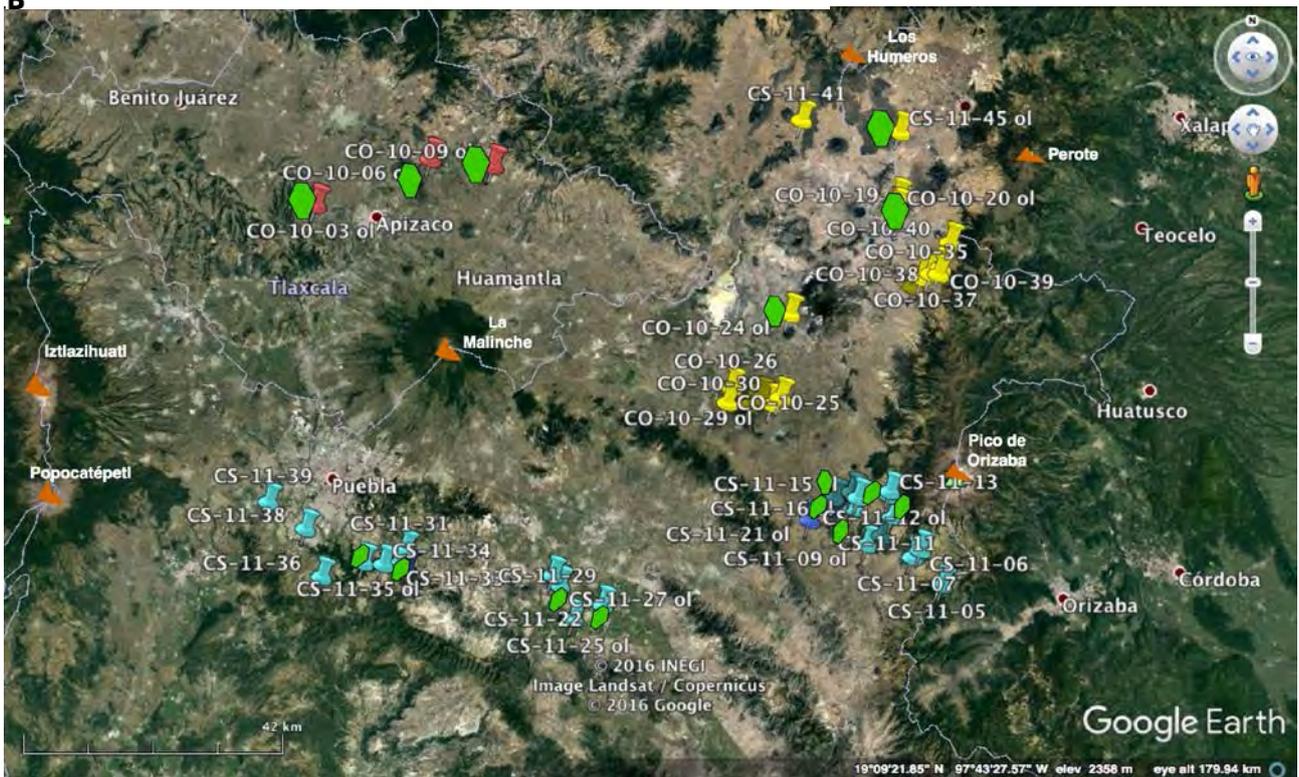
2.1 El Cinturon Volcánico Mexicano

A



Figura 1; a) Unidades geológicas más importantes alrededor del área de estudio (indicada con estrella de color rojo). b) Imagen satelital tomada de Google Earth, indica el área de trabajo señalando las muestras, y en las cuales se extrajeron olivinos (polígono verde), además de los edificios volcánicos más importantes.

B



2.1.1 Generalidades

El CVM es un arco magmático continental de edad Mioceno temprano-reciente, relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos por debajo de la placa continental de América del Norte (Fig. 1a). Esta cadena volcánica está constituida por aproximadamente 8,000

estructuras con diferentes actividades eruptivas, representadas por estratovolcanes, campos de conos monogenéticos, maares y otros cráteres de explosión, calderas, volcanes escudo y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005). La provincia tiene 1,000 km de longitud y una amplitud irregular de 80 a 230 km, abarcando un total de 160,000 km²; se distribuye con una orientación preferencial E-W en la parte central y oriental, mientras que en la sección occidental presenta una orientación WNW-ESE; forma un ángulo variable promedio de 16° respecto a la Trincheras Mesoamericana, y presenta una distribución transversal respecto a las otras grandes provincias geológicas de México (Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Mesa Central y Sierra Madre Oriental; Fig. 1a) que corren con orientación preferencial NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

2.1.2 Las placas oceánicas en subducción

El CVM se ha formado por la subducción de las placas de Rivera y Cocos, por debajo de la Placa Norteamericana. En particular la actividad magmática del sector oriental está controlada por la variada geometría de subducción de la placa de Cocos a lo largo de la trincheras, indicada por los experimentos MASE (Middle American Subduction Experiment; Pérez-Campos et al., 2008) y VEOX (Veracruz-Oaxaca Seismic Line; Melgar y Pérez-Campos, 2011). De acuerdo a estos estudios se ha determinado una tendencia geométrica hacia la sub-horizontalidad que se asienta hacia el este del CVM, hasta llegar a la zona del Istmo de Tehuantepec donde toma una geometría más inclinada. Para visualizar la geometría de Cocos por debajo del sector oriental se extrapolan los datos proporcionados por el proyecto MASE a partir del perfil por debajo del estratovolcán Popocatepetl. En esta región, la placa de Cocos inicialmente se hunde con un ángulo de 15° por una distancia de 80 km desde la costa, alcanzando una profundidad de 20-40 km; posteriormente, a 50 km de profundidad, adquiere una posición sub-horizontal; el régimen plano de la subducción persiste hasta 300 km tierra adentro, y posteriormente la placa de Cocos se hunde abruptamente con un ángulo de 75° y alcanza una profundidad de ~120 km bajo el frente volcánico (Pérez-Campos et al., 2008) (Figura 2).

En lo que respecta al estado térmico, se tienen datos a lo largo de un perfil que cruza la Ciudad de México, con los que se ha determinado una temperatura de ~1,100 °C a una profundidad de ~60 km para la región más caliente bajo el frente volcánico (Manea y Manea, 2011); sin embargo, cerca de la Moho se reportan temperaturas de hasta 1,300 °C típicas de la astenósfera, lo que sugiere que el manto litosférico podría ser muy delgado bajo el arco (Ferrari et al., 2012 y referencias incluidas).

Adicionalmente los trabajos de Jödicke et al. (2006) y Manea y Manea (2011) indican que la mayor deshidratación de la placa de Cocos sucede en el sector donde predomina el régimen subhorizontal.

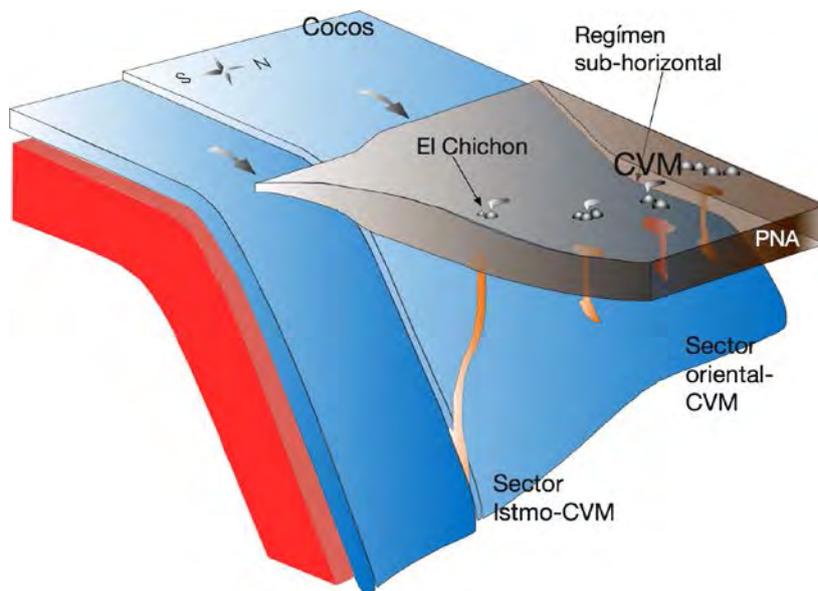


Figura 2; En esta imagen se muestra la geometría de la placa de Cocos inferida para el sector oriental del CVM, de acuerdo a la información generada por el proyecto MASE y VEOX. Modificado de Manea et al. (2013).

Por otro lado, al llegar al sector de elevada pendiente de la placa de Cocos se ha estimado que las reacciones de deshidratación generan una “cortina de deshidratación” restringida a un área estrecha del manto ubicada justo debajo del frente volcánico, mientras que bajo la porción posterior del arco se esperaría que al manto sean inyectadas cantidades muy modestas de fluidos (Ferrari et al., 2012).

Los modelos térmicos muestran también que, por su geometría de subducción muy inclinada, la placa de Cocos cruza contundentemente el *solidus* húmedo del basalto (~800 °C a 3 GPa) al superarlo hasta una profundidad de ~200 km (Manea y Manea, 2011; Ferrari et al., 2012): esto implica que tanto la corteza oceánica como su cubierta sedimentaria pueden estar sujetas a fusión parcial, lo anterior podría tener implicaciones importantes para la petrogénesis del CVM.

2.1.3 El basamento

Se ha propuesto, gracias a las reconstrucciones tectónicas y correlaciones estratigráficas, que el CVM se ha desarrollado sobre tres grandes bloques tectonoestratigráficos: 1) el terreno Guerrero, de edad jurásica-cretácica en la porción occidental de México; está compuesto por rocas volcánicas, plutónicas y volcánoclasticas de afinidad oceánica a continental, con una componente

importante de rocas sedimentarias marinas (Centeno-García et al., 1993). 2) el terreno Mixteco, ubicado entre el terreno Guerrero (al oeste) y Oaxaquia (al este). El basamento del terreno Mixteco está conformado por el Complejo Acatlán (Yañez et al., 1991; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994), de edad esencialmente paleozoica. Las rocas que lo conforman son metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental metamorfizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde, que se ven intrusionadas por granitos e influenciadas por periodos de migmatización (Keppie et al., 2004). 3) el microcontinente Oaxaquia, de edad precámbrica (aproximadamente 990-1,200 Ma) (Ortega-Gutiérrez et al., 1995); este cuerpo está conformado por varios ensambles geológicos que integran un basamento grenvilliano común (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993). Los afloramientos del Complejo Oaxaqueño están conformados por metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos. Toda la secuencia se encuentra metamorfizada en facies de granulita, aunque en algunas partes muestra re-equilibrio en facies de anfibolita (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003) (Figura. 3).



Figura. 3; Mapa simplificado de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos que se infieren como el basamento para la CVM; la estrella roja señala el área de estudio. Los límites de los terrenos Guerrero y Mixteco son tomados de Keppie (2004); la distribución de Oaxaquia es la propuesta por Keppie et al. (2003) y Solari et al. (2003).

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La región volcánica de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), es una cuenca endorreica intermontana ubicada en la porción más oriental del Altiplano Mexicano. El episodio magmático estudiado está delimitado al noroeste por el estratovolcán miocénico Cerro Grande, mientras que al noreste el área de estudio comprende hasta Los Humeros. En lo que respecta el límite sur, los

cuerpos volcánicos estudiados representan la manifestación volcánica más meridional en esta porción del CVM (Fig. 4).

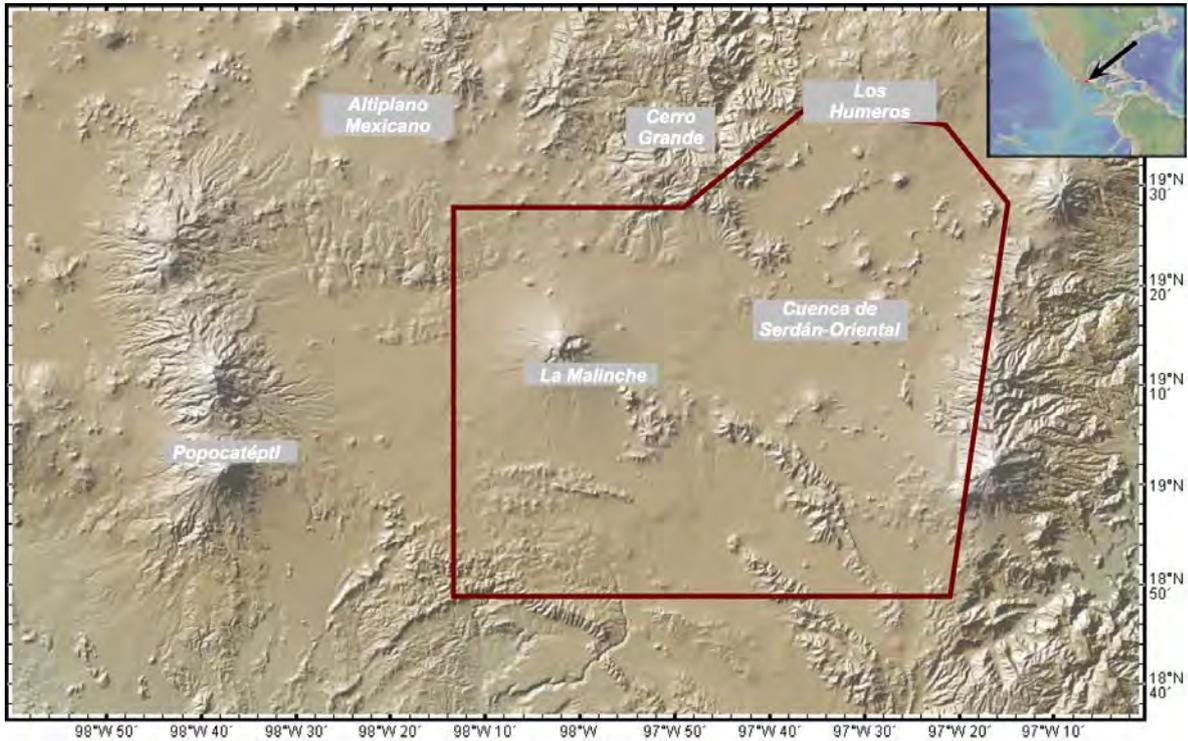


Figura 4; Modelo digital de elevación del área de estudio, marcada dentro del polígono, en la Cuenca de Serdán-Oriental. Imagen obtenida de GeoMapApp.

Extrapolando los resultados del experimento MASE, se ha planteado para el área de estudio que la placa de Cocos posee una profundidad similar o ligeramente mayor a la que tiene bajo el Popocatépetl ($> \sim 120$ km). Esto implica que bajo el frente volcánico definido por los conos monogénicos estudiados, Cocos se hunde en el manto con un ángulo de 75° a una profundidad de 120 km. Extrapolando los datos para la parte norte del área de estudio, se puede suponer que la placa de Cocos alcanza profundidades mayores de 250 km.

El basamento superficial del área de estudio está representado por las secuencias sedimentarias cretácicas de la Sierra Madre Oriental, principalmente cuerpos de calizas y lutitas pizarrosas intensamente plegadas, que forman pequeñas sierras orientadas en dirección NW-SE (Fig. 5). Las rocas de la Sierra Madre Oriental están intrusionadas por plutones granodioríticos, monzoníticos y sieníticos de edad oligocénica (Yáñez-García y García-Durán, 1982) hasta jurásica (Martínez, 2016). El basamento profundo en la región de estudio no está expuesto. Es posible que las secuencias cretácicas de la Sierra Madre Oriental estén subyacidas por rocas metamórficas paleozoicas análogas a las del Macizo Teziutlán, un complejo tectonizado compuesto de mica-esquistos,

plutones graníticos-grandioríticos y rocas metavolcánicas de composición intermedia, que afloran al NW del volcán Cofre de Perote (López-Infanzón, 1991).

La corteza continental inferior del área de estudio podría consistir en ortogneises y paragneises granulizados de edad grenvilliana, análogos a los que están expuestos ~100 km al sur del Pico de Orizaba, y a una distancia similar al norte de la caldera de Los Humeros (Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

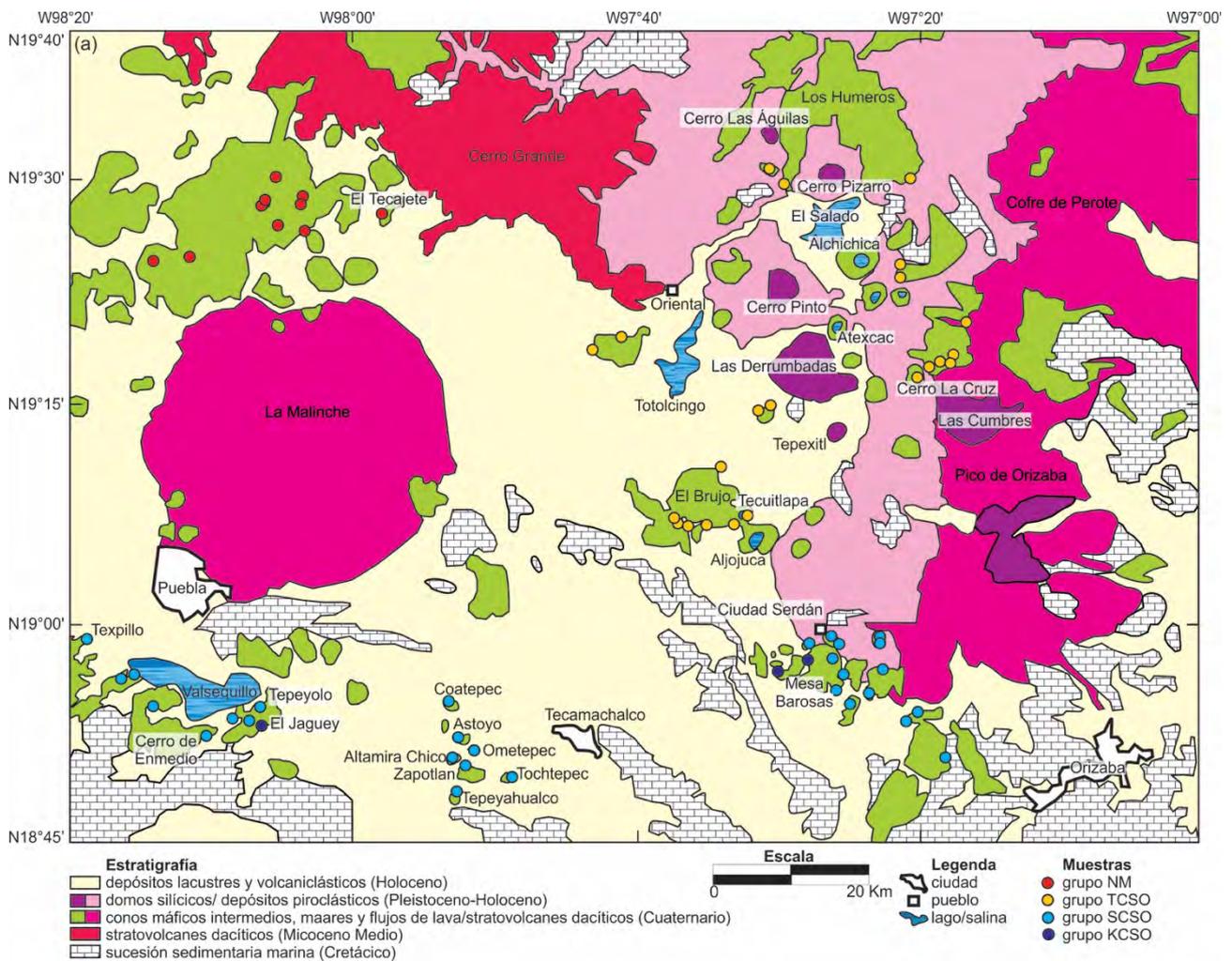


Figura 5; Mapa geológico del área de estudio, donde se señalan con círculos de color rojo las muestras emplazadas al norte de La Malinche (NM), de color azul las del sur de la CSO (SCSO y KCSO) y de amarillo las muestras tomadas de la CSO (TCSO).

4. LOS OLIVINOS COMO HERRAMIENTA PETROLÓGICA

El estudio de olivinos en las rocas volcánicas puede aportar información trascendental y única en los procesos ígneos relacionados con las primeras etapas de formación de la roca. Concretamente es una herramienta poderosa para caracterizar la fuente mantélica; bajo la premisa de que el olivino, de manera general, representa la primera fase en cristalizar en los sistemas magmáticos, por lo que su química preservará señales del magma prístino.

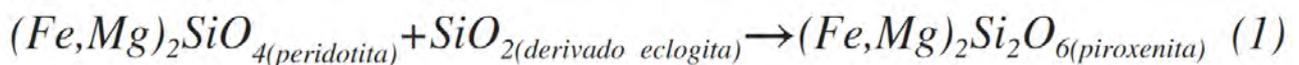
Para el uso petrogenético de los olivinos, el trabajo de Sobolev et al. (2007) es determinante; en él se muestra el uso de distintos gráficos de variación de elementos mayores y traza del mineral, así como relaciones elementales específicas, los cuales permiten caracterizar la fuente mantélica. Lo anterior con base en los cambios en los coeficientes de partición globales, dependientes de las fases predominantes en la litología del manto, las cuales son modificadas por reacciones fundido/fluidos de la placa-manto, por lo que es posible señalar la influencia del componente de la subducción en el manto generador del magma estudiado.

4.1 Fundamentos teóricos para el uso petrogenético del olivino

Una idea aceptada es que la heterogeneidad química de los magmas generados directamente del manto, se debe a los procesos de reciclaje geoquímico de diferentes cortezas (principalmente durante la subducción) en el manto (Hofmann, 2003). Para poder comprender en qué medida esto tiene impacto en las composiciones, se deben realizar estudios cuantitativos de la introducción de esta corteza al manto. Sobolev et al. (2007) retoman esta problemática estudiando muestras de magmas OIB, MORB y LIP; establecen que esta pregunta no puede ser resuelta con información isotópica, ya que variaciones en las relaciones isotópicas pueden deberse tanto al reciclaje de componentes subducidos como a la contaminación con el basamento. Por otro lado, el uso de elementos incompatibles resultaría infructuoso debido a que éstos son altamente sensibles a los grados de fusión. Debido a esto, las posibilidades se reducen a elementos mayores y compatibles de la fuente y los fundidos, pero, al ser fuertemente controlados por los procesos de cristalización, analizarlos en roca total presentaría siempre cierta incertidumbre. Por lo tanto, los autores sustentan que el inconveniente se resuelve si se estudian los registros de estos elementos en la fase mineral más prístina, comúnmente el olivino. Así el uso de los olivinos como herramienta petrogenética nace por la necesidad de entender el papel de las cortezas recicladas en la heterogeneidad mantélica de manera cuantitativa.

La utilidad del estudio de olivinos se centra en los datos experimentales y teóricos que demuestran que las cortezas subducidas en facies de eclogita, durante el reciclaje, a elevadas

presiones (más de 3.0 GPa) generan un fundido rico en SiO₂. Éste reacciona con la peridotita produciendo piroxenitas libres de olivino (Sobolev et al., 2005), como se muestra en la reacción (1). La fusión de esta litología híbrida puede producir mayores volúmenes de magmas en comparación con la peridotita, a una misma presión-temperatura. Los cambios en la fase predominante en la piroxenita, traen como consecuencia que el coeficiente de partición (Kd) global de la fuente sea modificado, generando magmas enriquecidos en Si y Ni, pero empobrecidos en Mg, Ca y Mn. De este fundido Eggins (1998) experimentalmente prevé la saturación primaria de olivinos a medida que asciende el magma, análogo a un magma derivado de peridotitas, pero son anómalamente enriquecidos en Ni y empobrecidos en Ca y Mn. Lo anterior se debe a que el olivino, fase más abundante en una peridotita, posee un Kd_{Ni} aproximado de 34 (Hart and Davis, 1978), mientras el ortopiroxeno, mineral que predomina en la nueva litología híbrida, tiene un Kd para Ni tres veces menor con 10 (Mysen, 1976). Por lo tanto, al fundir las piroxenitas el Ni se comporta como un elemento menos compatible que cuando se funde un manto no hibridizado. El caso de Ca y Mn es opuesto, estos dos elementos son más afines a la estructura del ortopiroxeno (mayor Kd) que a la del olivino; razón por la cual, al fundir piroxenitas, los fundidos presentan menores concentraciones de éstos.



Gracias a las premisas anteriores, Sobolev et al. (2007) proponen diagramas discriminadores usando los datos obtenidos de la composición de los fenocristales de olivino de basaltos de dorsal, de grandes provincias ígneas y de isla oceánica (magmas intraplaca), distinguiendo estos últimos dos grupos si se emplazan en cortezas gruesas o delgadas. Además, para contrastar los resultados, utilizó olivinos extraídos de komatiitas, rocas que derivan de altos grados de fusión de una peridotita mantélica. En la mayoría de los diagramas utiliza en el eje de las abscisas el valor de Fo% molar $(= (MgOwt\%/masa\ molecular(m.m.)) / ((MgOwt\%/m.m.) + (FeOwt\%/m.m.)))$ de los olivinos, al ser un indicador del grado de fusión de la fuente que los generó. Bajo la asunción de que todos los olivinos utilizados son prístinos (Langmuir y Hanson, 1980), un menor grado de fusión produce magmas cuyos olivinos tienen un menor enriquecimiento de Mg, y un menor valor de Fo% molar, mientras que magmas extraídos de una fuente que ha fundido más, generan olivinos primarios con altos valores de Fo. En los diagramas mostrados en la figura 6 se observa que el campo de las komatiitas es el que siempre presenta valores más altos de Fo mol %. Adicionalmente en este trabajo se demostró que altos valores de Ni, junto con bajos de Ca y Mn fuera del patrón contemplado por las líneas de evolución de un magma peridotítico, sólo son posibles a partir de

una fuente piroxenítica. De igual forma se establece el uso de la relación Mn/Fe ($100 \cdot (\text{Mn ppm}/\text{Fe ppm})$) como un indicador del cambio en la fuente mantélica, ya que esta relación no es perturbada por diferentes grados de fraccionamiento de olivino. Se tiene que valores altos de Mn/Fe se presentan regularmente en fundidos de peridotitas, Mn menos compatible que el Fe en el olivino, mientras que la disminución de esta relación sólo es posible de explicar con los fundidos derivados de piroxenitas, donde la fase residual es ortopiroxeno, el cual es más compatible con Mn que con Fe.

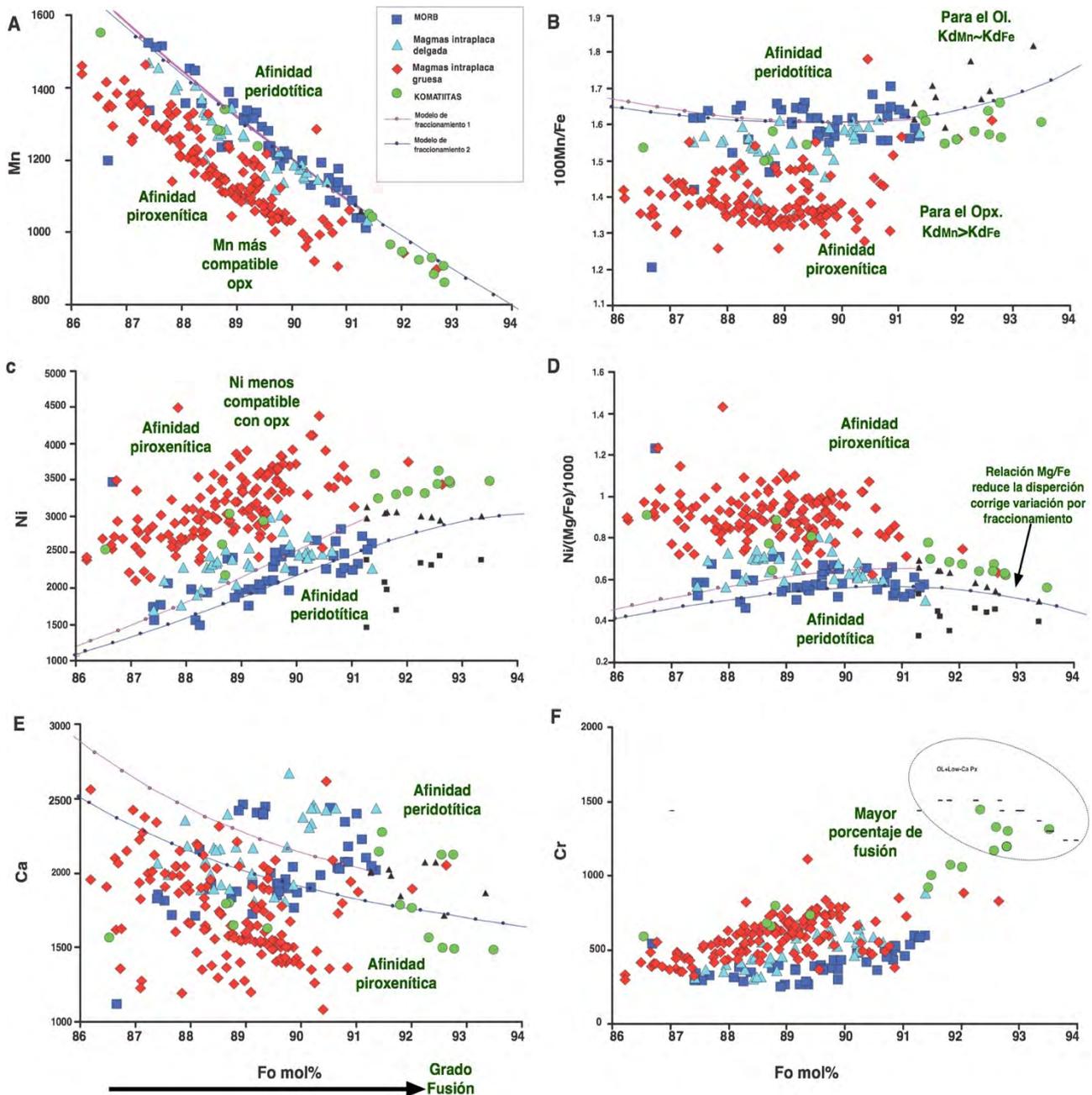


Figura 6; Esquemas que muestran concentraciones de elementos en ppm contra contenido de forsterita en porcentaje mol, en los fenocristales de olivinos en basaltos tipo MORB, Intraplaca y Komatiíticos. Se indican las afinidades con las dos litologías mantélicas, así como anotaciones respecto a la compatibilidad de los elementos comparados. Tomado y modificado de Sobolev et al. (2007).

Por último, Sobolev et al. (2007) también proponen el uso del Cr como indicador del grado de fusión de las distintas fuentes. Cr es un elemento fuertemente controlado por las fases de aluminio (granate y espinela) de las rocas ultramáficas. Esto implica que altos grados de fusión son la única forma de obtener concentraciones importantes de este elemento en el magma del cual derivan los olivinos cristalizados, en la figura 6F esto es evidente con los valores más altos de Cr representados por el campo de las komatiitas.

Es importante resaltar que el uso de la herramienta geoquímica de los olivinos descrita anteriormente se ha establecido sólo en sistemas de alta producción magmática, como en los sitios donde se manifiestan plumas del manto o los sistemas de dorsal mesoceánica. Ya que en estos sitios, las reacciones de hibridación son sostenidas por grandes cantidades de placas subducidas en facies de eclogitas, las cuales son llevadas por los procesos de reciclaje geoquímico a escala global.

4.2 El uso petrogenético de los olivinos en una zona de subducción

Straub y colabores (2008) plantean la posibilidad de que en el manto sub-arco del CVM sucedan reacciones de piroxenitización, con lo que se podría explicar la ubicuidad de olivinos de alto-Ni, similares a los reportados anteriormente en otros ambientes tectónicos (Sobolev et al., 2008). El modelo presentado para ambientes distintos al de la subducción no puede ser trasladado de manera integral, fundamentalmente por dos razones. En el caso estudiado por Sobolev et al. se establecen fuentes, tanto del componente silícico como del peridotítico, de dimensiones importantes. Asimismo el número de variables que intervienen en el proceso es relativamente menor al que se estima que influye en un ambiente de subducción. Por ejemplo, en una zona de subducción hay que contemplar las características particulares de la placa subducida, para establecer la naturaleza del componente, así mismo cómo se distribuye a lo largo de la cuña del manto y en qué manera la modifica. Por otro lado, para generar magmas relacionados con la piroxenitización hay que considerar que sólo se cuenta con fuentes discretas y finitas de ambos “end-members” participantes.

Una diferencia notable en los olivinos de arco continental, respecto a los reportados en trabajos previos, son los altos valores de Ni que presentan a valores de Fo variables; incluso en algunos casos mayores a los reportados por Sobolev et al. (2005, 2007). Esta situación puede explicarse si el magma primario posee mayor concentración absoluta de Ni, o si el Ni por alguna razón se concentra mayormente en el olivino generado en zonas de subducción que en otros ambientes. La primera opción resulta insostenible, bajo la premisa de que sólo el manto es la fuente de Ni, ni el

bloque subducido ni la corteza continental tienen concentraciones suficientes de Ni para poder incrementar la abundancia de este elemento; por lo que estaríamos ante un manto inusualmente enriquecido en Ni (700-1000 ppm a 17-13.5 wt% MgO, tomado de Straub et al., 2008). El hipotético manto sólo podría explicarse, si hubiera experimentado nunca previstos tan elevados grados de fusión. Debido a esto, la segunda alternativa resulta más verosímil, aún más si se contempla que el contenido de MgO de la fuente puede perturbar el Kd_{Ni} del olivino. Se ha demostrado que el bajo MgO puede incrementar el coeficiente de partición exponencialmente (Beattie et al., 1991). Además, el bajo MgO es recurrente cuando sucede la mezcla de fundidos de componente corticales, como puede ser aportes de la placa o participación de procesos de asimilación que ocurren en la corteza que atraviesan los magmas; ambos fenómenos recurrentes en zonas de subducción.

4.2.1 Las alternativas para generar magmas de alto Kd_{Ni-ol}

4.2.1.1 Modelo de mezcla de fundidos

Generar un magma híbrido con un contenido de Ni intermedio, y un bajo contenido de MgO capaz de incrementar Kd_{Ni-ol} en los magmas de la CSO (Straub et al., 2006, Wang et al., 2006), puede lograrse con la mezcla de un fundido del manto rico en Ni y Mg, con un alto #Mg, y un segundo fundido pobre en Ni, Mg y Fe con bajo #Mg. El segundo fundido puede ser obtenido por cristalización fraccionada de pulsos de magma tempranos del mismo sistema magmático o por fusión parcial de litologías del bloque subducido o corteza (Straub et al., 2008). De manera general este modelo en el CVM puede presentar incongruencias geoquímicas, relacionadas con la obtención de los fundidos. En el primer caso, el fundido mantélico debería de estar extremadamente empobrecido para poder generar los niveles de enriquecimiento de Ni requeridos. La extracción de esta cantidad de magma no es viable sin que se agote por completo la fase de piroxenos (Langmuir et al., 1992; Longhi, 2002), haciendo “infundible” el manto. Por otro lado, este empobrecimiento generaría una pérdida significativa de elementos incompatibles con lo que no podría explicar que las muestras alcalinas reportadas en el CVM también presentaran alto contenidos de Ni tanto en los olivinos como en las inclusiones vítreas de ellos (Straub et al., 2004). En lo que respecta el obtener el fundido bajo en MgO a partir de la fusión de la corteza, las cantidades de fundido proyectadas para que se ajusten las líneas de mezcla con las muestras (Straub et al., 2008; figura 7), son tan excesivas que deberían de dejar una marca isotópica (altas relaciones Sr y bajas de Nd) no reportada para las rocas CVM (LaGatta, 2003; Straub et al., 2008).

4.2.1.2 Modelo de reacción roca-fundido

Ante los puntos anteriores, la mezcla de dos fundidos resulta una opción poco viable para justificar la cristalización de olivinos de alto Ni. En ese sentido el modelo que contempla la piroxenitización en el manto sub-arco toma fuerza. La placa subducida es capaz de liberar hacia el manto fluidos y fundidos (“fluidos críticos”, Kessel et al., 2004), éstos se infiltran en las litologías del manto donde al romper el equilibrio, la roca receptora del fluido experimenta cambios mineralógicos para regresar a las condiciones de equilibrio.

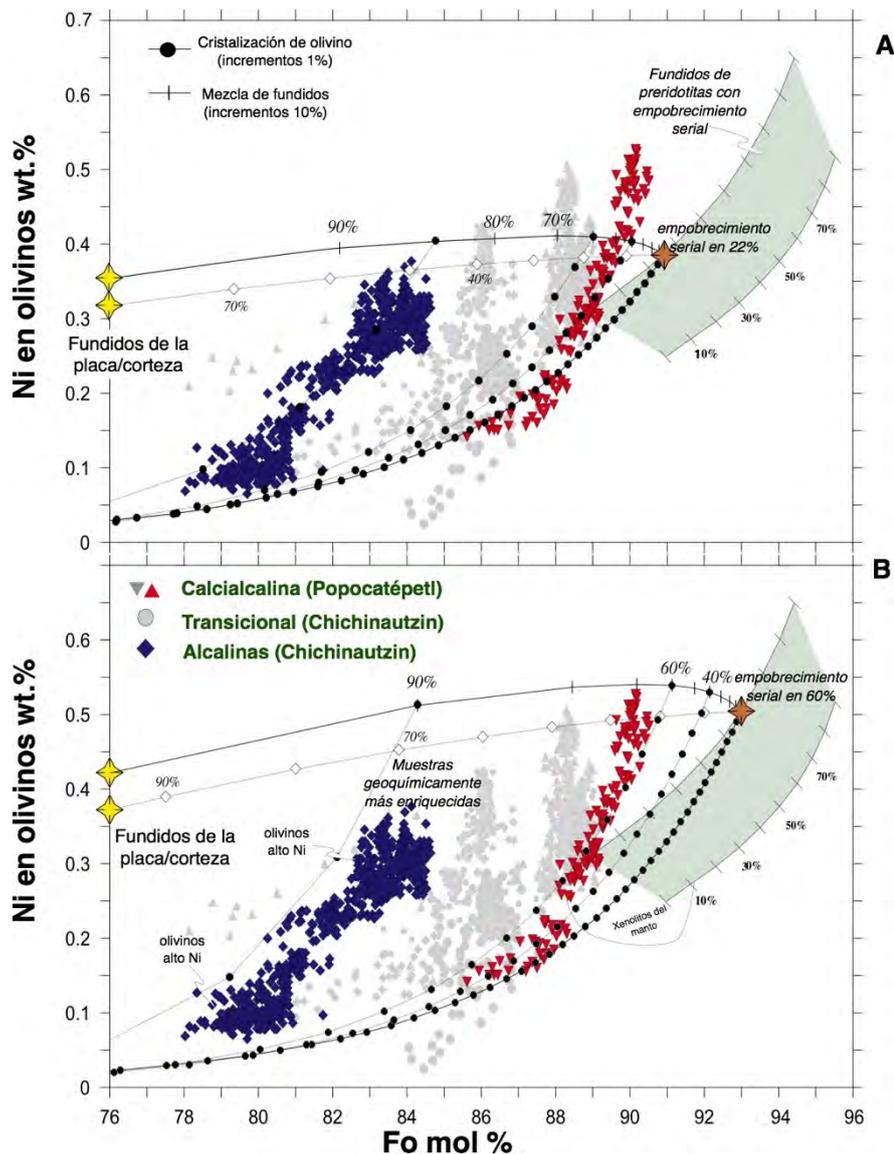


Figura 7; Gráfico de Ni vs Fo mol %, donde se muestran las suites del centro del CVM presentadas por Straub et al. (2008), donde se proyectan las posibles líneas de mezcla entre el fundido de peridotita (estrella naranja) y los fundidos de bajo grado de la corteza continental y la placa subducida (estrella amarilla) (referencias de los datos utilizados en Straub et al., 2008). A) Es un magma derivado de un manto solo empobrecido por fusión serial en un 22 %. B) Manto en extremo empobrecido derivado de fusión al 60%, el cual perdió las fases de piroxeno (harzburgita-dunita). Modificado de Straub et al. (2008).

Esta reacción roca-fundido se ha explicado en varios casos como un proceso clave en la generación de andesitas (Gómez-Tuena et al., 2007; Kelemen et al., 2005). El modelo de reacción permite explicar de manera satisfactoria el patrón típico de arco, enriquecimiento y empobrecimiento de elementos, reflejo de la mezcla de elementos refractarios asimilados por el manto (Ni, Mg) y elementos móviles adicionados por la placa en subducción (Si, LILE, H₂O). Este es el componente rico en sílice aportado por la subducción la causa para la transformación de los olivinos de la peridotita a los ortopiroxenos de la piroxenita (Hirschmann et al., 2006; Sobolev et al., 2006). Se ha propuesto que la formación de esta piroxenita de reacción en el manto sub-arco sólo se genera en estrechos sectores, a lo largo de los sitios donde se percoló el fluido, teniendo aún un contacto marcado con peridotitas no modificadas (Liu et al., 2005; Porrera et al. 2006). Esta nueva fuente híbrida piroxenítica tiene una menor temperatura de *solidus* y por tanto mayor productividad de magma respecto a una peridotita a la misma presión (Hirschmann and Stolper, 1996). Un aspecto clave que soporta el modelo como opción para explicar las características de las rocas que contienen olivinos de alto Ni, es que los fundidos generados por piroxenita son capaces de tener composiciones de andesitas silícicas de bajo MgO (Kogiso et al., 2004), debido a que el olivino no está presente para controlar la distribución del SiO₂, MgO, FeO, y Ni; y que ninguno de estos tres últimos elementos puede ser movilizado desde la placa subducida (Johnson y Plank, 1999; Kessel et al., 2004). Tenemos que sólo el cambio en la fase principal de la litología mantélica, la cual hereda el #Mg y la concentración de Ni, controla las características químicas observadas en las rocas. Estas características se deben a que el piroxeno, con un coeficiente de partición del Ni tres veces menor (Sobolev et al., 2005), es capaz de producir un magma relativamente rico en Ni, mientras que el presentar el mismo coeficiente de distribución del MgO y FeO en el piroxeno (olivino $K_D^{Fe-Mg}=0.295$; ortopiroxeno $K_D^{Fe-Mg}=0.255$), explica el #Mg idéntico al de la peridotita previa a la reacción.

Por lo tanto los fundidos generados bajo este modelo tendrían un bajo contenido de FeO y MgO y alto SiO₂, causado por la combinación del componente de la subducción con la fuente mantélica; y un #Mg similar al que tendría un fundido primario de la peridotita, pero con un mayor contenido de Ni. Este magma sería el idóneo para generar olivinos de alto Ni, gracias al importante incremento en el KdNi por el bajo contenido de Mg; pero también podría tener valores variables de Fo dependiente de la herencia de la peridotita. En Straub et al. (2008) se demuestra que los olivinos del centro del CVM se acoplan a este modelo, considerando a los de mayor contenido de Ni como los miembros más primitivos del sistema (figura 8).

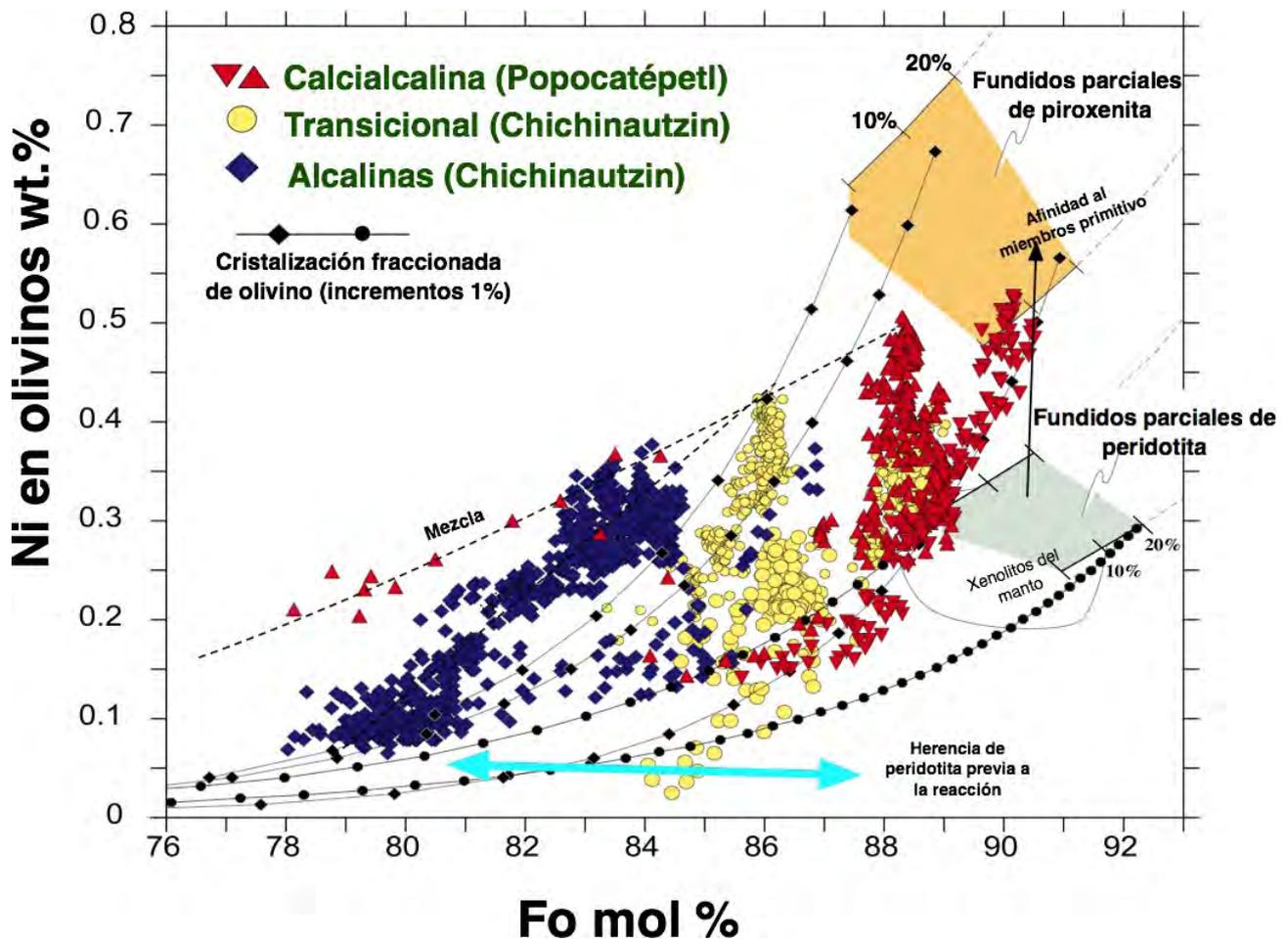


Figura 8; Gráfico de Ni vs Fo mol %, donde se muestran las suites del centro del CVM presentadas por Straub et al. (2008), Aquí se indican regiones donde se establecerían fundidos de las dos posibles fuentes mantélicas; peridotitas sin reaccionar y las piroxenitas híbridas. Con flechas se acotan algunas ideas del modelo de reacción en un manto sub-arco, cómo la señal de las muestras más primitivas y la herencia de la fuente original indicada por el porcentaje de Fo. Modificado de Straub et al. (2008).

Si se considera el modelo de reacción roca-fundido en el manto sub-arco como el proceso de mayor influencia en la génesis de magmas de arco, se deben de discutir los mecanismos de fusión, debido a que ampliamente se han reconocido como modificadores de la señal del manto. Un mecanismo contemplado son las fusiones progresivas, las cuales consisten en la continua extracción de magma a partir de una sola fuente peridotítica, donde se registra salida de materia sin entrada. Mientras que para una fusión serial, se contemplan diferentes parcelas o paquetes de peridotitas que se están fundiendo diferencialmente por cada pulso de magma; en este mecanismo se contempla el flujo de materia hacia el interior del sistema. Straub et al. (2008) compara el valor de Fo% en olivinos de las rocas contra sus composiciones totales, así plantea la posibilidad de registrar los cambios evolutivos del magma exclusivamente ligados a la fusión de la fuente, bajo la consideración de que el olivino es la fase primaria en cada magma. Se estableció que la variación proporcional de los aportes de la placa con el Fo% de los olivinos sólo es posible con una fusión seriada del manto sub-arco. Es decir, cada pulso liberado de la placa hacia el manto, se inyecta en una peridotita, reacciona con ella piroxenitizándola, y posteriormente se

funde. Por lo tanto a cada pulso de magma en superficie le corresponde un proceso individual de reacción y fusión ocurrido independientemente en la fuente mantélica.

El modelo de pulsos discretos mostrado anteriormente, ha permitido proponer que la piroxenitización en una zona de subducción se debe plantear más compleja, ya que cada inyección nueva de componente de la subducción, dependiendo de su proporción puntual de sílice aportado por la placa a una parcela de peridotita finita (esta situación no es contemplada en el modelo de Sobolev et al.), puede generar una piroxenita con sílice en exceso o piroxenita de escaso sílice. Además ambas litologías se encuentran en contacto cercano con una peridotita, por lo que cada pulso de magma generado en el arco se le puede asociar una proporción variable de fundidos de estas tres fuentes (Straub et al., 2011). Por tanto, la presencia de olivinos altos en Ni no está limitada a un solo grupo de rocas en una zona de subducción, ya que si se mezclan en proporciones distintas fundidos basálticos de una piroxenita pobre en sílice con fundidos dacíticos de una piroxenita rica en sílice, con mucha o poca dilución de fundidos parciales de una peridotita inalterada, se puede generar un amplio espectro de rocas con diferentes composiciones.

Por lo tanto, el modelo completo de la reacción roca-fundido puede explicar de manera satisfactoria el SiO₂ variable a un #Mg dado de la roca total con una fuerte correlación lineal entre SiO₂, MgO y FeO, donde confluyan en una sola muestra de olivinos de alto Ni con magmas de Ni moderado y un carácter muy cercano al primario de los magmas expulsados. Por último, también explica la evidencia ineludible de mezcla de fundidos, registrada en los olivinos forsteríticos en equilibrio con los fundidos del manto (Straub et al., 2011).

4.3 Estudios de olivinos en el CVM

Desde los trabajos de Schaaf et al. (2005) y Straub et al. (2008) se han empezado estudiar los olivinos de las rocas máficas, máficas-intermedias e intermedias en el centro (Straub et al., 2008, 2011) y en el sector occidental del CVM (Díaz-Bravo et al., 2014). Gracias a estos primeros estudios se han identificado olivinos de alto-Ni de manera inequívoca en las tres series magmáticas más recurrentes en la provincia volcánica, la calcialcalinas, la alcalina (Na o K) y del tipo-OIB. Siendo una manifestación constante que los valores más elevados de Ni (5,000-6,000 ppm) se encuentran a valores de Fo variables en un rango considerable de 80-94 % (Gómez-Tuena et al., 2016).

4.3.1 Centro del CVM

Los primeros estudios en olivinos del CVM, fueron presentados en Schaaf et al. (2005), donde se reportan por primera vez los anómalamente altos contenidos de Ni y bajos de Ca. Estableciendo la posibilidad de una diversidad en la fuente mantélica.

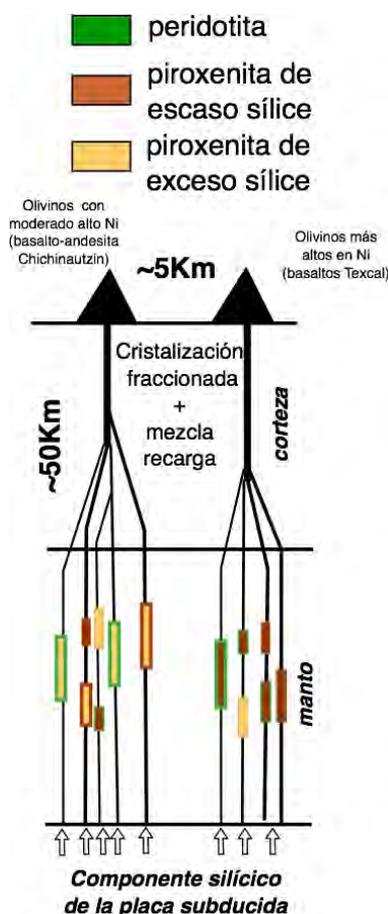
Los estudios presentados por Straub et al. (2008, 2011), fueron realizados en el campo monogenético de Chichinautzin y en el volcán Popocatepetl. Estos sitios corresponde al frente del arco volcánico, y es una manifestación de rocas calcialcalinas coexistiendo contemporáneamente con rocas alcalinas (denominadas algunas tipo OIB con altas relaciones HFSE/LILE en Straub et al., 2011) y transicionales. No se consideran los datos calcialcalinos de Chichinautzin en el trabajo. El primer grupo corresponde a muestras máficas y máficas-intermedias del estratovolcán, caracterizadas como de alto #Mg y SiO₂, bajos FeO y relación FeO/MgO, junto con relaciones altas de LILE/HFSE y LILE/REE. Por otro lado las rocas alcalinas y las tipo OIB, igualmente máficas, presentan altos FeO y abundancia relativa de los HFSE, las series son distinguibles por su enriquecimiento en LILE, siendo alcalinas las que presentan los valores más altos (Straub et al., 2008). También en el sector central se han estudiado olivinos de andesitas de #Mg menor a 70, pero que contienen valores de Ni igualmente altos con porcentaje de Fo menor a 88 (Straub et al., 2011).

Un punto clave del modelo establecido por Straub et al. (2008, 2011), es que la única forma de explicar la ubicuidad de los olivinos de alto Ni, es que la piroxenitización y posterior fusión, se realiza de manera independiente para cada cuerpo magmático. Por lo que las variaciones de las condiciones particulares de cada pulso, pueden explicarse con una diferencia puntual en la historia de infiltración del componente de la subducción, piroxenitización del manto y fusión. Con base en esto, se determinó que el magmatismo calci-alcalino con olivinos de alto Ni manifestado en el Popocatepetl, se explica como un material derivado de una piroxenita secundaria, generada a partir de un manto fuertemente empobrecido, al estar expuesto a constantes pulsos de metasomatismo y fusión posterior por un amplio periodo. Por otro lado los conos alcalinos (incluidos los de tipo OIB), deben derivar también de una fuente piroxenitizada, para poder contener olivinos de alto Ni, pero a diferencia de la parcela de manto que da origen al estratovolcán, este sector mantélico se propuso como más fértil (Straub et al., 2008). Además, se identifican en Chichinautzin cuerpos transicionales, los cuales se espera que se encuentren en un estadio intermedio.

En el caso de las andesitas de menor #Mg y olivinos con igualmente alto Ni, encontradas coexistiendo en el mismo sistema magmático con las series máficas, se han podido interpretar bajo la premisa de que no sólo se está generando un tipo de piroxenita. En el sistema sub-arco se están formando una piroxenita de bajo sílice y otra de alto sílice, dependiendo de la magnitud del flujo de material desde la placa subducida al manto. Así que, se planteó un modelo puntual donde cada pulso magmático se genera a partir de fundidos primarios con un grado de piroxenitización y

contenido de sílice variable. En ese sentido, las andesitas descritas son producto de la mezcla en distintas proporciones de un magma basáltico de alto #Mg y fundidos piroxeníticos dacíticos con SiO₂ variable (Straub et al., 2011).

Aunado a lo anterior, también en el centro del CVM se han realizado estudios comparativos entre muestras pertenecientes a la misma serie magmática (Straub et al., 2012). Particularmente entre dos cuerpos tipo-OIB, el flujo Texcal y el volcán Chichinautzin, ambas manifestaciones monogenéticas zoneadas con diferencias geoquímicas dentro de cada cuerpo como entre ellos. Texcal es un cono que emitió magmatismo basáltico, que llega a tener incrementos de SiO₂ a la par de aumentos en el #Mg, además de tener valores más altos de Ni; mientras que Chichinautzin ha generado un magmatismo de composición de andesita basáltica, con un decremento de Ni y #Mg a medida que incrementa el SiO₂. Las peculiaridades magmáticas de Texcal y Chichinautzin se han explicado como productos de magmas híbridos mantélicos de litologías piroxenítica basálticas y dacíticas iniciales, modificados moderadamente por procesos corticales a diferentes proporciones (principalmente una cristalización poco avanzada de ortopiroxeno). Esto ha llevado a asumir que el incremento de SiO₂ de estos dos cuerpos se debe al flujo variable del bloque subducido hacia el manto (Figura 9). Asimismo, la composición geoquímica de estos magmas tipo OIB se establece como una mezcla entre elementos del manto sub-arco (Ti, Fe, Mg, Ca), enriquecido en proporción similar al manto primitivo, y elementos aportados por la placa subducida (Na, K, P), es de resaltar que el SiO₂ y Al₂O₃ pueden ser aportados por ambas partes (Straub et al., 2012).



enriquecido en proporción similar al manto primitivo, y elementos aportados por la placa subducida (Na, K, P), es de resaltar que el SiO₂ y Al₂O₃ pueden ser aportados por ambas partes (Straub et al., 2012).

Figura 9. Modelo de formación de magmas en el sector central CVM, modificado para dos cuerpos tipo OIB, se asume que la peridotita circunda todos los conductos en el manto. Modificado de Straub et al., 2011 y 2012.

4.3.2 Sector occidental del CVM

El magmatismo emplazado en el sector oeste del CVM, se ha caracterizado petrológicamente y se han encontrado algunas series magmáticas peculiares en comparación al centro, pero de igual forma reportan olivinos de alto-Ni (Díaz-Bravo et al., 2014). En particular se han caracterizado tres series magmáticas, emplazadas en el Rift Tepic-Zacoalco, Basaltos Sangangüey (SB), Amatlán de Cañas (AC), y Santa Rosa (SR). Los tres grupos son rocas porfídicas con fenocristales de olivino, plagioclasa y escaso clinopiroxeno. A diferencia del sector central, predominan las rocas alcalinas ricas en Na que van de traquibasaltos (hawaiitas) a traquiandesitas basálticas (mugearitas). Las muestras más primitivas se han clasificado como tipo-OIB con alto TiO_2 , K_2O y Na_2O y menor proporción de CaO que un basalto de dorsal promedio. La suite SB presenta mayor tendencia tholeiítica, un contenido de SiO_2 desde el menor a alto y un muy variable #Mg, además de elevada concentración de HFSE sobre LILE (baja a nula señal de la subducción). Por otro lado, AC y SR son muestras con altas concentraciones de SiO_2 sin presentar una caída notable en el #Mg; poseen una señal clara de la subducción, valores altos de LILE, Pb y Sr, y una anomalía negativa de HFSE, aunque atenuada.

En lo que respecta a los olivinos, los correspondientes al grupo SB contienen NiO, CaO, MnO y CoO a proporción muy similar que los olivinos presentes en un MORB, así que se asumen como derivados de una fuente peridotítica, la cual ha generado fundidos por un régimen de descompresión más que por el aporte de la placa subducida. En lo que refiere a los olivinos de SR y AC, presentan valores de NiO más altos que SB, pero en menor magnitud que los reportados para el sector central CVM, por lo que se han interpretado como derivados de fundidos secundarios piroxeníticos, producto del metasomatismo de la placa subducida, pero menos primitivos que los registrados por Straub et al. (2008, 2011).

5. MÉTODOS ANALÍTICOS

5.1 Materiales máficos de la Cuenca

Las muestras de la Cuenca de Serdán-Oriental, con las cuales se trabajó para esta tesis, provienen de una colecta previa y revisión realizada para las tesis de Becerra-Torres (2014) y Pale-Berruecos (2014); en éstas, se describe de manera detallada la metodología de colecta y molienda de las muestras.

5.1.1 Selección de los materiales

Los datos geoquímicos previamente obtenidos de elementos mayores y traza de los productos máficos de la CSO, permitió seleccionar las muestras máficas que presentaran una concentración extrema y/o anómala de algún elemento, tomando rocas pertenecientes a cada dominio identificado (sector sur, centro y norte) con lo que se pudiera tener un estudio de un espectro geográfico amplio a lo largo de la variabilidad máfica presente en el área de estudio.

De la pre-selección química, se realizó un estudio de sus láminas delgadas, enfocado en los fenocristales de olivinos, en donde se tomaban las dimensiones máxima y mínima promedio, para conocer el orden de magnitud en donde podríamos encontrar los olivinos a separar. Además, se descartaron algunas muestras debido a los altos niveles de iddingsita, óxidos y/o alteración en los fenocristales de interés. Con lo que al final se tuvo la selección de las 19 muestras, más óptimas para la separación mineral, representativas del magmatismo máfico de la CSO.

5.2 Separación mineral

El material de las muestras seleccionadas consistió en las fracciones finas a medias, obtenidas de la molienda; dichas fracciones son las mismas que se tomaron para los análisis químicos, previamente a la pulverización. La separación mineral se desarrolló en el laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología. El laboratorio suministró los tamices de malla 14 (1.4 mm), 40 (0.42 mm), 60 (0.25 mm) y 80 (0.18 mm), vasos de precipitado, cápsulas de porcelana, cajas de Petri, ultrasonido, horno, lámparas de secado y microscopio estereoscópico.

Lavado

Tamices: con un cepillo de dientes y jabón se busca extraer cualquier residuo en la malla, el lavado debe de ser acompañado con abundante agua y con intensidad moderada para no dañar los poros del tamiz. Se debe de revisar a contra luz la presencia de algún residuo, en el caso de las mallas grandes, y con apoyo del microscopio estereoscópico para la revisión de las mallas de menor

tamaño; si después de esta revisión se observa algún fragmento, se puede remover con la ayuda de una cerda gruesa de cepillo o con una aguja, cuidando de no lastimar u obstruir los orificios del tamiz. Después de cada muestra debe de repetirse este proceso, agregando al principio del proceso, una limpieza con agua corriente intensa para retirar el exceso de la muestra residual.

Cápsula de porcelana y vasos de precipitado: se deben de lavar con jabón de cristalería, enjuagar y al final bañar todo el material con agua desionizada (MiliQ). Este proceso debe de realizarse con el cambio de cada muestra.

5.2.1 Fracciones para la separación

- Tamizado: se cubre la superficie de separación con papel, para evitar dispersión excesiva del polvo con el fin de que no suceda contaminación posterior entre muestras. Además se aparta un hoja en la cual se vierten las fracciones separadas. Se alistan dos bolsas etiquetadas por cada muestra, la primera para la fracción >14 malla, y la segunda para la de <80 malla. Las fracciones 14-40, 40-60 y 60-80 se colocan cada una en vasos de precipitado. Se colocan cantidades de material en el primer tamiz que no excedan más de tres cuartos del contenedor, se cierra la columna con la base y tapa de latón, y se mueve de lado a lado la columna alrededor de 2 minutos, después se gira la columna y se vuelven a agitar. Después de esto se debe de vaciar la primera fracción y luego se repite el proceso con los tamices restantes, este método se repite hasta que se termine de vaciar todo el material de los tamices.
- Lavado y secado: los vasos de precipitado en los que se han colocado las fracciones minerales se llenan de agua hasta tres cuartos de su capacidad y se colocan en el ultrasonido por 15 minutos, posteriormente se drena el agua y se repite este proceso dos veces más. El proceso se repite una cuarta vez, lavando la fracción con agua desionizada (MiliQ). Se drena el agua destilada, y antes de desechar toda el agua se vierte el contenido de la muestra en cápsulas de porcelana, donde se termina el drenado intentando que quede el menor contenido de agua posible. La cápsula con la muestra se coloca bajo la lámpara por un lapso aproximado de 3 horas. Al comprobar que el material está completamente seco, se coloca en bolsas etiquetadas cuidando colocar el rango de tamaños de la fracción.

5.2.2 Separación

- Se empleó la técnica de “handpicking”: con ayuda de un microscopio estereoscópico, se coloca con ayuda de una espátula la muestra en un portaobjetos, el cual se coloca encima de un

vidrio cuadrado, en el cual se colocan los olivinos extraídos con pinzas. El vidrio se ajusta a una caja petri con el propósito de tener una superficie controlada en el caso de dispersión de algunos granos fuera del vidrio. Por cada muestra se debe de lavar la cristalería, pinzas y espátula; además de la superficie de trabajo con una toalla desechable húmeda.

- En el vidrio, al tener alrededor de 20 a 25 granos de olivino separados, se hace una selección en donde se excluyen los olivinos que presentan inclusiones, como los observados en figura 10, dejando sólo los que se encuentran más completos y mayormente limpios; con éstos se formará el concentrado. Tanto el residuo, denominado pre-concentrado, como el concentrado se reservan en paquetes hechos con papel glassine etiquetado previamente.
- El concentrado final debe de contener un aproximado siempre mayor a 32 granos de mineral.

La fracción que se ocupa para la separación, en la mayoría de los casos es la del rango 14-40 (1.4-0.42 mm), debido a que el rango de los fenocristales es en promedio 0.8 a 1.2 mm. Si se toma la fracción inferior, los olivinos se observan como fragmentos de un cristal de mayores dimensiones, por lo que en lugar de separar granos individuales se estarían separando segmentos de un mismo grano. Es importante aclarar que, en un pequeño número de muestras, los fenocristales tienen tamaño menor o muy cercano a los 0.4 mm, por lo que se consideró tomar la fracción siguiente de

40-60 (0.42-0.25mm).

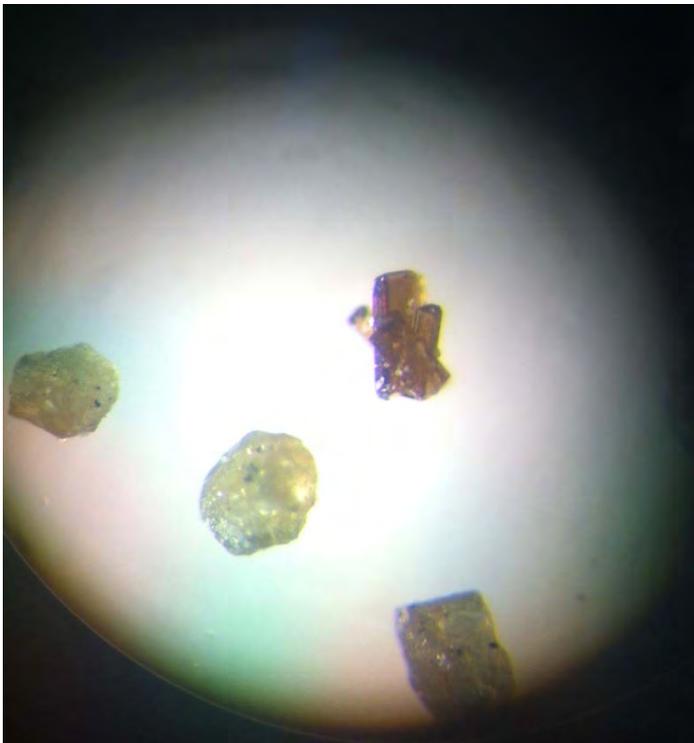


Figura 10; Imagen con microscopio estereoscópico, con el cual se realizó la selección manual. En la imagen se observa, en el sector superior derecho, un cristal de piroxeno maclado. En la parte inferior se encuentran tres cristales de olivino de color verde traslúcido.

- Montado: en un vidrio de 6.5x6.5 cm se marca la circunferencia del cilindro de plástico que se ocupa para embeber en resina a los olivinos, sobre esta marca se coloca cinta doble cara, el área marcada se divide en dos y en cada sección se acomodan de 30 a 35 cristales de una muestra (Figura 11).
- Una vez montados los cristales, se coloca el cilindro plástico y se vierte resina epoxi; se deja secar un promedio de un día. Se desmonta el cilindro con los cristales en la base, la base se pule con el propósito de dejar expuestos los cristales de la muestra al bombardeo láser.

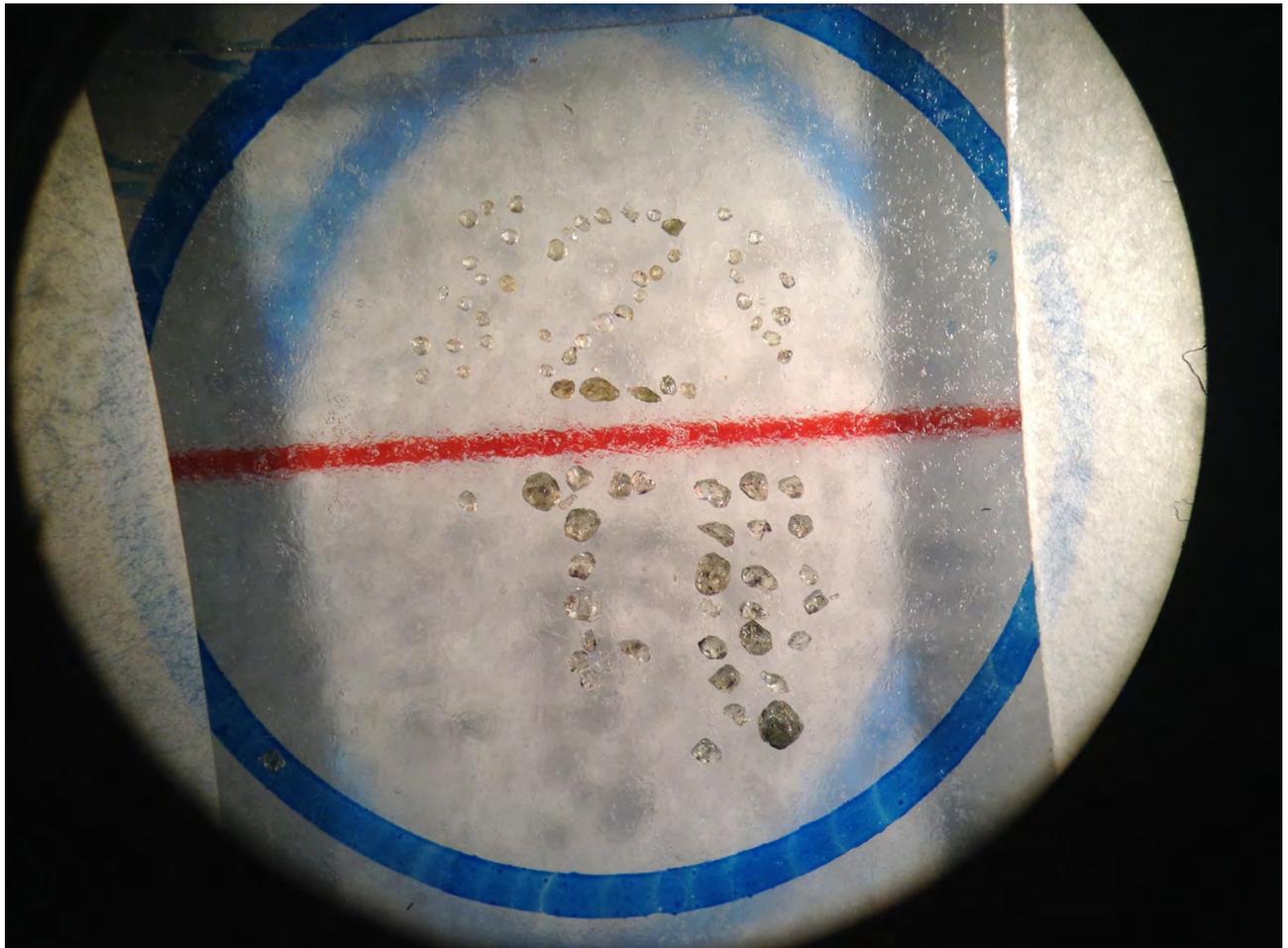


Figura 11; Imagen del microscopio estereoscópico. En esta se muestra el montaje de los cristales de olivino, en un patrón numérico identificable, con el propósito de llevar un registro de las muestras medidas. Se colocaron dos muestras por vidrio.

5.3 Análisis mineral

Para este estudio se ocupó la metodología descrita por Díaz-Bravo (2014) para el análisis de elementos mayores y traza en olivinos con el sistema de Ablación Láser Acoplado a Espectrometría de Masas (LA-ICP-MS) del Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM. Ocupando los mismos estándares internacionales y estándares internos (SCO-MS) (figura



12), con los que se han logrado corregir los errores por *mass bias*; con el fin de obtener datos, con precisión aceptable, de química mineral (Díaz-Bravo, 2014).

Figura 12; Imagen donde se muestra el olivino estándar San Carlos, usado en el LEI del Centro de Geociencias. También se indica el patrón que sigue el láser en las mediciones de los olivinos de la CSO.

5.3.1 Método analítico

La técnica de LA-ICP-MS en el Centro de Geociencias se realiza con un láser COHERENT LPX pro de excímeros de 193 nm (ArF) acoplado a un cuadrupolo de espectrometría de masas (ICP-MS) Thermo Scientific iCAP-Q optimizado con el estándar NIST 612 con un spot de 80 μm donde se espera a que se obtenga 1000 cuentas a 10 Hz de tasa de repetición.

Los análisis fueron realizados con un diámetro de haz de láser de aproximadamente 60 μm y una tasa de repetición de 5 Hz, empleando una energía de salida que equivale a una fluencia (energía por unidad de área) en el blanco de aproximadamente 6 J/cm^2 . El transporte del material ablacionado hacia el ICP-MS se realiza con He 750 mL/min junto con un poco de N a 4 mL/min, de ultra alta pureza. Posteriormente el aerosol con los gases se mezcla con Argón (700 mL/min) para la homogeneización previa a la entrada a la antorcha del ICP-MS. Los análisis se obtuvieron considerando 20s de prelación, 30 de ablación, y otros 20s posteriores a la ablación. Es importante cuidar el sitio y la dirección de ablación ya que en el tiempo previo se puede modificar la posición programada de origen, evitando mediciones fuera de la superficie del cristal (figura 13).

Por cada ablación se analizaron los siguientes isótopos (tiempo de adquisición en ms): ^7Li (40); ^{11}B (40), ^{25}Mg (20), ^{27}Al (60), ^{29}Si (20), ^{44}Ca (80), ^{45}Sc (40), ^{48}Ti (20), ^{51}V (20), ^{52}Cr (40), ^{54}Fe (20), ^{55}Mn (20), ^{57}Fe (20), ^{59}Co (20), ^{60}Ni (20), ^{63}Cu (30), ^{65}Cu (30), ^{66}Zn (30), ^{90}Zr (30), ^{140}Ce (20) y ^{208}Pb (20).

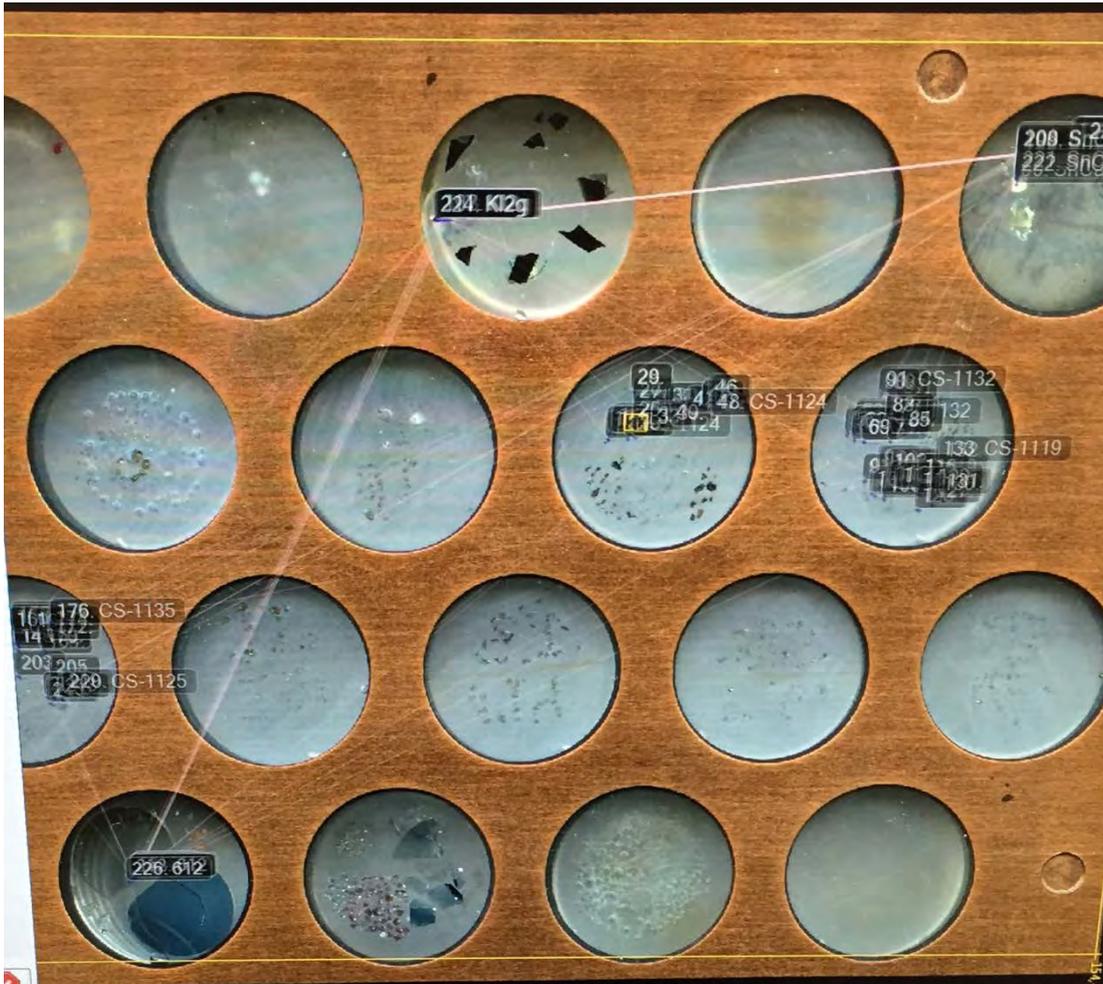


Figura 13; Imagen donde se muestra el magazine donde se colocaron los montados de los olivinos de la CSO, se ven marcados los puntos, con el número y nombre de la muestra, y las trayectorias del láser.

5.3.2 Consideraciones de la metodología

De las 19 muestras originalmente planeadas a medir, separadas y montadas, sólo se obtuvieron 15 con datos utilizables, ya que un vidrio no se midió y otras dos muestras resultaron, al ser medidas, cristales de piroxeno identificados por valores más altos de SiO_2 y Al_2O_3 .

6. Resultados

6.1 Antecedentes CSO

Los datos geoquímicos sobre la CSO, han sido antes presentados en dos trabajos de tesis previos (Pale-Berruecos, 2014; Becerra-Torres, 2014) de manera independiente, pero en este apartado se hará un análisis y recopilación de todos los resultados (63 muestras) integrándolos con nuevas observaciones petrográficas detalladas (Apéndice A) en un contexto geológico más amplio, considerado como el sector oriental del CVM. Se hará especial énfasis en la posición geográfica de las muestras, por lo que se presentan nuevos gráficos considerando la latitud de emplazamiento de los magmas.

Para este trabajo se han separado las rocas en 4 suites, considerando su posición, tenemos el grupo emplazado al sur de la cuenca (SCSO), el grupo del centro y norte de la cuenca, transicional CSO (TCSO), y por su caracterización geoquímica peculiar, los grupos de alto-K (KSCO), y la suite de alto Ti, (NM), estos últimos emplazados respectivamente al sur de la CSO y al norte del estratovolcán La Malinche.

6.1.1 Productos volcánicos del grupo NM

Los materiales volcánicos de este grupo están emplazados al norte del volcán La Malinche. Petrográficamente son rocas homogéneas, caracterizadas como basaltos, con fenocristales de olivino siempre presente, seguido por fenocristales de plagioclasa, todas las rocas presentan una textura porfídica y una matriz hipocristalina, es en ésta donde se encuentra confinada el clinopiroxeno.

El olivino se puede encontrar como fenocristal con formas de euhedrales a subhedrales y tamaño fino a medio (hasta 2mm); en algunos casos, estos fenocristales presentan alteración iddingsítica en los bordes; también es común encontrar inclusiones de ilmenita y cromita. El olivino es presente también como microlito en la matriz; estos cristales muestran alteración iddingsítica de manera recurrente.

La plagioclasa se encuentra como fenocristal en la mayoría de las muestras, presentando un hábito tabular, forma euhedral, y un rango de tamaño de fino a medio; los fenocristales de plagioclasa presentan de forma general maclas polisintéticas, mientras que los de tamaño más fino pueden presentar maclas Carlsbad; muchos fenocristales se encuentran zoneados. En la matriz, los microlitos de plagioclasa presentan un hábito acicular y tienen una composición bitownítica-anortítica (determinado por ángulo de extinción). Es recurrente su ocurrencia dentro de glomerocristales.

A pesar de las características comunes, se han observado algunas diferencias texturales entre las muestras colectadas al norte del volcán La Malinche. La muestra CO-10-03 presenta fenocristales de olivino (euhedral, con tamaños de hasta 1.8 mm) y plagioclasa (euhedral, con tamaños de hasta 0.8 mm); la matriz tiene una importante cantidad de óxidos (posiblemente ilmenita), además de microlitos de plagioclasa (figura 15B). De forma similar, la muestra CO-10-06 contiene fenocristales de olivino y plagioclasa; sin embargo, en esta roca los fenocristales tienen un mayor tamaño (hasta 2.4 mm y 1.8 mm, respectivamente), y están organizados en agregados glomeroporfídicos. La matriz está conformada por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno (y/u olivino). La muestra CO-10-09 presenta olivino como único fenocristal, con un tamaño de hasta 2 mm. En esta muestra los óxidos son muy abundantes; están presentes como inclusiones de tamaño de hasta ~0.05 mm en algunos olivinos; y como fases de la matriz, acompañados por microlitos de plagioclasa y de olivino.

En lo que respecta a la geoquímica, siguen siendo muestras muy homogéneas concentradas en el límite de basalto y traqui-basalto del diagrama de álcalis totales vs SiO_2 (TAS) de Le Bas et al. (1986), dentro del campo sub-alcálico propuesto por Irvine y Baragar (1971), en relación a su número de magnesio (#Mg) se muestran concentradas en un punto en valores bajos (promedio 57.8) a igual bajo contenido de SiO_2 (figura 14) El rasgo distintivo en sus elementos mayores, de estas rocas respecto al resto de las del área de estudio, es su notable enriquecimiento en TiO_2 , que se sobrepone a los valores reportados para basaltos de alto TiO_2 en el centro y este del CVM (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003) (figura 14). En lo que respecta al patrón de elementos traza, en comparación con el resto de grupos de la CSO, son los más homogéneos y los que presentan la señal de la subducción más baja con menores valores de Ba/Nb (13-22, promedio = 16), de igual forma la suite NM es la que menor grado de fusión registra en su relación Zr/Nb (11.4-14.8, promedio=12.5). Presentan un ligero fraccionamiento de las tierras raras pesadas, el menos marcado de todas las suites (NM: 2.1-2.5 Gd/Yb, promedio = 2.2) (figura 15 A).

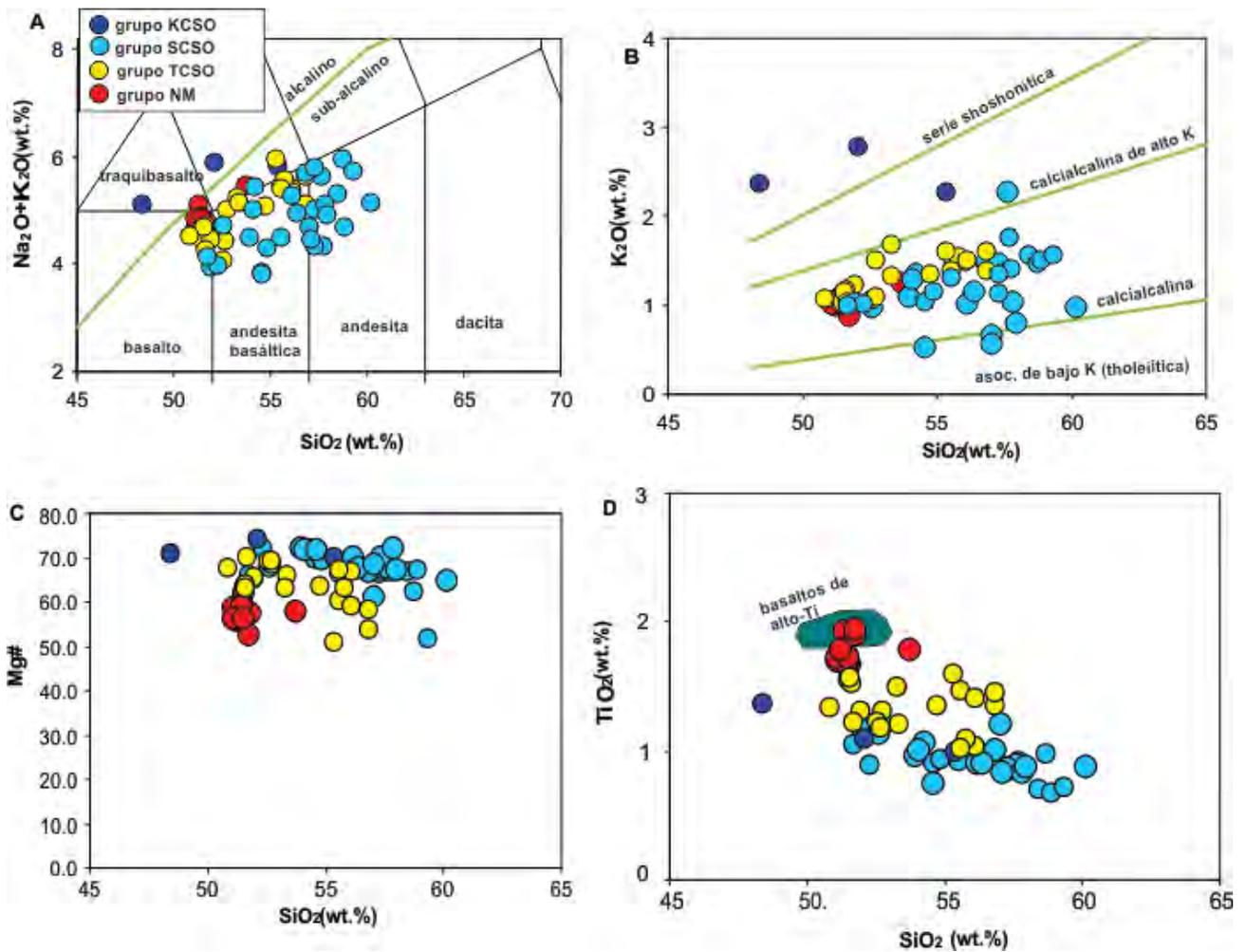


Figura 14; A) Diagrama de álcalis totales contra SiO_2 (Le Bas et al., 1986; división entre los campos alcalino y sub-alcalino de Irvine y Baragar, (1971). B) Diagrama de discriminación de K_2O contra SiO_2 (Le Maitre et al., 1989). C) Mg\# y B) TiO_2 contra SiO_2 . Las abundancias de los óxidos están normalizadas en base anhidra. Por comparación, se muestra la composición de TiO_2 de los basaltos de tipo intraplaca emplazados en el CVM central (LaGatta, 2003).

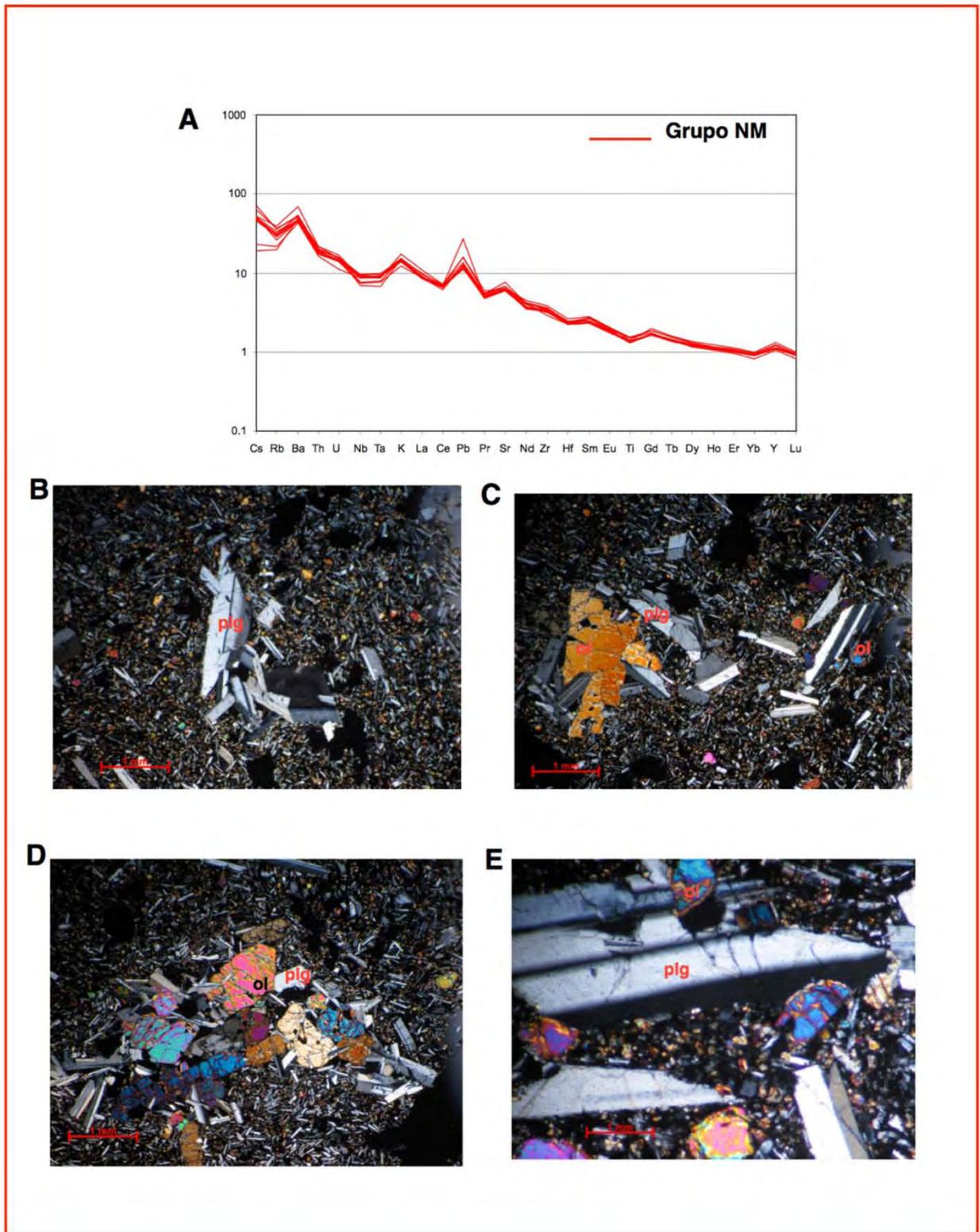


Figura 15; A) patrón de elementos traza de la suite NM, normalizados con respecto a un basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989). Imágenes de las rocas emplazadas al norte de La Malinche en nícoles cruzados B) glomerocristal monomineral de fenocristales de plagioclasa. C) y D) Las fases de fenocristal más comunes en esta roca, plagioclasas y olivinos (muestra CO-10-03). E) La CO-10-06 presenta texturas de intercrecimiento entre olivino y plagioclasa.

6.1.2 Productos volcánicos del grupo transicional de la CSO (TCSO)

Las muestras correspondientes a este grupo, pertenecen a productos distribuidos desde el límite noroeste del área de estudio hasta la parte central de la CSO, y son tomadas como una sola suite por tener características petrográficas y geoquímicas uniformes. Pero fueron separadas del grupo NM, ya que petrográficamente presentan clinopiroxeno como fenocristal, además de que las plagioclasas son presentes en menor proporción y con menores dimensiones; mientras que geoquímicamente no presentan un enriquecimiento de TiO_2 y tienen una señal de la subducción marcada.

Al igual que la suite NM, las rocas de la suite TCSO presentan características mineralógicas homogéneas, típicas de magmas basálticos (fenocristales de augita y plagioclasa). De manera parecida a lo que ocurre en el sector más occidental del área de estudio, el olivino es el fenocristal siempre presente, aunque de dimensiones menores; además, a diferencia del sector Malinche, esta presente en todas las muestras la fase de clinopiroxeno. Por otro lado la plagioclasa se ve ausente en algunas muestras, mientras que, cuando se presenta, lo hace con una reducción de dimensiones; esto se vuelve más evidente y recurrente a medida que nos desplazamos hacia el sur. Todas las rocas presentan una textura porfídica, y tienen una matriz predominantemente hipocristalina; algunas presentan textura glomerofídica pero sólo en asociación con microfenocristales (figura 16 B).

El olivino se puede encontrar como fenocristal con formas de euhedrales a subhedrales de tamaño fino a medio (hasta 1.3 mm); en algunos casos, estos fenocristales presentan alteración iddingsítica en los bordes; también es común encontrar inclusiones de ilmenita y cromita. En la muestra CO-10-20 presentan bordes de reacción. El olivino está presente también como microlito en la matriz.

Los olivinos pertenecientes a muestras más centrales se dividen en dos familias, una de mayor tamaño (hasta 1.5 mm) y de forma mayoritariamente subhedral, con bordes de reacción y bahías de corrosión; y otra de fenocristales de grano fino y microfenocristales, de forma euhedral y con texturas que indican una mayor estabilidad. En algunos casos conforman glomerocristales monominerálicos; llegan a presentar alteración iddingsítica en los bordes e inclusiones de ilmenita-magnetita. En las muestras del volcán escudo el Brujo (CO-10-25,26,27,29 y 34) se observan bordes de reacción de piroxeno y texturas de enfriamiento rápido (formas esqueléticas). El olivino es presente también como microlito en la matriz (figura 16C).

La plagioclasa se encuentra como fenocristal en la mayoría de las muestras, presentando un hábito tabular, forma euhedral, en general de tamaño fino (0.7 mm), la única excepción son las

plagioclasas de mayor dimensión de la muestra CO-10-20; los fenocristales de plagioclasa presentan de forma general maclas polisintéticas; muchos fenocristales se encuentran zoneados. En la matriz, los microlitos de plagioclasa presentan un hábito acicular y tabular. Los fenocristales de esta fase ya no se presentan como glomerocristales; sólo de manera más esporádica en fases de dimensión al límite de microfenocristal (0.4 mm), de igual forma a medida que nos desplazamos al sur la ocurrencia de plagioclasa y sus respectivas texturas de intercrecimiento se ve mermada. Una excepción son las plagioclasas de mayor dimensión de la muestra CO-10-38, que también son zoneadas y con maclas polisintéticas, además de conformar glomerocristales monominerálicos.

La fase de clinopiroxeno se identifica de una forma euhedral de tamaño fino (hasta 0.5 mm), es recurrente que presenten maclas de reloj de arena y manifiestan una extinción ondulante. A medida que nos dirigimos al sur la presencia de esta fase excluye la ocurrencia de plagioclasa como fenocristal. Cuando se encuentran como microfenocristales presentan texturas glomerofídicas monominerálicas o asociadas a olivino (figura 16D).

La única muestra que rompe la homogeneidad mineralógica, es la perteneciente al malpaís de los Humeros, CS-11-14, que además de las fases antes descritas, contiene fenocristales de grano fino de ortopiroxeno, sustituyendo en proporción a las fases de clinopiroxeno y plagioclasa.

Las rocas de la suite TCSO se caracterizan geoquímicamente como calco-alcalinias de medio-K; en el diagrama TAS presentan una mayor dispersión que las rocas NM, van desde basaltos hasta andesitas-basálticas y traquiandesitas basálticas, sus #Mg presentan una ligera correlación inversa con el contenido de SiO₂. En el contenido de TiO₂ se encuentran en un punto medio entre la suite NM y las rocas emplazadas al Sur (figura 14). En general, la mayoría de sus características presentan este mismo comportamiento transicional. Esto es claro en sus patrones de elementos traza, donde se comportan muy homogéneamente y siempre entre los valores extremos de las restantes suites. Con una señal de la subducción de Ba/Nb (=25-62, promedio 39) mayor al de la suite NM, pero más atenuada a la manifestada por los magmas emplazados al sur; en lo que respecta al grado de fusión las muestras de este grupo presentan una distribución de valores Zr/Nb amplia (=13.1-22.6, promedio 16.6), que traslapa con algunos valores de NM y del sector sur. El fraccionamiento de las HREE es medio, pero con un rango de valores reducido (Gd/Yb =2.0-2.9, promedio 2.4) (Figura 16 A).

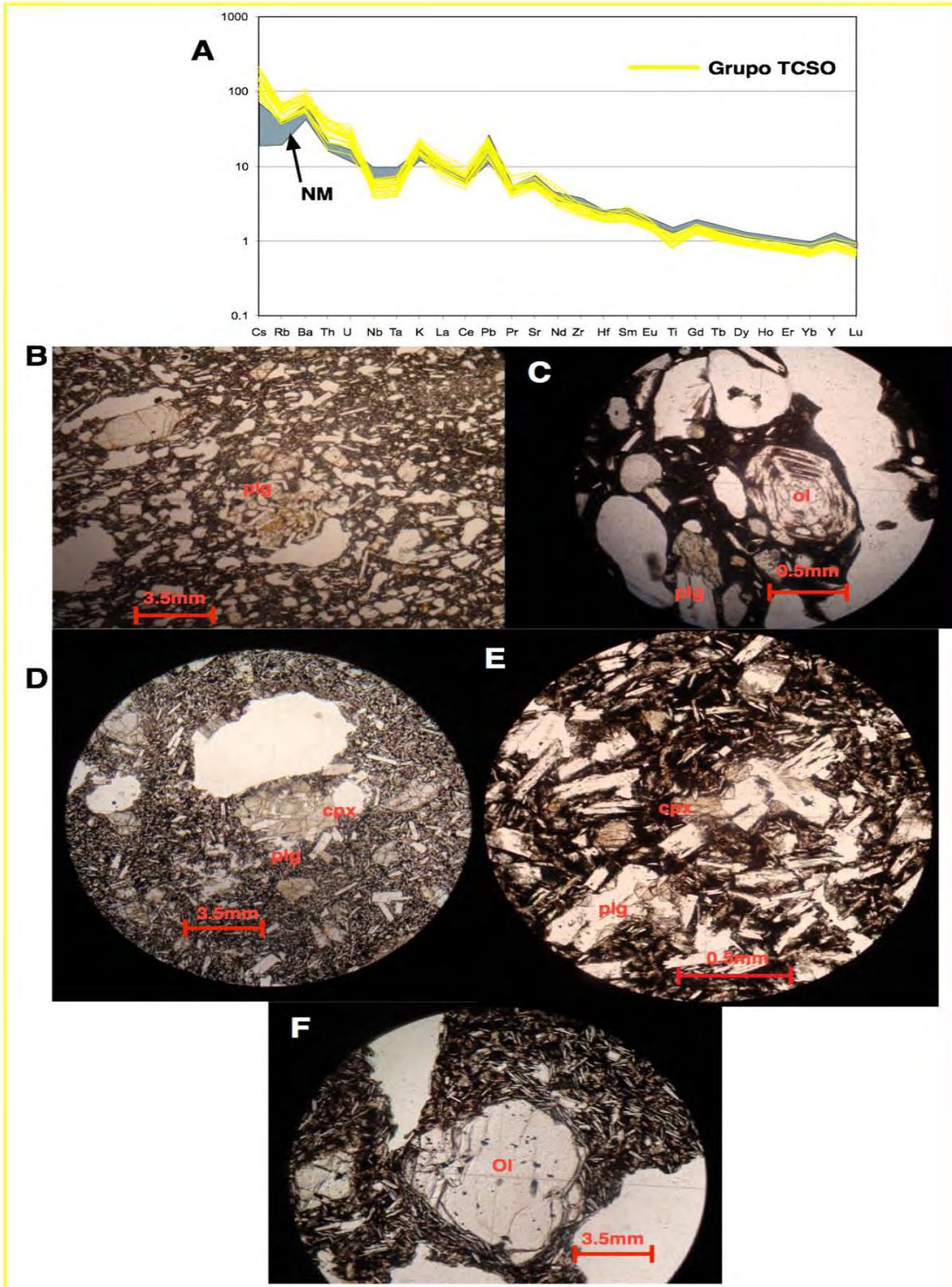


Figura 16; A) patrón de elementos traza de la suite TCSO, normalizados con respecto a un basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989), además en sombreado se indica el patrón de NM, como comparativo. Imágenes de las rocas emplazadas en la CSO en nícoles paralelos B) glomerocristal de plagioclasa en órdenes de magnitud menor a los minerales máficos. C) Olivino esqueletal en rocas del volcán El Brujo. D) glomerocristal de fenocristales de grano fino de clinopiroxeno y plagioclasa. E) texturas de intercrecimiento de plagioclasa y clinopiroxeno. F) Olivinos como fenocristal de grano medio con inclusiones de óxidos.

6.1.3 *Productos volcánicos del grupo sur CSO (SCSO)*

Las rocas emplazadas al sur de la CSO, comparten entre sí características mineralógicas, aunque texturalmente son las más diversas y complejas. La fase de olivino sigue teniendo una presencia notable con dimensiones importantes (hasta 2.1 y 3.2 mm). El clinopiroxeno es la segunda fase que predomina como fenocristal, de tamaños de fino a medio (hasta 1.5 mm). A diferencia de los anteriores tres grupos descritos la plagioclasa queda relegada a microlitos en la matriz. En lo que respecta a las texturas que caracterizan las muestras del sur, las de desequilibrio son las más recurrentes, además de las asociaciones glomeroporfídicas en los fenocristales y microfenocristales de los clinopiroxenos. La plagioclasa en la mayoría es ausente como fenocristal (excepto CS-11-36 y CS-11-30, muestras menos meridionales); aunque el ortopiroxeno aparece como una fase de fenocristal o como microfenocristal, en un buen número de rocas. Ambos piroxenos pueden llegar a conformar glomerocristales. Las texturas más recurrentes son las de bordes corroídos e iddingsitizados de los olivinos, o en otros casos se observan coronas de reacción con crecimiento de clinopiroxeno, es común que en esas regiones de las láminas la ocurrencia de las plagioclasas de grano fino incrementa. La matriz en buena parte de las muestras tiene microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa acicular, algunas con texturas de flujo; en general presentan una matriz hipocristalina, aunque en algunos casos se presenta una textura intergranular.

El olivino se puede encontrar como fenocristales de tamaño de fino a medio (hasta 2.1 mm), en su mayoría de forma subhedral a anhedral, con bordes de reacción y bahías de corrosión. De manera recurrente presentan inclusiones de tamaño considerable de óxidos, posiblemente de ilmenita y magnetita, llegan a presentar alteración iddingsítica en los bordes y coronas de clinopiroxeno. El olivino es presente también como microlito en la matriz, aunque en menor proporción en relación con el resto de los grupos previamente descritos (figura 17C).

Los fenocristales de clinopiroxeno son euhedrales, (cuando no están asociados a bordes de reacción), de tamaño fino a medio (hasta 1.5 mm), están representados por augita, con colores marrón-verde claro a nicoles paralelos y birrefringencia alta de segundo orden a nicoles cruzados. Muchos de ellos son aciculares a prismáticos de tamaño fino, mientras que unos pocos alcanzan el tamaño medio (hasta 1.4 mm), algunos presentan maclados e extinción ondulante; muchos clinopiroxenos forman texturas glomeroporfídicas monominerálicas en diferentes tamaños, así como también cristales que presentan un cierto zoneamiento distinguido por diferentes tonalidades y extinción discrónica (figura 17F). Además, muchas veces se presentan en dos o más

familias de tamaño distinto en una misma muestra, permitiendo asumir distintas etapas de cristalización; también esta fase es identificable como abundante microlito en la matriz.

En este sector dos muestras (CS-11-21 y la CS-11-20) cambian su fase predominante de olivino a clinopiroxeno.

Los ortopiroxenos se encuentran en un buen número de muestras en este grupo, aunque siempre de manera escasa como fenocristales o microfenocristales, con un pleocroismo tenue de incoloro a verde, de formas euhedrales y alcanzando dimensiones hasta 1 mm; algunos de ellos acompañan los clinopiroxenos en los agregados glomeroporfídicos.

La matriz está conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. La plagioclasa es la fase más abundante; tiene formas aciculares y también tabulares macladas, que por su extinción indican una composición de andesina; en general los microlitos de plagioclasa presentan texturas de flujo.

La muestra CS-11-37 presenta ciertas peculiaridades respecto al resto de las rocas colectadas, como es la presencia de olivino como único fenocristal, el cual alcanza un tamaño de hasta 2 mm, y está rodeado frecuentemente por masas de microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa granular; además, esta muestra presenta una matriz holocristalina, con intercrecimientos de piroxeno y plagioclasa.

La muestra CS-11-22 posee una asociación mineral bastante contrastante con el resto de las rocas, ya que contiene anfíbol como fase predominante entre los fenocristales (figura 17E). El anfíbol ha sido identificado como hornblenda; presenta formas tabulares de subhedrales a anhedrales, con tamaño de fino a medio (hasta 3.5 mm); muestra pleocroismo de amarillo verdoso a naranja, y extinción oblicua a un ángulo bajo; además, presenta bahías y coronas de opacita, provocadas por procesos de descomposición por la pérdida de volátiles. Adicionalmente, la roca presenta fenocristales de ortopiroxeno, que muestran generalmente coronas de opacos. Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, con microlitos de anfíbol completamente oxidado, ortopiroxeno y plagioclasa acicular-tabular.

En la lámina CS-11-27 está presente un aglomerado de cristales equidimensionales identificados como cuarzo, que se puede interpretar como un xenolito de cuarcita. Análogamente, la muestra CS-11-37 contiene un xenolito de caliza que presenta señales de haber reaccionado con el magma, de hecho, se encuentra diópsido como producto de la reacción, caracterizado por un color verde en nicoles paralelos, relieve medio, un débil sistema de cruceros formando un ángulo de 90° en sección basal; y por una birrefringencia de segundo orden en nicoles cruzados; el diópsido está rodeado de plagioclasa cálcica.

Los datos geoquímicos han caracterizado en el TAS estas rocas en el espectro composicional más amplio de CSO, van de basalto hasta andesita; en lo que respecta a su contenido de K, son la suite con más dispersión (un buen número de muestras son de medio-K, aunque hay algunas que se extienden desde el bajo-K hasta el alto-K), los valores #Mg presentan un patrón plano a medida que incrementa el contenido de SiO₂. En lo que concierne al contenido de TiO₂, presentan el comportamiento más homogéneo, presentándose siempre con valores menores al resto de las suites, con una ligera correlación inversa (figura 17). Los diagramas multielementales, muestran una notable señal de la subducción con una dispersión importante de los valores Ba/Nb (=35-184, promedio 82.9), en lo que se refiere al grado de fusión de la fuente la suite presenta valores altos de Zr/Nb (=18.47-34.5, promedio 27.7), de igual forma presenta un marcado fraccionamiento de las HREE Gd/Yb (1.8-3.7, promedio 2.7) (figura 17A).

6.1.4 Productos volcánicos del grupo de alto potasio (KCSO)

Es un grupo formado por tres muestras emplazadas al sur de la CSO, dispersas entre la suite SCSO. Petrográficamente no presenta muchas diferencias con las rocas de este sector de la CSO. La única denotable es que en algunas ocasiones el olivino como fase principal es desplazado por el clinopiroxeno, aunque nunca con una diferencia de tamaño importante.

A nivel geoquímico es donde mayores distinciones presentan estas rocas, con el diagrama TAS son clasificadas como traquibasaltos y traquiandesitas-basálticas, por su contenido de K CS-11-20 y CS-11-21 son muestras de alto K y mientras que CS-11-32 llega hasta el campo de las shoshonitas. Presentan contenidos de TiO₂ de medio a bajos. Son la suite con #Mg más alto de todas las suites (figura 13). Además, en los diagramas multielementales se observa que son las rocas con mayor enriquecimiento en LILE, aunque con una señal de la subducción alta Ba/Nb pero no es la mayor registrada en el área (=107.2-170, promedio 142.7), en lo relacionado al indicador del grado de fusión esta suite presenta los valores más altos de Zr/Nb pero también los más bajos del sector sur (=19.3-41, promedio 28.52), la shoshonítica es la muestra con el menor valor. En lo referente al fraccionamiento de las HREE, son la suite que presenta este rasgo más marcado (Gd/Yb = 4-6, promedio 5.2).

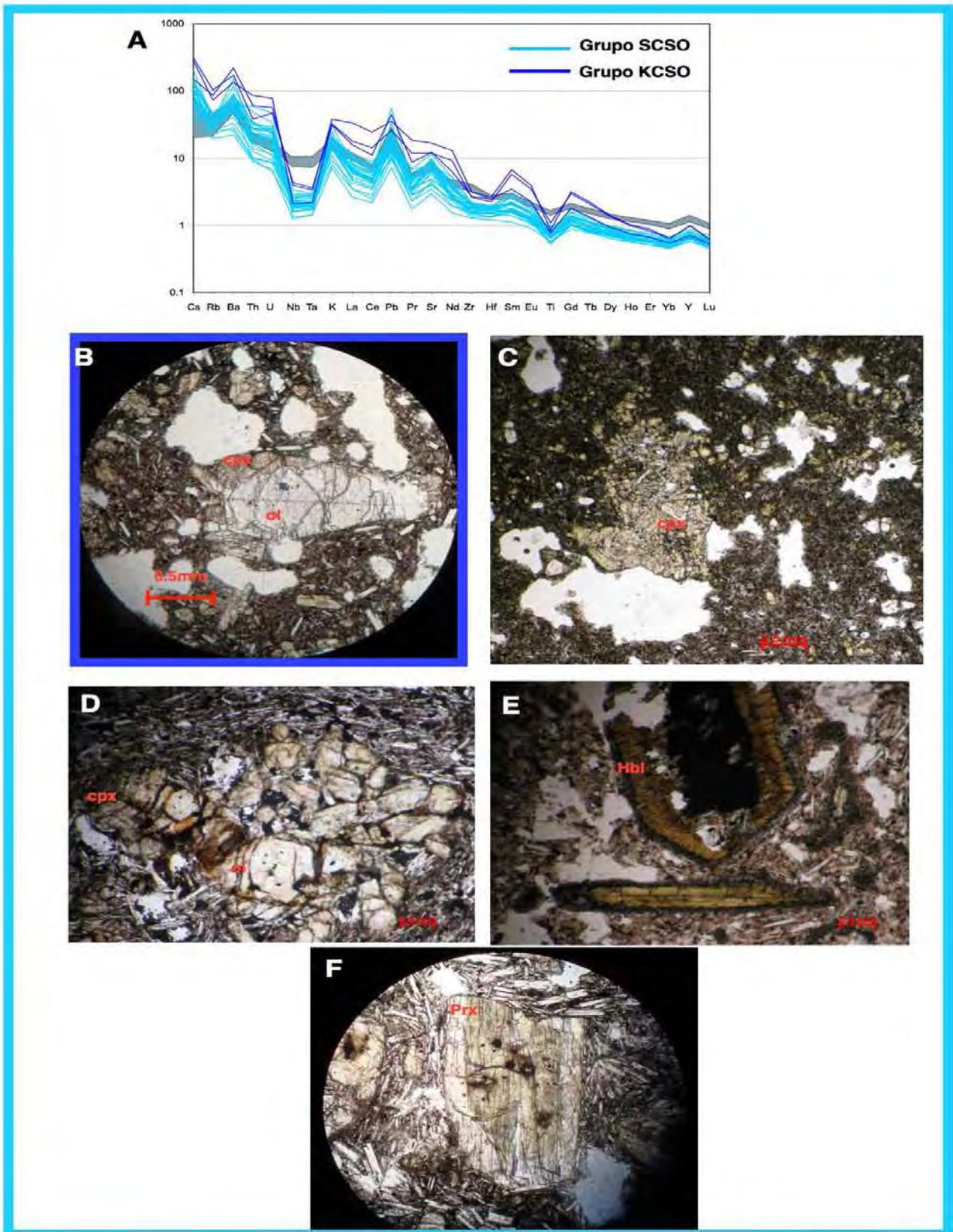


Figura 17; A) patrón de elementos traza de la suite SCSO y KCSO, normalizados con respecto a un basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989), además en sombreado gris se indica el patrón de NM, como comparativo. Imágenes de las rocas emplazadas en la CSO en nícoles paralelos B) olivino de la suite KCSO, con asociación de clinopiroxeno. C) glomerocrystal monomineral de clinopiroxeno. D) glomerocrystal de olivino y clinopiroxeno. E) fenocristal de hornblenda. F) fenocristal de piroxeno con distinción de color y propiedades ópticas, zonado.

6.1.5 Caracterización isotópica de los productos de la CSO

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del área de estudio se muestran en la figura 18; así como las composiciones isotópicas de los componentes que podrían participar en su petrogénesis, el basamento y sedimentos subducidos. Se presentan los análisis isotópicos de 24 muestras a lo largo de toda el área de estudio (tomados de los trabajos previos), incluyendo los datos de las 3 muestras de alto-K. A pesar de las diferencias en la composición de elementos mayores y traza, los grupos emplazados en la CSO presentan composiciones isotópicas muy similares. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd forman una sutil correlación negativa, y se grafican entre un componente isotópicamente empobrecido que podría estar representado por los basaltos de la dorsal del Pacífico Oriental (East Pacific Rise Mid-Ocean Ridge Basalts, EPR-MORB); y un componente con relaciones isotópicas de Sr más radiogénicas, que podría ser la corteza continental local (Gómez-Tuena et al., 2003) o los sedimentos muestreados en el Sitio 487 del Deep Sea Drilling Project (DSDP; LaGatta, 2003), éstos últimos se encuentran más cercanos a la tendencia de las rocas de la cuenca; las rocas de la suite NM son las más cercanas a un componente mantélico, mientras que las de alto-K junto con algunas de SCSO on las más radiogénicas en Sr.

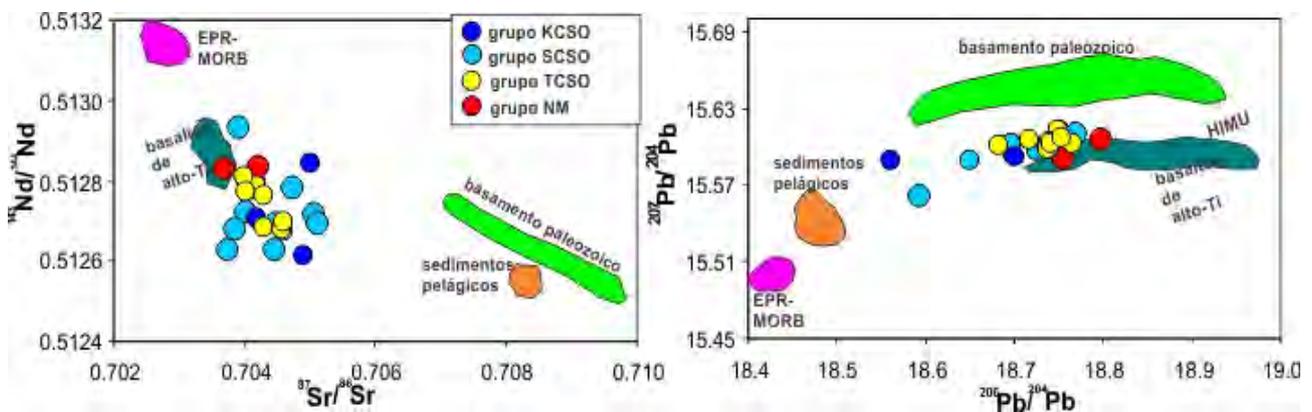


Figura 18; Diagramas de variación isotópica de las suites estudiadas, y de posibles componentes involucrados en la petrogénesis. A) Isótopos de Sr contra Nd; B) isótopos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Se muestra también la composición isotópica de: EPR-MORB (Lehnert et al., 2000); sedimentos subducidos (LaGatta, 2003); esquistos y rocas metavolcánicas del Macizo Teziutlán del Paleozoico (Gómez-Tuena et al., 2003); basaltos de alto-Ti de la CVM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

Análogamente, las relaciones isotópicas de Pb de ambas series tienen una correlación positiva, con una pendiente muy baja, que puede representar una línea de mezcla binaria entre el MORB del Pacífico, los sedimentos subducidos, y/o un componente cortical con isótopos radiogénicos de Pb, es de notar que las muestras más enriquecidas, al contrario de lo que se muestra en el gráfico Sr-Nd, son las del NM, más aún parece que se desplazan, con el resto de las suites, hacia un reservorio mantélico enriquecido en Pb (HIMU), en esta misma tendencia se traslapan rocas tipo

OIB reportadas anteriormente en el CVM (Díaz-Bravo et al., 2014; Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta,2003).

6.2 Los datos geoquímicos de la CSO, relacionados con su ubicación geográfica

En esta sección se presentan los datos geoquímicos antes descritos, relacionando sus características con su posición geográfica (latitud). Además, se presentan gráficos de relaciones elementales que han sido clave para la interpretación de la petrogénesis, de igual forma estableciendo distinciones con base en la ubicación geográfica de las muestras. Lo anterior con miras a recapitular el estado del arte de la petrogénesis del magmatismo cuaternario de la CSO.

6.2.1 Latitud contra elementos mayores

En los gráficos de latitud contra K_2O y MgO (figura 19 A, C) las muestras de SCSO y KCSO se comportan de manera similar, las rocas más meridionales son las que presentan menos dispersión de todo el grupo SCSO, mientras que el resto de este grupo se extiende desde los valores más bajos hasta los más altos, sólo por debajo de los valores extremos de la suite KCSO. En lo que respecta al grupo TCSO, en la gráfica de K_2O presenta una ligera tendencia a una correlación negativa, hasta alcanzar valores similarmente bajos a los del grupo homogéneo NM. En la gráfica de latitud contra MgO , tanto TCSO como NM presentan correlaciones positivas, la pendiente de las rocas TCSO es mayor a la que se forma con la correlación de NM.

Por otro lado, en los gráficos de latitud contra TiO_2 y $\#Mg$ (figura 19 B, D), las muestras presentan de manera general poca dispersión. En la gráfica del TiO_2 se ve una correlación positiva desde las muestras de SCSO con los valores más bajos hasta la suite de NM, cuya concentración de TiO_2 los coloca por encima del patrón de correlación. Es importante notar que las rocas de KCSO, presentan los valores más altos de TiO_2 de todas las muestras del sector meridional. En lo que respecta al patrón del $\#Mg$, es en buena medida plano, con una ligera correlación negativa, aunque los valores de NM están claramente por debajo del resto de las suites de la CSO.

6.2.2 Latitud contra relaciones de elementos trazas

La figura 20 muestra como varían dos relaciones ligadas con el componente de la subducción respecto a la latitud, la primera exclusiva de un fluido acuoso Ba/Nb y la otra Th/Nb sólo atribuible a un fundido silicatado, se observa que las muestras más enriquecidas pertenecen a los grupos KCSO y SCSO, en ambos caso las muestras enriquecidas no se localizan en el frente, sino que tienen un ligero incremento con la latitud. En ambos gráficos, el grupo SCSO presenta una gran

dispersión de los datos. En lo que respecta a las otras dos suites, TCSO y NM, tienen una menor dispersión y forman una ligera correlación negativa, siendo NM la que tiene los valores en extremo más bajos.

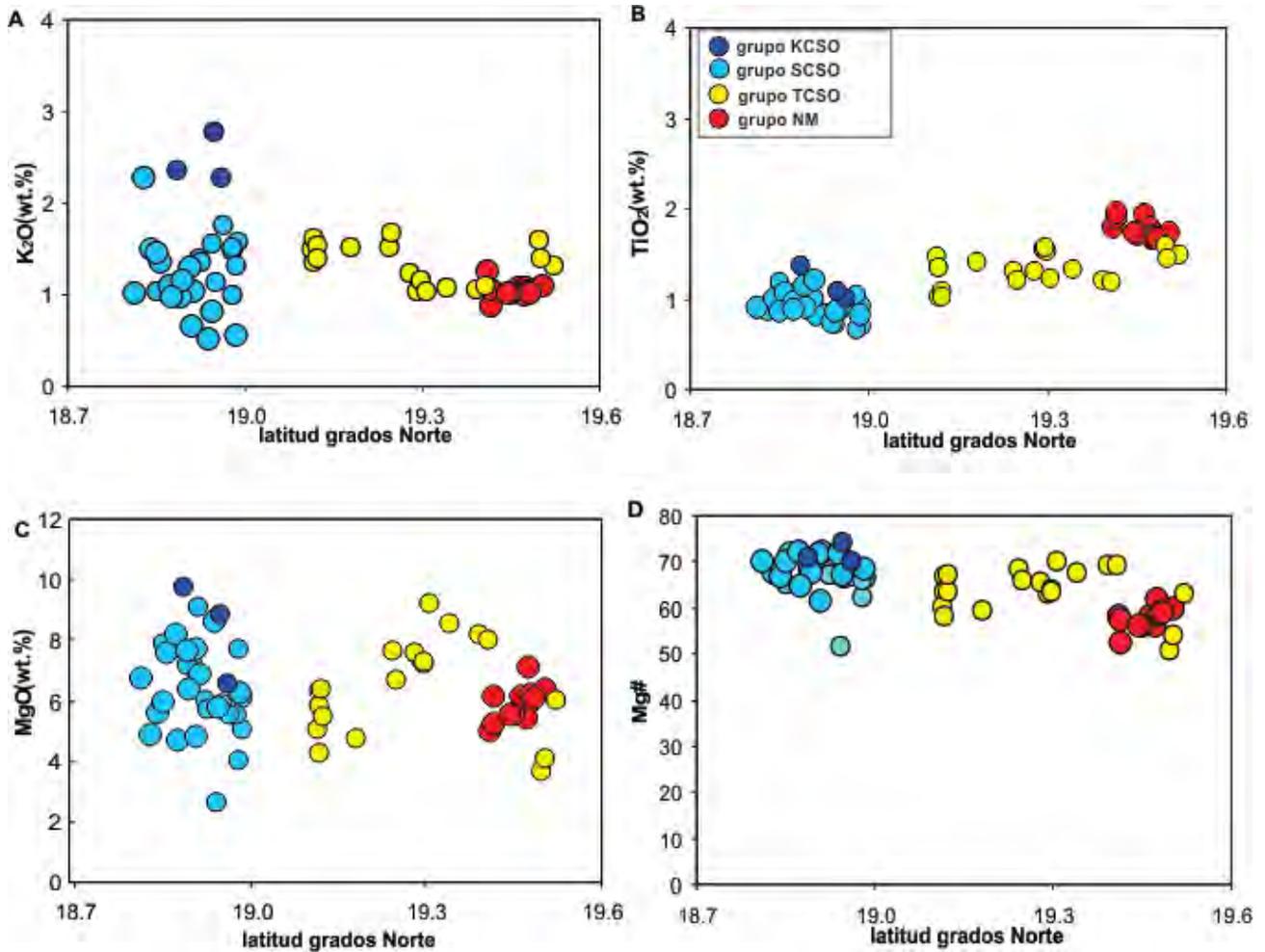


Figura 19; Diagramas de latitud (grados Norte) contra elementos mayores en porcentaje en peso. La abundancia de óxidos es normalizada en base anhidra.

En un trabajo previo enfocado a un sector de la CSO se caracterizó claramente el aporte de la placa en subducción, por un fundido silicatado de fengita, con granate y rutilo residual (Becerra-Torres, 2014), por lo que en la figura 20D se muestra como varia la señal del granate, Gd/Yb, con la latitud, aquí es claro que las muestras de SCSO y de manera más marcada las KCSO son la que presentan los valores más altos de esta relación, y a medida que avanzamos en la latitud esta señal se diluye y se presenta un patrón plano entre las rocas de TCSO y las de NM. Adicionalmente en la figura 20H se presenta una de las gráficas clave para caracterizar el componente de la subducción, Zr/Ta y Rb/Ta, en este gráfico todos los datos CSO se alinean con una buena correlación positiva, mostrando una influencia intensa de la fengita (aporta el Rb) en las rocas emplazadas al sur, a la par de que éstas presentan la mayor influencia del rutilo residual de la

placa en facies de eclogita (empobrecimiento en Ta). Asimismo la figuras 20B y 20C marcar la fusión preferente de allanita, que aporta LREE, y de monazita, que enriquece en Th el fundido.

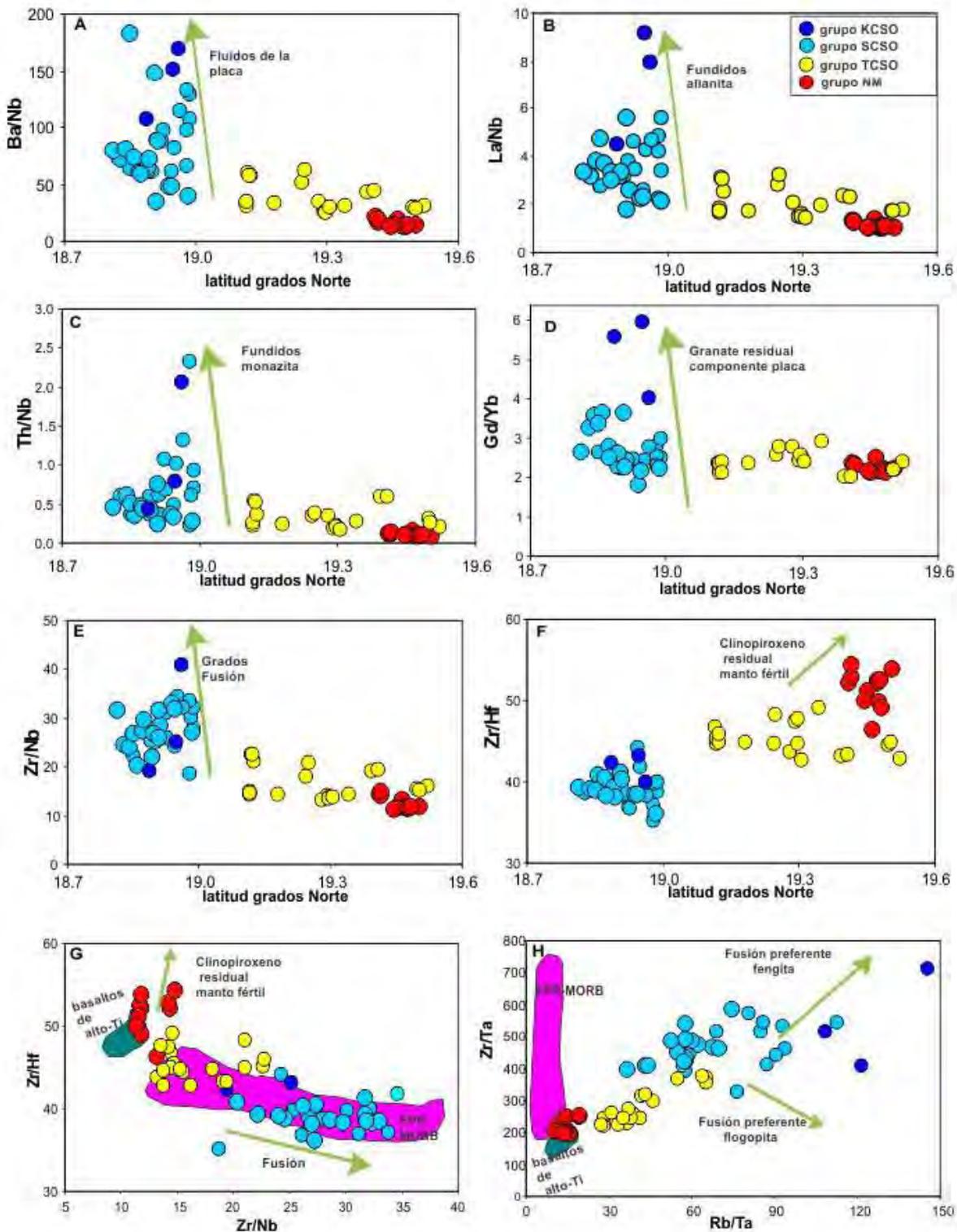


Figura 20; A), B) y C) Diagrama latitud grados Norte contra proxies del componente fundido aportado por la subducción, el cual disminuye hacia al incrementar la latitud. D) de igual forma el Gd/Yb indicador del granate residual de la placa subducida disminuye su influencia al incrementar la latitud. E) muestra una relación del grado de fusión con Zr/Nb análogo al comportamiento de las señales de la subducción. F) indicador de la fertilidad de la fuente, por incrementar el valor Zr/Hf como resultado de granate residual claramente presente en el manto que origina las rocas de la suite NM que además correlaciona con el grado de fusión G). H) caracterización de la fuente de Rb como fengita en lugar de flogopita, esta última al fundirse debería de aportar Ta al sistema magmático. Se muestra también los valores de: EPR-MORB (Lehnert et al., 2000) y basaltos de alto-Ti del CVM central (LaGatta, 2003).

En lo que respecta a la fuente mantélica se han discutido en trabajos previos dos aspectos, el grado de fusión y la presencia o ausencia de clinopiroxeno en el manto. Para el primer punto la figura 20E presenta como el Zr/Nb varía con la latitud, las rocas a menor latitud presentan los valores más altos de esta relación, mientras que conforme incrementa la latitud la relación disminuye, siendo la suite NM la que presenta los menores valores, es interesante resaltar que las rocas de TCSO a la misma latitud que las muestras de NM presentan valores ligeramente mayores de Zr/Nb. Para mostrar la influencia de clinopiroxeno se utiliza la relación Zr/Hf, donde valores más altos como los que presentan las muestras NM sólo pueden ser explicados con una fase de clinopiroxeno que retiene el Hf sobre el Zr. Por lo que muestras derivadas de un manto con poco clinopiroxeno como las muestras de SCSO es congruente que tengan un comportamiento homogéneo y muy baja relación Zr/Hf. Más aún, para evitar ambigüedades a causa de diferentes grados de fusión, se presentan todos los datos de la CSO en un diagrama discriminador de procesos de Zr/Nb vs Zr/Hf, donde respectivamente se tiene el proxy de la fusión del clinopiroxeno; se hace evidente en la figura 20G que las rocas de SCSO son las que derivan de un mayor grado de fusión de una fuente con poco clinopiroxeno residual, similar a los datos de los MORB con los cuales se traslapan. A medida que la latitud de las muestras incrementa se genera una correlación negativa, encabezada con los valores más bajos de Zr/Nb y más altos de Zr/Hf de NM.

6.3 Composición química de los olivinos de CSO

Se presentan los datos del análisis químico de olivinos de 15 muestras (tabla 3) emplazadas a lo largo de la CSO. Se seleccionaron las muestras a analizar de manera estratégica entre las más primitivas de cada sector, además de considerar cubrir el mayor espectro de diversidad geoquímica del área de estudio por lo que fueron tomadas 3 muestras de la suite NM, 3 del grupo TCSO, 7 de SCSO, 2 de KCSO. Todos los olivinos son fenocristales de tamaños de medio a grueso (0.8-3 mm). Los olivinos de las muestras más septentrionales son los que presentan contenidos de Fo más bajos, mientras que los olivinos de SCSO y más aún los de KCSO son los de composición más forsterítica.

El contenido de Fo analizado en los fenocristales de las muestras, en general no presenta una dispersión importante y un buen número de los olivinos caen en el rango contemplado por Rhodes et al. (1979), en el cual se espera que se encuentren si están en equilibrio con la roca que los contiene (figura 21A). Los olivinos que no caen en este rango siempre están por debajo a una

distancia no mayor de 10 unidades, la única excepción es un olivino de la muestra CO-10-09 que está desplazado a gran distancia del resto del grupo.

El gráfico 21B muestra el valor promedio de Fo de cada grupo y permite resaltar qué rocas se encuentran enteramente en equilibrio con sus olivinos, éstas son las muestras de las suites NM (excepto CO-10-09), KCSO, todas las muestras SCSO que están ubicadas al oeste del área y la roca emplazada más al norte de la suite TCSO (CS-11-45).

Además la figura 20 muestra el contenido de NiO, CaO, MnO y CoO de los fenocristales de olivino de la CSO comparado con los datos de olivinos del sector central (campo volcánico de Chichinautzin) y del cono Usmajac del occidente del CVM (Straub et al., 2011; Díaz-Bravo et al., 2014), los olivinos pertenecientes a rocas MORB, y olivinos de muestras de ambientes intraplaca con una litósfera gruesa extraídos del volcán Koolau en Hawaii (Sobolev et al., 2007). En el gráfico 21C del contenido de NiO, sólo los olivinos de CO-10-24 del grupo TCSO traslapan parcialmente y en el extremo inferior sobre la región de los MORB, con contenidos de NiO que no exceden 0.12 wt.% y valores Fo₈₅ a cierta distancia del equilibrio con el manto. Mientras que el resto de los olivinos de todas las suites de CSO siguen tendencias de alto NiO en relación a sus contenidos de Fo, fuera del arreglo de los MORB, que traslapan los valores del centro CVM y en algunos casos los sobre pasan incluso por encima de los de Koolau (max. NM: 0.37 wt.% Fo₈₄; TCSO: 0.25 wt.% Fo₈₃; SCSO: 0.62 wt.% Fo_{90.2}; KCSO: 0.70 wt.% Fo_{91.2}). Es muy común que se formen varios patrones similares paralelos. Los olivinos pertenecientes a las rocas emplazadas al sur son los más enriquecidos en Ni a valores mayores de %Fo, de manera más marcada los olivinos de KCSO. Por otro lado la muestra que sale claramente de la tendencia general es la CO-10-09, aunque de manera general continua un patrón similar a los datos de Usmajac; esta misma muestra es la que contiene los olivinos con mayor desequilibrio de este sector de la CSO. Asimismo, la muestra CS-11-12, otra con importante desequilibrio, rompe el patrón con una tendencia prácticamente sub-horizontal.

En el gráfico de Fo contra CaO, todas las muestras se encuentran por debajo del patrón de los MORB, traslapan con los datos de Koolau pero se encuentran por arriba del cono Usmajac. Los olivinos de la muestra CO-10-06 como un solo conjunto son los más enriquecidos en CaO (0.25 wt. %), hay algunos olivinos dispersos con valores mayores, de las rocas CS-11-12 y CS-11-16 pertenecientes a SCSO. En la figura 21E las muestras tienen un arreglo lineal, la mayoría de los olivinos se grafican en un patrón paralelo entre los MORB y Koolau. Los olivinos en sus concentraciones de Co, presentan un comportamiento diferenciado, la mayoría de las muestras de SCSO y KCSO traslapan con los basaltos de Koolau con una ligera correlación negativa, por otro

lado el resto de las suites diluyen la pendiente de la correlación negativa hasta alcanzar un patrón sub-horizontal en las muestras de mayor contenido de CoO (CO-10-09, CS-11-12, CO-10-20), que superan los valores reportados en Usmajac; las muestras antes descritas son aquellas que se registran más alejadas del equilibrio. Por otro lado, la relación CoO/MnO muestra los olivinos Koolau y MORB en un comportamiento similar al gráfico de NiO, pero los olivinos de la CSO no se ajustan al mismo arreglo, la mayoría de las muestras de KSCO, SCSO, NM traslapan con los MORB y sólo las CS-11-16, CO-10-09 y las pertenecientes a la suite TCSO, siguen el comportamiento de Koolau.

En resumen todas las muestras presentan valores altos de NiO y CoO, claramente bajos de CaO y en los patrones relacionados con el MnO las muestras presentan un comportamiento más diferenciado. De manera general los olivinos de la CSO presentan una afinidad clara a una fuente piroxenítica, pero dadas sus variaciones, dicho reservorio debe ser claramente diferente a la fuente piroxenítica propuesta por Sobolev et al. (2007).

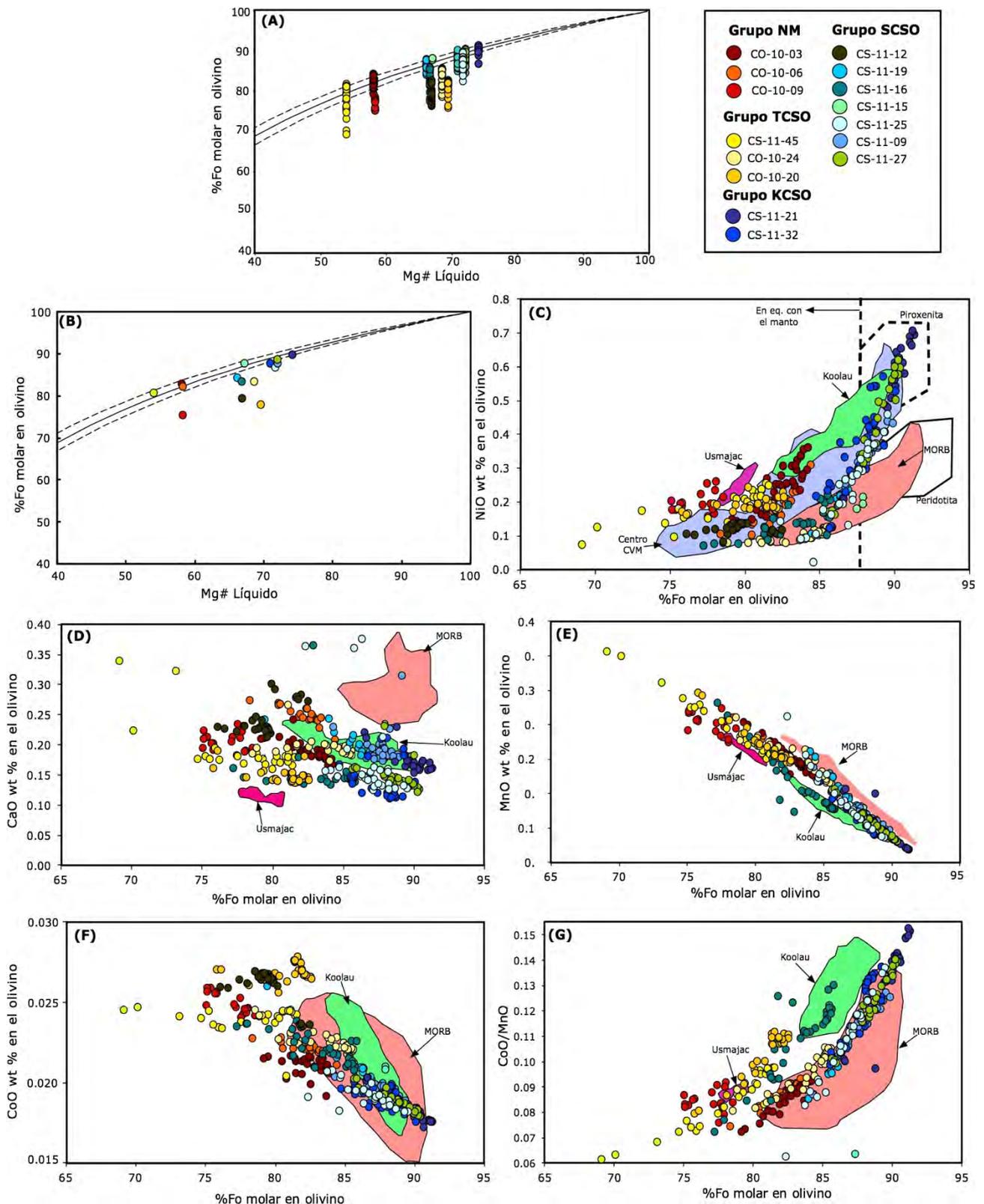


Figura 21; A) Diagrama de %Fo molar vs. $100 \cdot \text{Mg\# líquido}$ ($\% \text{Fo molar} = \frac{\text{MgO}^{\text{ol}}}{(\text{MgO}^{\text{ol}} + \text{FeO}^{\text{ol}})}$; liq = composición de roca total) propuesta por Rhodes *et al.* (1979). K_D es el valor del equilibrio (0.3 ± 0.03) del coeficiente de partición entre Fe y Mg entre olivino y líquido, presentado por las líneas discontinuas y la línea sólida (Roeder y Emslie, 1970). B) %Fo molar promedio vs Mg# líquido. C) NiO wt.% vs. Fo % molar. D) CaO wt.% vs. Fo % molar. E) MnO wt.% vs. Fo % molar. F) CoO wt.% vs. Fo % molar. G) CoO/MnO wt.% vs. Fo % molar. También se muestra el campo de datos que representan a olivinos del tipo MORB (campo en rosa, Sobolev *et al.*, 2007), olivinos del sector central del CVM (campo en violeta, Straub *et al.*, 2008, 2011), olivinos pertenecientes al volcán Koolau de Hawaii (campo en verde, Sobolev *et al.*, 2005), y olivinos de Usmajac (campo fuchsia, Díaz-Bravo *et al.*, 2014). Los campos delimitados con línea discontinua y línea sólida representan fundidos en equilibrio con el manto piroxenítico y peridotítico (Straub *et al.*, 2008, 2011). La línea punteada vertical representa la composición de fenocristales de olivino que se encuentran en equilibrio con el manto (Straub *et al.*, 2008, 2011).

7. Discusión

7.1 La petrografía de la CSO en relación con la química mineral de olivinos

Al establecer que los olivinos se encuentran en equilibrio con el magma que los contiene (figura 21B), hay una clara relación entre las rocas que contienen olivinos con Fo por debajo de los valores de equilibrio y su petrografía. Las muestras, sin importar la suite a la que pertenecen, coinciden en presentar siempre cristales de clinopiroxeno y en algunos casos ortopiroxeno, asociados a texturas glomerofídicas monominerálicas las cuales pueden indicar un evento de cristalización previa a la erupción. Dichos glomerocristales no pueden ser explicados como material externo al sistema magmático, debido a que no presentan en ningún caso señales de reacción con el magma. Además, una cristalización de estos minerales ferromagnesianos, previa al desarrollo de los olivinos analizados, podría explicar los valores Fo menores a los esperados a partir del valor de #Mg de la roca que los contiene, ya que fue en realidad un líquido residual de menor #Mg producto de la cristalización previa de los piroxenos identificados en la lámina.

Magmas con cristalización de olivinos como primera fase en coexistencia con magmas que cristalizan previamente clinopiroxenos, similares a los emplazados en el centro del CVM, se ha establecido como viable si existe una diferencia en los patrones de evolución registrados por el #Mg entre ambos grupos de rocas (Straub et al., 2011). En las figuras 14C y 19B se observa que las muestras de la CSO presentan tendencias, aunque similares en algunos casos, en general discontinuas e incluso llegando a variar la pendiente de la correlación. Por lo tanto el fenómeno de cristalización es posible y a considerar como una variable más, para justificar cierto grado de variación en la química de los olivinos de la CSO.

7.2 Interpretación integral de los datos geoquímicos de roca total y de olivinos: hacia un modelo petrogenético para el magmatismo de la CSO

Los datos geoquímicos de la CSO analizados de manera integral y en conjunto con los resultados de la química mineral de los fenocristales de olivino, ha permitido entender que un modelo simple de variación composicional a diferentes distancias de la trinchera por disminución del aporte de la placa subducida, no es suficiente para explicar la diversidad que presentan las rocas emplazadas en este sector del CVM. En trabajos anteriores se asumía que las rocas del frente al estar más próximas a la trinchera recibían los mayores aportes de la placa y a medida que las muestras están emplazadas hacia el norte este aporte se diluía hasta alcanzar los patrones presentes en NM; pero si se observan los gráficos de la latitud contra el componente de la subducción (figura 20), es claro

que hay muestras a la misma distancia con valores muy diversos, más aun la suite KCSO, la que presenta la señal de la subducción más marcada, se encuentra emplazada entre las rocas de la SCOS sin ningún patrón claro. Además, al norte del área de estudio las dos suites, NM y TCSO, presentan características geoquímicas claramente distintas a latitudes iguales (figura 20E y F). Los datos de olivinos permiten visualizar la diversidad descrita con mucho más profundidad y claridad, ya que a pesar de que todos los fenocristales de las suites están sobre el patrón reportado por Straub et al. (2008, 2011), para rocas derivadas de una fuente piroxenítica, hay comportamientos claramente distintos entre los grupos de rocas, como son cambios de pendiente y tendencias paralelas discontinuas (figura 21).

Por lo anterior el propósito de esta sección es explicar las causas de esta variabilidad geoquímica observada desde los datos de roca total, pero con el apoyo de una técnica petrológica de mayor resolución como la información geoquímica de los fenocristales de olivino en las rocas de la CSO. Así el modelo propuesto para la diversidad magmática se centrará en los procesos primarios (caracterización de la fuente mantélica, fusión), así como las primeras etapas de cristalización registradas por estas fases minerales.

7.2.1 El papel del basamento en la diversidad magmática de la CSO e interpretación de los análisis isotópicos

La participación de la corteza continental que atraviesan los magmas de arco en la diversidad geoquímica, se manifiesta en correlaciones positivas entre un indicador de la evolución magmática (SiO_2) y un proxy del enriquecimiento cortical, como son relaciones isotópicas y relaciones LILE(LREE)/HFSE. En la figura 22 es claro que no existe ninguna correlación lineal, por lo que no es posible considerarla como un factor clave en la variabilidad geoquímica de la CSO. Más aún, si consideramos el alto Ni presente en todos los olivinos del área de estudio bajo la premisa de que un buen número se encuentran en equilibrio con el magma que los contiene (figura 21B), sólo serían posible dichas características si el basamento hubiera aportado cierta cantidad de Ni, situación que no es viable debido a que este elemento no se encuentra en cantidades considerables en los materiales corticales para que lo aporten al ser asimilados (Straub et al., 2008).

Algo importante de resaltar sobre el comportamiento isotópico de las muestras de CSO, es que todas presentan un enriquecimiento claro hacia composiciones corticales; en el gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (figura 18A) las muestras del sector sur son las más radiogénicas dirigidas a los valores de los sedimentos subducidos; por lo cual puede ser explicado como una característica aportada

por el componente de la subducción. Por otro lado en el gráfico de las relaciones de Pb (figura 18B) las muestras son más enriquecidas que los sedimentos subducidos y cambia a ser la suite NM la más radiogénica, por lo que para este comportamiento se puede invocar que las muestras presentan estas altas relaciones de Pb por derivar de una fuente mantélica tipo HIMU (fuente con altas relaciones isotópicas de Pb, relacionado con el reciclaje de corteza continental antigua), más aun si se considera que se dirigen hacia los basaltos de Palma Sola, los cuales se han interpretado como muestras prístinas de un manto enriquecido tipo HIMU (Gómez-Tuena et al., 2003).

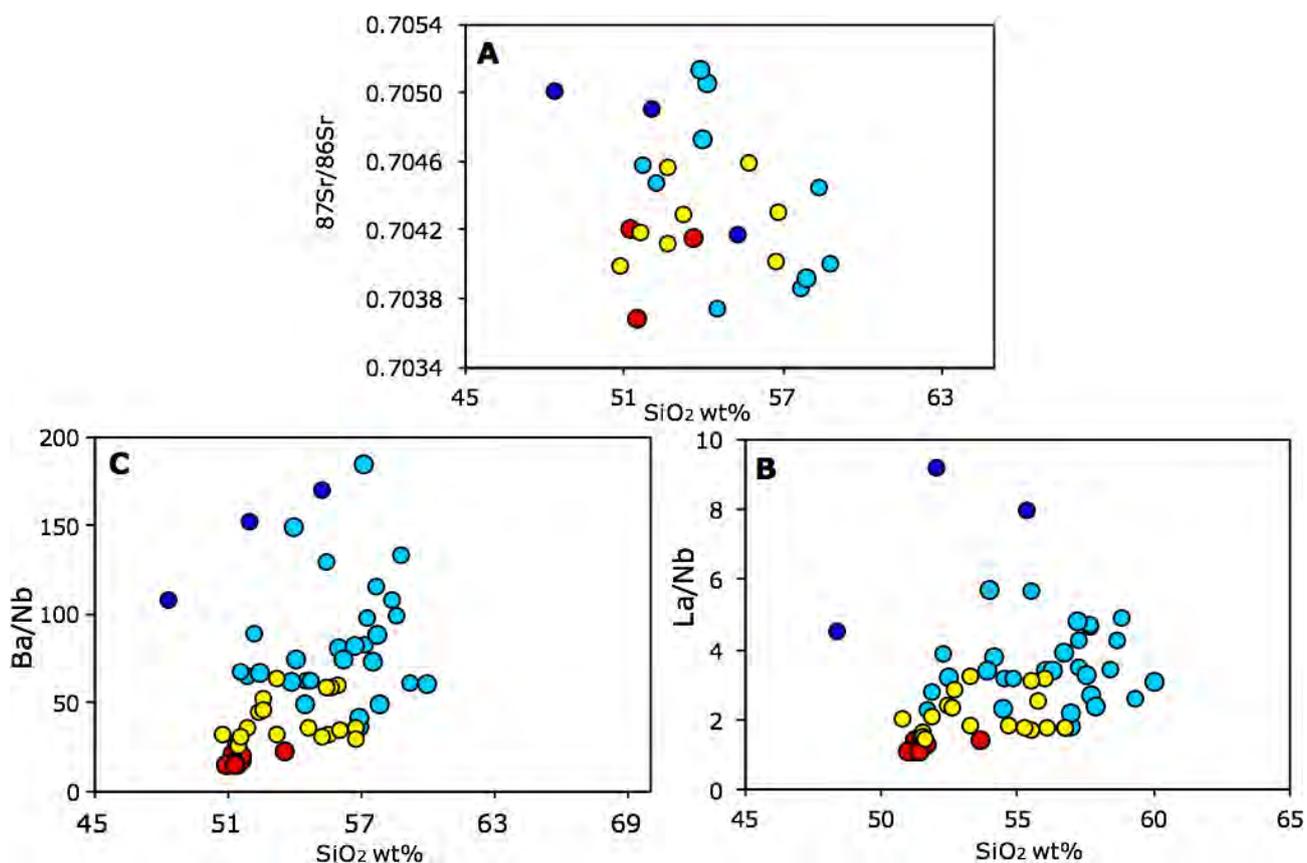


Figura 22; A) Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra SiO_2 , junto con B) Ba/Nb y C) La/Nb contra SiO_2 , los cuales no presentan ningún patrón de correlación, permiten descartar que la variabilidad geoquímica de los materiales de la CSO, se deba a procesos de contaminación cortical.

7.2.2 La fuente mantélica heterogénea

Como se discutió en la sección previa, el manto que dio origen al magmatismo de la CSO, es anómalamente enriquecido con tendencias a un reservorio tipo HIMU. Las muestras de la suite NM, además de presentar más claramente esta afinidad, presentan también ciertas diferencias respecto al resto de las muestras de la CSO, una particularmente interesante es la alta relación Zr/Hf , la cual a la misma latitud en el grupo TCSO presenta un comportamiento opuesto (figura 20F). La relación aporta información importante relacionada con el manto, ya que indica

cantidades de clinopiroxeno residual, suficientes para fraccionar el Hf por la fuente que generó la suite NM, por lo que el manto sub-arco en esta región debe de ser el más fértil de la CSO.

7.2.3 Diversidad litológica del manto de la CSO

Aunque los resultados de roca total presentan información de interés para determinar algunas heterogeneidades y enriquecimientos del manto, son insuficientes para determinar las litologías variables que puede presentar. Por lo que en esta sección se discuten los resultados de los análisis de olivinos, para determinar la influencia de las dos potenciales litologías fuentes, peridotitas y piroxenitas, y cómo han influido en la génesis del magmatismo en CSO.

Como se planteó en el capítulo 3, el indicador principal de una fuente sin olivinos afín a una piroxenita es el alto contenido de Ni. Pero se han propuesto formas alternativas para que se presente este enriquecimiento en el mineral. Por ejemplo, la temperatura en relación al régimen de fusión es un factor a considerar siempre. Por lo que Niu et al. (2011) proponen el *lid effect*, el cual indica que en un ambiente de corteza engrosada con menor fusión, los magmas se equilibran a una mayor profundidad y temperatura, generando olivinos de alto NiO y bajo CaO. Por el contrario en un ambiente de dorsal la elevada tasa de producción magmática y una corteza muy atenuada no permite que los olivinos logren un equilibrio a alta presión y temperatura, en consecuencia presentaran los valores bajos de Ni y alto Ca previstos para los MORB.

En la CSO el *lid effect* resulta poco viable por dos razones: el grosor de la corteza que atraviesan los magmas de la CSO no es variable de manera significativa a lo largo del área (Ferrari et al., 2012). Más aun, los magmas con mayor registro de fusión, representados por la suite SCSO, son los de más alto contenido de Ni a valores altos de Fo, por lo que presentan el comportamiento opuesto a lo previsto con el modelo de Niu et al. (2011).

Otra opción para generar olivinos de alto Ni, es la cristalización previa de fases como ortopiroxeno o clinopiroxeno, no tan afines al Ni pero capaces de disminuir el #Mg. Si se observa el diagrama de equilibrio (figura 21A y 21B) y los patrones de la figura 20C donde los datos de las series son paralelos y no continuos, nos permite asumir evoluciones variables e independientes entre grupos de muestras, incluso en algunos es viable considerar ciertos porcentajes de cristalización. Pero al analizar la figura 23, donde se plasman líneas de cristalización de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno a partir de una fuente peridotítica y otra piroxenítica (Straub et al., 2012), algunos datos se ajustan a dichas curvas de evolución, principalmente muestras de NM y TCSO, pero sólo a las líneas de cristalización derivadas de fundidos de piroxenitas. Las curvas de evolución a partir de

peridotitas, siempre a un valor de Fo dado se encuentran por debajo del contenido de NiO de los olivinos de CSO.

Asimismo en la figura 24A se elimina el efecto del fraccionamiento con la relación Fe/Mg, y es de notar que las muestras con mayor desequilibrio se encuentran separadas del patrón que siguen los olivinos de los MORB. Así que claramente el enriquecimiento en Ni no depende de la cristalización de fases previas.

Así mismo, si se buscara seguir con la asunción de que los magmas de la CSO derivan de una fuente exclusivamente peridotítica, existe una incongruencia importante a considerar. En un ambiente con contenido elevado de agua, como el esperado en una zona de subducción, el olivino incrementa su campo de estabilidad a la par de que se reduce el del clinopiroxeno y la plagioclasa (Grove et al., 2012). Por lo tanto, los magmas emplazados al frente, suite KCSO y SCSO, con mayor señal de la subducción (LILE/HFSE alta) deberían de estar enriquecidos en CaO por el fundido diferencial de plagioclasa y clinopiroxeno, y empobrecido en NiO, al dejar como residual el olivino. Sin embargo los olivinos de esta muestras reflejan un ambiente completamente opuesto al antes descrito, con los mayores enriquecimientos de Ni y más empobrecido de Ca.

Por todo lo anterior, la mejor opción para explicar el magmatismo de la CSO, es contemplando que un fundido rico en SiO₂ derivado de la subducción, modificó de manera radical las litologías de la fuente mantélica, incrementando la heterogeneidad de la cuña del manto.

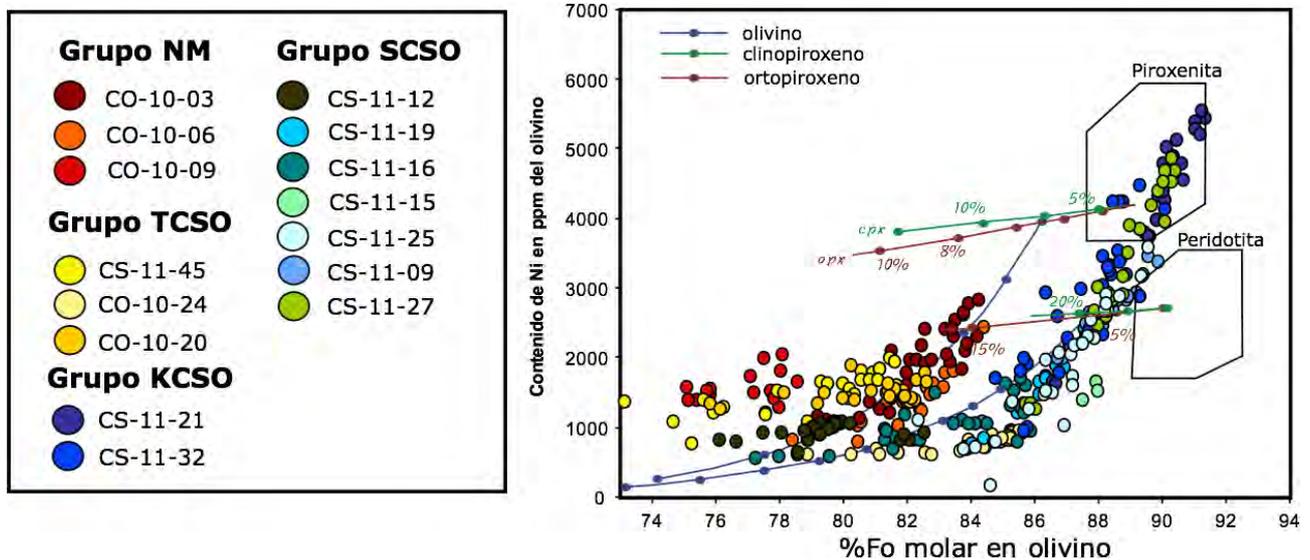


Figura 23; Diagrama Fo vs Ni ppm de olivinos en las suites de la CSO. Con líneas de evolución basadas en el modelo de cristalización previa de piroxeno a alta presión, antes de la estabilización del olivino. Los fundidos iniciales son de 5.4 wt % MgO, 4.0 wt% FeO 129 ppm Ni en olivinos de alto-Ni a partir de magmas piroxeníticos. 9 wt% MgO, 6.0 wt% FeO 210 ppm Ni para fundidos derivados de peridotita. Valores del modelo tomados de Straub et al. (2012).

7.2.4 La diversidad magmática de la CSO como producto de la reacción roca-fundido en la cuña del manto

La reacción piroxenítica en zonas de subducción se ha demostrado que depende de manera directa de los aportes de la placa que subduce (Straub et al., 2008, 2011; Díaz-Bravo et al., 2014). Los resultados de los análisis de olivinos de la CSO y el análisis de roca total demuestran que las suites meridionales (SCSO y KCSO) son las que tienen una señal de la subducción intensa por lo que derivan de un manto con un importante flujo de fundido silícico, el cual transformó de manera importante el manto sub-arco generando los olivinos de alto-Ni. Asimismo el gráfico 21C indica que todas las muestras siguen un patrón paralelo entre sí, con elevada pendiente, y siempre traslapando el campo de los valores registrados para el sector central del CVM (Straub et al., 2008, 2011). Más aún, las muestras siempre presentan valores bajos de CaO (figura 21D) por debajo de los olivinos de los MORB, similares a los de un magma derivado de piroxenitas (Koolau y Usmajac), por lo que todos los olivinos de la CSO se pueden interpretar como derivados de una fuente afín a una piroxenita. Sin embargo, al revisar el gráfico 25B también se manifiesta que los olivinos de un buen número de muestras siguen una tendencia desde una fuente piroxenítica hacia un reservorio más peridotítico. Por lo que es pertinente pensar que las piroxenitas del manto sub-cuenca siguen teniendo influencia de peridotitas inalteradas. Asimismo, los patrones paralelos, implican que las suites evolucionan a partir de fuentes independientes indicadas por distintos valores de Fo (#Mg), esto gracias a que la relación Mg/Fe no es perturbada por la reacción de piroxenitización y se asume una herencia directa de la fuente mantélica original. Más aun la presencia de magmas con valores variables de SiO₂ a un relativamente constante #Mg, plantea una mezcla de dos componentes en proporciones distintas para cada manifestación volcánica en el área estudio. Además de que las muestras de la suite SCSO presentan valores muy dispersos de los proxies de la subducción (Ba/Nb y La/Nb). Bajo estas consideraciones, se espera que el sistema de la cuña del manto sea un modelo complejo, el cual puede ser resuelto si se asume que cada cuerpo magmático del área de estudio tiene una historia petrogenética individual.

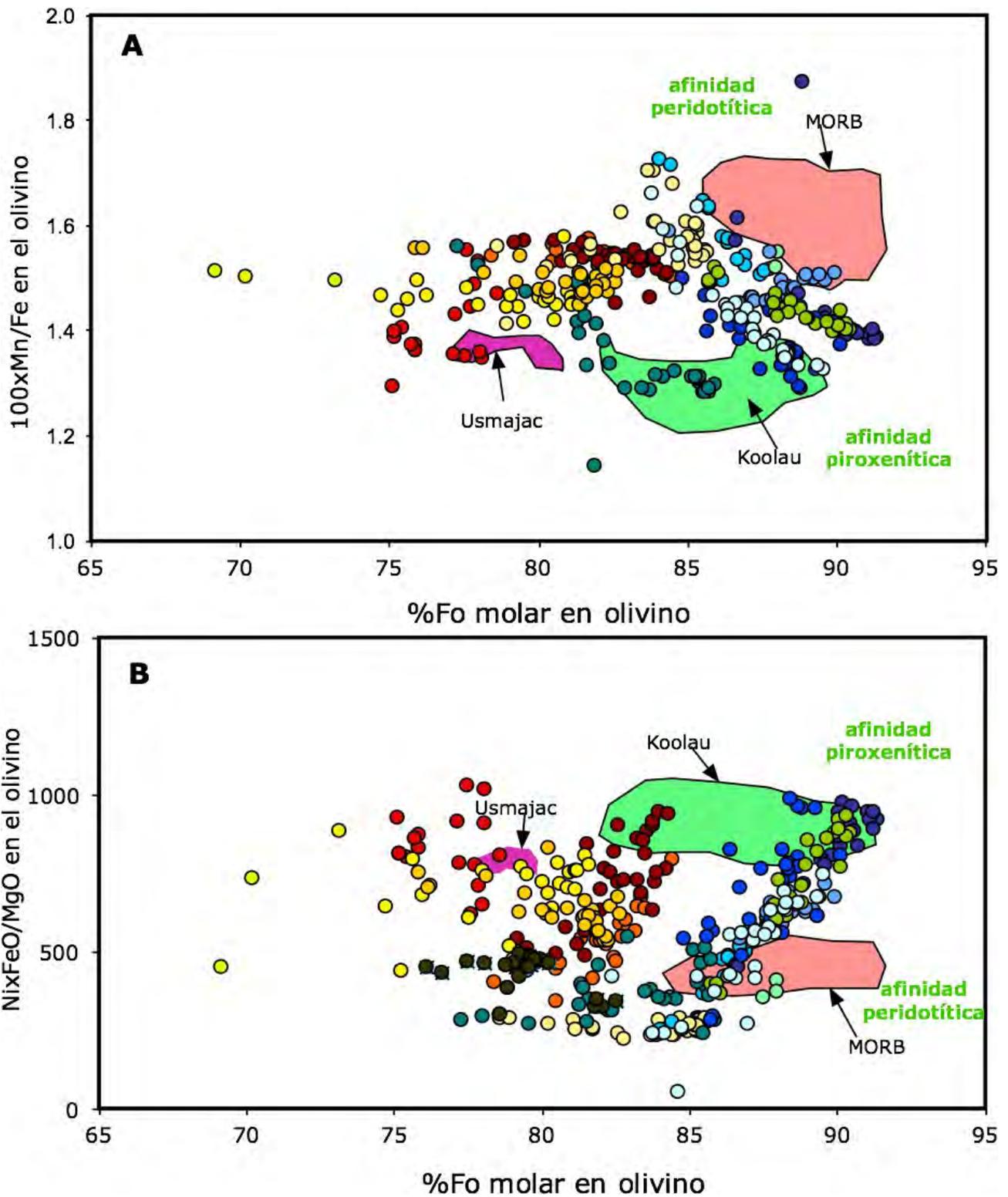


Figura 24; A Diagrama Fo vs $100 \cdot (\text{Mn}/\text{Fe en ppm})$, donde la relación Mn/Fe solo es reducida cuando la fase predominante en la litología mantélica es el ortopiroxeno, mientras que cuando predomina el olivino o el clinopiroxeno la relación incrementa. B) Fo vs $\text{Ni} \cdot \text{FeO}/\text{MgO}$, busca revelar los datos de la CSO sin la intervención de efectos de fraccionamiento, la relación FeO/MgO reduce la dispersión. Por lo que se miran sistemas de mezcla entre el componente peridotítico y el piroxenítico.

Esta historia comienza con la generación de una litología híbrida piroxenítica, producto de la reacción de un fundido silicatado derivado de la placa subducida (sedimentos en facies de eclogita) con la peridotita mantélica, ésta se funde parcialmente, luego puede interactuar y

mezclarse en proporciones variables con fundidos de peridotitas circundantes y por último el magma asciende a superficie con nula o poca cristalización.

Así los olivinos de la suite KCSO, con el mayor contenido de Ni y más marcada señal de la subducción, pueden ser considerados el fundido prístino de la piroxenita sin prácticamente ninguna dilución de peridotita. Mientras las rocas de la suite SCSO, presentan proporciones variables y discretas de litologías piroxeníticas y peridotíticas en cada pulso. La participación de esta última es más clara a en los magmas emplazados hacia el norte del área de estudio, de ahí el comportamiento de muestras como las CO-10-24 y CS-11-16 en la figura 25.

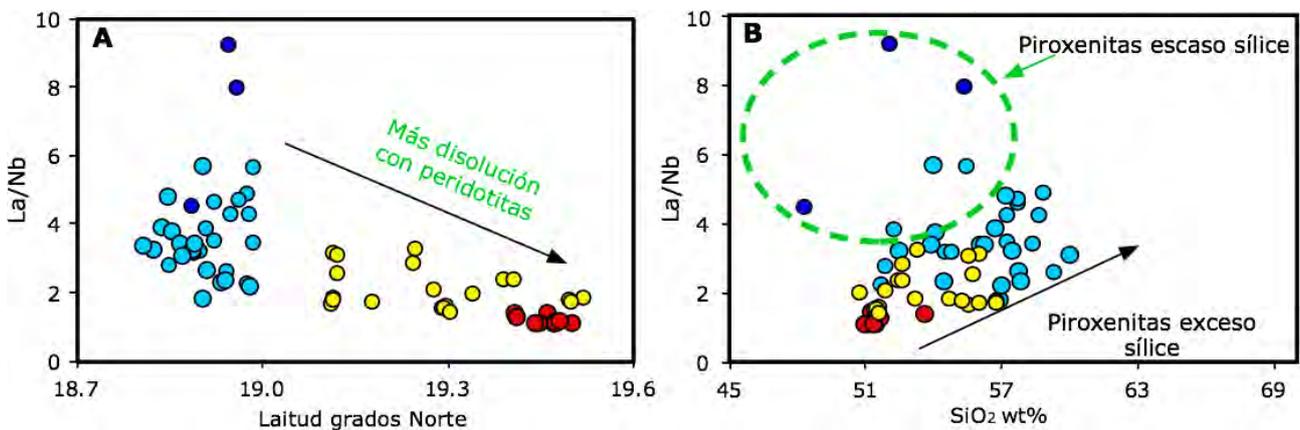


Figura 25; A) gráfico de Latitud grado Norte vs La/Nb se señala cómo se distribuye el componente de la subducción a medida que nos desplazamos al Norte, en relación a que tanto ha participado un componente peridotítico. B) Gráfico SiO₂ vs La/Nb, que muestra de qué manera se tiene patrones enriquecido fuera del patrón de evolución magmática, en función de la participación del componente piroxenítico.

Asimismo, el gráfico 25B muestra una dispersión considerable del proxy de la subducción La/Nb en relación con el SiO₂, de manera marcada la suite KCSO se aparta del patrón que siguen el resto de las muestras. Este comportamiento se puede explicar si se invoca la participación de dos tipos de piroxenita (Straub et al., 2011) por debajo de la CSO. Una en sectores del manto donde no ha tenido un flujo del componente de la subducción de larga duración, se generan piroxenitas de bajo SiO₂. Estas piroxenitas dan lugar a magmas con olivinos más enriquecidos en Ni y que cuando no se diluyen con peridotita, presentan una marcada señal de la subducción que no correlaciona con el sílice; es el caso de las rocas KCSO y algunas SCSO (CS-11-09, CS-11-25). Mientras que en algunos sitios del manto los aportes de la placa son más abundantes y prolongados, se presentan piroxenitas de alto SiO₂, con alta señal de la subducción que correlaciona con el contenido de sílice, pero sus valores de Ni de sus olivinos son más bajos, es el caso de muchas muestras de SCSO (CS-11-15,16 y 12).

En lo que respecta a las analogías y diferencias descritas para las suites NM y TCSO, para explicarlas se debe discutir cómo se distribuye el componente de la subducción a lo largo de la

cuña. De acuerdo a los modelos más recientes (Gómez-Tuena et al. 2013, 2016) se puede establecer que no es un fundido lo que se desprende del bloque subducido, si no que más bien son fragmentos viscoelásticos de diferentes litologías, que se distribuyen de manera caótica por su baja densidad en un sistema complejo de conductos y diapiros enlazados (Gerya et al., 2004; Behn et al., 2011; Gerya, 2011). Posteriormente éstos se funden y reaccionan con diferentes parcelas peridotíticas. Esto explicaría cómo los magmas emplazados en el sector más septentrional de la CSO, siguen manifestando una débil señal de la subducción y olivinos de alto Ni que sugieren una fuente piroxenítica. Así que para tener muestras como las de la suite TCSO con una señal de la subducción mayor y una historia de fusión más larga en comparación con las rocas NM, debería de haber una mayor densidad de estos diapiros fundiéndose y reaccionando en la sección más oriental del área de estudio. Mientras que en la parte noroeste del área de estudio en donde se emplaza la suite NM, la densidad de diapiros ha de ser muy reducida, de tal manera que la señal de la subducción sea muy atenuada y sobre todo explicaría la presencia de una fuente mantélica fértil. Es importante resaltar que ambas suites dependen de la presencia del fundido de la placa subducida, para genera la litología híbrida piroxenítica, y presentar ubicuamente olivinos de alto Ni, siempre por encima del patrón MORB (figura 24B). Aunque es importante resaltar que en algunos casos la caracterización geoquímica establece el componente piroxenítico de bajo sílice, este puede tener diluciones variables de peridotitas que pueden resultar en magmas atenuados en Ni y en otras características clásicas de un fundido prístino de piroxenita. Éste se manifiesta en casos puntuales en el sector sur, pero la ocurrencia de esta participación peridotítica es más evidentes en la suite TCSO, a tal extremo de la presencia de una muestra como CO-10-20, donde parece que el componente peridotítico es el principal (Figura 21B).

7.2.5 Piroxenitas de ortopiroxeno o de clinopiroxeno

Straub et al. (2008) estableció que en una zona de subducción es posible no sólo generar piroxenitas de ortopiroxeno sino también de clinopiroxeno, ya que, además de SiO₂, la placa también aporta CaO al manto. Ésta es una de las diferencias más trascendentales con el modelo de piroxenitización de Sobolev et al. (2005). En el gráfico Fo vs Mn, Fo vs Co/Mn (figuras 21E y 21G) los olivinos de SCSO y KCSO, principalmente, se alejan del comportamiento típico de un fundido piroxenítico como Koolau (fundido de piroxenita de Sobolev) y se aproximan al patrón que sigue los MORB. Esto se explicaría si la fase predominante es clinopiroxeno en las piroxenitas del frente de CSO, ya que esta fase posee KdMn incluso más bajos que el olivino (KdMn ol=1.47, cpx=0.8; Kloeck y Palme, 1988, opx=2 Kennedy et al., 1993), mientras que si fuera ortopiroxeno el

Mn se comporta de manera más compatible en comparación con el olivino. Esto se hace más claro si se compara Fo vs Fe/Mn (figura 24A), una relación que es determinante para las piroxenitas de ortopiroxeno, ya que este mineral es la única fase donde el Mn es más compatible que el Fe ($K_{Fe}^{ol}=1.85$, $cpx=1.04$, Kloeck y Palme, 1988; $opx=1.46-0.94$ Kennedy et al., 1993); en el gráfico las muestras septentrionales se aproximan de manera más clara al patrón de un fundido donde el Mn es menos compatible que el Fe como en una peridotita, aunque sin llegar a traslapar con los datos de MORB, por lo que es viable que se deba a la participación del clinopiroxeno como fase de la litología híbrida.

En lo que respecta a las muestras del sector norte del área de estudio, la señal más débil de la subducción, implica una menor intervención del componente. Esto es reflejado también en menores aportes de Ca a la reacción de piroxenitización. Por lo que se explica que la suite NM y algunas muestras de la suite TCSO, siguen el patrón de un fundido netamente piroxenítico de ortopiroxeno (figura 21 y figura 24).

7.2.6 Modelo integral para el magmatismo máfico de la CSO

Para entender la diversidad geoquímica del sector oriental del CVM, la caracterización química de los fenocristales de olivino de las rocas máficas emplazadas en la CSO permite visualizar un modelo que relaciona los aportes de la placa en subducción y las modificaciones litológicas que se generan en la cuña del manto,. El componente de la subducción se transmite de manera heterogénea a través de la cuña del manto por medio de diapiros. En el frente volcánico se encuentran fuertemente concentrados, producen importantes cantidades de fundido rico en SiO_2 y CaO, lo que genera una piroxenita rica en clinopiroxeno. En algunos puntos el flujo de fundidos de la subducción es más abundante y genera piroxenitas con alto sílice, que fundiendo generan algunas muestras de la suite SCSO, principalmente al este del área de estudio. Además, de manera aleatoria hay participación variable de las peridotitas circundantes, disminuyendo el contenido de Ni de los olivinos y diluyendo la señal de la subducción (figura 26A). Asimismo, hay puntos aislados donde la piroxenitización inicia (piroxenita de bajo SiO_2) y es poco diluida por peridotitas, ésta es la fuente de la suite KCSO (figura 26B) que son rocas primitivas, con una señal de la subducción muy marcada y olivinos con elevadas concentraciones de Ni. Por otro lado, los diapiros siempre más recurrentes en las regiones más orientales del área de estudio, dan origen a los magmas de TCSO, productos de litología híbrida de piroxenita (olivinos de alto Ni) con menor participación de CaO, a medida que los productos se emplazan hacia el norte, por lo que se asemejan a las reportadas por Sobolev et al. (2008), pero con todas las características de las anteriores suites más

diluidas, y con propiedades que se extienden de manera variable hasta al sector más septentrional. Esta suite se presenta con participación variable de una fuente peridotítica original claramente menos fértil que su contraparte occidental (figura 26C). Esta fuente peridotítica en algunas muestras puede participar de manera predominante. Por otro lado, es claro que la suite NM (figura 26D) es generada por una fuente mantélica donde la presencia de diapiros de la subducción es más esporádica, lo que ha generado menor fusión y en consecuencia el manto fértil caracterizado (Becerra-Torres, 2014). Esta influencia escasa de diapiros de subducción es detectable al aportar un fundido silíceo capaz de formar piroxenitas de bajo SiO_2 , y sin influencia de Ca, afines al ortopiroxeno. Esto sería congruente con la generación de magmas en un ambiente de tras-arco, con una señal casi nula participación de fluidos acuosos, sin un régimen extensional claro y que además cristalizó olivinos ricos en Ni.

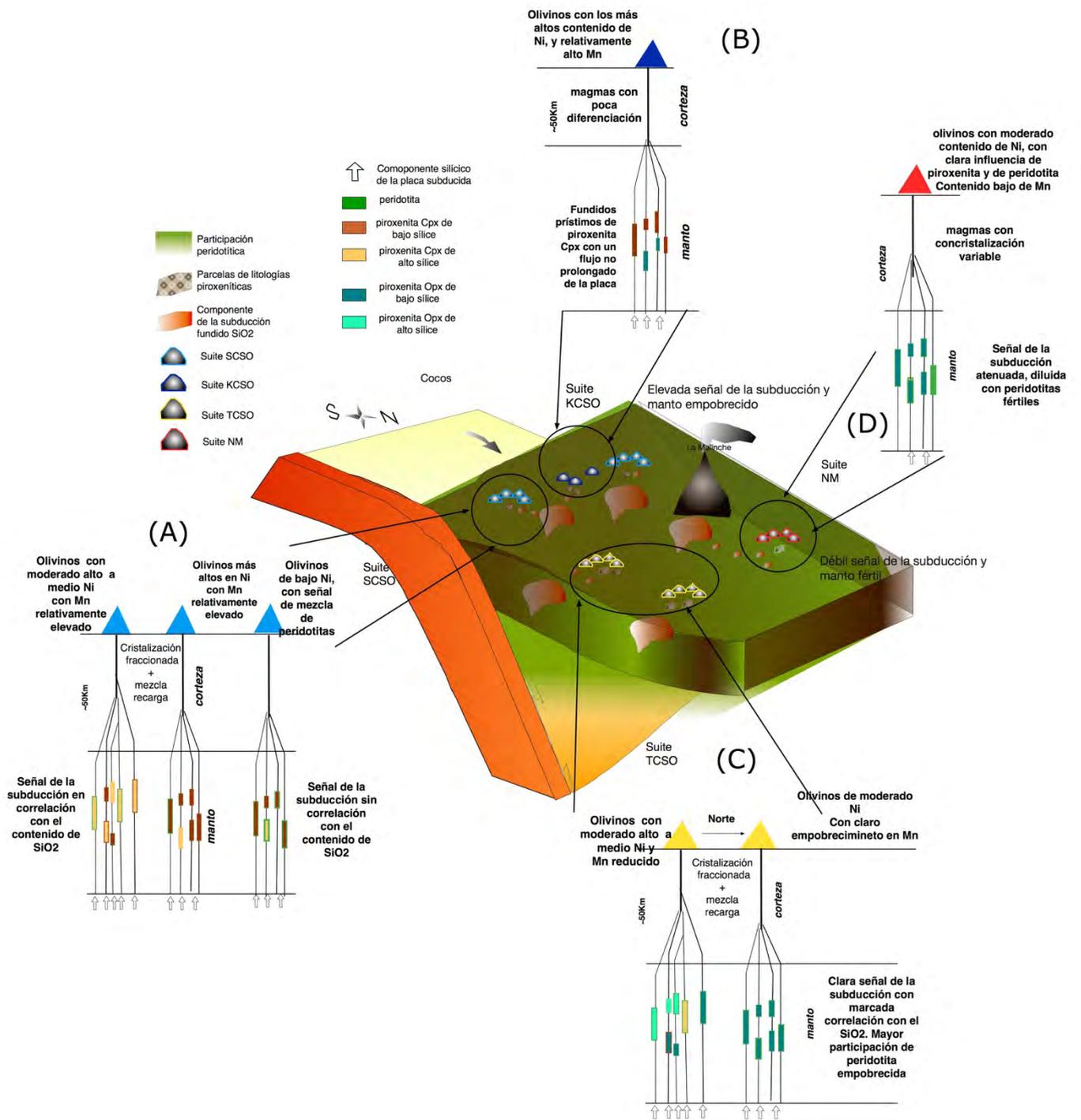


Figura 26; modelo esperado para las rocas emplazadas en la CSO; que contempla las modificaciones litológicas de la fuente mantélica en relaciones variables de los aportes de la placa subducida, considerando una distribución en diapiros. Modificado de Manea et al. (2013), Straub et al. (2011).

8. Conclusiones

Con el estudio geoquímico de olivinos, junto con el análisis integral de los datos petrográficos y geoquímicos de los productos volcánicos de la CSO, área clave en el magmatismo oriental del CVM, se persiguió el objetivo de caracterizar a detalle la fuente mantélica, como parte de un sistema complejo en la cuña del manto. Los procesos en el manto sub-arco se establecen como la base para comprender a detalle la diversidad magmática y geoquímica que registra el área de estudio.

El análisis petrográfico detallado, junto con el estudio de los datos geoquímicos disponibles para las series máficas e intermedias, centrándose en su posición geográfica, permitió agrupar las muestras con características análogas en 4 suites. Al sur del área de estudio el grupo SCSO, presenta una importante variedad de texturas y es claro que predominan el olivino y clinopiroxeno, sobre la plagioclasa. Esta suite presenta una señal de la subducción elevada (alto Ba/Nb y La/Nb) típica de aportes de fundidos por la placa, pero también es la que presenta la mayor dispersión en los datos. Coexistiendo en el mismo sector, se registró la suite KSCO, distinguible por su alto K, bajos grados de fusión, valores de SiO₂ bajos, pero una señal de la subducción que supera la mayoría de los valores de la suite SCSO. Dispersas desde el centro de la CSO hasta el extremo norte-oriental, se encuentra el grupo TCSO, petrográficamente distinto por la ocurrencia esporádica de plagioclasa y algunas muestras con asociaciones glomerofídicas de clinopiroxeno. Son muestras más evolucionadas en la mayoría de los casos, con un #Mg medio, la señal de la subducción es clara pero menos intensa que las muestras meridionales. Incluso en las muestras más al norte se preservan estas características, asimismo no muestran fraccionamientos del Zr/Hf, por lo que se asume que derivan de una fuente mantélica relativamente estéril. Por último, en la suite NM, concentrada en el extremo norte occidental del área de estudio, petrográficamente predominan los olivinos coexistiendo con plagioclasa del mismo tamaño. Son las muestras con la más atenuada señal de la subducción, derivadas del menor grado de fusión del manto, con un enriquecimiento de Ti, y valores altos de la relación Zr/Hf, lo que indica que su fuente mantélica es la más fértil del área de estudio.

Al incorporar los resultados químicos de los olivinos a las observaciones petrográficas de las cuatro suites, se obtiene que los olivinos que se desvían de la curva de equilibrio con la roca que los contiene, pertenecen a las muestras que petrográficamente presentan más diversidad mineralógica y mayor ocurrencia de texturas glomeroporfídicas monominerales de clinopiroxeno. Más aún, estas muestras se ajustan a líneas de evolución en los diagramas Fo vs Ni, que modelan un porcentaje de cristalización de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino, lo que explicaría que estas

asociaciones minerales representan el residuo cristalizado del magma original registrado por los olivinos.

Los isótopos revelan que, a pesar del grosor de la corteza, no hay una participación de ésta en la generación de la diversidad geoquímica de la CSO. Más aun, dado el enriquecimiento en Ni que presentan los olivinos de todas las suites, resulta poco probable que se hayan generado bajo la influencia de una fuente empobrecida en este elemento. Aunque las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las muestras presentan una afinidad cortical importante, se desplazan aparentemente al campo de los sedimentos subducidos, esto se reafirma con que las tendencias las encabezan las muestras con mayores aportes de la placa subducida (SCSO y KCSO). Mientras que las relaciones isotópicas de Pb, son más altas para las muestras NM, y se desplazan a la fuente mantélica radiogénica caracterizada como HIMU, en otros puntos del CVM, esto es congruente con la asunción de que estas rocas son más afines al manto original.

Todos los olivinos de las suites presentan un enriquecimiento claro de Ni, por lo que demuestran que deben de derivar de una fuente litológica híbrida, producto de la reacción entre un fundido silícico de la placa en subducción y la roca rica en Mg y Ni del manto peridotítico, la cual genera piroxenitas en regiones puntuales, con contenidos variables de SiO₂, algunas de clinopiroxeno y otras hacia el norte más ricas en ortopiroxeno. El componente de la subducción se distribuye en diapiros viscoelásticos que se concentran preferentemente en el lado este del área de estudio. Cada evento magmático en la CSO, es reflejo de un proceso individual de reacción, fusión de la nueva litología piroxenítica, dilución con mezcla de fundidos de peridotitas circundantes y ascenso, todos llevados de manera aislada e independiente a lo largo del sistema del manto subarco. Por lo que la diversidad magmática de la CSO, es consecuencia de un sistema complejo dependiente de la distribución del componente de la subducción y como éste modifica la fuente mantélica de la cuña del manto.

Las rocas de la suite KSCO, son el fundido más prístino de la piroxenita híbrida. La fuente tiene un bajo contenido de SiO₂ y contiene abundante clinopiroxeno, con baja o nula participación de la peridotita circundante. Esto explica la marcada señal del componente de la subducción en combinación con bajos contenido de SiO₂ y altos de MgO. Por otro lado los magmas de la suite SCSO tienen una historia muy particular; todos derivan de una fuente clinopiroxenítica pero con una diferente proporción de dilución por fundidos peridotíticos en cada muestra, lo que explica la variable señal de la subducción. Asimismo, en dependencia de la magnitud del flujo discreto de fundidos hacia el manto, proveniente de los diapiros, los magmas de la CSO tienen participación variable de dos piroxenitas, una de bajo sílice y otra de alto. Así, en las rocas de la suite TCSO,

disminuye la participación del fundido de piroxenita sobre el de peridotitas. La litología híbrida es más afín al tipo ortopiroxeno, pero a diferencia de los magmas de la suite NM, la mayor densidad de diapiros en el sector este de la CSO, promueve que predominen las piroxenitas de alto sílice, que permiten mayor fusión y en consecuencia un manto empobrecido distinto a su contraparte al oeste.

Los olivinos de alto Ni de la suite NM, a pesar de la distancia a la placa subducida, demuestran que el componente se distribuye en diapiros que permiten generar piroxenitas. La abundancia de los diapiros es menor que en el sector este del área, lo que explica la fuente enriquecida detectada. Asimismo, las piroxenitas generadas son de bajo SiO₂ y más ricas en ortopiroxeno. La presencia de esta litología, que funde más que una peridotita en las mismas condiciones P-T, es congruente con la presencia de magmas en un tras-arco donde no hay registro de un régimen extensional tectónico y sólo suceden por la descompresión guiada por la dinámica de la cuña del manto (corner flow).

El modelo presentado para CSO, es un caso muy peculiar donde una región relativamente reducida, manifiesta un buen número de posibilidades de diversidad mantélica. Lo cual se manifiesta con su importante variabilidad máfica. Así que, aunque es posible que este fenómeno se presente en otros puntos del CVM, posiblemente no en la misma magnitud se manifieste la heterogeneidad del manto presentada en este trabajo.

9. Referencias bibliográficas

- Adam J., Green T. H., Sie S. and Ryan C., 1997, Trace element partitioning between aqueous fluids, silicate melts and minerals. *Eur. J. Mineral.* 9, 569–584.
- Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P., 2002. Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review*, 44, 222-242.
- Austin-Erickson, A., Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2011. Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 325-341.
- Ayers J. C., Dittmer S. K., Layne G. D. (1997) Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100°C, and application to models of subduction processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 381–398
- Barry, T.L., Pearce, J.A., Leat, P.T., Millar, I.L., le Roex, A.P., 2006. Hf isotope evidence for selective mobility of high-field-strength elements in a subduction setting: South Sandwich Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 223-244.
- Bebout, G., Bebout, A., Graham, C., 2007. Cycling of B, Li, and LILE (K, Cs, Rb, Ba, Sr) into subduction zones: SIMS evidence from micas in high-P/T metasedimentary rocks. *Chemical Geology*, 239, 284-304.
- Becerra-Torres, E., 2014. Variabilidad petrográfica y geoquímica del magmatismo monogenético periférico al volcán La Malinche (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias.
- Besch, T., Tobschall, H.J., Negendank, J.F.W., Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the Eastern Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 27, 641-663.
- Besch, T., Verma, S., Kramm, U., Negendank, J., Tobschall, H., Emmermann, R., 1995. Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Trans-Mexican Volcanic Belt - evidence from Sr and Nd isotopes. *Geofísica Internacional*, 34, 263-281.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., and Ryerson F. J., 1994, Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 327–339
- Brenan J., Shaw H., Ryerson F. and Phinney D., 1995a, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3331–3350.
- Brenan J. M., Shaw H. F., and Ryerson F. J., 1995b, Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature* 378, 54–56.
- Brown, M., Rushmer, T., 2006. *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press.
- Beattie, P., Ford, C., Russell, D., 1991. Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene- melt systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 109, p. 212–224.
- Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 103–111. doi:10.1007/BF00712982
- Cabral-Cano, E., Lang, H., Harrison, C., 2000. Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 443-457.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks - relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- Capra, L., Macías, J., Garduño, V.H., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, 36 (3), 161-179.
- Carrasco-Núñez, G., Ban, M., 1994, Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl volcano, México with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area: Mexico D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, (9), 1 mapa, texto explicativo.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano-Velázquez, L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MCH 081.
- Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), Mexico. En: Aguirre-Díaz, G, Delgado-Granados, H., Stock, J. M. (eds.) *Cenozoic volcanism and tectonics of Mexico*. Geological Society of America Special Papers, 334, 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Romero, C., 2007. Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 179-197.
- Carrasco-Núñez, G., Riggs, N.R., 2008. Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 307-315.
- Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Riggs, N.R., Ort, M.H., Zimmer, B.W., Willcox, C.P., Branney, M.J., 2012. Recent explosive volcanism at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. En: Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R. (eds.) *The Southern Cordillera and beyond*. Geological Society of America Field Guides, 25, 83-113.

- Castro-Govea, R., Siebe, C., 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162, 20-42.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, DOI: 10.1029/1999GC000010.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 172-187.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Díaz-Bravo, B.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregón, C., Pérez-Arvizu, O., 2014. The origin of intraplate magmatism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geosphere* 10, GES00976.1. doi:10.1130/GES00976.1
- Eggins, S. M., R. L. Rudnick, and W. F. McDonough (1998), The composition of peridotites and their minerals: A laser-ablation ICP-MS study, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154, 53 – 71.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Lozano-Santa Cruz, R., 1998. Evidence for pre-mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: geochemistry of the Pepechuca high-grade gneiss xenoliths. *Actas INAGEQ*, 4, 169-181.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000. Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug - Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico? *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 101-109.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *GEOS*, 23 (2), 120.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32, 77-80.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *GEOS*, 23, 120.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 25, 117-156.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C., Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 259-276.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting a mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 323-346.
- García, M.O., Liu, N.W.K., Muenow, D.W., 1979. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and trough. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 305-312.
- García-Palomo, A., Macías, J., Garduño, V., 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.

- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133–150.
- Gerya, T.V., Yuen, D.A., y Sevre, E.O.D., 2004, Dynamical causes for incipient magma chambers above slabs: *Geology*, v. 32, p. 89–92, doi: 10.1130/G20018.1. Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 90, p. 839–857.
- Gerya, T., 2011, Future directions in subduction modeling: *Journal of Geodynamics*, v. 52, p. 344– 378, doi: 10.1016/j.jog.2011.06.005.
- Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I., 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 169-191.
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande Volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, DOI: 10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII, 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.H., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36, 471-474.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., 2011. Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 213-241.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S., 2016. Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth Science Reviews*. special issue Tectonic Systems of Mexico: Origin and Evolution.
- Green, T., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Médard, E., 2006. The influence of H₂O in mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 74-89.
- Hart, S.R. and Davis, K.E., 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 40: 203-219. doi: 10.1016/0012-821X(78)90091-2.
- Hart, S., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 1-8.
- Hermann, J., 2002. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology*, 192, 289-306.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hirschmann, M. M., and E. M. Stolper (1996), A possible role for garnet pyroxenite of the origin of the 'garnet signature' in MORB, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124, 185–208.
- Hochstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., Holden, P., Taylor, B., 2001. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: contributions from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, DOI: 2000GC000105.
- Hofmann A. W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, 219–229.
- Hofmann, A. W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: Holland, H. D., Turekian, K. K. & Carlson, R. W. (eds) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 61–101.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 65-80.
- Jacobo-Albarrán, J., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 p.
- Janots, E., Brunet, F., Goffé, B., Poinssot, C., Burchard, M., Cemic, L., 2007. Thermochemistry of monazite-(La) and dissakisite-(La): implications for monazite and allanite stability in metapelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 1-14.
- Jerram, D.A., Martin, V.M., 2008. Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. En: Annen, C., Zellmer, G.F. (eds.) *Dynamics of crustal magma transfer, storage and differentiation*. Geological Society of London Special Publications, 304, 133-148.

- Johnson, K., 1994. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 58 (A), 454-455.
- Johnson, M. C., and T. Plank (1999), Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments, *Geo-chem. Geophys. Geosyst.*, 1(1), doi:10.1029/1999GC000014.
- Kennedy, A.K., Lofgren, G.E. and Wasserburg, G.J. (1993). An Experimental-Study of Trace-Element Partitioning between Olivine, Ortho-Pyroxene and Melt in Chondrules - Equilibrium Values and Kinetic Effects. *Earth and Planetary Science Letters* 115(1-4): 177-195. doi: 10.1016/0012-821X(93)90221-T.
- Kelemen, P., Hanghøj, K., Greene, A., 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust, in: Rudnick, R. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 593–659.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46, 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- Keppie, J.D., Miller, B.V., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2004. New U-Pb zircon dates from the Acatlán Complex, Mexico: implications for the ages of tectonostratigraphic units and orogenic events. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 36, 104.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, 437, 724-727.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2003. Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during rollback subduction. *Nature*, 425, 58-62.
- Klein E. and Langmuir C. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* 92, 8089–8115.
- Kloock, W. and Palme, H. (1988). Partitioning of siderophile and chalcophile elements between sulfide, olivine, and glass in a naturally reduced basalt from Disko Island, Greenland. In: *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference, vol.18. Ryder, G. (Editors), Pergamon, New York. 18: 471-483.*
- Kogiso, T., M. Hirschmann, and M. Pertermann (2004), High- pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle, *J. Petrol.*, 45(12), 2407 – 2422, doi:101093/petrology/egh057.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., Domínguez, J., Mena, M., 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 23 (23), 3385-3388.
- LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado, Columbia University, New York.
- Langmuir, C. H., and G. N. Hanson (1980), An evaluation of major element heterogeneity in the mantle sources of basalts, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 297, 383–407.
- Langmuir, C. H., E. M. Klein, and T. Plank (1992), Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges, in *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 71, edited by J. P. Morgan, D. K. Blackman, and J. M. Sinton, pp. 183–280, AGU, Washington, D. C.
- Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., Ubide, T., 2013. Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54, 769-793.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C.H., Sarbas, B., Nohl, U., 2000. A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, DOI: 10.1029/1999GC000026.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell.
- Liu, Y., et al. (2005), Melt-peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-Mg# signature of continental crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, 39–57.
- López-Infanzón, M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. Tesis de Maestría, Tulane University, New Orleans.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 329-344.
- Manea, V.C., Manea, M., 2011. Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1475–1478.

- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Currie, C.A., Sewell, G., 2004. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International*, 158, 775-784.
- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G., 2005. Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 165-186.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., 2013, A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America, *Tectonophysics*, v. 609, p. 56-81.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., and Serrano-Durán, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: No role for terrane accretion, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir*, v. 204, p. 151-182.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011. Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119, 597-617.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Melgar, D., Pérez-Campos, X., 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1449-1460.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368, 514-520.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244, 452-473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., 2009. Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50, 2157-2218.
- Mysen, B., 1976. Partitioning of samarium and nickel between olivine, orthopyroxene, and liquid: preliminary data at 20 kbar and 1025°C. *Earth and Planetary Science Letters* 31: 1-7. doi: 10.1016/0012-821X(76)90090-X.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Wehrle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24, 477-575.
- Niu, Y. y O'Hara, M. J., 2003, Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research* 108, B4, 2209.
- Niu, Y.L., y O'Hara, M.J., 2009, MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crystal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle: *Lithos*, v. 112, pp. 1-17.
- Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E.R., y O'Hara, M.J., 2011, The Origin of Intra-plate Ocean Island Basalts (OIB): the Lid Effect and its Geodynamic Implications: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 1443-1468, doi: 10.1093/petrology/egr030.
- Nixon, G. T., 1989, The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (219), 58 p., 1 mapa.
- Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del anticlinorio de Huayacocotla, estado de Hidalgo, en *II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 1-17.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos*, 93, 149-174.
- Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2009. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 67-77.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.

- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. En: Speed, R. (ed.) *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*. Geological Society of America, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 346-364.
- Pale-Berruecos, H.R., 2014. Origen del magmatismo cuaternario de la Cuenca de Serdán Oriental: evidencias petrográficas y geoquímicas (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. Geological Society of America Map and Chart series, MCH 072, 22 págs.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35, L18303.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 349-370.
- Plank, T., 2005. Constraints for Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46, 921-944.
- Poli, S., Schmidt, M.W., 2002. Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, 207-235.
- Porrera, C., J. Selverstone, and K. Samuels (2006), Pyroxenite xenoliths from the Rio Puerco volcanic field, New Mexico: Melt metasomatism at the margin of the Rio Grande rift, *Geosphere*, 2(7), 333–351, doi:10.1130/GES00058.1.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., y Long, P.E., 1979, Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge: *Tectonophysics*, v. 55, p. 35–61, doi: 10.1016/0040-1951(79)90334-2.
- Riggs, N., Carrasco-Núñez, G., 2004, Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México: *Bulletin of Volcanology*, 66, 322–335.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995, Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 612-626.
- Rodríguez, S.R., 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 181-199.
- Rosi, M., Papale, P., Lupi, L., Stoppato, M., 1999. Tutto vulcani. Arnoldo Mondadori Editore.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 1-15.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. En: Rudnick, R.L. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 3, 1-64.
- Ruiz, J., Patchett, P., Arculus, R.J., 1988a. Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., 1988b. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W.P., Tsvetkov, A., 1995. Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth. *Science*, 270, 625-627.
- Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., 2010. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 108-122.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46 (6), 1243-1282.
- Schmidt, M., Dardon, A., Chazot, G., Vannucci, R., 2004a. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 415-432.

- Schmidt, M., Vielzeuf, D., Auzanneau, E., 2004b. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 65-84.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278.
- Sekine, T., Katsura, T., Aramaki, S., 1979. Water-saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial temperature and water pressure at the time of eruption. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1367-1376.
- Siebe, C., Verma, S., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chemie der Erde*, 48, 177-189.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G., 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 179-205.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The “thousand million year” old orogeny of southern and eastern Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 26, A48.
- Sobolev, A. V., A. W. Hofmann, V. S. Sobolev, and I. K. Nikogosian (2005), An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts, *Nature*, 434, 590–597.
- Sobolev, A. V., A. W. Hofmann, D. Kuzmin, and D. Yaxley (2006), Recycled crust in the source of mantle-derived melt: How much?, paper presented a Fifth GERM Workshop, Lamont-Doherty Earth Obs., The Earth Inst. at Columbia Univ., New York.
- Sobolev, A. V., et al. (2007), The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts, *Science*, 316, 412–417, doi:10.1126/science.1138113.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Solidum, R.U., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., 2003. Geochemistry of lavas from Negros Arc, west central Philippines: insights into the contribution from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (10), doi: 10.1029/2003GC000513.
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 205-222.
- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 293-325.
- Stracke, A., 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chemical Geology*, 330-331, 274-299.
- Straub, S. M., C. H. Langmuir, A. L. Martin-Del Pozzo, A. B. LaGatta, and S. L. Goldstein (2006), Mantle origin of andesites in the central Mexican Volcanic Belt (abstract), *Geo- chim. Cosmochim. Acta.*, 70, suppl. 1, A620.
- Straub, S., LaGatta, A., Martin-Del Pozzo, A.L., Langmuir, C.H., 2008. Evidence from high Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochem. Geophys. Geosystems* 9, doi:10.1029/2007GC001583.
- Straub, S.M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F.M., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y., Iizuka, Y., 2011. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 303, 337–347. doi:10.1016/j.epsl.2011.01.013
- Straub, S. M. & Zellmer, G. F. (2012). Volcanic arcs as archives of plate tectonic change. *Gondwana Research* 21, 495–516.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London Special Publications, 42, 313-346.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Thompson, A.B., 1992. Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, 358, 295-302.
- Todt, W., Cliff, R., Hanser, A., Hofmann, A.W., 1996. Evaluation of a ²⁰²Pb-²⁰⁵Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. En: Basu, A., Hart, S. (eds.) *Earth Processes: reading the isotopic code*. American Geophysical Union Geophysical Monographs, 95, 429-437.
- Tribuzio, R., Messiga, B., Vannucci, R., Bottazzi, P., 1996. Rare earth element redistribution during high-pressure-low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): implications for light REE mobility in subduction zones. *Geology*, 24, 711-714.

- Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4855-4884.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge – the role of H₂O in the genesis of mantle-derived “arc-related” magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 215-232.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38, 176-194.
- van Keken, P.E., Kiefer, B., Peacock, S.M., 2002. High resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, DOI: 2001GC000256.
- Verma, S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.) *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Papers, 334, 1-28.
- Verma, S., 2001. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Aocolco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 31-51.
- Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces. *International Geology Review*, 45, 724-752.
- Wang, Z., G. A. Gaetani, and S. R. Hart (2006), Experimental study of Ni and Mn partitioning between olivine and silicic melt: Implications for Ni-olivines in Hawaiian lavas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70, suppl. 1, A188.
- Waters, A.C., Fisher, R., 1971. Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5596-5614.
- Weber, B., Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Werle, D., 1984. The role of airphoto and satellite image interpretation in analysing volcanic landforms and structures in the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. Tesis de Maestría, McGill University, Montreal.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*. Wiley-Blackwell.
- Xiong, X., Adam, J., Green, T., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218, 339-359.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01302.
- Yáñez-García, C., García-Durán, S., 1982. Exploración geotérmica de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.
- Yogodzinski, G.M., Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 158, 53-65.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wörner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409, 500-504.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology*, 184, 97-122.
- Zimmer, B., Riggs, N.R., Carrasco-Núñez, G., 2010. Evolution of tuff ring-dome complex: the case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bulletin of Volcanology*, 72, 1223-1240.

A. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS COLECTADAS

A.1 Muestras colectadas en el Sector Norte de la CSO

CS-11-41

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Tezontepec

Coordenadas: 19°31.284' N, 97°29.878' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Los fenocristales de olivino son de grano fino a medio hasta 1.2 mm, de euhedrales a subhedrales. La plagioclasa se encuentra como fenocristales de grano fino y como microfenocristales, tabulares zoneadas (0.5mm). Los clinopiroxenos como fenocristales de grano fino llegan a presentar maclas de reloj de arena y extinción ondulante. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa tabular y acicular, con la que se genera texturas de flujo; además es presente microcristales de clinopiroxeno. Se observaron agregados de microfenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

CS-11-45

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: malpaís los Humeros

Coordenadas: 19°30.086' N, 97°21.037' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de grano fino (0.8mm), de euhedrales a subhedrales los de menor tamaño llegan a presentar bordes con iddingsita. Los fenocristales de grano fino de ortopiroxeno (0.5mm), presentan formas predominantemente subhedrales con algo de fracturamiento, resaltando su planos de devilidad, presentan un ligero pleocroismo a verde tenue. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular (textura hyalopíltica), algunas ligeramente macladas, además también es presente como microlitos la fase de clinopiroxeno.

CO-10-03

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético

Coordenadas: 19°24.607' N, 98°14.057' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los fenocristales de olivino, de forma euhedral a subhedral con tamaños de fino a medio (hasta 1.8 mm), presentan iddingsita en los bordes y algunos se encuentran fragmentados. La plagioclasa en fases de fenocristal tiene forma tabular euhedral de tamaño fino (hasta 0.8 mm); la mayoría tienen maclas Carlsbad, aunque las de mayor tamaño también tienen maclas tipo Albita; algunos tienen inclusiones de una fase mineral de color verde tenue y extinción recta (probablemente ortopiroxeno); los microfenocristales de plagioclasa presentan inclusiones de un mineral pleocroico de amarillo a naranja, de un alto relieve, posiblemente rutilo. También se observó un microfenocristal de 0.12 mm de clinopiroxeno. La matriz que embebe a los fenocristales es hipocristalina, donde predominan los óxidos sobre los microlitos de tamaño grueso (0.05-0.25 mm) de plagioclasa con una composición Bitownítica-Anortítica.

CO-10-06

Estructura volcánica de procedencia: edificio sin nombre

Coordenadas: 19°28.382' N, 98°03.666' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los olivinos en fases de fenocristales tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaños de fino a medio (hasta 2.4 mm), muchos de ellos se encuentran rodeados de fenocristales de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa tienen forma tabular euhedral y tamaño de fino a medio (hasta 1.8 mm); muchas presentan maclas albíticas al igual que zonamiento, y es común ver adheridos microfenocristales de olivino, además de que presentan inclusiones de óxidos y apatito. Los fenocristales de mayor tamaño de olivino y plagioclasa (zonadas y con maclas Carlsbad y albítica) se asocian en texturas glomeroporfídicas. La matriz que embebe los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-09

Estructura volcánica de procedencia: edificio sin nombre

Coordenadas: 19°27.721' N, 97°57.908' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 2 mm); presentan ocasionalmente inclusiones de óxidos (posiblemente illmenita) de tamaño considerable (hasta 0.05 mm). La matriz que rodea a los fenocristales de olivino es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y olivinos con iddingsita, además de una fase de óxidos como hematita; dicha matriz se puede dividir en dos dominios distintos, en el primero predominan los óxidos mientras que en el otro predomina la plagioclasa acicular.

CO-10-20

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: malpaís

Coordenadas: 19°24.388' N, 97°21.339' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasa son predominantes de grano medio hasta de 2 mm, con marcado zoneamiento, de formas euhedrales tabulares. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.1 mm); presentan ocasionalmente inclusiones de óxidos (posiblemente illmenita), presentan bordes de reacción. Los clinopiroxenos en su mayoría se asocian con texturas glomeroporfídicas, con tamaños de microfenocristales a fenocristales de grano fino. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular, clinopiroxeno y olivinos muchas veces con una textura intergranular.

CO-10-19

Estructura volcánica de procedencia: malpaís

Coordenadas: 19°23.473' N, 97°21.290' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Los olivinos como fenocristales son de grano fino a medio (1.2 mm), alguno con inclusiones de óxidos, de formas de euhedral a subhedral. Los clinopiroxenos en su mayoría se asocian con texturas glomeroporfídicas, con tamaños de microfenocristales a fenocristales de grano fino. Las plagioclasa de forma tabular de tamaño medio, siempre se asocian a los glomerocristales. La matriz es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular, clinopiroxeno y olivinos muchas veces con una textura intergranular.

A.2 Muestras colectadas en el Sector Transicional de la CSO

CO-10-40

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cuelcuello

Coordenadas: 19°20.465' N, 97°16.670' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los olivinos es una fase encontrada en dos etapas, primero los tenemos como fenocristales de grano medio (1.4 mm), estos presentan bahías de corrosión y es más común la forma subhedral; por otra parte la familia de olivinos de menor tamaño (fenocristales de grano fino hasta microfenocristales) se encuentran de forma más euhedral sin señal de desequilibrio. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular, olivino y clinopiroxeno.

CO-10-39

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 19°18.312' N, 97°17.570' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.4 mm); presentan iddingsita concentrado en los bordes y fracturas. Las plagioclasas son fenocristales de grano fino hasta microfenocristales (0.3-0.4) de formas tabulares con malas polisintéticas. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-37

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 19°17.822' N, 97°18.493' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los olivino se encuentran como fenocristales de grano medio a grueso (1.8 mm), sin alteración algunos con inclusiones de óxidos, es cotidiano encontrar glomerocristales monominerales. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular con una notable textura de flujo, algunos microlitos máficos posiblemente olivino.

CO-10-38

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético

Coordenadas: 19°17.760' N, 97°17.771' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y elevado contenido de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa. Los olivino son fenocristales de grano fino a medio (0.7 mm), presentan alteración iddingsítica y texturas de alteración. Las plagioclasas en fases de fenocristales son de grano fino a medio, algunas veces asociados a glomerocristales monominerales, además es común encontrar algunas secciones con zoneamiento notable; los microfenocristales de plagioclasa son aciculares y algunas tabulares. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, en general con un alto contenido de vidrio y vesículas, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-24

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Tecajete

Coordenadas: 19°14.590' N, 97°31.286' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de plagioclasa y olivino. Los fenocristales de plagioclasa son predominantes de grano fino a medio hasta de 2 mm, de euhedrales a subhedrales con bahías de corrosión y bordes de desequilibrio. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.1 mm); presentan ocasionalmente inclusiones de óxidos (posiblemente illmenita) y vidrio. La matriz que rodea a los

fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular con una textura de flujo incipiente, además es presente microcristales de clinopiroxeno y olivinos.

CO-10-35

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético El Corazón

Coordenadas: 19°17.467' N, 97°19.297' W

Roca volcánica porfídica, con bajo contenido de fenocristales de olivino y elevado contenido de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa. Los olivino son fenocristales de grano fino a medio (0.7 mm). Las plagioclasas en fases de fenocristales son de grano fino a medio, los microfenocristales de plagioclasa son aciculares y algunas tabulares. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-36

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético La Cruz

Coordenadas: 19°16.731' N, 97°20.106' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los olivino se encuentran como fenocristales de grano medio a grueso (1.5 mm), pero con alteración a iddingsita en los bordes. Los fenocristales de clinopiroxeno son de grano fino. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular

CO-10-34

Estructura volcánica de procedencia: volcán escudo El Brujo

Coordenadas: 19°10.777' N, 97°33.989' W

Roca volcánica porfídica, con bajo contenido de fenocristales de olivino y elevado contenido de microfenocristales de plagioclasa. Los olivino son fenocristales de grano fino a medio (0.7 mm). Los microfenocristales de plagioclasa son tabulares, algunas macladas. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-30

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: Maar Tecuitapla

Coordenadas: 19°07.385' N, 97°32.241' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.4 mm); presentan la familia de menor tamaño texturas esqueléticas. Las plagioclasas son fenocristales de grano fino hasta microfenocristales de formas tabulares euhedrales a subhedrales, es común encontrarlas asociadas a texturas intergranulares de microfenocristales de clinopiroxeno. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con alto contenido de vidrio y microlitos más dispersos de plagioclasa acicular y tabular isotrópica, además de clinopiroxeno y olivinos.

CO-10-25

Estructura volcánica de procedencia: volcán escudo El Brujo

Coordenadas: 19°07.016' N, 97°37.059' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales olivino, plagioclasa y clinopiroxeno. La fase de olivinos se encuentran como fenocristales de grano fino, euhedrales a subhedrales, de manera recurrente con texturas esqueléticas. Los fenocristales de plagioclasa van de finos a microfenocristales, euhedrales con formas tabulares, algunos presentan intercrecimientos de microfenocristales y fenocristales de grano fino de clinopiroxeno. La matriz es pobre en microlitos de plagioclasa por lo que predomina una textura vítrea.

CO-10-26

Estructura volcánica de procedencia: volcán escudo El Brujo

Coordenadas: 19°06.944' N, 97°36.700' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales olivino, plagioclasa y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.1 mm); presentan ocasionalmente inclusiones de óxidos (posiblemente illmenita). Los fenocristales de clinopiroxeno son de grano fino algunos en fase de microfenocristales, de manera cotidiana asociados a texturas glomeroporfídicas con la plagioclasa tabular. La plagioclasa en fase de fenocristales y microfenocristal es tabular euhedral con maclas polisintética. La matriz hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y microcristales de clinopiroxeno y olivinos; es común encontrar en dispersos glomerocristales de diferentes dimensiones más común en el tamaño de microfenocristal.

CO-10-29

Estructura volcánica de procedencia: volcán escudo El Brujo

Coordenadas: 19°06.949' N, 97°33.004' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y plagioclasa. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.1 mm); presentan bordes de reacción de clinopiroxeno. Las plagioclasas son fenocristales de grano fino hasta microfenocristales de formas tabulares en su mayoría euhedrales, es común encontrarlas asociadas a texturas intergranular de microfenocristales de clinopiroxeno. La matriz que rodea a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y tabular isotrópica con alto contenido de óxidos.

CO-10-27

Estructura volcánica de procedencia: volcán escudo El Brujo

Coordenadas: 19°06.825' N, 97°34.989'W

Roca volcánica porfídica, con bajo número de fenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino tienen formas de euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1 mm); presentan ocasionalmente texturas de desequilibrio. La matriz hipocristalina presenta una clara textura de flujo marcada por la plagioclasa acicular, adicionalmente son presentes fases de clinopiroxeno.

A.3 Muestras colectadas en el Sector Sur de la CSO

CS-11-12

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Zompantepec

Coordenadas: 18°59.160' N, 97°22.610' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de euhedrales a subhedrales de tamaño de fino (hasta 1 mm). Los clinopiroxeno como fenocristales son euhedrales a subhedrales de grano desde fino hasta medio (1.5 mm), los cristales de mayor tamaño presentan un centro de color verde con extinción discrónica con los bordes incoloros, también es común encontrar los clinopiroxeno en glomeroporfidos monomineral, dicha textura se extiende hasta los clinopiroxeno como microfenocristales. Se presentan cumulos de microfenocristales de clinopiroxeno y óxidos. La matriz que envuelve a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y en menor proporción tabular, algunas presentar texturas intergranulares con microlitos de clinopiroxeno y olivino.

CS-11-14

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro El Barrio Nuevo

Coordenadas: 18°59.156' N, 97°26.013'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y microfenocristales de clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de euhedrales a subhedrales de tamaño de fino a medio (hasta 0.8 mm), es común encontrar algunos con bordes idiosincráticos. Los clinopiroxeno como microfenocristales son euhedrales, algunas veces presenta asociaciones glomeroporfídicas monominerales y otras con olivinos. Se presentan cumulos de microfenocristales de clinopiroxeno y óxidos. La matriz que envuelve a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular, clinopiroxeno y olivino.

CS-11-13

Estructura volcánica de procedencia: Xalapasco Hondo

Coordenadas: 18°58.770' N, 97°26.013'W

Roca volcánica afanítica, se logran identificar escasos microlitos de plagioclasa acicular, olivinos y clinopiroxenos. La matriz tiene un elevado grado de alteración.

CS-11-15

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro El Barrio Nuevo

Coordenadas: 18°58.644' N, 97°25.479'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de clinopiroxeno y olivino. Los fenocristales de clinopiroxeno son de euhedrales a subhedrales de tamaño de fino a medio (hasta 1.1 mm), es común encontrar algunos asociados a glomerocristales monominerales. Los olivinos como fenocristales son euhedrales a subhedrales de grano fino (hasta 0.5 mm). La matriz que envuelve a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular, también es común ver microglomerocristales de clinopiroxeno y olivino.

CS-11-19

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Resbaladero

Coordenadas: 18°58.676' N, 97°27.581'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y microfenocristales de clinopiroxeno y olivinos. Los fenocristales de olivino son de euhedrales a anhedral de tamaño de microfenocristales a grano grueso (hasta 2.1 mm), contiene muy pocas inclusiones algunos de estos óxidos de pueden identificar como cromitas. Los clinopiroxeno como microfenocristales son euhedrales, de color verde grisáceo de tamaños hasta de 0.3. La matriz es intergranular que envuelve a los fenocristales, con microlitos de plagioclasa acicular, clinopiroxeno y olivino.

CS-11-16

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava Mesa Barosas

Coordenadas: 18°57.738' N, 97°25.848''W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y microfenocristales de clinopiroxeno y olivinos. Los fenocristales de olivino son de euhedrales a subhedrales de tamaño de fino a medio (hasta 1.1 mm), contiene muy pocas inclusiones de óxidos y iddingsita ligera en los bordes. Los clinopiroxeno como microfenocristales son euhedrales, de color verde grisáceo su abundancia se concentra formando texturas glomeroporfídicas. La matriz es intergranular envuelve a los fenocristales, con microlitos de plagioclasa acicular generando una textura de flujo, clinopiroxeno y olivino.

CS-11-20

Alto-K

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Borrego

Coordenadas: 18°57.624' N, 97°27.702'W

Roca volcánica porfídica muy vesiculada, con fenocristales de clinopiroxeno y microfenocristales de olivino. Los fenocristales de clinopiroxeno son de euhedrales a subhedrales de tamaño de fino (hasta 0.7 mm), es común encontrar algunos asociados a texturas intergranulares con microfenocristales de olivino. Los olivinos son fases de microfenocristales (hasta 0.3 mm). Las texturas glomerocristalinas se extienden en el orden de tamaño de grano fino a microfenocristales. La matriz es hipocristalina, con elevados contenidos de vidrios con microlitos de plagioclasa acicular, también es común ver microglomerocristales de clinopiroxeno y olivino.

CS-11-11

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Guadalupe

Coordenadas: 18°56.962' N, 97°22.382'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivinos y microfenocristales clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino presentan un borde de reacción bastante avanzado, caracterizado por textura granular conformada por piroxenos y plagioclasa. Los microfenocristales clinopiroxeno también son presentes como glomerocristales monominerales, de tamaños de 0.35 a 0.4. La matriz es hipocristalina, con elevados contenidos de vidrios con microlitos de plagioclasa acicular, también es común ver microglomerocristales de clinopiroxeno y olivino.

CS-11-21

Alto-K

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Macegual

Coordenadas: 18°56.784' N, 97°29.842'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivinos y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de subhedrales a anhedrales, algunos fracturados, de grano fino a medio (hasta 1mm); es común encontrar crecimiento de clinopiroxenos en los bordes. Los clinopiroxenos se pueden encontrar como glomerocristales asociados con olivinos o con glomerocristales con microfenocristales solo de clinopiroxeno. La matriz es hipocristalina, con elevados contenidos de vidrios con microlitos de plagioclasa tabular, clinopiroxeno y olivino.

CS-11-10

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Macegual

Coordenadas: 18°55.343' N, 97°23.351'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivinos y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de subhedrales a anhedrales, algunos fracturados, de grano fino a medio (hasta 0.8 mm); algunos con iddingsita incipiente en el borde, algunas veces asociados a texturas glomeroporfídicas con clinopiroxeno. Los clinopiroxenos se pueden encontrar como glomerocristales asociados con olivinos o como glomerocristales monominerales de tamaños de microfenocristales. La matriz es hipocristalina, con elevados contenidos de óxidos con microlitos de plagioclasa acicular, clinopiroxeno y olivino.

CS-11-09

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético Cerro Tecolote

Coordenadas: 18°54.587' N, 97°24.710'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivinos y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de subhedrales a anhedrales, frecuentemente fracturados, de grano fino a medio (hasta 3.5 mm); algunos con cierta textura de desequilibrio en los bordes, algunas veces asociados a texturas glomeroporfídicas con clinopiroxeno. Los clinopiroxenos se pueden encontrar como fenocristales de grano fino a medio (hasta 1.4mm), también en asociación glomeroporfídica con olivino o como glomerocristales monominerales en un rango amplio de tamaños; algunos fenocristales presentan maclas de reloj y cierta extinción ondulante. La matriz es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y tabular algunas con maclas, clinopiroxeno y olivino.

CS-11-06

Estructura volcánica de procedencia: cono de escoria monogenético

Coordenadas: 18°54.028' N, 97°19.858'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivinos y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de subhedrales en cierta cantidad fracturados, de grano fino a medio (hasta 1 mm); algunas veces asociados a texturas glomeroporfídicas monominerales. Los clinopiroxenos se pueden encontrar como fenocristales de grano fino a

medio (hasta 1.4 mm), también en asociación glomerocristales monominerales en un rango amplio de tamaños, además de ser la asociación más recurrente; algunos fenocristales presentan maclas de reloj y cierta extinción ondulante. La matriz es hipocristalina, con mirolitos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino; esta altamente vesiculada.

CS-11-39

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Texpillo

Coordenadas: 18°58.981' N, 98°18.788' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino. Los fenocristales de olivino son de subhedrales a anhedrales de tamaño de fino a medio (hasta 1.2 mm), completamente iddingsitizados con bahías y centros corroídos; con coronas de óxidos y en algunos casos crecimientos de fases de ortopiroxeno. Se presentan cumulos de microfenocristales de clinopiroxeno y óxidos. La matriz que envuelve a los olivinos es hipocristalina, con cierto grado de intemperismo, con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

CS-11-38

Estructura volcánica de procedencia: Loma La Letra

Coordenadas: 18°56.626' N, 98°15.468' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, plagioclasa y microfenocristales de clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son de formas subhedrales a anhedrales de tamaño fino (hasta 0.95 mm), una buena parte están iddingsitizados, y muestran texturas de desequilibrio como bahías y bordes de reacción donde se asocia una elevada concentración de óxidos, en algunos casos acompañado de crecimientos de fases de clinopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasa presentan formas tabulares euhedrales y tamaño fino (hasta 0.8 mm), la mayoría posee gemelación Carlsbad, algunos presentan inclusiones de apatito, también en otros casos poseen una ligera extinción ondulante. Los clinopiroxenos tienen tamaño de microfenocristales, aunque algunos cristales tienen tamaño de hasta 0.32 mm, que nos permite considerarlos como fenocristales. La matriz que embebe a los fenocristales es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, aunque predominan los óxidos de hematita e ilmenita. Presenta un xenolito de calcita, con muestras de reacción con el magma por la presencia de fases como epidota. Hay un fenocristal (¿xenocristal?) de cuarzo, euhedral, de 0.8 mm de tamaño, con birrefringencia de primer orden, fracturas concoides, extinción ondulante e inclusiones de clinopiroxeno.

CS-11-36

Estructura volcánica de procedencia: Mesa La Hacienda

Coordenadas: 18°54.473' N, 98°14.082' W

Roca volcánica porfídica (casi afanítica), con un bajo número de fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y microfenocristales de plagioclasa. Los fenocristales de olivino tienen formas euhedrales a subhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.6 mm), muchos de ellos están completamente remplazados por iddingsita. Los clinopiroxenos, redondeados y en algunos casos con extinción ondulante, se ubican en el límite de fenocristal con tamaños hasta de 0.4 mm; algunos se consideran microfenocristales por tener tamaño menor a 0.3 mm. Los fenocristales de ortopiroxeno son euhedrales, con pleocroismo de verde a amarillo tenue, y con tamaño fino (hasta 0.5 mm). Las plagioclasas en su mayoría son microfenocristales, aunque hay casos en donde rebasan el tamaño de 0.3 mm, algunas presentan extinción ondulante y gemelación Carlsbad. La matriz que envuelve dichas fases, es hipocristalina con texturas de flujo, y microlitos de plagioclasa y piroxenos (clinopiroxeno y ortopiroxeno), en la misma proporción.

CS-11-31

Estructura volcánica de procedencia: cerro Tepeyolo

Coordenadas: 18°54.373'N, 98°06.453'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen forma de euhedral a subhedral, presentan tamaños de fino a medio (hasta 2.8mm), presentan iddingsita concentrada en bordes y fracturas, algunos se encuentran fragmentados y otros poseen bahías de corrosión; el olivino en microfenocristal presenta texturas glomeroporfídicas junto con el clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno, de color amarillo grisáceo, son euhedrales de tamaño fino (hasta 0.6 mm), algunos son gemelados y tienen extinción ondulante; es común encontrar agregados glomerofídicos de microfenocristales de clinopiroxeno, en algunos casos con ortopiroxeno. La matriz es hipocristalina, muy vesicular, formada de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CS-11-33

Estructura volcánica de procedencia: Lomas San Bernardo

Coordenadas: 18°53.466' N, 98°07.212' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de algunos microfenocristales de plagioclasa. Los olivinos como fenocristales tienen formas euhedrales a subhedrales, tamaños de fino a medio (hasta 3.2 mm), bahías de corrosión; en algunos casos presentan un poco de iddingsita en los bordes. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen formas euhedrales y tamaño fino (hasta 1 mm), color amarillo grisáceo, con extinción ondulante; algunos están fragmentados y otros tienen gemelación. Se encontró un fenocristal de ortopiroxeno de 0.3 mm, que contenía inclusiones de óxidos, de color verde tenue. Algunas plagioclasas se encuentran como microfenocristales de tamaño de 0.2-0.3 mm, presentan gemelación Carlsbad y formas aciculares y prismáticas. La matriz es vesicular, hipocristalina, conformada por óxidos, y microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

CS-11-34

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Tecorral

Coordenadas: 18°53.466' N, 98°07.212' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son subhedrales a anhedrales, con tamaños de fino a medio (hasta 2.4 mm), con iddingsita concentrada en los bordes y fracturas, con bahías de corrosión y en algunos casos dentro de estas bahías se observa un crecimiento de fases de clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno poseen una forma acicular, con tamaño de fino a medio (hasta de 1.4 mm), forman generalmente agregados glomeroporfídicos monominerálicos. La matriz es hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa, algunos clinopiroxenos y óxidos.

CS-11-32, alto-K

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cerro El Jaguey

Coordenadas: 18°53.143' N, 98°06.380' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno, y microfenocristales de ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen forma euhedral y tamaño fino a medio (hasta 1.2 mm), algunos presentan poca iddingsita en los bordes, otros presentan crecimientos de piroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen tamaño fino (hasta 0.8 mm), color amarillo grisáceo, y algunos presentan extinción ondulante; algunos generan texturas glomeroporfídicas, junto con otros piroxenos y en algunos casos microfenocristales de ortopiroxeno. La matriz es hipocristalina, muy vesicular, con óxidos, microlitos de plagioclasa, y algunos microlitos de clinopiroxeno.

CS-11-35

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: Cerro de Enmedio

Coordenadas: 18°52.454' N, 98°10.245' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino son subhedrales, algunos redondeados, con tamaños de fino a medio (hasta 1.2 mm); muchos cristales presentan evidencias de reacción, en su interior presentan óxidos y piroxenos. Los fenocristales de ortopiroxeno son euhedrales, de forma tabular, con pleocroismo de verde a ocre y tamaño fino (hasta 0.8 mm). Hay menores cantidades de fenocristales de clinopiroxeno, euhedrales aciculares y de tamaño fino (hasta 0.5 mm); estos cristales forman comúnmente texturas glomeroporfídicas con otros microcristales de clinopiroxeno. La matriz es hipocristalina con microlitos de clinopiroxeno y plagioclasa.

CS-11-29

Estructura volcánica de procedencia: cerro Coatepec, monogenético

Coordenadas: 18°54.720' N, 97°53.132' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino presentan formas de subhedrales a anhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 1.9 mm), en general presentan poca iddingsita en bordes, llegándose a concentrar en aquellos muy fracturados; es común encontrar inclusiones de vidrio y hematita, al igual que verlos rodeados de varios microfenocristales de clinopiroxeno; algunos de los fenocristales generan texturas glomeroporfídicas. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan coloración amarillo grisácea, son euhedrales de tamaño fino (hasta 0.6 mm), algunos están maclados. El ortopiroxeno en fenocristales presenta tamaños finos (hasta 0.5 mm), color amarillo tenue, son fragmentados y rodeados en general de microfenocristales de clinopiroxeno. La matriz es hipocristalina, con microlitos de plagioclasa acicular y algunos clinopiroxenos, además de óxidos como hematita e magnetita.

CS-11-27

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cerro Astoyo, monogenético

Coordenadas: 18°52.313' N, 97°52.493' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, y un xenolito. Los fenocristales de olivino tienen formas euhedrales, son ligeramente iddingsitizados, con tamaño de fino a medio (hasta 1.6 mm); microfenocristales de olivino se presentan asociados a microfenocristales de clinopiroxeno. Los clinopiroxenos son de color amarillo grisáceo pálido, en fenocristales de tamaño fino (hasta 0.5 mm); es común encontrarlos como glomerocristales agregados con ortopiroxeno; los microfenocristales tienen extinción ondulante. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen formas de euhedrales a subhedrales, algunos presentan bahías de corrosión; tienen color gris verdoso atenuado y tamaño fino a medio (hasta 1.2 mm). Los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz muy vesiculada, hipocristalina, con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos (hematita). En la matriz se encontró un xenolito de cuarzo policristalino, con cristales equidimensionales y juntas triples, indicaciones de una posible recristalización en estado sólido.

CS-11-22

Estructura volcánica de procedencia: cono Tochtepec, monogenético

Coordenadas: 18°49.691' N, 97°48.672' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de hornblenda y microfenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los fenocristales de hornblenda tienen formas de subhedrales a anhedrales y tamaño de fino a medio (hasta 3.5 mm), presentan pleocroismo de amarillo verdoso a naranja, todos presentan texturas de desequilibrio como coronas y bahías de opacita, en algunos se observa una inclusión de una fase de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos. Los microfenocristales de clinopiroxeno, incoloros en nicoles paralelos, se observan rodeados de óxidos y plagioclasas; mientras que los microfenocristales de ortopiroxeno, de alto relieve e incoloros, se ven en un agregado glomeroporfídico de óxidos, plagioclasa y hornblenda; además presentan una extinción ondulante y fracturación. La matriz que contiene a estas fases es hipocristalina, compuesta por microlitos de plagioclasa acicular-prismática, anfíbol, óxidos y piroxenos.

CS-11-25

Extracción de olivinos

Estructura volcánica de procedencia: cerro Ometepe, monogenético

Coordenadas: 18°51.459' N, 97°51.325' W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. El olivino como fenocristal presenta formas ehedrales con poca iddingsitización, de tamaños de fino a mediano (hasta 1.6 mm), algunos presentan inclusiones de cromita y hematita; los olivinos como microfenocristales se presentan dentro de glomerocristales asociados a clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno son de color amarillo grisáceo, ehedrales rectangulares, tienen tamaño fino (0.25-0.35 mm); algunos presentan maclas y otros generan agregados glomeroporfídicos. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen forma ehedral rectangular, color amarillo pálido y tamaño fino (hasta 0.65 mm); algunos presentan extinción ondulante. La matriz que embebe a los fenocristales es hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos (hematita).

Tabla 1 Composición de olivinos por ablación laser y espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-61	39.67	0.09	14.71	0.22	44.75	0.21	0.31	0.02	0.02	84.44
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-62	39.11	0.08	15.77	0.24	44.29	0.23	0.24	0.02	0.02	83.35
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-63	39.51	0.08	16.27	0.25	43.41	0.24	0.20	0.02	0.02	82.62
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-64	39.38	0.07	16.91	0.26	42.91	0.25	0.17	0.02	0.01	81.90
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-65	39.21	0.07	16.13	0.25	43.86	0.25	0.20	0.02	0.02	82.90
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-66	39.23	0.06	18.11	0.28	41.89	0.27	0.13	0.02	0.01	80.48
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-67	39.49	0.07	16.19	0.25	43.53	0.24	0.19	0.02	0.01	82.74
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-68	39.34	0.07	16.49	0.26	43.39	0.26	0.16	0.02	0.01	82.43
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-69	39.64	0.08	16.07	0.25	43.47	0.25	0.21	0.02	0.02	82.83
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-70	39.27	0.08	15.90	0.24	44.02	0.24	0.20	0.02	0.02	83.15
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-71	39.12	0.08	15.87	0.25	44.18	0.24	0.23	0.02	0.02	83.23
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-72	39.32	0.06	17.08	0.27	42.82	0.28	0.13	0.02	0.01	81.72
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-75	39.31	0.07	16.83	0.26	43.08	0.25	0.17	0.02	0.01	82.03
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-76	39.32	0.07	16.71	0.26	43.19	0.24	0.17	0.02	0.01	82.17
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-77	38.06	1.38	17.28	0.26	42.28	0.25	0.17	0.02	0.30	81.35
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-78	39.21	0.06	18.12	0.28	41.92	0.27	0.10	0.02	0.01	80.48
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-79	39.43	0.08	15.58	0.24	44.15	0.25	0.23	0.02	0.02	83.47
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-80	38.39	0.06	20.03	0.31	40.80	0.27	0.10	0.02	0.01	78.41
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-81	38.66	0.06	18.18	0.28	42.37	0.27	0.14	0.02	0.01	80.60
CO-10-06	NM	CO-10-06 OI-82	39.18	0.06	16.48	0.26	43.57	0.26	0.16	0.02	0.01	82.50
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-1	38.50	0.06	20.22	0.27	40.45	0.19	0.26	0.02	0.01	78.10
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-2	38.16	0.06	20.38	0.28	40.67	0.19	0.23	0.02	0.01	78.06
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-3	36.44	1.96	22.41	0.29	37.95	0.19	0.20	0.02	0.53	75.12
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-4	38.68	0.14	20.43	0.30	39.99	0.21	0.19	0.02	0.04	77.73
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-5	38.43	0.04	20.67	0.32	40.12	0.23	0.15	0.02	0.01	77.58
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-6	38.35	0.04	20.37	0.31	40.50	0.23	0.16	0.02	0.01	78.00
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-7	38.41	0.05	19.87	0.29	40.94	0.19	0.21	0.02	0.01	78.60
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-8	38.17	0.28	20.43	0.30	40.28	0.22	0.18	0.02	0.11	77.86
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-9	37.81	0.07	22.56	0.32	38.82	0.21	0.17	0.03	0.01	75.42
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-10	37.68	0.08	22.78	0.32	38.71	0.22	0.17	0.03	0.01	75.18
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-11	38.00	0.07	22.68	0.32	38.51	0.21	0.18	0.03	0.01	75.17
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-12	38.09	0.06	21.07	0.30	40.05	0.21	0.19	0.02	0.01	77.21
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-14	37.73	0.08	22.26	0.31	39.21	0.20	0.19	0.03	0.01	75.85
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-15	37.69	0.06	22.28	0.30	39.24	0.19	0.20	0.03	0.01	75.84
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-16	38.15	0.08	22.19	0.31	38.84	0.20	0.19	0.03	0.01	75.73
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-17	37.90	0.06	20.90	0.28	40.39	0.18	0.25	0.03	0.01	77.51
CO-10-09	NM	CO-10-09 OI-18	37.79	0.08	21.23	0.29	40.15	0.20	0.22	0.02	0.01	77.12
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-31	39.31	0.07	15.00	0.23	44.88	0.18	0.29	0.02	0.02	84.22
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-32	39.49	0.07	15.68	0.24	44.07	0.18	0.25	0.02	0.02	83.37
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-33	38.94	0.05	19.00	0.30	41.33	0.21	0.14	0.02	0.01	79.50
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-34	38.93	0.07	19.23	0.30	41.08	0.21	0.15	0.02	0.01	79.20
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-35	39.21	0.05	17.30	0.27	42.76	0.20	0.18	0.02	0.01	81.51
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-36	38.96	0.15	17.60	0.27	42.59	0.20	0.16	0.02	0.05	81.18
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-37	39.30	0.08	15.55	0.24	44.29	0.19	0.32	0.02	0.02	83.55
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-38	39.55	0.08	15.77	0.24	43.83	0.19	0.30	0.02	0.02	83.21
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-39	39.59	0.06	16.79	0.26	42.84	0.19	0.23	0.02	0.01	81.98
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-40	39.69	0.07	16.64	0.25	42.87	0.19	0.25	0.02	0.02	82.12
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-41	39.58	0.06	15.28	0.24	44.30	0.18	0.33	0.02	0.02	83.79

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-42	39.49	0.06	15.30	0.24	44.35	0.18	0.34	0.02	0.02	83.78
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-43	39.55	0.06	15.13	0.23	44.46	0.17	0.35	0.02	0.02	83.97
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-44	39.41	0.07	14.90	0.23	44.82	0.17	0.36	0.02	0.02	84.28
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-45	39.38	0.08	15.29	0.24	44.53	0.18	0.27	0.02	0.02	83.85
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-46	39.50	0.07	15.23	0.24	44.47	0.17	0.28	0.02	0.02	83.89
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-47	39.30	0.06	15.61	0.24	44.27	0.19	0.29	0.02	0.02	83.49
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-48	39.25	0.91	16.97	0.26	41.96	0.24	0.27	0.02	0.13	81.51
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-49	39.12	0.07	16.62	0.26	43.46	0.19	0.25	0.02	0.02	82.34
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-50	38.90	0.05	18.19	0.29	42.18	0.21	0.14	0.02	0.01	80.52
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-51	39.33	0.14	16.35	0.25	43.43	0.19	0.24	0.02	0.04	82.56
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-52	38.20	0.07	17.18	0.26	43.86	0.20	0.20	0.02	0.01	81.99
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-53	40.22	1.40	17.08	0.26	40.37	0.45	0.17	0.02	0.01	80.82
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-54	39.18	0.08	16.47	0.25	43.51	0.19	0.27	0.02	0.02	82.48
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-55	39.10	0.08	17.34	0.27	42.80	0.21	0.15	0.02	0.02	81.48
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-56	39.48	0.06	15.77	0.25	43.97	0.18	0.26	0.02	0.01	83.25
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-57	39.95	1.63	15.59	0.23	41.50	0.76	0.30	0.02	0.01	82.60
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-58	39.00	0.08	15.74	0.24	44.41	0.18	0.31	0.02	0.02	83.42
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-59	39.74	0.06	16.07	0.25	43.42	0.18	0.25	0.02	0.01	82.81
CO-10-03	NM	CO-10-03 OI-60	37.67	0.64	15.69	0.23	45.32	0.18	0.23	0.02	0.02	83.74
CS-11-45	TCSO	CS1145 OI-1	39.25	0.04	18.50	0.27	41.53	0.16	0.21	0.02	0.01	80.01
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-2	38.43	0.17	21.89	0.33	38.80	0.19	0.15	0.02	0.01	75.96
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-3	39.07	0.04	19.09	0.28	41.10	0.18	0.21	0.02	0.01	79.33
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-4	39.02	0.04	17.38	0.25	42.85	0.16	0.25	0.02	0.01	81.46
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-5	38.37	0.03	22.51	0.32	38.45	0.18	0.09	0.02	0.01	75.28
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-6	39.13	0.04	18.08	0.26	42.05	0.17	0.23	0.02	0.01	80.57
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-7	39.11	0.04	18.38	0.27	41.81	0.17	0.20	0.02	0.01	80.22
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-8	39.27	0.04	18.02	0.26	41.99	0.17	0.21	0.02	0.01	80.60
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-9	38.08	0.43	23.96	0.36	36.65	0.32	0.17	0.02	0.01	73.17
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-10	38.97	0.04	18.99	0.27	41.33	0.17	0.21	0.02	0.01	79.51
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-11	38.65	0.05	22.12	0.32	38.48	0.18	0.18	0.02	0.01	75.62
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-12	37.89	0.07	26.40	0.40	34.86	0.22	0.12	0.02	0.01	70.19
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-13	39.44	0.05	17.67	0.26	42.15	0.18	0.23	0.02	0.01	80.96
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-14	39.32	0.04	17.56	0.26	42.37	0.17	0.23	0.02	0.01	81.14
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-15	37.97	0.81	26.73	0.41	33.64	0.34	0.07	0.02	0.00	69.17
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-16	38.99	0.04	19.47	0.28	40.87	0.19	0.14	0.02	0.01	78.91
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-17	39.64	0.05	17.07	0.25	42.52	0.18	0.25	0.02	0.01	81.62
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-18	39.19	0.05	17.56	0.26	42.50	0.19	0.23	0.02	0.01	81.19
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-19	39.04	0.04	20.50	0.30	39.76	0.18	0.15	0.02	0.01	77.57
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-20	38.51	0.03	21.69	0.32	39.07	0.17	0.16	0.02	0.01	76.26
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-21	38.84	0.03	19.40	0.29	41.11	0.18	0.13	0.02	0.01	79.07
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-22	43.13	2.28	15.79	0.25	37.43	0.82	0.21	0.02	0.07	80.87
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-23	38.21	0.04	22.99	0.34	38.08	0.18	0.14	0.02	0.01	74.71
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-24	38.97	0.04	20.20	0.29	40.10	0.17	0.19	0.02	0.01	77.97
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-25	38.99	0.05	18.30	0.27	42.00	0.18	0.19	0.02	0.01	80.36
CS-11-45	TCSO	CS-11-45 OI-26	39.23	0.04	17.61	0.26	42.43	0.18	0.21	0.02	0.01	81.12
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-1	39.02	0.02	17.86	0.27	42.46	0.15	0.19	0.03	0.00	80.91
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-2	38.97	0.02	19.07	0.29	41.26	0.16	0.19	0.03	0.00	79.41
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-3	39.23	0.03	17.36	0.25	42.76	0.14	0.19	0.03	0.00	81.45
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-4	39.19	0.03	17.42	0.25	42.75	0.14	0.19	0.03	0.00	81.40

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-5	38.98	0.03	17.22	0.25	43.14	0.14	0.20	0.03	0.00	81.71
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-6	39.60	0.12	16.51	0.24	43.11	0.18	0.21	0.03	0.00	82.32
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-7	38.20	0.02	22.12	0.35	38.95	0.16	0.17	0.03	0.00	75.84
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-8	38.85	0.02	18.52	0.28	41.97	0.14	0.18	0.03	0.00	80.16
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-9	39.58	0.02	16.33	0.24	43.42	0.14	0.23	0.03	0.00	82.58
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-10	39.68	0.02	16.26	0.25	43.40	0.14	0.21	0.03	0.00	82.64
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-11	38.94	0.02	18.61	0.28	41.80	0.14	0.18	0.03	0.00	80.02
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-12	38.27	0.04	21.85	0.34	39.13	0.19	0.16	0.03	0.00	76.15
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-13	39.18	0.04	17.36	0.26	42.77	0.15	0.19	0.03	0.00	81.45
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-14	39.26	0.03	17.04	0.26	43.05	0.14	0.19	0.03	0.00	81.83
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-15	38.88	0.03	17.11	0.26	43.36	0.14	0.19	0.03	0.00	81.88
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-16	38.97	0.03	17.01	0.26	43.38	0.14	0.18	0.03	0.00	81.97
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-17	39.04	0.03	17.27	0.25	43.04	0.14	0.19	0.03	0.00	81.63
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-18	39.08	0.03	17.41	0.26	42.85	0.14	0.21	0.03	0.00	81.44
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-19	38.80	0.02	18.44	0.27	42.05	0.14	0.24	0.03	0.01	80.26
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-20	38.66	0.02	20.17	0.31	40.48	0.15	0.19	0.03	0.00	78.16
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-21	39.28	0.03	16.81	0.25	43.27	0.14	0.17	0.03	0.00	82.11
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-22	39.49	0.03	16.61	0.25	43.26	0.15	0.18	0.03	0.00	82.28
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-23	39.47	0.03	17.27	0.26	42.63	0.14	0.18	0.03	0.00	81.49
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-24	39.28	0.03	16.75	0.25	43.33	0.15	0.18	0.03	0.00	82.18
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-25	39.14	0.02	19.17	0.29	41.03	0.15	0.17	0.03	0.00	79.24
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-26	39.22	0.02	18.24	0.27	41.89	0.14	0.18	0.03	0.00	80.37
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-27	39.42	0.03	16.90	0.25	43.04	0.14	0.18	0.03	0.00	81.95
CO-10-20	TCSO	CO-10-20 OI-28	39.20	0.02	16.97	0.25	43.21	0.14	0.18	0.03	0.00	81.94
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-83	40.11	0.04	13.97	0.21	45.32	0.19	0.12	0.02	0.03	85.26
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-84	39.89	0.05	13.97	0.22	45.51	0.19	0.12	0.02	0.03	85.31
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-85	39.73	0.03	14.31	0.23	45.37	0.19	0.10	0.02	0.01	84.96
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-86	40.04	0.03	14.65	0.25	44.71	0.20	0.09	0.02	0.01	84.48
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-87	39.69	0.03	14.54	0.22	45.16	0.19	0.11	0.02	0.02	84.70
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-88	38.90	0.03	19.76	0.31	40.71	0.19	0.08	0.02	0.01	78.60
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-89	39.75	0.04	13.76	0.21	45.90	0.19	0.12	0.02	0.02	85.61
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-90	38.87	0.04	19.53	0.28	40.99	0.19	0.08	0.02	0.01	78.91
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-92	38.73	0.03	18.49	0.28	42.17	0.19	0.08	0.02	0.01	80.26
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-93	39.31	0.03	17.12	0.27	42.96	0.20	0.08	0.02	0.01	81.73
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-94	39.71	0.03	15.23	0.25	44.46	0.20	0.09	0.02	0.01	83.88
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-95	39.66	0.03	17.02	0.27	42.70	0.20	0.08	0.02	0.02	81.73
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-96	39.84	0.03	13.98	0.22	45.59	0.19	0.12	0.02	0.01	85.32
CO-10-24	TCSO	CO-10-24 OI-97	39.79	0.03	14.01	0.23	45.61	0.19	0.10	0.02	0.01	85.30
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-100	39.06	0.03	17.74	0.27	42.58	0.19	0.09	0.02	0.02	81.06
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-101	39.53	0.03	16.35	0.25	43.54	0.20	0.08	0.02	0.01	82.60
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-102	39.82	0.03	14.09	0.22	45.50	0.19	0.11	0.02	0.02	85.20
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-103	39.76	0.03	13.72	0.21	45.94	0.18	0.12	0.02	0.01	85.65
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-104	39.77	0.03	14.17	0.22	45.47	0.19	0.10	0.02	0.01	85.12
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-105	39.46	0.04	16.20	0.26	43.73	0.20	0.08	0.02	0.01	82.80
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-106	39.68	0.03	13.86	0.21	45.87	0.18	0.12	0.02	0.02	85.51
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-107	39.83	0.05	15.14	0.24	44.41	0.19	0.10	0.02	0.01	83.95
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-108	39.79	0.03	14.05	0.22	45.58	0.19	0.11	0.02	0.01	85.26
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-109	39.91	0.03	14.04	0.23	45.47	0.19	0.10	0.02	0.01	85.23
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-111	39.71	0.03	15.25	0.26	44.42	0.20	0.09	0.02	0.01	83.85

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-112	39.65	0.03	15.40	0.26	44.34	0.20	0.08	0.02	0.01	83.70
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-113	39.84	0.03	14.76	0.23	44.82	0.20	0.09	0.02	0.01	84.41
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-114	39.72	0.03	14.11	0.22	45.57	0.20	0.11	0.02	0.01	85.20
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-115	39.73	0.03	14.08	0.22	45.61	0.19	0.11	0.02	0.01	85.24
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-116	40.01	0.03	14.21	0.22	45.19	0.19	0.11	0.02	0.02	85.00
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-117	39.44	0.03	15.15	0.24	44.85	0.17	0.09	0.02	0.01	84.07
CO-10-24	TCSO	CO-1024 OI-118	39.28	0.14	17.56	0.27	42.37	0.27	0.08	0.02	0.01	81.14
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-111	39.22	0.06	18.60	0.03	41.45	0.22	0.13	0.03	0.01	79.89
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-112	38.70	0.05	18.91	0.03	41.67	0.22	0.13	0.03	0.01	79.71
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-113	38.41	0.04	21.82	0.03	39.02	0.23	0.10	0.03	0.01	76.13
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-114	38.96	0.05	19.31	0.03	41.01	0.23	0.12	0.03	0.01	79.10
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-115	38.41	0.04	21.42	0.03	39.45	0.23	0.10	0.03	0.01	76.65
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-116	38.84	0.05	20.64	0.03	39.81	0.22	0.11	0.03	0.01	77.47
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-117	39.39	0.06	16.81	0.02	43.05	0.28	0.10	0.02	0.01	82.04
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-118	39.31	0.06	17.05	0.02	42.89	0.28	0.10	0.02	0.01	81.77
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-119	39.12	0.06	18.56	0.03	41.52	0.30	0.13	0.03	0.01	79.95
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-120	38.73	0.07	18.46	0.03	42.01	0.29	0.13	0.03	0.01	80.23
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-121	38.79	0.05	18.98	0.03	41.51	0.23	0.13	0.03	0.01	79.59
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-122	38.84	0.05	18.85	0.03	41.58	0.23	0.13	0.03	0.01	79.73
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-123	39.35	0.05	19.05	0.03	40.85	0.23	0.13	0.03	0.01	79.27
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-124	38.78	0.05	20.20	0.03	40.28	0.23	0.12	0.03	0.01	78.04
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-125	39.37	0.06	16.40	0.02	43.49	0.27	0.11	0.02	0.01	82.54
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-126	39.26	0.05	16.96	0.02	43.03	0.27	0.11	0.02	0.01	81.89
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-127	38.97	0.06	18.86	0.03	41.45	0.23	0.13	0.03	0.01	79.67
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-128	38.94	0.05	18.88	0.03	41.48	0.21	0.13	0.03	0.01	79.67
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-129	38.99	0.05	18.80	0.03	41.48	0.23	0.13	0.03	0.01	79.73
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-130	38.91	0.05	18.80	0.03	41.56	0.23	0.13	0.03	0.01	79.77
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-131	38.86	0.05	19.76	0.03	40.67	0.24	0.08	0.03	0.01	78.59
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-132	39.01	0.07	19.47	0.03	40.77	0.25	0.10	0.03	0.01	78.87
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-133	39.15	0.05	18.90	0.03	41.23	0.22	0.12	0.03	0.01	79.55
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-134	39.28	0.05	19.26	0.03	40.73	0.23	0.12	0.03	0.01	79.04
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-135	39.35	0.05	19.42	0.03	40.52	0.22	0.12	0.03	0.01	78.82
CS-11-12	SCSO	CS-1112 OI-136	39.19	0.05	19.11	0.03	40.98	0.24	0.11	0.03	0.01	79.27
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-71	39.80	0.04	13.02	0.21	46.49	0.19	0.21	0.02	0.02	86.42
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-72	40.26	0.05	12.98	0.20	46.06	0.19	0.22	0.02	0.02	86.35
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-73	39.51	0.36	13.22	0.21	46.07	0.19	0.21	0.02	0.21	86.14
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-74	39.87	0.03	15.03	0.26	44.44	0.24	0.09	0.02	0.01	84.05
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-75	40.36	0.06	13.68	0.23	45.27	0.20	0.16	0.02	0.03	85.51
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-76	40.09	0.06	14.65	0.25	44.58	0.22	0.11	0.02	0.03	84.43
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-77	40.20	0.05	12.49	0.19	46.60	0.19	0.24	0.02	0.02	86.93
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-78	40.33	0.06	12.00	0.18	46.92	0.18	0.28	0.02	0.03	87.45
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-79	40.07	0.05	12.53	0.19	46.68	0.18	0.25	0.02	0.02	86.92
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-80	40.08	0.05	13.01	0.20	46.21	0.19	0.22	0.02	0.02	86.36
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-81	40.41	0.05	12.65	0.19	46.23	0.18	0.24	0.02	0.02	86.70
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-82	38.78	0.37	13.39	0.20	46.84	0.20	0.19	0.02	0.02	86.18
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-83	40.23	0.05	12.99	0.21	46.08	0.18	0.22	0.02	0.02	86.34
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-84	39.70	0.04	13.85	0.23	45.78	0.20	0.15	0.02	0.02	85.49
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-85	39.82	0.06	11.81	0.18	47.61	0.18	0.30	0.02	0.03	87.79
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-86	40.29	0.06	11.88	0.18	47.06	0.18	0.30	0.02	0.03	87.60

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-87	39.69	0.04	13.68	0.22	45.95	0.21	0.17	0.02	0.02	85.70
CS-11-19	SCSO	CS-11-19 OI-88	39.92	0.08	13.57	0.22	45.77	0.22	0.17	0.02	0.03	85.74
CS-11-15	SCSO	CS-11-15 OI-73	56.01	2.62	7.91	0.17	31.14	1.80	0.18	0.01	0.16	87.53
CS-11-15	SCSO	CS-11-15 OI-74	39.62	0.02	11.73	0.18	48.02	0.18	0.21	0.02	0.02	87.95
CS-11-15	SCSO	CS-11-15 OI-75	40.35	0.10	11.54	0.18	47.37	0.24	0.19	0.02	0.02	87.98
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-81	39.57	0.06	13.92	0.18	45.99	0.15	0.10	0.02	0.01	85.49
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-82	39.64	0.03	13.57	0.18	46.30	0.14	0.12	0.02	0.01	85.89
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-84	39.27	0.02	14.06	0.18	46.08	0.15	0.19	0.02	0.01	85.39
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-85	33.73	3.08	16.53	0.19	41.88	0.18	0.18	0.02	4.21	81.88
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-86	43.94	5.62	13.34	0.17	36.33	0.36	0.19	0.02	0.02	82.92
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-87	39.38	0.02	14.08	0.18	45.98	0.15	0.17	0.02	0.01	85.34
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-88	39.26	0.02	15.50	0.20	44.70	0.14	0.14	0.02	0.01	83.72
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-89	39.43	0.02	13.72	0.18	46.27	0.14	0.20	0.02	0.01	85.74
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-90	39.78	0.02	14.16	0.19	45.46	0.14	0.21	0.02	0.01	85.13
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-91	39.22	0.02	16.76	0.23	43.50	0.13	0.10	0.02	0.01	82.23
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-92	38.94	0.02	18.98	0.28	41.54	0.14	0.07	0.02	0.01	79.60
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-93	38.30	0.02	20.44	0.31	40.67	0.15	0.07	0.02	0.01	78.01
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-94	38.06	0.02	21.10	0.33	40.23	0.16	0.07	0.02	0.01	77.27
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-95	39.11	0.02	17.30	0.23	43.05	0.14	0.11	0.02	0.00	81.60
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-96	39.08	0.02	17.55	0.25	42.83	0.14	0.10	0.02	0.01	81.31
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-97	39.55	0.02	14.74	0.20	45.19	0.14	0.13	0.02	0.01	84.54
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-98	39.89	0.02	13.77	0.18	45.75	0.14	0.22	0.02	0.01	85.56
CS-11-16	SCSO	CS-11-16 OI-99	39.37	0.02	15.68	0.20	44.42	0.14	0.13	0.02	0.01	83.47
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-100	39.99	0.02	13.89	0.18	45.57	0.14	0.17	0.02	0.01	85.40
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-101	39.90	0.02	13.77	0.18	45.79	0.14	0.16	0.02	0.01	85.57
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-102	39.80	0.02	13.69	0.18	45.98	0.14	0.15	0.02	0.01	85.69
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-103	39.40	0.02	15.07	0.20	45.01	0.13	0.13	0.02	0.01	84.19
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-104	39.20	0.02	15.33	0.20	44.94	0.14	0.13	0.02	0.01	83.94
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-105	38.68	0.02	17.46	0.25	43.33	0.14	0.09	0.02	0.01	81.57
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-106	39.02	0.02	16.66	0.22	43.80	0.14	0.10	0.02	0.01	82.42
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-107	39.66	0.02	14.07	0.19	45.71	0.15	0.17	0.02	0.01	85.27
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-108	39.31	0.03	17.45	0.26	42.64	0.15	0.12	0.02	0.01	81.34
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-109	39.02	0.04	17.03	0.24	43.35	0.14	0.15	0.02	0.01	81.94
CS-11-16	SCSO	CS-1116 OI-110	39.12	0.02	17.47	0.24	42.84	0.15	0.12	0.02	0.01	81.38
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-27	41.04	0.05	9.43	0.13	48.50	0.16	0.64	0.02	0.03	90.17
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-28	41.12	0.05	9.13	0.13	48.71	0.16	0.65	0.02	0.03	90.48
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-29	40.78	0.06	9.80	0.14	48.50	0.17	0.51	0.02	0.03	89.82
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-30	40.95	0.33	10.56	0.20	47.29	0.23	0.41	0.02	0.02	88.87
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-31	40.40	0.20	10.12	0.14	48.31	0.16	0.48	0.02	0.16	89.49
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-32	40.82	0.05	9.42	0.13	48.75	0.16	0.60	0.02	0.04	90.22
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-33	40.51	0.06	8.44	0.12	49.96	0.16	0.69	0.02	0.04	91.34
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-34	40.64	0.06	8.69	0.12	49.60	0.16	0.68	0.02	0.04	91.05
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-35	40.00	0.03	12.84	0.20	46.46	0.22	0.21	0.02	0.02	86.58
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-36	40.30	0.03	12.71	0.21	46.30	0.21	0.21	0.02	0.02	86.66
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-37	41.42	0.05	9.63	0.14	48.00	0.17	0.55	0.02	0.03	89.89
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-38	40.66	0.05	9.57	0.14	48.82	0.17	0.54	0.02	0.03	90.09
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-39	40.97	0.05	8.62	0.12	49.35	0.16	0.67	0.02	0.04	91.07
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-40	40.94	0.05	9.22	0.13	48.84	0.16	0.61	0.02	0.03	90.43
CS-11-21	KCSO	CS-1121 OI-41	40.58	0.06	9.35	0.13	49.06	0.16	0.62	0.02	0.04	90.35

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-42	41.00	0.07	8.45	0.12	49.45	0.16	0.70	0.02	0.04	91.25
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-43	40.58	0.06	9.63	0.14	48.77	0.16	0.61	0.02	0.04	90.03
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-44	40.85	0.04	10.77	0.16	47.52	0.17	0.44	0.02	0.03	88.72
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-45	40.69	0.05	10.01	0.14	48.41	0.17	0.48	0.02	0.03	89.61
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-46	41.06	0.06	8.49	0.12	49.39	0.17	0.66	0.02	0.04	91.21
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-47	40.86	0.07	9.06	0.13	49.06	0.17	0.61	0.02	0.03	90.61
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-48	40.96	0.10	8.98	0.13	49.02	0.17	0.58	0.02	0.04	90.68
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-49	40.85	0.05	9.56	0.13	48.64	0.15	0.56	0.02	0.03	90.07
CS-11-21	KCSO	CS-11-21 OI-50	40.82	0.05	10.01	0.14	48.28	0.17	0.48	0.02	0.03	89.58
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-23	40.49	0.06	11.52	0.17	47.22	0.18	0.32	0.02	0.03	87.97
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-24	40.12	0.06	11.88	0.17	47.22	0.20	0.29	0.02	0.03	87.63
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-25	40.54	0.13	11.16	0.17	47.36	0.23	0.37	0.02	0.03	88.33
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-26	40.48	0.50	10.30	0.15	47.84	0.31	0.37	0.02	0.03	89.22
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-27	40.78	0.46	9.91	0.15	47.83	0.18	0.44	0.02	0.24	89.59
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-28	40.96	0.07	9.69	0.15	48.47	0.18	0.43	0.02	0.04	89.92
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-29	41.41	0.08	11.50	0.18	46.23	0.21	0.33	0.02	0.04	87.75
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-30	39.30	0.04	14.92	0.24	45.10	0.23	0.14	0.02	0.01	84.35
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-31	40.12	0.05	11.83	0.17	47.29	0.19	0.30	0.02	0.02	87.69
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-32	40.36	0.12	11.61	0.17	47.14	0.20	0.32	0.02	0.06	87.86
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-33	40.33	0.06	11.68	0.17	47.21	0.19	0.32	0.02	0.03	87.82
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-34	40.18	0.05	12.65	0.18	46.44	0.20	0.25	0.02	0.02	86.74
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-35	40.22	0.07	11.71	0.17	47.27	0.19	0.33	0.02	0.03	87.80
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-36	40.28	0.06	11.60	0.17	47.32	0.19	0.33	0.02	0.03	87.91
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-37	40.45	0.06	10.24	0.15	48.46	0.18	0.40	0.02	0.03	89.41
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-38	40.24	0.05	12.31	0.18	46.71	0.19	0.28	0.02	0.02	87.12
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-39	40.15	0.05	11.68	0.17	47.41	0.17	0.31	0.02	0.02	87.86
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-40	39.82	0.05	12.35	0.18	47.11	0.18	0.27	0.02	0.02	87.18
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-41	39.99	0.05	11.22	0.16	48.00	0.18	0.34	0.02	0.03	88.40
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-42	39.98	0.05	12.25	0.18	47.06	0.18	0.28	0.02	0.02	87.26
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-43	40.09	0.06	11.43	0.17	47.71	0.19	0.31	0.02	0.02	88.15
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-44	39.93	0.06	11.53	0.17	47.76	0.19	0.32	0.02	0.03	88.08
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-45	39.75	0.06	11.65	0.17	47.81	0.19	0.32	0.02	0.02	87.98
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-46	39.83	0.07	11.42	0.17	47.95	0.18	0.33	0.02	0.03	88.21
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-47	40.05	0.05	11.90	0.17	47.27	0.19	0.31	0.02	0.02	87.63
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-48	39.79	0.06	11.78	0.17	47.66	0.18	0.31	0.02	0.02	87.83
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-49	40.03	0.14	10.74	0.16	48.30	0.18	0.36	0.02	0.07	88.91
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-50	40.39	0.06	10.65	0.16	48.15	0.18	0.37	0.02	0.03	88.96
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-51	40.31	0.07	11.08	0.16	47.80	0.19	0.34	0.02	0.03	88.50
CS-11-09	SCSO	CS-11-09 OI-52	39.86	0.06	11.05	0.16	48.27	0.18	0.36	0.02	0.03	88.62
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-31	40.66	0.04	10.87	0.15	47.67	0.12	0.45	0.02	0.02	88.66
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-32	40.62	0.05	11.09	0.15	47.52	0.13	0.40	0.02	0.02	88.43
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-33	40.45	0.04	11.20	0.15	47.59	0.11	0.42	0.02	0.02	88.34
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-34	40.56	0.04	11.32	0.15	47.38	0.12	0.39	0.02	0.02	88.18
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-36	40.27	0.03	12.38	0.18	46.69	0.13	0.29	0.02	0.02	87.05
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-37	40.45	0.05	10.77	0.14	47.89	0.11	0.54	0.02	0.03	88.80
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-38	40.58	0.06	10.83	0.14	47.69	0.11	0.54	0.02	0.03	88.70
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-39	40.26	0.04	12.93	0.18	46.05	0.12	0.37	0.02	0.02	86.39
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-41	39.89	0.05	14.40	0.22	45.03	0.17	0.21	0.02	0.02	84.79
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-42	40.30	0.04	11.37	0.15	47.55	0.11	0.44	0.02	0.02	88.17

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-43	40.47	0.04	10.89	0.15	47.86	0.12	0.43	0.02	0.02	88.68
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-44	40.69	0.11	10.27	0.15	48.17	0.18	0.37	0.02	0.05	89.32
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-45	40.33	0.09	10.34	0.15	48.47	0.19	0.36	0.02	0.05	89.31
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-46	40.45	0.05	10.33	0.14	48.32	0.11	0.57	0.02	0.02	89.29
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-47	40.40	0.04	11.09	0.15	47.63	0.11	0.54	0.02	0.02	88.45
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-48	40.10	0.05	13.50	0.19	45.72	0.15	0.24	0.02	0.04	85.79
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-49	39.98	0.07	13.69	0.20	45.63	0.15	0.23	0.02	0.04	85.60
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-50	40.65	0.08	9.56	0.13	48.87	0.14	0.52	0.02	0.04	90.12
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-52	40.01	0.13	11.45	0.16	47.68	0.21	0.29	0.02	0.04	88.13
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-53	40.52	0.11	11.70	0.17	46.93	0.21	0.31	0.02	0.04	87.73
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-54	40.04	0.04	12.06	0.16	47.17	0.12	0.38	0.02	0.02	87.46
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-55	39.81	0.04	13.66	0.19	45.85	0.14	0.25	0.02	0.02	85.68
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-56	40.28	0.03	13.49	0.20	45.69	0.15	0.13	0.02	0.01	85.79
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-57	40.13	0.03	13.61	0.20	45.75	0.14	0.12	0.02	0.01	85.70
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-58	40.40	0.04	11.18	0.15	47.65	0.12	0.41	0.02	0.02	88.37
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-59	40.35	0.04	11.25	0.15	47.62	0.13	0.42	0.02	0.02	88.30
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-60	39.88	0.05	12.72	0.18	46.66	0.15	0.33	0.02	0.03	86.74
CS-11-32	KCSO	CS-11-32 OI-61	40.02	0.07	12.65	0.18	46.63	0.18	0.23	0.02	0.03	86.79
CS-11-27	SCSO	CS-11-27 OI-51	40.00	0.05	10.89	0.16	48.36	0.14	0.37	0.02	0.02	88.79
CS-11-28	SCSO	CS-11-27 OI-52	40.41	0.05	10.79	0.16	48.01	0.14	0.40	0.02	0.02	88.80
CS-11-29	SCSO	CS-11-27 OI-53	40.05	0.04	13.59	0.20	45.75	0.16	0.17	0.02	0.01	85.72
CS-11-30	SCSO	CS-11-27 OI-54	40.02	0.04	13.45	0.21	45.92	0.16	0.17	0.02	0.02	85.89
CS-11-31	SCSO	CS-11-27 OI-55	40.77	0.06	9.25	0.13	49.02	0.13	0.59	0.02	0.03	90.43
CS-11-32	SCSO	CS-11-27 OI-56	40.34	0.05	11.29	0.16	47.65	0.14	0.33	0.02	0.02	88.27
CS-11-33	SCSO	CS-11-27 OI-57	40.25	0.36	9.73	0.14	48.57	0.13	0.56	0.02	0.24	89.90
CS-11-34	SCSO	CS-11-27 OI-58	41.00	0.06	9.31	0.13	48.74	0.13	0.57	0.02	0.03	90.32
CS-11-35	SCSO	CS-11-27 OI-59	40.24	0.05	11.16	0.16	47.86	0.13	0.35	0.02	0.02	88.44
CS-11-36	SCSO	CS-11-27 OI-60	40.29	0.25	11.54	0.17	47.12	0.15	0.34	0.02	0.12	87.92
CS-11-37	SCSO	CS-11-27 OI-61	40.67	0.06	9.57	0.14	48.79	0.13	0.60	0.02	0.03	90.08
CS-11-38	SCSO	CS-11-27 OI-62	40.57	0.06	9.40	0.13	49.05	0.12	0.62	0.02	0.03	90.29
CS-11-39	SCSO	CS-11-27 OI-63	40.09	0.04	11.60	0.17	47.60	0.15	0.31	0.02	0.02	87.98
CS-11-40	SCSO	CS-11-27 OI-64	40.49	0.05	11.07	0.16	47.69	0.15	0.36	0.02	0.02	88.48
CS-11-41	SCSO	CS-11-27 OI-65	40.09	0.20	13.26	0.20	45.79	0.16	0.16	0.02	0.12	86.03
CS-11-42	SCSO	CS-11-27 OI-66	40.69	0.06	9.62	0.14	48.74	0.14	0.57	0.02	0.03	90.03
CS-11-43	SCSO	CS-11-27 OI-67	40.05	0.05	11.20	0.16	47.98	0.14	0.37	0.02	0.02	88.42
CS-11-44	SCSO	CS-11-27 OI-68	40.41	0.05	10.33	0.15	48.39	0.14	0.49	0.02	0.03	89.30
CS-11-45	SCSO	CS-11-27 OI-69	40.75	0.06	9.56	0.14	48.76	0.18	0.50	0.02	0.03	90.09
CS-11-46	SCSO	CS-11-27 OI-70	40.03	0.42	11.45	0.16	47.11	0.23	0.38	0.02	0.20	88.00
CS-11-47	SCSO	CS-11-27 OI-71	40.76	0.05	10.53	0.15	47.83	0.14	0.49	0.02	0.03	89.01
CS-11-48	SCSO	CS-11-27 OI-72	40.37	0.06	11.61	0.17	47.30	0.15	0.29	0.02	0.03	87.90
CS-11-49	SCSO	CS-11-27 OI-73	39.88	0.29	10.68	0.15	48.22	0.14	0.44	0.02	0.17	88.95
CS-11-50	SCSO	CS-11-27 OI-74	40.41	0.05	9.99	0.14	48.68	0.14	0.53	0.02	0.03	89.67
CS-11-25	SCSO	CS-1125 OI-119	40.01	0.03	14.55	0.22	45.00	0.15	0.02	0.02	0.01	84.65
CS-11-27	SCSO	CS-1125 OI-120	39.85	0.03	12.56	0.18	47.05	0.15	0.13	0.02	0.02	86.97
CS-11-29	SCSO	CS-1125 OI-121	40.46	0.03	12.20	0.17	46.71	0.16	0.22	0.02	0.02	87.22
CS-11-31	SCSO	CS-1125 OI-122	40.14	0.03	12.27	0.18	47.01	0.14	0.20	0.02	0.02	87.23
CS-11-33	SCSO	CS-1125 OI-123	40.44	0.04	10.12	0.13	48.64	0.13	0.46	0.02	0.03	89.55
CS-11-35	SCSO	CS-1125 OI-124	40.42	0.17	11.27	0.15	47.41	0.16	0.37	0.02	0.03	88.24
CS-11-37	SCSO	CS-1125 OI-125	40.23	0.03	13.05	0.19	46.13	0.15	0.19	0.02	0.01	86.31

Continua

Muestra	suite de rocas	olivino	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Fo
CS-11-39	SCSO	CS-1125 OI-126	39.80	0.08	13.49	0.20	45.88	0.36	0.16	0.02	0.02	85.84
CS-11-41	SCSO	CS-1125 OI-127	40.94	2.30	15.43	0.31	40.50	0.36	0.14	0.02	0.01	82.39
CS-11-43	SCSO	CS-1125 OI-128	39.76	0.03	12.90	0.19	46.75	0.14	0.19	0.02	0.02	86.60
CS-11-45	SCSO	CS-1125 OI-129	40.29	0.04	11.28	0.15	47.73	0.13	0.34	0.02	0.02	88.30
CS-11-47	SCSO	CS-1125 OI-130	40.27	0.04	11.28	0.15	47.75	0.13	0.34	0.02	0.02	88.30
CS-11-49	SCSO	CS-1125 OI-131	40.16	0.09	14.33	0.22	44.57	0.49	0.10	0.02	0.02	84.72
CS-11-51	SCSO	CS-1125 OI-132	39.74	0.03	15.00	0.24	44.71	0.16	0.09	0.02	0.01	84.17
CS-11-53	SCSO	CS-1125 OI-133	40.26	0.40	11.57	0.16	47.06	0.21	0.29	0.02	0.03	87.88
CS-11-55	SCSO	CS-1125 OI-134	40.51	0.04	12.24	0.17	46.62	0.12	0.26	0.02	0.02	87.17
CS-11-57	SCSO	CS-1125 OI-135	39.98	0.02	14.42	0.23	45.06	0.16	0.10	0.02	0.01	84.78
CS-11-59	SCSO	CS-1125 OI-136	39.82	0.02	15.30	0.25	44.33	0.16	0.09	0.02	0.01	83.78
CS-11-61	SCSO	CS-1125 OI-137	40.22	0.04	10.94	0.15	48.12	0.13	0.37	0.02	0.02	88.69
CS-11-63	SCSO	CS-1125 OI-138	40.89	0.04	10.23	0.14	48.13	0.13	0.40	0.02	0.03	89.35
CS-11-65	SCSO	CS-1125 OI-139	40.15	0.06	11.36	0.16	47.70	0.15	0.34	0.02	0.05	88.22
CS-11-67	SCSO	CS-1125 OI-140	40.38	0.96	12.69	0.18	45.13	0.38	0.25	0.02	0.02	86.38
CS-11-69	SCSO	CS-1125 OI-141	40.43	0.04	11.80	0.16	47.06	0.16	0.29	0.02	0.03	87.67
CS-11-71	SCSO	CS-1125 OI-142	39.98	0.04	12.66	0.18	46.69	0.14	0.26	0.02	0.02	86.80
CS-11-73	SCSO	CS-1125 OI-143	40.06	0.04	12.24	0.17	47.04	0.13	0.27	0.02	0.03	87.27
CS-11-75	SCSO	CS-1125 OI-144	40.35	0.27	13.81	0.23	44.95	0.19	0.17	0.02	0.01	85.30
CS-11-77	SCSO	CS-1125 OI-145	40.42	0.04	11.26	0.15	47.60	0.13	0.35	0.02	0.03	88.28
CS-11-79	SCSO	CS-1125 OI-146	40.34	0.03	11.73	0.16	47.24	0.13	0.32	0.02	0.02	87.77
CS-11-81	SCSO	CS-1125 OI-147	40.09	0.04	11.99	0.17	47.25	0.13	0.28	0.02	0.03	87.54
CS-11-83	SCSO	CS-1125 OI-148	39.78	0.06	13.07	0.19	46.49	0.15	0.19	0.02	0.04	86.38

Nota: Se organizaron las muestras de norte a sur

NM-suite de basaltos Norte Malinche; TCSO- suite de basaltos transicionales de CSO; SCSO-suite de basaltos al sur de la CSO;

KCSO-suite de basaltos de alto K de la CSO.

Fo-forsterita.