

Universidad Nacional Autónoma de México



Facultad de Ingeniería



**Origen del magmatismo cuaternario de la Cuenca de Serdán Oriental:
evidencias petrográficas y geoquímicas**

TESIS

para obtener el grado de
Ingeniero Geólogo

presenta

Héctor Rodrigo Pale Berruecos

Directora

Dra. Laura Mori

2014

Denn am ende wird alles wieder gut

AGRADECIMIENTOS

Antes que nada quiero agradecer a la Dra. Laura Mori por estos dos años de lecciones, dedicación, apoyo e incluso regaños que han hecho que éste sea un trabajo fantástico pero sobre todo por ser una mentora y un ejemplo vivo de que la mejora es permanente. Asimismo quiero agradecer a la Dra. Elena Centeno, directora del Instituto de Geología, por el apoyo económico brindado durante el primer semestre de la elaboración de esta tesis. Gracias también a DGAPA-UNAM por los fondos otorgados a la Dra. Mori (proyectos IACOD IA100211 y PAPIIT IB100912), que permitieron financiar el trabajo.

Muchas gracias a todas las personas involucradas en las diversas etapas de la elaboración de esta tesis: al Dr. Mario Ramos por el gran apoyo que nos brindó tanto en las actividades de campo como en el proceso de molienda y pulverización de las muestras, y por todos los consejos y pláticas que compartimos; a la Ing. Consuelo Macías por el apoyo ofrecido en la etapa de trituración y molienda de las muestras, y en el procedimiento de limpieza previo a la etapa analítica; muchas gracias al Dr. Fernando Ortega por sus valiosas observaciones y comentarios en la etapa de análisis petrográfico; y a la Dra. Laura Calvillo por permitirme el uso del microscopio petrográfico a su cargo, asesorarme en la toma de microfotografías, y adoptarme por dos semanas como si fuera parte de sus alumnos. Muchas gracias también al Quím. Rufino Lozano por los análisis de elementos mayores; a la M.C. Ofelia Pérez y Dr. Arturo Gómez por su apoyo en el análisis de elementos traza; a la Ing. Vianney Meza, Ing. Teodoro Hernández, M.C. Gabriela Solís, Dr. Peter Schaaf y al compañero Eduardo Becerra por realizar los análisis isotópicos; y a Lizbeth Landa por sus aportes a este trabajo, además de ser mi colega de proyecto y una entrañable compañera de este periodo.

Muchas gracias a los miembros del jurado de titulación: la Dra. Barbara Martiny, el Ing. Juan Carlos Cruz y el Dr. Dante Morán, ya que sus observaciones y comentarios han contribuido al perfeccionamiento de este trabajo y proporcionan valiosa información para el futuro. Quiero agradecer especialmente al Dr. Enrique González que, además de ser miembro del comité de titulación, como Coordinador de la Carrera de Ingeniería Geológica me ha acompañado en este proyecto desde el primer día hasta su culminación: gracias por todas las enseñanzas, consejos y su sincero apoyo.

Agradezco profundamente a todos los académicos, administrativos, laboratoristas y personal de intendencia que hacen de la Facultad de Ingeniería una casa para todos los que tenemos el honor de ser sus alumnos. En especial quiero agradecer a Guadalupe Aguilar, Sergio, Néstor y a Jorge (QEPD) ya que son parte fundamental de esta gran máquina de Ciencias de la Tierra.

Quiero agradecer a todos y cada uno de mis compañeros durante la carrera ya que de ellos aprendí todo y más dentro de las aulas así como fuera de ellas. En especial quiero agradecer a los Stones: Carlos Correa, Javier Villegas, Osvaldo Álvarez, Alonso Barriga, Mony Pérez, Mony Rodríguez, Mildred Zepeda, Diana Flores, Marcelo Godefroy, Juan de Dios Cuevas, Emanuel Hidalgo, Ricardo Díaz, Miguel Ángel Cruz, Héctor Silva, Arturo Morales, Efraín Mendoza, Dr. Francisco Ruiz, Marcos Corro, Nancy Ibáñez, Felipe Mitre, Saúl Solís, Antonio Alcántara, David García y Dany K; fue un honor ser su compañero y es un honor ser su amigo.

Quiero agradecer a toda mi familia por el apoyo constante durante toda la carrera, en especial a mis papás y a mi hermana que han sido una inspiración para seguir adelante a pesar de los momentos difíciles. A María del Sol Castro Ramírez por haber sido impulso y motor para emprender este trabajo de titulación.

Y por último pero no por eso menos importante a Blanca, Bulmaro, Héctor y Paris; *porque también somos lo que hemos perdido*. Va dedicado a ustedes.

ÍNDICE

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN.	3
1.1. El magmatismo de arco volcánico.	3
1.2. Caso de estudio: el arco volcánico mexicano y el magmatismo máfico-intermedio de la Cuenca de Serdán-Oriental.	4
1.3. Objetivos específicos de la tesis.	5
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.	7
2.1. La FVTM.	7
2.2. Evolución magmática de la FVTM.	7
2.3. Las placas oceánicas en subducción.	9
2.4. El basamento de la FVTM.	10
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.	14
3.1. Contexto geodinámico local.	14
3.2. El basamento continental.	15
3.3. Evolución magmática de la FVTM en la región de estudio.	16
3.4. El magmatismo monogenético cuaternario de la CSO.	18
4. MÉTODOS ANALÍTICOS.	24
4.1. Muestreo.	24
4.2. Trituración y pulverización de las muestras.	25
4.3. Análisis de elementos mayores.	26
4.4. Análisis de elementos traza.	27
4.5. Análisis de isótopos radiogénicos.	30
5. ESTUDIO PETROGRÁFICO.	31
5.1. Productos volcánicos del sector centro-septentrional de la CSO.	31
5.1.1. Conos monogenéticos.	31
5.1.2. Cerro El Brujo.	32
5.1.3. Flujos de lava.	33
5.2. Productos volcánicos emplazados en el sector meridional de la CSO.	35
5.2.1. Conos monogenéticos y cráteres de explosión.	35
5.2.2. Flujos de lava.	37
6. RESULTADOS GEOQUÍMICOS.	39
6.1. Elementos mayores.	39
6.1.1. Diagramas de clasificación geoquímica.	39
6.1.2. Diagramas de variación de los elementos mayores.	41
6.2. Elementos traza.	41
6.2.1. Diagramas de variación de los elementos traza.	41
6.2.2. Diagramas multielementos.	43

6.3. Isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb.	44
7. DISCUSIÓN.	47
7.1. Interpretación de las características petrográficas del magmatismo máfico-intermedio de la CSO.	47
7.2. Interpretación de los datos geoquímicos y propuesta de un modelo petrogenético para el magmatismo máfico-intermedio de la CSO.	48
7.2.1. <i>La variabilidad geoquímica del magmatismo de la CSO: ¿contribuciones del basamento?</i>	49
7.2.2. <i>La variabilidad geoquímica del magmatismo de la CSO: el papel de la placa oceánica subducida.</i>	50
7.2.3. <i>La naturaleza físico-química del componente de la subducción.</i>	52
7.2.4. <i>El origen del componente de la subducción, en relación con la geometría de la placa oceánica.</i>	53
8. CONCLUSIONES.	56
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	58
A. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS COLECTADAS.	63
A.1. Muestras colectadas en el sector centro-septentrional de la CSO.	63
A.1.1. <i>Conos monogenéticos.</i>	63
A.1.2. <i>Cerro El Brujo.</i>	66
A.1.3. <i>Flujos de lava.</i>	69
A.2. Muestras colectadas en el sector meridional de la CSO.	73
A.2.1. <i>Conos monogenéticos y cráteres de explosión .</i>	73
A.2.2. <i>Flujos de lava.</i>	79
Tabla 1. Análisis de elementos mayores y traza de las secuencias volcánicas estudiadas.	84
Tabla 2. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de una selección de muestras del área de estudio.	90

RESUMEN

La actividad magmática cuaternaria en la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, ha producido conos monogenéticos de composición máfica-intermedia y afinidad geoquímica variable, los cuales están emplazados sobre un basamento continental antiguo de más de 45 km de espesor, a ~360-420 km de distancia desde la trinchera, en una región bajo la cual la placa de Cocos se está subduciendo >120 km de profundidad. Por estas características peculiares, las secuencias volcánicas de la CSO ofrecen la oportunidad de entender los mecanismos de reciclaje de elementos y el origen de la diversidad magmática del arco mexicano.

Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo han permitido identificar una relación entre la variabilidad composicional del magmatismo de la CSO y su distribución geográfica a lo largo del área de estudio. La mayoría de los conos emplazados hacia el frente volcánico (grupo CSO sur) varían en composición desde basalto hasta andesita calciocalina, y muestran características geoquímicas típicas de rocas de arco continental, como altas relaciones LILE-LREE/HFSE, y patrones de REE moderadamente fraccionados; la porción meridional de la CSO alberga también algunos conos máficos de alto-K (suite CSO sur de alto-K), que presentan un mayor enriquecimiento en LILE-LREE a contenidos similares de HFSE, y patrones de REE más fraccionados, con respecto a los productos coexistentes. Los basaltos y andesitas basálticas emplazados a distancia progresivamente más grande desde la trinchera, hacia los sectores central y septentrional de la cuenca (grupo CSO), muestran concentraciones mayores de Ti y HFSE con respecto a las de las suites CSO sur a contenidos similares de LILE, y por lo tanto tienen un carácter más transicional.

El patrón de distribución magmática reconocido en la CSO, y las características químicas de las secuencias volcánicas estudiadas, son consistentes con un origen de estos productos por varios grados de fusión parcial de la cuña del manto, en relación con contribuciones variables de la litósfera subducida. En particular, la disminución gradual de las relaciones Ba(La)/Nb y Zr/Nb en los productos volcánicos emplazados desde el frente hacia el tras-arco refleja una disminución progresiva en el aporte de fluidos hacia el manto, y por ende menores grados de fusión parcial de las peridotitas, conforme la placa de Cocos se hunde a mayor profundidad.

Las características geoquímicas de la suite de alto-K, que presenta la señal de la subducción más pronunciada, indican que el agente metasomático involucrado en la petrogénesis es un magma derivado de la fusión parcial de la litósfera subducida, metamorfizada en facies de eclogita. En específico, el fuerte fraccionamiento de HREE en las rocas potásicas, acompañado por altas relaciones Nb/Ta y Zr/Ta, reflejan la presencia de granate y rutilo residuales en la placa oceánica; mientras que la fusión preferente de fengita y allanita/monazita a gran profundidad pudo haber sido responsable del notable enriquecimiento en LILE y LREE que caracteriza la suite de alto-K. La contribución de un agente metasomático liberado a alta presión por la placa oceánica es consistente con la geometría inclinada de la placa de Cocos, y con su gran profundidad por debajo de la CSO. Este mismo componente de la subducción parece haber contribuido en proporciones menores a la génesis de las rocas calciocalinas que coexisten con la suite de alto-K en la región del frente; y se vuelve progresivamente más diluido en los productos transicionales emplazados hacia el tras-arco, a lo largo de los sectores central y septentrional de la CSO.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. El magmatismo de arco volcánico

En los límites tectónicos convergentes toma lugar el proceso de subducción, en el cual una placa tectónica relativamente más fría y con mayor densidad, se hunde en el manto con respecto a otra con una densidad menor. En este tipo de márgenes se encuentra el sistema de reciclaje geoquímico más importante del planeta: de hecho, en estas regiones, la transferencia de un “componente de la subducción” desde la litósfera oceánica hacia el manto induce la fusión parcial de las peridotitas, promoviendo la generación de magmas, y la formación de nueva corteza continental (Stolper y Newman, 1994; Brown y Rushmer, 2006).

El componente de la subducción imparte a los magmas de arco una señal geoquímica particular, que puede variar dependiendo de diferentes factores. Por ejemplo, el componente de la subducción puede derivar tanto de la corteza oceánica como de la cubierta sedimentaria, las cuales tienen composiciones muy distintas (Miller et al., 1994; Elliott et al., 1997). Además, durante el proceso de subducción, la placa oceánica es sometida a metamorfismo progresivo (Fig. 1), que la deshidrata y libera sus fluidos acuosos a la cuña del manto; pero si la temperatura es lo suficientemente alta, la placa puede llegar a fundirse (Poli y Schmidt, 2002).

Los fluidos acuosos derivados de la placa subducida son ricos en elementos incompatibles y solubles, como los LILE (Large Ion Lithophile Elements; Fig. 1). Por otra parte, los fundidos de la placa subducida imprimen a los magmas de arco una señal geoquímica muy diferente con respecto a los fluidos acuosos (Fig. 1), ya que el coeficiente de partición de los elementos varía con respecto a la temperatura y a la naturaleza del líquido (fluido acuoso o fundido silicatado; Kessel et al., 2005). Por ejemplo, se ha propuesto que el enriquecimiento en Th y tierras raras ligeras (Light Rare Earth Elements, LREE), que se consideran insolubles en fluidos acuosos (Tatsumi et al., 1986; Keppler, 1996), refleja la contribución de fundidos parciales de los sedimentos subducidos (Class et al., 2000; Plank, 2005); mientras que el empobrecimiento de Y y tierras raras pesadas (Heavy Rare Earth Elements, HREE) acompañado por concentraciones altas de Sr es generalmente atribuido a la participación de fundidos parciales de los basaltos subducidos, metamorfozados en facies de eclogita (Defant y Drummond, 1990).

Además es importante tomar en cuenta que en los arcos magmáticos continentales se pueden reciclar las litologías del basamento por anatexis o asimilación (Hildreth y Moor bath, 1988), y estos procesos podrían modificar ulteriormente las características geoquímicas de los productos volcánicos (Fig. 1).

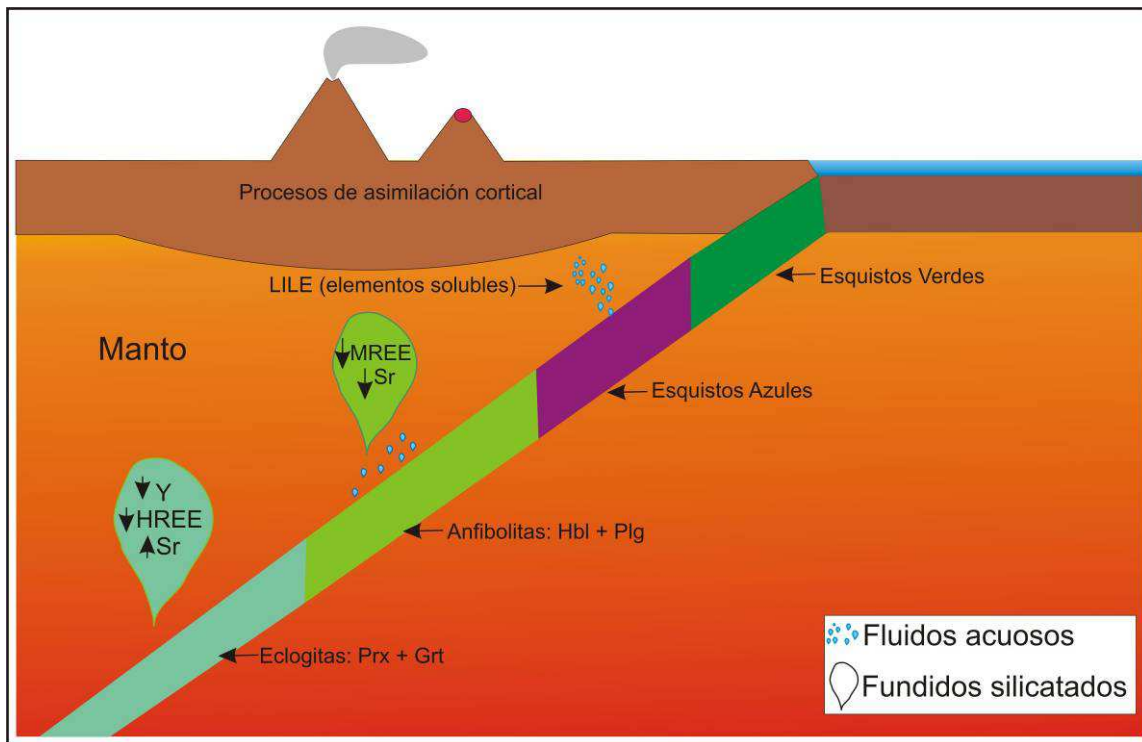


Fig. 1 Durante la subducción, la placa oceánica expulsa fluidos que inducen la fusión del manto peridotítico y la formación de nueva corteza continental. Asimismo, la placa en subducción pasa por diferentes facies metamórficas, y puede liberar tanto fluidos acuosos como fundidos silicatados, que hacen que varíe la señal de la subducción en los magmas que se emplazan en la superficie. La composición de los magmas puede verse ulteriormente modificada por procesos de interacción con el basamento.

1.2. Caso de estudio: el arco volcánico mexicano y el magmatismo máfico-intermedio de la Cuenca de Serdán-Oriental

La margen convergente de México (Fig. 2a) es un excelente sistema para analizar el reciclaje geoquímico en zonas de subducción, y su efecto en las características del magmatismo de arco. Específicamente en esta región, existen dos placas oceánicas en subducción con diferente edad, estado térmico y geometría. Las placas de Cocos y Rivera están siendo subducidas debajo de la placa continental de América del Norte, la cual es litológicamente muy heterogénea. Como consecuencia, la variación del componente de subducción y la heterogeneidad del basamento deberían ser responsables

de la variabilidad geoquímica de los productos magmáticos de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).

En la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), ubicada en el sector oriental de la FVTM (Figs. 2a y 2b), la actividad ígnea ha producido conos monogenéticos, cráteres de explosión y flujos de lava de composición máfica-intermedia calcialcalina y transicional-alcalina, localmente asociados en arreglo bimodal con grandes domos riolíticos. Estas estructuras se encuentran emplazadas a una gran distancia de la trinchera, sobre una corteza continental de gran espesor y edad, debajo de la cual la placa oceánica podría estar subduciendo a más de 120 km de profundidad. Por lo anterior, se considera que la CSO provee un excelente marco de referencia para realizar una investigación geoquímica y petrogenética detallada, y así reconocer los mecanismos de reciclaje geoquímico en la zona de subducción mexicana.

El presente trabajo está enfocado a descifrar la génesis de las secuencias volcánicas cuaternarias emplazadas en la CSO, e identificar los mecanismos de reciclaje geoquímico asociado tanto a la litósfera oceánica, como a la placa continental. Por lo tanto, esta investigación contribuye a entender cuales son los agentes y procesos que determinan la diversidad magmática del arco volcánico mexicano.

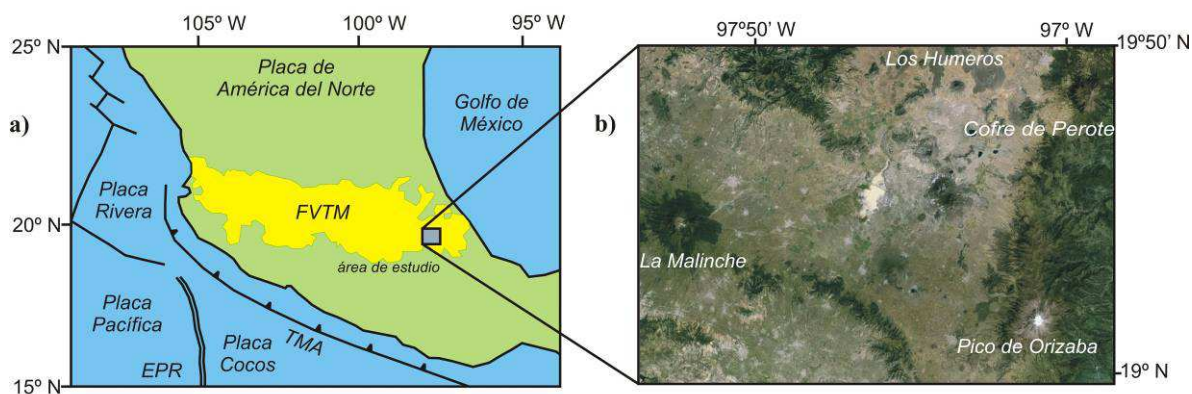


Fig. 2 a) Localización geográfica de la FVTM en México. Se observa la posición que guarda con respecto a las placas oceánicas de Cocos y Rivera; así como el ángulo oblicuo que forma con la Trinchera Mesoamericana (TMA). **b)** Imagen de la CSO tomada de Google Earth. La CSO está delimitada al norte por la caldera de Los Hornos, al sur por secuencias de calizas cretácicas fuertemente plegadas, al este por el lineamiento de estratovolcanes Pico de Orizaba-Cofre de Perote, y al oeste por el estratovolcán La Malinche.

1.3. Objetivos específicos de la tesis

- 1) Realizar un estudio petrográfico detallado del magmatismo máfico-intermedio de la CSO.

- 2) Caracterizar geoquímicamente las secuencias volcánicas del área de estudio, incluyendo análisis de elementos mayores, traza, e isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb en muestras de roca total.
- 3) Analizar si existe una relación entre la variabilidad composicional del magmatismo y su distribución geográfica a lo largo de la cuenca.
- 4) Analizar si la diversidad magmática de la CSO está producida por procesos de contaminación del basamento, o por contribuciones variables de los fluidos derivados de la subducción. En relación a la contaminación: identificar las litologías del basamento con las cuales podrían haber interactuado los magmas. En el caso de fluidos producidos por subducción: determinar la naturaleza físico-química y el origen del componente de la subducción.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. La FVTM

La FVTM es un arco magmático continental el cual se encuentra localizado en la parte extrema sur de la placa norteamericana. Está relacionada con la actividad de subducción de las placas de Rivera y Cocos por debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Fig. 2a). Está formada por más de 8,000 estructuras que comprenden grandes estratovolcanes, flujos de lava, calderas, cráteres de explosión, conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos. Comprende un área de $\sim 160,000 \text{ km}^2$, una longitud de casi 1,000 km y un ancho variable entre 80 y 230 km. Se extiende desde las costas de Nayarit hasta las costas del Golfo de México con una dirección preferencial E-W. Además posee una orientación oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana, formando un ángulo de $\sim 16^\circ$, y muestra una distribución transversal con respecto a las demás provincias geológicas del País (por ejemplo, la Sierra Madre Occidental y Oriental, con orientación preferente NNW-SSE; Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

2.2. Evolución magmática de la FVTM

La actividad magmática en la FVTM comenzó en correspondencia del sector central del arco durante el Mioceno Temprano (Fig. 3): se reportan edades variables de ~ 20.7 a 16 Ma para estas secuencias volcánicas, representadas por domos riolíticos y flujos de lava de composición intermedia (Ferrari et al., 2003; Gómez-Tuena et al., 2008). Sucesivamente, la actividad magmática migró a mayor distancia de la trinchera (~ 450 km), hasta alcanzar los límites septentrionales del arco a los 12-10 Ma, formando estratovolcanes y menores cuerpos plutónicos y subvolcánicos distribuidos a lo largo de los sectores central y oriental (Fig. 3; Gómez-Tuena et al., 2005). Muchos de los productos emplazados en este episodio, presentan características geoquímicas típicas de rocas adakíticas, que podrían indicar un origen por fusión parcial de la placa subducida, durante un periodo de subducción sub-horizontal (Gómez-Tuena et al., 2003; Mori et al., 2007).

Durante el Mioceno Medio-Tardío, una provincia de magmatismo máfico se emplazó de costa a costa, con edades y volúmenes que disminuyen desde el oeste (~ 11 -8 Ma) hacia el este (~ 7.5 -5 Ma) (Fig. 3; Ferrari et al., 2012). Los modelos petrogenéticos relacionan el emplazamiento del magmatismo máfico con importantes modificaciones tectónicas,

como un aumento del ángulo de subducción (Gómez-Tuena et al., 2003); una ruptura de la placa oceánica (Ferrari, 2004); o un evento de delaminación litosférica (Mori et al., 2009).

Durante el Mioceno Tardío y Plioceno Temprano, domos silícicos e ignimbritas extruidas a través de calderas se emplazaron al sur de la provincia máfica (Fig. 3); durante el Plioceno, rocas máficas alcalinas se emplazaron en asociación bimodal con las rocas riolíticas (Gómez-Tuena et al., 2005).

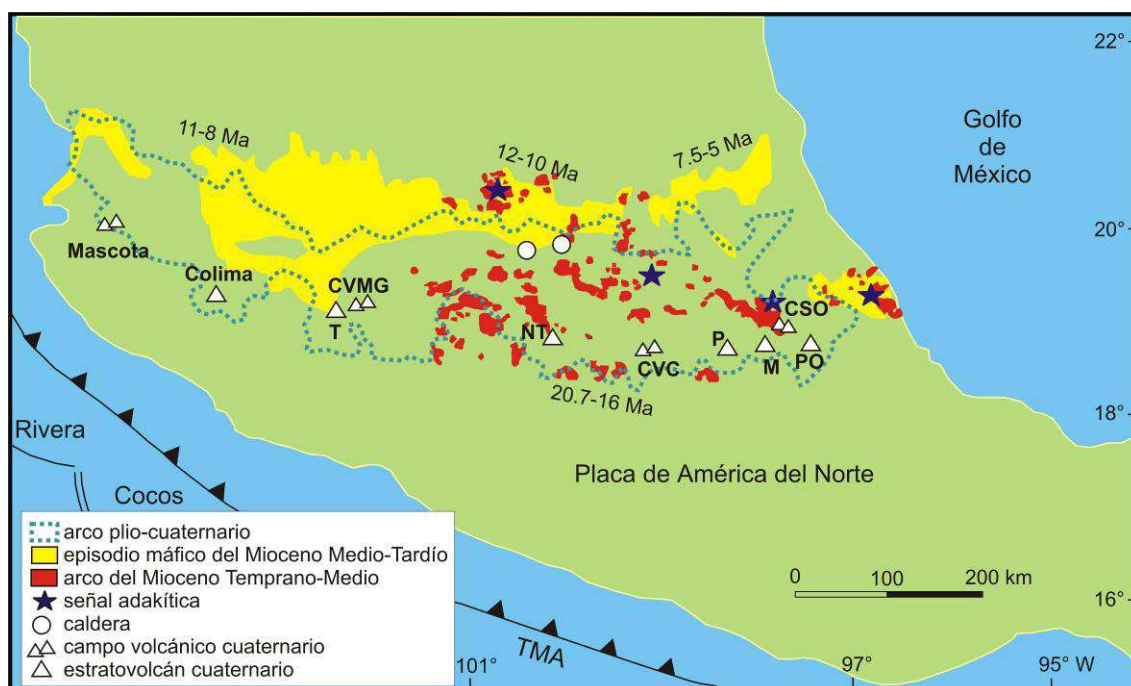


Fig. 3 Mapa geológico simplificado de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). Durante el Mioceno Temprano se emplazaron riolitas y lavas andesíticas en correspondencia del frente volcánico actual. Durante el Mioceno Medio se emplazaron magmas con características adakíticas a gran distancia desde la Trinchera Mesoamericana (TMA). En el Mioceno Medio-Tardío se emplazó una provincia de magmatismo máfico de costa a costa. Durante el Plioceno la actividad magmática se manifestó con ignimbritas emplazadas a través de calderas. El frente volcánico actual está definido por grandes estratovolcanes y campos volcánicos monogenéticos, entre los cuales destacan: Pico de Orizaba (PO), Campo Volcánico de la CSO (área de estudio), La Malinche (M), Popocatepetl (P), Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC), Nevado de Toluca (NT), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Tancitaro (T), Colima, Campo Volcánico de Mascota.

El magmatismo continuó migrando hacia la Trinchera Mesoamericana. A partir del Plioceno Tardío y durante el Cuaternario, la actividad de la FVTM se ha caracterizado por una gran variabilidad de composiciones y estilos eruptivos (Gómez-Tuena et al., 2005). De hecho, en varias regiones se han documentado lavas alcalinas sódicas de tipo intraplaca y rocas alcalinas potásicas y lamprofídicas, asociadas al magmatismo calcialcalino dominante. En este periodo construyeron numerosos campos volcánicos monogenéticos, como el de Mascota en el sector occidental de la FVTM; el Campo

Volcánico Michoacán-Guanajuato en la porción central; y los campos volcánicos de Chichinautzin y de la CSO, en la FVTM oriental (Fig. 3). Contemporáneamente, durante el Cuaternario se han edificado los grandes estratovolcanes que definen el frente actual de la FVTM, entre los cuales destacan el Colima, Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatépetl, La Malinche y Pico de Orizaba (Fig. 3).

2.3. Las placas oceánicas en subducción

La margen convergente mexicana actual se caracteriza por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de América del Norte. Estudios recientes como los proyectos Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS; Yang et al., 2009), Middle America Subduction Experiment (MASE; Pérez-Campos et al., 2008) y Veracruz-Oaxaca Seismic Line (VEOX; Melgar y Pérez-Campos, 2011) permiten conocer de manera detallada la geometría de las dos placas por debajo del arco volcánico (Fig. 4).

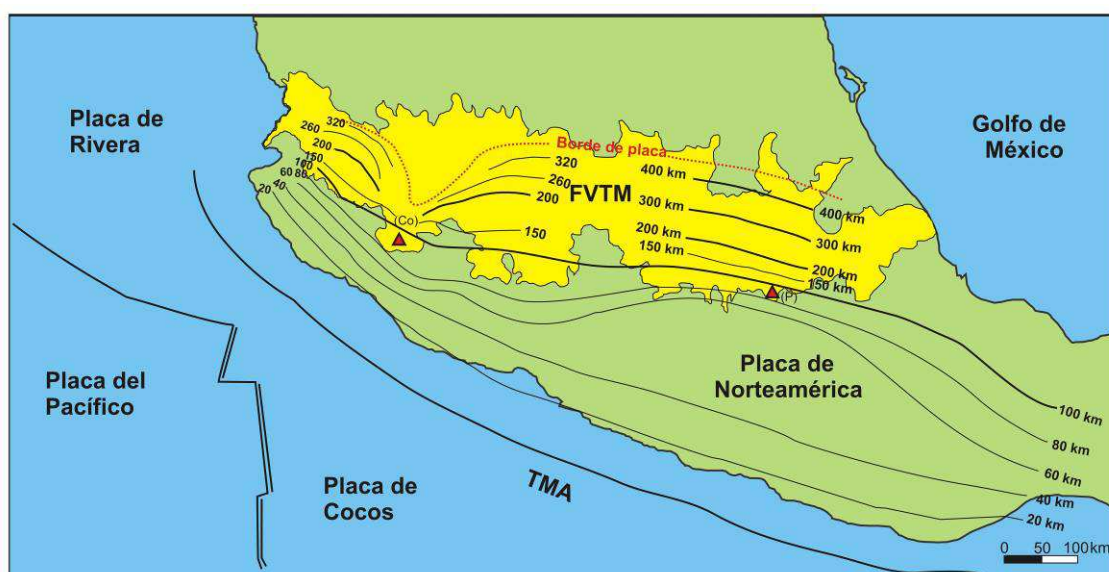


Fig. 4 Mapa que muestra la profundidad a la que se encuentran las placas subducidas debajo del centro de México, obtenida a partir de los resultados de los experimentos MARS, MASE y VEOX. Se indica la ubicación de los estratovolcanes Colima (Co) y Popocatépetl (P). Modificado de Ferrari et al. (2012).

La placa de Rivera subduce con un ángulo de 40° debajo del frente, y de 70° bajo la FVTM occidental (Fig. 5a). Rivera y Cocos están separadas por una ruptura ortogonal a la trinchera, que inicia por debajo del estratovolcán Colima, y que se abre progresivamente hacia el norte (Fig. 4). La porción más occidental de la placa de Cocos muestra un ángulo de subducción más suave respecto a la geometría de la placa Rivera; Cocos cambia gradualmente a una geometría sub-horizontal hacia los sectores central y

oriental del arco, para alcanzar nuevamente una geometría más inclinada bajo el Istmo de Tehuantepec (Fig. 4). El proyecto MASE ha permitido visualizar la geometría detallada de la placa de Cocos por debajo del sector centro-oriental del arco, en correspondencia del estratovolcán Popocatepetl (Fig. 5b): los estudios muestran que, en esta región, Cocos subduce con un ángulo de 15° por una distancia de 80 km desde la costa, para después adoptar una posición sub-horizontal a 50 km de profundidad; la sección sub-horizontal se extiende por 200 km hacia el continente, para luego inclinarse abruptamente con un ángulo de 75° , alcanzando una profundidad de ~ 120 km bajo el frente volcánico (Pérez-Campos et al., 2008).

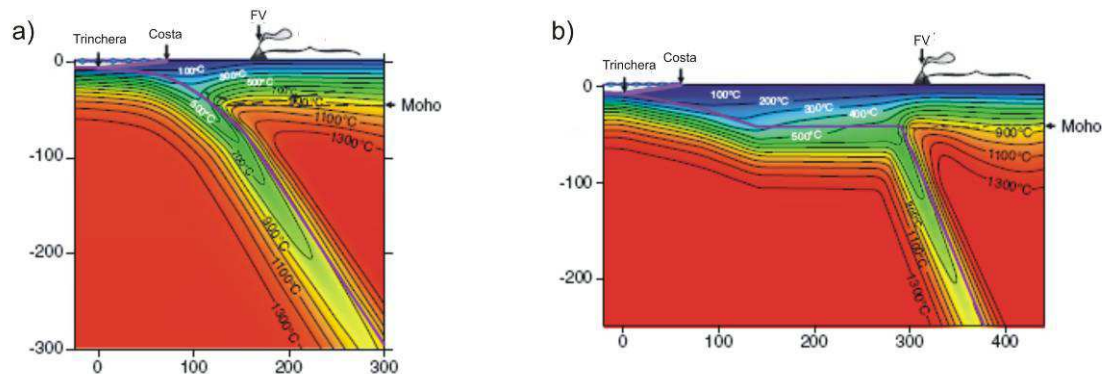


Fig. 5 Perfiles que muestran la geometría de las placas Rivera y Cocos (tomado de Ferrari et al., 2012). **a)** Se aprecia en la placa de Rivera el ángulo de subducción que aumenta gradualmente hacia el frente volcánico (FV). **b)** En la placa de Cocos se observan los diferentes ángulos de subducción, que producen una geometría compleja por debajo del sector centro-oriental del arco.

2.4. El basamento de la FVTM

Es de suma importancia conocer el basamento sobre el cual fueron emplazadas las estructuras volcánicas de la FVTM, debido a que la génesis de los magmas podría estar influenciada por diferentes grados de asimilación cortical. Sin embargo, el carácter geológico, edad y composición de las rocas del basamento de la FVTM no se conocen con claridad, debido a que están cubiertas por secuencias volcanosedimentarias y sedimentarias con edades del Mesozoico al Holoceno. Con base en correlaciones estratigráficas y reconstrucciones tectónicas, se ha sugerido que la FVTM podría estar emplazada sobre tres grandes terrenos tectonoestratigráficos: el terreno Guerrero, el terreno Mixteco y el microcontinente de Oaxaquia (Fig. 6; Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994).

El terreno Guerrero, de edad jurásico-cretácica, se sitúa en la porción occidental de México, siendo uno de los terrenos más grandes de la Cordillera Norteamericana, con un área de $\sim 700,000$ km². Este terreno se conforma por secuencias volcánicas y

volcanoclásticas de afinidad oceánica y de arco magmático, con una componente importante de rocas sedimentarias marinas. En trabajos recientes el terreno Guerrero ha sido interpretado como un arco para-autóctono construido sobre la margen continental adelgazada de Norteamérica, la cual se ha movido hacia el dominio paleo-Pacífico durante episodios de extensión tras-arco, y se ha acrecionado nuevamente al cratón mexicano en tiempos sucesivos (Cabral-Cano et al., 2000; Elías-Herrera et al., 2000; Martini et al., 2011). El análisis de xenolitos confirma la existencia de un basamento continental antiguo subyaciendo el terreno Guerrero (Schaaf et al., 1994; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera et al., 1998; Aguirre-Díaz et al., 2002).



Fig. 6 Mapa que muestra la localización de los terrenos Guerrero, Mixteco y el microcontinente Oaxaquia. Se desconocen sus límites exactos por debajo del arco mexicano, debido a que se encuentran sepultados por las secuencias volcánicas de la FVTM. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

El terreno Mixteco, de edad ordovícico-devónica, está delimitado al oeste por el terreno Guerrero y al este por Oaxaquia; su sector norte se encuentra cubierto por productos de la FVTM, por lo tanto se desconoce si su límite con Oaxaquia representa una anisotropía cortical en el centro de México. El basamento del terreno Mixteco está representado por el Complejo Acatlán, que está conformado por sedimentos y rocas volcánicas de afinidad oceánica a continental, con evidencias de metamorfismo en facies variable desde esquisto verde hasta eclogita (Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Keppie, 2004). Estas unidades están intrusionadas por granitos, y han sido influenciadas por procesos de migmatización (Keppie et al., 2004). El metamorfismo y la deformación de estas unidades han sido atribuidos a la acreción del Complejo Acatlán al

núcleo continental de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1994). El complejo Acatlán está cubierto por secuencias ígneas y sedimentarias del Paleozoico Tardío y Jurásico Medio-Cretácico (Morán-Zenteno et al., 1999; Keppie, 2004).

Oaxaquia es una gran masa cortical de edad precámbrica (~900-1,200 Ma) que cubre una superficie de ~1,000,000 km² (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). El estudio de distintos afloramientos ha permitido reconocer que el microcontinente de Oaxaquia está conformado por una secuencia de paragneises (metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos y mármoles), los cuales están comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos (Silver et al., 1994; Lawlor et al., 1999; Weber y Kohler, 1999; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003). Toda la secuencia se encuentra deformada y metamorfozada en facies de granulita (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003).

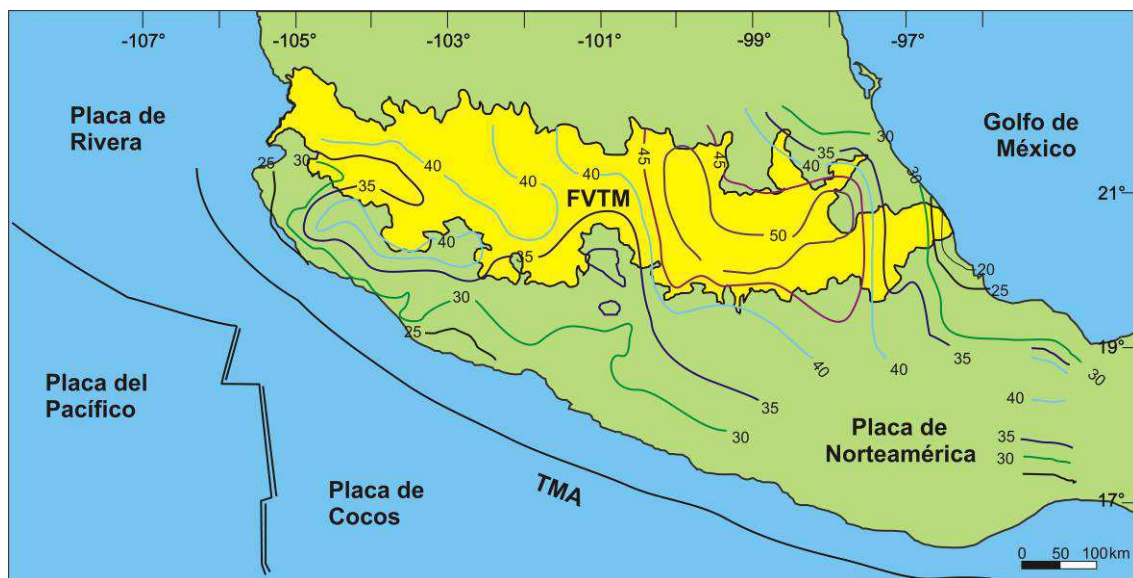


Fig. 7 Mapa que muestra las isóneas del espesor del basamento debajo de la FVTM y al sur de ésta (en km). Modificado de Ferrari et al. (2012).

En la Fig. 7 se muestra el espesor cortical por debajo de la FVTM, recopilado por Ferrari et al. (2012) con base en los resultados de los experimentos MARS, MASE y VEOX, y en los datos gravimétricos de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). En el mapa se observa un cambio abrupto con orientación ~N-S, en correspondencia de la longitud 101° W: hacia el este, la corteza tiene un grosor mayor, alcanzando un máximo de 50 km; mientras que hacia el oeste el espesor cortical se reduce rápidamente a 40 km o menos. El cambio registrado en el espesor cortical corresponde a un límite entre terrenos tectonoestratigráficos: la región occidental está conformada por las secuencias

magmáticas mesozoicas del terreno Guerrero, cubiertas por productos volcánicos del Cretácico-Paleógeno; mientras que la región oriental, más gruesa, indica la presencia del basamento paleozoico y precámbrico.

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La CSO (Fig. 8) es una amplia cuenca endorreica intermontana, ubicada en la porción más oriental del Altiplano Mexicano, en donde la corteza continental tiene un grosor variable entre ~35 y 45 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). La CSO está delimitada al norte por la caldera pleistocénica de Los Humeros, que produjo los extensos depósitos piroclásticos que cubren la mayor parte de la cuenca; hacia el este por el complejo volcánico cuaternario Cofre de Perote-Las Cumbres-Pico de Orizaba, que separa la región del Altiplano de la Planicie Costera del Golfo de México; hacia el sur por secuencias sedimentarias marinas del Mesozoico; y hacia el oeste por los estratovolcanes Cerro Grande, de edad miocénica, y La Malinche, del Cuaternario.



Fig. 8 Modelo digital de elevación de la CSO y sus alrededores. Imagen obtenida mediante el programa libre GeoMapApp.

3.1. Contexto geodinámico local

Extrapolando los resultados del experimento MASE un poco más hacia el este, se podría asumir que la placa de Cocos posee una profundidad similar o ligeramente mayor a la que tiene bajo el Popocatepetl (~120 km), por debajo de La Malinche, el Pico de Orizaba, y bajo el campo volcánico monogenético de la CSO, que definen el frente volcánico de la FVTM oriental (Figs. 9a y 9b). De acuerdo con esta extrapolación, la

placa de Cocos debería estar posicionada a ~ 250 km de profundidad bajo el sector norte de la CSO, es decir, bajo la región del tras-arco de la FVTM oriental (Figs. 9a y 9b).

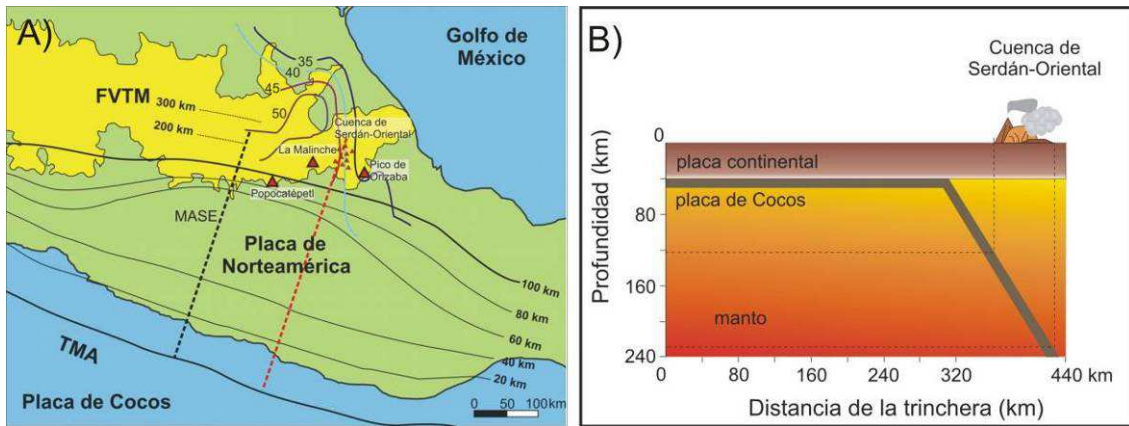


Fig. 9 a) Mapa de la zona de subducción mexicana, en el cual se muestra la traza de la red sísmica utilizada en el proyecto MASE (línea punteada negra), y la traza del perfil de la placa de Cocos bajo la CSO (línea punteada roja). **b)** Geometría inferida de la placa de Cocos bajo la CSO: se observa que la profundidad que podría alcanzar la placa en subducción en la zona del tras-arco llega a ser de más de 240 km.

3.2. El basamento continental

El basamento superficial de la CSO está representado por las secuencias sedimentarias cretácicas de la Sierra Madre Oriental: principalmente calizas y lutitas pizarrosas intensamente plegadas, que están expuestas en afloramientos aislados a lo largo de la cuenca, formando pequeñas sierras con orientación preferente NW-SE. Las rocas de la Sierra Madre Oriental están localmente intrusionadas por plutones granodioríticos, monzoníticos y sieníticos de edad oligocénica (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

El basamento profundo de la CSO no está expuesto. Es posible que las secuencias cretácicas de la Sierra Madre Oriental estén subyacidas por el Macizo Teziutlán, un complejo metamórfico tectonizado del Paleozoico Tardío, compuesto de mica-esquistos, plutones graníticos-granodioríticos y rocas metavolcánicas de composición intermedia, que afloran al NW del volcán Cofre de Perote (López-Infanzón, 1991).

Por otra parte, la corteza continental inferior del área de estudio podría consistir en ortogneises y paragneises granulitizados 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).

3.3. Evolución magmática de la FVTM en la región de estudio

La actividad magmática en la FVTM oriental comenzó durante el Mioceno Medio (~15-11 Ma), con la edificación del estratovolcán Cerro Grande, y el emplazamiento de los plutones gabroico-dioríticos de Palma Sola (Fig. 10a; Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena et al., 2003). Con base en sus similitudes composicionales con los fundidos experimentales de un basalto en facies de eclogita, y su localización a gran distancia de la trinchera, se ha propuesto que estas rocas derivaron de la fusión parcial de la litósfera oceánica, en un contexto de subducción sub-horizontal (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Gómez-Tuena et al., 2003).

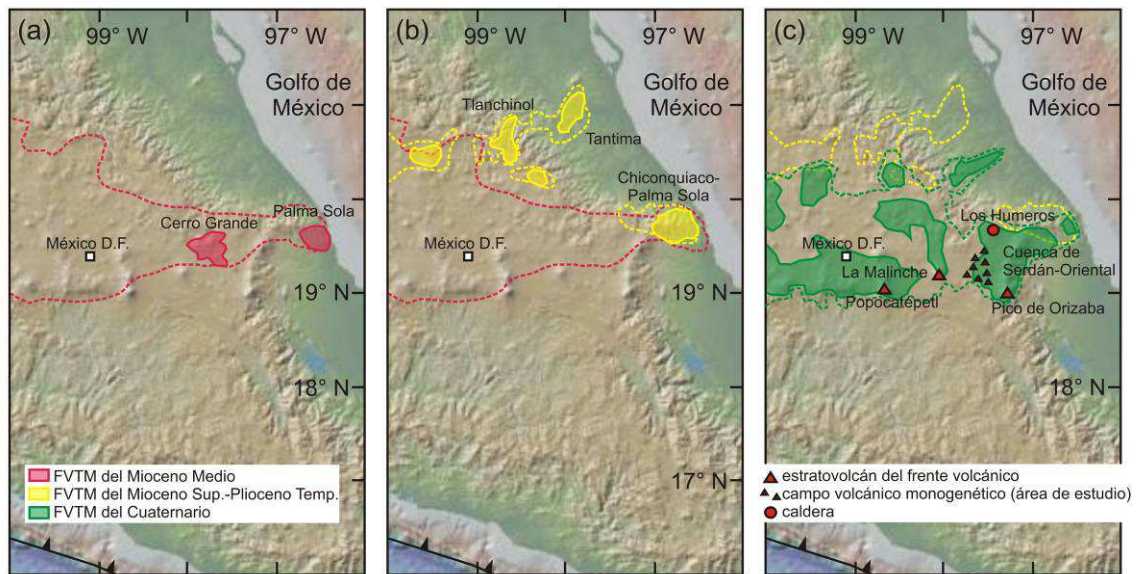


Fig. 10 Episodios magmáticos de la FVTM oriental (modificado de Ferrari et al., 2012). **a)** Episodio intermedio-silíceo del Mioceno Medio. **b)** Provincia máfica del Mioceno Superior-Plioceno Temprano, ubicada a gran distancia de la trinchera. **c)** Actividad magmática del Cuaternario. En cada cuadro, los campos delimitados por las líneas punteadas representan la extensión inferida de los diferentes episodios magmáticos.

Durante el Mioceno Superior y Plioceno Temprano (~7.5-3 Ma), magmas máficos con características geoquímicas similares a las de basaltos intraplaca fueron generados en la región de Chiconquiaco-Palma Sola, y también a una importante distancia de la trinchera, en las áreas de Tlanchinol y Tantima (Fig. 10b; Gómez-Tuena et al., 2003; Orozco-Esquivel et al., 2007). Este cambio en la localización y composición del vulcanismo ha sido relacionado con modificaciones mayores del sistema de subducción, tales como un retroceso de la placa producido por un aumento del ángulo de subducción (Gómez-Tuena et al., 2003) o un proceso de ruptura de la placa oceánica (Ferrari, 2004; Orozco-Esquivel et al., 2007): de hecho, ambos eventos promoverían el ascenso y fusión por descompresión del manto astenosférico profundo, y favorecerían la

generación de basaltos alcalino-sódicos con una débil contribución de la placa oceánica en subducción.

Excluyendo la provincia máfica que se desarrolló hacia el interior del continente, el sector oriental de la FVTM experimentó un hiato en la actividad efusiva a lo largo del Mioceno Superior y Plioceno (Gómez-Tuena et al., 2005), para el cual no se conoce explicación. El vulcanismo se restableció en el Cuaternario, con intensos episodios magmáticos distribuidos a través de una extensa región geográfica (Fig. 10c). Durante este periodo, en el área de Chiconquiaco-Palma Sola se emplazaron rocas calco-alcalinas y volúmenes menores de lavas alcalino-sódicas (Negendank et al., 1985; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; Gómez-Tuena et al., 2003); mientras que el centro volcánico de Los Humeros produjo una asociación bimodal de magmas silícicos y máficos a más de 420 km de distancia de la trinchera (Ferriz y Mahood, 1984; Verma, 2000). Al mismo tiempo, la actividad magmática hacia la margen del Pacífico formó el estratovolcán La Malinche y el complejo volcánico Cofre de Perote-Las Cumbres-Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez, 2000; Rodríguez, 2005; Castro-Govea y Siebe, 2007; Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010), los cuales definen el frente volcánico moderno del sector oriental de la FVTM; pero también produjo una provincia difusa de vulcanismo monogenético, distribuido a lo largo de la CSO desde el frente volcánico al tras-arco (Negendank et al., 1985).

Los estudios regionales realizados en las décadas pasadas proveen de un panorama general de la diversidad del magmatismo monogenético de la CSO (Negendank et al., 1985; Ferriz y Mahood, 1986). Los productos máficos e intermedios tienen una afinidad calco-alcalina dominante, aunque se han documentado también manifestaciones menores de lavas transicionales y hawaííticas (Negendank et al., 1985; Besch et al., 1988; Verma, 2000). Estos magmas muestran composiciones isotópicas de Sr más radiogénicas, y relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más bajas, que las rocas máficas-intermedias emplazadas en los sectores occidental y central del arco: esta tendencia se ha observado en la mayoría de los productos basálticos de la FVTM, y se ha atribuido a la existencia de una cuña del manto isotópicamente enriquecida bajo la región, o a la interacción de dichos magmas con la corteza continental antigua que representa el basamento del sureste de México (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). Los productos silícicos tienen composiciones riolíticas con características contrastantes de elementos traza, y composiciones isotópicas similares a las del basamento local (Negendank et al., 1985; Ferriz y Mahood, 1986; Besch et al., 1995). Los modelos petrogenéticos para las

secuencias silíceas invocan un proceso de cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico acompañada por asimilación cortical; o un proceso de anatexis del basamento (Ferriz y Mahood, 1986; Besch et al., 1995).

3.4. El magmatismo monogenético cuaternario de la CSO

Durante el Pleistoceno y el Holoceno, una actividad magmática difusa en la CSO ha producido una gran variedad de estructuras volcánicas (Fig. 11; Cantagrel y Robin, 1979; Negendank et al., 1985; Ferriz y Mahood, 1986; Besch et al., 1988; Carrasco-Núñez et al., 2012).

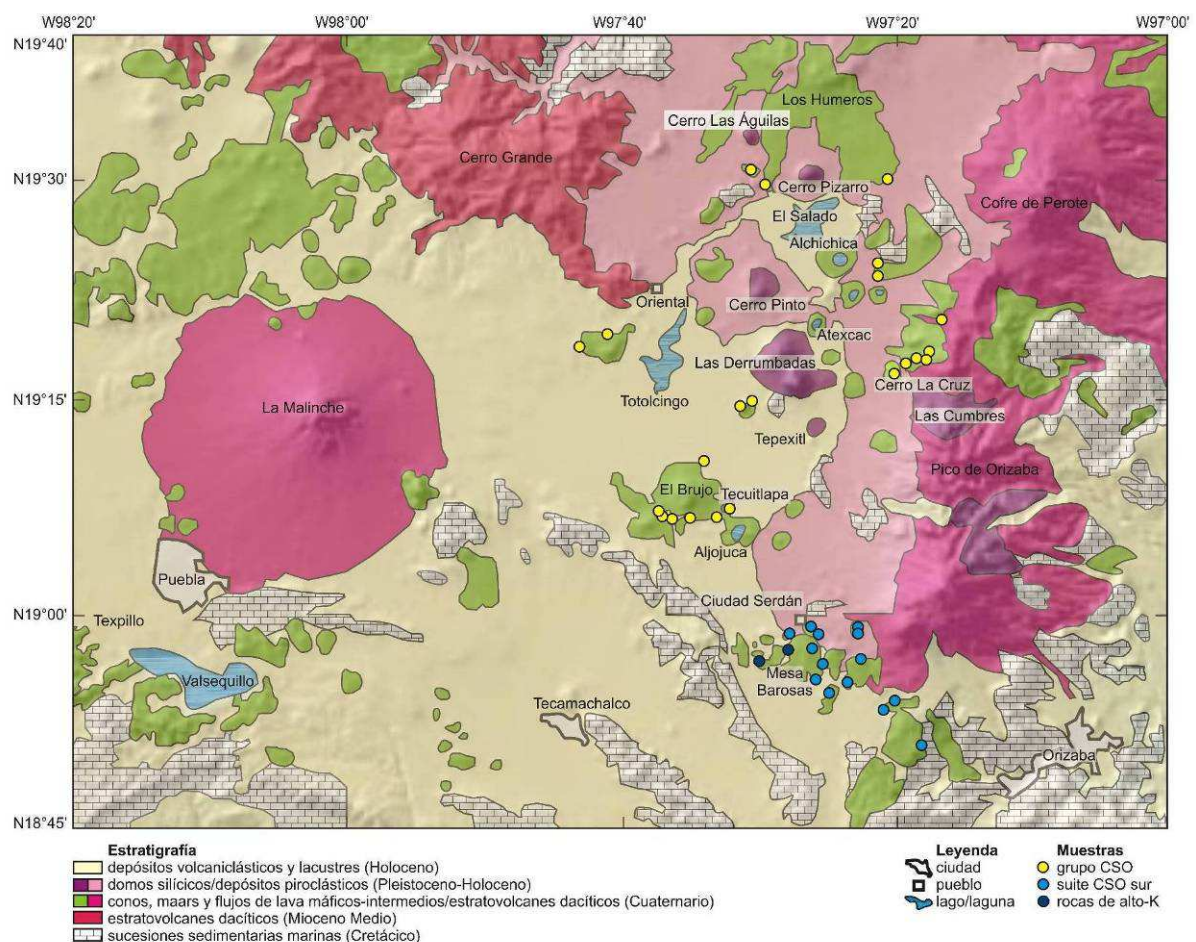


Fig. 11 Mapa geológico de la CSO, modificado del mapa publicado en la página Web: http://digitalgeosciences.unam.mx/maps/TMBV_MXD/viewer.htm. En el mapa se indica la ubicación de las muestras colectadas.

Dichas estructuras incluyen algunos conos de ceniza, escoria y lava de composición máfica o intermedia, los cuales están localmente agrupados a formar pequeños campos volcánicos. Con base en relaciones estratigráficas a escala regional y en consideraciones geomorfológicas, Werle (1984) y Negendank et al. (1985) consideran que la mayoría de

los conos de la CSO presentan edades menores a 30,000 años. Entre los conos de escoria y ceniza se menciona el Cerro La Cruz (Fig. 12), cuyos flancos presentan una típica inclinación de 30-40°; mientras que uno de los conos de lava más grandes está representado por el Cerro El Brujo, con un diámetro basal de ~8 km. Negendank et al. (1985) describen el Cerro El Brujo como un volcán escudo; sin embargo, consideramos que dicha clasificación morfológica no es muy apropiada, debido a que los flancos del volcán tienen pendientes relativamente pronunciadas, y los flujos de lava que lo conforman tienen corta extensión y una morfología irregular tipo malpaís (Fig. 13).



Fig. 12 Fotografía panorámica en la cual se aprecian el cono de escoria Cerro La Cruz (a la izquierda), y los domos riolíticos gemelos de Las Derrumbadas.



Fig. 13 Foto panorámica del volcán Cerro El Brujo.

La actividad volcánica cuaternaria en la CSO ha producido una capa de material volcanoclástico mezclado con depósitos fluviales y eólicos de gran espesor, el cual rellena prácticamente toda la cuenca (Ort y Carrasco-Núñez, 2009). Por lo general este depósito se encuentra saturado en agua a profundidades someras; de hecho, durante la

temporada de lluvias, el nivel freático alcanza la superficie terrestre, formando algunas lagunas saladas (Fig. 11). La cubierta volcániclastica de la CSO representa un acuífero potencial, que ha afectado la tipología eruptiva del magmatismo en la región, permitiendo el desarrollo de actividad freatomagmática, y la generación de los numerosos cráteres de explosión que representan las estructuras geomorfológicas más peculiares del área de estudio (Fig. 11).

Los cráteres de explosión de la CSO tienen composición variable desde basáltica hasta riolítica, y edades estimadas menores de ~35,000 años (Negendank et al., 1985). Dichas estructuras incluyen volcanes tipo maar que albergan pintorescos lagos (por ejemplo, Alchichica, Aljojuca, Atexcac, La Preciosa, Quechulac, Tecuitlapa; Figs. 14, 15 y 16; Carrasco-Núñez et al., 2007; Ort y Carrasco-Núñez, 2009), y algunos anillos de toba, como el Tepexitl (Austin-Erickson et al., 2011). Por lo general, los cráteres de la cuenca tienen un diámetro de ~1-2 km (Ort y Carrasco-Núñez, 2009).



Fig. 14 Foto panorámica del maar Aljojuca.



Fig. 15 Foto panorámica del maar Atexcac.



Fig. 16 Foto panorámica del maar Tecuitlapa, y de los conos cineríticos que incluye.

Los volcanes tipo maar y anillos de toba se producen por la interacción explosiva entre el agua subterránea y un magma en ascenso (Waters y Fisher, 1971). Dicha interacción produce una explosión, que lleva a la formación de un gran cráter y de una estructura diatrémica de profundidad variable; y produce los depósitos de oleada piroclástica y caída que son típicos de dichas estructuras. Dependiendo de la proporción entre el volumen de agua y de magma que interactúan, se pueden formar diferentes tipos de estructuras volcánicas (Fig. 17). En particular, los anillos de toba se producen a partir de erupciones altamente energéticas con una proporción agua/magma variable entre 0.1 y 1; la energía de la explosión provoca una dispersión considerable de los productos piroclásticos, y la formación de un gran cráter, que podría estar ocupado por un lago. Por otra parte, proporciones agua/magma variables entre 1 y 100 producen los conos de toba, los cuales presentan cráteres más pequeños, y flancos con pendientes más pronunciadas.

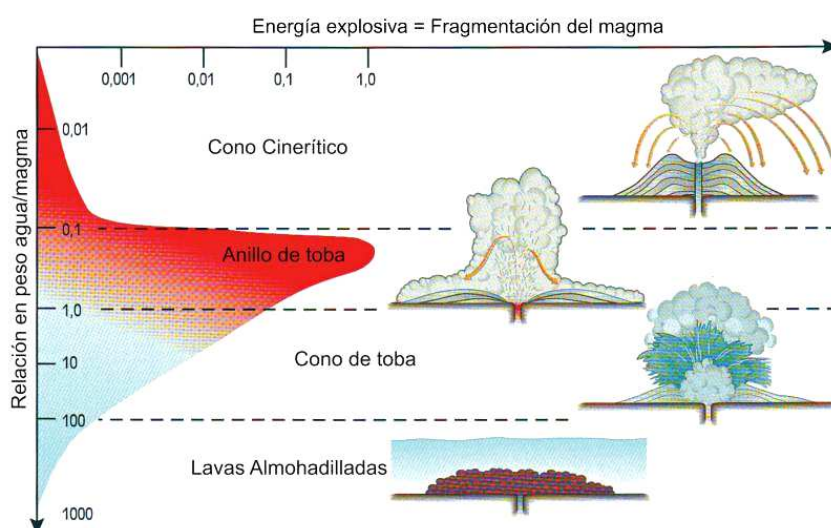


Fig. 17 Relación entre la proporción agua/magma y la energía explosiva de la erupción, con el tipo de edificio volcánico que se forma. Modificado de Rosi et al. (1999).

Los extremos septentrional y meridional de la CSO se caracterizan por la presencia de extensos derrames de lava. En específico, en el sector septentrional de la cuenca afloran unos flujos de lava de composición basalto-andesítica a andesítica (Fig. 18), para los cuales se ha estimado un volumen de $\sim 6 \text{ km}^3$, y se han reportado edades de $\sim 40,000$ - $30,000$ años (Ferriz y Mahood, 1984). Dichos flujos fueron emitidos por unos pequeños conos ubicados a lo largo de la fractura anular que delimita la parte meridional de la caldera de Los Humeros (Fig. 11). Por otra parte, en la porción meridional de la CSO se localizan los derrames de lava máfica-intermedia que forman la Mesa Barosas, Mesa Buen País y Mesa Malaca (Fig. 11); por la ausencia de conos de emisión en la región, se infiere que estos derrames tienen un origen fisural. Entre dichas estructuras, la Mesa Buen País (Fig. 19) tiene una longitud de 1.5 km, un ancho de 1 km, y espesores de hasta 20 m; el relieve de su margen es abrupto, con pequeños escarpes hacia sus bordes, y de tipo malpaís; por su morfología, Negendank et al. (1985) atribuyen a la Mesa Buen País una edad menor a 10,000 años.



Fig. 18 Vista panorámica del sitio arqueológico de Cantona, construido sobre los flujos de lava máfica-intermedia asociados con la actividad efusiva de la caldera de Los Humeros.



Fig. 19 Flujo de lava de la Mesa Buen País.

La CSO alberga también de manera aislada a algunos grandes domos silícicos, que están emplazados en asociación bimodal con los productos máficos-intermedios dominantes (Fig. 11). Dichos domos forman altos topográficos notables dentro de la cuenca; están distribuidos a lo largo de un lineamiento N-S, y están representados de norte a sur por el Cerro Las Águilas, Cerro Pizarro (Fig. 20; Carrasco-Núñez y Riggs, 2008), Cerro Pinto (Zimmer et al., 2010), y los domos gemelos de Las Derrumbadas (Siebe y Verma, 1988).

El presente trabajo de tesis está enfocado únicamente al análisis del magmatismo monogenético máfico-intermedio de la CSO. El estudio petrográfico y geoquímico de dichos productos ha permitido identificar suites magmáticas con características diferentes en el área de estudio (Fig. 11), las cuales serán clasificadas y descritas detalladamente en los próximos capítulos.



Fig. 20 *Fotografía panorámica del domo riolítico Cerro Pizarro.*

4. MÉTODOS ANALÍTICOS

4.1. Muestreo

Con base en mapas topográficos INEGI en escala 1:50,000 (E14B25, E14B35, E14B36, E14B45, E14B55 y E14B56) y en la información disponible en la literatura (Negendank et al., 1985; Besch et al., 1988; Verma, 2000; Schaaf et al., 2010), se realizó un extenso muestreo de los edificios volcánicos cuaternarios emplazados en la CSO (Fig. 11). Se muestreó una gran variedad de estructuras volcánicas (conos de escoria y de lava, cráteres de explosión, volcanes escudo, flujos de lava y malpaís), intentando garantizar la mayor cobertura geográfica posible dentro de la cuenca. Asimismo, se procuró que las rocas colectadas presentaran la mayor variedad de textura y/o de ensambles mineralógicos, y que fueran representativas de distintos afloramientos dentro del área de estudio. La colección de las muestras se realizó seleccionando las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de intemperismo, debido a que los procesos secundarios pueden alterar la composición química inicial de las rocas. Las muestras se colectaron utilizando un marro de acero común (Fig. 21) y, cuando fue posible, fueron descostradas directamente en el campo con un martillo de acero para eliminar las capas superficiales de alteración: de esta manera se colectaron fragmentos de 20-30 cm. Una porción de roca homogénea y representativa de cada muestra, del tamaño de 10-15 cm, fue seleccionada directamente en el campo para su laminación petrográfica.



Fig. 21 Actividad de muestreo de los productos volcánicos de la CSO. Después de de fracturar la roca, seleccionar los fragmentos y descostrarlos, cada muestra se almacenó en una bolsa de nylon para evitar que se contaminara con las otras muestras.

4.2. Trituración y pulverización de las muestras

El procedimiento de trituración de las muestras se realizó en el Taller de Molienda del Instituto de Geología, utilizando una prensa hidráulica marca Montequipo de 50 tons (Fig. 22a). Antes y después de la trituración de cada muestra se procuró limpiar cuidadosamente el área de trabajo y los instrumentos, para evitar que las muestras se contaminaran una con otra: en específico, se enjuagaron los tamices con agua corriente y se secaron con aire comprimido; y se limpiaron las placas de la prensa hidráulica con las cuales se ejerce presión a la muestra (se desmontaron, se lijaron con una lija metálica adaptada a un rotomartillo, se enjuagaron con agua corriente, y se secaron con una pistola de aire comprimido). Ultimada la limpieza, el siguiente paso consistió en colocar una bolsa de nylon limpia en la base inferior de la prensa hidráulica, ubicar una de las placas de la prensa sobre la bolsa, y posicionar la muestra sobre dicha placa, con la finalidad de capturar cómodamente el material que se trituraría. Durante las primeras etapas de trituración se procuró eliminar el material más superficial de la roca expuesto a intemperismo, para seguir triturando únicamente el material más fresco de la muestra. Los fragmentos (o chips) obtenidos se tamizaron con cribas, seleccionando de esta forma esquirlas del tamaño de 3-5 mm para el proceso de pulverización.

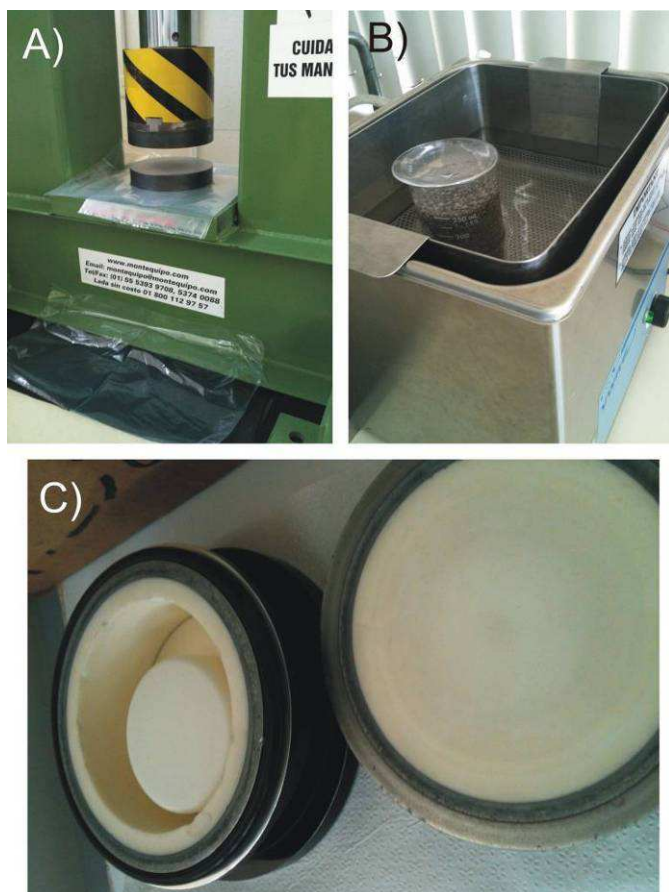


Fig. 22 a) Prensa hidráulica para la trituración de las muestras, ensamblada y lista para su uso. Se observa en la foto la cubierta con bolsas de nylon para evitar la contaminación con residuos de muestras trituradas previamente; cualquier fragmento de roca que se salga de esta cubierta es descartado. **b)** Lavado de los chips en baño ultrasónico. Después de este paso se secan los chips en el horno, y se revisan en el microscopio para retirar cualquier fragmento alterado. **c)** Pulverizadora lavada y secada, lista para la fase de precontaminación.

Antes de pulverizar las muestras, se procedió al lavado de las esquirlas, que se realizó en el Laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geología. Los fragmentos de cada muestra se colocaron en vasos de precipitado de vidrio, y se enjuagaron repetidamente con agua desionizada de 18.2 MΩ de resistividad (agua Milli-Q), procurando eliminar el polvo más fino y los fragmentos de roca más pequeños. Sucesivamente, los chips dentro de los vasos de precipitado se sumergieron en agua Milli-Q, y se dejaron descansar en un baño ultrasónico por 15 minutos (Fig. 22b). Posteriormente, el agua contenida en los vasos de precipitado se desechó, y los chips se pusieron a secar dentro de un horno a T ~80 °C por ~24 horas, cubiertos con papel aluminio agujereado para evitar fenómenos de contaminación entre las diferentes muestras. Una vez secos, los chips se examinaron bajo un microscopio estereoscópico binocular para eliminar los fragmentos alterados, y/o esquirlas de metal que pudieran haber sido introducidas accidentalmente en la muestra durante la trititación.

El proceso de pulverización se realizó en el Taller de Molienda del Instituto de Geología, utilizando un shatterbox y una pulverizadora de alúmina marca SPEX (Fig. 22c). Antes y después de cada pulverización, se procuró limpiar cuidadosamente el área de trabajo y el instrumento. En específico, se pulverizaron ~20 g de arena sílica por 3-4 minutos, desechando el producto; se lavó la pulverizadora con agua Milli-Q y con un cepillo suave, agilizando su secado con papel y con una pistola de aire comprimido. El primer paso para pulverizar consistió en precontaminar la pulverizadora moliendo ~25 g de muestra y desechando el polvo obtenido, reduciendo de esta forma el riesgo de contaminar la muestra con otros materiales; consecutivamente, se introdujeron 30-40 g de la misma muestra, y se redujeron a polvo fino en un tiempo de 4-5 minutos. El polvo se guardó inmediatamente en frasquitos de plástico limpios (previamente lavados con jabón para materiales de laboratorio y enjuagados con agua Milli-Q), procurando llenar 2 frasquitos de polvo de cada muestra.

4.3. Análisis de elementos mayores

Los análisis de elementos mayores (Tabla 1) se llevaron a cabo en el laboratorio de fluorescencia de rayos-X del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geología, utilizando un espectrómetro secuencial marca Siemens SRS 3000, y siguiendo la metodología descrita por Lozano-Santa Cruz y Bernal (2005). También se determinó el contenido total de volátiles en las muestras, mediante la técnica de la pérdida por calcinación.

4.4. Análisis de elementos traza

Los análisis de elementos traza (Tabla 1) se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, utilizando un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) marca Thermo Scientific Series X^{II}.

El procedimiento químico para el análisis de elementos traza se realizó en los cuartos ultralimpios del LEI, e incluyó el procesado de 20 muestras, 5 estándares internacionales de rocas con concentraciones conocidas y certificadas, cuya composición abarca la de las muestras de interés (AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JB-2, JR-1), 1 muestra de un estándar interno (estándar “alto”: muestra PS-99-25 del Macizo de Palma Sola; Gómez-Tuena et al., 2003) y 2 blancos, que siguieron el mismo procedimiento químico de las muestras, como se describe a continuación.

- 1) Pesado de las muestras (Fig. 23): este paso se realiza utilizando una microbalanza de alta precisión (6 dígitos) ubicada en un cuarto de calidad de limpieza nominal 300 (menos de 300 partículas >0.5 μm por pie cúbico de aire). Antes de efectuar el pesado de las muestras, se limpia cuidadosamente el área de trabajo con una toalla de papel húmeda para eliminar cualquier polvo contaminante. Sucesivamente, se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Una vez estabilizada, se coloca un vial de teflón con tapa de rosca y fondo redondo, de capacidad de 15 ml, apoyado en una base de papel aluminio para evitar la dispersión del polvo por efecto de la estática. Una vez colocado el vial (sin tapa), se tara la microbalanza y se dispara con una pistola antiestática para lograr una mayor estabilidad. Cuando la microbalanza está en ceros, se pesan entre 0.049500-0.050500 g de muestra y se anota el peso, debido a que la reducción de los datos analíticos está calibrada con respecto al peso. Después de haber pesado la muestra, se saca cuidadosamente el vial y se le añaden 2 gotas de agua Milli-Q para evitar la dispersión del polvo. El vial se tapa inmediatamente, y se coloca en un lugar separado para que no se contamine. Posteriormente, se limpia la espátula utilizada para recuperar el polvo, y se repite el proceso para las otras muestras.
- 2) Digestión en ácidos: este procedimiento se realiza en un cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno, con filtración de aire adicional, para obtener localmente una calidad de aire de clase 100. Las muestras se digieren con 1 ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico de grado analítico destilado 4 veces) más 0.5 ml de 8N HNO₃ (ácido nítrico de grado Instra), dejando por 1 noche los viales tapados

sobre una parrilla de calentamiento de teflón a $\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 24a). Al día siguiente se destapan los viales, cuidando que no queden gotas adheridas a la tapa o a las paredes (Fig. 24b), y se dejan evaporar los ácidos a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$, hasta lograr un residuo sólido completamente seco (pasta blanca). Posteriormente se añaden 15 gotas de 16N HNO_3 y se dejan evaporar. Una vez evaporado el ácido, se agregan otras 15 gotas de 16N HNO_3 y se tapan los viales, dejándolos por 1 noche sobre la parrilla de calentamiento a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$, con la finalidad de romper los fluoruros y convertirlos en nitratos solubles. Al día siguiente se destapan los viales, cuidando que no queden gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se evapora el ácido a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Una vez seco (pasta amarilla), se agregan 2 ml de agua Milli-Q más 2 ml de 8N HNO_3 , se tapan los viales y se dejan por 1 noche sobre la placa de calor a $T \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Al día siguiente todas las muestras deben estar en solución.



Fig. 23 *Proceso de pesado de las muestras.*

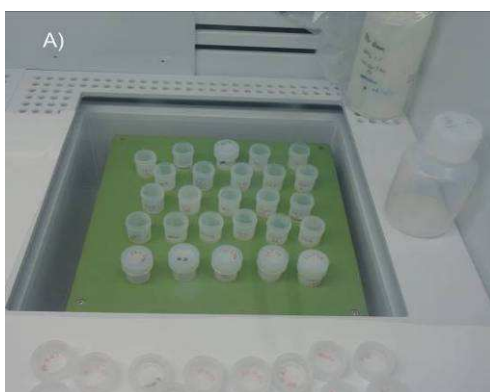


Fig. 24 a) *Parrilla de calentamiento sobre la cual se colocan las muestras en disolución para consentir la evaporación de los ácidos. b)* *Las gotas que quedan adheridas en la tapa de los viales se recolectan con sumo cuidado con una pipeta y se reincorporan con el resto del volumen.*

3) Dilución de las muestras en una solución estándar: después de la digestión en ácidos se añade a cada muestra, estándar y blanco una solución estándar de preparación interna (Internal Standard Solution, ISS). La ISS es una solución de 0.2N HNO₃ que contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de In, 5 ppb de Tm, y 5 ppb de Bi, elementos cuya masa abarca el rango de masas de los elementos que se pretende analizar. La preparación de la ISS se realiza en el cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de flujo laminar de calidad de aire 10. Para preparar 4 litros de ISS, se necesitan: 0.4 ml de solución de Ge 100 ppm, 0.2 ml de solución de In 100 ppm, 0.2 ml de solución de Tm 100 ppm, 0.2 ml de solución de Bi 100 ppm, 50 ml de 16N HNO₃ y 3,949 ml de agua Milli-Q. Es conveniente preparar la ISS el día antes de que se utilice, para que se pueda homogeneizar de manera eficaz (una homogeneización insuficiente puede comprometer la precisión del análisis). Las muestras se diluyen a 1: 2,000 con la ISS para proveer las concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento, y para obtener la señal necesaria para adquirir datos de alta precisión. Por cada muestra, estándar y blanco, se etiqueta una botella de plástico limpia de capacidad de 125 ml; las botellas se pesan con su tapa en una microbalanza de precisión de 4 dígitos, y se anota el peso; se transfiere el contenido de cada vial (4 ml de solución) en la botella correspondiente; se enjuaga cada vial con 1 ml de agua Milli-Q para coleccionar posibles residuos de muestra, y se vacía el agua en la botella; finalmente, se añade la ISS, llenando la botella hasta casi 100 ml; el aforo a 100 ml se finaliza con la ayuda de una piseta, poniendo la botella dentro de la microbalanza, con su tapa a lado (Fig. 25). Se anota el peso final, que deberá corresponder al peso de la botella más los 100 ml (equivalentes a 100 mg) de la muestra en solución. Finalmente, se tapa la botella, y se agita enérgicamente para obtener una solución homogénea.



Fig. 25 Dilución de las muestras en la ISS.

4.5. Análisis de isótopos radiogénicos

Los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb (Tabla 2) se realizaron en las instalaciones del LUGIS del Instituto de Geofísica, por espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS): en específico, se utilizó un espectrómetro Thermo Scientific Triton Plus equipado con 9 colectores Faraday.

Los detalles del procedimiento de análisis isotópico están descritos por Schaaf et al. (2005). Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron normalizadas a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y se corrigieron con respecto al valor del estándar NBS-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$; en cambio, las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se normalizaron a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ y se corrigieron con respecto al valor del estándar La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$. El valor medido del estándar NBS-987 fue $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710236 \pm 0.000018$ (2σ , $n = 11$); mientras que el valor medido del estándar La Jolla fue $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511849 \pm 0.000012$ (2σ , $n = 7$). Las relaciones isotópicas de Pb se corrigieron con respecto a los valores del estándar NBS-981 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4861$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ (Todt et al., 1996). Los valores medidos del estándar NBS-981 fueron $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.893 \pm 0.04\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.432 \pm 0.04\%$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.513 \pm 0.06\%$ (2σ , $n = 4$).

5. ESTUDIO PETROGRÁFICO

Se ha realizado un análisis petrográfico del magmatismo máfico-intermedio de la CSO, con el objetivo de identificar las principales características texturales y mineralógicas de las rocas más representativas del área de estudio.

A continuación se presenta la descripción petrográfica de los productos emitidos por los diferentes edificios volcánicos emplazados tanto en el sector centro-septentrional, como en la porción meridional de la CSO.

5.1. Productos volcánicos del sector centro-septentrional de la CSO

5.1.1. Conos monogenéticos

Los productos de los conos monogenéticos del sector centro-septentrional de la CSO presentan por lo general texturas porfídicas con fenocristales de olivino (Fig. 26); los productos del Cerro Tezontepec contienen adicionalmente escasos fenocristales de clino- y ortopiroxeno; mientras que los conos cineríticos emplazados en el interior del maar Tecuitlapa contienen fenocristales de olivino acompañados por escasos fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno.

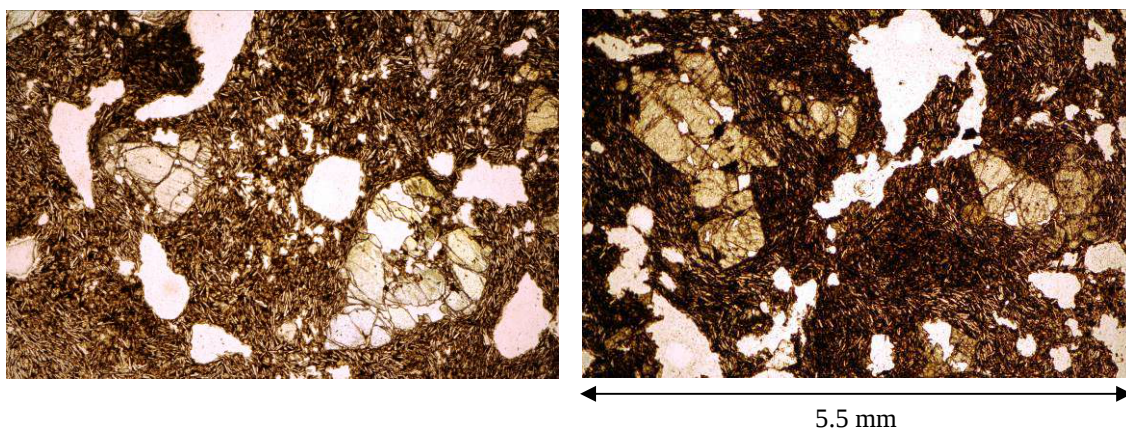


Fig. 26 Productos volcánicos de los conos monogenéticos del sector centro-septentrional de la CSO, fotografiados con nicoles paralelos. Fenocristales de olivino embebidos en una matriz hipocristalina vesicular.

Los fenocristales de olivino son subhedrales a anhedrales, con tamaño fino (0.3-1 mm) a medio (hasta ~3.5 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto y típicamente fracturados; algunos cristales presentan alteración iddingsítica a lo largo de las fracturas o en los bordes; en nicoles cruzados presentan colores de birrefringencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela; algunos cristales muestran inclusiones de

cromita; en algunos casos, los fenocristales de olivino forman agregados glomerofídicos. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen tamaño fino a medio (hasta ~1.4 mm); en nicoles paralelos tienen color pardo claro con ligero pleocroismo a verde claro, y muestran los clivajes conjugados formando ángulos de ~90° en las secciones basales; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de primer orden y extinción recta. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen formas anhedrales a subhedrales y tamaño fino; se distinguen del ortopiroxeno por tener colores de birrefringencia más altos y extinción oblicua en nicoles cruzados. Los fenocristales de plagioclase son anhedrales, de tamaño fino; generalmente presentan texturas de desequilibrio, como extinción ondulante, zonaciones concéntricas, o maclas cuneiformes.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, en ocasiones vesicular (Fig. 26), conformada por microcristales de plagioclase acicular organizados a formar texturas de flujo; olivino variablemente iddingsitizado, a menudo con formas esqueletales por enfriamiento muy rápido; $\pm$ clinopiroxeno, y magnetita; en algunas muestras, los microlitos de la matriz forman una textura intergranular, en la cual los minerales máficos ocupan los intersticios entre los cristales de plagioclase.

5.1.2. Cerro El Brujo

Los productos volcánicos del Cerro El Brujo presentan una textura porfídica con fenocristales de olivino, plagioclase y escaso clinopiroxeno.

Los fenocristales de olivino tienen tamaño fino a medio (hasta ~4 mm) y formas subhedrales-anhedrales; algunos presentan formas cavas esqueletales que indican un enfriamiento extremadamente rápido (Fig. 27a); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto, típicamente fracturados; en nicoles cruzados muestran birrefringencia de segundo-tercer orden y extinción paralela; muchos cristales presentan inclusiones de cromita (Fig. 27b); en ocasiones los fenocristales de olivino forman agregados glomerofídicos. Los fenocristales de plagioclase tienen formas euhedrales a anhedrales y tamaño fino a medio (hasta ~1.5 mm); algunos muestran extinción ondulante, maclas cuneiformes y/o zonaciones complejas; a menudo los fenocristales de plagioclase forman agregados glomeroporfídicos con fenocristales y microcristales de olivino, y con microlitos anhedrales de clinopiroxeno (Fig. 27c). Los fenocristales de clinopiroxeno son subhedrales-anhedrales, de tamaño fino a medio (hasta 1.2 mm); en nicoles paralelos tienen color verde-pardo claro y exhiben el sistema de clivaje conjugado formando ángulos de ~90° en las secciones basales; en nicoles cruzados tienen colores

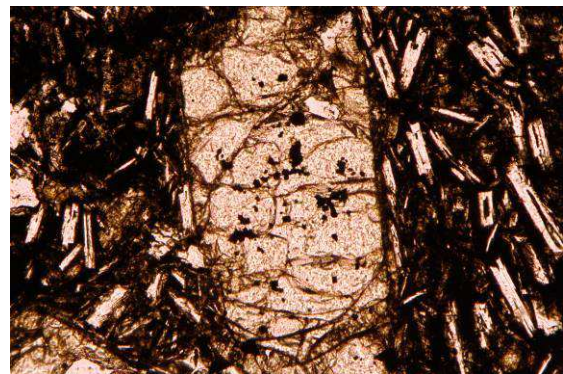
de birrefringencia del segundo orden, extinción oblicua, y muestran frecuentemente gemelaciones; los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran por lo general en agregados glomeroporfídicos disequigranulares con fenocristales y microcristales de olivino, plagioclasa, y microcristales de clinopiroxeno.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, variablemente vesicular, con microlitos de plagioclasa ocasionalmente con arreglos hialopilíticos; olivino y clinopiroxeno a menudo organizados en agregados glomeroporfídicos, y magnetita.

a)



b)



1.5 mm

c)

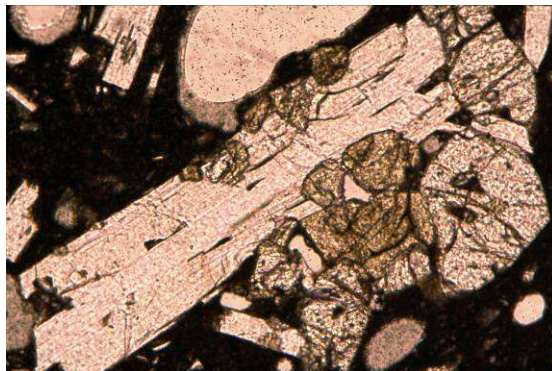


Fig. 27 Productos volcánicos del Cerro El Brujo, fotografiados con nicoles paralelos. **a)** Fenocrystal de olivino con textura esquelética, indicadora de un enfriamiento extremadamente rápido. **b)** Fenocrystal de olivino con inclusiones de cromita, embebido en una matriz en la cual los microlitos de plagioclasa presentan formas cavas por enfriamiento rápido. **c)** Agregado glomerofídico de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

5.1.3. Flujos de lava

Los flujos de lava emplazados en los sectores central y septentrional de la CSO presentan texturas porfídicas con diferentes asociaciones de fenocristales: olivino; olivino y plagioclasa; olivino, plagioclasa y clinopiroxeno.

Los fenocristales de olivino tienen formas euédrales a anhédrales y tamaño variable de fino a medio (hasta ~2.2 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto, típicamente fracturados; algunos cristales muestran alteración iddingsítica a lo largo de

bordes y fracturas; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo-tercer orden y extinción recta (Fig. 28a); algunos olivinos muestran inclusiones de cromita; en ocasiones, los fenocristales de olivino forman agregados glomerofídicos, con o sin plagioclasa y clinopiroxeno.

Los fenocristales de plagioclasa tienen formas subhedrales-anhedrales y tamaño variable de fino a medio (hasta ~2.2 mm); presentan a menudo evidencias de desequilibrio, como texturas de tamiz o bordes redondeados por absorción; algunos fenocristales muestran también extinción ondulante, zoneamientos complejos o maclas cuneiformes, indicadores de deformación mecánica. Los fenocristales de clinopiroxeno son subhedrales-anhedrales y tienen tamaño variable de fino a medio (hasta ~2.0 mm); tienen color pardo claro-verdoso en nicoles paralelos, y muestran colores del segundo orden y extinción oblicua en nicoles cruzados; se presentan esencialmente en agregados glomerofídicos con plagioclasa y/o olivino (Fig. 28b).

Los fenocristales están embebidos en una matriz holo- o hipocristalina, a veces vesicular, conformada por microcristales de plagioclasa localmente con arreglos hialopiliticos (Fig. 28a), olivino, clinopiroxeno y magnetita; en algunos casos, los microlitos de la matriz presentan una textura intergranular, en la cual los microcristales máficos y los óxidos ocupan los intersticios entre los microlitos de plagioclasa.

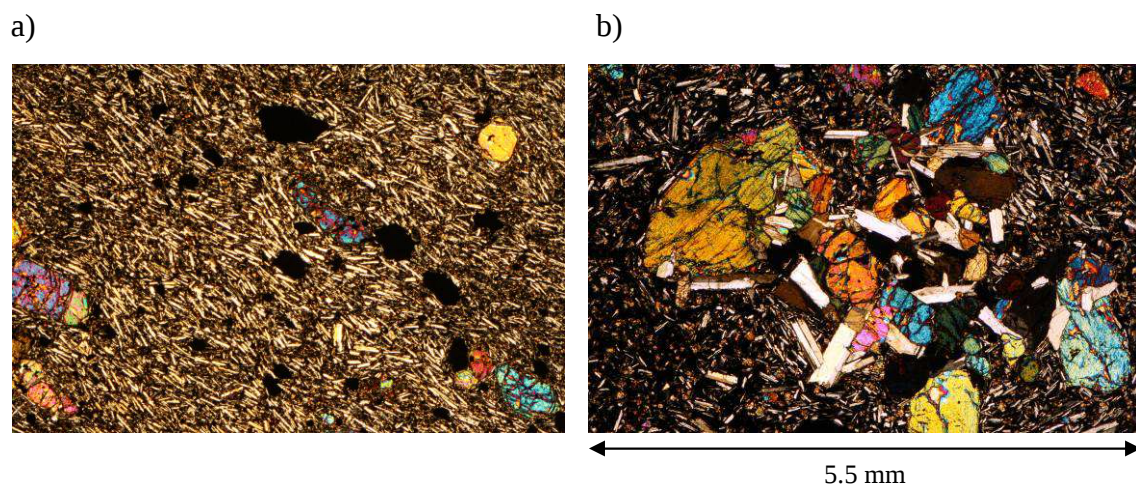


Fig. 28 Muestras de los flujos de lava del sector centro-septentrional de la CSO, fotografiadas con nicoles cruzados. **a)** Fenocristales de olivino embebidos en una matriz ligeramente vesicular, en la cual los microlitos de plagioclasa presentan texturas de flujo. **b)** Agregado glomerofídico de fenocristales de clinopiroxeno, olivino y plagioclasa.

5.2. Productos volcánicos emplazados en el sector meridional de la CSO

5.2.1. Conos monogenéticos y cráteres de explosión

Los productos de los conos monogenéticos y cráteres de explosión ubicados en el sector meridional de la CSO presentan por lo general texturas porfídicas con fenocristales de olivino y clinopiroxeno (Fig. 29); los productos del Cerro Tecolote presentan también escasos fenocristales de plagioclasa.

Los fenocristales de olivino tienen formas subhedrales-anhedrales y tamaño fino a medio (hasta ~2.2 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto, típicamente fracturados; presentan superficies frescas, aunque algunos cristales muestran una iddingsitización parcial a lo largo de bordes y fracturas; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia del segundo y tercer orden y extinción paralela; en muchos cristales se observan inclusiones de cromita; los fenocristales de olivino forman ocasionalmente agregados glomerofídicos, con o sin clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen formas subhedrales-anhedrales y tamaño fino a medio (hasta ~4 mm); en nicoles paralelos presentan una coloración neutra-verde pálido, aunque algunos cristales tienen un núcleo más verdoso (Fig. 30a); muestran clivaje característico tanto en secciones longitudinales (en una dirección) como basales (exfoliación en dos direcciones formando ángulos de ~90°); en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y en algunos casos presentan gemelaciones; los fenocristales de clinopiroxeno están ocasionalmente agrupados en agregados glomerofídicos, con o sin olivino (Fig. 30b). Los fenocristales de plagioclasa tienen tamaño fino y formas subhedrales; algunos presentan evidencias de deformación mecánica, como maclas cuneiformes o extinción ondulante.

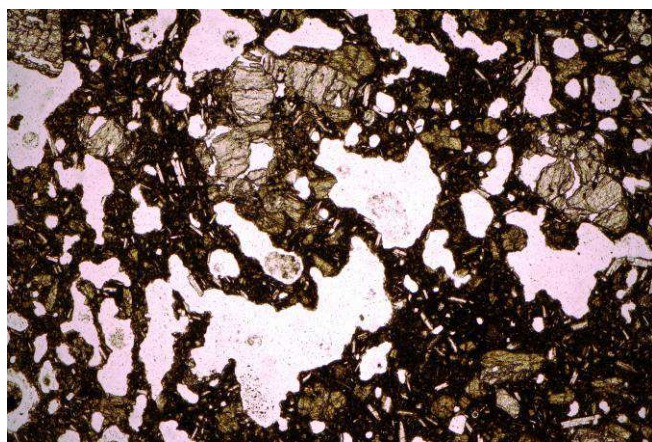


Fig. 29 Textura típica de los productos de los conos monogenéticos emplazados en el sector meridional de la CSO: fenocristales de olivino y clinopiroxeno, embebidos en una matriz hipocristalina vesicular (nicos paralelos).

5.5 mm

Los fenocristales están englobados en una matriz holo-hipocristalina, variablemente vesicular, conformada por microlitos de plagioclasa ocasionalmente alineados a formar texturas de flujo hialopiliticas (Fig. 30a); y microcristales de clinopiroxeno, olivino y magnetita, localmente asociados a formar agregados glomeroporfídicos (Fig. 31).

Por otra parte, los productos del Cerro Xalapasco Hondo (cráter de explosión) son afaníticos, ampliamente hipocristalinos, vesiculares, con microlitos de plagioclasa acicular con arreglo hialopilitico; microcristales de ortopiroxeno, incoloros en nicoles paralelos, y con colores de interferencia de primer orden y extinción recta en nicoles cruzados; olivino, incoloro y con alto relieve en nicoles paralelos, y con colores de interferencia de segundo orden y extinción paralela en nicoles cruzados; clinopiroxeno, con frecuente gemelación; y magnetita.

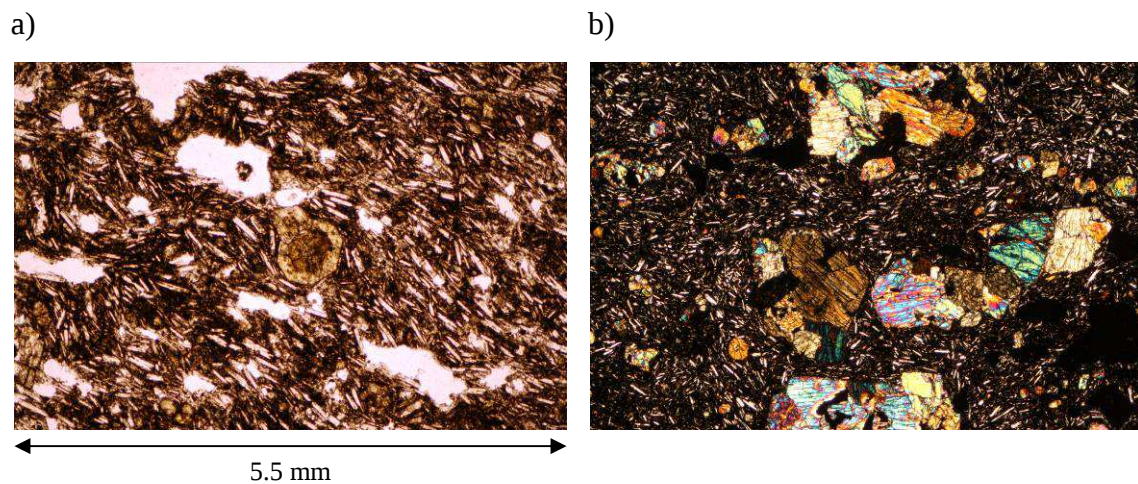


Fig. 30 a) Fenocristal de clinopiroxeno con zonación, embebido en una matriz de plagioclasa acicular con textura de flujo (nicos paralelos). **b)** Agregado glomerofídico de fenocristales de clinopiroxeno (nicos cruzados).

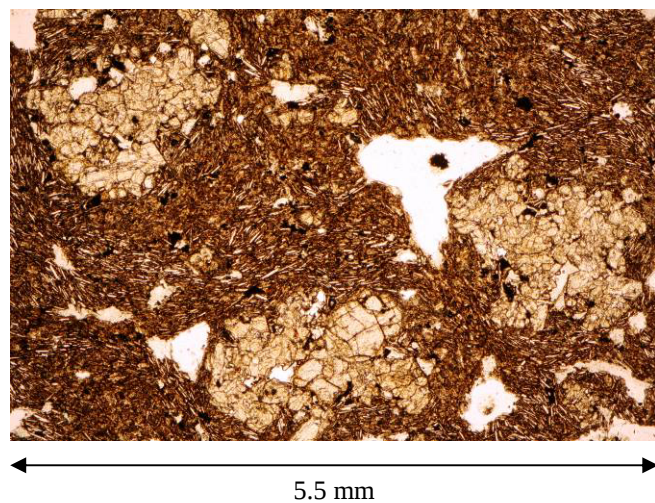


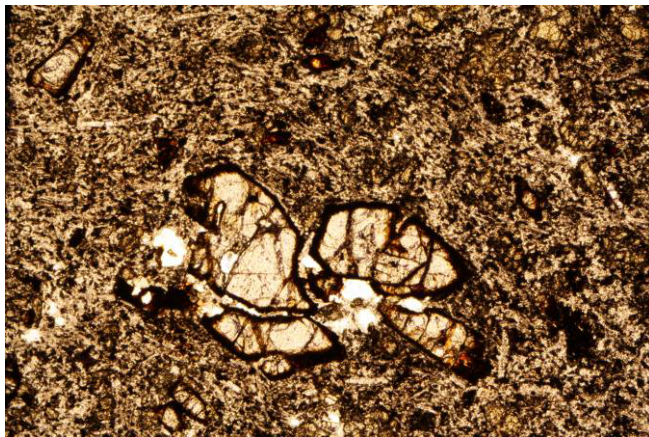
Fig. 31 Agregados glomerofídicos de microcristales de clinopiroxeno, olivino y magnetita, en la matriz de los productos volcánicos de los conos monogenéticos del sector meridional de la CSO.

5.2.2. *Flujos de lava*

Los flujos de lava emplazados en el sector meridional de la CSO presentan texturas porfídicas, y muestran diferentes asociaciones de fenocristales, dependiendo del grado de evolución magmática: olivino y clinopiroxeno; olivino, plagioclasa y escaso clino- y ortopiroxeno; plagioclasa, anfíbol y escaso clino- y ortopiroxeno.

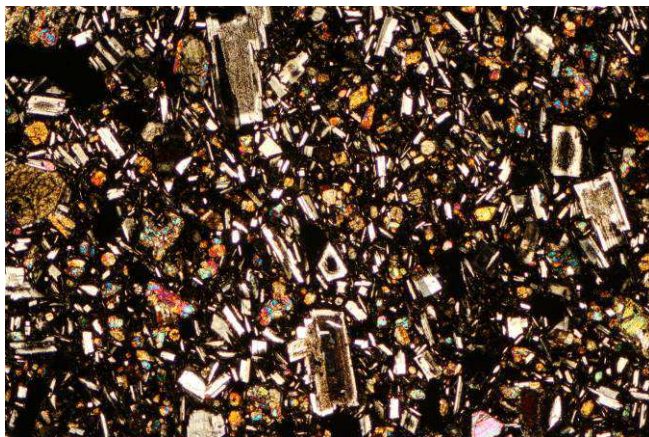
En general, los fenocristales de olivino tienen formas subhedrales-anhedrales y tamaño fino a medio (hasta ~4 mm); en nicoles paralelos son incoloros y con alto relieve, mientras que en nicoles cruzados tienen colores de interferencia del segundo-tercer orden y extinción paralela; son típicamente fracturados, y muestran ocasionalmente una alteración iddingsítica a lo largo de bordes y fracturas (Fig. 32); a menudo, los fenocristales de olivino están organizados en agregados glomerofídicos con o sin clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen tamaño fino y formas subhedrales a anhedrales; en nicoles paralelos presentan color verde-pardo claro, a veces con núcleos más verdosos; las secciones basales presentan el típico sistema de clivajes conjugados formando ángulos de ~90°; en nicoles cruzados muestran colores de interferencia del primer y segundo orden, extinción oblicua, y ocasionalmente presentan gemelación. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen tamaño fino y formas subhedrales; en nicoles paralelos se presentan de color beige muy pálido con un ligero pleocroismo en los tonos del café claro, mientras que en nicoles cruzados tienen color amarillo de primer orden, y presentan extinción recta. Los fenocristales de plagioclasa tienen tamaño fino a medio (hasta ~1.8 mm) y formas variables desde euhedrales a subhedrales; la mayoría muestran evidencias de desequilibrio, como texturas de tamiz variablemente desarrolladas, a veces con sucesivo crecimiento euhedral del cristal, bordes parcialmente reabsorbidos, y zoneamientos complejos (Fig. 33); algunos fenocristales presentan también evidencias de deformación mecánica, como extinción ondulante o maclas cuneiformes. Los fenocristales de anfíbol (Fig. 34) tienen tamaño fino a medio (hasta ~1.3 mm) y formas subhedrales-anhedrales; todos presentan bordes variablemente oxidados por pérdida de volátiles, y en algunos casos se reconocen cristales “fantasma” completamente oxidados; en nicoles paralelos los anfíboles muestran el típico pleocroismo en los tonos del café-rojizo, y su clivaje característico en las secciones basales (dos sistemas conjugados formando ángulos de ~60-120°); en nicoles cruzados presentan colores de interferencia del segundo orden, y un bajo ángulo de extinción.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, a veces vesicular, conformada por microlitos de plagioclasa acicular que muestran ocasionalmente arreglos hialopílticos; microcristales de clinopiroxeno a menudo asociados en agregados glomerofídicos equigranulares; olivino, y óxidos de Fe-Ti; las rocas más diferenciadas contienen también escasos microcristales de ortopiroxeno y anfíbol variablemente oxidado.



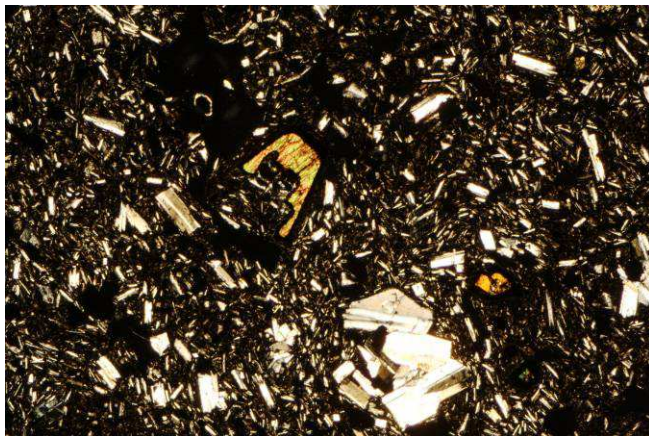
5.5 mm

Fig. 32 Fenocristales de olivino con alteración iddingsítica en sus bordes (nicols paralelos).



5.5 mm

Fig. 33 Textura porfídica con abundantes fenocristales de plagioclasa, olivino, escaso clino- y ortopiroxeno (nicols cruzados). Los fenocristales de plagioclasa presentan evidencias de desequilibrio, como desarrollo de texturas de tamiz, con crecimiento euhedral sucesivo.



5.5 mm

Fig. 34 Fenocristales de anfíbol y plagioclasa en una muestra de flujo de lava del sector meridional de la CSO (nicols cruzados). Los fenocristales de anfíbol tienen bordes opacíticos por pérdida de volátiles, y en ocasiones se presentan parcialmente reabsorbidos.

6. RESULTADOS GEOQUÍMICOS

Los resultados geoquímicos muestran la existencia de diferentes variedades máficas-intermedias en el área de estudio; y permiten observar una relación entre la diversidad geoquímica del magmatismo y su distribución geográfica a lo largo de la cuenca.

6.1. Elementos mayores

6.1.1. Diagramas de clasificación geoquímica

La mayor parte de las rocas emplazadas hacia el frente volcánico (agrupadas en la suite CSO sur) varían su composición desde basalto hasta andesita sub-alkalina, y muestran una afinidad calcialcalina de medio-K de acuerdo a la clasificación de Le Maitre et al. (1989) (Figs. 35a y 35b); en el sector meridional del área de estudio se ha identificado también un pequeño grupo de traquiandesitas basálticas que presentan una afinidad calcialcalina de alto-K (Figs. 35a y 35b).

Los productos emplazados hacia los sectores central y septentrional de la cuenca (grupo CSO) presentan composiciones variables desde basalto a andesita basáltica (Fig. 35a); análogamente a la suite CSO sur, estas rocas tienen una afinidad sub-alkalina de acuerdo a la clasificación de Irvine y Baragar (1971); sin embargo, el grupo CSO presenta concentraciones de elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) generalmente más altas con respecto a las de la suite CSO sur al mismo contenido de sílice, por lo que muestra un carácter más transicional (Fig. 35a).

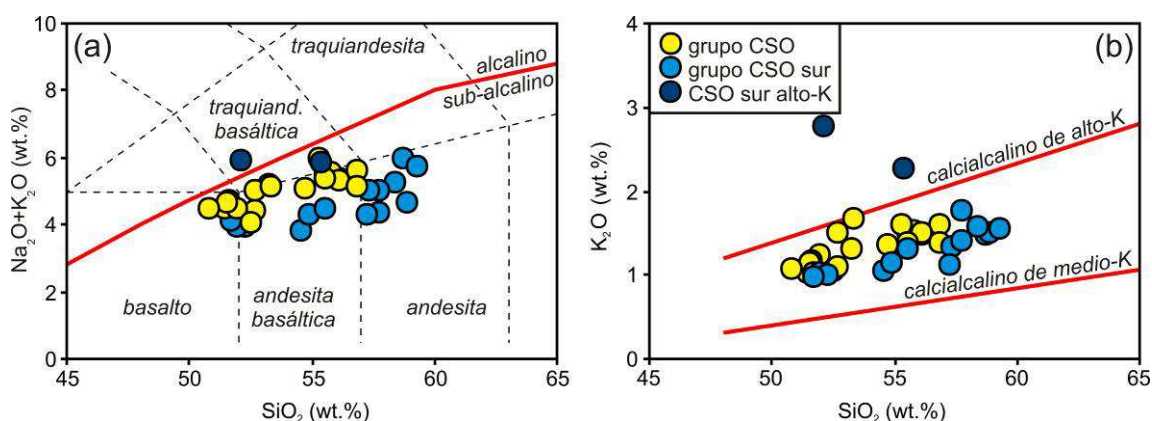


Fig. 35 a) Diagrama de álcalis totales contra SiO_2 (Le Bas et al., 1986; división entre los campos alcalino y sub-alkalino de Irvine y Baragar, 1971). **b)** Diagrama de discriminación de K_2O contra SiO_2 (Le Maitre et al., 1989). Las abundancias de los óxidos están normalizadas en base anhidra.

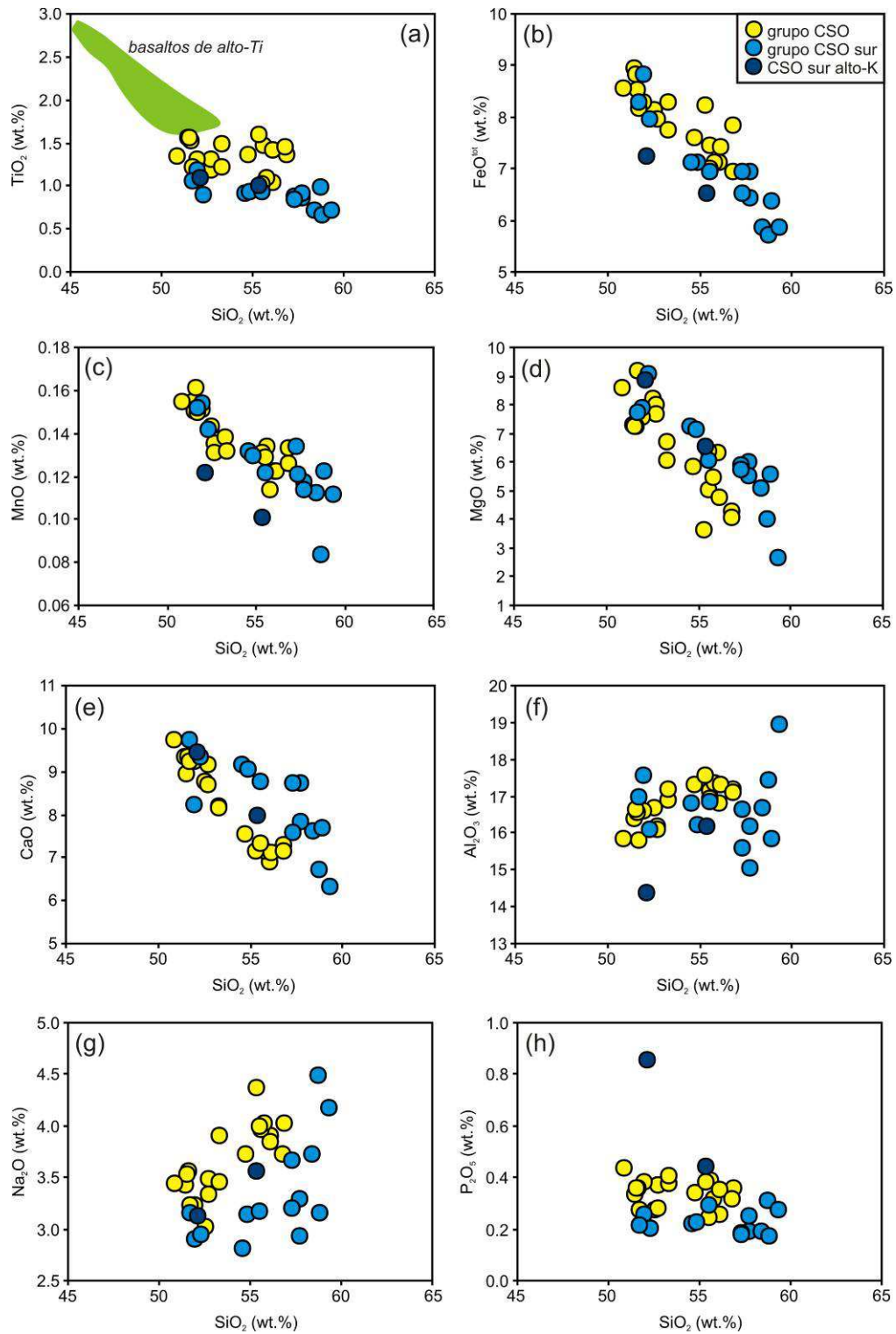


Fig. 36 Diagramas de variación de los elementos mayores para las secuencias volcánicas estudiadas: **a)** TiO_2 , **b)** FeO^{tot} , **c)** MnO , **d)** MgO , **e)** CaO , **f)** Al_2O_3 , **g)** Na_2O y **h)** P_2O_5 contra SiO_2 . Las abundancias de los óxidos están normalizadas en base anhidra. Por comparación, se muestra la composición de elementos mayores (TiO_2) de los basaltos de tipo intraplaca emplazados en la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

6.1.2. Diagramas de variación de los elementos mayores

Con los datos de elementos mayores de las muestras de la zona de estudio se han construido diagramas de variación química, o diagramas de Harker; se ha utilizado la concentración de SiO_2 como índice de diferenciación, con la finalidad de identificar los procesos geoquímicos que se desarrollaron durante la evolución de los magmas.

Los diagramas de Harker muestran que las rocas máficas-intermedias de las suites CSO y CSO sur presentan correlaciones negativas entre el contenido de sílice y TiO_2 , FeO^{tot} , MnO , MgO y CaO (Figs. 36a, 36b, 36c, 36d y 36e), lo cual indica que el contenido de estos óxidos disminuye al aumentar la concentración de SiO_2 ; y una burda correlación positiva entre las abundancias de Al_2O_3 y Na_2O y el índice de diferenciación (Figs. 36f y 36g); por otra parte, el contenido de P_2O_5 permanece relativamente constante al variar la concentración de SiO_2 en ambos grupos (Fig. 36h).

A pesar de que siguen patrones análogos en la mayoría de los diagramas de variación de elementos mayores, las rocas del grupo CSO presentan por lo general concentraciones más altas de TiO_2 y Na_2O (Figs. 36a y 36g), así como un menor contenido de MgO y CaO (Figs. 36d y 36e) respecto a los productos de la suite CSO sur, a concentraciones similares de sílice.

6.2. Elementos traza

Los elementos traza se definen como aquellos elementos que no son constituyentes estequiométricos de las fases minerales presentes en un sistema, y que no afectan significativamente las propiedades físico-químicas del sistema en examen (White, 2013). A pesar de que están presentes en concentraciones extremadamente pequeñas en las rocas (ppm, ppb), dichos elementos tienen propiedades químicas únicas, y son sensibles a procesos que los elementos mayores no registran, por lo que pueden brindar información importante sobre la petrogénesis ígnea.

6.2.1. Diagramas de variación de los elementos traza

En Fig. 37 se ilustran los diagramas de variación de los elementos traza de las suites volcánicas que se han identificado en la zona de estudio.

Todas las suites máficas-intermedias presentan correlaciones negativas entre el contenido de sílice y los elementos compatibles como Cr y Co (Figs. 37a y 37b).

Los elementos altamente incompatibles como los LILE (por ejemplo, Rb y U), Th, Pb y las LREE (por ejemplo, La) muestran correlaciones positivas con SiO_2 , y grados de

enriquecimiento variables con la diferenciación (Figs. 37c, 37d y 37e). Por lo general, las rocas del grupo CSO presentan una variabilidad ligeramente mayor en la concentración de dichos elementos, la cual se extiende hacia valores absolutos más altos en comparación con la suite CSO sur al mismo contenido de sílice; sin embargo, las rocas de alto-K emplazadas en el frente volcánico son las que muestran los enriquecimientos más marcados de LILE y LREE.

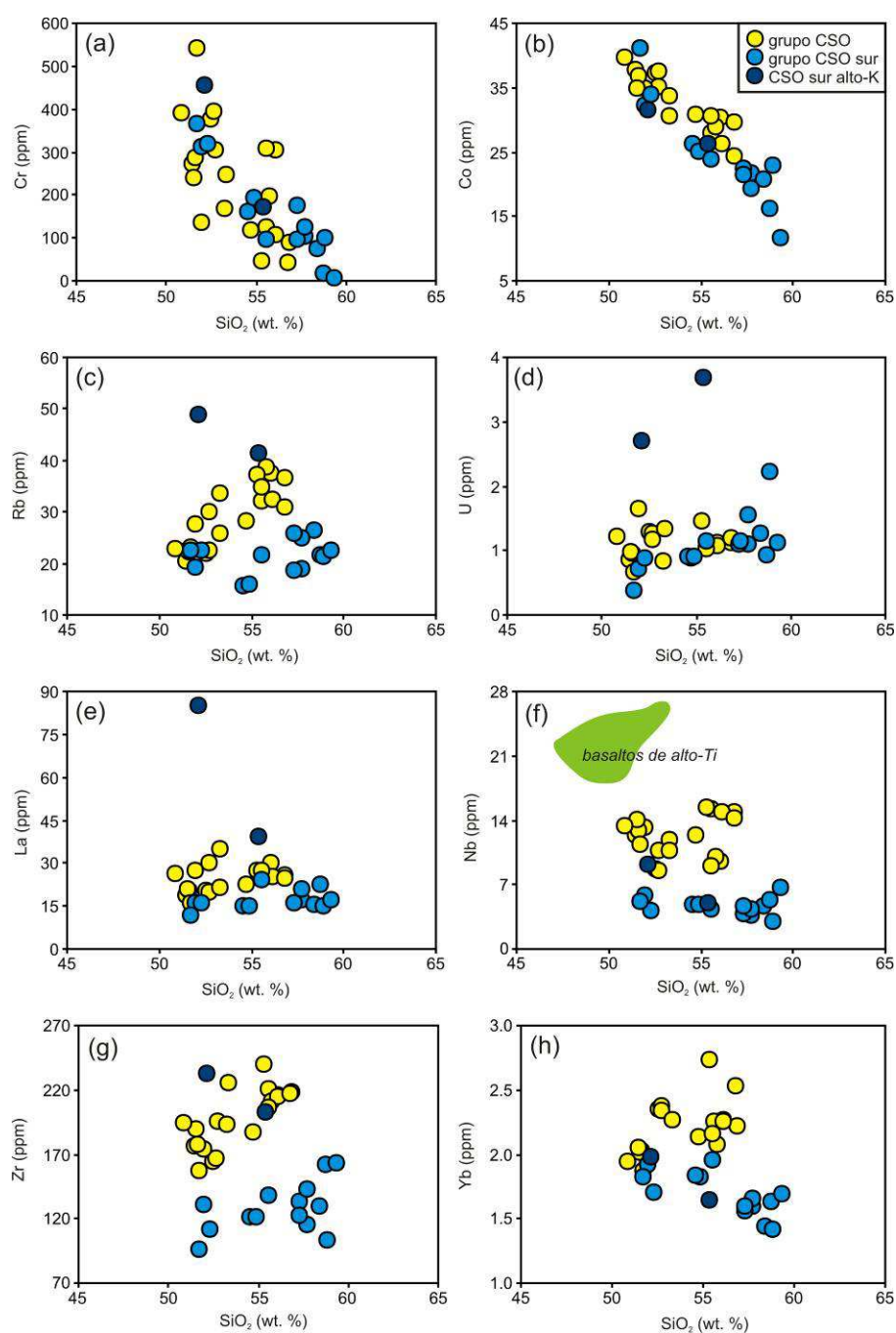


Fig. 37 Diagramas de variación de los elementos traza para las secuencias volcánicas estudiadas: **a)** Cr, **b)** Co, **c)** Rb, **d)** U, **e)** La, **f)** Nb, **g)** Zr y **h)** Yb contra SiO_2 . Las abundancias de SiO_2 están normalizadas en base anhidra. Por comparación, se muestra la composición de elementos traza (Nb) de los basaltos de tipo intraplaca emplazados en la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

La concentración de los elementos de alta fuerza de campo (High Field Strength Elements, HFSE) como Nb y Zr permanece prácticamente constante con la diferenciación, o muestra correlaciones positivas muy débiles con la sílice, en las rocas máficas-intermedias del sector meridional de la cuenca; mientras que es más variable y se extiende hacia valores más altos en la suite CSO (Figs. 37f y 37g).

Elementos relativamente menos incompatibles como las HREE (por ejemplo, Yb) muestran burdas correlaciones positivas con SiO₂ en las rocas del grupo CSO; mientras que su contenido disminuye débilmente con el índice de diferenciación en la suite CSO sur (Fig. 37h); es interesante notar que, a pesar de su notable enriquecimiento en LREE, las rocas de alto-K emplazadas en el frente volcánico presentan concentraciones de HREE análogas a las de la suite CSO sur.

6.2.2. Diagramas multielementos

El análisis de los diagramas multielementos tiene el objetivo de identificar patrones específicos en las abundancias de los elementos traza, los cuales podrían ayudar a entender e interpretar la génesis de los magmas.

En Fig. 38 se muestran los diagramas multielementos para las secuencias volcánicas estudiadas, normalizados con respecto a los valores del manto empobrecido propuestos por Sun y McDonough (1989); asimismo, se ilustran los patrones de las REE, normalizados con respecto a los valores de una condrita (McDonough y Sun, 1995).

Todos los productos máficos-intermedios emplazados hacia el frente volcánico (suite CSO sur y rocas de alto-K) muestran patrones de elementos traza que son típicos de magmas de arco continental (Fig. 38a), como enriquecimientos en Pb y LILE con respecto a los HFSE; y patrones de REE fraccionados, con contenidos más altos de LREE y REE medianas (Middle Rare Earth Elements, MREE) respecto a las HREE. Sin embargo, las rocas de alto-K exhiben concentraciones mayores de LILE y Th respecto a la suite CSO sur a contenidos similares de HFSE (Ba/Nb=152-169 y 61-133, respectivamente); y muestran enriquecimientos más marcados de LREE y MREE, que producen relaciones La/Yb y Gd/Yb más altas (24-43 contra 6-14 y 4-6 contra 2-3, respectivamente).

Independientemente de su ubicación a mayor distancia desde la trinchera, los productos máficos-intermedios emplazados hacia los sectores central y septentrional del área de estudio (grupo CSO) presentan patrones de elementos traza similares a los que se han observado en las rocas del frente volcánico (Fig. 38b). Sin embargo, la suite CSO tiene

concentraciones de HFSE más altas que el grupo CSO sur a contenidos análogos de LILE y Th, y por lo tanto muestra una señal de la subducción más débil ($Ba/Nb=25-62$, promedio=39). Asimismo, las rocas máficas-intermedias del grupo CSO se extienden hacia concentraciones absolutas de REE más altas en comparación con las de la suite CSO sur, aunque las relaciones de REE mantienen un rango de variación similar (por ejemplo, $La/Yb=8-15$).

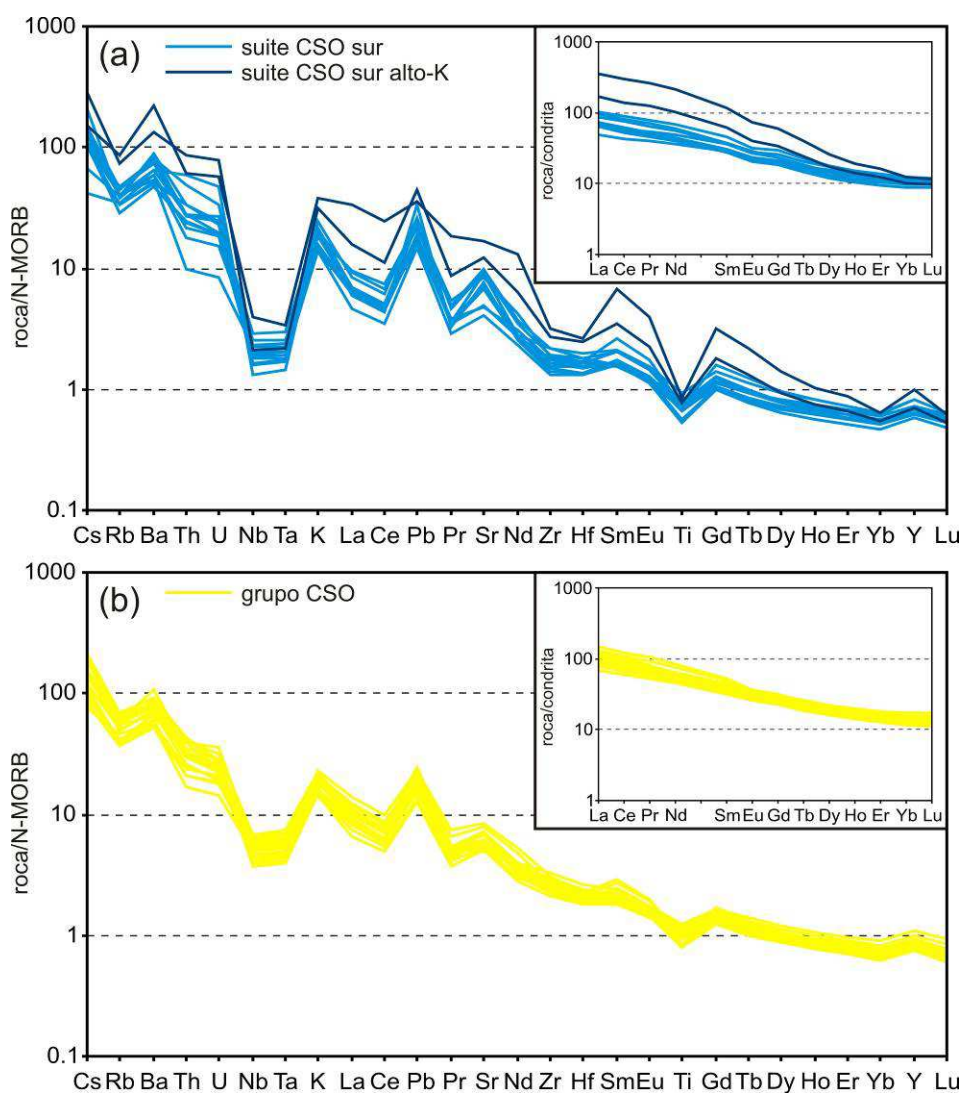


Fig. 38 Patrones de elementos traza de las secuencias volcánicas estudiadas, normalizados con respecto a un basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989). **a)** Suite CSO sur y rocas de alto-K del frente volcánico; **b)** rocas del grupo CSO. Los patrones de REE que se muestran en los recuadros incluidos están normalizados con respecto a una condrita (McDonough y Sun, 1995).

6.3. Isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb

En Fig. 39 se muestran las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del área de estudio, y las composiciones isotópicas de los materiales geológicos que podrían estar involucrados en su génesis.

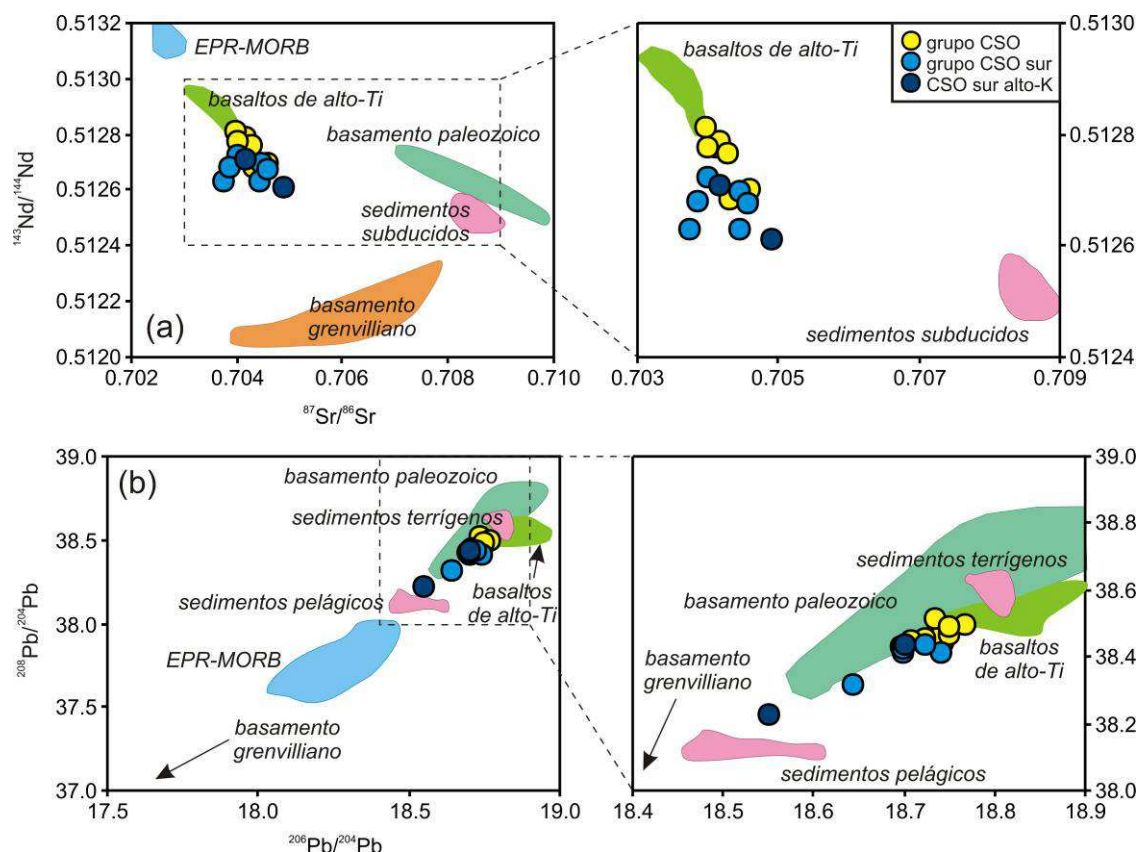


Fig. 39 Diagramas de variación isotópica de las suites volcánicas estudiadas, y de posibles componentes involucrados en la petrogénesis. **a)** Isótopos de Sr contra Nd; **b)** isótopos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Se muestra también la composición isotópica de: EPR-MORB (Lehnert et al., 2000); sedimentos pelágicos y terrígenos subducidos colectados en el Sitio 487 del Deep Sea Drilling Project (LaGatta, 2003); esquistos y rocas metavolcánicas del Macizo Teziutlán del Paleozoico (Gómez-Tuena et al., 2003); gneises granulizados del microcontinente precámbrico Oaxaquia (Ruiz et al., 1988a, 1988b; Lawlor et al., 1999); basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

Las composiciones isotópicas de Sr y Nd del grupo CSO muestran una correlación negativa, y están delimitadas entre un componente isotópicamente empobrecido "de tipo mantélico", y un componente cortical con altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajas relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 39a). El componente mantélico posee relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más bajas y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altas con respecto a los basaltos de la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR-MORB; Lehnert et al., 2000), y parece ser más similar a la fuente mantélica que produjo los basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (es decir, los basaltos de tipo intraplaca de los Campos Volcánicos de Chichinautzin y Palma Sola; Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003); por otro lado, el componente cortical podría estar representado por el basamento local (el Macizo Teziutlán del Paleozoico o el microcontinente Oaxaquia del Precámbrico; Ruiz et al., 1988a, 1988b; Lawlor et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2003), o por los sedimentos subducidos (LaGatta, 2003). A

pesar de la variación isotópica de Sr y Nd, el grupo CSO tiene relaciones isotópicas de Pb relativamente homogéneas, similares a las de los basaltos de alto-Ti de la FVTM (Fig. 39b).

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las muestras máficas-intermedias del frente volcánico (grupo CSO sur y suite de alto-K) no muestran una clara correlación entre sí (Fig. 39a); estas rocas parten de composiciones isotópicas de Sr y Nd similares a las de las muestras más enriquecidas del grupo CSO, y se extienden hacia relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más bajas y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente más radiogénicas. Por otro lado, las composiciones isotópicas de Pb del grupo CSO sur y de la suite de alto-K muestran una correlación positiva, y se grafican entre los sedimentos pelágicos subducidos y un componente isotópicamente enriquecido, que podría representar la fuente mantélica de los basaltos de alto-Ti de la FVTM (Fig. 39b).

7. DISCUSIÓN

7.1. Interpretación de las características petrográficas del magmatismo máfico-intermedio de la CSO

El estudio petrográfico ha permitido identificar ciertas características comunes, pero también algunos aspectos contrastantes, entre las rocas emplazadas en el sector centro-septentrional de la CSO y los productos del sector meridional del área de estudio.

Los conos monogenéticos del sector centro-septentrional presentan una paragénesis mineralógica dominada por fenocristales de olivino; mientras que los productos del Cerro El Brujo y los flujos de lava emplazados en la misma región presentan fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno en proporciones variables. A pesar de las diferencias en la paragénesis de fenocristales, los productos del sector norte-central comparten ciertas características recurrentes, como la presencia de minerales con texturas de desequilibrio, y la presencia de agregados glomerofídicos cuyos cristales muestran evidencias de deformación mecánica en estado sólido. La mineralogía de los productos del sector norte-central de la CSO es consistente con la erupción de estos magmas a través de aparatos volcánicos relativamente pequeños, que carecen de reservorios de larga vida en los cuales pudieron haber ocurrido procesos de diferenciación muy avanzados. Más bien, los magmas podrían haber sufrido un proceso de cristalización fraccionada polibárica durante el rápido ascenso (produciendo texturas de tamiz y esqueletales en los minerales); y podrían incluso haber acarreado, durante su camino hacia la superficie, agregados glomerofídicos de antecristales (es decir, minerales derivados de la cristalización de pulsos previos dentro del mismo sistema magmático; Jerram y Martin, 2008; Larrea et al., 2013), provocando su deformación mecánica (desarrollo de maclas cuneiformes y gemelaciones).

En analogía con los productos dominantes en el sector norte-central, los edificios monogenéticos emplazados en la porción meridional de la CSO muestran características petrográficas típicas de magmas basálticos, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno; sin embargo, a diferencia de lo que se ha observado en el sector norte del área de estudio, los fenocristales de plagioclasa en estas rocas son muy raros. La escasez de plagioclasa en los aparatos del sector meridional podría ser un efecto del mayor contenido de agua que presentan los magmas generados en correspondencia del frente volcánico (en esta región, el aporte de fluidos liberados por la placa subducida hacia el manto es mayor), el cual inhibe la cristalización de dicho mineral (Sekine et al., 1979).

Entre todas las estructuras volcánicas estudiadas, los flujos de lava del sector meridional de la CSO son los que presentan la mayor diversidad de fenocristales: de hecho, en los productos más evolucionados, las asociaciones mineralógicas incluyen fases hidratadas como el anfíbol, junto con plagioclasa y dos piroxenos. La variabilidad petrográfica de estos flujos de lava se puede relacionar con la existencia de un reservorio magmático relativamente más grande, en el cual magmas hidratados típicos de arco pudieron experimentar grados variables de cristalización fraccionada, antes de hacer erupción a través de fisuras.

7.2. Interpretación de los datos geoquímicos y propuesta de un modelo petrogenético para el magmatismo máfico-intermedio de la CSO

Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo indican la existencia de diferentes variedades máficas en el área de estudio, y permiten observar una relación entre la diversidad geoquímica del magmatismo y su distribución geográfica a lo largo de la cuenca (Fig. 40).

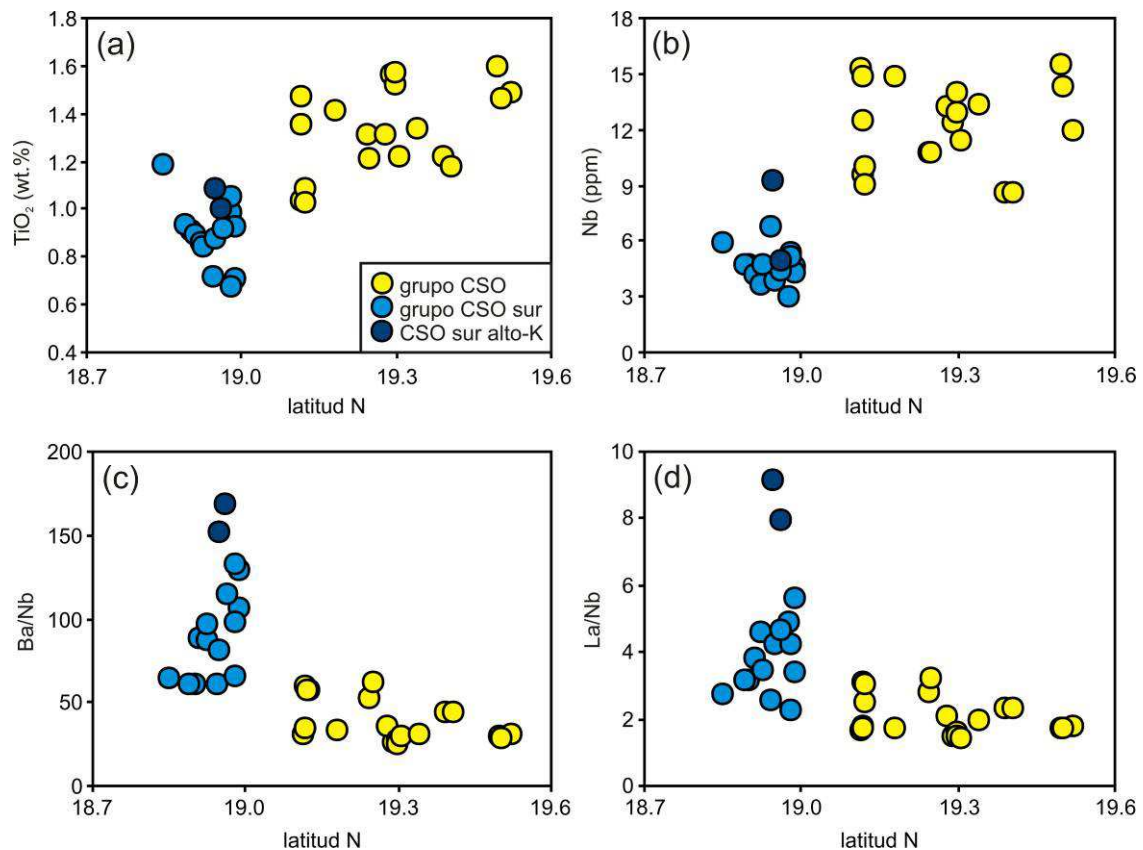


Fig. 40 Diagramas que muestran cómo varían los contenidos de **a)** TiO_2 , **b)** Nb, y las relaciones **c)** Ba/Nb y **d)** La/Nb en los magmas máficos-intermedios emplazados a diferentes latitudes a lo largo de la CSO. Las abundancias de TiO_2 están normalizadas en base anhidra.

Específicamente, los productos volcánicos emplazados hacia el frente son magmas calcalcalinos de medio-K, y en menor medida de alto-K, con una señal de la subducción pronunciada típica de rocas de arco volcánico (relaciones Ba/Nb y La/Nb altas); mientras que los productos emplazados hacia el sector norte-central de la CSO presentan una señal de la subducción más débil y un carácter más transicional, como indica su mayor contenido de TiO₂, y el mayor enriquecimiento de HFSE a contenidos similares de LILE.

En esta sección se examinarán y discutirán los datos geoquímicos, con el objetivo de identificar los materiales geológicos y los procesos responsables de la diversidad composicional del magmatismo máfico-intermedio de la CSO.

7.2.1. La variabilidad geoquímica del magmatismo de la CSO: ¿contribuciones del basamento?

Debido a que la CSO está ubicada sobre una corteza continental muy gruesa, existe la posibilidad de que la variabilidad geoquímica e isotópica de los magmas máficos-intermedios de la cuenca haya sido producida por diferentes grados de contaminación con las rocas del basamento.

Para poder fundir y asimilar dichas litologías, los magmas mantélicos deberían proporcionar parte de su calor a la corteza, y por lo tanto la contaminación cortical debería ocurrir simultáneamente a un proceso de cristalización fraccionada (DePaolo, 1981). En este sentido, si la hipótesis petrogenética fuera correcta, las secuencias volcánicas de la CSO deberían mostrar una clara correlación entre el enriquecimiento isotópico (producido por la asimilación de corteza continental con isótopos de Sr típicamente muy radiogénicos) y un índice de diferenciación magmática como SiO₂ (indicador del grado de cristalización fraccionada).

El diagrama en Fig. 41a permite descartar este modelo genético para los productos volcánicos del área de estudio: de hecho, no sólo no se observa ninguna correlación entre el contenido de sílice de las rocas máficas-intermedias y su composición isotópica; sino que algunas de las rocas más máficas presentan relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr prácticamente idénticas a las de los productos riolíticos coexistentes (Landa-Piedra, 2014). De la misma forma, tampoco se observa ninguna correlación entre el índice de diferenciación y el enriquecimiento de LILE en las rocas del área de estudio (Fig. 41b), la cual en vez podría proporcionar una evidencia de la asimilación de materiales corticales enriquecidos en dichos elementos incompatibles.

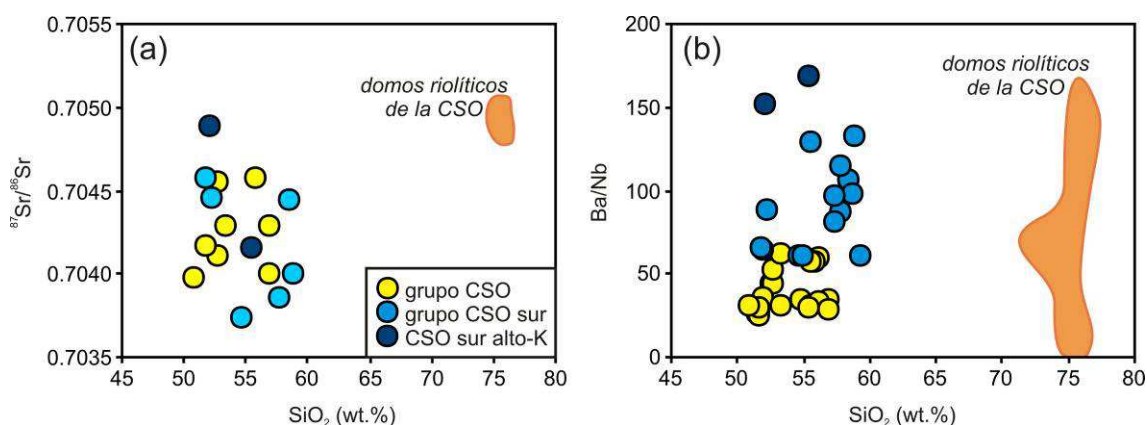


Fig. 41 La falta de correlación entre **a)** las composiciones isotópicas de Sr de las rocas estudiadas y el contenido de sílice; y entre **b)** la relación Ba/Nb y SiO₂ permiten descartar la idea de que la variabilidad geoquímica del magmatismo máfico-intermedio de la CSO haya sido producida por diferentes grados de contaminación con el basamento local. Las abundancias de SiO₂ están normalizadas en base anhidra. Por comparación, se muestran los datos geoquímicos e isotópicos del magmatismo riolítico coexistente con los productos máficos de la CSO (Landa-Piedra, 2014).

Con base en estas consideraciones, los argumentos subsecuentes asumirán que las características geoquímicas de las secuencias máficas-intermedias de la CSO estuvieron controladas principalmente por contribuciones variables de la placa en subducción a la cuña del manto.

7.2.2. La variabilidad geoquímica del magmatismo de la CSO: el papel de la placa oceánica subducida

El patrón de distribución magmática reconocido en la CSO podría explicarse invocando un origen de los productos volcánicos por diferentes grados de fusión parcial del manto, en relación con contribuciones variables de la placa en subducción (Stolper y Newman, 1994; Gómez-Tuena et al., 2011): en particular, las rocas calcialcalinas de medio- y alto-K emplazadas hacia el frente volcánico podrían derivar de un mayor grado de fusión parcial de la cuña del manto, metasomatizada por un componente hidratado; mientras que los productos transicionales de la suite CSO podrían haber sido producidos por un menor grado de fusión del manto, con contribuciones modestas de la litósfera oceánica.

Para averiguar si esta hipótesis es correcta, los datos geoquímicos de las secuencias magmáticas de la CSO han sido graficados en diagramas de Ba/Nb contra Nb (Fig. 42a), y Zr/Nb contra Nb (Fig. 42b). Las relaciones Ba/Nb se utilizan comúnmente como trazadores de la señal de la subducción, debido a que miden el enriquecimiento relativo de un LILE (Ba), que es incompatible y soluble, respecto a la concentración de un

HFSE (Nb), que es inmóvil en fluidos acuosos: esto quiere decir que relaciones Ba/Nb altas implican un aporte notable de fluidos acuosos hacia el manto; mientras que relaciones Ba/Nb bajas implican contribuciones escasas de la placa en subducción. Por otra parte, las relaciones Zr/Nb se consideran buenos trazadores del grado de fusión, porque comparan el enriquecimiento relativo de dos HFSE, Zr y Nb, que presentan diferentes grados de incompatibilidad con los minerales del manto: dado que Nb es más incompatible que Zr, bajos grados de fusión parcial del manto tienden a producir magmas con altas concentraciones de Nb y relaciones Zr/Nb bajas; mientras que un incremento en el grado de fusión parcial del manto determinaría un aumento progresivo de la relación Zr/Nb, y una disminución de la concentración de Nb en los magmas.

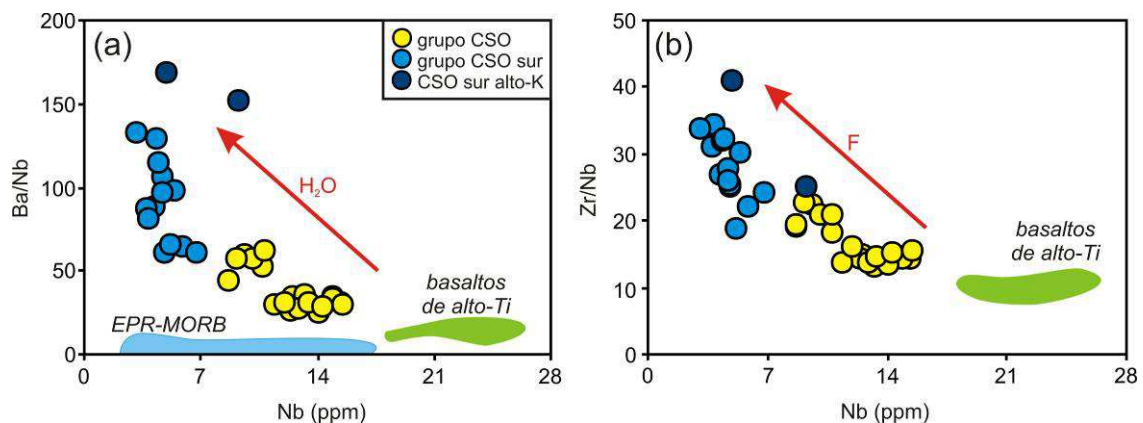
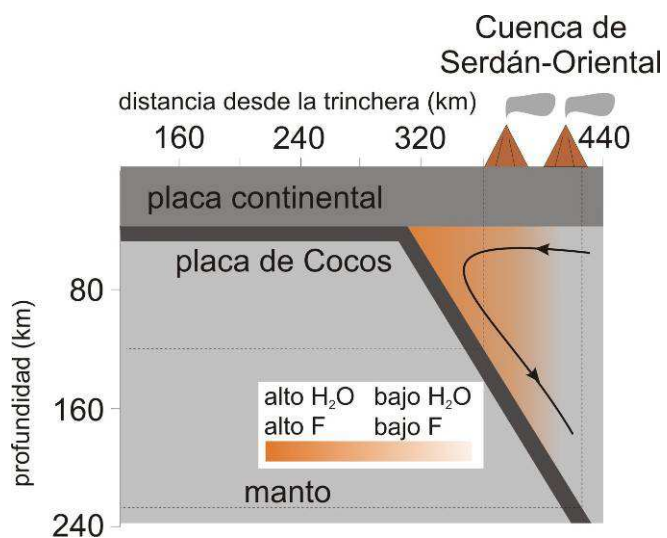


Fig. 42 La disminución progresiva en las relaciones **a)** Ba/Nb y **b)** Zr/Nb conforme aumenta la concentración de Nb en los magmas emplazados desde el frente hacia el tras-arco es consistente con una disminución gradual en el aporte de fluidos al manto (H_2O), y con un menor grado de fusión parcial de las peridotitas (F), conforme la placa oceánica subduce a mayor profundidad. Por comparación, se muestra la composición del EPR-MORB (Lehnert et al., 2000), y de los basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

Fig. 43 El patrón de distribución magmática reconocido en la CSO, y las características geoquímicas de los productos volcánicos, son consistentes con un origen de estos magmas por diferentes grados de fusión del manto (F), en relación con contribuciones variables de la placa en subducción (H_2O). Bajo este escenario, las rocas del frente volcánico podrían derivar de un mayor grado de fusión de la cuña del manto metasomatizada por un componente hidratado; mientras que los productos transicionales emplazados hacia el tras-arco podrían derivar de un menor grado de fusión del manto, con contribuciones modestas de la litósfera oceánica.



Los diagramas en Fig. 42 indican claramente que los magmas emplazados desde el frente volcánico hacia la región de tras-arco presentan una disminución progresiva de las relaciones Ba/Nb y Zr/Nb conforme aumenta su concentración de Nb: estas correlaciones son consistentes con una disminución gradual en el aporte de fluidos al manto, y con un menor grado de fusión parcial de las peridotitas, conforme la placa de Cocos subduce a mayor profundidad (Fig. 43); y por lo tanto comprueban la hipótesis petrogenética planteada.

7.2.3. La naturaleza físico-química del componente de la subducción

Para reconocer la naturaleza física del componente de la subducción involucrado en la génesis de las secuencias magmáticas de la CSO, se han construido los diagramas de Ba/Nb contra La/Nb (Fig. 44a), y U/Nb contra Th/Nb (Fig. 44b). Ba y U son respectivamente un elemento LILE y un actínido, ambos incompatibles y móviles en fluidos acuosos; mientras que La y Th son respectivamente un elemento de las LREE y un actínido, y ambos son altamente insolubles en fluidos acuosos. Si el agente metasomático inyectado al manto fuera un fluido acuoso, este componente produciría altas relaciones Ba/Nb y U/Nb en los magmas de arco (McCulloch y Gamble, 1991), mientras que no afectaría la concentración de elementos típicamente insolubles como el Th y las REE; por otra parte, si la placa oceánica estuviera sujeta a fusión parcial, el magma hidratado derivado de este proceso estaría enriquecido tanto en los LILE como en las LREE o Th (Class et al., 2000), debido a que todos estos elementos presentan un alto grado de incompatibilidad con los minerales presentes en el basalto subducido (Kessel et al., 2005).

Las secuencias volcánicas de la CSO presentan correlaciones positivas en los diagramas de Figs. 44a y 44b, las cuales indican que el componente de la subducción involucrado en la génesis de estos magmas fue un fundido parcial de la corteza oceánica subducida, que fue capaz de producir un enriquecimiento en elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos como las LREE y Th, contemporáneamente al enriquecimiento en los elementos solubles.

Las rocas de la suite CSO sur de alto-K son las que presentan la señal de la subducción más pronunciada; en menor proporción, el mismo fundido de la placa subducida parece contribuir también a la génesis de la suite calcialcalina de medio-K coexistente con el magmatismo potásico del frente volcánico; y su contribución se vuelve progresivamente

más diluida en los productos transicionales emplazados hacia los sectores centrales y septentrionales del área de estudio (Figs. 44a y 44b).

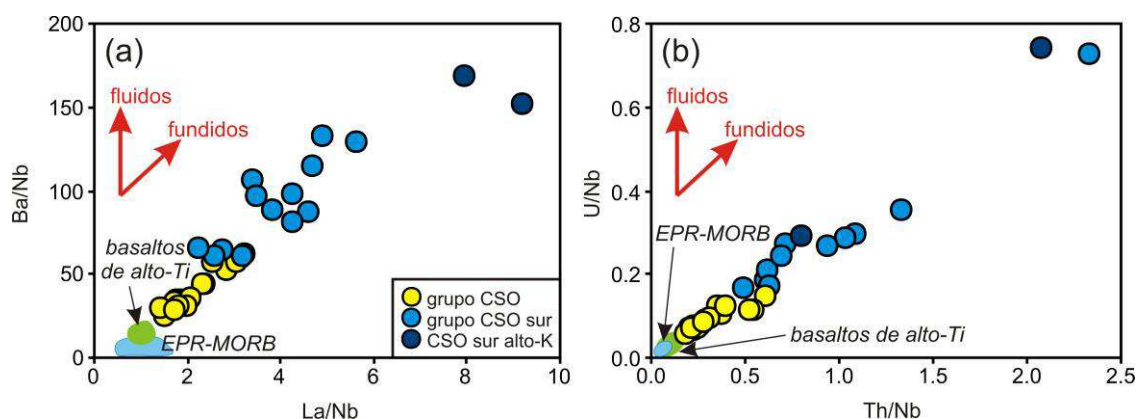


Fig. 44 Las secuencias volcánicas de la CSO presentan correlaciones positivas en los diagramas de **a)** Ba/Nb contra La/Nb y **b)** U/Nb contra Th/Nb, las cuales indican que el componente de la subducción involucrado en la génesis de estos magmas está representado por un fundido parcial de la placa oceánica, que fue capaz de producir un enriquecimiento en elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos, contemporáneamente al enriquecimiento en elementos solubles. Por comparación, se muestra la composición del EPR-MORB (Lehnert et al., 2000), y de los basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

7.2.4. El origen del componente de la subducción, en relación con la geometría de la placa oceánica

La suite CSO sur de alto-K, que presenta la señal de la subducción más pronunciada entre las secuencias volcánicas estudiadas (Figs. 40c, 40d, 42a, 44a y 44b), muestra algunas características geoquímicas peculiares que proporcionan información valiosa sobre el origen del agente metasomático liberado por la placa oceánica.

El fuerte empobrecimiento y fraccionamiento de HREE en estas rocas está acompañado por un fraccionamiento notable de los HFSE, que produce altas relaciones Nb/Ta (Fig. 45a) y Zr/Ta. Al mismo tiempo, las relaciones Gd/Yb, Nb/Ta y Zr/Ta de la suite potásica presentan una correlación directa con el enriquecimiento en LILE y LREE, como indican las altas relaciones Rb/Ta y La/Ta (Figs. 45b y 45c).

Por un lado, el fraccionamiento de HREE y HFSE en las rocas de alto-K refleja la presencia de minerales capaces de retener Yb y Ta en la fuente, y en este sentido nos ayuda a entender cuál asociación mineralógica permaneció en el residuo sólido durante la fusión parcial de la placa oceánica subducida. El granate y el rutilo presentan altos coeficientes de partición para Yb y Ta, y son estables en basaltos y sedimentos sujetos a altos grados metamórficos (Zack et al., 2002); por ende, consideramos que su presencia como fases residuales durante la fusión de la litósfera subducida, metamorfozada en

facies de eclogita, pudo haber producido las altas relaciones Gd/Yb y Nb/Ta en los magmas derivados de este proceso (Defant y Drummond, 1990; Green, 1995; Schmidt et al., 2004a; Xiong et al., 2005).

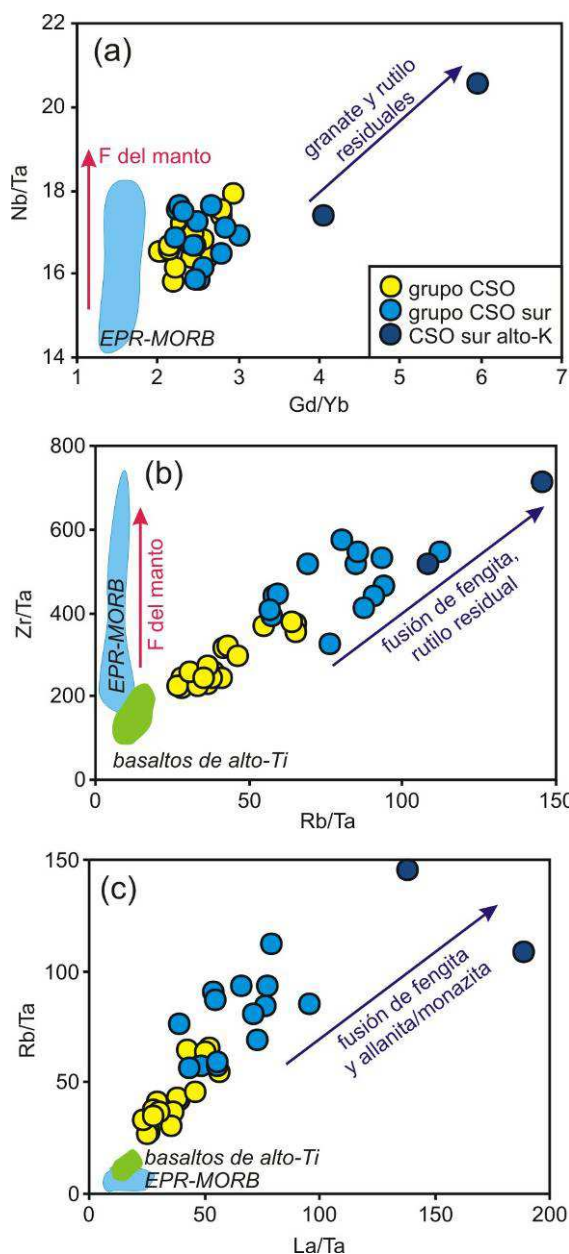


Fig. 45 Las rocas potásicas del sector meridional de la CSO presentan el mayor enriquecimiento en los diagramas de **a)** Nb/Ta contra Gd/Yb, **b)** Zr/Ta contra Rb/Ta, y **c)** Rb/Ta contra La/Ta, que proporciona información valiosa sobre el origen del agente metasomático involucrado en la petrogénesis. En específico, el componente de la subducción parece ser un magma derivado de la fusión preferente de fengita y monazita/allanita en la litósfera oceánica profunda, en la cual granate y rutilo forman el residuo sólido anhidro. Este mismo componente de la subducción se diluye progresivamente en los productos emplazados hacia los sectores centrales y septentrionales de la CSO. Para comparación, se muestra la composición del EPR-MORB (Lehnert et al., 2000), y de los basaltos de alto-Ti de la FVTM central y oriental (Gómez-Tuena et al., 2003; LaGatta, 2003).

Por otra parte, el enriquecimiento marcado de K₂O, LILE y LREE que caracteriza las rocas potásicas del área de estudio podría explicarse invocando la fusión preferente de minerales de la placa subducida que presenten altos coeficientes de partición para dichos elementos, como la mica potásica fengita y la allanita/monazita (Schmidt et al., 2004b; Bebout et al., 2007). La fengita es el principal mineral hidratado presente en la placa subducida a presiones entre 3 y 8 GPa, y representa la fuente principal de LILE

para el manto profundo (Poli y Schmidt, 2002; Schmidt et al., 2004b); en cambio, la transferencia de LREE hacia el manto profundo está gobernada por allanita y monazita, que son presentes como fases accesorias en la placa subducida a altas presiones (Tribuzio et al., 1996; Hermann, 2002; Spandler et al., 2003; Janots et al., 2007).

Resumiendo, las altas relaciones Gd/Yb y Nb/Ta, y el marcado enriquecimiento en LILE y LREE que caracterizan las rocas de alto-K de la suite CSO sur, son consistentes con la incorporación de un agente metasomático liberado a alta presión por la placa subducida, metamorfizada en facies de eclogita: dicho agente metasomático es un magma derivado de la fusión preferente de fengita y monazita/allanita en la litósfera oceánica profunda, en la cual granate y rutilo forman el residuo sólido anhidro. La contribución de dicho componente de la subducción liberado a alta presión es consistente con la geometría inclinada de la placa de Cocos, y con su gran profundidad por debajo de la CSO (Fig. 46).

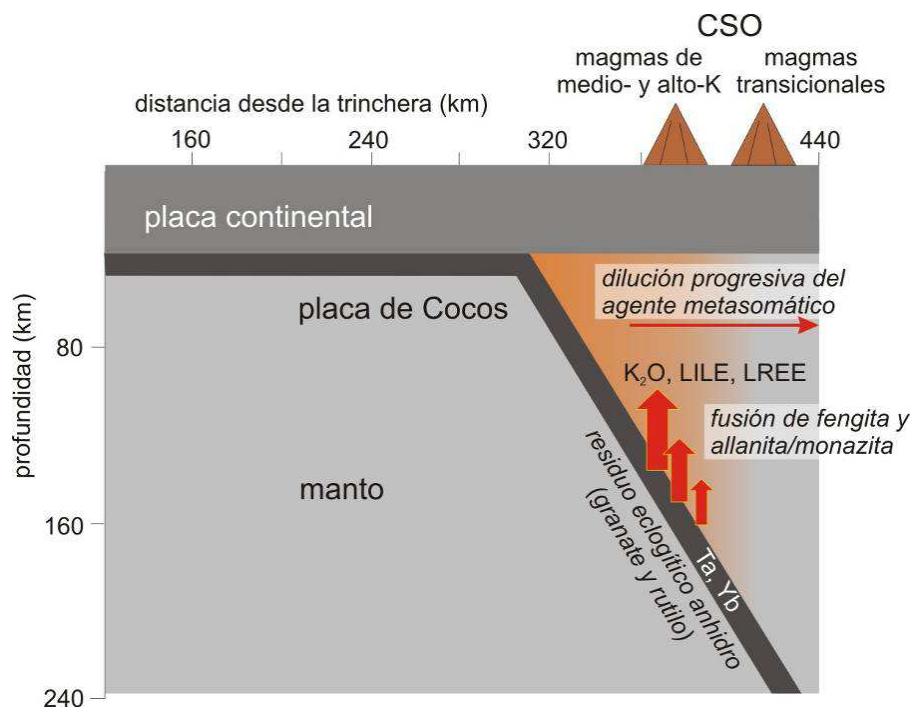


Fig. 46 Sección esquemática que muestra la geometría inclinada de la placa de Cocos por debajo de la CSO, y las reacciones de formación del agente metasomático involucrado en la génesis de las secuencias estudiadas. La fusión de fengita y monazita/allanita en la litósfera oceánica profunda, en la cual granate y rutilo forman un residuo sólido anhidro, genera magmas ricos en K, LILE y LREE, con altas relaciones Gd/Yb y Nb/Ta; estos componentes de la subducción metasomatizan la cuña del manto para generar la suite CSO sur de alto-K; el mismo agente de la subducción contribuye también, en menor proporción, a la formación de los magmas de medio-K que coexisten con la suite potásica del frente. Hacia el tras-arco, la placa de Cocos se encuentra a gran profundidad y está prácticamente deshidratada, por lo que contribuye de manera menor a la génesis de los productos transicionales.

8. CONCLUSIONES

Se realizó un estudio petrográfico y geoquímico de las secuencias volcánicas máficas-intermedias emplazadas en la CSO, en el extremo oriental de la FVTM, con el objetivo de reconocer los componentes y procesos involucrados en la petrogénesis, e identificar los mecanismos de reciclaje de elementos asociado al basamento continental y/o a la litósfera oceánica en subducción.

Las características mineralógicas y texturales de los productos del sector norte-central de la CSO sugieren que dichos magmas sufrieron un proceso de cristalización fraccionada polibárica de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, y pudieron haber acarreado agregados glomerofídicos de antecristales durante su camino hacia la superficie. Los conos monogenéticos del sector meridional presentan también una paragénesis mineralógica típica de magmas máficos, aunque la plagioclasa en estas rocas es relativamente escasa, probablemente en relación con el mayor contenido de agua de estos magmas producidos en correspondencia del frente volcánico. Los flujos de lava del sector meridional son los que presentan la mayor diversidad de fenocristales, que incluyen fases hidratadas como el anfíbol: esta variabilidad mineralógica sugiere la existencia de un reservorio magmático relativamente grande bajo la región, en el cual magmas hidratados típicos de arco pudieron experimentar varios grados de cristalización fraccionada.

El análisis geoquímico ha permitido reconocer la existencia de diferentes variedades máficas-intermedias en el área de estudio; y observar una relación entre la diversidad composicional del magmatismo y su distribución geográfica a lo largo de la cuenca. Los productos emplazados hacia el frente son basaltos y andesitas calcialcalinas de medio-K, y en menor medida traquiandesitas basálticas de alto-K, con características típicas de rocas de arco (altas relaciones LILE/HFSE y patrones de REE moderadamente fraccionados); entre los productos del sector meridional, la suite de alto-K es la que muestra la señal de la subducción más pronunciada, con un mayor enriquecimiento en LILE y LREE a contenidos similares de HFSE, y patrones de REE más fraccionados; una característica interesante de estas rocas es que las altas relaciones Gd/Yb están asociadas con altas relaciones Nb/Ta y Zr/Ta. Por otra parte, los productos emplazados hacia el sector norte-central de la CSO presentan una señal de la subducción más débil y un carácter más transicional, como indica su mayor contenido de TiO₂, y el mayor enriquecimiento de HFSE a contenidos similares de LILE.

A pesar de que la CSO está ubicada sobre una corteza continental antigua y de espesor notable, los datos geoquímicos, en particular la falta de correlación entre el enriquecimiento isotópico y el índice de diferenciación magmática, permiten descartar la posibilidad de que la variabilidad composicional del magmatismo máfico-intermedio haya sido producida por diferentes grados de contaminación con las rocas del basamento. Más bien, y a pesar de que las secuencias volcánicas estudiadas están emplazadas a >360 km de distancia desde la trinchera, en una región bajo la cual la placa de Cocos se encuentra a >120 km de profundidad, los datos geoquímicos parecen indicar que la diversidad composicional del magmatismo de la CSO estuvo controlada esencialmente por contribuciones variables de la placa en subducción a la cuña del manto. En específico, la disminución gradual de las relaciones Ba/Nb y Zr/Nb en los productos emplazados desde el frente hacia el tras-arco refleja una disminución progresiva en el aporte de fluidos hacia el manto, y un menor grado de fusión parcial de las peridotitas, conforme la placa de Cocos se hunde a mayor profundidad.

Correlaciones positivas entre las relaciones Ba(U)/Nb y La(Th)/Nb indican que el componente de la subducción involucrado en la génesis de los magmas de la CSO fue un fundido parcial de la corteza oceánica subducida, capaz de producir un enriquecimiento en elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos, contemporáneamente al enriquecimiento en los elementos solubles. En particular, como sugieren las características geoquímicas de la suite de alto-K (altas relaciones Gd/Yb y Nb/Ta acompañadas por altas relaciones Rb/Ta y La/Ta), el agente metasomático derivó de la fusión preferente de fengita y monazita/allanita presentes en la litósfera oceánica profunda metamorfizada en facies de eclogita, mientras que granate y rutilo permanecieron como fases residuales. La contribución de un agente metasomático liberado a alta presión por la placa oceánica es consistente con la geometría inclinada de la placa de Cocos, y con su gran profundidad por debajo de la CSO. Este mismo componente parece haber contribuido en proporciones menores a la génesis de las rocas calcialcalinas coexistentes con la suite de alto-K en el sector meridional; y se vuelve progresivamente más diluido en los productos transicionales emplazados hacia el tras-arco, a lo largo de los sectores central y septentrional de la CSO.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Brown, M., Rushmer, T., 2006. *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press, 553 p.
- 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.
- 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., 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, 10 p.
- 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.
- 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.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- 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.
- 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.
- 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., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32, 77-80.
- 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 Hornos 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.
- 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 trondhjemite 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.
- Green, T., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt. Tesis de Doctorado, Columbia University, New York, 399 p.
- Landa-Piedra, L., 2014. El origen del magmatismo silíceo de la Cuenca de Serdán-Oriental: evidencias petrográficas y geoquímicas. Tesis de Licenciatura en proceso, Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco.

- 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, 193 p.
- 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, 139 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 1992. Carta geológica de la Republica Mexicana en escala 1:2.000.000. Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa, texto explicativo 74 p.
- 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., 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., 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.

- 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., 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.
- 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, 335 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38, 176-194.
- 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.
- 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, 668 p.
- 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, 98 p.
- 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 centro-septentrional de la CSO

A.1.1. Conos monogenéticos

CS-11-41

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Tezontepec (cono monogenético)

Coordenadas: 97°29.878'N, 19°31.284'W

Roca volcánica porfídica con abundantes fenocristales de olivino y escasos clino- y ortopiroxeno.

Olivino: fenocristales anhedrales a subhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.6 mm); son incoloros y con relieve alto en nicols paralelos; mientras que tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela, en nicols cruzados; muchos cristales presentan alteración iddingsítica en las fracturas o en los bordes.

Ortopiroxeno: fenocristales de tamaño fino a medio (hasta ~1.4 mm); presentan un color pardo claro en nicols paralelos; mientras que en nicols cruzados tienen colores de interferencia de primer orden (naranja-amarillo) y extinción recta.

Clinopiroxeno: fenocristales anhedrales a subhedrales de tamaño fino; tienen color pardo claro, en secciones basales presentan exfoliación en dos direcciones (formando ángulos de ~90°); en nicols cruzados presentan colores de interferencia de segundo orden y extinción oblicua.

La matriz es holocristalina o ligeramente hipocristalina, altamente vesicular; está formada por microcristales de plagioclasa acicular a tabular alineados a formar texturas de flujo; microcristales de olivino parcialmente iddingsitizado, piroxenos de forma redondeada, y plagioclasa.

CO-10-24

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Tecajete (cono monogenético)

Coordenadas: 97°31.286'N, 19°14.590'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~2.4 mm); en nicols paralelos son incoloros, con fracturas características perpendiculares al lado largo del cristal, y tienen relieve alto; en nicols cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, además de extinción paralela.

La matriz es hipocristalina, vesicular, formada de microlitos de plagioclasa acicular alineados a formar texturas de flujo, olivino anhedral, probable clinopiroxeno, y magnetita.

CO-10-30

Estructura volcánica de procedencia: maar Tecuitlapa (megabomba)

Coordenadas: 97°32.241'N, 19°07.385'W

Roca volcánica porfídica con escasos fenocristales de ortopiroxeno, plagioclasa y olivino.

Ortopiroxeno: fenocristales anhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen color pardo claro con ligero pleocroismo a verde claro; las secciones longitudinales muestran exfoliación en una dirección, mientras que las secciones basales presentan el sistema de clivaje conjugado formando ángulos de $\sim 90^\circ$; en nicoles cruzados tienen color de interferencia amarillo de primer orden y extinción recta.

Plagioclasa: fenocristales anhedrales de tamaño fino; en nicoles cruzados tienen color de interferencia gris de primer orden y maclas de tipo Albita-Carlsbad; generalmente tienen texturas de desequilibrio como extinción ondulante, zonaciones concéntricas, o maclas cuneiformes.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño medio (~ 1.5 mm); son incoloros en nicoles paralelos, con relieve alto y fractura característica perpendicular al lado largo del cristal; en nicoles cruzados tienen color de interferencia amarillo de segundo orden, y extinción recta.

La matriz es hipocristalina, vesicular, formada de microcristales de plagioclasa acicular, olivino anhedral que a menudo presenta formas esqueléticas por enfriamiento muy rápido, y magnetita.

CO-10-35

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Corazón (cono monogenético)

Coordenadas: 97°19.297'N, 19°17.467'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~ 1.3 mm); en nicoles paralelos son incoloros, tienen fractura característica perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela; en ocasiones se organizan en agregados glomerofídicos.

La matriz es holocristalina o ligeramente hipocristalina, con microcristales de plagioclasa acicular alineados a formar una textura de flujo, olivino parcialmente iddingsitizado, probable clinopiroxeno, y magnetita; los microlitos de la matriz forman una textura intergranular, en la cual los minerales máficos se encuentran en los intersticios entre los cristales de plagioclasa.

CO-10-36

Estructura volcánica de procedencia: Cerro La Cruz (cono monogenético)

Coordenadas: 97°20.106'N, 19°16.731'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.9 mm); en nicoles paralelos son incoloros, tienen fractura característica perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; muchos cristales presentan inclusiones de cromita; en ocasiones se organizan en agregados glomerofídicos.

La matriz es hipocristalina, formada de microcristales de plagioclasa acicular organizados a formar texturas de flujo, olivino, clinopiroxeno, y magnetita.

CO-10-38

Estructura volcánica de procedencia: cono monogenético

Coordenadas: 97°17.771'N, 19°17.760'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino (Fig. A1).

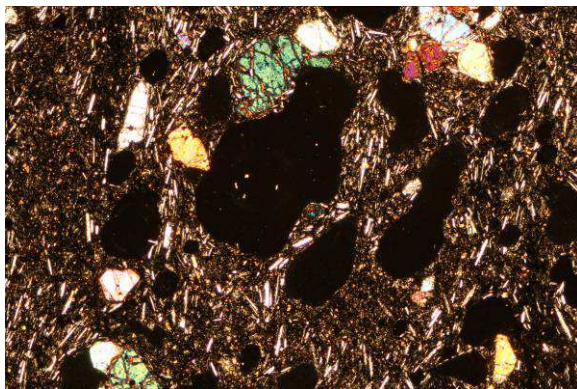


Fig. A1 Muestra CO-10-38 fotografiada con nicoles cruzados: textura porfídica, con fenocristales de olivino embebidos en una matriz hipocristalina vesicular.

5.5 cm

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.5 mm); en nicoles paralelos son incoloros, tienen fractura característica perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia

de segundo y tercer orden y extinción paralela; en ocasiones se organizan en agregados glomerofídicos.

La matriz es hipocristalina, vesicular (Fig. A1), formada de microcristales de plagioclasa acicular, olivino, y magnetita; la matriz presenta una estructura de flujo, definida por el alineamiento de los microlitos de plagioclasa, de las secciones longitudinales de olivino, y de las vesículas, a lo largo de una dirección preferente.

CO-10-40

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Cuello (cono monogenético)

Coordenadas: 97°16.670'N, 19°20.465'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~3.5 mm); en nicols paralelos son de color pardo muy claro, tienen fractura característica perpendicular al lado alargado, y relieve alto; algunos cristales presentan una ligera iddingsitización, otros muestran inclusiones de cromita; en nicols cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; en algunos casos los fenocristales de olivino forman agregados glomerofídicos.

La matriz es hipocristalina, vesicular, compuesta por microlitos de tamaño muy fino de plagioclasa, microcristales de olivino, probable clinopiroxeno, y magnetita.

A.1.2. Cerro El Brujo

CO-10-25

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Brujo

Coordenadas: 97°37.059'N, 19°07.016'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de plagioclasa, olivino y escaso clinopiroxeno.

Plagioclasa: fenocristales de forma variable desde euhedral a anhedral y tamaño fino a medio (hasta ~1.5 mm); en nicols paralelos presentan color blanco, mientras que en nicols cruzados presentan color de interferencia gris de primer orden, y exhiben las maclas características tipo Albita-Carlsbad; algunos fenocristales muestran extinción ondulante, maclas cuneiformes y/o zonaciones complejas; a menudo los fenocristales de plagioclasa forman agregados glomerofídicos con fenocristales y microcristales de olivino, y con microlitos anhedrales de clinopiroxeno (Fig. A2a).

Olivino: fenocristales de tamaño fino a medio (hasta ~1.1 mm) y formas variables desde euhedrales a anhedrales; en nicols paralelos son incoloros, de alto relieve, y presentan

las típicas fracturas perpendiculares al lado largo del cristal; en nicols cruzados muestran birrefringencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; muchos fenocristales de olivino presentan formas cavas esqueléticas que indican un enfriamiento extremadamente rápido (Fig. A2b); también se observan comúnmente inclusiones de cromita en los fenocristales.

Clinopiroxeno: es presente un único fenocristal anhedral de tamaño fino, de color verde-pardo claro en nicols paralelos; y con colores de interferencia del primer orden y extinción oblicua en nicols cruzados; el fenocristal presenta desarrollo de una textura de tamiz en su interior.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, muy vesicular, conformada por microlitos de plagioclasa tabular, olivino y clinopiroxeno a menudo organizados en agregados glomerofídicos, y magnetita.

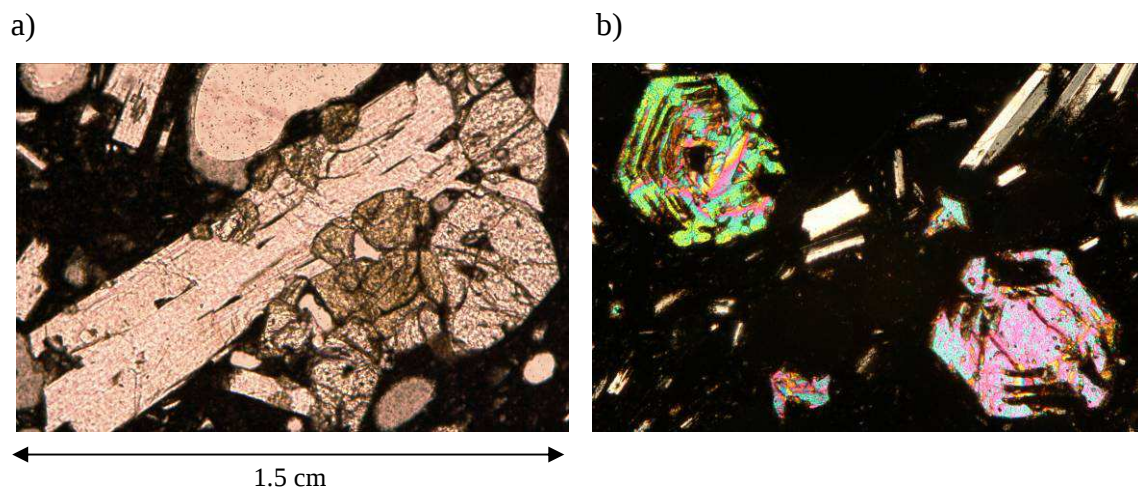


Fig. A2 Fotomicrografías de la muestra CO-10-25 del Cerro El Brujo. **a)** Agregado glomerofídico de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (nicols paralelos). **b)** Fenocristales de olivino con textura esquelética (nicols cruzados).

CO-10-26

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Brujo

Coordenadas: 97°36.700'N, 19°06.944'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino, plagioclasa y escaso clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~4 mm); en nicols paralelos son incoloros, con relieve alto, y presentan fractura característica perpendicular al lado largo del cristal; en nicols cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, además de extinción paralela; los fenocristales

de olivino están ocasionalmente organizados a formar agregados glomerofídicos con o sin clinopiroxeno.

Plagioclasa: cristales tabulares de tamaño fino, subhedrales-anhedrales; muestran a menudo evidencias de desequilibrio, como zonaciones concéntricas, maclas cuneiformes, o extinción ondulante.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales-anhedrales de tamaño fino a medio (hasta 1.2 mm); en nicoles paralelos tienen color pardo-verde, y exhiben el sistema de clivaje conjugado formando ángulos de $\sim 90^\circ$ en las secciones basales; en nicoles cruzados tienen colores de birrefringencia del segundo orden, y muestran frecuentemente gemelación; los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran por lo general en agregados glomerofídicos disequigranulares con fenocristales y microcristales de olivino, plagioclasa y microcristales de clinopiroxeno.

La matriz es hipocristalina, conformada por microcristales de plagioclasa tabular, olivino, clinopiroxeno, y magnetita; los microlitos de la matriz forman varios agregados glomerofídicos.

CO-10-27

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Brujo

Coordenadas: 97°34.989'N, 19°06.825'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~ 1.4 mm); en nicoles cruzados son incoloros, con fractura perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados muestran colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; comúnmente se encuentran en agregados glomerofídicos.

La matriz es holocristalina, vesicular, formada de microcristales de plagioclasa acicular y tabular alineados según la dirección de flujo magmático, olivino, y magnetita.

CO-10-29

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Brujo

Coordenadas: 97°33.004'N, 19°06.949'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino y plagioclasa.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~ 1.4 mm); son incoloros, con relieve alto y fractura característica perpendicular al lado largo del cristal en nicoles paralelos; mientras que en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela; algunos cristales presentan

inclusiones de cromita; en ocasiones se encuentran organizados en agregados glomerofídicos.

Plagioclasa: fenocristales tabulares de tamaño fino, con formas subhedrales; muestran algunas evidencias de desequilibrio, como maclas cuneiformes, extinción ondulante o zoneamientos complejos.

La matriz es hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita.

CO-10-34

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Brujo

Coordenadas: 97°33.989'N, 19°10.777'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~2.5 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto y fractura característica perpendicular al lado largo del cristal; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela.

La matriz es hipocristalina, vesicular, formada de microcristales de plagioclasa tabular, olivino, clinopiroxeno y magnetita.

A.1.3. Flujos de lava

CS-11-40

Estructura volcánica de procedencia: derrame de Los Humeros (flujo de lava)

Coordenadas: 97°29.426'N, 19°29.791'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de plagioclasa, escaso olivino y escaso clinopiroxeno.

Plagioclasa: fenocristales subhedrales-anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.6 mm); en nicoles cruzados tienen colores de interferencia gris de primer orden y maclas características de tipo Albita-Carlsbad; presentan a menudo texturas de desequilibrio como extinción ondulante o concéntrica, zoneamientos complejos, texturas de tamiz, bordes reabsorbidos, o maclas cuneiformes; en ocasiones se organizan en agregados glomerofídicos con cristales de tamaño fino de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.6 mm); son incoloros con relieve alto en nicoles paralelos; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen color pardo claro, mientras que en nicoles cruzados muestran colores azul y rosa de segundo orden, y extinción oblicua; se presentan en agregados con plagioclasa y olivino.

La matriz es holocristalina, formada por cristales aciculares y tabulares de plagioclasa, y microcristales de olivino, clinopiroxeno y magnetita.

CS-11-45

Estructura volcánica de procedencia: derrame de Los Humeros (flujo de lava)

Coordenadas: 97°21.037'N, 19°30.086'W

Roca volcánica porfídica con abundantes fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio (hasta 2 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con fractura característica perpendicular al lado largo del cristal, y con relieve alto; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción recta; ocasionalmente forman agregados glomerofídicos.

La matriz es hipocristalina con pocas vesículas; está formada por microcristales de plagioclasa acicular, microcristales de olivino, y poca magnetita.

CO-10-19

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 97°21.290'N, 19°23.473'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.9 mm); en nicoles paralelos son incoloros, tienen fractura perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción recta; los olivinos están a menudo organizados a formar agregados glomerofídicos, a veces con plagioclasa y clinopiroxeno (Fig. A3).

Plagioclasa: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.6 mm); en nicoles cruzados tienen color de interferencia gris de primer orden, y macla característica del tipo Albita-Carlsbad; a menudo muestran extinción ondulante y maclas cuneiformes, indicadores de deformación mecánica.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~2 mm); tienen coloración pardo claro-verdoso en nicoles paralelos, mientras que en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo orden, y extinción

oblicua; comúnmente se organizan con olivino y plagioclasa en agregados glomerofídicos (Fig. A3).

La matriz es hipocristalina, formada de microcristales de plagioclasa acicular y tabular, microcristales anhedrales de olivino, y magnetita.

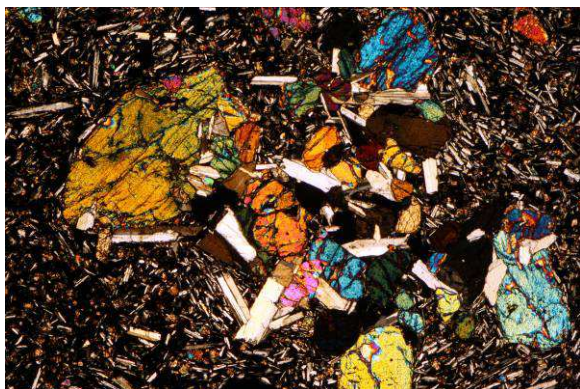


Fig. A3 Muestra CO-10-19 fotografiada con nicoles cruzados: agregado glomerofídico de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno.

CO-10-20

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 97°21.339'N, 19°24.388'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino, plagioclasa y escaso clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~2.2 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto, y fractura característica perpendicular al lado alargado del cristal; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden; frecuentemente se organizan en agregados glomerofídicos, a veces con clinopiroxeno y plagioclasa.

Plagioclasa: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~2.2 mm); en nicoles cruzados tienen color de interferencia gris de primer orden, y maclas Albita-Carlsbad; a menudo presentan evidencias de desequilibrio, como extinción ondulante, maclas cuneiformes, y/o zoneamiento concéntrico.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.3 mm); muestran color pardo claro-verdoso en nicoles paralelos, y clivaje paralelo al lado más largo en secciones longitudinales; en nicoles cruzados muestran colores de interferencia del segundo orden, y extinción oblicua; están comúnmente organizados a formar agregados glomerofídicos con olivino y plagioclasa.

La matriz es hipocristalina, formada de microcristales de plagioclasa tabular, olivino, clinopiroxeno y magnetita.

CO-10-37

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 97°18.493'N, 19°17.822'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.9 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con fractura característica perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; en ocasiones se organizan en agregados glomerofídicos.

La matriz es holocristalina o ligeramente hipocristalina, vesicular, formada de microcristales de plagioclasa acicular organizados a formar una textura de flujo, olivino anhedral, probable clinopiroxeno y magnetita.

CO-10-39

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 97°17.570'N, 19°18.312'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino y plagioclasa (Fig. A4).

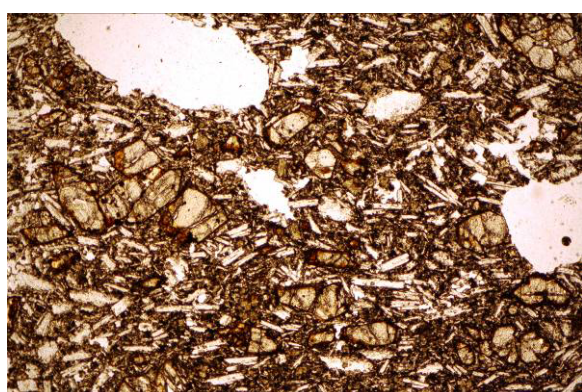


Fig. A4 Muestra CO-10-39 fotografiada con nicoles paralelos: textura porfídica, con fenocristales de olivino organizados en agregados glomerofídicos, y fenocristales de plagioclasa de tamaño fino.

Olivino: fenocristales de euhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.9 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con fractura característica perpendicular al lado largo del cristal, y relieve alto; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; los fenocristales presentan constantemente alteración iddingsítica a lo largo de bordes y fracturas; muchos olivinos muestran inclusiones de cromita; en ocasiones se organizan en agregados glomerofídicos (Fig. A4).

Plagioclasa: fenocristales subhedrales-anhedrales de tamaño fino; muestran a menudo texturas de tamiz variablemente desarrolladas, extinción ondulante, y/o maclas cuneiformes.

La matriz es holocristalina o ligeramente hipocristalina, vesicular, con microcristales aciculares de plagioclasa, olivino anedral ocasionalmente agrupado en agregados glomerofídicos, clinopiroxeno, y magnetita; la matriz tiene una textura intergranular, en la cual los microcristales máficos y los óxidos ocupan los intersticios entre los microlitos de plagioclasa; los fenocristales y microlitos de plagioclasa, así como las secciones longitudinales de olivino, están alineados según una dirección preferencial de flujo; también las vesículas tienen formas alargadas, y están orientadas en la misma dirección.

A.2. Muestras colectadas en el sector meridional de la CSO

A.2.1. Conos monogenéticos y cráteres de explosión

CS-11-06

Estructura volcánica de procedencia: cono de escoria

Coordenadas: 97°19.858'N, 18°54.028'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino y escaso clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales de subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.7 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con alto relieve, y presentan fracturas características perpendiculares al lado alargado del cristal; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, además de extinción paralela; a menudo están organizados en agregados glomerofídicos; algunos cristales presentan una ligera alteración iddingsítica a lo largo de bordes y fracturas.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen color pardo claro, y muestran exfoliación en una dirección en cortes longitudinales; en nicoles cruzados muestran colores de interferencia de segundo orden y extinción oblicua; en ocasiones presentan gemelación.

La matriz es hipocristalina, extremadamente vesicular; está formada por microlitos de plagioclasa acicular y abundantes agregados glomerofídicos de clinopiroxeno.

CS-11-09

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Tecolote (cono monogenético)

Coordenadas: 97°24.710'N, 18°54.587'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y escasa plagioclasa.

Olivino: cristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~2 mm); en nicols paralelos tienen color neutro y relieve muy alto; en nicols cruzados presentan extinción paralela así como colores de interferencia de segundo y tercer orden; en algunas ocasiones están organizados en agregados glomerofídicos, con o sin clinopiroxeno; la mayoría de los cristales presentan superficies frescas, aunque algunos cristales muestran una ligera iddingsitización a lo largo de los bordes.

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino, subhedrales a anhedrales; en nicols paralelos tienen color verde-pardo claro, clivaje característico en dos direcciones perpendiculares en secciones basales, y clivaje en una dirección en secciones longitudinales; en nicols cruzados muestran colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y en algunos casos presentan gemelación; ocasionalmente forman agregados glomerofídicos.

Plagioclasa: fenocristales de tamaño fino, subhedrales; en nicols paralelos son de color blanco; en nicols cruzados presentan color gris de primer orden, ocasionalmente con maclas cuneiformes y extinción ondulante.

La matriz es holocristalina o ligeramente hipocristalina; está formada por microcristales de plagioclasa tabular, abundante clinopiroxeno, olivino y microcristales de magnetita; en algunos casos, los microlitos de clinopiroxeno forman agregados glomerofídicos, con o sin plagioclasa y olivino.

CS-11-11

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Guadalupe (cono monogenético)

Coordenadas: 97°22.382'N, 18°56.962'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales de tamaño fino, subhedrales-anhedrales; en nicols paralelos son incoloros, típicamente fracturados, y con relieve alto; en nicols cruzados tienen alta birrefringencia y extinción paralela.

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino, subhedrales a anhedrales; en nicols paralelos tienen color neutro, con clivaje en una dirección (en secciones longitudinales) y relieve alto; en nicols cruzados presentan colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y en muchos casos gemelación; los cristales están organizados en agregados glomerofídicos, con o sin olivino.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, con microcristales de plagioclasa acicular localmente organizados en texturas de flujo, clinopiroxeno (a menudo formando agregados glomerofídicos), menor olivino, y magnetita.

CS-11-12

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Zompantepec (cono monogénico)

Coordenadas: 97°22.610'N, 18°59.160'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales de tamaño fino a medio (hasta ~1.5 mm), subhedrales; en nicoles paralelos presentan relieve alto, y fracturas perpendiculares al lado más alargado; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo a tercer orden y extinción paralela; se encuentran localmente agrupados en agregados glomerofídicos con o sin clinopiroxeno; en dichos agregados, los cristales tienden a ser anhedrales.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~4 mm); en nicoles paralelos tienen color pardo claro, aunque la mayoría de los cristales presentan núcleos de color verde olivo (Fig. A5); en secciones basales muestran dos sistemas de clivaje formando ángulos de ~90°; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y gemelación en algunos casos.

La matriz tiene una textura holocristalina o ligeramente hipocristalina, vesicular, y está formada por microlitos de plagioclasa acicular alineados según la dirección de flujo (Fig. A5); clinopiroxeno anhedral y menor olivino localmente asociados en agregados glomerofídicos; y magnetita.

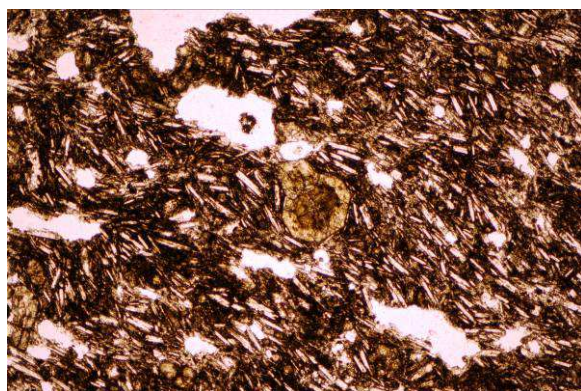


Fig. A5 Muestra CS-11-12 fotografiada con nicoles paralelos: fenocristal de clinopiroxeno con zonación, embebido en una matriz de plagioclasa acicular con textura de flujo.

CS-11-13

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Xalapasco Hondo (cráter de explosión)

Coordenadas: 97°22.565'N, 18°58.770'W

Roca volcánica afanítica, vesicular, ampliamente hipocristalina; está compuesta de microlitos de plagioclasa acicular localmente alineados según una dirección preferente; microcristales de ortopiroxeno, incoloros en nicoles paralelos, con colores de interferencia de primer orden y extinción recta en nicoles cruzados; microcristales euhedrales-subhedrales de olivino, incoloro y con alto relieve en nicoles paralelos, y con colores de interferencia de segundo orden y extinción recta en nicoles cruzados; microcristales de clinopiroxeno con gemelación; y microlitos de magnetita.

CS-11-14

Estructura volcánica de procedencia: Cerro El Barrio Nuevo (cono monogenético)

Coordenadas: 97°26.013'N, 18°59.156'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.5 mm); son incoloros con alto relieve en nicoles paralelos, y muestran alteración de iddingsita en los bordes y fracturas; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden, además de extinción paralela; algunos cristales presentan texturas de desequilibrio de tipo tamiz; a menudo están agrupados a formar agregados glomerofídicos.

Clinopiroxeno: cristales subhedrales de tamaño fino a medio (hasta 1.3 mm); en nicoles paralelos presentan coloración neutra-verde pálido, exfoliación en una dirección en sección longitudinal, y en dos direcciones (formando ángulos de ~90°) en secciones basales; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo orden y extinción oblicua, así como gemelación en algunos casos; a menudo están asociados en agregados glomerofídicos, a veces con olivino; se reconocen dos tipos de agregados: el primero consta de fenocristales de tamaño medio y forma subhedral; el segundo de fenocristales de tamaño fino con formas anhedrales redondeadas.

La matriz tiene textura holocristalina ligeramente vesicular, y está compuesta de plagioclasa acicular, clinopiroxeno, olivino y magnetita.

CS-11-15

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Mirador (cráter de explosión)

Coordenadas: 97°25.479'N, 18°58.644'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto, y muestran las típicas fracturas perpendiculares al lado más largo del cristal; en nicoles cruzados se distinguen por su alta birrefringencia y extinción paralela.

Clinopiroxeno: cristales subhedrales-anhedrales de tamaño fino a medio (hasta ~1.7 mm); en nicoles paralelos tienen color verde-pardo claro, aunque algunos cristales tienen un núcleo más verdoso; muestran el clivaje característico tanto en secciones longitudinales (exfoliación en una dirección) como basales (exfoliación en dos direcciones formando ángulos de $\sim 90^\circ$); en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo orden, muestran extinción oblicua, y en muchos casos presentan gemelación; se presentan localmente en agregados glomerofídicos (Fig. A6).

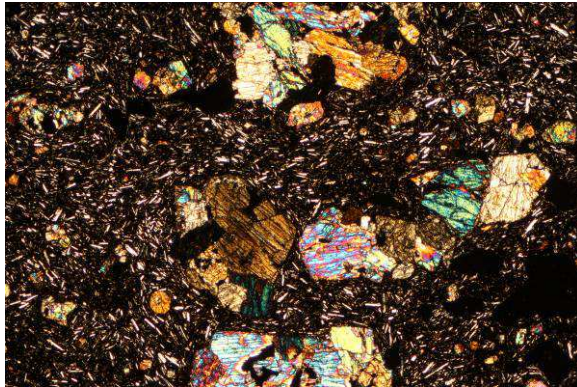


Fig. A6 Muestra CS-11-15 fotografiada con nicoles cruzados: agregado glomerofídico de fenocristales de clinopiroxeno.

La matriz es hipocrystalina, vesicular; está compuesta de microlitos de plagioclase acicular, clinopiroxeno y olivino localmente asociados en agregados glomerofídicos, y microcristales de magnetita.

CS-11-19

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Resbaladero (cono monogenético)

Coordenadas: 97°27.581'N, 18°58.676'W

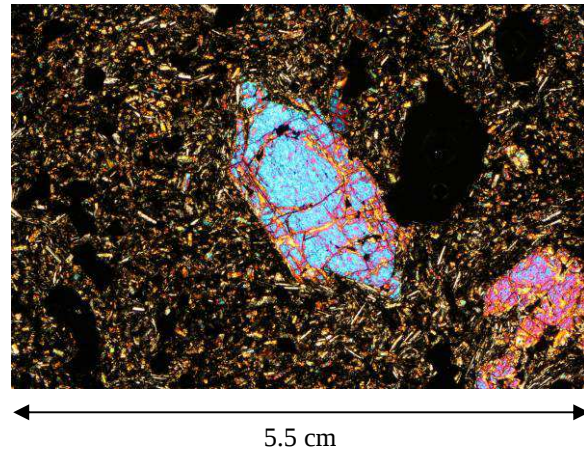
Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y escaso clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (hasta 2.2 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con fractura característica perpendicular al lado largo del cristal; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo orden; la mayoría de los cristales presentan superficies frescas, aunque algunos presentan una ligera iddingsitización a lo largo de sus bordes; algunos cristales presentan inclusiones de cromita (Fig. A7).

Clinopiroxeno: cristales tamaño fino, subhedrales-anhedrales; en nicoles paralelos tienen color pardo claro; en nicoles cruzados muestran colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y a veces gemelación.

La matriz es holocrystalina o ligeramente hipocrystalina, vesicular, formada por microcristales de plagioclase acicular, clinopiroxeno, y microlitos de magnetita.

Fig. A7 Muestra CS-11-19 fotografiada con nicoles cruzados: fenocrystal euhedral de olivino con inclusiones de cromita.



CS-11-20

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Borrego (cono monogenético)

Coordenadas: 97°27.702'N, 18°57.624'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: cristales de tamaño fino; en nicoles paralelos son incoloros, con alto relieve, y muestran fracturas características perpendiculares al lado alargado; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo orden, y extinción recta.

Clinopiroxeno: cristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen color pardo claro; mientras que en nicoles cruzados tienen alta birrefringencia, extinción oblicua, y en ocasiones presentan gemelación; en algunos casos están organizados en agregados glomerofídicos, a veces con olivino.

La matriz es hipocristalina, vesicular, compuesta de microcristales de plagioclasa tabular, clinopiroxeno, y olivino.

CS-11-21

Estructura volcánica de procedencia: Cerro Macegual (cono monogenético)

Coordenadas: 97°29.842'N, 18°56.784'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno (Fig. A8).

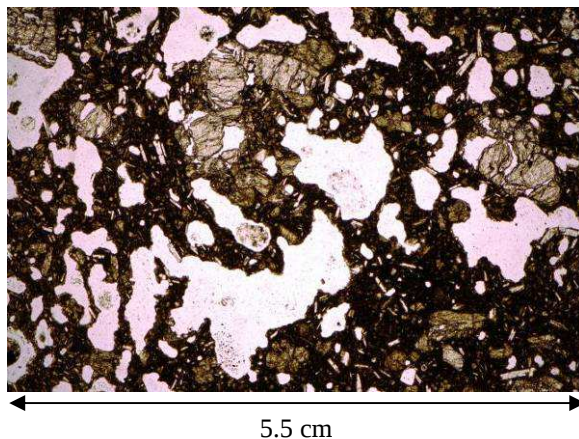


Fig. A8 Muestra CS-11-21 fotografiada con nicoles paralelos: fenocristales de olivino y clinopiroxeno embebidos en una matriz hipocristalina vesicular.

Olivino: fenocristales de tamaño fino a medio (hasta ~2 mm), subhedrales; en nicoles paralelos son incoloros, con relieve alto, y muestran las fracturas características perpendiculares al lado alargado; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela; a menudo los fenocristales están organizados en agregados glomerofídicos con clinopiroxeno de tamaño muy fino.

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino, subhedrales; las secciones basales muestran el clivaje característico (dos sistemas que forman ángulos de $\sim 90^\circ$); en nicoles paralelos son de color neutro, mientras que en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y muestran gemelación.

La matriz es vesicular (Fig. A8), hipocristalina, con cristales aciculares y tabulares de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y magnetita.

A.2.2. Flujos de lava

CS-11-05

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 97°17.888'N, 18°50.951'W

Roca volcánica con textura porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

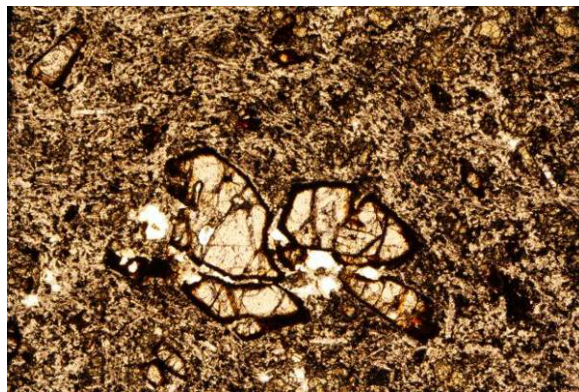


Fig. A9 Muestra CS-11-05 fotografiada con nicoles paralelos: fenocristales de olivino que presentan alteración iddingsítica en sus bordes.

Olivino: fenocristales subhedrales a anhedrales de tamaño fino a medio (domina el tamaño medio, hasta 4 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con relieve muy alto, y fractura característica perpendicular al lado largo del cristal; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden, así como extinción paralela; a menudo están organizados en agregados glomerofídicos; todos los cristales presentan alteración iddingsítica a lo largo de fracturas y bordes (Fig. A9).

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino, subhedrales a anhedrales; en nicoles paralelos presentan color verde-pardo claro; en nicoles cruzados tienen colores de

interferencia de primer y segundo orden, extinción oblicua, y en ocasiones presentan gemelación.

Los fenocristales están embebidos en una matriz holocristalina, o ligeramente hipocristalina, conformada por microlitos de plagioclasa acicular y tabular; clinopiroxeno, a menudo organizado en pequeños agregados glomerofídicos; microcristales de magnetita, y probable hematita.

CS-11-07

Estructura volcánica de procedencia: flujo de lava

Coordenadas: 97°20.628'N, 18°53.423'W

Roca volcánica con textura porfídica, con fenocristales de olivino y escaso clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio (domina el tamaño medio, hasta ~3 mm); en nicols paralelos tienen color neutro y relieve muy alto; en nicols cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden, y extinción paralela; los olivinos están a menudo agrupados a formar agregados glomerofídicos.

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino, anhedrales; en nicols paralelos tienen color verde-pardo claro; en nicols cruzados presentan colores de interferencia de segundo orden, extinción oblicua, y en ocasiones muestran gemelación.

Los fenocristales están englobados en una matriz hipocristalina, vesicular, conformada por microlitos de plagioclasa acicular, abundante clinopiroxeno que forma comúnmente agregados glomerofídicos, menor olivino, y magnetita.

CS-11-10

Estructura volcánica de procedencia: Mesa Perea (flujo de lava)

Coordenadas: 97°23.351'N, 18°55.343'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales de tamaño fino y forma subhedral-anhedral, a menudo con fracturas características, y con una ligera alteración iddingsítica en los bordes; en nicols paralelos tienen color neutro y relieve alto; en nicols cruzados presentan colores de interferencia de segundo y tercer orden y extinción paralela; en algunos casos forman agregados glomerofídicos, con o sin clinopiroxeno.

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino y formas subhedrales a anhedrales; en nicols paralelos tienen color pardo claro-verdoso; en nicols cruzados presentan colores de birrefringencia de segundo orden, extinción oblicua, y en ocasiones gemelación.

Los fenocristales están embebidos en una matriz holocristalina o ligeramente hipocristalina, formada de microcristales de plagioclasa acicular, abundante clinopiroxeno, olivino, y magnetita.

CS-11-16

Estructura volcánica de procedencia: Mesa Barosas (flujo de lava)

Coordenadas: 97°25.848'N, 18°57.738'W

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Olivino: fenocristales subhedrales-anhedrales de tamaño fino a medio (hasta 1.2 mm); en nicols paralelos se presentan incoloros y con relieve alto, mientras que en nicols cruzados muestran extinción paralela y colores de interferencia de segundo y tercer orden; algunos fenocristales presentan una ligera alteración iddingsítica a lo largo de bordes y fracturas.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales-anhedrales de tamaño fino; presentan un color beige en nicols paralelos, aunque unos cuantos cristales presentan núcleos más verdosos; en nicols cruzados muestran colores de interferencia del segundo orden, y extinción oblicua; a menudo los fenocristales de clinopiroxeno están organizados a formar agregados glomerofídicos.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, vesicular, conformada por microlitos de plagioclasa acicular que muestran texturas de flujo; microcristales de piroxeno anedral; y óxidos de Fe-Ti (magnetita, probable ilmenita); una característica de la matriz es la presencia de numerosos agregados glomerofídicos equigranulares de clinopiroxeno.

CS-11-17

Estructura volcánica de procedencia: Mesa Malaca (flujo de lava)

Coordenadas: 97°25.136'N, 18°56.580'W

Roca volcánica porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y escaso clino- y ortopiroxeno.

Plagioclasa: fenocristales euhedrales a subhedrales de tamaño fino, generalmente asociados a formar agregados glomerofídicos disequigranulares; las observaciones en nicols cruzados evidencian la presencia de texturas de desequilibrio, como maclas cuneiformes, extinción ondulante o concéntrica, texturas de tamiz o bordes reabsorbidos.

Anfíbol: fenocristales de tamaño fino a medio (hasta ~1.3 mm), generalmente euhedrales-subhedrales, aunque algunos cristales son anhedrales por efecto de absorción

parcial; todos los fenocristales presentan bordes variablemente oxidados por pérdida de volátiles (Fig. A10); en algunos casos se reconocen cristales fantasma; en nicoles paralelos, el anfíbol muestra el típico pleocroismo en los tonos del pardo-rojizo, así como el clivaje característico en secciones basales (dos sistemas formando ángulos de $\sim 120-60^\circ$; Fig. A10); en nicoles cruzados, los anfíboles presentan colores de interferencia del segundo orden, y un bajo ángulo de extinción.



Fig. A10 Muestra CS-11-17 fotografiada con nicoles paralelos: fenocristales de anfíbol con bordes opacíticos; se observa el sistema de clivaje conjugado, formando ángulos de $\sim 120-60^\circ$.

Clinopiroxeno: fenocristales subhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen un color neutro, mientras que en nicoles cruzados tienen color rojo-naranja de primer orden y extinción oblicua.

Ortopiroxeno: fenocristales subhedrales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen color beige muy pálido, con un ligero pleocroismo en los tonos del café claro; en nicoles cruzados tienen color amarillo de primer orden, y presentan extinción recta.

Los fenocristales están englobados en una matriz hipocristalina, vesicular, conformada por microlitos de plagioclasa acicular y tabular, escaso anfíbol variablemente oxidado, escaso ortopiroxeno, y microlitos de magnetita.

CS-11-18

Estructura volcánica de procedencia: Mesa Buenpaís (flujo de lava)

Coordenadas: $97^\circ 25.690'N$, $18^\circ 55.484'W$

Roca volcánica porfídica, con fenocristales de olivino, plagioclasa, y escaso clino- y ortopiroxeno (Fig. A11).

Olivino: fenocristales anhedrales-subhedrales extremadamente fracturados de tamaño fino a medio (hasta ~ 2 mm); en nicoles paralelos son incoloros, con alto relieve; en nicoles cruzados presentan colores de interferencia del segundo orden y extinción recta.

Plagioclasa: fenocristales de tamaño variable de fino a medio (hasta ~1.8 mm), con formas generalmente subhedrales; la mayoría presentan texturas de tamiz más o menos desarrolladas en su interior, a veces con sucesivo crecimiento euhedral del cristal (Fig. A11); algunos fenocristales tienen una textura de tamiz más desarrollada y bordes parcialmente reabsorbidos, lo cual indica un mayor grado de desequilibrio; algunas plagioclases muestran extinción ondulante, maclas cuneiformes, y en algunos casos zonación concéntrica.

Clinopiroxeno: fenocristales de tamaño fino y formas anhedrales; en nicoles paralelos tienen un color verde pálido, ocasionalmente con núcleos de un color verde más intenso; mientras que en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de segundo orden, y extinción oblicua.

Ortopiroxeno: fenocristales de tamaño fino; en nicoles paralelos tienen pleocroismo de neutro a pardo claro; en nicoles cruzados tienen colores de interferencia de primer orden, y extinción recta.

Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina, con microlitos de plagioclasa tabular y acicular, clinopiroxeno, y escaso ortopiroxeno.

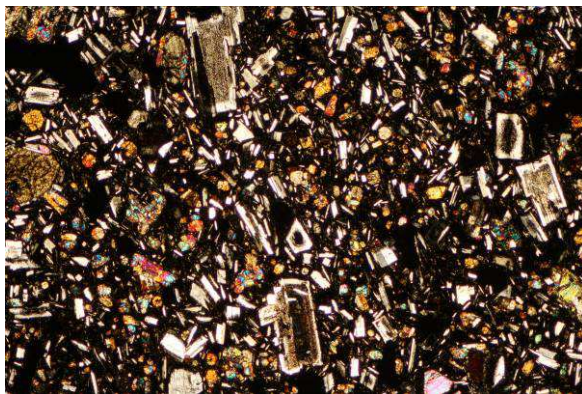


Fig. A11 Muestra CS-11-18 fotografiada con nicoles cruzados: textura porfídica con abundantes fenocristales de plagioclasa, olivino, escaso clino- y ortopiroxeno.

Tabla 1. Análisis de elementos mayores y traza de las secuencias volcánicas estudiadas

Suite	CSO	CSO	CSO	CSO	CSO	CSO
Muestra	CO-10-19	CO-10-20	CO-10-24	CO-10-25	CO-10-26	CO-10-27
Longitud W	97°21.290'	97°21.339'	97°31.286'	97°37.059'	97°36.700'	97°34.989'
Latitud N	19°23.473'	19°24.388'	19°14.590'	19°07.016'	19°06.944'	19°06.825'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>						
SiO ₂	52.12	51.83	51.79	55.70	54.22	55.48
TiO ₂	1.21	1.16	1.29	1.03	1.35	1.47
Al ₂ O ₃	16.56	15.92	15.84	16.69	17.15	17.10
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	8.97	8.69	8.72	7.86	8.38	8.27
MnO	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13
MgO	8.14	7.88	7.55	6.27	5.82	5.04
CaO	8.70	9.01	8.57	6.85	7.49	7.32
Na ₂ O	3.00	3.28	3.43	3.88	3.70	3.96
K ₂ O	1.06	1.07	1.49	1.48	1.34	1.51
P ₂ O ₅	0.27	0.28	0.37	0.25	0.34	0.39
PxC	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04
Total	100.17	99.26	99.17	100.17	99.90	100.70
<i>Elementos traza (ppm)</i>						
Sc	27.8	28.1	22.5	18.5	20.1	19.2
V	183	185	177	139	169	156
Cr	378	394	307	305	118	127
Co	37.4	37.6	35.2	30.4	30.8	27.9
Ni	130	129	158	126	186	62.1
Cu	43	42	37	36	36	29
Zn	71	71	78	70	71	79
Ga	18.2	18.3	18.7	18.8	18.6	20.0
Li	7.0	6.8	11.0	12.9	9.2	11.8
Be	1.2	1.3	1.5	1.4	1.4	1.6
Rb	22	23	30	38	28	32
Sr	452	460	703	466	499	546
Y	25.0	25.3	26.3	23.6	23.1	25.2
Zr	165	167	195	216	188	221
Nb	8.66	8.62	10.7	9.57	12.5	15.3
Sn	1.1	1.1	1.3	1.1	1.2	1.3
Sb	0.08	0.08	0.13	0.14	0.13	0.15
Cs	0.76	0.77	1.04	1.38	0.84	0.97
Ba	379	387	560	572	435	483
La	20.3	20.2	30.2	30.0	22.8	25.4
Ce	43.1	44.3	66.1	62.0	47.6	53.9
Pr	5.53	5.48	8.58	7.45	6.13	6.80
Nd	22.4	22.3	34.8	28.3	24.8	27.2
Sm	4.92	4.96	7.15	5.51	5.33	5.85
Eu	1.47	1.47	1.95	1.53	1.54	1.68
Gd	4.79	4.81	6.09	4.83	4.92	5.39
Tb	0.736	0.742	0.869	0.711	0.732	0.800
Dy	4.44	4.49	4.86	4.13	4.28	4.60
Ho	0.90	0.91	0.94	0.84	0.84	0.90
Er	2.49	2.52	2.57	2.34	2.30	2.45
Yb	2.35	2.38	2.34	2.27	2.14	2.26
Lu	0.352	0.355	0.348	0.342	0.320	0.334
Hf	3.81	3.85	4.36	4.79	4.19	4.72
Ta	0.52	0.52	0.66	0.58	0.73	0.91
Tl	0.16	0.16	0.17	0.24	0.16	0.20
Pb	5.7	5.5	6.2	6.4	5.4	6.8
Th	5.22	5.19	3.78	5.24	3.10	3.51
U	1.29	1.27	1.18	1.12	0.886	1.06

La reproducibilidad de los datos de elementos traza está dada por la concentración promedio y la desviación estándar de digestiones múltiples de los estándares AGV-2, BHVO-2, BCR-2 de la United States Geological Survey, y del estándar JB-2 de la Geological Survey of Japan; y ha sido reportada en varias publicaciones (Mori et al., 2007, 2009; Gómez-Tuena et al., 2011).

continua Tabla 1

Suite	CSO	CSO	CSO	CSO	CSO	CSO
Muestra	CO-10-29	CO-10-30	CO-10-34	CO-10-35	CO-10-36	CO-10-37
Longitud W	97°33.004'	97°32.241'	97°33.989'	97°19.297'	97°20.106'	97°18.493'
Latitud N	19°06.949'	19°07.385'	19°10.777'	19°17.467'	19°16.731'	19°17.822'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>						
SiO ₂	56.62	55.25	55.45	51.23	51.43	50.94
TiO ₂	1.35	1.08	1.40	1.56	1.30	1.51
Al ₂ O ₃	17.11	17.21	17.12	16.34	16.45	16.33
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	7.68	7.86	8.16	9.92	9.14	9.35
MnO	0.13	0.11	0.12	0.15	0.15	0.16
MgO	4.27	5.43	4.73	7.28	7.50	7.13
CaO	7.26	7.10	7.04	9.29	9.16	9.22
Na ₂ O	4.01	3.99	3.80	3.42	3.20	3.51
K ₂ O	1.61	1.53	1.50	1.03	1.23	1.15
P ₂ O ₅	0.36	0.32	0.35	0.33	0.38	0.36
PxC	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
Total	100.41	99.88	99.78	100.55	99.94	99.66
<i>Elementos traza (ppm)</i>						
Sc	18.8	16.8	18.7	27.5	25.2	25.9
V	150	138	152	227	224	203
Cr	91.3	198	108	273	136	288
Co	24.4	28.9	26.3	37.7	35.0	36.8
Ni	44.0	96.5	51.6	100	102	101
Cu	27	31	28	49	48	51
Zn	75	74	76	78	76	75
Ga	20.4	19.4	20.1	19.8	19.0	19.4
Li	12.7	13.2	12.2	7.6	8.1	8.0
Be	1.7	1.5	1.7	1.4	1.4	1.4
Rb	37	39	33	20	28	22
Sr	536	546	544	492	599	533
Y	25.0	22.6	25.1	23.8	22.4	23.8
Zr	219	212	214	177	174	177
Nb	14.9	10.1	14.9	12.4	13.2	12.9
Sn	1.3	1.1	1.3	1.1	1.2	1.3
Sb	0.16	0.13	0.14	0.05	0.11	0.11
Cs	1.10	1.49	1.00	0.58	1.03	0.73
Ba	522	581	501	327	470	348
La	26.1	25.4	25.5	18.8	27.5	20.7
Ce	54.4	54.2	53.4	40.6	55.1	44.1
Pr	6.83	6.83	6.76	5.35	6.97	5.75
Nd	27.2	27.2	27.1	22.0	27.9	23.8
Sm	5.79	5.66	5.79	5.23	5.97	5.37
Eu	1.66	1.63	1.67	1.56	1.71	1.63
Gd	5.32	4.99	5.36	5.07	5.39	5.15
Tb	0.791	0.722	0.799	0.765	0.777	0.770
Dy	4.54	4.09	4.57	4.37	4.31	4.44
Ho	0.89	0.81	0.89	0.86	0.81	0.86
Er	2.42	2.20	2.44	2.28	2.16	2.27
Yb	2.22	2.08	2.25	2.06	1.93	2.03
Lu	0.329	0.311	0.331	0.304	0.277	0.300
Hf	4.82	4.70	4.76	3.73	3.98	3.97
Ta	0.89	0.60	0.88	0.72	0.76	0.80
Tl	0.22	0.33	0.20	0.10	0.22	0.11
Pb	7.1	6.8	6.9	4.1	6.0	4.7
Th	3.82	3.75	3.60	2.50	4.69	2.91
U	1.13	1.07	1.07	0.856	1.66	0.962

continua Tabla 1

Suite	CSO	CSO	CSO	CSO	CSO	CSO
Muestra	CO-10-38	CO-10-39	CO-10-40	CS-11-40	CS-11-41	CS-11-45
Longitud W	97°17.771'	97°17.570'	97°16.670'	97°29.426'	97°29.878'	97°21.037'
Latitud N	19°17.760'	19°18.312'	19°20.465'	19°29.791'	19°31.284'	19°30.086'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>						
SiO ₂	50.98	50.94	50.20	54.83	52.64	60.20
TiO ₂	1.55	1.21	1.33	1.59	1.48	1.55
Al ₂ O ₃	16.48	15.60	15.65	17.43	16.71	18.12
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	9.70	8.95	9.39	9.06	9.10	9.25
MnO	0.15	0.15	0.15	0.13	0.14	0.13
MgO	7.20	9.07	8.48	3.63	5.98	4.32
CaO	8.84	9.09	9.62	7.08	8.12	7.58
Na ₂ O	3.50	3.19	3.40	4.33	3.86	3.95
K ₂ O	1.14	1.02	1.06	1.59	1.31	1.48
P ₂ O ₅	0.36	0.27	0.43	0.38	0.37	0.34
PxC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.00
Total	99.90	99.48	99.71	100.03	100.11	106.91
<i>Elementos traza (ppm)</i>						
Sc	24.9	26.8	25.6	22.6	23.2	21.2
V	205	196	199	184	185	180
Cr	242	541	390	46.5	169	42.9
Co	35.0	41.0	39.8	26.0	33.8	29.7
Ni	93.4	176	155	17.7	78.9	30.1
Cu	49	45	55	31	32	33
Zn	76	71	77	85	79	86
Ga	19.7	17.7	18.8	21.7	20.2	21.6
Li	7.9	6.9	8.1	12.1	10.3	10.7
Be	1.6	1.2	1.5	2.0	1.6	1.8
Rb	22	23	23	37	26	31
Sr	546	454	652	454	522	491
Y	23.5	21.1	23.5	30.4	25.9	28.1
Zr	189	157	195	240	193	217
Nb	14.0	11.4	13.4	15.5	12.0	14.3
Sn	1.3	1.0	1.1	1.6	1.3	1.5
Sb	0.05	0.11	0.03	0.16	0.12	0.15
Cs	0.77	0.65	0.66	0.98	0.53	0.80
Ba	358	341	422	461	375	409
La	21.1	16.3	26.3	27.3	21.6	24.7
Ce	44.9	36.8	56.0	57.6	48.2	52.4
Pr	5.87	4.91	7.24	7.08	6.02	6.46
Nd	23.8	20.7	29.1	29.3	25.9	26.9
Sm	5.48	4.72	6.46	6.23	5.66	5.79
Eu	1.62	1.43	1.81	1.80	1.69	1.72
Gd	5.20	4.50	5.70	6.00	5.51	5.59
Tb	0.777	0.672	0.819	0.943	0.848	0.879
Dy	4.39	3.92	4.43	5.42	4.66	5.04
Ho	0.85	0.77	0.84	1.07	0.92	1.00
Er	2.24	2.06	2.20	2.88	2.44	2.67
Yb	2.02	1.87	1.94	2.74	2.27	2.53
Lu	0.296	0.276	0.286	0.419	0.352	0.387
Hf	3.96	3.67	3.96	5.40	4.51	4.85
Ta	0.83	0.70	0.75	0.98	0.70	0.89
Tl	0.14	0.13	0.060	0.21	0.14	0.20
Pb	4.5	3.8	5.4	7.3	5.0	6.5
Th	2.86	2.03	3.86	4.82	2.49	3.91
U	0.989	0.674	1.22	1.46	0.832	1.21

continua Tabla 1

Suite	CSO	CSO	CSO sur	CSO sur	CSO sur	CSO sur
Muestra	MAL-08-15	MAL-08-22	CS-11-05	CS-11-06	CS-11-07	CS-11-09
Longitud W	97°37.256'	97°30.520'	97°17.888'	97°19.858'	97°20.628'	97°24.710'
Latitud N	19°07.272'	19°14.896'	18°50.951'	18°54.028'	18°53.423'	18°54.587'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>						
SiO ₂	55.26	52.85	50.42	53.83	54.21	51.54
TiO ₂	1.02	1.20	1.15	0.90	0.93	0.88
Al ₂ O ₃	16.85	17.03	17.07	16.58	16.03	15.87
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	7.75	8.53	9.53	7.80	7.82	8.72
MnO	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.14
MgO	6.36	6.63	7.66	7.14	7.07	8.98
CaO	7.29	8.09	8.01	9.05	8.95	9.21
Na ₂ O	3.98	3.42	2.82	2.77	3.11	2.91
K ₂ O	1.39	1.67	1.01	1.03	1.14	1.00
P ₂ O ₅	0.25	0.41	0.25	0.22	0.22	0.20
PxC	0.00	0.00	2.29	0.12	0.17	0.00
Total	100.27	99.96	100.36	99.57	99.78	99.35
<i>Elementos traza (ppm)</i>						
Sc	18.3	19.2	27.3	26.7	27.0	28.2
V	136	157	226	158	160	176
Cr	310	247	312	160	193	321
Co	30.7	30.6	32.3	26.4	25.1	33.9
Ni	133	139	90.2	47.1	44.4	121
Cu	34	32	59	49	41	59
Zn	69	78	79	69	67	68
Ga	18.1	19.0	20.5	18.3	18.3	17.7
Li	12.0	10.6	8.2	8.5	7.9	7.7
Be	1.4	1.6	1.1	0.99	0.99	1.0
Rb	35	34	19	16	16	23
Sr	447	764	437	661	665	439
Y	22.6	25.8	23.3	20.2	20.2	19.3
Zr	206	226	131	121	121	112
Nb	9.09	10.8	5.88	4.79	4.79	4.16
Sn	1.0	1.1	0.7	0.7	0.7	0.8
Sb	0.11	0.08	0.06	0.10	0.10	0.12
Cs	1.29	1.10	0.29	0.75	0.73	0.98
Ba	521	671	377	295	295	369
La	27.7	34.8	16.2	15.2	15.1	16.0
Ce	56.0	73.5	35.6	33.9	33.8	36.0
Pr	6.94	9.68	5.00	4.54	4.55	4.59
Nd	26.8	38.0	22.6	19.9	19.9	20.0
Sm	5.27	7.69	5.34	4.42	4.40	4.54
Eu	1.47	2.05	1.58	1.29	1.29	1.30
Gd	4.62	6.31	5.09	4.14	4.16	4.25
Tb	0.682	0.885	0.746	0.621	0.624	0.621
Dy	3.97	4.74	4.26	3.63	3.62	3.57
Ho	0.80	0.92	0.82	0.72	0.72	0.69
Er	2.23	2.48	2.16	1.95	1.95	1.84
Yb	2.16	2.27	1.92	1.84	1.83	1.70
Lu	0.325	0.342	0.287	0.280	0.279	0.260
Hf	4.49	4.67	3.31	3.04	3.05	2.82
Ta	0.55	0.61	0.33	0.27	0.27	0.24
Tl	0.21	0.17	0.043	0.10	0.089	0.10
Pb	6.0	7.0	4.8	5.2	5.0	5.6
Th	4.75	4.22	2.17	2.91	2.88	2.57
U	1.03	1.34	0.712	0.900	0.898	0.878

continua Tabla 1

Suite	CSO sur	CSO sur	CSO sur	CSO sur	CSO sur	CSO sur
Muestra	CS-11-10	CS-11-11	CS-11-12	CS-11-13	CS-11-14	CS-11-15
Longitud W	97°23.351'	97°22.382'	97°22.610'	97°22.565'	97°26.013'	97°25.479'
Latitud N	18°55.343'	18°56.962'	18°59.160'	18°58.770'	18°59.156'	18°58.644'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>						
SiO ₂	56.95	55.53	57.29	58.35	54.59	57.71
TiO ₂	0.85	0.85	0.70	0.98	0.91	0.66
Al ₂ O ₃	14.87	15.14	16.36	17.36	16.58	15.53
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	7.61	7.49	6.40	6.33	7.58	6.95
MnO	0.12	0.13	0.11	0.08	0.12	0.12
MgO	5.95	5.73	4.99	4.01	5.97	5.46
CaO	8.62	8.48	7.47	6.70	8.63	7.56
Na ₂ O	2.90	3.10	3.65	4.47	3.12	3.10
K ₂ O	1.39	1.10	1.54	1.47	1.30	1.49
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.19	0.31	0.29	0.17
PxC	0.37	1.65	1.89	0.10	0.36	0.74
Total	99.80	99.38	100.59	100.15	99.45	99.49
<i>Elementos traza (ppm)</i>						
Sc	25.8	25.6	17.7	16.6	24.6	23.4
V	154	155	115	111	139	141
Cr	103	96.9	74.8	19.1	97.0	100
Co	21.8	22.5	20.8	16.2	23.9	23.0
Ni	13.5	13.6	55.2	18.7	27.5	34.1
Cu	41	45	35	29	39	54
Zn	65	70	64	61	66	71
Ga	18.8	19.2	19.4	21.5	19.5	19.4
Li	6.7	7.4	9.3	8.3	7.0	8.3
Be	1.1	1.2	1.4	1.4	1.2	1.2
Rb	19	19	27	22	22	21
Sr	803	842	672	875	765	685
Y	18.1	17.5	16.1	19.4	23.1	16.2
Zr	116	133	130	162	138	103
Nb	3.72	3.86	4.66	5.38	4.29	3.07
Sn	0.8	0.9	0.7	0.9	0.9	0.8
Sb	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.10
Cs	0.70	0.73	0.77	0.47	0.90	1.46
Ba	325	315	498	528	554	407
La	17.1	16.4	15.9	22.9	24.2	15.0
Ce	36.9	36.6	34.9	50.2	55.4	32.4
Pr	4.78	4.66	4.44	6.46	7.21	4.26
Nd	20.3	19.6	18.9	27.1	31.2	18.6
Sm	4.31	4.16	4.06	5.49	6.85	4.12
Eu	1.21	1.18	1.19	1.59	1.81	1.16
Gd	3.93	3.80	3.64	4.65	5.88	3.64
Tb	0.576	0.561	0.527	0.663	0.823	0.525
Dy	3.26	3.17	2.93	3.59	4.39	2.94
Ho	0.64	0.62	0.57	0.69	0.83	0.57
Er	1.72	1.68	1.53	1.82	2.18	1.53
Yb	1.60	1.56	1.44	1.64	1.96	1.42
Lu	0.240	0.238	0.221	0.250	0.292	0.217
Hf	3.12	3.19	3.35	4.06	3.45	2.79
Ta	0.22	0.23	0.29	0.31	0.25	0.19
Tl	0.069	0.058	0.14	0.13	0.13	0.23
Pb	5.6	5.5	7.7	6.4	6.8	10
Th	4.02	3.96	3.30	3.35	4.02	7.16
U	1.10	1.10	1.27	0.938	1.16	2.23

continua Tabla 1

Suite	CSO sur	CSO sur	CSO sur	CSO sur	CSO sur alto-K	CSO sur alto-K
Muestra	CS-11-16	CS-11-17	CS-11-18	CS-11-19	CS-11-20	CS-11-21
Longitud W	97°25.848'	97°25.136'	97°25.690'	97°27.581'	97°27.702'	97°29.842'
Latitud N	18°57.738'	18°56.580'	18°55.484'	18°58.676'	18°57.624'	18°56.784'
<i>Elementos mayores (wt.%)</i>						
SiO ₂	55.65	58.43	56.86	51.02	54.80	51.18
TiO ₂	0.89	0.71	0.84	1.04	0.99	1.07
Al ₂ O ₃	15.59	18.67	16.53	16.74	16.04	14.14
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	6.90	6.44	7.20	9.10	7.17	7.91
MnO	0.11	0.11	0.12	0.15	0.10	0.12
MgO	5.33	2.64	5.69	7.63	6.49	8.70
CaO	7.55	6.22	7.53	9.62	7.90	9.29
Na ₂ O	3.17	4.12	3.64	3.11	3.52	3.07
K ₂ O	1.70	1.54	1.34	0.98	2.26	2.73
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.18	0.21	0.44	0.84
PxC	3.62	0.43	0.23	0.00	0.27	0.31
Total	100.75	99.58	100.16	99.49	99.98	99.36
<i>Elementos traza (ppm)</i>						
Sc	20.5	8.32	21.2	30.3	10.7	6.30
V	124	83.9	133	232	158	166
Cr	127	7.85	178	365	172	456
Co	19.3	11.7	21.5	41.2	26.2	31.6
Ni	31.4	5.36	72.1	102	46.1	173
Cu	39	28	41	65	44	35
Zn	64	69	67	74	68	89
Ga	19.6	20.9	19.3	18.4	20.5	18.4
Li	6.9	10.5	8.6	7.7	9.0	12.0
Be	1.3	1.3	1.1	0.88	1.9	1.9
Rb	25	23	26	23	41	49
Sr	840	649	602	369	1114	1504
Y	19.1	17.8	17.7	20.6	19.6	27.9
Zr	143	163	123	96	203	233
Nb	4.43	6.75	4.73	5.15	4.96	9.25
Sn	0.9	0.8	0.8	0.8	1.3	1.1
Sb	0.08	0.08	0.10	0.09	0.10	0.12
Cs	0.91	0.74	1.01	0.89	1.98	1.07
Ba	508	412	460	342	840	1403
La	20.8	17.5	16.4	11.6	39.4	84.9
Ce	46.3	38.2	34.9	26.5	83.7	182
Pr	6.02	4.82	4.65	3.76	11.5	24.5
Nd	25.7	20.2	19.3	16.8	46.3	96.6
Sm	5.40	4.21	4.32	4.21	9.08	17.5
Eu	1.48	1.24	1.25	1.27	2.26	4.07
Gd	4.62	3.77	3.94	4.21	6.67	11.8
Tb	0.654	0.558	0.576	0.631	0.878	1.45
Dy	3.56	3.13	3.30	3.79	4.25	6.32
Ho	0.68	0.62	0.64	0.74	0.76	1.03
Er	1.81	1.72	1.72	2.00	1.97	2.59
Yb	1.66	1.70	1.59	1.82	1.65	1.98
Lu	0.252	0.264	0.239	0.268	0.242	0.282
Hf	3.74	3.69	3.34	2.74	5.09	5.39
Ta	0.27	0.40	0.30	0.29	0.29	0.45
Tl	0.19	0.15	0.17	0.18	0.35	0.31
Pb	7.8	7.0	7.1	4.4	14	11
Th	5.89	3.29	3.27	1.19	10.27	7.34
U	1.56	1.14	1.15	0.393	3.69	2.72

Tabla 2. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de una selección de muestras del área de estudio

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ mean	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ mean	ϵ_{Nd}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
<i>grupo CSO</i>								
CO-10-20	0.704113	8	0.512778	4	2.73	18.735	15.599	38.516
CO-10-24	0.704559	8	0.512681	4	0.84	18.722	15.604	38.453
CO-10-29	0.704294	10	0.512685	4	0.92	18.749	15.611	38.470
CO-10-30	0.704579	10	0.512700	4	1.21	18.707	15.612	38.447
CO-10-39	0.704172	10	0.512788	4	2.93	18.766	15.603	38.499
CO-10-40	0.703978	12	0.512813	4	3.41	18.743	15.595	38.445
CS-11-41	0.704285	10	0.512765	4	2.48	18.737	15.599	38.458
CS-11-45	0.704003	10	0.512776	4	2.69	18.751	15.605	38.490
<i>suite CSO sur</i>								
CS-11-06	0.703739	8	0.512629	4	-0.18	18.643	15.582	38.318
CS-11-09	0.704463	10	0.512698	4	1.17	18.696	15.603	38.430
CS-11-12	0.704441	8	0.512630	4	-0.16	18.740	15.608	38.412
CS-11-15	0.703999	10	0.512723	4	1.66	18.723	15.597	38.438
CS-11-16	0.703855	6	0.512681	4	0.84	18.698	15.595	38.412
CS-11-19	0.704573	10	0.512677	4	0.76	18.699	15.608	38.422
<i>rocas de alto-K de la CSO sur</i>								
CS-11-20	0.704163	8	0.512709	4	1.38	18.700	15.593	38.438
CS-11-21	0.704894	8	0.512613	4	-0.49	18.550	15.579	38.225

El 2 σ mean de las mediciones individuales de Sr y Nd está multiplicado por 10⁶. La reproducibilidad para los isótopos de Pb está dada por el 2 σ mean de mediciones múltiples del estándar NBS-981 (detalles en el texto).

Los isótopos de Sr, Nd y Pb se midieron por multicolección estática; cada análisis consistió en 60 relaciones isotópicas para Sr; 70 relaciones isotópicas para Nd; y 90 relaciones isotópicas para Pb.