



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL VULCANISMO MÁFICO
DEL MIOCENO EN LA PORCIÓN SUR DE LA SIERRA MADRE
OCCIDENTAL**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:
EMMA VANESA MARTINEZ RESENDIZ

ASESORA DE TESIS:
DRA. MA. TERESA OROZCO ESQUIVEL

2016

Ciudad Universitaria, CDMX





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Este trabajo está dedicado a mis hermanos por el apoyo incondicional que nos une hoy y siempre.

También lo quiero dedicar esta tesis a mis abuelitos: Pedro e Inn por cada una de las enseñanzas que me dejaron y que siguen presentes.

“Hay una fuerza motriz más poderosa que el vapor, la electricidad y la energía atómica: la voluntad”.

Albert Einstein

Agradecimientos

A mis hermanos, por todos y cada uno de los momentos maravillosos que hemos compartido juntos.

Gracias Gloria, por ser una hermana mayor ejemplar, por enseñarnos que es válido equivocarnos, pero sobre todo por mostrarnos que podemos levantarnos después de cada tropiezo. No me voy a cansar de agradecer cada una de las tan enriquecedoras charlas de hermana mayor, por tus consejos y opiniones. Gracias por siempre tener una respuesta a nuestras preguntas y una solución a nuestros problemas. No me alcanzan las palabras para agradecerte todo tu apoyo en esta etapa universitaria, sin ti las cosas no se hubieran facilitado tanto. Hermana gracias por siempre creer en cada una de mis capacidades, aún cuando yo no lo hago del todo.

A ti Marcos, mil gracias por todas las aventuras y por todos aquellos momentos que hemos pasado y superado juntos, por ser mi ejemplo de fortaleza y nunca rendirte, por toda tu sabiduría que llevas dentro y por siempre entenderme aún cuando no tengo la razón.

A mi pequeña y hermosa Abi, por toda la bondad que hay en tu corazón y por el amor que siempre me brindas y por tus abrazos tan especiales.

Un agradecimiento de manera especial a mi mamá por cada una de sus bendiciones y consejos, por enseñarme que nunca hay que dejar para mañana lo que se puede hacer hoy y sobre todo por haber hecho de mí la persona que ahora soy.

A mi tía Zena, por toda su hospitalidad y cariño que siempre me ha mostrado al llegar a su casa. Por cada una de las atenciones brindadas y apapachos, por siempre hacerme sentir que llegue a casa y lograr que se me olvidaran todas mis preocupaciones. Es usted un ejemplo de fortaleza y perseverancia. Gracias por compartirme la enseñanza de reflexionar las situaciones de los demás antes de juzgar, por ser una tía tan abierta a cualquier tipo de conversación, por mostrarme

lo bueno de la vida, pero sobre todo por ser una persona tan dulce y buena. La quiero tanto.

Agradezco a la Dra. Tere por ser una excelente tutora y persona, por siempre buscar mi aprendizaje y estar disponible en cada momento para resolver mis dudas y por contagiarme su pasión por la geología y geoquímica. Gracias por las oportunidades brindadas, de las cuales una fue el desarrollar mi tesis dentro del proyecto PAPIIT IN111114. Gracias por todo el apoyo incondicional en todo momento.

Al Dr. Luca, por cada una de sus enseñanzas en campo, por siempre mostrar disposición, sobre todo al momento de aclarar dudas con los artículos y observaciones en el campo. Por la beca otorgada durante mi estancia de tesis y por facilitarme los trámites burocráticos de ésta.

Al Dr. Juan B. Morales Malacara coordinador de la licenciatura en Ciencias de la Tierra, por su increíble paciencia, por mostrar en todo momento la disposición de su tiempo para ayudarme con los trámites burocráticos para mi titulación, no sé que hubiese hecho sin su valiosa ayuda. Gracias por siempre preocuparse del bienestar de los alumnos en la UMDI y en todo momento escuchar la problemática que nos acontecía.

A cony, por siempre tenerme paciencia con los trámites y entrega de papeles, por ponerle un plus a tu trabajo, atendernos con tanta amabilidad, pero sobre todo por la gran persona que eres.

Al comité evaluador por las observaciones brindadas que ayudaron a mejorar este trabajo. Al Dr. Gómez Tuena por siempre estar atento y por contagiar pasión que tienen hacia la geología pero más aún por la geoquímica. Al Dr. Isidro Loza y Dr. Carlos por todas sus atenciones durante este proceso.

A las personas que contribuyeron con la obtención de resultados, a la Dra. Margarita López por los fechamientos Ar-Ar, al Dr. Luigi por las fotografías de láminas delgadas, a Manuel Albarrán y Juan Vázquez por el acceso al laboratorio de molienda y laminación. A Ofelia por permitirme el acceso al Laboratorio

ultralimpio de CGEO y a Gaby Hernández por la capacitación sobre la preparación de muestras para análisis de elementos traza en este laboratorio.

Voy a agradecer hoy y siempre a mi compañera y amiga durante este trabajo: Argy, por todo tu apoyo incondicional, por el gran equipo que formamos juntas, no solo en cuestión de trabajo sino también de amistad. Gracias por compartir esta etapa, permitirme ser tú confidente y por la compañía durante tu estancia en Querétaro.

A Benny, por estar en cada momento difícil y cuando más te necesite, pero más aún por compartir cada uno de los momentos maravillosos que la vida nos brinda.

A mis amigos de CGEO que conocí durante la elaboración de este trabajo: Pau y Alexis.

Y como no agradecer a mi compañero y amigo en el taller de Trituración y Pulverizado: Eli. No sé que hubiese hecho sin ti, no solo fuiste mi guía en el proceso de separación de circones, también me lleve un gran compañero y amigo. Gracias hoy y siempre por tus ánimos y porras.

De manera especial quiero agradecer al Dr. Juan Martín y a Mtra. Caro por todas las oportunidades brindadas durante mi llegada a CGEO, y que gracias al proyecto TCJ yo conocí la carrera de Ciencias de la Tierra.

A mis compañeros de la carrera, en especial a Daniela Téllez, por ser mi compañera de equipo durante gran parte de la licenciatura, por compartir vivencias y conocimientos. Gracias Dany por las tardes, o noches de desvelo que usamos para hacer trabajos y tareas juntas.

A Erika Alvarado, por ser mi mejor amiga de la preparatoria, por siempre brindarme apoyo a pesar de la distancia.

A Bere Erreguin por su amistad y por todo el apoyo.

Por último como no agradecer a mi bellísima universidad: la UNAM, no hay palabras que expresen el agradecimiento, gracias por no solo permitirme crecer académicamente si no que personalmente también.

Índice

| | |
|--|----|
| Agradecimientos..... | 3 |
| Resumen | 10 |
| 1. Introducción | 12 |
| 1.1 Caso de estudio: magmatismo del sector sur de la Sierra Madre Occidental (SMO) y su implicación en la apertura del golfo de California..... | 13 |
| 1.2 Objetivo general..... | 14 |
| 1.3 Objetivos específicos..... | 15 |
| 1.4 Área de estudio..... | 15 |
| 2. Contexto Geológico Regional..... | 17 |
| 2.1 La Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental..... | 17 |
| 2.2 El vulcanismo máfico del Oligoceno-Mioceno de la SMO y su relación con la extensión..... | 18 |
| 2.2.1 Andesitas basálticas del Sur de la Cordillera (SCORBA)..... | 18 |
| 2.2.2 Vulcanismo máfico de tipo intraplaca..... | 20 |
| 2.3 Geología en el sector sur de la Sierra Madre Occidental..... | 21 |
| 2.3.1 Magmatismo del Cretácico Tardío-Paleoceno | 22 |
| 2.3.2 Magmatismo del Eoceno..... | 22 |
| 2.3.3 Vulcanismo del Oligoceno-Mioceno | 23 |
| 2.3.4 Pulsos post- ignimbríticos | 26 |
| 2.3.5 Vulcanismo en el extremo sur de la SMO: transición hacia la Faja Volcánica Transmexicana | 27 |
| 2.4. Tectónica extensional en el sur de la Sierra Madre Occidental | 29 |
| 2.4.1 Dominio Oriental..... | 29 |
| 2.4.2 Dominio Occidental | 30 |
| 2.4.3 Dominio meridional | 30 |
| 2.5 Extensión del Oligoceno tardío-Mioceno medio y magmatismo sinextensional en la parte sur de la SMO: inicio del rift del Golfo de California..... | 31 |
| 3. Metodología y Técnicas Analíticas | 35 |
| 3.1 Campo | 35 |
| 3.1.1 Recolección de muestras..... | 36 |
| 3.2 Petrografía..... | 36 |
| 3.2.1 Laminación | 36 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 3.2.2 | Análisis petrográfico | 37 |
| 3.3 | Geoquímica..... | 38 |
| 3.3.1 | Trituración de muestras..... | 38 |
| 3.3.2 | Limpieza de esquirlas..... | 40 |
| 3.3.3 | Pulverizado de muestras..... | 41 |
| 3.3.4 | Análisis de elementos mayores | 42 |
| 3.3.5 | Análisis de elementos traza..... | 43 |
| 3.4 | Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | 47 |
| 3.4.1 | Fundamentos teóricos..... | 47 |
| 3.4.2 | Procesamiento y análisis de muestras..... | 49 |
| 4. | Geología del área de estudio..... | 52 |
| 4.1 | Volcanismo máfico del Oligoceno tardío- Mioceno temprano..... | 53 |
| 4.2 | Volcanismo máfico del Mioceno medio..... | 56 |
| 4.3 | Volcanismo máfico del Mioceno tardío | 57 |
| 5. | Geocronología | 63 |
| 5.1. | Oligoceno tardío- Mioceno temprano..... | 64 |
| 5.2 | Mioceno medio | 67 |
| 4.3 | Mioceno tardío..... | 76 |
| 6. | Petrografía..... | 80 |
| 6.1 | Oligoceno tardío-Mioceno temprano..... | 80 |
| 6.2 | Mioceno medio | 82 |
| 6.3 | Mioceno tardío..... | 85 |
| 7. | Geoquímica..... | 90 |
| 7.1 | Introducción | 90 |
| 7.1.1 | Magmatismo de subducción | 90 |
| 7.1.2 | Magmatismo de intraplaca..... | 91 |
| 7.2 | Resultados | 94 |
| 4.2.1 | Elementos mayores | 94 |
| 7.2.2 | Elementos Traza | 98 |
| 8. | Discusión..... | 105 |
| 8.1 | Origen del magmatismo de la SMO y tectónica extensional | 105 |
| 8.2 | Edad y extensión del magmatismo máfico en la porción sur de la Sierra Madre Occidental | 106 |

| | |
|---|-----|
| 8.3 Diferencias petrográficas en los episodios de vulcanismo máfico en la porción sur de la SMO | 108 |
| 8.4 Magmatismo de subducción vs magmatismo extensional. | 110 |
| 9. Conclusiones..... | 116 |
| 10. Bibliografía | 118 |
| Anexos..... | 127 |
| Anexo1 | 127 |
| Datos de elementos mayores y traza..... | 127 |
| Anexo 2..... | 132 |
| Fechamientos Ar-Ar | 132 |
| Oligoceno tardío-Mioceno temprano..... | 133 |
| Mioceno medio-tardío | 136 |

Resumen

El proceso de extensión de la corteza en el margen noroccidental de México y la relación que tiene con la apertura del Golfo de California (GoC) ha sido estudiado y discutido por varias décadas, sin embargo sus efectos sobre el magmatismo y la deformación de la placa superior aún no son comprendidos en su totalidad. Estudios previos indican que la extensión que llevó a la apertura del Golfo de California inició a los ~12.5 Ma, al cesar la subducción de la placa de Farallón, marcando un cambio de magmatismo asociado a subducción a uno de tipo rift. Sin embargo, estudios recientes han propuesto que el proceso de extensión inició desde el Oligoceno y que el voluminoso vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (SMO) estaría asociado a dicho proceso.

Para evaluar estos modelos se realizó un estudio geoquímico, petrográfico y geocronológico del vulcanismo máfico que aflora en la porción sur de la Sierra Madre Occidental, en los grabenes de Juchipila, Tlaltenango y Bolaños. En esta región, lavas máficas se presentan intercaladas o sobreyaciendo a las ignimbritas silícicas del Mioceno temprano de la SMO, en una asociación bimodal. Con base en 19 fechamientos Ar-Ar y en análisis petrográficos se identificaron dos eventos de magmatismo máfico: Oligoceno tardío a Mioceno temprano (25.9-21.6 Ma) y Mioceno medio a tardío (14.8-10.4 Ma).

Las rocas del Mioceno temprano presentan texturas intergranulares y ofíticas con cristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno y ausencia de ortopiroxeno, además de una naturaleza geoquímica más máfica con valores de SiO₂ de 48 a 52.8 % en peso que las clasifica como basaltos a andesitas basálticas subalcalinas a transicionales. Muestran contenidos relativamente altos de TiO₂, FeO_t y P₂O₅ y los patrones de elementos traza no exhiben un claro enriquecimiento de elementos LILE con respecto a los HFSE, por lo que exponen bajas señales de subducción (Ba/Nb= ~18-54), con anomalías positivas de Sr pequeñas a ausentes.

En contraste, las rocas del grupo del Mioceno medio y tardío tienen texturas porfíricas, con dos piroxenos. Estas rocas exhiben una naturaleza más diferenciada, con valores de SiO₂ de 50.9-59.2 % en peso y se clasifican como basaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas y andesitas subalcalinas

de medio a alto K. En su mayoría tienen contenidos más bajos de TiO_2 , FeO_t , y P_2O_5 y valores más altos en Na_2O y Al_2O_3 . Además exponen notables anomalías negativas de Nb y Ta, y positivas de Pb y Sr. Los valores de relaciones elementales de Ba/Nb tienen un rango de ~ 37 -170, típico de arcos volcánicos o de magmas con influencia cortical.

Las características descritas indican que en el Oligoceno tardío a Mioceno temprano se desarrolló un vulcanismo máfico de tipo intraplaca, contemporáneo con el vulcanismo silíceo explosivo que caracteriza a la SMO. El vulcanismo de tipo intraplaca fue espacialmente continuo en todo el occidente de México durante este periodo, lo cual apoya el modelo de una extensión litosférica temprana antes del cese de la subducción, que habría culminado con la apertura del Golfo de California. Esta extensión litosférica habría propiciado el ascenso y fusión por descompresión de material astenosférico enriquecido, dando lugar a la formación de magmas de tipo intraplaca con escasa o nula contribución de componentes de subducción y con asimilación variable de material cortical.

En cambio, el vulcanismo del Mioceno medio y tardío se asociaría a procesos distintos, con posibles contribuciones de un manto modificado por subducción y litósfera continental. El vulcanismo de esta edad corresponde a los eventos iniciales de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y su origen es explicado por el rompimiento de la placa subducida o por delaminación litosférica.

Finalmente, las nuevas edades reportadas en este trabajo demuestran que en la FVTM no existe un hiatus de vulcanismo en el Mioceno medio, como se había documentado para las longitudes de la zona de estudio. Estas edades demuestran que el vulcanismo de esa edad se encuentra en una posición ligeramente más al norte del área que se ha considerado para la FVTM.

1. Introducción

El rasgo más sobresaliente de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMO) es la inmensa sucesión de ignimbritas riolíticas que se extiende por aproximadamente 1,200 km de largo y 250 km de ancho, constituyendo la provincia silícica más grande del Cenozoico. La cubierta ignimbrítica de la SMO se estima en $\sim 300\,000\text{ km}^2$ (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Ward, 1995). En la SMO, el periodo de Oligoceno temprano a Mioceno temprano está dominado por dos pulsos ignimbríticos silícicos distintos. El primer pulso, que corresponde al Oligoceno temprano, está distribuido en toda la SMO, en cambio el segundo pulso del fin del Oligoceno tardío al Mioceno temprano se encuentra principalmente en la porción sur de la SMO (Ferrari et al., 2002; Figura 1.1).

Aunque con volúmenes mucho menores a los de las ignimbritas, en la fase final de los pulsos ignimbríticos e inmediatamente después de éstos se emplazan lavas máficas, las cuales en el sector norte de la SMO han sido denominadas SCORBA (*Southern Cordillera Basaltic Andesites*; Cameron et al., 1989) e interpretadas como un evento que anuncia el inicio de procesos de extensión. Para el sector sur los estudios del vulcanismo máfico son escasos, aunque se han reportado coladas basálticas dispersas que sobreyacen a las ignimbritas del Oligoceno temprano (Webber et al. 1994; Ferrari et al., 2002, 2013; Ramos-Rosique, 2013; Duque-Trujillo et al., 2015), así como posteriores al pulso ignimbrítico del Mioceno temprano (Nieto-Obregón et al., 1981; Lyons, 1988; Moore et al, 1994; Ferrari et al., 2002, 2013; Rossotti et al., 2002).

La interpretación comúnmente aceptada es que la SMO se formó durante las etapas finales de la subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica, un periodo en el que el régimen tectónico pasó de ser compresivo (orogenia Larámide) a extensional (Provincia de Cuencas y Sierras al este de la SMO). Sin embargo, recientemente Ferrari et al. (2013) y Duque-Trujillo et al. (2015) presentaron evidencias geológicas, estructurales y geocronológicas de extensión temprana en la porción sur de la Provincia Extensional del Golfo de California, anterior a los 12.5 Ma, edad comúnmente postulada para el inicio de la extensión en los modelos clásicos de la apertura del Golfo de California.

El interés de este trabajo es el vulcanismo máfico del sector sur de la SMO, cuyos productos se encuentran interestratificados con un grueso paquete de ignimbritas que domina el área. El estudio del vulcanismo máfico nos puede proporcionar información muy valiosa sobre el origen del magmatismo y su relación con el inicio de la extensión en el occidente de México que llevó a la apertura del Golfo de California.

1.1 Caso de estudio: magmatismo del sector sur de la Sierra Madre Occidental (SMO) y su implicación en la apertura del golfo de California.

El proceso de extensión de la corteza en el margen noroccidental de México durante el Neógeno y la relación que tiene con la apertura del Golfo de California ha sido estudiado y discutido por varias décadas, sin embargo los efectos que este fenómeno ejerce sobre el magmatismo y la deformación de la litósfera guardan un enigma que los científicos no han comprendido aún en su totalidad.

Tradicionalmente se considera al rift del Golfo de California como un proceso que inicia en el Mioceno medio (~12 Ma) cuando cesa la subducción de la placa de Farallón debajo de Norteamérica (Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991; Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Aranda-Gómez et al., 1997). De acuerdo con Umhoefer (2011) se trata de un proceso de rift anómalamente rápido. Si el proceso de rift inició a los ~12.5 Ma y las primeras cuencas oceánicas se formaron a los ~6 Ma, todo el proceso de adelgazamiento y ruptura litosférica que implicó la apertura ocurrió en tan solo 6-10 Ma, en contraste con otros rifts que han tardado entre 25 y 80 Ma en formar piso oceánico (Bohannon et al., 1989; Omar and Steckler, 1995; Menzies et al., 1997; Abbate et al., 2001; Ziegler and Cloething, 2004; Pik et al., 2008; Corti, 2009).

Estudios recientes demuestran que el proceso de extensión que dio pauta a la apertura del Golfo de California inició desde el Oligoceno tardío, mucho antes de lo que comúnmente se propone (Ferrari et al., 2013; Duque- Trujillo et al.,

2015). Estos estudios se basan en las evidencias de extensión litosférica que existen en la mitad sur de la Sierra Madre Occidental y en la planicie costera de los estados de Nayarit y Sinaloa, que están afectadas por sistemas de fallas extensionales del Oligoceno tardío a Mioceno temprano con dirección ~N-S a NNO que se generaron durante la fase extensional la cual fue identificada debido a una discordancia angular entre las ignimbritas del Oligoceno (~32-29 Ma) y las ignimbritas del Mioceno temprano (~24-18 Ma) que cubren la parte sur de la SMO. A partir de los 18 Ma la extensión se concentró más hacia la parte de la costa, donde se formó una franja de dirección NNO de grábenes y semigrábenes que son rellenados por productos de vulcanismo bimodal y conglomerados (Ferrari et al., 2013; Duque- Trujillo et al., 2015).

De acuerdo con estos estudios recientes se contempla un nuevo modelo que implica que el adelgazamiento cortical que llevó a la apertura del Golfo de California inició a los ~29 Ma y que al cesar la subducción a los ~12.5 Ma se instala un nuevo límite de placas en la parte occidental de la placa de Norteamérica marcando el comienzo de la divergencia transtensional, más no el comienzo de rifting como tal. Además, de acuerdo con este modelo, el magmatismo del Mioceno temprano y medio de la SMO estaría controlado por procesos de descompresión del manto en un régimen extensional, y no tanto por procesos de liberación de fluidos asociados a la subducción (Ferrari et al., 2013 y Duque- Trujillo et al., 2015).

1.2 Objetivo general

El objetivo de este trabajo es contribuir al estudio del vulcanismo máfico del Oligoceno tardío- Mioceno (~24-10 Ma) en la porción sur de la Sierra Madre Occidental (SMO), el cual ha sido escasamente estudiado y que nos puede aportar información sobre la evolución del manto, lo cual permitiría refinar el modelo de extensión temprana del margen occidental de México por medio de la determinación del ambiente y tipo de magmatismo que le dio origen, mediante técnicas petrográficas, geoquímicas y geocronológicas.

1.3 Objetivos específicos

- Establecer las relaciones de campo de unidades de lava máfica en la porción sur de la SMO.
- Establecer la edad de las lavas máficas por medio de estudios geocronológicos por el método Ar-Ar.
- Realizar análisis petrográfico a detalle para determinar las variaciones en la mineralogía y texturas de las rocas.
- Caracterización geoquímica integral del vulcanismo máfico del Mioceno de la porción sur de la SMO mediante análisis de elementos mayores y trazas.
- Evaluar la información recopilada a fin de establecer un modelo para la evolución del vulcanismo, y contrastarlo con los modelos tectónicos previamente propuestos.

1.4 Área de estudio

La región de estudio se localiza al norte de la ciudad de Guadalajara, Jalisco y comprende áreas de los estados de Nayarit, Jalisco y Zacatecas. Se encuentra en el sur de la provincia volcánica de la SMO, la cual está formada de manera predominante por rocas volcánicas del Oligoceno al Mioceno temprano y, en la porción norte de la Faja Volcánica Transmexicana, que consiste de rocas del Mioceno medio al reciente (Figura 1.1A). Una buena parte del sur de la SMO se ha visto afectada por deformación predominantemente extensional (Ferrari et al., 2002) evidenciada por la presencia de los grábenes de Juchipila, Tlaltenango y Bolaños, entre otros, en los que se aloja vulcanismo máfico (Figura 1.1B).

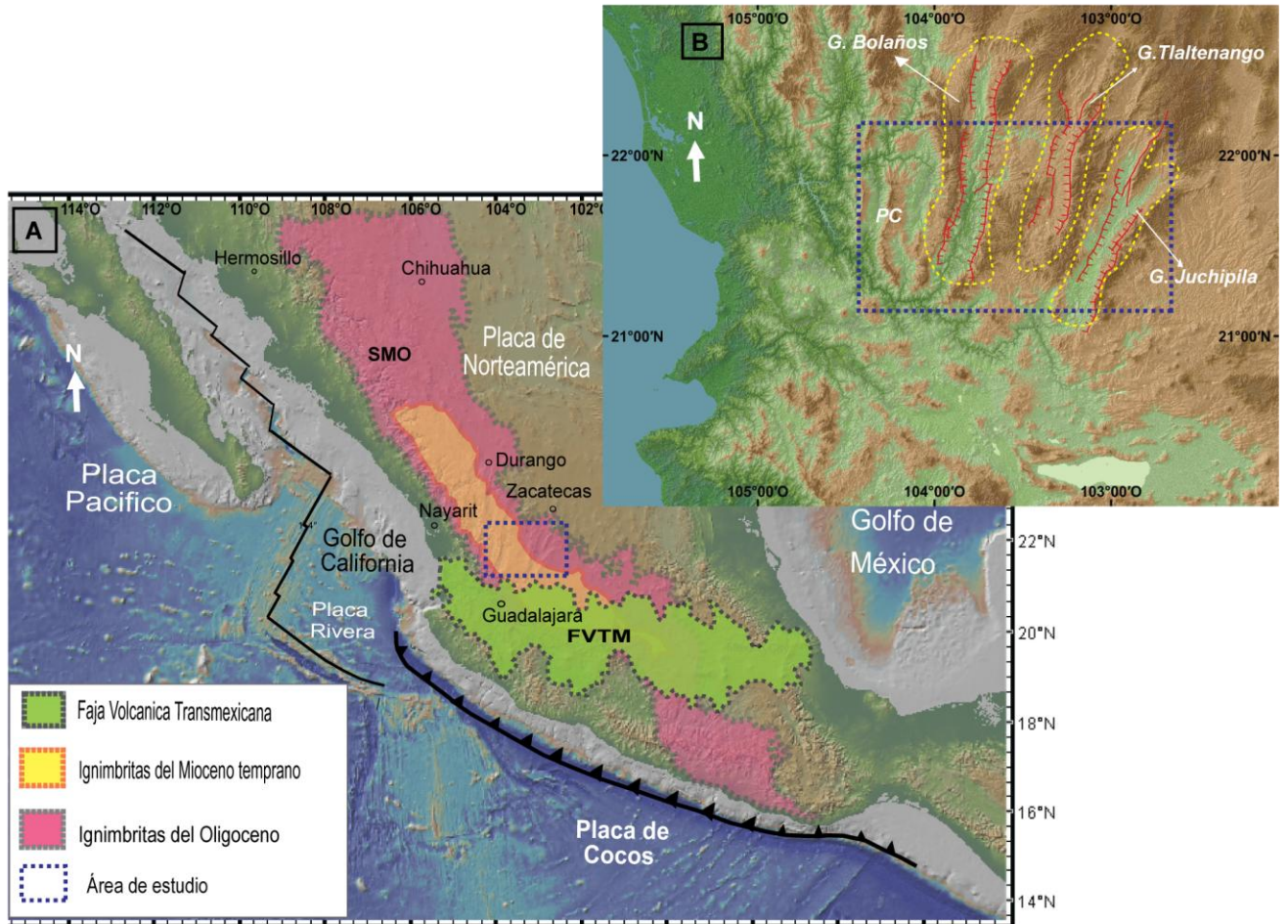


Figura 1.1. Ubicación del sitio de estudio, en la porción sur de la Sierra Madre Occidental. **A.** Esquema tectónico de México en el que se exponen las provincias volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO) del Oligoceno y Mioceno temprano y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) del Mioceno medio al reciente. Modificado de Ferrari et al. (2012). **B.** Acercamiento del área de estudio, en donde se pueden apreciar claramente los grábenes de Juchipila, Tlaltenago y Bolaños que son objetivo de este estudio, así como la localización del semigraben de Puente de Camotlán (PC).

2. Contexto Geológico Regional

2.1 La Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMO) es el resultado de distintos episodios magmáticos y tectónicos ocurridos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa de Norteamérica y la apertura del Golfo de California, además de ser una de las provincias ígneas silícicas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico (Ferrari et al., 2005). Según McDowell y Keizer (1977), McDowell y Clabaugh (1979) y Ward (1995).

La Sierra Madre Occidental puede ser también definida como una provincia fisiográfica del occidente de México, caracterizada por un altiplano con elevación de ~ 2000 m, y aproximadamente 1200 km de largo por 200-400 km de ancho, la cual se extiende desde los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana y es limitada por el Golfo de California y el Altiplano Central al oeste y este, respectivamente. Como provincia volcánica, la SMO se extiende más allá de la provincia fisiográfica, abarcando también a la Mesa Central y parte de Chihuahua oriental (Figura 2.1) (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Ward, 1995 y Ferrari et al., 2005).

De acuerdo con Ferrari et al. (2005) la geología de la SMO está dominada por cinco conjuntos principales de rocas ígneas asociados con distintos eventos magmáticos (Figura 2.1): 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno; 2) rocas volcánicas andesíticas y en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno; 3) ignimbritas silícicas emplazadas en dos pulsos del Oligoceno Temprano y el Mioceno temprano; 4) coladas basáltico andesíticas extravasadas después de cada pulso ignimbrítico; 5) coladas de basaltos e ignimbritas alcalinas emplazados en la periferia de la SMO en distintos episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario.

Los conjuntos 1 y 2 han sido definidos como el Complejo Volcánico Inferior (CVI) y el grupo 3 como el Supergrupo Volcánico Superior (SVS) de acuerdo con

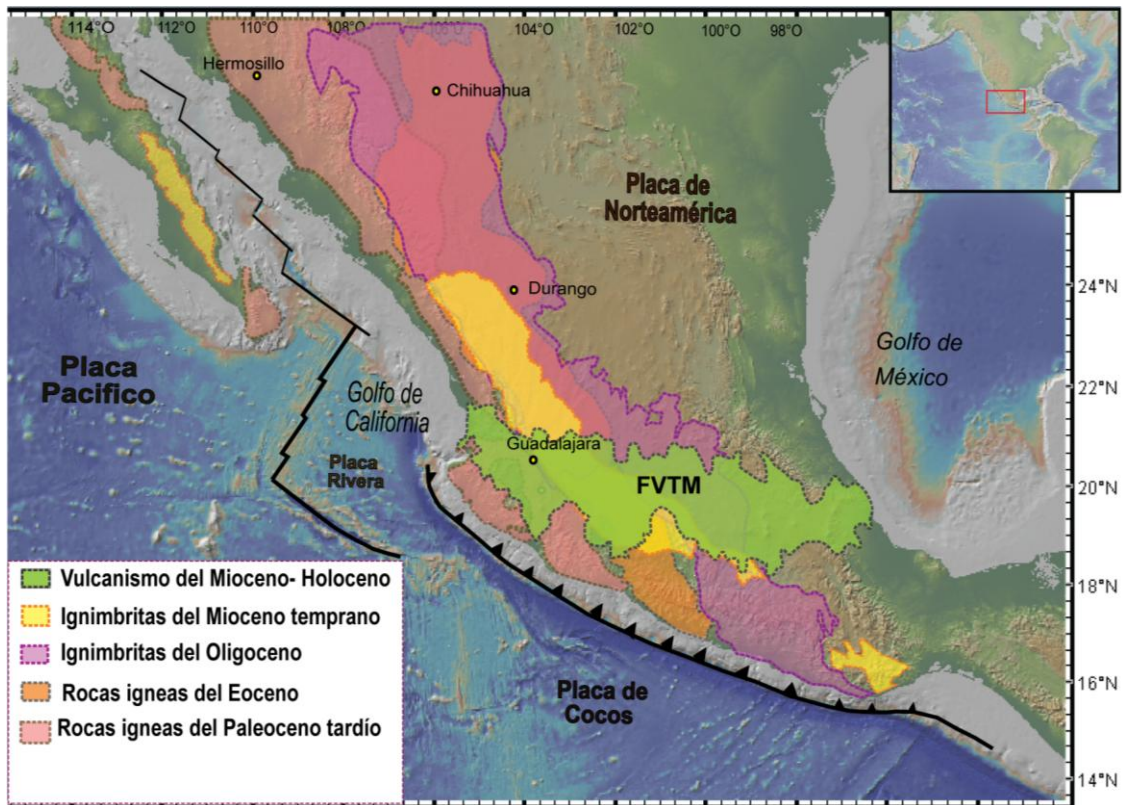


Figura 2.1 Extensión de los conjuntos ígneos que conforman la SMO, los cuales se observan en distintos episodios, en las que se incluyen rocas ígneas intrusivas, conjuntos ignimbríticos, también se muestra el vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Modificado de Ferrari et al, 2012. La figura fue construida utilizando como base el modelo digital de elevación GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>).

McDowell y Keizer (1977). El conjunto 4, en la parte de norte de SMO es definido como una extensión de “Andesitas Basálticas del Sur de la Cordillera” (SCORBA, por sus siglas en Inglés) (Cameron et al., 1989). Por último, el conjunto 5 está constituido por rocas volcánicas que han sido interpretadas como evidencia de eventos de extensión que tienen relación con la apertura del Golfo de California (Aranda Henry & Aranda-Gómez, 2000).

2.2 El vulcanismo máfico del Oligoceno-Mioceno de la SMO y su relación con la extensión

2.2.1 Andesitas basálticas del Sur de la Cordillera (SCORBA)

Dentro de las rocas máficas de la SMO se distingue el grupo denominado SCORBA, el cual cubre a las rocas del primer pulso ignimbrítico en una extensa área de la parte norte de la SMO, entre Chihuahua y Sonora-Sinaloa, y fue

definido así por Cameron et al. (1989). De acuerdo con Cameron et al. (1989), el grupo SCORBA consiste en lavas de composición basáltico andesítica y constituye la suite basáltica más extensa del Cenozoico en Norteamérica, ya que existen rocas similares en una región muy extensa del suroeste de los Estados Unidos, reporta que aproximadamente el 25% de la SMO está cubierta por basaltos y que probablemente la mayoría de estas rocas son de tipo SCORBA.

El rango de edad reportado para los SCORBA en la parte norte de la SMO es de 32-17 Ma, con un patrón de actividad que migra hacia el suroeste con el tiempo. Generalmente sobreyacen a las rocas volcánicas del Oligoceno, aunque en algunas regiones, sobre todo en Sonora y Nuevo México, están intercaladas con paquetes de tobas riolíticas con edades de ~29 a ~20 Ma (Cameron et al., 1989).

Las SCORBA han sido posteriormente reportadas en diversas localidades de Sonora y al NE de la ciudad de Durango, donde hay rocas de este tipo con edades entre 29 y 30 Ma (Basalto Caleras; Aranda-Gómez et al., 1997, 2005). Sin embargo, esta suite no ha sido descrita al sur de esta última localidad, aunque se ha mencionado la presencia de algunas lavas máficas que por su posición estratigráfica y edad podrían considerarse como parte de los SCORBA (Moore et al, 1994; Webber et al., 1994).

Petrográficamente hablando, las rocas de SCORBA en la región norte de México son afíricas o escasamente porfíricas, con fenocristales de plagioclasa, olivino y en menor proporción augita. Dentro de las características geoquímicas, estas rocas tienen contenido de SiO₂ de 52-56.5 % en peso, y contenidos de K₂O, TiO₂, P₂O₅ y Nb más altos que rocas máficas emplazadas previamente, aunque con composición característica de rocas de arco con enriquecimiento de elementos de alto potencial iónico (LILE) respecto a Nb (Cameron et al., 1989).

Se ha considerado que las SCORBA constituyen un ensamble de rocas que anuncia un cambio mayor en el régimen tectónico en el norte de México, de subducción asociada a una margen convergente, a extensión intraplaca. La extrusión de las SCORBA sería la primera manifestación petrológica del inicio de la extensión en el Norte de México y el sureste de Estados Unidos. Las SCORBA poseen contenidos de elementos traza y relaciones isotópicas similares a la

suite orogénica asociada a la subducción (basalto-andesita-riolita) de la SMO, pero en conjunto contiene menor contenido de SiO₂, lo cual se interpreta como una consecuencia del ascenso rápido del este tipo de magma, en comparación con los magmas orogénicos, lo con la consecuente menor diferenciación.

2.2.2 Vulcanismo máfico de tipo intraplaca

A partir del Mioceno tardío, se emplazan magmas máficos del tipo intraplaca en diversas localidades (ver revisión en Aranda-Gómez et al., 2005). En general estas rocas máficas se encuentran en la periferia de la SMO, tanto en el límite de la SMO con la Mesa Central, como en la orilla del Golfo de California.

Las rocas más antiguas con estas características, fechadas en 24-20 Ma, se han documentado en el área de Nazas-Rodeo, en Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Figura 2.2B). Cameron et al. (1989) incluyeron las rocas de Nazas-Rodeo entre los SCORBA, pero trabajos posteriores (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr et al., 2001; Aranda-Gómez et al., 2003) han demostrado que estas rocas hawaíticas tienen una firma geoquímica más afín a los basaltos asociados a extensión de la provincia de Cuencas y Sierras.

El vulcanismo máfico del Mioceno temprano del área de Nazas-Rodeo estuvo estrechamente relacionado a un evento de extensión, como lo indica la localización de volcanes sobre fallas o cerca de ellas, además que en parte los productos volcánicos están intercalados con depósitos clásticos que rellenan grábenes.

Las rocas de Rodeo y Nazas son de composición hawaítica (SiO₂: 47.4–49.5 %peso) que incluyen fenocristales y/o microfenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (Luhr et al., 2001). La mayor parte de las rocas incluyen conjuntos de megacristales con plagioclasa sódica, olivino rico en Fe, clinopiroxeno rico en Al y una variedad amplia de cristales de espinela. Las texturas y composiciones químicas observadas en los bordes de los megacristales sugieren desequilibrio (Aranda-Gómez et al., 2005).

Los contenidos de MgO, #Mg, Ni y Cr indican que son rocas diferenciadas y no son magmas derivados directamente de peridotitas del manto (Aranda Gómez et al., 2005). Muestran contenidos elevados de TiO₂ (2.1-2.4% en peso), Nb (40-

82ppm) y Ta (2.1-4.2ppm), con patrones en diagramas multielementales normalizados a manto primitivo sin una clara anomalía negativa de Nb y Ta, lo cual los hace más afines a rocas de intraplaca (Figura 2.2A). Además las características isotópicas indican asimilación de material de la corteza (Luhr et al., 2001).

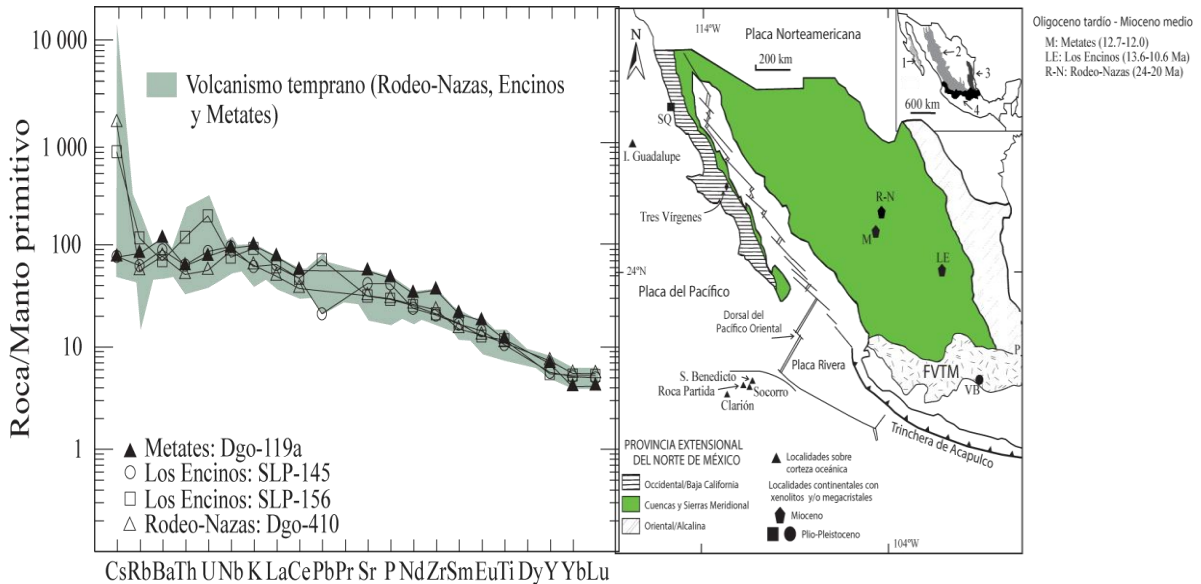


Figura 2.2. A. Diagrama de elementos traza de muestras representativas vulcanismo alcalino de tipo intraplaca considerado parte de la provincia de Cuencas y Sierras, en el que se incluye el grupo de Nazas-Rodeo del Mioceno temprano, así como otras localidades del Mioceno medio (tomado de Aranda Gómez et al., 2005). **B.** Localización de los campos volcánicos con rocas de tipo intraplaca mencionados en el texto. Clave: 1=Californiana, 2=Sierra Madre Occidental, 3=Oriental y 4=Faja Volcánica Transmexicana (Aranda Gómez et al., 2005).

Otros pulsos de vulcanismo máfico asociados a extensión en esta región ocurrieron a los 13-10 Ma (p. ej., Metates, Dgo., y Los Encinos, S.L.P. y <5 Ma (Aranda-Gómez et al., 2000, 2005).

2.3 Geología en el sector sur de la Sierra Madre Occidental

En este capítulo se describen los eventos magmáticos que han sido registrados en la porción sur de la SMO, principalmente en los estados de Nayarit, Zacatecas y Jalisco (Fig. 2.1).

2.3.1 Magmatismo del Cretácico Tardío-Paleoceno

Los afloramientos de rocas de esta edad son escasos en la porción sur de la SMO, y se presentan sólo en los bordes oriental y occidental, lo cual puede deberse a la extensa cobertura de las ignimbritas del Oligoceno-Mioceno. En el borde oriental de la SMO, en el Estado de Zacatecas afloran cuerpos intrusivos de composición granodiorítica, que se encuentran intrusionando a rocas sedimentarias marinas del Cretácico Temprano, y fueron fechados en 73.3 ± 0.3 y 68.7 ± 0.5 (U-Pb en circón, Cuéllar-Cárdenas et al., 2012). En el borde occidental, en el Estado de Nayarit, existen afloramientos pequeños y aislados de granito, granodiorita y tonalita fechados en 67-62 Ma (Gastil et al., 1978; Valencia et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2015) así como zircones heredados del Cretácico tardío al Paleoceno en domos riolíticos del Mioceno temprano, permiten inferir que rocas del Complejo Volcánico Inferir subyacen a la cubierta ignimbrítica.

2.3.2 Magmatismo del Eoceno

Los afloramientos de rocas del Eoceno también son escasos en el núcleo de la porción sur de la Sierra Madre Occidental. Webber et al. (1994) reportan andesitas que afloran en el fondo de valles en el área de Juchipila, para las cuales obtuvieron una edad de 48.1 Ma.

Nieto Samaniego et al. (1999) reporta volcanismo del Eoceno en la Mesa Central, al oriente del núcleo de la SMO, constituido por ignimbritas silíceas, domos riolíticos y coladas andesíticas. Se han reportado edades de 51.7 a 37.6 Ma para rocas de este evento que afloran en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes y Guanajuato (Ponce y Clark, 1988; Nieto-Samaniego et al. 1996, 1999; Kapusta, 2005; Loza-Aguirre et al. 2008; Botero-Santa, 2011; Carrillo-Castillo, 2012; Ruiz-González, 2015).

En el Estado de Nayarit, en el borde SW de la SMO, afloran también lavas e ignimbritas riolíticas del Eoceno fechadas en 54.6 a 46.9 Ma por Frey et al. (2007).

2.3.3 Volcanismo del Oligoceno-Mioceno

El suroeste de la SMO está cubierto por sucesiones ignimbríticas emplazadas en dos pulsos correspondientes a 32-28 Ma y 24-20 Ma (Ferrari et al. 2002). Mientras el pulso más antiguo se encuentra distribuido en toda la SMO, el más joven se concentra en la porción sur de la SMO (Fig. 2.1).

2.3.3.1 “Flare up” ignimbrítico del Oligoceno temprano

En la porción sur de la SMO, las ignimbríticas del Oligoceno temprano se encuentran aflorando principalmente en hacia el este entre Aguascalientes, Zacatecas y el norte de Jalisco (Nieto Samaniego et al., 1999). Nieto Obregón et al. (1981) reportó una edad de 29.15 Ma para una ignimbrítica de la sierra de Morones, en el área de Tlaltenango-Tlalpa, Zac. En esta área la secuencia oligocénica se caracteriza por tobas de flujo de cenizas con extensa distribución superficial y espesor mínimo, intercaladas con andesitas y conglomerados rojos (Ferrari et al., 2005).

En el camino que cruza la Sierra Madre Occidental, desde Huejuquilla, Jal., hacia Estación Ruiz, Nay., (Figura 2.3) vuelve aflorar esta secuencia caracterizada por ignimbríticas y domos riolíticos que conforman la sierra de Valparaíso y están expuestas en el área de Huejuquilla, Jal., y en el semigraben de Atengo. Las edades reportadas van de 31.5 a 28.6 Ma (Ferrari et al., 2002; Perrin et al., 2013).

Afloramientos de estas rocas también han sido reportados a lo largo del Río Santiago en el límite entre la SMO y la FVTM (Figura 2.3; Ferrari et al., 2002) y en el margen SW de la SMO, en Nayarit y Jalisco, dentro del graben de Tepic-Zacoalco (Frey et al., 2007).

2.3.3.2 “Flare up” ignimbrítico del Mioceno temprano

La secuencia de ignimbríticas del Mioceno temprano cubre una amplia área de la porción sur de la SMO, principalmente en su porción suroeste. Para esta región, Ferrari et al. (2002) describen la existencia de dos paquetes distintos, la secuencia de Las Canoas y la del Nayar, identificadas en el transecto Estación Ruiz-Valparaíso (ver Figura 2.3).

En particular, la secuencia de Las Canoas, está formada por flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída, la cual ha sido fechada por Clark et al. (1981) y Ferrari et al. (2002), reportando edades de 23.5 Ma en ambos casos. Ferrari et al. (2002) ha correlacionado esta secuencia con la parte expuesta en el sur del Graben de Bolaños, para la cual se reporta una edad de 23.7 Ma (Scheubel et al., 1988). También la correlacionaron con ignimbritas de edades similares que afloran en los grábenes de Tlaltenango (23 Ma; Moore et al. 1994) y Juchipila (24-23 Ma; Webber et al. 1994).

En cambio, la secuencia del Nayar representa un importante depósito del vulcanismo miocénico con un volumen aproximado de 4500 km³ emplazado hace 1.4 Ma. Esta secuencia cubre una extensa área en la porción occidental (Fig. 2.3) y alcanza su máximo espesor (1000 m) en la Mesa del Nayar, donde ha sido reportada una serie de calderas que pudiera ser la fuente (Ferrari et al. 2002). Esta secuencia sobreyace a la secuencia Las Canoas y ha sido fechada entre 21.2-19.9 Ma (Ferrari et al. 2002). Más al sur afloran ignimbritas que han sido correlacionadas con esta secuencia y han sido fechadas entre 22.4 y 20.1 Ma (Gastil et al., 1979; Damon et al., 1979; Scheubel et al., 1988; Ferrari et al., 2013).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

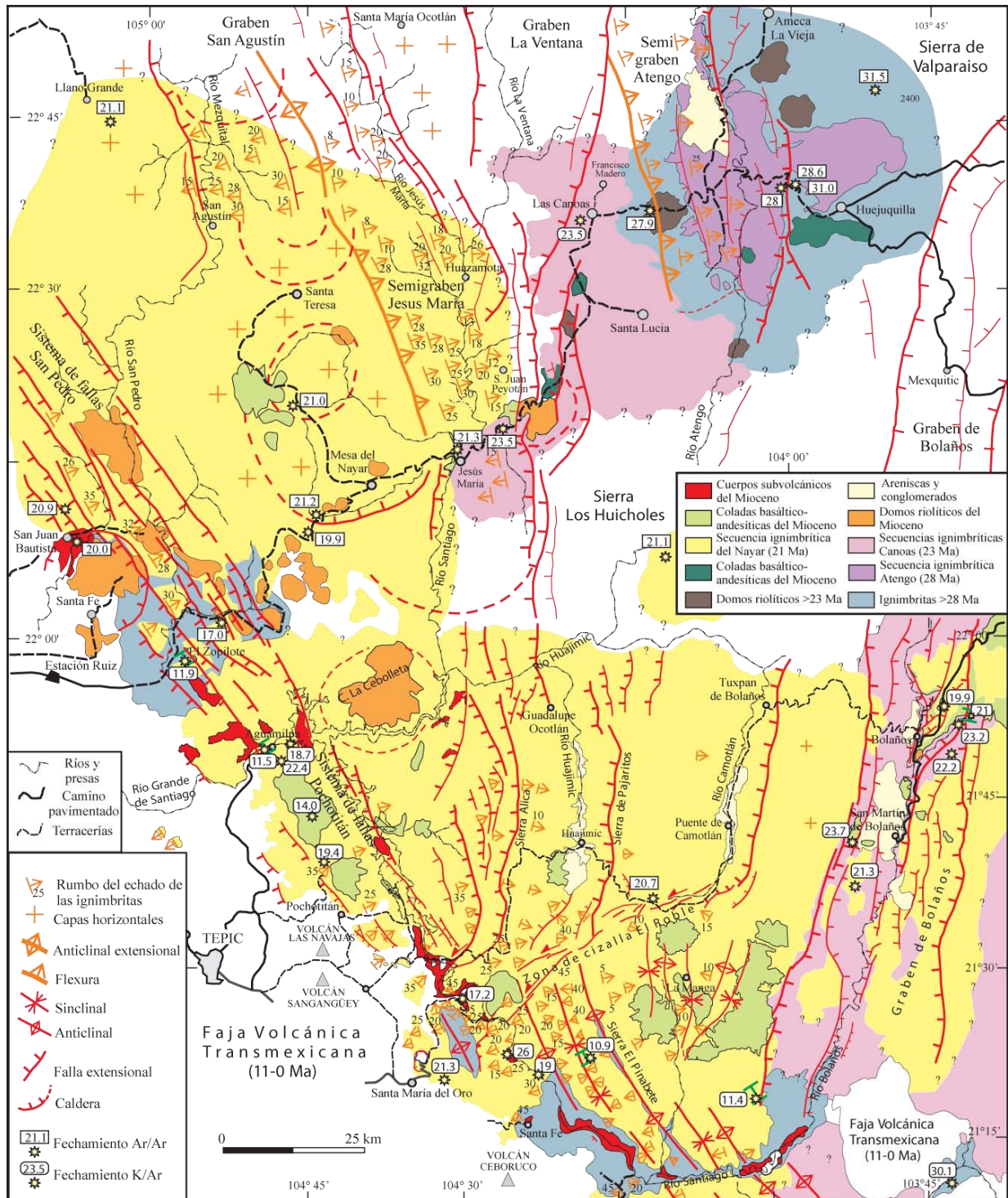


Figura 2.3. Mapa geológico del sector suroeste de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2002)

2.3.4 Pulsos post- ignimbríticos

El vulcanismo posterior a los *flare ups* ignimbríticos es más disperso, de menor volumen, y tiende a migrar hacia el Golfo de California. Además, la composición tiende a ser bimodal. Después de cada pulso ignimbrítico mayor se emplazaron domos de composición riolítica. Para la porción sur del límite entre Durango y Sinaloa, Ferrari et al. (2013) reportan un complejo de domos riolíticos y una edad de 25.9 Ma para uno de estos domos. En la parte occidental del sector sur de la SMO una serie de domos riolíticos emplazados a lo largo de fallas del borde del Golfo de California en el NW de Nayarit fue fechada por Ferrari et al. (2013) en 20.2-17.4 Ma. Estos eventos efusivos de menor energía marcan el final del cada pulso ignimbrítico.

En el área de Huejuquilla, al SW de Zacatecas y N de Jalisco se han reportado coladas basálticas emplazadas después de las ignimbríticas del Oligoceno temprano (Ferrari et al., 2002, 2013). Para rocas máficas que subyacen a la secuencia del Mioceno temprano se han reportado edades de 23 a 23.7 Ma, para las áreas de Jesús María, Las Canoas y Juchipila (Webber et al. 1994; Ferrari et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2014). En particular, en el graben de Bolaños una secuencia de al menos 300 m de rocas basálticas separa las secuencias ignimbríticas del Oligoceno y del Mioceno Temprano (Ramos-Rosique, 2013).

También se han reconocido lavas máficas emplazadas después del pulso ignimbrítico del Mioceno temprano en el área de la Mesa del Nayar, en los grábenes de Bolaños y Tlaltenango, y en el límite sur de la SMO en Nayarit y Jalisco, con un rango de edad de 21.8 a 18.3 Ma (Nieto-Obregón et al., 1981; Lyons, 1988; Moore et al, 1994; Ferrari et al., 2002, 2013; Rossotti et al., 2002),

Para las rocas del tipo intraplaca del Mioceno temprano, como las descritas para el área de Nazas-Rodeo (sección 2.2.2), no han sido reportados estudios geoquímicos para el sector sur de la SMO solamente edades.

2.3.5 Vulcanismo en el extremo sur de la SMO: transición hacia la Faja Volcánica Transmexicana

El periodo de transición entre la SMO y la FVTM se llevó a cabo en el Mioceno medio cuando la rotación anti-horaria del arco que formó la SMO da como resultado la individualización de la FVTM como una entidad geológica independiente (Ferrari et al., 1999). Se considera que la SMO está predominantemente constituida por rocas silíceas mientras que rocas máficas corresponden principalmente a la FVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 1992; López-Ramos, 1995), por tanto, un cambio en estilo y composición del vulcanismo, siendo silíceo y explosivo en la SMO a intermedio y efusivo en la FVTM, así como la orientación noroeste y este-oeste, respectivamente (Figura 1.1), son características iniciales que permiten distinguir espacialmente cada provincia.

2.3.5.1 Hiatus entre las rocas de la SMO y la FVTM

La presencia de depósitos sedimentarios encontrados en la transición entre la SMO y la FVTM en posiciones estratigráficas distintas indican la presencia de periodos de baja o nula actividad volcánica. Existen dos grupos de depósitos sedimentarios, los primeros depósitos se encuentran entre las unidades ignimbríticas y basálticas del Oligoceno tardío- Mioceno temprano o interestratificados con los basaltos del Mioceno medio-tardío, quedando limitados a un periodo de gap volcánico aproximadamente de 10 Ma entre la actividad volcánica de la SMO y el inicio de la FVTM. La formación de dichos sedimentos de carácter epiclástico está asociada a la erosión y redepósito de las unidades de la SMO en cuencas extensionales (Silva-Fragoso, 2015).

El segundo grupo de sedimentos se encuentra al interior del graben de Juchipila; se infiere que esta depresión fue rellenada a partir del Mioceno tardío, y las características sedimentarias de esta secuencia revelan que se trata de depósitos fluvio-lacustres asociados a un lago formado por la interrupción del cauce del río Juchipila debido al emplazamiento de los basaltos del Mioceno tardío (Silva-Fragoso, 2015).

2.3.5.2 Rocas más antiguas de la FVTM en el sur de la SMO

Uno de los eventos geológicos más importantes durante los inicios de la FVTM fue el emplazamiento de lavas máficas a lo largo de un cinturón con orientación E-W que dio origen a extensas mesetas formadas por la coalescencia de volcanes escudo, lava fisurales y volcanes monogenéticos justo al sur de los afloramientos de la SMO (Ferrari et al. 2000b; Figura 2.4)

En la región de Guadalajara, estas lavas máficas fluyeron dentro de una depresión pre-existente sobre rocas de la Sierra Madre Occidental formando una secuencia masiva y monótona de coladas con espesores de 2 a 20 m e inclinaciones de 5 a 8° hacia el SSE, que fue llamada Basalto San Cristóbal por Moore et al. (1994). La base de esta sucesión no se encuentra expuesta y el espesor máximo observable es de 800 m en el cañón del río Grande de Santiago (Rossoti et al., 2002). Muestras correspondientes a las zonas inferiores del paquete de basaltos han sido fechadas entre 11 y 10 Ma (Damon et al., 1979; Moore et al., 1994). Mientras que a 20 km al oeste de San Cristóbal de la Barranca, Jal., en el área de la Presa de Santa Rosa, Nieto-Obregón et al. (1985) fecharon en 8.52 ± 0.1 Ma lo que podría ser la parte superior de la secuencia. Rossoti et al. (2002) sugirieron que esta última podría correlacionarse con un único flujo basáltico o bien un lacolito emplazado someramente fechado en 7.5 ± 0.8 Ma ubicado al noroeste de Tesislán, Jal.

Secuencias de lavas basálticas similares a la de San Cristóbal conforman la extensa meseta de Los Altos de Jalisco, localizada al este de Guadalajara (Figura 2.4). En la porción noroeste de la meseta, la secuencia tiene espesores expuestos de 220 m y sobreyace discordantemente a depósitos epiclásticos.

Las rocas que conforman esta sucesión varían composicionalmente de basalto a andesita basáltica y poseen una anomalía negativa de Nb y Ta que sugiere una firma orogénica para estos (Ferrari et al. 2000b).

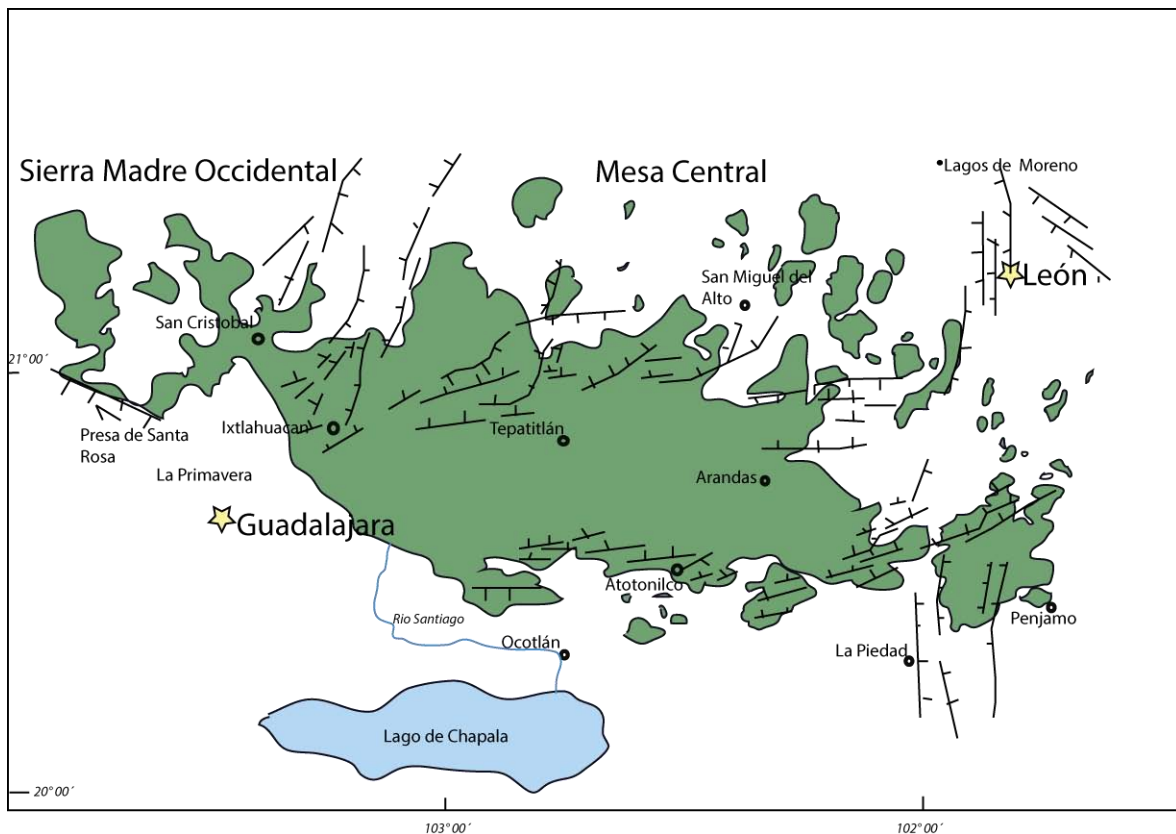


Figura 2.4. Lavas máficas del Mioceno tardío y principales sistemas de fallas en la región de los Altos de Jalisco (Ferrari et al. 2000b).

2.4. Tectónica extensional en el sur de la Sierra Madre Occidental

De acuerdo con su geometría y cinemática, la deformación en el sector sur de la SMO se puede agrupar en tres dominios principales: oriental, occidental y meridional (Ferrari et al., 2002).

2.4.1 Dominio Oriental

Está constituido por los grábenes de Juchipila, Tlaltenango y Bolaños, los cuales están orientados NNE a N-S, tienen una longitud que varía de 30 a 120 km, y afectan ignimbritas del Oligoceno tardío o Mioceno temprano. Estas estructuras están limitadas por fallas normales de alto ángulo con desplazamientos laterales (Nieto-Samaniego et al., 1999) (Fig. 2.5). En el graben de Tlaltenango una ignimbrita fechada en 22.9 Ma por Moore et al. (1994) está cortada por fallas con un desplazamiento mínimo de 400 m, mientras que se reporta un volcán escudo basáltico de 21 Ma (Moore et al., 1994) posiblemente alimentado por las fallas tiene escarpes menores a 50 m, por lo que se considera que la extensión se pudo

llevar a cabo entre ~22-20 Ma (Ferrari et al., 2002). En cuanto al graben de Bolaños, éste muestra un desplazamiento vertical de más de 1400 m, con una relación de corte entre las diferentes unidades volcánicas que indicarían una deformación comprendida en el Mioceno temprano, posiblemente con más de una fase de deformación (Lyons 1988; Ferrari et al., 2002). En los demás grábenes no es posible tener edad precisa de deformación, pero en todos los casos las fallas normales cortan a ignimbritas del Mioceno temprano que son el producto de una extensión similar de dirección WNW a E-W, es por ello que se puede considerar que la deformación ocurrió al mismo tiempo durante el Mioceno temprano (Ferrari et al., 2002).

2.4.2 Dominio Occidental

El dominio occidental abarca los semigrábenes de Alica, Pajaritos y Jesús María, y los sistemas de fallas normales de Pochotitán y San Pedro (Figura 2.4). La dirección de las estructuras es de N-S a NNW-SSE con un basculamiento en dirección ENE. Ferrari et al. (2013), se infiere que estos semi-grabenes tienen edades entre ~23 y 18 Ma (Figura 2.5).

Los sistemas de fallas de San Pedro y Pochotitán son resultado de la extensión ENE a NE-SW y se puede considerar como parte de la Provincia Extensional del Golfo. Las fallas correspondientes al sistema Pochotitán cortan a rocas de hasta 17 Ma y están cubiertas por basaltos de ~10 Ma (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

2.4.3 Dominio meridional

Ferrari (1995) describe que el dominio meridional está conformado en pliegues abiertos con arreglo escalonado (*en échelon*), pequeñas cabalgaduras y fallas izquierdas desarrolladas en el Mioceno medio que se encuentran deformando la secuencia del Oligoceno y el Mioceno tardío de la SMO (Figura 2.5). La orientación de estas estructuras está regida por una franja WNW-ESE en el límite de la SMO con el bloque de Jalisco. La edad mínima de deformación es de ~11 Ma (Damon et al., 1979) la cual se obtiene de unos diques que se encuentran cortando los pliegues. Esta deformación es interpretada como una zona de transpresión izquierda producto del movimiento opuesto entre la SMO, durante las fases finales

de la subducción de la microplaca de Magdalena, y el bloque de Jalisco, donde continua la subducción de la placa de Cocos (Ferrari, 1995).

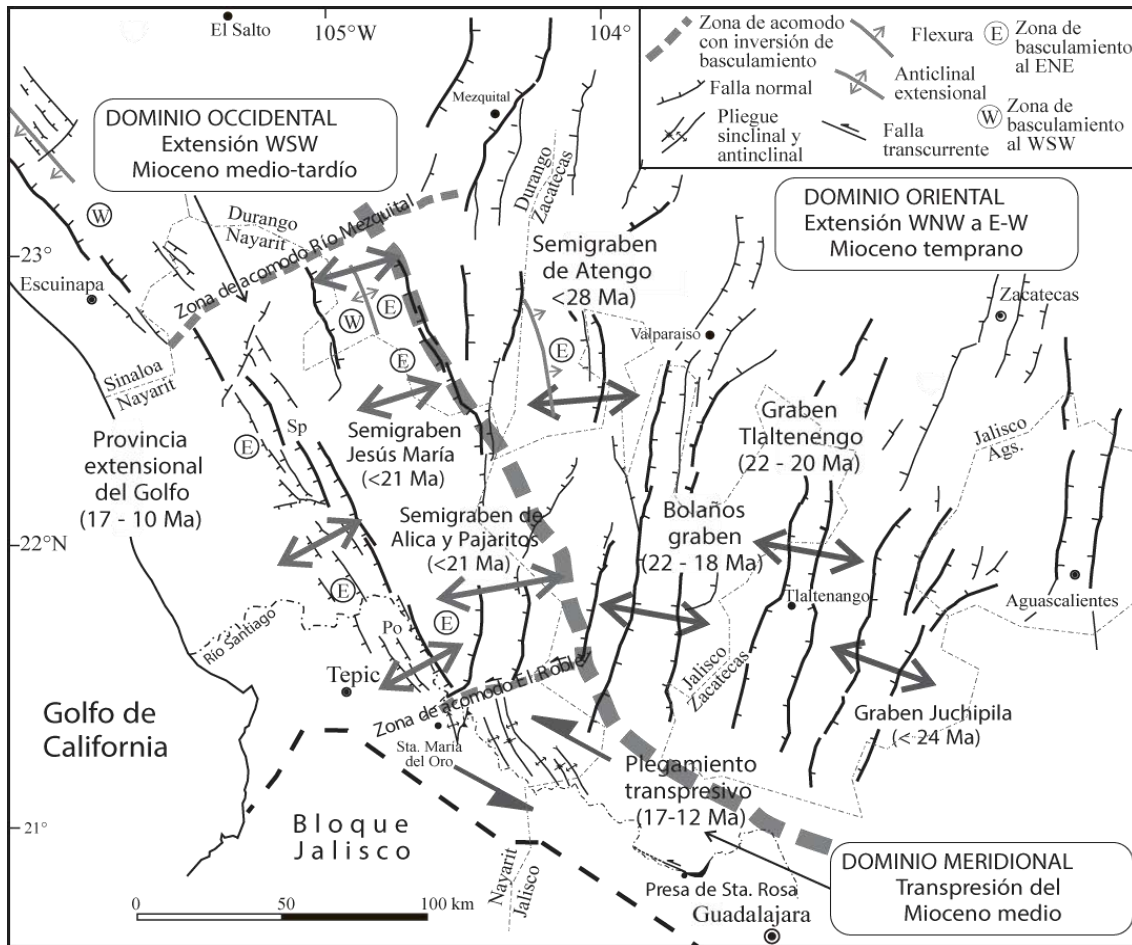


Figura 2.5. Estructuras tectónicas en el sur de la SMO. En negro se resaltan los grabenes que afectan la parte norte del área en de estudio (Ferrari et al., 2002).

2.5 Extensión del Oligoceno tardío-Mioceno medio y magmatismo sinextensional en la parte sur de la SMO: inicio del rift del Golfo de California.

Durante el Mesozoico ocurrió una subducción prolongada de la placa de farallón bajo la placa de Norteamérica (NA) que afectó la región suroccidental de México. A mediados del Oligoceno, inicia una margen transformante y transtensional que se propaga desde el sur de California hacia Baja California al final del Mioceno medio.

La extensión de la región del Golfo de California es parte de la llamada provincia Extensional del Golfo (PEG) (Gastil, 1975) o proto-Golfo de California (Karig y

Jensky, 1972), la cual se define desde el escarpe principal del Golfo en Baja California hasta el núcleo no extendido de la SMO.

La temporalidad de la extensión en la PEG y su relación con la subducción aún siguen siendo debatidas. Existen varios trabajos que abordan este tema, entre ellos los de Stewart (1998) y Henry (1989), quienes afirman que la extensión en la PEG comienza antes de la formación del límite de placas entre Pacífico y Norteamérica, mientras la subducción era activa. Por otro lado, el trabajo de Stock y Hodges (1989), defiende la idea de que la extensión comienza en el Mioceno medio (~12.5 Ma), cuando la subducción termina. Esta última postura se mantiene posteriormente y es defendida por varios autores (p. ej., Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Umhoefer et al., 2001; Umhoefer, 2011; Fletcher et al., 2007; Lizarralde et al., 2007; Seiler et al., 2011; Sutherland et al., 2012; Miller y Lizarralde, 2013).

En cuanto a la edad en la que comienza la transtensión dentro del Golfo, existe un consenso general en el inicio del rifting: ~12.5 Ma como un proceso posterior a la subducción y relacionado exclusivamente a la divergencia oblicua entre NA y Baja California, y al mismo tiempo capturada por la placa del Pacífico (Stock y Hodges, 1989; Nourse, 1994; Gans, 1997; Oskin y Stock, 2003; Vega-Granillo, 2003; Fletcher et al., 2007; Umhoefer, 2011; Miller y Lizarralde, 2013).

La cinemática de la ruptura continental es otro punto de debate en el modelo de apertura del Golfo de California. Stock y Hodges (1989) proponen que la apertura del Golfo inicia mediante una partición de la deformación en una componente ortogonal (WSW-ENE) que se acomoda en el eje del rift y una componente lateral derecha acomodada en el sistema de fallas Tosco-Abreojos al oeste de Baja California. A finales del Mioceno (8-6.5 Ma) la deformación se encontraba concentrada al este de Baja California en una deformación transtensiva, responsable de la ruptura final de la litósfera y formación del rift.

Estudios posteriores postulan una transtensión lateral derecha a partir de los 12.5 Ma (Gans, 1997; Fletcher et al., 2007). Recientemente Bennet et al., (2013) y Bennet y Oskin (2014) proponen que la deformación se concentró en zonas de cizalla lateral-derecha que facilitaron la ruptura continental, formando el rift del

Golfo de California. Todos estos modelos concuerdan en la existencia de una fase transtensional posterior al cese de la subducción (~14-12.5 Ma).

Ferrari et al. (2013) y Duque Trujillo et al. (2015) realizaron estudios geológicos, geocronológicos, estructurales y geoquímicos en la región de sur del Golfo de California, tanto en las márgenes continentales de Nayarit, Sinaloa y Baja California, así como en bloques continentales sumergidos.

Gracias a la ayuda de los fechamientos de las unidades ígneas de pre-, sin y post rift se documentó que la extensión inició mucho antes del cese de la subducción en una parte importante de la Provincia Extensional del Golfo (Ferrari et al., 2013).

Duque Trujillo et al., 2015 demuestra que plutones del Mioceno temprano y medio de composición de granítica a diorítica intrusionan a los granitos del Cretácico tardío – Paleoceno que conforman el Batolito Peninsular y los batolitos de Sinaloa y Puerto Vallarta. Estas evidencias fueron encontradas en el sur del Golfo de California y en algunas islas. Aunque la diferencia entre las edades de intrusión y las edades de enfriamiento sean bastante pequeñas, éstas sugieren un emplazamiento somero y una exhumación rápida, que habría resultado de la tectónica extensional que estaba afectando ya la región del Golfo en el Mioceno inferior y medio.

Otra evidencia de la extensión temprana es la presencia, a lo largo de toda la margen oriental del Golfo, de mesas basálticas horizontales fechadas en ~10-11 Ma y emplazadas casi al nivel del mar, en esta región costera donde la corteza tiene un grosor de 22-18 km, lo cual implica un adelgazamiento considerable de la litósfera antes del emplazamiento de esas lavas a los ~11 Ma (Ferrari et al., 2013).

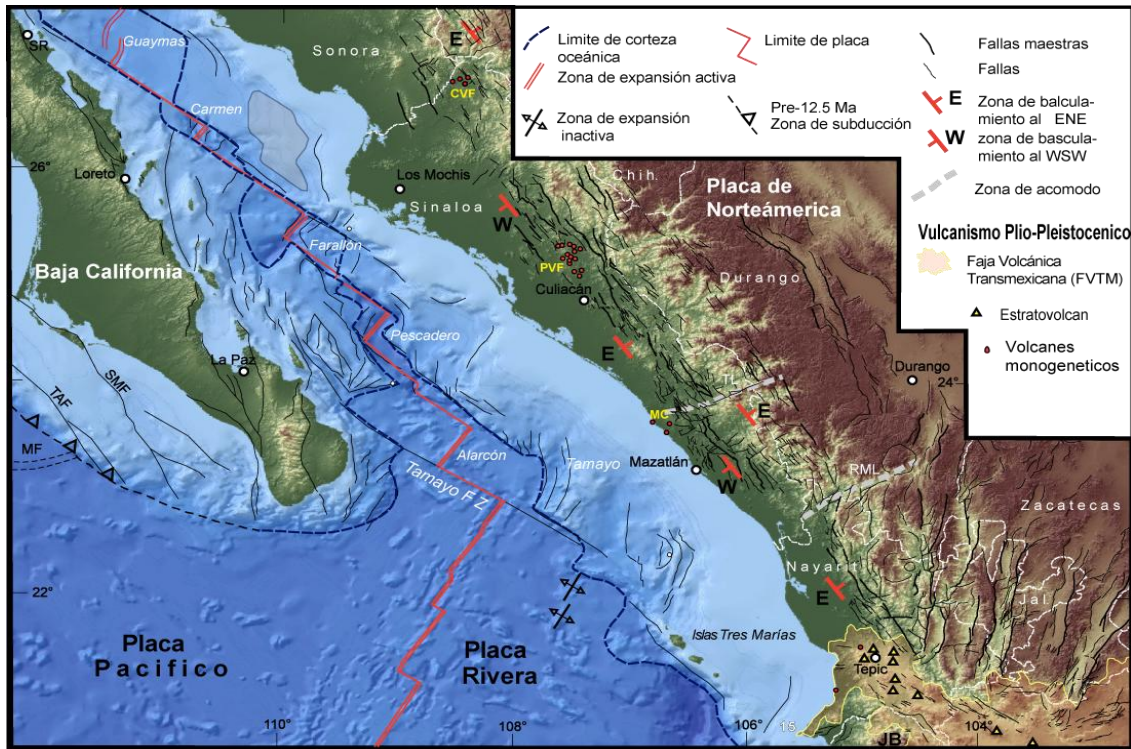


Figura 2.6. Mapa tectónico de la porción suroccidental de la Sierra Madre Occidental y de la región centro y sur de la Golfo de California (Tomado de Ferrari et al., 2013).

Finalmente, el modelo propuesto por Ferrari et al. (2013) y Duque Trujillo et al. (2015) defiende la postura de que Baja California empezó a separarse de la placa de Norteamérica hacia WNW desde ~ 28-29 Ma con una tasa de 7.7 a 8.3 mm/año hasta los ~12.5 Ma, cuando la progresiva interacción de la placa del Pacífico dio inicio a la deformación transtensional derecha que continua hasta la fecha.

3. Metodología y Técnicas Analíticas

La base de este trabajo fue la realización de un estudio petrográfico y análisis de elementos mayores y traza de muestras del evento miocénico de vulcanismo máfico ubicado en el sur de la Sierra Madre Occidental (SMO). En una descripción general, el trabajo realizado consistió en la recopilación de la información previa del área de estudio: bibliografía, bases de datos geoquímicos y geocronológicos y la cartografía existente del área de estudio, además de delimitar el área de estudio con la ayuda de imágenes satelitales Landsat mediante GoogleEarth.

Se realizaron tres campañas de campo cuyo objetivo fue la descripción de las características y relaciones de campo de las distintas litologías y recolección de muestras. Posteriormente se realizó la preparación de láminas delgadas para su posterior descripción mediante el uso de un microscopio petrográfico. Las descripciones petrográficas sirvieron para selección de muestras para análisis geoquímico y para fechamientos.

Una vez completada esta etapa se inició el procesamiento de las muestras para análisis geoquímico de elementos traza y elementos mayores mediante la trituración y pulverizado. Una porción de la muestra pulverizada se llevó a tratamiento al laboratorio ultralimpio del Centro de Geociencias de la UNAM en donde se hizo la digestión mediante el empleo de ácidos y se determinó la concentración de los elementos traza en un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo, mientras que la otra parte de roca pulverizada se usó para el análisis de elementos mayores por Fluorescencia de rayos X.

Los fechamientos fueron obtenidos mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Encenada (CICESE). A continuación se describen a detalle cada uno de los métodos de trabajo empleados.

3.1 Campo

Se realizaron tres campañas de campo, en donde el enfoque fue el vulcanismo máfico del sur de la SMO. El área de trabajo está incluida en las hojas de INEGI escala 1:250,000 F13-12, F13-8 y F13-9 que corresponden a Guadalajara,

Aguascalientes y Tepic, respectivamente, esta área comprende a los grabenes de Juchipila, Tlatenango y Bolaños. El trabajo de campo consistió básicamente en la descripción de las relaciones de las rocas volcánicas máficas con otras litologías, así como la descripción de muestra de mano en cada punto. Además se realizó un extenso muestreo de rocas en puntos clave donde se procuró que las rocas colectadas presentaran la mayor variedad de textura y/o de ensambles mineralógicos y que fueran representativas dentro de los afloramientos del área de estudio. Las coordenadas de las muestras se tomaron mediante la aplicación para Android de GPS llamada GPS status y se reportan en un sistema WGS84.

3.1.1 Recolección de muestras

La recolección de muestras para análisis geoquímico es un proceso que en el que se debe tener mucho cuidado ya que debe ser lo más limpio posible porque de esto dependerá que los análisis sean certeros. La colección de las muestras representativas del vulcanismo máfico del sur de la Sierra Madre Occidental se realizó mediante la selección de rocas que tuvieran una apariencia fresca y sin evidencias de alteración o intemperismo, tales como minerales de reemplazamiento expresado en coloraciones verdosas y/u oxidaciones en toda la roca, vesículas y vetillas rellenas por minerales secundarios, debido a que pueden afectar la composición química original de las rocas. Las muestras se colectaron utilizando un marro de uso común, y fueron descostradas con la pica de acero para geólogo para eliminar las capas superficiales de alteración. De esta manera se colectaron fragmentos de 25-10cm que fueron puestos en una bolsa de plástico gruesa resistente la cual se etiquetó con el nombre de la muestra además dentro de ella se agregó un tarjeta de cartoncillo que también lleva el nombre por si se rompe la bolsa. Una porción de roca homogénea y representativa de cada una de las muestras fue seleccionada para laminación petrográfica. En total se colectaron 38 muestras de lavas máficas, las cuales se enlistan en el Anexo 1.

3.2 Petrografía

3.2.1 Laminación

La porción de roca previamente seleccionada en el campo se llevó al Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM. Cada porción de roca fue cortada

hasta conseguir una sección en forma de prisma rectangular del tamaño de un portaobjetos estándar con una sierra diamantada de baja velocidad, usando agua para facilitar el proceso de corte. Una vez cortadas todas las secciones se desbastaron por una de las caras a mano con abrasivos de carborundo de tamaño de 400, 600 μm y por último con la de 1000 μm ; de igual manera una cara del portaobjetos se pule con el mismo procedimiento que a la sección de roca. El lado de la sección de roca pulido debe pegarse sobre la cara del portaobjetos de tamaño estándar, para lo cual se usa resina de curado UV de índice de refracción similar al bálsamo de Canadá. Una vez que queda sujeta la sección de la roca al portaobjetos se vuelve a cortar la roca en una máquina con disco diamantado; ésta tiene la base especial con las mediadas del portaobjetos donde se sostiene y se corta la sección de la roca. En esta etapa se obtiene un grosor de ~ 1 mm. Luego se lleva a una máquina desbastadora en la que se obtiene un grosor de 45 micras. Finalmente el acabado se realiza a mano desbastando nuevamente con polvos abrasivos de carborundo, con apoyo del microscopio petrográfico y una tabla de birrefringencia para la identificación de minerales y la coloración de éstos de acuerdo con su grosor. Una lámina ya terminada debe tener un grosor de 33 a 30 micras.

3.2.2 Análisis petrográfico

El análisis de las secciones delgadas consistió en dos etapas: análisis petrográfico preliminar y el análisis petrográfico a detalle. Primero se realizó un análisis preliminar de las secciones delgadas con la finalidad de buscar las alteraciones de las rocas que no fue posible observar en muestras de mano en el campo, esto para seleccionar las muestras que no tengan alteraciones secundarias pues son las que servirán para procesarlas para análisis geoquímico. El estudio petrográfico se realizó a través de un microscopio petrográfico de polarización Olympus BX-51.

La segunda etapa consistió en una descripción detallada de la textura y de la composición mineralógica de las muestras colectadas, buscando establecer similitudes y diferencias entre ellas.

3.3 Geoquímica

3.3.1 Trituración de muestras

El procedimiento de trituración de muestras se realizó en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias, UNAM, mediante la utilización de una prensa hidráulica (Figura 3.1A). Se lleva a cabo una limpieza exhaustiva y óptima del área de trabajo, tratando de quitar todo el polvo con la aspiradora lo que evita que éste quede suspendido en el aire. Después con una franela limpia húmeda con agua se quita todo el polvo sobrante incluyendo las superficies de las ventanas y de la prensa hidráulica en las que se queda suspendido polvo. También se debe limpiar y aspirar el bote donde se depositan los desechos al igual que el piso. El cuarto de trituración debe quedar lo más limpio y libre de polvo antes de iniciar el trabajo.

Los materiales a utilizar se enlistan a continuación los cuales también deben limpiarse de una manera óptima.

1) Limpieza de los tamices, vasos de precipitado y pala de acero inoxidable con aire comprimido y la eliminación de probables residuos de muestras anteriores.

2) limpieza de los platillos de acero de la prensa hidráulica, la cual consiste en desmontarlos de la prensa hidráulica para luego pulirlos con una lija que está adaptada a un taladro. Su limpieza es concluida con aire comprimido y una toalla de papel humedecido con alcohol. Se montan de nuevo a la prensa y al platillo de abajo se le pone una hoja de papel bond que sobre la cual se colocará la muestra posteriormente.

Una vez que todo está limpio colocamos una hoja de papel bond en la mesa de trabajo y sobre ésta los tamices y la pala de acero inoxidable (Figura 3.1B), así como bolsas de plástico limpias y por un lado ponemos la bolsa que contiene la muestra.

La persona que está realizando este procedimiento deberá portar bata de laboratorio limpia y guantes de látex sin talco en su interior.

El procedimiento de limpieza antes descrito deberá repetirse antes de iniciar la preparación de cada una de las muestras.

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para dar inicio con la trituración se debe encender la campana de extracción, seguido de ello se coloca una pequeña porción de muestra previamente descostrada en el platillo inferior, y baja la palanca para triturar. En la primera etapa de trituración se debe eliminar el material que aun tiene costra o que en ciertas partes de la roca tiene vesículas rellenas o vetillas, hasta asegurarse que en la segunda etapa la roca a triturar va estar totalmente limpia. En la primera etapa se generan fragmentos de ~15 mm, los cuales vuelven a ser triturados en una segunda etapa, en la que se generan fragmentos de 3-7 mm, a los cuales se le denomina esquirlas. Las esquirlas se separan de los demás tamaños mediante el empleo de cribas.

Este procedimiento se repite hasta obtener la cantidad suficiente de esquirlas. De esta cantidad una mitad se guarda y la otra se vacía en un vaso de precipitado de 500 ml para su posterior lavado. Se debe rotular cada vaso con el respectivo nombre de la muestra.

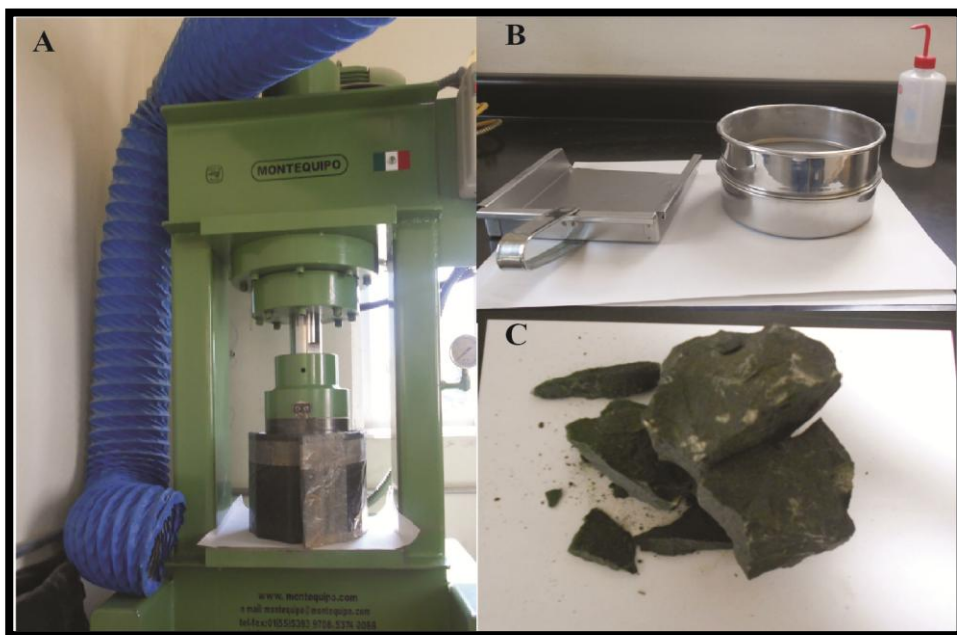


Figura 3.1. A. Prensa hidráulica y sistema de extracción de polvo. B. Utensilios usados en la etapa de trituración: pala de acero inoxidable, cribas y alcohol étílico. C. Roca previamente descostrada en campo lista para triturar.

3.3.2 Limpieza de esquiras

El lavado de las esquiras se realizó en el vaso de precipitado. Fueron cubiertas con DI-H₂O (agua desionizada con 18.2 MΩ de resistividad) y se enjuagan repetidamente hasta eliminar el material fino suspendido y fragmentos de rocas muy pequeños (Figura 3.2A). Posteriormente el concentrado de esquiras se somete a baño ultrasónico por 5 minutos, utilizando de nuevo DI-H₂O en el vaso de precipitado; al finalizar el tiempo se desecha el agua y se repite el procedimiento hasta que el agua se vea transparente (Figura 3.2B y C).



Figura 3.2. Proceso de lavado y limpieza de las muestras. **A.** Proceso de lavado de esquiras con agua desionizada, se nota como el agua sobre la muestra está turbia. **B.** Lavado de muestra en baño ultrasónico; es cubierta con papel aluminio para evitar que se contamine con polvo. **C.** Tina ultrasónica marca ASTRASON. **D.** Horno para secado de muestras. **E.** Muestra, previamente lavada y secada en el horno, en caja petri lista para limpiar bajo el microscopio. **F.** Limpieza de esquiras bajo un microscopio binocular.

El vaso de precipitado que contiene las esquirlas fue llevado al horno a una temperatura de ~ 55 °C por 12 hrs para su secado. El vaso de precipitado debe cubrirse con papel aluminio al que se le realizan pequeñas perforaciones para facilitar la evaporación (Figuras 3.2B y D).

Una vez que las esquirlas están lavadas se somete a una revisión en el microscopio binocular para eliminar fragmentos alterados, con microvesículas, microvetillas rellenas y/o esquirlas de metal que pudieran haber sido introducidas accidentalmente en la muestra durante la trituración. Esta etapa se llama limpieza de esquirlas (Figuras 3.2E y F).

3.3.3 Pulverizado de muestras

Como primer paso se asegura la limpieza óptima y exhaustiva del área de trabajo eliminando cualquier tipo de residuo en las superficies con DI-H₂O y papel limpio. Durante todo el proceso se utilizaron guantes de laboratorio (guantes de látex sin talco en su interior) para evitar contaminar las muestras. La pulverización fue realizada utilizando un *shatterbox* (Figura 3.3A) y una pulverizadora de alúmina de la marca SPEX (Figura 3.3D) en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias, UNAM. Antes de iniciar, la pulverizadora se limpió mediante la pulverización de 20 a 30 g de arena de sílice, con un grado de pureza del 99%, durante un período de 3 a 4 minutos. A finalizar hay que desecharla y repetir el proceso dos veces más hasta que la arena salga con una coloración más cercana al blanco. Posteriormente se lavó el recipiente utilizando un cepillo y DI-H₂O, y después con acetona de grado analítico. Para su secado se colocó bajo una campana con escape de aire independiente (Figura 3.3B). Para pulverizar las esquirlas primero se realizó una pre-contaminación pulverizando entre 20 y 25 g de esquirlas; este material se desechó. Con este paso se reduce el riesgo de una contaminación de la muestra con otros materiales. Finalmente, se introdujeron de nuevo entre 30 y 40 g de esquirlas en la pulverizadora (Figura 3.3D) y se pulverizaron por un lapso de entre 3 y 4 minutos. Durante este tiempo el diámetro de las partículas se reduce a ~ 75 μm (malla 200). Siempre hay que verificar el tamaño de partícula empleando una criba, la cual debe ser previamente limpiada. El polvo fue guardado de manera inmediata hasta su análisis en frascos pequeños de plástico o vidrio lavados

previamente con DI-H₂O y finalmente rotulados con el nombre de la muestra (Figura 3.3C). Para cada muestra deben generarse dos porciones de polvo (dos frascos), ya que una de ellas servirá para análisis de elementos mayores y la segunda para elementos traza.

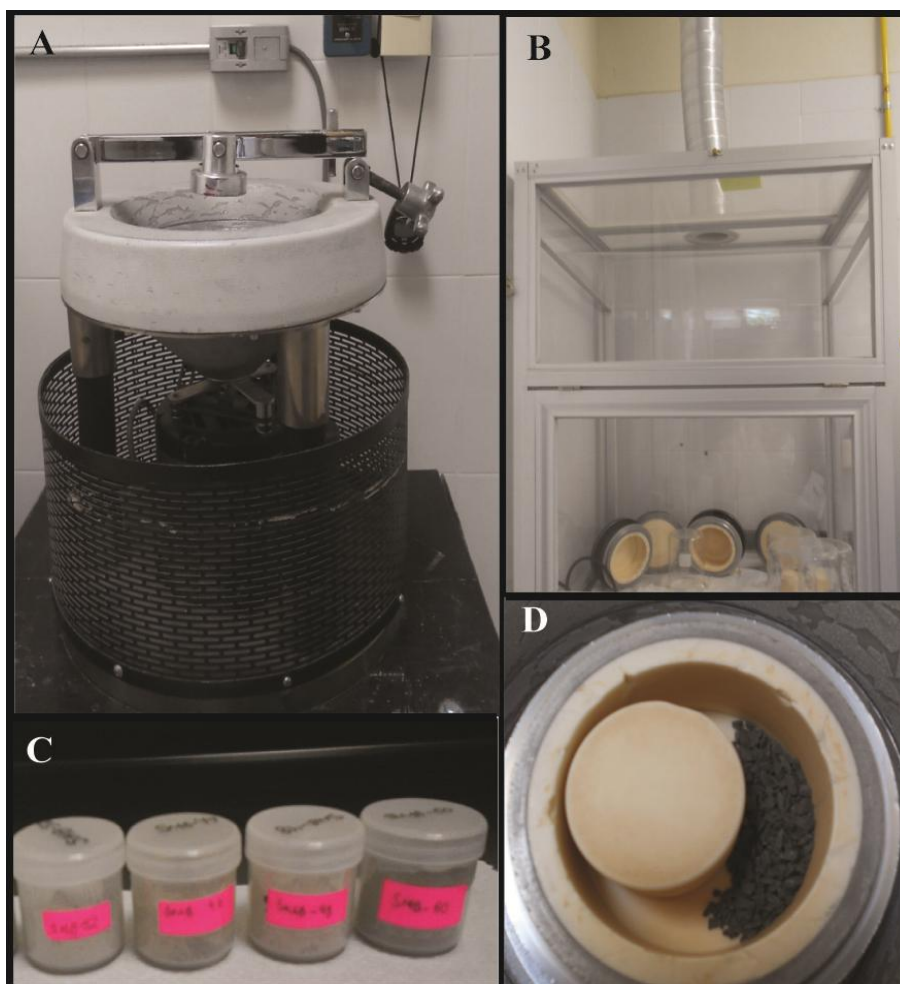


Figura 3.3. Pulverizado de muestras. **A.** *Shatterbox*. **B.** campana con extracción de aire independiente. **C.** Muestras pulverizadas, envasadas y etiquetadas. **D.** Pulverizadora de alúmina de marca SPEX con esquirlas de una muestra para llevar a cabo su pulverización.

3.3.4 Análisis de elementos mayores

En la Tabla 2 de los anexos se muestra la concentración de los elementos mayores de las muestras correspondientes a este trabajo. La concentración de elementos mayores fue determinada mediante la utilización de un instrumento de fluorescencia de rayos X marca Siemens modelo SRS-3000 del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional

Autónoma de México (UNAM). La medición de las muestras fue hecha siguiendo los procedimientos descritos en Lozano y Bernal (2005).

3.3.5 Análisis de elementos traza

El procedimiento de preparación de muestras para el análisis para elementos traza requiere cuatro días y consta de procesos de pesado, digestión y dilución de las muestras. Este procedimiento se realizó en el laboratorio ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM, e incluyó el procesado de bloques de 15-20 muestras, al menos 4 estándares internacionales de rocas con concentraciones conocidas y certificadas (AGV-2, BCR-2, AGV-2, JB-2), 3 muestras de un estándar interno estándar “alto”: muestra PS-99-25 del Macizo de Palma Sola; Gómez-Tuena et al. (2003) y 2 blancos.

3.3.5.1 Pesado de muestras

El pesado de las muestras fue realizado en un cuarto especial, el cual cuenta con una calidad de aire de 1000 (menos de 1000 partículas mayores a 5 μm por pie cúbico de aire). Se usaron viales de teflón marca Savillex con tapa de rosca, con una capacidad de 15 ml y una microbalanza de alta precisión (Figura 3.4B). Antes de iniciar el pesado de las muestras, se limpia cuidadosamente el área de trabajo con una toalla húmeda para eliminar las partículas de polvo existentes, y evitar que se contamine la muestra. Se enciende la microbalanza y se espera que se estabilice. Al vial se le realiza una base de papel aluminio y se le dan unos disparos con una pistola antiestática (Figura 3.4B) para mayor estabilidad de las partículas, seguido de ello se coloca el vial dentro de la balanza ya estabilizada volviendo a dar disparos antiestáticos. Una vez colocado el vial se tara la microbalanza. Cuando la microbalanza está en ceros se pesan entre 0.04950 y 0.05050 g con la ayuda de una espátula y se anota el peso en la bitácora. Después de haber pesado la muestra se saca cuidadosamente el vial y se añaden dos gotas de DI-H₂O para evitar pérdida de muestra por dispersión de polvo, el vial se tapa y se coloca en un lugar separado. Seguido de ello se limpia la espátula utilizada para verter la muestra y se repite el proceso para todas las muestras.

3.3.5.2 Digestión de roca total en ácidos

Esta etapa 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 clase 100 o incluso menor (Figura 3.4A). Para dar inicio al proceso de digestión se destapan los viales y con ayuda de una micropipeta las gotas que están en las paredes del recipiente se incorporan con el demás líquido, seguido de ello se agrega al vial 1ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico destilado cuatro veces, preparado en el laboratorio ultralimpio de CGEO) y 0.5 ml de HNO₃ 8M (ácido nítrico al 69.0-70.0%, Baker Instra-analyzed®), se tapan los viales y se dejan toda la noche sobre una parrilla de calentamiento de cerámica cubierta de teflón a ~100-105 °C. Al día siguiente se destapan los viales y se dejan evaporar los ácidos a T ~100 °C, hasta lograr un residuo sólido completamente seco (pasta blanca). Una vez seco se añaden 16 gotas de HNO₃ concentrado 16M y se dejan evaporar (45 min aprox). Una vez evaporado el ácido nos queda una pasta amarilla; se vuelven agregar otras 16 gotas de HNO₃ concentrado 16M, se tapan los viales y se dejan otra noche sobre la parilla de calentamiento a 100-105 °C, en este paso se buscan romper los fluoruros y convertirlos a nitratos solubles.

Al día siguiente se destapan los viales, cuidando de incorporar las gotas adheridas en paredes y tapa del vial y se evapora el ácido a T ~100 °C. Una vez evaporado quedara una pasta amarilla; se agregan 2 ml de DI-H₂O más 2 ml de HNO₃ 8M, se cierran los viales y se dejan toda la noche nuevamente en la parrilla de calentamiento a una temperatura de ~100 °C. En las muestras preparadas, se puede descartar que algunos minerales accesorios como los circones no se hayan disuelto completamente, debido a que las rocas analizadas no muestran anomalías prominentes de Zr-Hf.

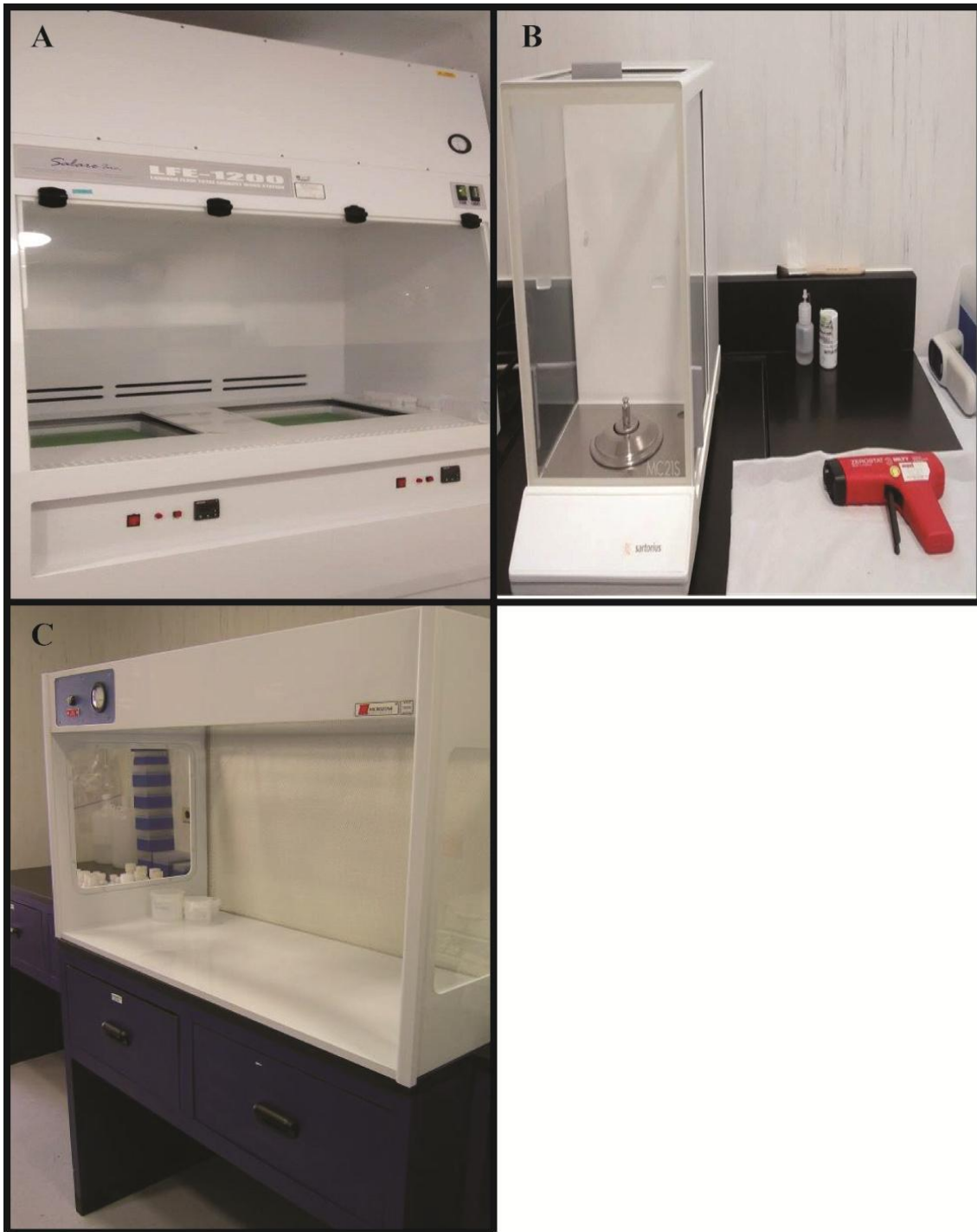


Figura 3.4 A. Campana de flujo laminar y extracción con filtración de aire adicional, en donde la calidad del aire es menor a 100: es aquí donde se lleva el proceso de digestión. B. Microbalanza de precisión ubicada en el cuarto de limpieza nominal 1000 y pistola antiestática. C. Campana de flujo laminar de calidad de aire 10 dentro de la cual se prepara la solución de estándar interno.

El día cuatro, se apaga la parrilla y se deja enfriar, se incorporan las gotas adheridas a paredes y tapas con el demás producto dentro del vial. La dilución se realiza con una solución de estándar interno (*Internal Standard Solution, ISS*), preparada en 0.2 M HNO_3 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 (Figura 3.4C). 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, 49.98 ml de 16N HNO_3 y 3,949.02 ml de DI- H_2O . La preparación de la ISS se debe realizar un día antes de que se utilice, para homogeneizarlo bien, en caso contrario puede verse afectado el análisis.



Figura 3.5 Análisis de muestras en el espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), Thermo iCap Q del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM.

Cada una de las muestras, estándares y blancos se diluye a 1:2000 con la ISS para proveer las concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento y para obtener la señal adecuada. El contenido de cada vial (4 ml de

solución) se transfiere a una botella de plástico limpia con capacidad de 125 ml, previamente pesada; se enjuaga cada vial con 1 ml de DI-H₂O para coleccionar posibles residuos de muestra y se vacía el agua en la botella. Finalmente se añaden 95 ml de ISS, se tapa la botella, y se agita enérgicamente para obtener una solución homogénea. Se anota el peso de la botella con la solución.

Por último el análisis se realizó mediante espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS), utilizando un instrumento Thermo iCap Q del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM (Figura 3.5).

3.4 Geocronología ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Para el caso de estudio del vulcanismo máfico del Mioceno en la porción sur de la Sierra Madre occidental fue necesario realizar fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar, a fin de establecer su relación con los eventos geológicos regionales. En total se obtuvieron 18 edades.

3.4.1 Fundamentos teóricos

El método de datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar está basado en el método isotópico K/Ar, es por ello que presentan ciertas similitudes. En este método es indispensable que la muestra a fechar primero sea irradiada en un reactor nuclear para transformar una pequeña proporción de ³⁹K a ³⁹Ar a través de una repetitiva y rápida interacción con neutrones.

El ⁴⁰Ar* radiogénico es producto del decaimiento radioactivo de ⁴⁰K, en cambio el ³⁹Ar_K es producido a partir de la irradiación de ³⁹K con neutrones. De esta manera, es posible medir la relación ⁴⁰Ar/³⁹Ar_K de una muestra irradiada. De acuerdo con lo anterior esta técnica permite realizar la liberación de argón contenido en la muestra por pasos sucesivos, lo que equivale a ir liberando el argón que se encuentra en diferentes dominios del cristal, logrando así evaluar la homogeneidad de estos dominios o identificar pérdidas o ganancias de argón que hubieran ocurrido después de que el mineral pasó por la temperatura de cierre (McDougall y Harrison, 1999).

Se sabe que el argón presenta mayor facilidad de ser perturbado en dominios de energía de activación baja en comparación a los dominios de energía de activación

alta en donde el argón presenta mayor resistencia a la perturbación. Es así como asumimos que una muestra no ha sido perturbada térmicamente desde que se formó, al ser calentada gradualmente va liberar el $^{40}\text{Ar}^*$ atrapado en su estructura cristalina de forma homogénea. En el caso que una roca haya tenido una perturbación térmica esto se verá reflejado en una liberación inhomogénea de $^{40}\text{Ar}^*$ que se encuentra dentro de la estructura cristalina de la muestra al momento de incrementar la temperatura de liberación de argón durante el experimento de laboratorio. Así es como el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ofrece la estupenda ventaja de poder distinguir la presencia de perturbaciones térmicas al efectuar el calentamiento gradual de una muestra permitiendo la reconstrucción de la historia de enfriamiento de una muestra (McDougall y Harrison, 1999).

La medición de la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realiza en un espectrómetro de masas. Esta relación se mide para cada paso de calentamiento, lo que permite calcular una edad para cada paso de calentamiento. Matemáticamente se puede expresar en la ecuación 1.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

En la cual:

t = edad aparente de la muestra

λ = es la constante de decaimiento radioactivo de ^{40}K a ^{40}Ar y ^{40}Ca .

J = es el parámetro de irradiación; su valor depende del flujo de neutrones durante la irradiación en el reactor nuclear y del tiempo de irradiación. Para determinar su valor se manda irradiar una muestra estándar de una edad bien conocida.

Una vez que se hacen las mediciones en el espectrómetro de masas debemos de contemplar que no todos los isótopos de Ar medidos en el espectrómetro corresponden a isótopos producidos por decaimiento radioactivo de K a Ar, por lo

que se deben efectuar algunas correcciones como es la del Ar atmosférico (ecuación 2) donde el valor de 295.5 corresponde al valor de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la atmosfera terrestre.

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = \left[\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right] - 295.5 \left[\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right] \quad (2)$$

Además se deben hacer otras correcciones relacionadas a las llamadas reacciones de interferencia, debido a que en el proceso de irradiación se producen isótopos de argón por reacciones de iones de Cl, K, Ar y principalmente de Ca. El problema de esto es que forman isotopos de Ar como isótopos hijos, los cuales pueden interferir en la cantidad de $^{39}\text{Ar}_k$ que se desea medir y se generaría por la transformación del ^{39}K en ^{39}Ar cuando la muestra es bombardeada con neutrones rápidos en un reactor nuclear durante el proceso de irradiación.

3.4.2 Procesamiento y análisis de muestras

Para seleccionar las muestras se realizó un análisis bajo el microscopio petrográfico, se seleccionaron las muestras que estaban libres de mineralización secundaria y/o vetillas o vesículas rellenas.

Una vez seleccionadas las muestras se trituró una cantidad de ~3 kg de muestra con ayuda de la prensa hidráulica para llevar a la roca a fragmentos de tamaño de grava y posteriormente se pulveriza usando una trituradora de mandíbulas. El triturado se tamizó usando una serie de mallas de número 20, 40, 60, 80, 100 y 120 y de dichas fracciones se seleccionaron las de mejor tamaño permitiendo tener un concentrado más puro. En la mayoría de las muestras el análisis se hizo en roca total, y sólo en una de ellas se obtuvo un separado de plagioclasa. Cada una de las muestras fue lavada con DI- H_2O (agua desionizada con 18.2 M Ω de resistividad) para eliminar el polvo, luego se pasaron en un baño ultrasónico por 15 minutos y se pusieron en el horno a secar por 12 hrs. Posteriormente se pasó por el

separador magnético Franz para separar el material más susceptible del que no lo era. Los concentrados finales fueron nuevamente lavadas con DI-H₂O (agua desionizada con 18.2 MΩ de resistividad) en un baño ultrasónico por 15 minutos y posteriormente con acetona.

Una vez empacadas las muestras fueron irradiadas en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá, el cual trabaja normalmente a una potencia de 3 MWatts. La cápsula de irradiación, que contiene las muestras y el monitor de irradiación, se cubre con una lámina de cadmio, lo cual inhibe la reacción que forma ⁴⁰Ar a partir de la reacción del ⁴⁰K con neutrones térmicos.

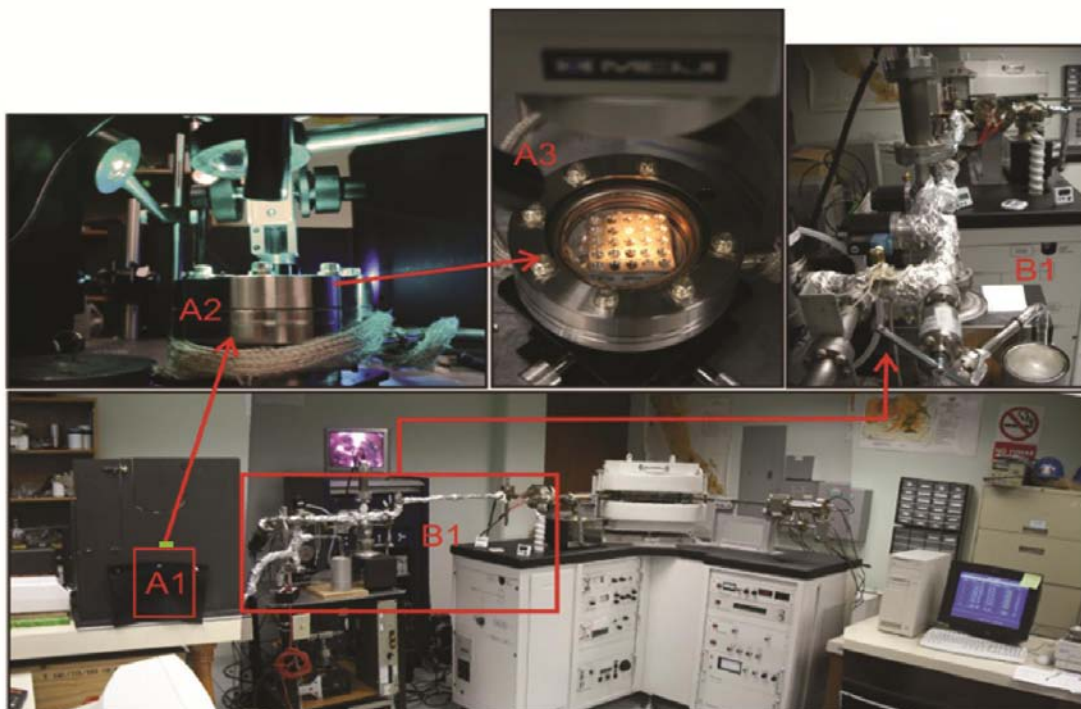


Figura 3.6 Espectrómetro de masas VG5400 del laboratorio de geocronología del CICESE. **A1)** Zona de manipulación del portamuestras, **A2)** Laser incidiendo sobre el portamuestras, **A3)** Charola con 25 muestras dentro del portamuestras. **B1)** Línea de extracción y conducción de Ar desde la muestra al espectrómetro de masas. Tomado de Duque 2010.

Una vez que se han irradiado las muestras y los monitores, se determinó el factor *J* de irradiación. El análisis isotópico de las muestras fue realizado en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), utilizando en todos los experimentos un espectrómetro de masas VG5400 para el análisis de gases nobles (Fig. 2.6). La celda de extracción de

argón utiliza un láser de iones de argón Coherent Innova 70C para el calentamiento de las muestras.

Todos los experimentos fueron realizados mediante la metodología de calentamiento por pasos, en la que se incrementa la potencia del láser en cada paso de desgasificación, llegando hasta una potencia máxima de 6.9 Watts. Antes de cada paso de desgasificación se realiza una corrida de un blanco o "Inlet", debido a que se pretende conocer el valor de fondo de Ar contenido dentro de la línea de extracción y el espectrómetro para después restar este valor a la señal obtenida durante cada paso de calentamiento.

La reducción y presentación gráfica de los datos se realizaron mediante la utilización de los software RaDan y AgeCalcVG5400, que fueron diseñados especialmente para el Laboratorio de Geocronología del CICESE y que contienen los parámetros estándar específicos del reactor de McMaster que es donde se mandan a irradiar las muestras además de que incluyen las correcciones debidas al uso de la lámina de cadmio, además de contener las ecuaciones necesarias para el ajuste de los datos a una línea a recta.

4. Geología del área de estudio

En este capítulo se describen las características litológicas y estratigráficas de las rocas emplazadas en el área de estudio, con base en las descripciones hechas en el campo durante este trabajo y con apoyo de trabajos previos que describen las distintas unidades que afloran en la región.

El área de estudio se localiza en su mayor parte en la porción oriental de la carta topográfica 1:250,000 Aguascalientes (F13-9) del INEGI, y en porciones colindantes de las cartas Tepic (F13-8) y Guadalajara (F13-12). Esta área corresponde a la porción sur de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Occidental (Lugo-Hubp, 1990), y presenta altitudes variables entre 700 y 2800 m s.n.m. Estas variaciones se relacionan con la presencia de una serie de grábenes de orientación NNE: Bolaños, Tlaltenango y Juchipila (Fig. 1.1).

La mayor parte del área hacia el norte y oeste está cubierta por secuencias ignimbríticas y domos riolíticos del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, así como escasos cuerpos intrusivos de esa misma edad, mientras que la porción sureste es ocupada por rocas volcánicas del Mioceno tardío al Pleistoceno de la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 4.5).

Las rocas máficas estudiadas se encuentran interestratificadas, intruyendo o sobreyaciendo a la secuencia silícica del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, y en algunos casos a sedimentos continentales que rellenan cuencas. Los afloramientos de rocas máficas están ampliamente distribuidos en el área de estudio en muchos casos no son cartografiables debido a su limitada extensión o por estar intercalados en ignimbritas que forman las paredes que limitan a los grábenes. Además, frecuentemente es difícil establecer en campo la posición estratigráfica de las rocas, especialmente cuando sobreyacen o se encuentran como diques o sills dentro de la secuencia ignimbrítica. Para establecer la edad de emplazamiento de las lavas se realizaron una serie de fechamientos Ar-Ar que se reportan en el capítulo siguiente. Para la descripción de las relaciones de campo, las rocas se dividieron en dos grupos de acuerdo con la edad: Oligoceno tardío Mioceno temprano y Mioceno medio a tardío, con base en los nuevos datos geocronológicos, en edades previamente reportadas y en observaciones de campo.

Al final de de esta sección se presenta un mapa geológico simplificado, basado en distintos estudios previos (Silva-Fragoso, 2015; Ramos-Rosique 2013) y modificado a partir de las observaciones geológicas realizadas en el campo durante este trabajo (Fig. 4.5), en el cual se muestran los afloramientos de rocas máficas que son cartografiables.

4.1 Volcanismo máfico del Oligoceno tardío- Mioceno temprano

Las rocas correspondientes al volcanismo máfico del Oligoceno tardío- Mioceno temprano se encuentran aflorando tanto al interior como sobre los hombros de los grábenes de Bolaños, Tlaltenango y Juchipila. El vulcanismo en estos grábenes es de tipo bimodal, constituido predominantemente por ignimbritas y lavas riolíticas de alto contenido en sílice y un volumen subordinado de lavas máficas intercaladas.

Al interior del graben de Bolaños las rocas máficas se presentan interestratificadas con ignimbritas y lavas riolíticas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Figura 4.1 A y B); además se encuentran diques máficos que intrusionan a la secuencia silícica, los cuales, de acuerdo con Ramos-Rosique (2013), se emplazaron en zonas sin-extensionales. Justamente al interior del graben de Bolaños se observan gruesas secuencias de lavas basálticas que se acumulan en la depresión del graben que se estaba formando; estas lavas en parte alternan con depósitos sedimentarios que rellenan al graben y en algunos casos fueron emplazadas dentro de sedimentos suaves, lo que propició la formación de peperitas. En esta región se colectaron las muestras SMB 22, 24 y 27.

En el extremo sur del graben de Tlaltenango, en un camino que baja al río Patitos a aproximadamente 15 km al SE de García de la Cadena, Zac., afloran lavas máficas, fechada en 21.8 ± 0.3 Ma (Ar-Ar, matriz) por Rossotti et al. (2002). Estas lavas sobreyacen a ignimbritas que afloran en el fondo del valle del río Patitos, fechadas en 22.3 ± 0.19 Ma (U-Pb, zircón) por Silva Fragoso (2015), y subyacen a sedimentos epiclásticos que a su vez son sobreyacidos por lavas máficas del Mioceno medio-tardío. En esta localidad de colectó la muestra SMB-11.

También en la parte sur del graben de Tlaltenango, entre Teúl, Zac. y García de la Cadena, Zac., hay una serie de afloramientos de lavas basálticas del Mioceno temprano que sobreyacen a ignimbritas del Oligoceno-Mioceno. Estas lavas forman mesas, de las cuales la más grande es la de Milpillas de Allende, en la base de la cual se colectó la muestra SMB-40 (Figura 4.1E).

En el centro del graben de Tlaltenango, entre Teúl, Zac. y Tlaltenango, Zac., se localiza una estructura volcánica conocida como cerro de San Vicente (Figura 4.1 C). Se trata de un volcán escudo muy bien preservado, cuya morfología y características petrográficas son similares a las de las rocas del Mioceno medio y tardío. Sin embargo, una lava correspondiente a la parte alta de esta estructura fue fechada por Moore et al. (1994), quienes reportan una edad de 21.81 ± 1.04 Ma (K-Ar, matriz). La muestra SMB-15 fue colectada en el flanco NW del volcán.

En el borde del hombro E del graben de Juchipila, al NW de Tlachichila, se encuentra una mesa basáltica, formada por un flujo de lava máfico con fenocristales de plagioclasa muy grandes el cual se encuentra sobreyaciendo directamente a una toba consolidada fina, de color rojizo. Estos basaltos se extienden aproximadamente 13 km a lo largo del hombro del graben hacia el SW. Las ignimbritas que subyacen a estas lavas fueron fechadas por Nieto-Samaniego et al. (1999) en 26.6 ± 0.7 Ma (K-Ar, sanidino). En esta región se colectó la muestra SMB-04 (Figura 4.1D).

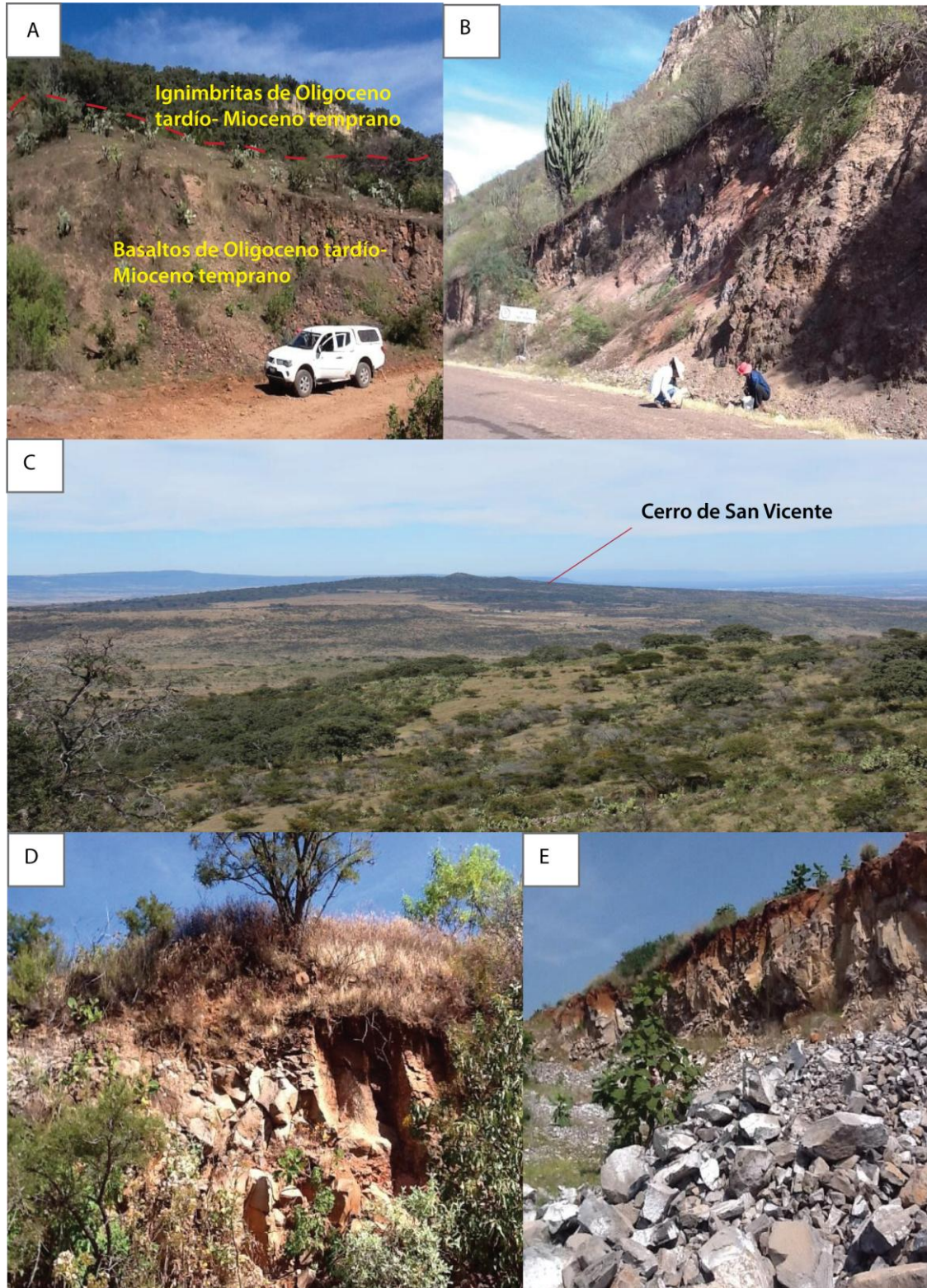


Figura 4.1 Rocas máficas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano. **A.** Rocas máficas que subyacen a ignimbritas del Oligoceno tardío- Mioceno temprano al interior del graben de Bolaños. **B.** Sitio de colecta de la muestra SMB 24 en el graben de Bolaños; los basaltos se encuentran con aspecto fracturado e intemperizados, característica típica de este grupo. **C.** Estructura volcánica denominada Cerro de San Vicente localizado al interior del graben de Tlaltenango. **D.** Flujo de lava máfica donde se colectó la muestra SMB 04 en la parte alta del escarpe este del graben de Juchipila. **E.** Base de la Mesa de las Milpillas donde se colectó la muestra SMB-40. al NW de García de la Cadena. Zac..

4.2 Volcanismo máfico del Mioceno medio

En el mapa mostrado en la Figura 4.5 no se separan las rocas del Mioceno medio y tardío, sin embargo, los fechamientos realizados indican que las rocas del Mioceno medio afloran principalmente hacia la parte norte del área de estudio al interior o en los hombros de los grábenes de Bolaños, Tlaltenango y Juchipila, así como en la sierra de Pajaritos en el semigraben de Puente de Camotlán, localizado al W del graben de Bolaños. Hacia el sur, lavas del Mioceno medio se identificaron a la base de la meseta de los Altos de Jalisco del Mioceno tardío.

En el semigraben de Puente de Camotlán se presenta una serie de afloramientos de lava basáltica de olivino de considerable extensión que sobreyacen a ignimbritas de la secuencia del Oligoceno-Mioceno, una de las cuales fue fechada por Ferrari et al. (2002) en 20.9 ± 0.2 Ma (Ar-Ar, biotita). Algunos afloramientos preservan una morfología que permite interpretarlos como volcanes escudo, mientras que en el margen oriental del semigraben secuencias de flujos basálticos forman escarpes de aproximadamente 100 m de altura. De una de las estructuras volcánicas se colectó la muestra SMB-52.

Al interior del graben de Bolaños, se observaron afloramientos relativamente pequeños de andesita basáltica que presentan evidencia de emplazamiento en sedimentos suaves, como al W de la localidad de San Martín de Bolaños, Jal., donde se encuentra un flujo de andesita basáltica pofirítica, con fenocristales de olivino, el cual está interestratificado con sedimentos que rellenan la depresión del graben. Esta colada masiva alcanza unos 20 m de espesor. De afloramientos con estas características se colectaron las muestras SMB 21 y 25 (Figura 4.2 A)

Al W de la localidad de Tlaltenango, Zac., a la base del escarpe W del graben de Tlaltenango, formado por ignimbrita, aflora una estructura volcánica anidada en la intersección de dos fallas principales. Los flujos de lava máfica que forman esta estructura fueron probablemente emitidos a través de fallas después de formado el graben. En esta localidad se colectó la muestra SMB-16.

Más al oeste, siguiendo la carretera Tlaltenango-Totatiche-Atolinga, se exhiben en la planicie del hombro W del graben flujos de lava y estructuras volcánicas como el Cerro del Corazón, los cuales sobreyacen a ignimbritas del Oligoceno-Mioceno. En

el Cerro del Corazón se colectó la muestra SMB-18 y al W de este cerro se tomó la muestra SMB-20 de una unidad de lavas basálticas cortadas por una falla de dirección E-W. Las lavas del sitio de colecta de esta última muestra se encuentran en contacto casi vertical con un depósito de talud que contiene bloques basálticos e ignimbríticos. Se interpreta que estas rocas representan un bloque rotado o deslizado (Figura 4.2B).

El borde SE del graben de Tlaltenango, al E de Teúl, Zac., se encuentra cubierto por mesas de basalto de olivino que sobreyacen a las ignimbritas de la SMO. Algunas de estas lavas parecieran ser un remanente de volcán escudo. En esta zona se colectaron las muestras SMB 14 y 34.

En el extremo sur del graben de Tlaltenango, en el camino que baja al Río Patitos a ~15 km al SE de García de la Cadena, Zac., afloran lavas basáltico andesíticas que por lo general están muy alteradas. Estas lavas subyacen al volcán escudo de García de la Cadena, fechado en 10.99 ± 0.23 Ma (K-Ar, matriz) por Moore et al. (1994) y sobreyacen a sedimentos continentales, que son subyacidos por lavas del Mioceno temprano o por ignimbritas del Mioceno temprano (Figura 4.2C). En esta localidad se colectó la muestra SMB-10.

En el escarpe E del graben de Juchipila, en el camino de Juchipila, Zac. a Tlachichila, Zac., andesitas basálticas se emplazaron en forma de sill dentro de las ignimbritas del Oligoceno-Mioceno. En esta localidad se colectó la muestra SMB-05.

4.3 Volcanismo máfico del Mioceno tardío

Las lavas máficas del Mioceno tardío afloran en la porción sur del área de estudio (Fig. 4.5), en la zona que constituye el límite entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana. Los afloramientos son especialmente extensos hacia la porción sureste, donde gruesas secuencias de flujos de lava forman la meseta de los Altos de Jalisco, descrita por Ferrari et al., (2000) y Mori et al. (2009). Hacia la parte central del sur de la carta cubren una amplia área en el extremo sur de los grábenes de Tlaltenango y Juchipila, extendiéndose hacia los márgenes del graben de Juchipila (Figura 4.5). En esta última región, las lavas máficas del Mioceno tardío han sido denominadas Basalto San Cristóbal por Moore

et al. (1994). El emplazamiento de las lavas fue de tipo fisural, y en algunos afloramientos se observan diques alimentadores que intrusionan a los basaltos (figura 4.3 A) en algunas localidades, las lavas forman volcanes de tipo escudo.

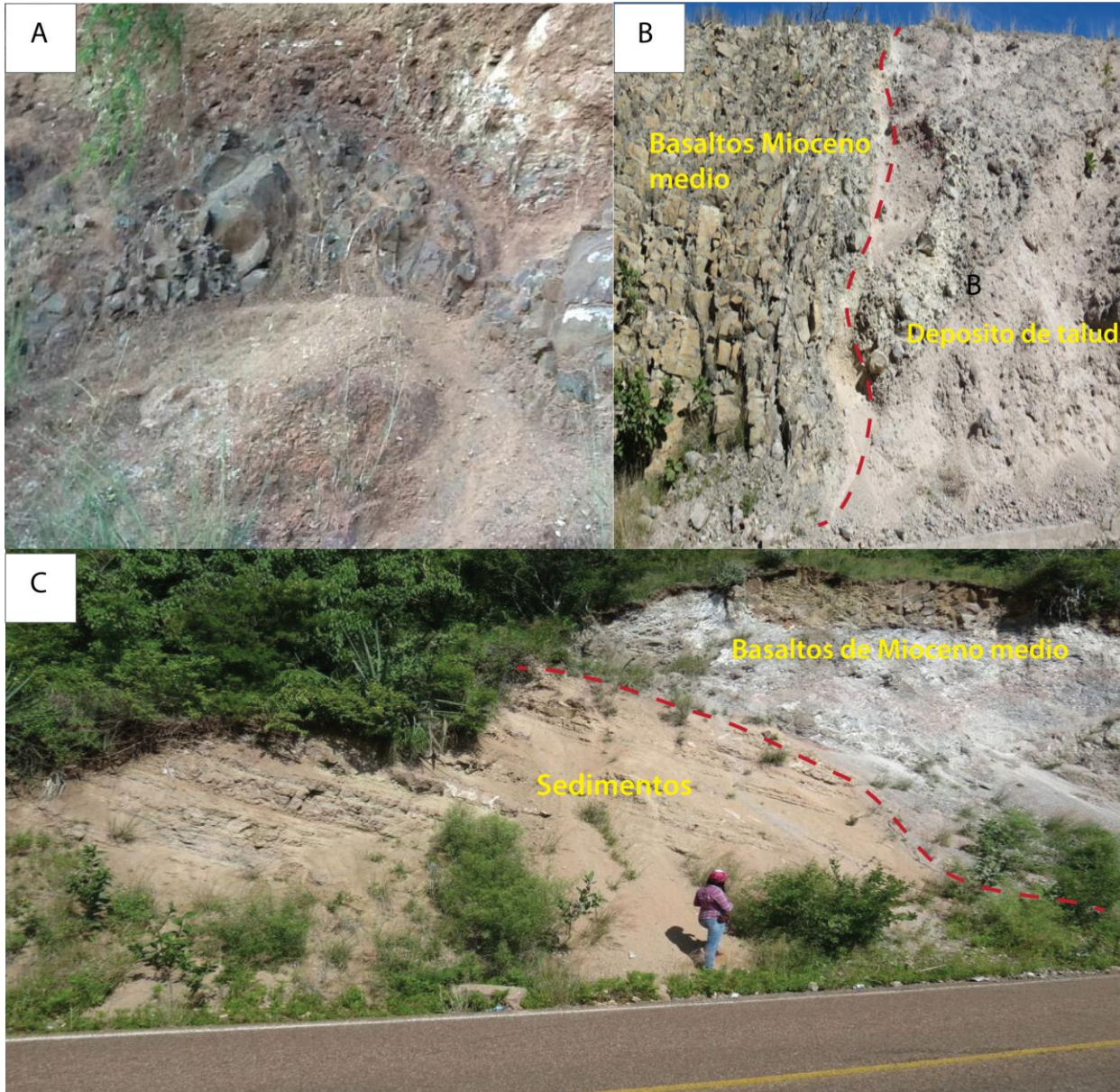


Figura 4.2 A. Rocas máficas del Mioceno medio. Afloramientos de andesita basáltica con evidencia de emplazamiento en sedimentos suaves al NE de Bolaños, Jal.. B. En el hombro W del graben de Tlaltenango afloran lavas basálticas en contacto casi vertical con un depósito de talud que contiene bloques de basalto e ignimbrita. Se interpreta como un bloque rotado por falla. Sitio de colecta de SMB-20. C. Lavas máficas que sobreyacen a sedimentos fluvio-lacustres, esa foto fue tomada a aprox. A 2.5 km al NE del sitio de colecta de la muestra SMB 10.

Las lavas de este evento sobreyacen en parte a las secuencias ignimbríticas del Oligoceno-Mioceno y en parte a las lavas del Mioceno temprano y medio. También, hacia la porción central y oriental, las lavas del Mioceno tardío frecuentemente sobreyacen a depósitos epiclásticos o están intercaladas con ellos (Figura 4.3B).

En la parte occidental y central de la porción sur del área de estudio, las lavas se encuentran sobreyacidas por domos e ignimbritas silícicos del Mioceno tardío (Figura 4.3D) y rocas máficas del Plioceno-Pleistoceno (Silva-Fragoso, 2015) pertenecientes a la Faja Volcánica Transmexicana.

En distintas localidades se observaron ignimbritas intercaladas con las coladas basálticas, como al S-SE de San Cristóbal de la Barranca, donde una ignimbrita fechada en 10.17 ± 0.04 Ma (Ar-Ar, sanidino) por Moore et al. (1994) se observa intercalada en la secuencia basáltica (Figura 4.3C) así como en el extremo sur del graben de Juchipila, sobre la carretera de Guadalajara a Juchipila donde se observaron flujos de lava sobreyaciendo a tobas silícicas (Figura 4.4 A).

También en la parte occidental de los afloramientos, en el camino de El Salvador a Amatitán, Jal., al norte de la presa de Santa Rosa, se encuentra una secuencia de basaltos intercalados con depósitos sedimentarios que subyace a lavas máficas y a tobas y domos silícicos del Plioceno y sobreyace a una riolita-riodacita que aflora a ambos lados de la cortina de la presa que fue fechada en 15.54 ± 0.17 Ma (U-Pb, zircón) por Silva-Fragoso (2015).

Los afloramientos más notorios de lavas máficas del Mioceno tardío se encuentran, en las paredes del río Grande de Santiago en la región suroeste, donde está expuesta una secuencia de coladas de que alcanza 800 m de espesor, fechada entre 11 y 8.5 Ma (Ferrari et al., 2000; Rossotti et al., 2002); Mori et al. (2009) realizaron estudios geoquímicos de esta secuencia y por lo tanto no fue considerada para el presente trabajo. También, en el extremo occidental, al NE de El Salvador, una gruesa secuencia de lavas máficas está expuesta en la Mesa de Guadalupe (Figura 4.4B) la cual por su morfología aparenta ser un volcán escudo, con un circo de erosión abierto hacia el sur. En esta localidad se colectó la muestra SMB-48.



Figura 4.3 Volcanismo del Mioceno tardío. **A.** Dique alimentador que intrusión a los basaltos San Cristóbal. **B.** En la porción central y oriental de la zona de estudio las lavas del Mioceno tardío se encuentran sobreyaciendo a sedimentos continentales o depósitos epiclásticos. **C.** Ignimbrita intercalada con basaltos del Mioceno tardío al S-SE de San Cristóbal de la Barranca. **D.** Al occidente y centro de la porción sur de la zona de estudio, los basaltos del Mioceno tardío sobreyacen a ignimbritas del la SMO y subyacen a domos riolíticos.

En la porción central, en la terminación sur de los grábenes de Tlaltenango y Juchipila el área de los afloramientos de lavas máficas del Mioceno tardío es más extensa en comparación con los del occidente (Figura 4.5), debido a que no hay unidades más jóvenes sobreyacentes. Hacia el norte, dentro del graben de Juchipila, las lavas en parte se encuentran cubiertas por una sucesión de sedimentos fluvio-lacustres (Figura 4.5), descrita por Carranza- Castañeda et al. (2013) como sedimentos finos y masivos con inclinación hacia el SW depositados en cuencas ocupadas por lagos extensos durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano; este autor reporta tres edades entre 6.95 y 5.59 Ma (U-Pb, zircón) para capas de ceniza volcánica interestratificadas en la secuencia sedimentaria. Lahiere (1982) y López (1991) describen una sucesión sedimentaria compuesta por areniscas volcánicas epiclásticas, lodolitas y depósitos de caída. En la Fig. 4.4D se muestra un ejemplo del aspecto de estos sedimentos.

En esta área, Moore et al. (1994) y Rossoti et al. (2002) reportan la presencia de dos volcanes escudo al SE y SW de García de la Cadena, Zac., causantes de la sucesión basáltica en esta región; Moore et al. (1994) reporta una edad de 10.99 ± 0.23 para uno de estos volcanes, en el cual se colectó la muestra SMB-13. Dentro del graben de Juchipila, al E del río Juchipila, las lavas basálticas del Mioceno tardío forman la parte alta del Cerro La Bolsa, sobreyaciendo a una toba poco soldada, que fué fechada por Silva-Fragoso (2015) en 23.84 ± 0.13 Ma. En otras mesas y coladas máficas, dentro del graben de Juchipila en su extremo sur, se colectaron las muestras SMB-09 y SMB-37.

Sobre el hombro este del graben de Juchipila se identifica una serie de estructuras volcánicas y mesas de lava basálticas. Al sur y norte de Nochistlán, Zac., se localizan la mesa San Miguel y la mesa Cerro La Joya, respectivamente, formadas por flujos de andesita basáltica con fenocristales de olivino con aspecto vesiculado, que presentan hasta ~20m de espesor. Dichas mesas sobreyacen a sedimentos fluvio-lacustres (Figura 4.3B). Nieto-Obregón et al., (1981) obtuvo una edad para los lavas del cerro La Joya de 10.96 ± 0.47 Ma (K-Ar, roca total) y 10.52 ± 0.22 .

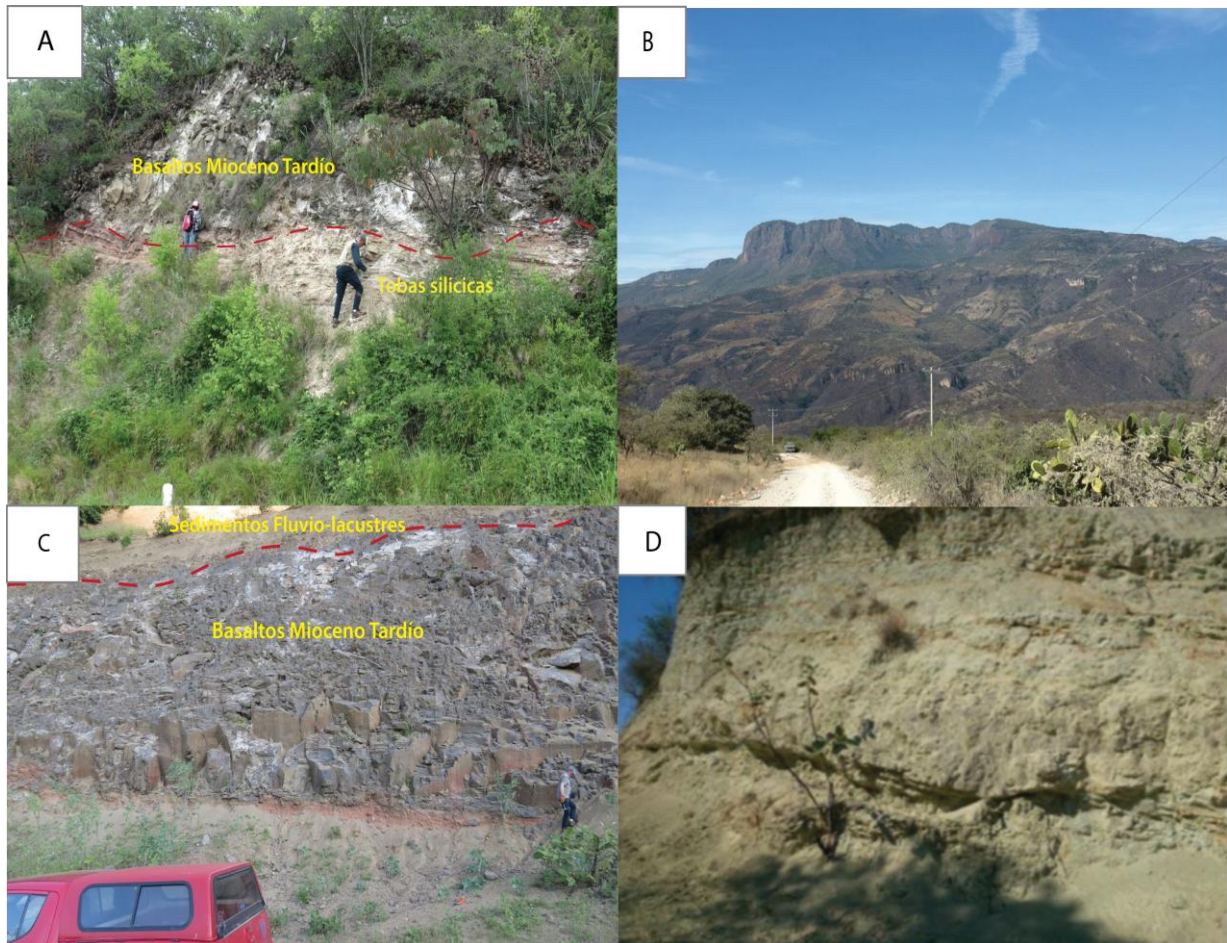


Figura 4.4 Vulcanismo del Mioceno tardío. **A.** Flujos de lava máfica que sobreyacen a tobas silíceas en el extremo sur del graben de Juchipila. **B.** Al fondo se aprecia la secuencia de lavas máficas expuesta en la mesa de Guadalupe, al NE de El Salvador, Jal.. **C.** Flujo de lava cubierto por sedimentos en la base de la meseta de Los Altos de Jalisco (sitio de colecta de la muestra SMB 32). **D.** Aspecto de la sucesión sedimentaria depositada al interior del graben de Juchipila.

En la parte SE del área de estudio, en el escarpe de la meseta de los Altos de Jalisco, aflora una secuencia formada por numerosas coladas de lava máfica, algunas de las cuales están subyacidas por sedimentos quemados por el emplazamiento de las lavas o por brechas con clastos sub-redondeados de basalto. Lavas de la parte más alta de la meseta fueron fechadas en 9.58 y 9.97 Ma (K-Ar, roca total) por Nieto-Obregón et al. (1981). Se colectó la muestra SMB-32 de una de las coladas más bajas de la secuencia, la cual está interestratificada con sedimentos, es masiva a la base y vesiculada hacia el tope y tiene un espesor de ~10 m; a la base de la colada se puede distinguir una zona de autobrechamiento y coloraciones rojizas generadas por la llegada del flujo de lava caliente sobre sedimentos (Figura 4.4C).

5. Geocronología

Como parte de este estudio se fecharon 19 muestras volcánicas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a fin constreñir la edad de emplazamiento de las lavas máficas, que a su vez permitiera hacer una agrupación de las rocas para establecer variaciones temporales en las características petrográficas y geoquímicas.

En la tabla 5.1 se muestra un resumen de los resultados, así como las coordenadas geográficas de los sitios de colecta de las muestras. De acuerdo con el rango de edades, las muestras se agruparon en tres episodios: Mioceno temprano (~25-21 Ma.), Mioceno medio (~14-11.6 Ma.) y Mioceno tardío (~11.6-10 Ma.). En la tabla se incluyen datos de la tesis de Silva Fragoso (2015) desarrollada de manera paralela al presente trabajo.

En la Figura 5.14 se muestra la localización de las edades en un mapa.

Tabla 5.1. Edad de las rocas analizadas por método Ar-Ar. Se indica el tipo de roca analizada, el tipo de edad y ubicación de muestreo.

| Muestra | Long O | Lat N | Altitud (m) | Época | Edad | Error (2 σ) | Tipo de edad | Material fechado |
|---------|-----------|---------|-------------|-----------------|-------|---------------------|----------------|------------------|
| SMB 04 | -102.8173 | 21.6014 | 2469 | M _{te} | 25.9 | 0.15 | t _p | Matriz |
| SMB 40* | -103.6025 | 21.3012 | 1808 | M _{te} | 24.76 | 0.13 | W _m | Roca total |
| SMB 24 | -103.7808 | 21.774 | 902 | M _{te} | 21.55 | 0.5 | W _m | Roca total |
| SMB 27 | -103.78 | 21.8529 | 947 | M _{te} | 21.64 | 0.27 | t _p | Roca total |
| SMB 21 | -103.724 | 21.8618 | 1311 | M _m | 14.85 | 0.2 | t _p | Roca total |
| SMB 25 | -103.8518 | 21.6711 | 1010 | M _m | 13.78 | 0.12 | tc | Roca total |
| SMB 05 | -102.8672 | 21.6103 | 2399 | M _m | 13.27 | 0.45 | tc | Roca total |
| SMB 20 | -103.4438 | 21.911 | 1928 | M _m | 13.18 | 0.17 | tc | Roca total |
| SMB 10* | -103.4407 | 21.1439 | 1407 | M _m | 13.16 | 0.18 | tc | Roca total |
| SMB 16 | -103.3883 | 21.753 | 1922 | M _m | 12.55 | 0.12 | tc | Roca total |
| SMB 34* | -103.3276 | 21.2921 | 2117 | M _m | 12.48 | 0.15 | W _m | Roca total |
| SMB 08 | -103.2487 | 21.2677 | 1705 | M _m | 12.02 | 0.17 | tc | Roca total |
| SMB 18 | -103.385 | 21.8907 | 2023 | M _m | 12.02 | 0.15 | t _p | Roca total |
| SMB 14 | -103.3543 | 21.4306 | 2384 | M _m | 11.94 | 0.15 | t _p | Roca total |
| SMB-52 | -104.1783 | 21.5646 | 1919 | M _m | 11.82 | 0.27 | t _p | Roca total |
| SMB 32 | -102.8952 | 20.9782 | 1423 | M _{ta} | 11.76 | 0.29 | t _p | Roca total |
| SMB-48 | -103.7959 | 21.1856 | 1271 | M _{ta} | 11.21 | 0.22 | W _m | Matriz |
| SMB 09* | -103.2971 | 21.2501 | 1857 | M _{ta} | 11 | 0.13 | t _p | Roca total |
| SMB 37* | -103.403 | 21.1238 | 1530 | M _{ta} | 10.55 | 0.21 | tc | Roca total |
| SMB 06* | -103.1923 | 21.1587 | 1635 | M _{ta} | 10.45 | 0.41 | W _m | Roca total |

M_{ta} = Mioceno tardío; M_m = Mioceno medio; M_{te} = Oligoceno tardío a Mioceno temprano; W_m = edad media ponderada; tc = edad de isócrona; t_p = edad de meseta; G = graben; *edades tomadas de Silva Fragoso (2015).

5.1. Oligoceno tardío- Mioceno temprano

La muestra SMB-04 fue colectada en el hombro E del graben de Juchipila al noroeste del poblado de Tlachichila, Zac., de una colada delgada que sobreyace directamente a una ignimbrita de color rojizo. Se trata de un basalto de color gris claro, con textura intergranular, con cristales de plagioclasa, que en raros casos alcanzan tamaños de hasta 1cm, y pequeños cristales de piroxeno y olivino.

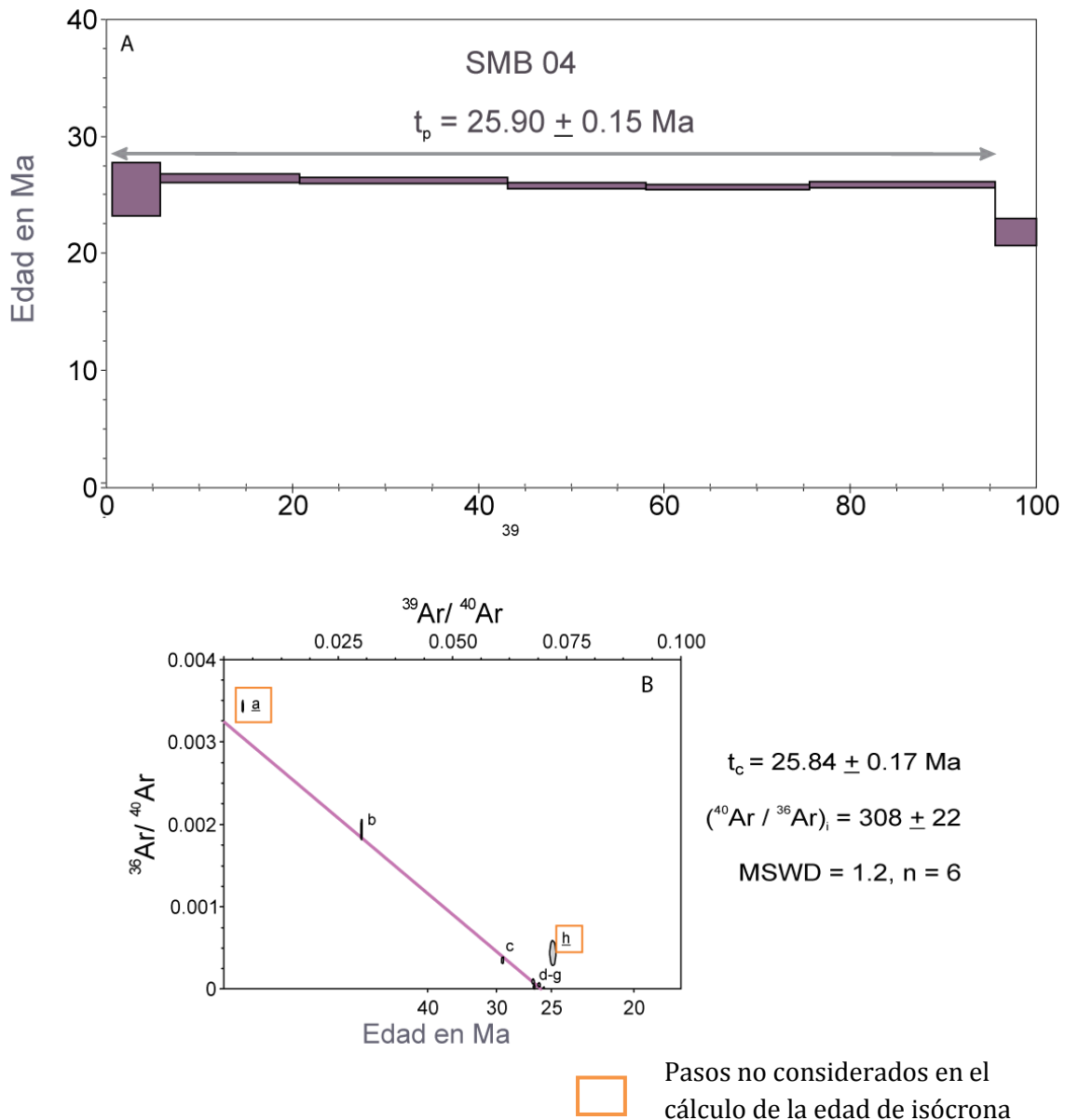


Figura 5.1. Resultados obtenidos para la muestra SMB-04. **A.** Espectro de edad para el experimento de calentamiento por pasos (t_p : edad de meseta). **B.** Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona); Exp: experimento. MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

Se efectuó un experimento de calentamiento por pasos utilizando un concentrado de matriz. Se determinó una edad de meseta con un valor de 25.90 ± 0.15 Ma, que representa un 94.98% de gas liberado y con una media cuadrática de las desviaciones ponderadas $MSWD = 1.0$; esta edad es consistente con la edad de isócrona de 25.84 ± 0.17 Ma y $MSWD = 1.2$ (Figura 5.1). Aunque ambas edades son bastante similares, se eligió como edad preferida la de meseta porque el rango de error y $MSWD$ es menor.

La muestra SMB-27 fue colectada de la base de una colada que aflora en la carretera que va de Bolaños, Jal. a Huejuquilla, Jal., a aproximadamente 2.5 km al norte de Bolaños. Se trata de un basalto de color negro de textura intergranular a ofítica con cristales grandes de plagioclasa, que presenta pequeñas alteraciones de color verde. Se realizó un experimento de roca total en siete pasos, de los cuales tres definieron la edad de meseta casi perfecta con un valor de 21.64 ± 0.27 Ma, representando un 88.60% del Ar total liberado, y con un $MSWD = 0.13$. La edad de isócrona muestra un valor de 22.21 ± 0.33 Ma con un $MSWD = 0.44$. La edad preferida es la de meseta debido a que presenta menor margen de error y un valor inferior de $MSWD$ (Figura 5.2).

En el graben de Bolaños, a 700 m al sur del poblado de Chimatitlán, Jal. y 7 km al sur de Bolaños, Jal. se colectó la muestra SMB-24, de una lava que subyace a una ignimbrita. En muestra de mano se caracteriza por una coloración oscura y textura porfírica con grandes cristales de plagioclasa y cristales de olivino de tamaño medio a pequeños; en la matriz presenta alteración secundaria de color verdosa, sin embargo se procuró seleccionar fracciones de roca con poca a nula alteración. Se efectuó un experimento de calentamiento por pasos en roca total, a partir del cual no se obtuvo una meseta que cumpla con los criterios de representar al menos el 50% del argón liberado en tres pasos consecutivos que se traslapen en un nivel de confianza de 2 sigma. Debido a esto se reporta la media ponderada (W_m) calculada con tres fracciones consecutivas que representan el 87.08% del total de Ar liberado, la cual arroja una edad de 21.55 ± 0.50 Ma. En cambio, la edad de isócrona arroja una edad de 22.12 ± 0.36 Ma con un valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ menor al atmosférico. Al forzar la línea de regresión al valor atmosférico, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, se obtiene una edad de 21.53 ± 1.28 Ma con un $MSWD = 4$, similar a la edad

media ponderada. Con base en el error menor se prefiere la edad media ponderada como edad representativa (Figura 5.3).

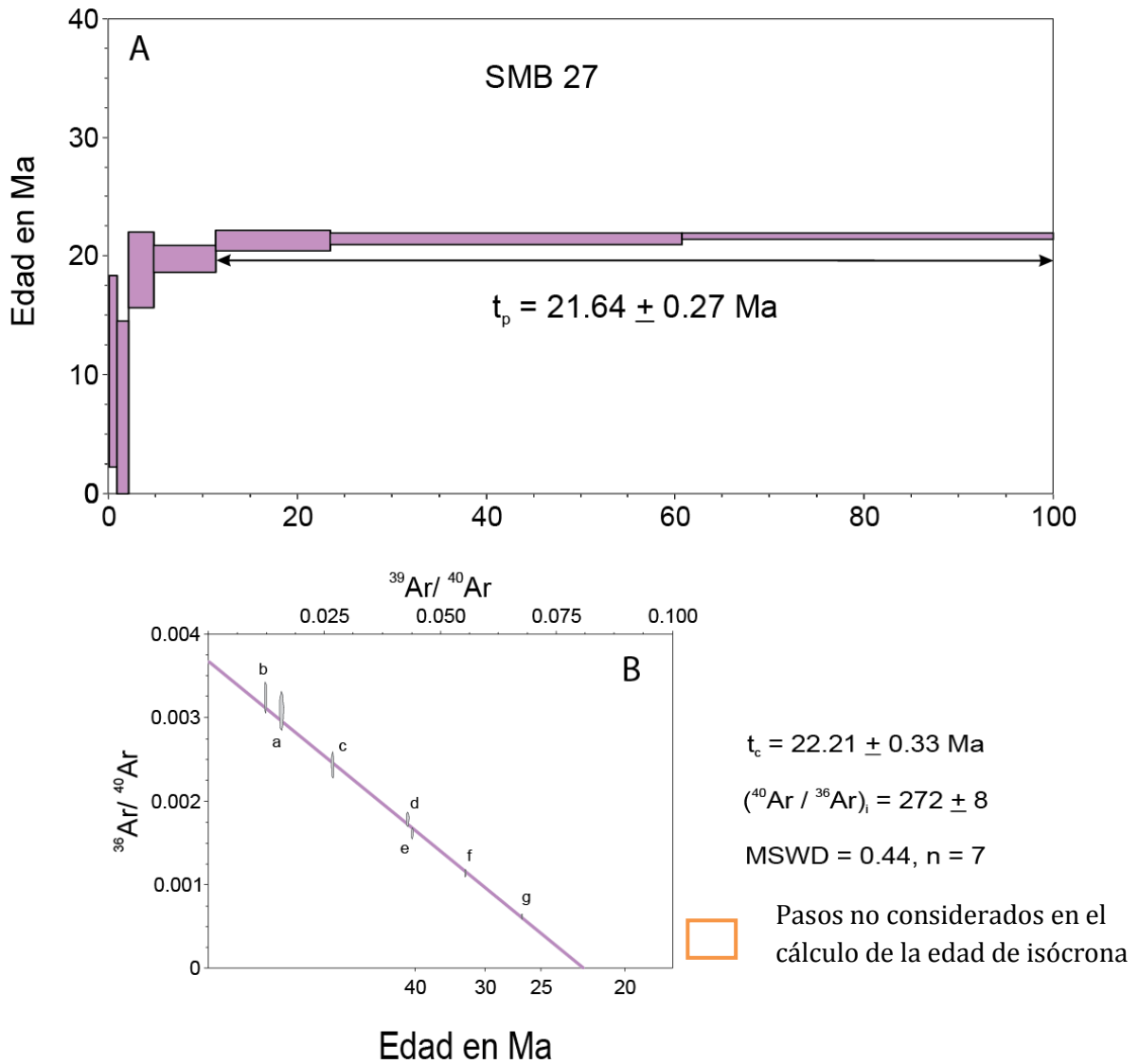


Figura 5.2. Resultados de los análisis de Ar/Ar obtenidos para la muestra SMB 27. **A.** Espectro de edad para el experimento por pasos (t_p) edad de meseta. **B.** Isócrona calculada (t_c : edad de isócrona); Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

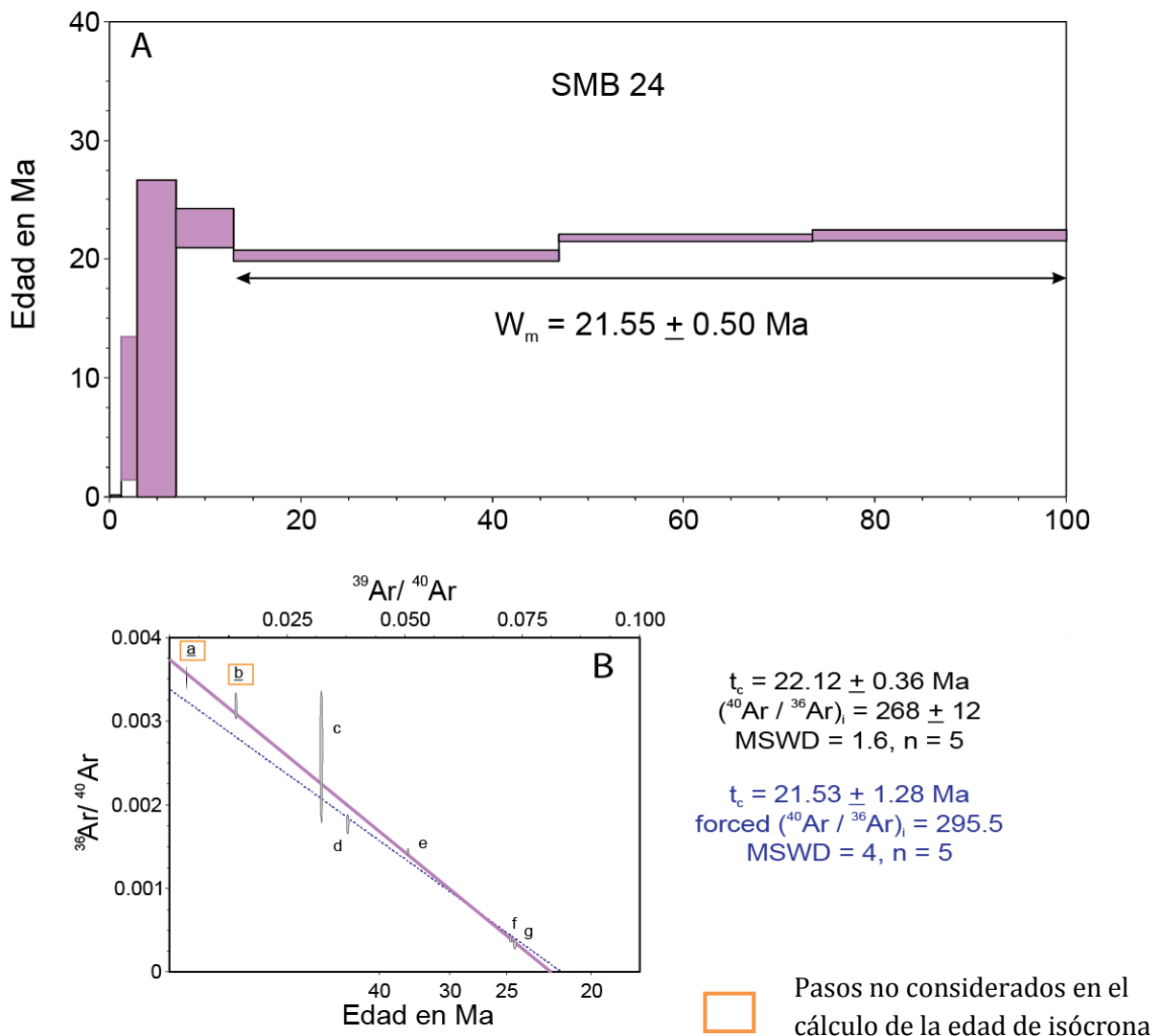


Figura 5.3. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. B. isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas del experimento de calentamiento por pasos (muestra SMB 24). W_m : edad media ponderada; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

5.2 Mioceno medio

La muestra SMB-05 se colectó de un sill emplazado en la secuencia ignimbrítica del Oligoceno-Mioceno temprano, el cual aflora en el escarpe E del graben de Juchipila en un corte de la carretera que lleva de Tlachichila, Zac. al poblado de Jalpa, Zac. Se trata de una andesita basáltica con textura porfídica, de color gris, con cristales de olivino, plagioclasa y piroxeno. Se realizó un experimento usando roca total que consistió en siete pasos, de los cuales no se obtuvo una edad de meseta, pero se calculó la media ponderada de cinco fracciones de gas que constituyen el 83.77%

del total de Ar liberado, obteniendo una edad de 13.55 ± 0.19 , con $MSWD = 2.4$. Mientras que el diagrama de isócrona al presentar una buena distribución de los datos, permitió obtener una edad más certera de 13.27 ± 0.45 Ma con un $MSWD = 2.5$ (Figura 5.4).

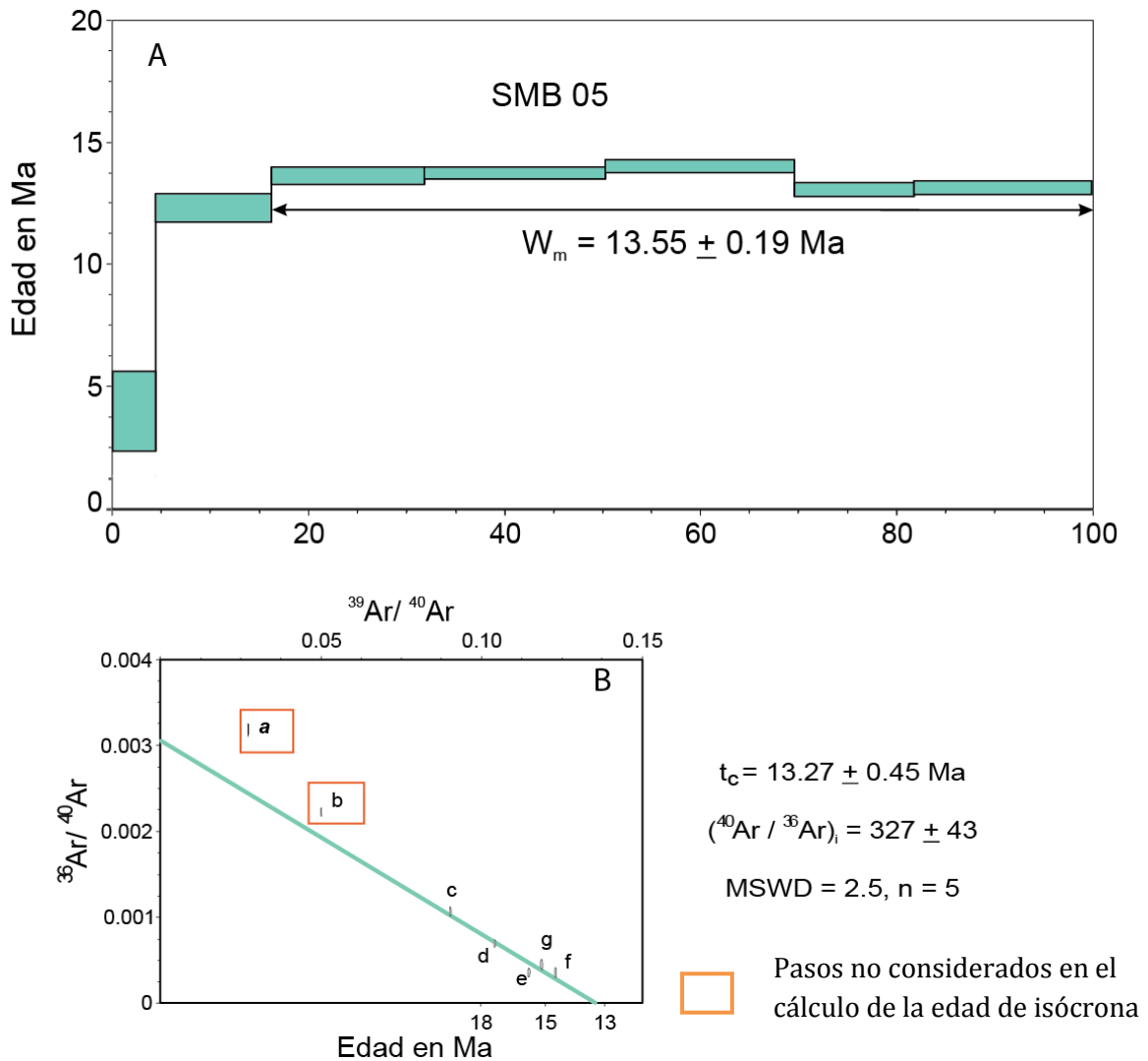


Figura 5.4. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. B. isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas del experimento de calentamiento por pasos (muestra SMB 05). W_m : edad media ponderada; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

En el graben de Tlaltenango, a 12.5 km al ESE del poblado de Teúl, Zac. se tomó una muestra de una mesa emplazada en la traza de la falla principal oriental del graben, sobre tobas riolíticas. La muestra (SMB-14; Figura 5.5) es una andesita basáltica con textura porfídica, muy rica en fenocristales de olivino. Se analizaron fragmentos de roca total en ocho pasos de calentamiento consecutivos, de los cuales seis

definen una edad de meseta de 11.94 ± 0.15 Ma, y representan un 86.15% del total de Ar liberado. El diagrama de isócrona permitió obtener una edad de 12.29 ± 0.36 , sin embargo presenta un valor de 268 en la relación $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i$, mucho menor al valor atmosférico. Al forzar la línea de regresión a $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i = 295.5$ se obtiene una edad de 11.93 ± 0.50 que es consistente con la edad de meseta. A pesar de que las edades son muy similares se prefiere la edad de meseta pues el error ($2\sigma=0.15$) y $\text{MSWD} = 0.45$ son menores en comparación con los obtenidos para la edad de isócrona ($2\sigma=0.50$) y $\text{MSWD} = 0.6$.

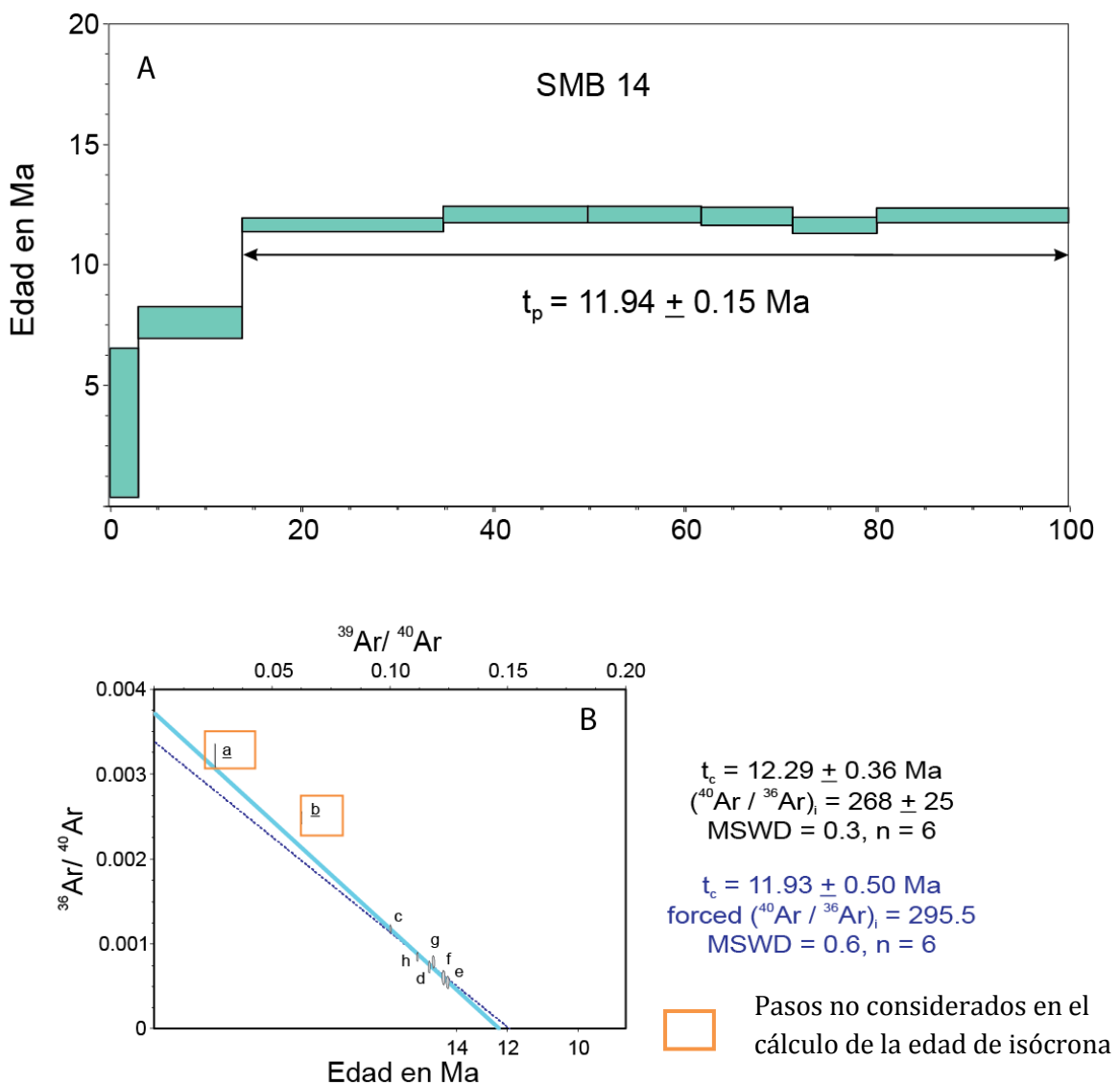


Figura 5.5. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. B. isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas de los experimentos de calentamiento por pasos para la muestra muestra SMB 14. t_p : edad de meseta; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

La muestra SMB-16 se colectó a aprox. 9.5 km al SW de Tlaltenango, Zac., cerca del poblado de Rincón Grande. La muestra procede de un volcán escudo emplazado dentro del graben de Tlaltenango en la intersección de dos fallas que limitan al graben hacia el oeste. Corresponde a una traquiandesita de textura afírica. Mediante el uso de una muestra de roca total, se realizó un experimento constituido de ocho pasos de calentamiento de los cuales tres fracciones consecutivas que representan 50.85% del total del Ar liberado se emplearon para determinar la edad media ponderada, que corresponde a 12.55 ± 0.12 Ma (MSDW=1.7). La isócrona arroja una edad de 12.63 ± 0.12 Ma, sin embargo los datos se concentran en el extremo inferior a la gráfica, lo que no permite constreñir el intercepto; además el valor de $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i = 248$ es mucho menor que el atmosférico. Al forzar la línea de regresión a $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, se obtiene una edad de 12.57 ± 1.57 Ma con un valor alto de MSWD=7. El valor menor de MSDW de la edad media ponderada es el factor que determina que ésta sea la edad preferida (Ver figura 5.6).

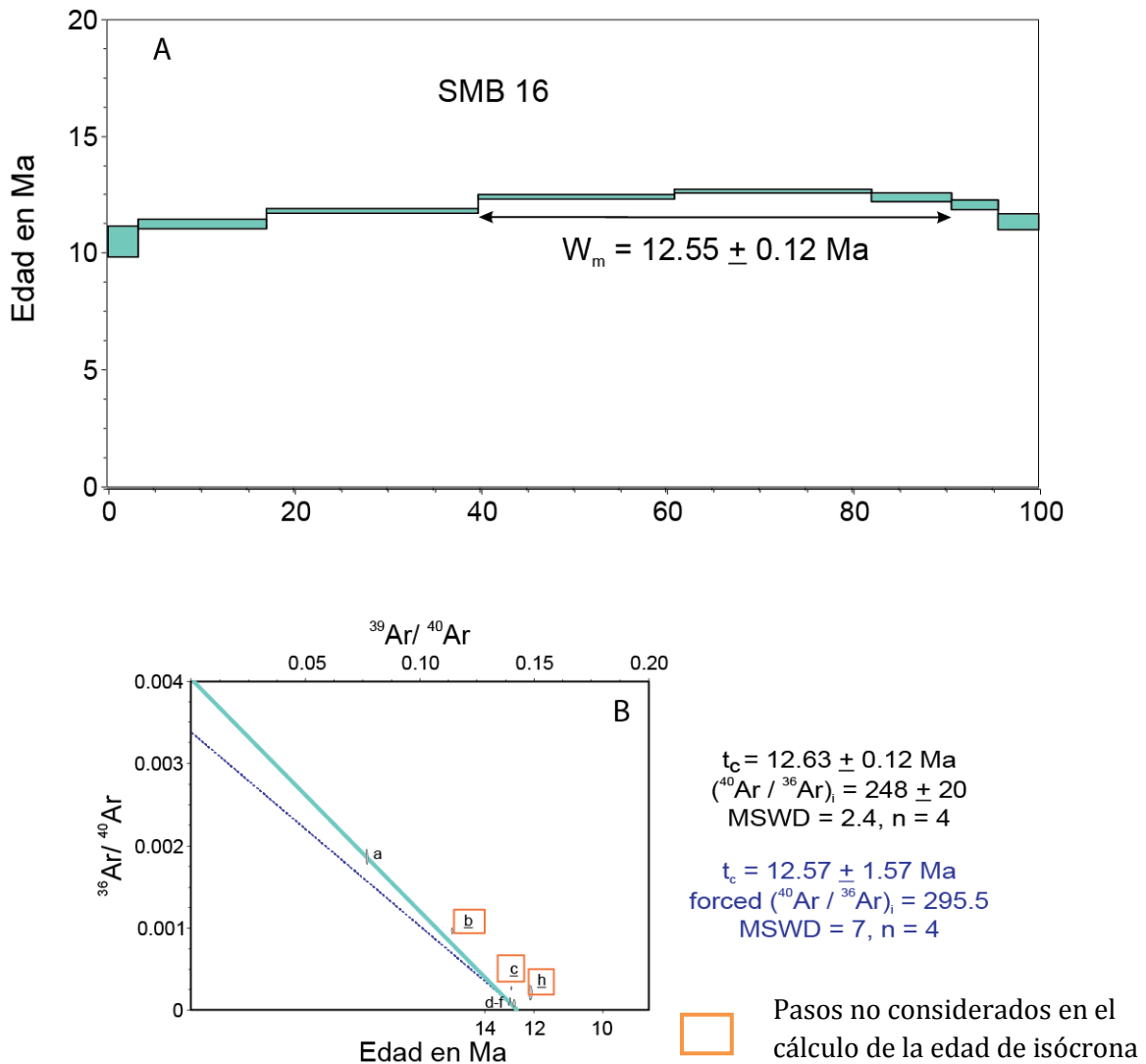


Figura 5.6. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total (muestra SMB-05). B. isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas de los experimentos de calentamiento por pasos. W_m : edad media ponderada; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

Una muestra de basalto afríco, procedente del volcán escudo Cerro del Corazón que se localiza sobre el hombro oeste del graben de Tlaltenango, al NW del poblado de Tlaltenango, Zac., se identifica como SMB-18. En una muestra de roca entera se realizó un experimento que constó de ocho pasos hasta la fusión total de la roca, y se obtuvo meseta formada por seis fracciones consecutivas que representan el 91.66% del Ar liberado, arrojando una edad de $12.02 \pm 0.15 \text{ Ma}$ (MSDW=0.19). La isócrona muestra una edad de $11.90 \pm 0.39 \text{ Ma}$ (MSDW=0.14) con $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ alto (311). Debido al que el error es mayor en la edad obtenida de la isócrona permite

tomar a la edad de meseta como la mejor estimación de la edad del basalto (Figura 5.7).

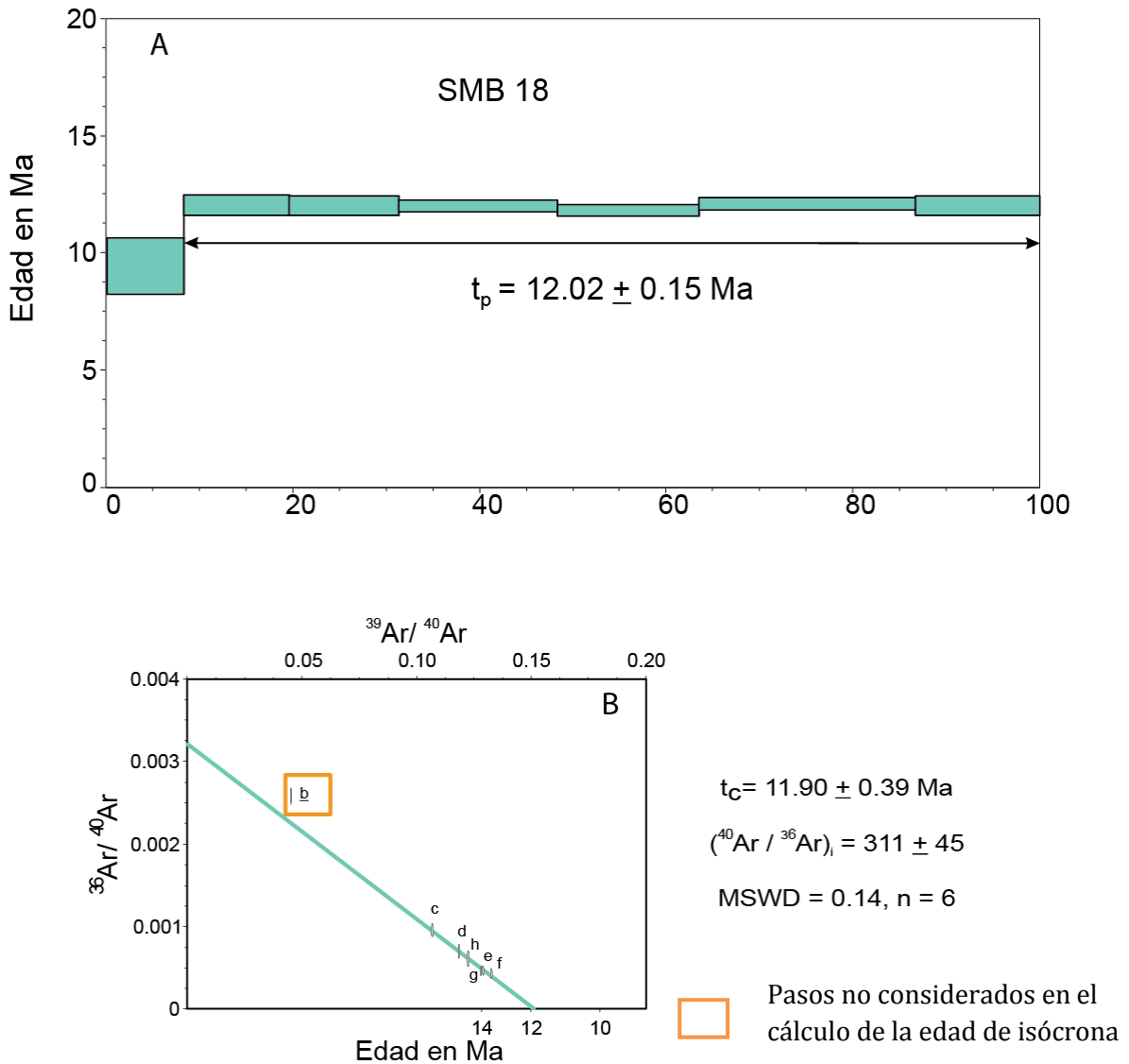


Figura 5.7. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. B. isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas de los experimentos de calentamiento por pasos para la muestra SMB 18. t_p : edad de meseta; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

La muestra SMB-20 fue colectada sobre el hombro que separa a los grábenes de Tlaltenango y Bolaños, 1.8 km al sur del Totatiche, Jal. sobre la carretera que lleva a Atolinga, Zac. Presenta características similares a la muestra SMB 18. Se realizó un solo experimento constituido por ocho pasos de calentamiento hasta la fusión total de la muestra de roca entera, que generaron una meseta formada por cuatro fracciones consecutivas que representan por un 65.48% del Ar liberado. Esto

permitió obtener una edad de meseta de 13.30 ± 0.14 Ma (MSDW=0.4), mientras que la edad de correlación es de 13.18 ± 0.17 Ma (MSDW=1.1). Aunque estas edades son equivalentes dentro del error, nótese que el espectro de meseta se encuentra con un ligero aspecto escalonado; esta relación dio pauta a elegir el diagrama de isócrona como la mejor estimación de la edad de esta muestra (ver Figura 5.8).

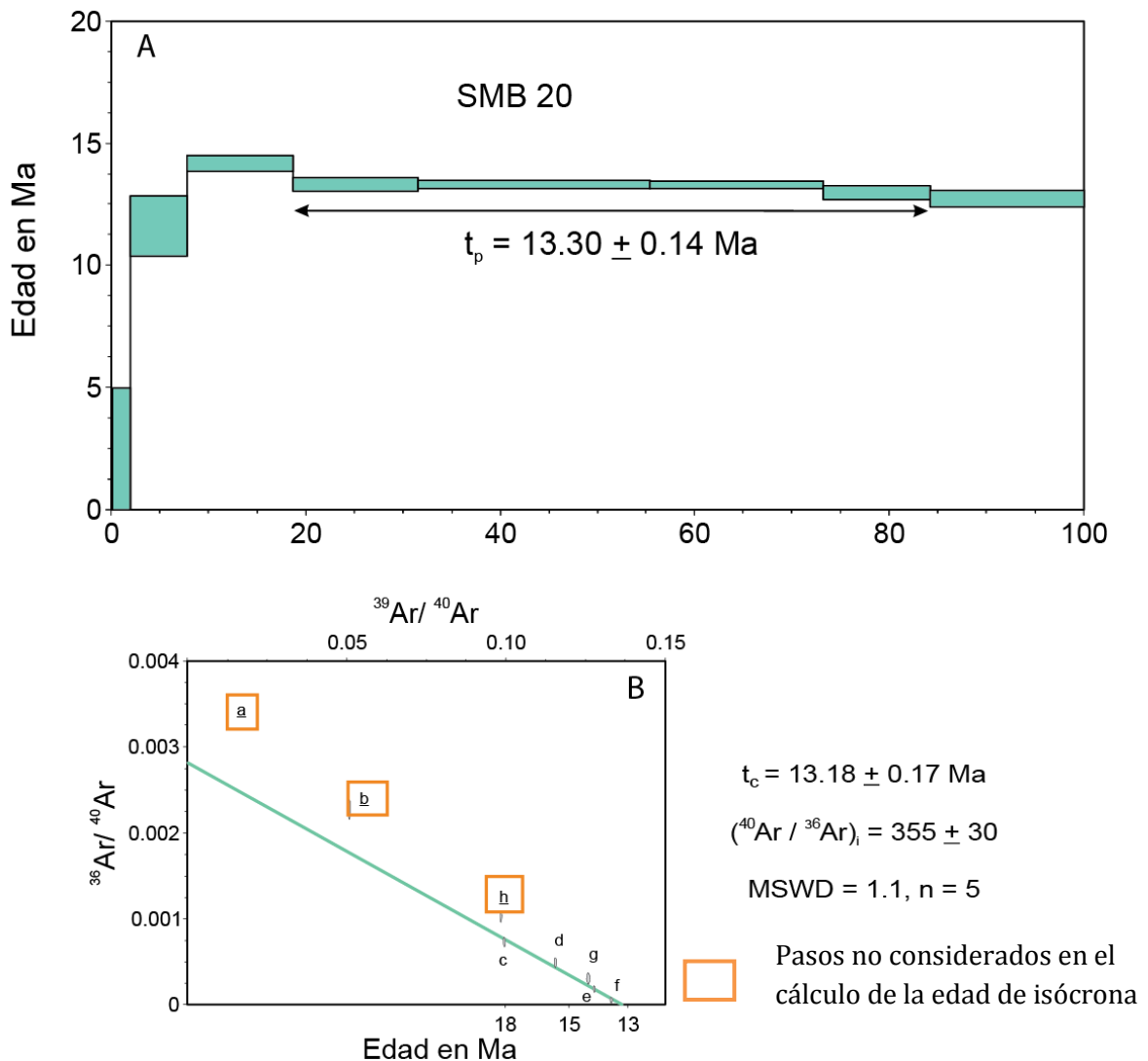


Figura 5.8. **A.** Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. **B.** isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas del experimento de calentamiento por pasos para la muestra SMB-18. t_p : Edad de meseta; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

La muestra SMB 21 se colectó en el flanco este del graben de Bolaños, en el camino que va de Bolaños, Jal. al NE hacia Villa Guerrero, Jal. Es una traquiandesita basáltica que se encuentra subyaciendo a una ignimbrita y fue emplazada en sedimentos suaves. En muestra de mano presenta textura afríca de color gris

oscuro; esta muestra se colectó del núcleo de un bloque relíctico con exfoliación de tipo cebolla. Se efectuaron dos experimentos en roca total de siete y ocho pasos cada uno respectivamente. La edad de meseta se determinó mediante el espectro de edad del primer experimento con un valor de 14.85 ± 0.20 Ma (MSWD= 0.47). La meseta está compuesta por tres fracciones de gas consecutivas (50.85% del Ar liberado).

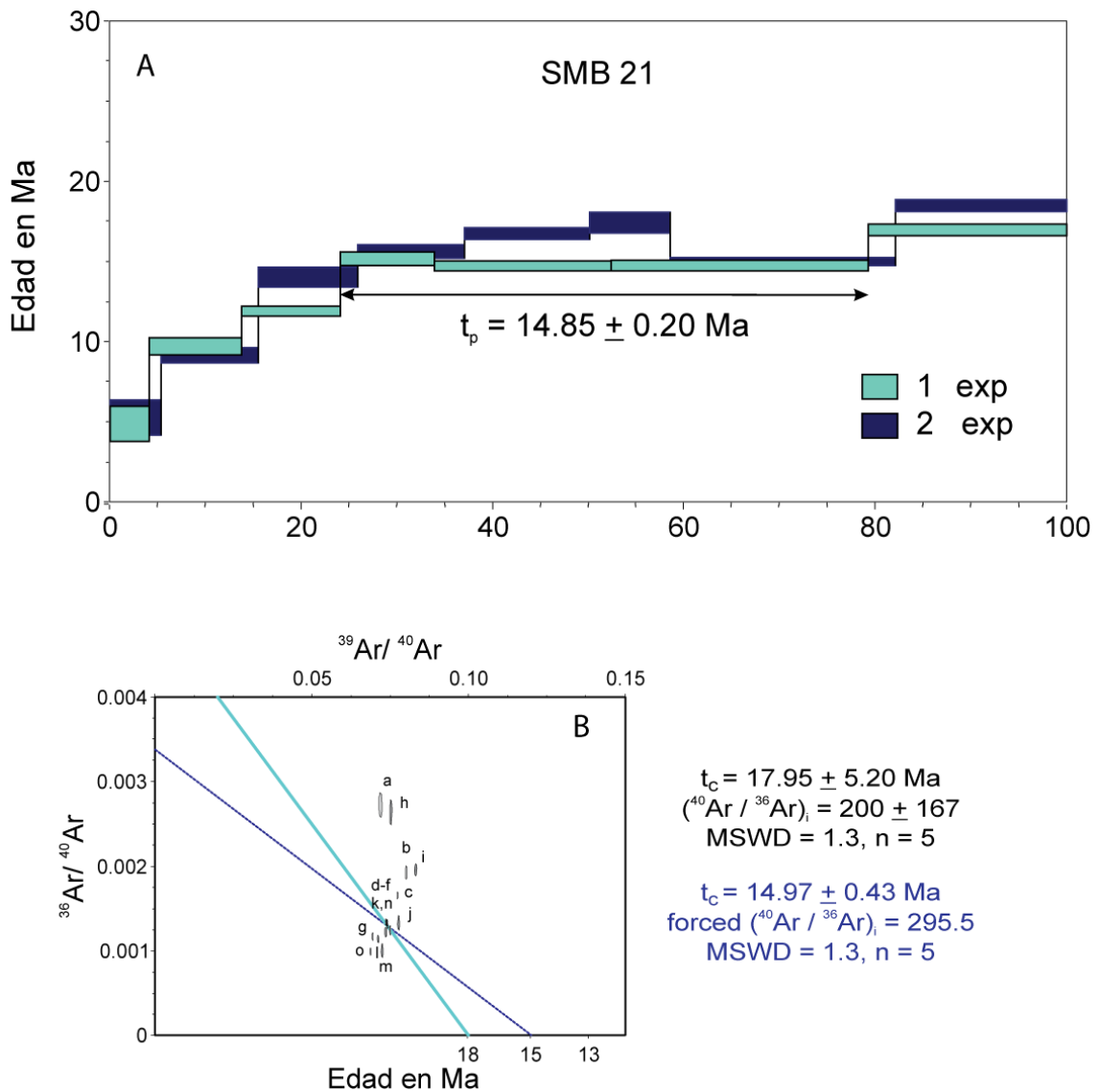


Figura 5.9. A. Espectro de edad para los experimentos por pasos realizado en roca total. **B.** isócrona calculada a partir de los pasos d, e, f, k y n, de los experimentos de calentamiento por pasos para la muestra SMB-21. t_p : Edad de meseta; t_c : edad de isócrona, Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

Los datos presentan baja correlación y la mayoría de los puntos no tocan la línea de isócrona, por lo que la edad de isócrona tiene un error grande: 17.95 ± 5.20 Ma con $MSWD = 1.3$, y un valor de $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i$ muy bajo (≈ 200). Al forzar la línea de regresión a $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, se obtiene una edad de 14.97 ± 0.43 Ma con $MSWD = 1.3$, la cual es bastante consistente con la edad de meseta. La edad preferible es la edad de meseta debido a que el valor del error y de $MSWD$ es menor (Figura 5.9), sin embargo el hecho de que esta muestra presenta alteración y que los experimentos son poco consistentes, nos hace tomar esta edad con cautela.

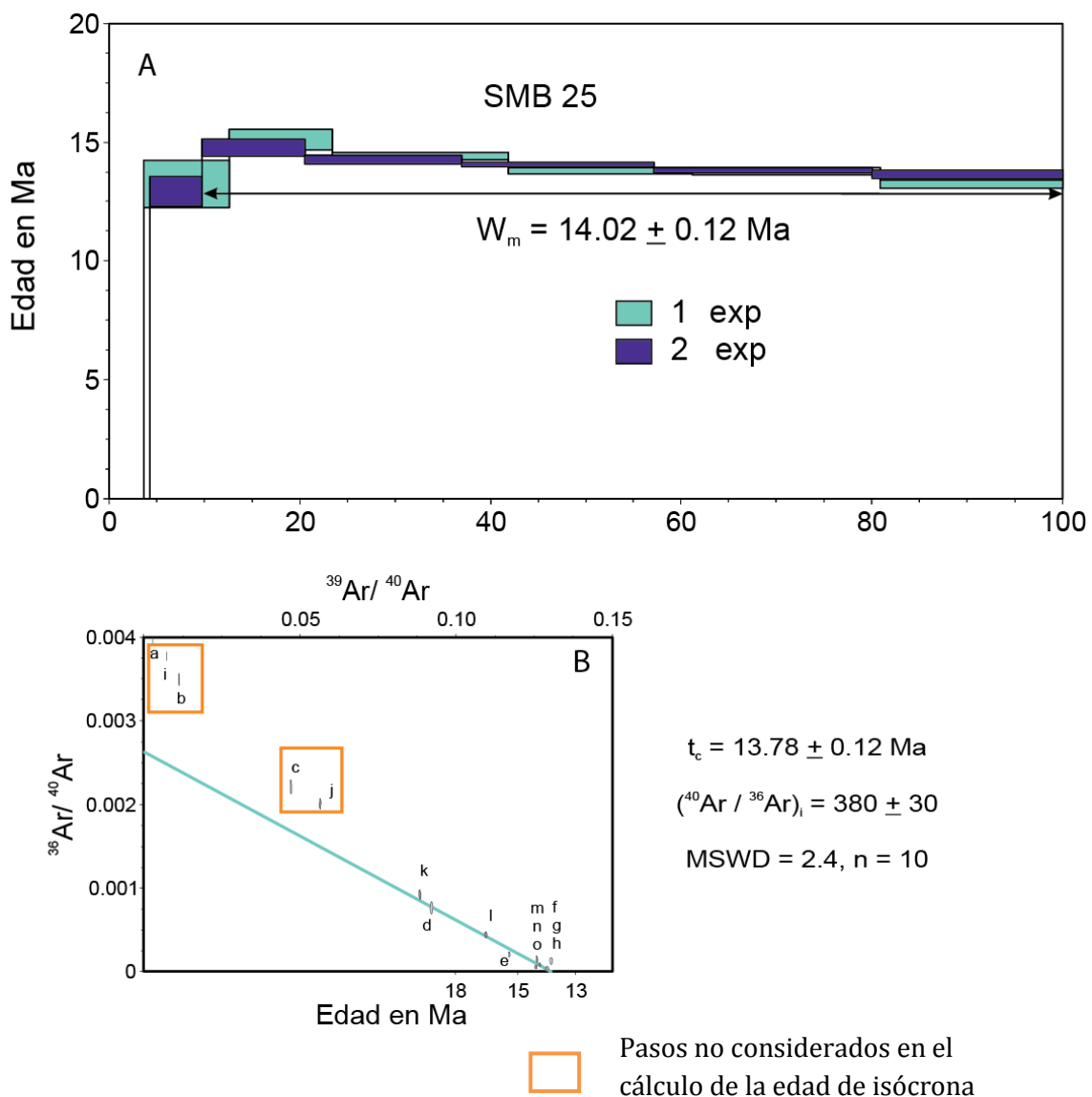


Figura 5.10. A. Espectro de edad para los experimentos por pasos realizado en roca total. B. isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas de los experimentos de calentamiento por pasos (muestra SMB 25). W_m : edad media ponderada; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; $MSWD$: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

En el margen SW del graben de Bolaños sobre el camino que sale al W de San Martín de Bolaños, Jal. Hacia la mina del Rosario se colectó la muestra SMB-25 de un flujo de lava fisural, aparentemente emitido de la zona de falla principal del graben, el cual se encuentra intercalado en sedimentos que rellenan el graben. La muestra es una traquiandesita basáltica; en el campo se le observó una textura microporfídica con abundante olivino. Se realizaron dos experimentos en roca total y se determinó una edad media ponderada de 14.02 ± 0.12 Ma con MSWD = 3.3 a partir de cinco fracciones consecutivas del segundo experimento, que representan el 90.33% del Ar liberado, mientras que la isócrona arrojó un valor de 13.78 ± 0.12 Ma con MSWD = 2.4. Debido a su buena distribución de los datos, menor valor de error y MSDW se elige a la edad de isócrona como preferida (Figura 5.10).

4.3 Mioceno tardío

La muestra SMB 32 es procedente del área al ESE del graben de Juchipila, a 23 km al NW de Tepaltitlán, Jal, La muestra se colectó de una colada de ~10 m de espesor que subyace a sedimentos continentales en la base de la meseta basáltica de los Altos de Jalisco. Se trata de una andesita basáltica masiva con fenocristales de plagioclasa y olivino en una matriz de grano fino. Se efectuó un experimento que constó de siete pasos que dieron como resultado una meseta formada de tres fracciones de gas representando el 53.43% de Ar liberado que corresponde a una edad de 11.76 ± 0.29 (MSWD=0.28). La edad de meseta es consistente con la edad reportada por la isócrona 11.65 ± 1.21 Ma (MSDW=0.5), sin embargo se tomó como edad preferida la de meseta debido a que el MSWD es menor al que corresponde a la edad de isócrona (Figura 5.11).

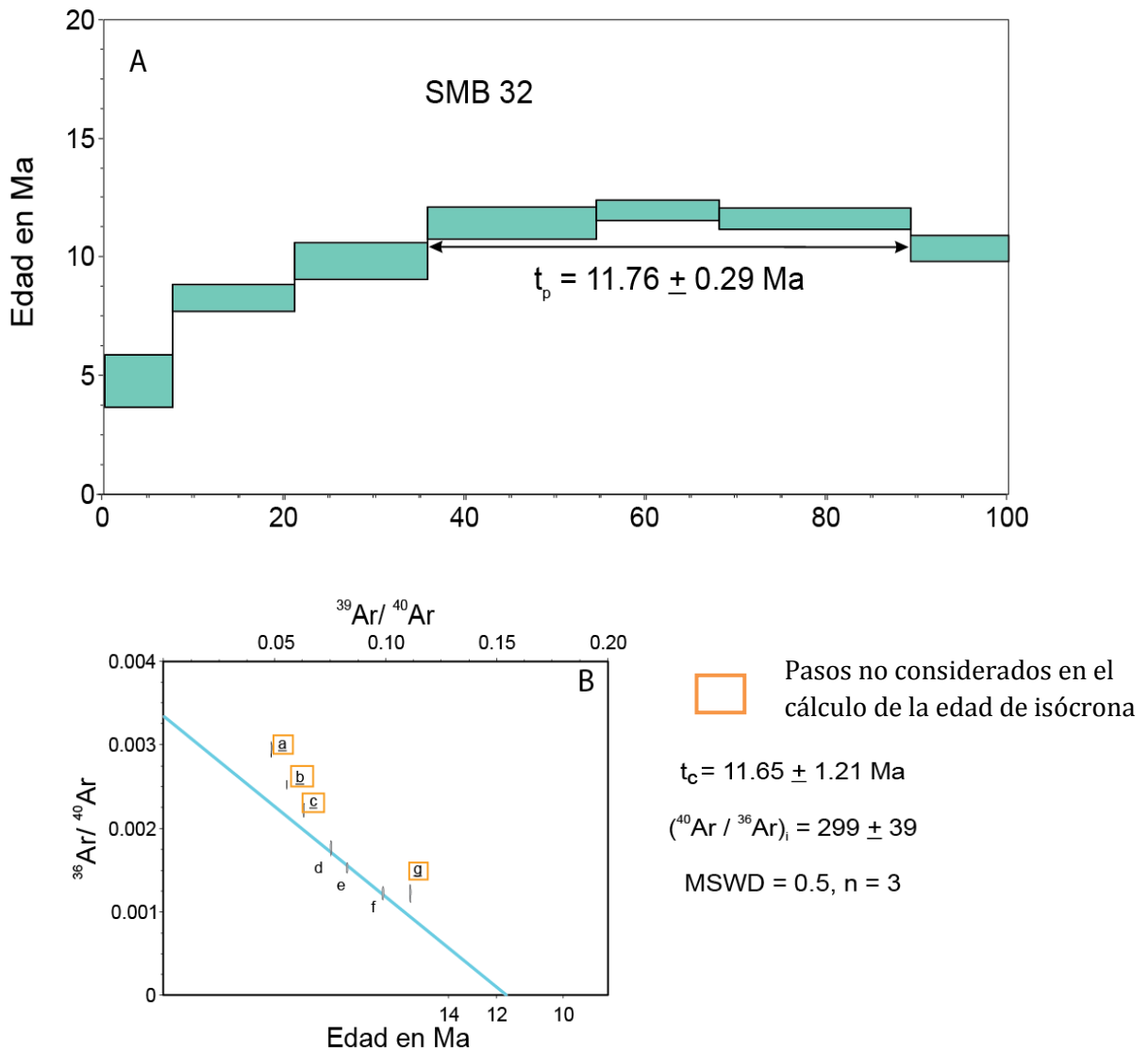


Figura 5.11. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. **B.** isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas del experimento de calentamiento por pasos (muestra SMB-32). t_p : edad de meseta; t_c : edad de isócrona; Exp: experimento; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

Bloques relictos de lava de un volcán escudo en la Sierra de Pajaritos, a aproximadamente 18 km al SW de Puente de Camotlán, Nay., forman parte de una colada de andesita basáltica de olivino microvesiculada (SMB-52). Se realizó un experimento que constó de siete pasos y que forman una meseta conformada por cinco fracciones consecutivas de gas representando el 80.30% de Ar liberado que corresponde a una edad de $11.82 \pm 0.27 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.1). La isócrona muestra una edad de $11.98 \pm 0.71 \text{ Ma}$ (MSDW=0.12). Debido a que la edad de meseta muestra

un valor de error alto y el valor de MSDW es menor se toma como edad preferida (ver Figura 5.12).

De una colada de basalto de olivino de la Mesa de Guadalupe, localizada al E de la terminación sur del graben de Bolaños, a 7 km al NNE de Tuitán, Jal., se colectó la muestra SMB-48, la cual presenta una textura porfírica con abundante matriz y escasos fenocristales constituidos por plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Se procedió a efectuar un experimento de matriz y se obtuvo una edad media ponderada de 11.10 ± 0.12 Ma con $MSWD = 1.4$ a partir de cuatro fracciones de gas consecutivas, las cuales representan 74.14% del total del Ar liberado. La edad obtenida a partir de la isócrona es de 11.21 ± 0.22 Ma ($MSWD = 3.6$). A pesar que las edades son muy consistentes se prefiere la edad media ponderada debido a que esta presenta un valor menor de error y de MSDW, además que la edad de isócrona muestra un alto valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 309$ (ver Figura 5.13).

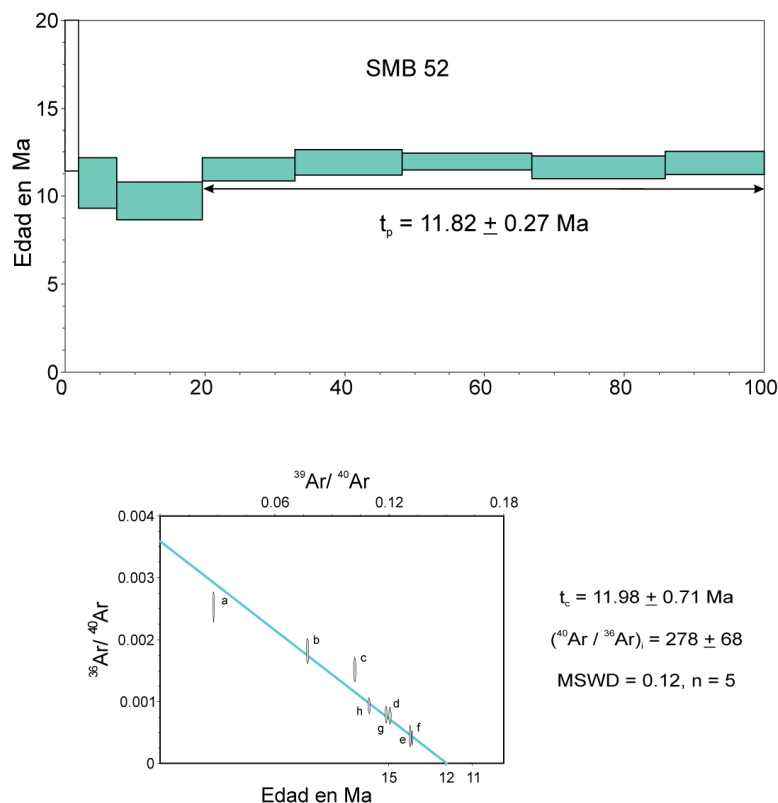


Figura 5.12. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. **B.** isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas de los experimentos de calentamiento por pasos (muestra SMB 52). t_p : edad de meseta; t_c : edad de isócrona; MSDW: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

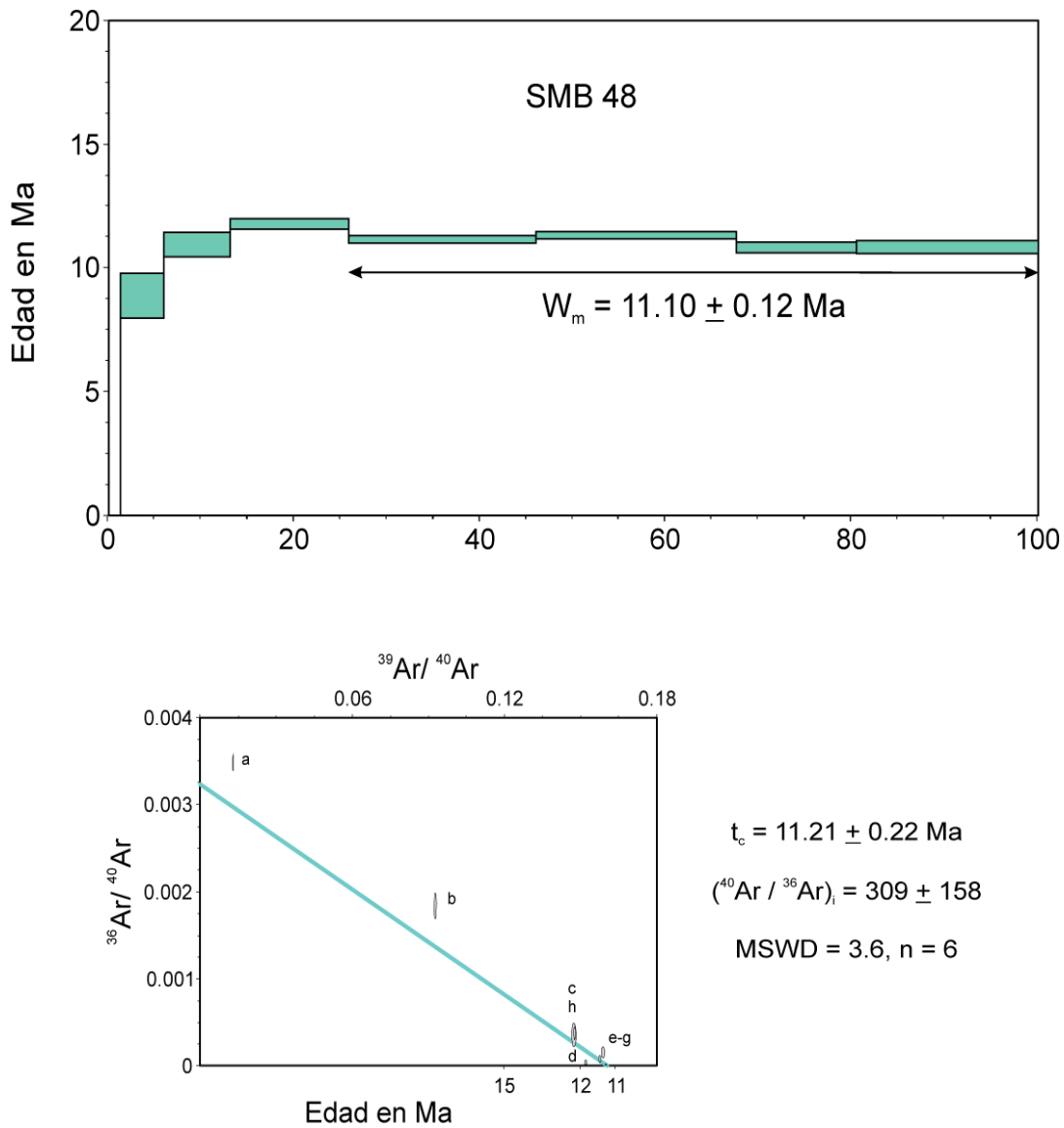


Figura 5.13. A. Espectro de edad para el experimento por pasos realizado en roca total. **B.** isócrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas del experimento de calentamiento por pasos (muestra SMB 48). W_m : edad media ponderada; t_c : edad de isócrona; MSWD: media cuadrática de las desviaciones ponderadas.

6. Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico de las muestras más representativas del área de estudio, con el objetivo de describir las características texturales y la composición mineralógica de las rocas. A continuación se presenta la descripción petrográfica de las lavas máficas del sur de la Sierra Madre Occidental, divididas de acuerdo con su edad y en la Tabla 3.1 se presenta un resumen de las características de las lavas.

6.1 Oligoceno tardío-Mioceno temprano

Las muestras que corresponden al Oligoceno tardío-Mioceno temprano son rocas hipocristalinas que en su mayoría presentan textura intergranular, ofítica e intergranular-ofítica, con sólo dos muestras (SMB-39 y SMB-11) que presentan textura porfirítica (Figura 6.1E). Las asociaciones y porcentajes de fenocristales es muy variable característica que no es única del grupo puesto que los otros dos grupos también la presentan.

Los contenidos de fenocristales de las rocas del Mioceno temprano son de ~10-80%, representados por olivino (hasta 10-50%), clinopiroxeno (10-40%) y plagioclasa (45 y 70%).

Los fenocristales de olivino, clinopiroxeno (augita titanífera) se caracterizan por estar bien desarrollados con tamaños de 1-2.5 mm, 0.5-1 mm y 2-8 mm, respectivamente. Las formas de los cristales se presentan euédrica a subédrica en el caso de olivino y plagioclasa, en cambio la augita presenta formas euédricas a anédricas debido a que en la mayoría de las rocas forman la mesostasis en texturas ofíticas (Figura 6.1F). El contacto entre los cristales se pudo observar como recto en su mayoría, además de que las rocas son compactas.

Algunos cristales de plagioclasa presentan texturas de cedazo inclusive en los bordes texturas de disolución (Figura 6.1C). Se midió el ángulo de extinción y conforme a la curva de los ángulos máximos de extinción de Michel-Levy la plagioclasa clasifica como labradorita y brownita, composiciones típicas de rocas máficas que cristalizan a altas temperaturas.

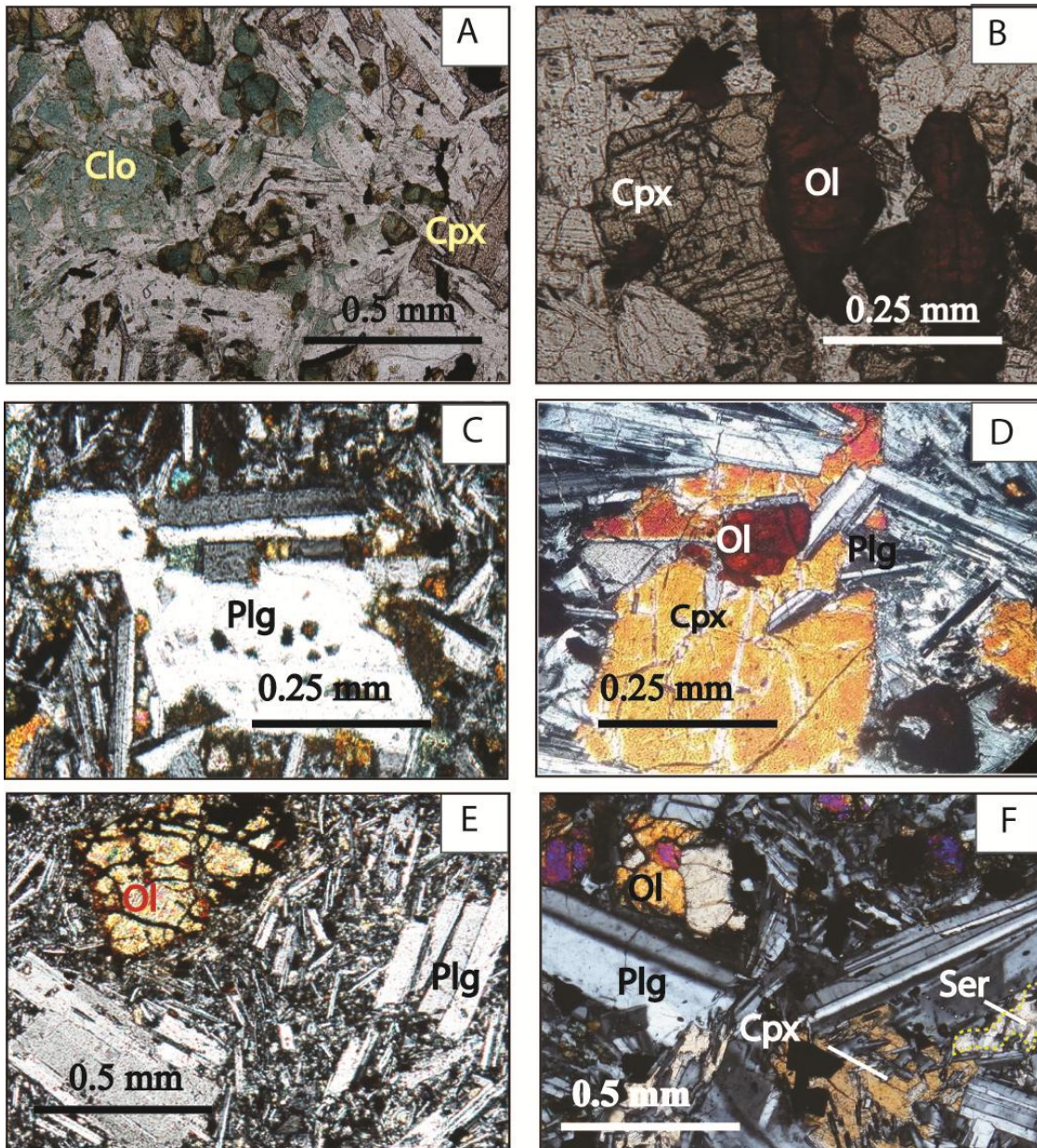


Figura 6.1. Fotografías de secciones delgadas para el grupo de Mioceno temprano. **A.** Augita titanífera caracterizada por su coloración rosada y relieve mayor al de plagioclasa; los olivinos presentan reemplazamiento a iddingsita en bordes y fracturamiento; también se observa clorita como mineral secundario (visto con luz paralela). **B.** Roca con textura intergranular compuesta por fenocristales de plagioclasa, augita titanífera, minerales opacos y olivino con iddingsita y fracturamiento en todo el mineral, presenta además de sericita (Ser), visto con luz paralela. **C.** Cristal de plagioclasa con los bordes corroídos y textura de cedazo en el centro (visto con nícoles cruzados). **D.** Textura intergranular con fenocristales de plagioclasa, augita titanífera, minerales opacos y olivino con alto grado de iddingsitización; visto con nícoles cruzados. **E.** Textura porfídítica con fenocristales de plagioclasa y olivino, la matriz se conforma básicamente de plagioclasa, seguido de opacos y con escasos cristales de olivino. Los cristales de plagioclasa presentan el borde fibroso, nícoles cruzados. **F.** Textura óptica, nótese el intercrecimiento de pequeños cristales de plagioclasa con forma de aguja en cristales de augita, alrededor se observa textura intergranular entre fenocristales de plagioclasa y olivino; esta roca contiene minerales opacos; visto con nícoles cruzados. Cpx= Clinopiroxeno, Ol= Olivino, Plg= Plagioclasa, Clo= Clorita y Ser= Sericita.

Las alteraciones secundarias están principalmente representadas por clorita, la cual presenta color verdoso muy evidente (Figura 6.1A), sericita que está reemplazando a la plagioclasa (Figura 6.1B), los olivinos se encuentran fracturados y variablemente alterados (solo en bordes o fracturas; Figuras 6.1A y E) o completamente remplazados por iddingsita (Figura 6.1B). Es importante mencionar que en este grupo está ausente el ortopiroxeno ya sea como fenocristal y en la matriz.

6.2 Mioceno medio

Las rocas de Mioceno medio también exhiben características propias de magmas basáltico andesíticos. En general las rocas muestran textura porfirítica de tipo seriada. Los fenocristales se presentan en diversos porcentajes que oscilan desde el 2-60%. Los fenocristales están esencialmente representados por plagioclasa (2-60%), seguido de olivino (10-30%) y finalmente clinopiroxeno (10-20%); el ortopiroxeno está ausente como fenocristal. En general el contacto entre los cristales es recto y las rocas son compactas.

La plagioclasa es el fenocristal más abundante en la mayoría de las rocas del Mioceno medio (Tabla 6.1). Se ha determinado una composición variable de andesina, oligoclasa y labradorita que ha sido determinada por el método de Michel-Lévy. Los fenocristales presentan formas euédricos y subédricos con tamaños de 1-5 mm; en algunas es notable observar zoneamiento (Figura 6.2B) y texturas de desequilibrio tanto en los bordes y centro del cristal (Figuras 6.3C y E) causadas por disolución de mezcla de magmas y descompresión respectivamente.

Los cristales de olivino tienen tamaño de grano medio (0.3-4 mm) y exhiben formas euédricos a subédricos. Presenta fracturas por enfriamiento. Su tonalidad corresponde colores de tercer orden. Se encuentra muy raramente alterado a iddingsita a lo largo de bordes y fracturas (Figura 6.2D).

Los fenocristales de clinopiroxeno, representados por augita, están ausentes en casi todas las muestras, a excepción de las muestras SMB-25, y SMB-14 y SMB-20 (muestra en la que este mineral es el único fenocristal presente). Los cristales presentes se encuentran con macla simple presentan coloraciones claras de tercer

orden vistos con nícoles cruzados, tiene un tamaño de 0.1-0.5 mm. En el caso particular de la muestra SMB-14, este fenocristal se presenta formando aglomerados (Figura 6.3A). En general se presenta con los bordes corroídos o formas irregulares ya sea a causa de la disolución por resorcpción (Figura 6.3D). Las secciones basales muestran el típico arreglo de las fracturas conjugadas (Figura 6.3D). También se encontraron inclusiones de óxidos en la muestra SMB-14 (Figura 6.3F).

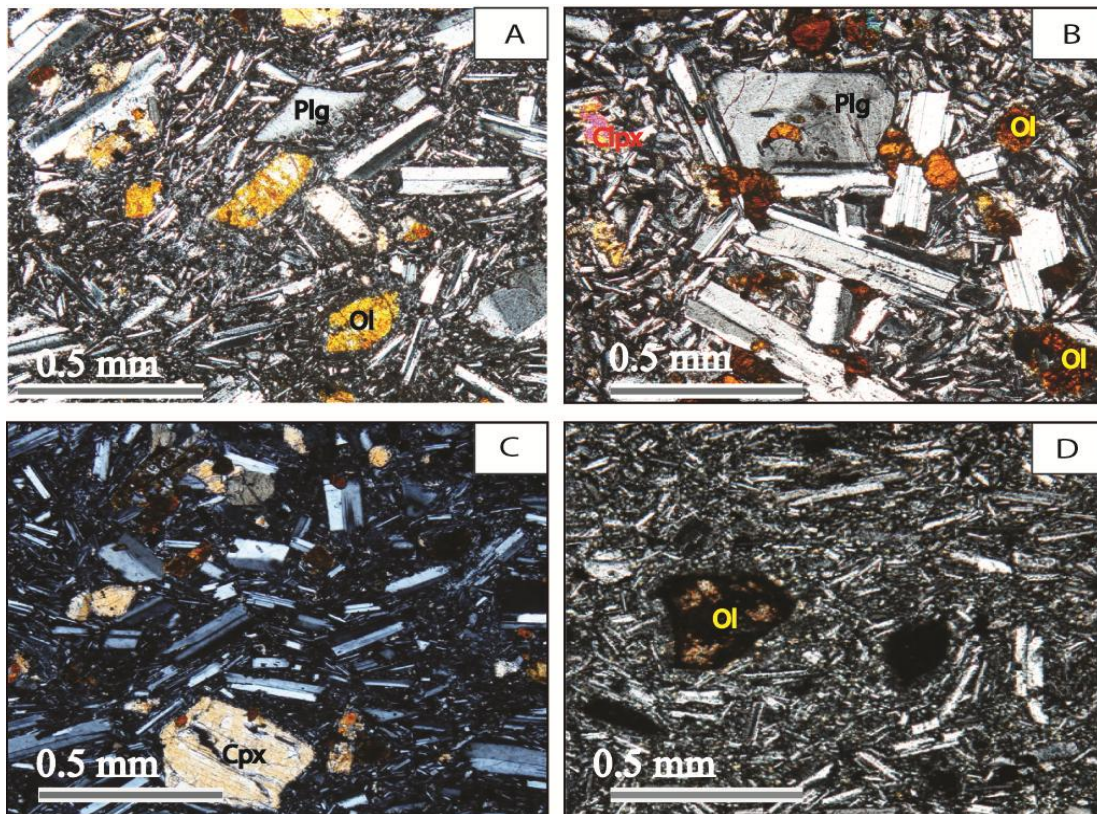


Figura 6.2. Texturas y mineralogía observadas en las rocas del Mioceno medio. **A.** Textura porfirítica de tipo seriada con fenocristales de plagioclasa y olivino, la matriz es intergranular y está compuesta de clinopiroxeno y plagioclasa. **B.** Textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y olivino remplazados totalmente por iddingsita, en la matriz presenta plagioclasa y clinopiroxeno. Nótese como el zoneamiento en plagioclasa es bastante evidente. **C.** Textura intergranular, los fenocristales tienen una orientación preferencial representados por plagioclasa y clinopiroxeno. **D.** Textura porfirítica seriada con fenocristales de plagioclasa y olivino los cuales están altamente alterados, matriz con textura traquítica con clinopiroxeno microlítico. Cpx= Clinopiroxeno, Ol= Olivino, Plg= Plagioclasa. Todo visto con nícoles cruzados.

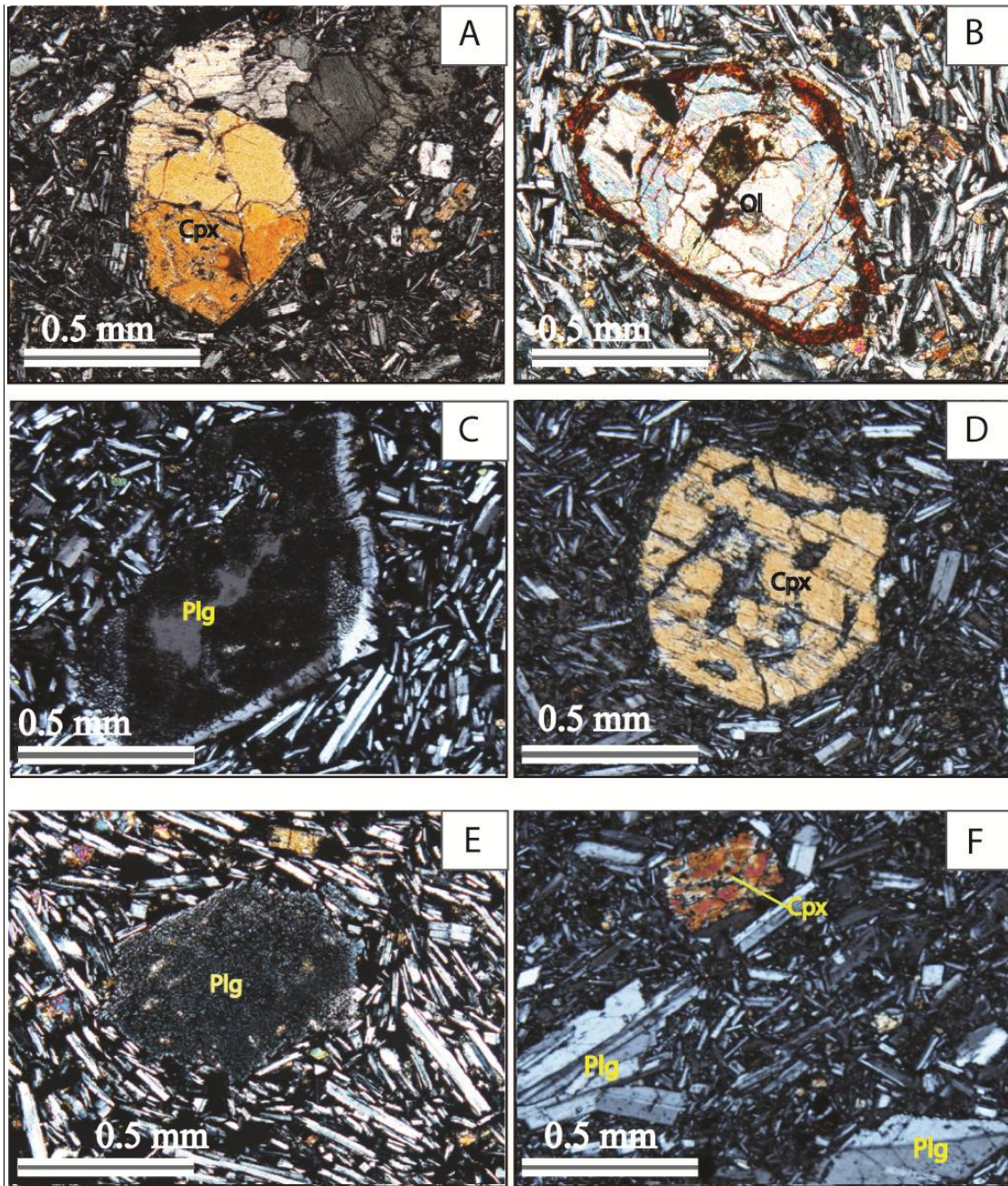


Figura 6.3. Micrografía de las rocas del Mioceno medio. **A.** Fenocristal de augita en forma de glomeropórfido (SMB-14). **B.** Fenocristal de olivino con alto grado de alteración; en el borde se puede ver como ha sido remplazado por iddingsita. **C.** Fenocristal de plagioclasa corroído (redondeado) y textura de cedazo por disolución parcial, se observa en el borde un sobrecrecimiento de plagioclasa que en el borde se vuelve a corroer. **D.** Textura de cedazo en fenocristal de clinopiroxeno. **E.** Textura de cedazo en fenocristal de plagioclasa, en una matriz que presenta una orientación preferencial en la dirección del flujo. **F.** Textura porfírica seriada. El fenocristal de clinopiroxeno presenta inclusiones de óxidos. Plg= Plagioclasa, Cpx= Clinopiroxeno. Todo visto con nícoles cruzados.

La mayoría de las muestras presentan una matriz con textura intergranular (Figura 6.2B); la muestra SMB-08 presenta matriz con textura traquítica (Figura 6.2D) y las muestras SMB-21 y SMB-16 matriz intersertal. Los cristales que encontramos en la matriz de estas muestras son plagioclasa en forma de listón, con borde fibroso con tamaños de 0.05 mm, clinopiroxeno con tamaños de 0.1 mm presenta colores de interferencia de segundo orden visto con nícoles cruzados, el ortopiroxeno presenta coloraciones clásicas de tercer orden y la extinción recta que lo caracteriza y el olivino solo se presenta en tamaños microlíticos.

Las muestras SMB-10 y SMB-25 son las únicas que presentan alteración secundaria por sericita que reemplaza a la plagioclasa, la muestra SMB-21 se encuentra altamente alterada por opacita que imposibilita apreciar las características de los minerales a gran detalle.

6.3 Mioceno tardío

La mayoría de las muestras de este grupo presentan texturas porfirítica, la cual se caracteriza por tamaños de fenocristales muy grandes y escasos en comparación con una matriz intergranular a traquítica que es muy fina y abundante. Es el grupo que menor cantidad de fenocristales contiene y están comprendidos por plagioclasa (1-40%), olivino (5-40%), clinopiroxeno (2-25%) y ortopiroxeno (%-10%). El ortopiroxeno solo se presenta en este grupo como fenocristal y solo se encuentra en cuatro muestras: SMB-01, SMB-03a, SMB-03b y SMB-13.

Los fenocristales de plagioclasa están representados por andesina y labradorita, y el tamaño de granos es muy grueso a medio (0.5-8mm). En algunos casos forman aglomerados. La forma de los cristales es de euédrica y subédrica, sus bordes son fibrosos y la mayoría están fracturados. En ocasiones y en los bordes llegan a tener disolución con sobrecrecimiento, textura de cedazo en el centro del mineral (Figura 6.5A). En otros casos solo se presenta textura de cedazo en el centro, partes de bordes se observan corroídos y otros están rectos, además contener macla simple (Figura 6.5C).

Los fenocristales de olivino se caracterizan por cristales euédricos y subédricos con fracturamiento interno y bordes de reacción; en algunos casos están formando aglomerados (Figura 6.5B). Los tamaños en los que se presenta son de 0.2-3 mm.

Los fenocristales de clinopiroxeno están representados por augita de grano fino a grueso (0.1-5 mm) y formas generalmente euédricas y subédricas, Se encuentran rellenando los espacios entre los otros cristales. En las secciones basales es muy común observar las típicas fracturas conjugadas, también se encontraron cristales con textura de cedazo en el centro y en otros casos también se presentaba en el borde (Figura 6.5E).

Entre los cristales de ortopiroxeno predominan las hiperstenas con tamaños muy finos a finos que van de 0.1-1 mm. Se encuentra rellenando intersticios entre plagioclasa y olivino, en otros casos están como aglomerados (Figura 6.4).

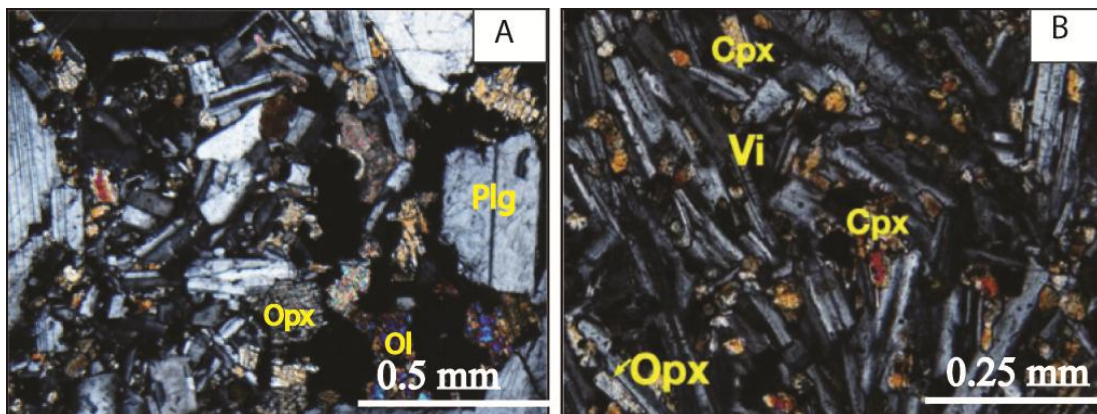


Figura 6.4. Muestras de rocas en las que se presenta ortopiroxeno. A. SMB-01 ortopiroxeno como fenocristal. B. Ortopiroxeno intergranular en matriz (SMB-35).

La matriz es muy fina compuesta por cristales de olivino, clinopiroxeno ortopiroxeno y plagioclasa. En algunas muestras el tamaño del grano de la matriz es medio o fino y se logro observar las características de los minerales; en el caso particular del clinopiroxeno generalmente se encuentra llenando espacios entre las plagioclasas. La plagioclasa es la que mayor tamaño tiene (0.05-0.1 mm), mientras que los olivinos solo se presentan en tamaños microlífticos.

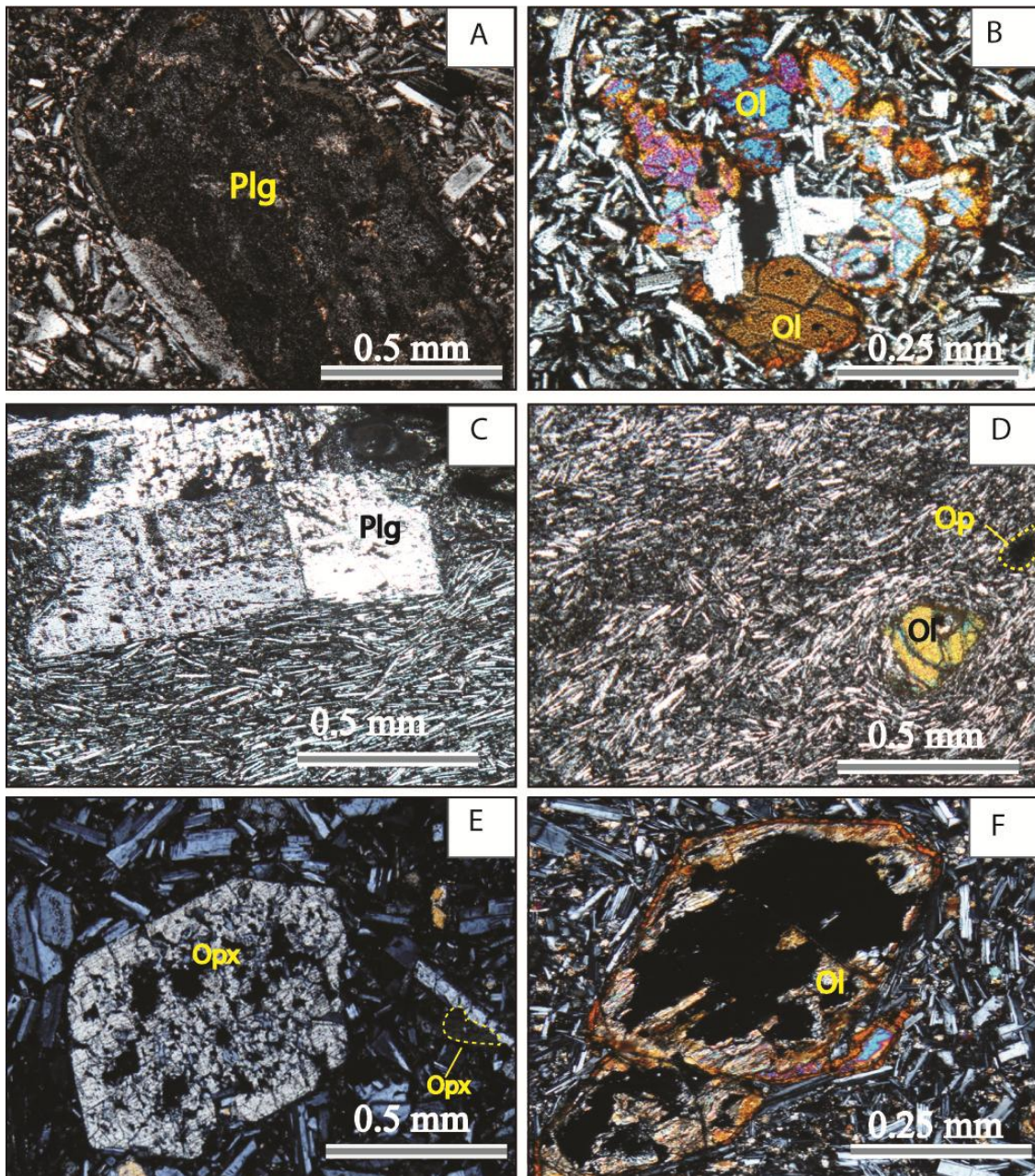


Figura 6.5. Microfotografías de muestras del Mioceno tardío. **A.** Fenocristal de plagioclasa corroído con textura de cedazo en centro del mineral y sobrecrecimiento en el borde embebido en una matriz intergranular de clinopiroxeno, olivino y plagioclasa (visto con nícoles cruzados). **B.** Glomeropórfido constituido por olivino en una matriz de plagioclasa de grano fino, visto con nícoles cruzados. **C.** Típica textura porfídica que caracteriza al grupo del Mioceno tardío. Se muestra un fenocristal de plagioclasa con textura de tamiz, ya con una forma irregular a causa de la disolución y/o resorcpción; visto con nícoles cruzados. **D.** Textura porfíritica, presenta fenocristales de olivino totalmente remplazado por opacita (visto con nícoles cruzados). **E.** Fenocristal de ortopiroxeno embebido en matriz intergranular con cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno (nícoles cruzados). Es notable la textura de cedazo en el centro y bordes del ortopiroxeno (visto con analizador) Plg= Plagioclasa, Cpx= Clinopiroxeno, Ol= Olivino y Op= Opacita.

Las alteraciones secundarias están representadas por sericita y clorita, en ocasiones algunos minerales como el olivino e inclusive cristales de plagioclasa de la matriz se ven remplazados por opacita (Figura 6.5D).

En la tabla 6.1 se presenta un resumen de las características ya descritas, donde podemos observar la abundancia de fenocristales para cada grupo de rocas, y una breve descripción de la matriz. Es muy notable que en el grupo del Oligoceno tardío- Mioceno temprano dominan las texturas intergranular a ofítica y con ausencia plena de ortopiroxeno. En contraste, las rocas del Mioceno medio y tardío muestran texturas porfídicas en su mayoría, mientras que las rocas del Mioceno tardío son las únicas que presentan ortopiroxeno como fenocristal, además de un tamaño de grano de la matriz muy fino a microlítico, característica que difiere en las rocas del Mioceno medio, ya que este grupo se presenta una textura porfídica de tipo seriada.

6. PETROGRAFÍA

Tabla 6.1. Características petrográficas de las rocas máficas del Mioceno del sur de la Sierra Madre Occidental.

| Muestra | Época | Textura | Fenocristales (%) | | | | Matriz | | Minerales Sec. |
|---------|------------|------------|-------------------|-----|-----|-----|--------|---|----------------|
| | | | Ol | Opx | Cpx | Plg | (%) | Descripción | |
| SMB 01 | Mta | Pf | 30 | 5 | 10 | 10 | 70 | Matriz con textura intergranular cristales microlíticos de Plg, Ol y Opx. | Ser |
| SMB 02 | Mta | Pf | 40 | | 2 | 20 | 40 | Textura intergranular con cristales de cpx y ol. | Ser |
| SMB 03a | Mta | Pf | 10 | 5 | 15 | 5 | 60 | Textura intergranular con cristales de plg, opx y cpx | |
| SMB 03b | Mta | Pf | 15 | 10 | 15 | 10 | 65 | Textura intergranular con cristales de plg, opx y cpx | |
| SMB 06 | Mta | Pf | 10 | | 15 | 10 | 65 | Textura intergranular con presencia de plg, opx y cpx | |
| SMB 09 | Mta | Pf | 10 | | 5 | 2 | 80 | Textura traquítica de grano muy fino con cristales de plg, cpx y opacos | |
| SMB 13 | Mta | Int a Of | 10 | 10 | 20 | 50 | | No presenta matriz | |
| SMB 31 | Mta | Pf | 30 | | | 5 | 70 | Textura ofítica con presencia de plg y cpx. | |
| SMB 32 | Mta | Pf | 10 | | | | 90 | Textura intersertal con cristales de plg, cpx y ol. | |
| SMB 37 | Mta | Pf | 10 | | 15 | 10 | 65 | Textura seriada a intergranular con plg, cpx y ol. | |
| SMB 35 | Mta | Of | 25 | | 25 | 50 | | No presenta matriz | Clo y Ser |
| SMB 38 | Mta | Pf | 30 | | | 1 | 70 | Textura intergranular con cristales de plg, ol, opx y cpx | |
| SMB-48 | Mta | Pf | 10 | | 2 | 30 | 60 | Textura intergranular con cristales de plg, ol y cpx | |
| SMB 05 | Mm | Pf tipo Se | 20 | | 10 | 40 | 35 | Matriz con textura traquítica, contiene cristales de plg, ol, y cpx. | |
| SMB 34 | Mm | Pf tipo Se | 10 | | 10 | 30 | | Textura seriada a intergranular con plg, cpx y ol. | |
| SMB 08 | Mm | Pf | 10 | | 20 | 60 | 30 | Matriz intergranular dominada por cpx, plg | |
| SMB 10 | Mm | Pf | 25 | | | 10 | 70 | Matiz intergranular muy rica en cpx y plg | Ser |
| SMB 14 | Mm | Pf | 10 | | 20 | 10 | 65 | Textura intergranular con cristales de plg y cpx | |
| SMB 16 | Mm | Pf | 10 | | | 2 | 90 | Textura intersertal con cristales de plg y ol. | |
| SMB 17 | Mm | Pf | 20 | | | 40 | 30 | Textura intergranular con cristales de plg y cpx. | |
| SMB 18 | Mm | Pf | 10 | | 20 | 60 | | Textura intergranular con cristales de plg y cpx | |
| SMB 19 | Mm | Pf | 5 | | 5 | | 90 | Textura intersertal traquítica, cristales microlíticos de plg, ol y opacos. | |
| SMB 20 | Mm | Pf | | | 10 | | | Textura intersertal seriada con cristales de plg y cpx | |
| SMB 21 | Mm | Pf | 30 | | 10 | 60 | | Textura intergranular, cristales de plg, ol y cpx. | Clo |
| SMB 25 | Mm | Pf | 10 | | | | 90 | Textura traquítica con cristales de plg, ol y cpx | Ser |
| SMB-51 | Mm | Of a Int | 10 | | 40 | 50 | | No presenta matriz | Clo y Ser |
| SMB-52 | Mm | Pf | 2 | | | 60 | 40 | Textura intergranular con cristales de plg, ol y cpx | |
| SMB 04 | Mte | Int | 30 | | 20 | 50 | | No presenta matriz | |
| SMB 11 | Mte | Pf | 15 | | 2 | 30 | 45 | Matriz intergranular con cristales de Plg, opx y cpx | Ser |
| SMB 15 | Mte | Int | 20 | | 20 | 60 | | No presenta matriz | |
| SMB 22 | Mte | Int | 20 | | | 80 | | No presenta matriz | |
| SMB 24 | Mte | Of | 20 | | 30 | 50 | | No presenta matriz | Clo y Ser |
| SMB 27 | Mte | Int-Of | 10 | | 40 | 50 | | No presenta matriz | Clo |
| SMB 39 | Mte | Pf | 30 | | | 1 | 70 | Textura intergranular con cristales de plg y cpx | Ser |
| SMB 40 | Mte | Int | 50 | | 20 | 30 | | No presenta matriz | Ser |
| SMB 46 | Mte | Int | 15 | | 30 | 60 | | No presenta matriz | |
| SMB-50 | Mte | pf | 25 | | 30 | 50 | | Textura intergranular a ofítica con plg cpx | Ser |

M_{ta} = Mioceno tardío; **M_m** = Mioceno medio; **M_{te}** = Oligoceno tardío-Mioceno temprano; **Pf**= Porfirítica; **Of**= Ofítica; **Int**= Intergranular; **PSe**= Porfirítica seriada; **Clo**= Clorita; **Ser**=Sericita; **Ol**= Olivino; **Cpx**= Clinopiroxeno; **Opx**= Ortopiroxeno; **Plg**= Plagioclasa y **Sec**= Secundarios.

7. Geoquímica

7.1 Introducción

7.1.1 Magmatismo de subducción

Las zonas de subducción son límites tectónicos en donde una placa oceánica se introduce (subduce) debajo de litosfera oceánica o continental; esto ocurre por la diferencia de densidades. En estas regiones se desarrolla gran parte de la actividad magmática del planeta y es manifestada en superficie con la construcción de grandes arcos volcánicos; sin embargo los volúmenes de magmas emplazados es mucho mayor en la actividad magmática en límites divergentes, sobre todo en las dorsales oceánicas.

Los magmas de arco exhiben características geoquímicas muy propias que les permite distinguirlos fácilmente de los productos generados de otros ambientes tectónicos, como es el caso de las dorsales meso-oceánicas o regiones de intraplaca. La característica particular es que presentan un enriquecimiento muy evidente en Pb y elementos litófilos de radio iónico grande (*Large Ion Lithophile Elements*, LILE), cuyos iones tienen una baja relación carga/radio que resulta en un bajo potencial iónico, con respecto a los elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements*, HFSE), con iones caracterizados por una alta relación carga/radio. Tales anomalías son generalmente interpretadas como el resultado de los procesos metasomáticos en la cuña del manto, originados por la deshidratación de diversos minerales presentes en la corteza oceánica subducida (*Tatsumi y Kogiso, 2003*). Entonces, el enriquecimiento de los LILE se debe a que la alta solubilidad que éstos tienen en el agua les permite ser transportados hacia la cuña del manto por los fluidos generados durante la subducción, mientras que la baja solubilidad en agua de los HFSE (debido a su alto valor de potencial iónico) evita su movilización (*Bernal y Railsback, 2008*) (Figura 7.1). Otros materiales derivados de la placa como los fundidos de la placa y de los sedimentos subducidos también pueden contribuir a generar los patrones que caracterizan a los magmas de arco.

7.1.2 Magmatismo de intraplaca

El manto de la Tierra es caracterizado por una heterogeneidad composicional desde un punto de vista geoquímico (Stracke, 2012). Esto es bien sabido a partir del estudio de basaltos oceánicos, que ha permitido diferenciar dos grupos principales de rocas de acuerdo con sus características geoquímicas: basaltos de islas oceánicas (*Oceanic Island Basalts, OIB*) y los basaltos de dorsal oceánica (*Mid-Ocean Ridge Basalts, MORB*).

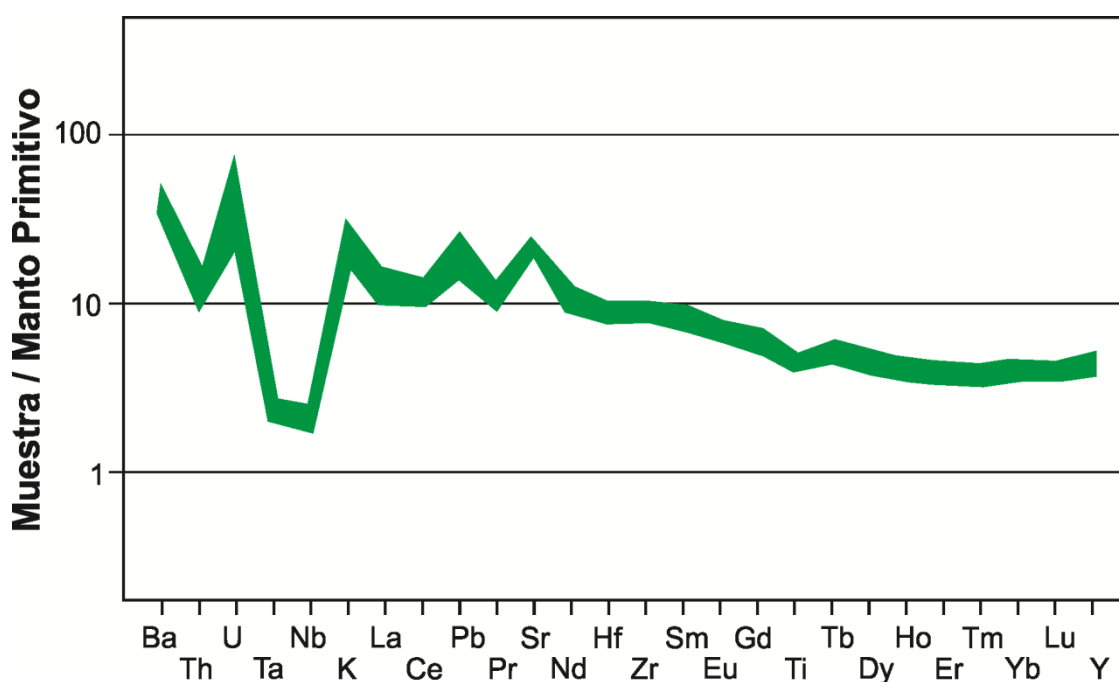


Figura 7.1 Diagrama multielemental de basaltos provenientes de arco volcánico (Aleutianas occidentales) y normalizados contra manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). Obsérvese que los elementos LILE (Ba, K, Pb, Sr) están enriquecidos en comparación con los HFSE (Nb, Ta), lo cual se refleja en anomalías en los elementos Nb y Ta (negativa) y Pb y Sr (positiva) que son peculiares en ambientes de subducción (modificado de Yogodzinsk et al., 2015). LILE= *Large Ion Lithophile Elements* y HFSE= *High Field Strength Elements*.

De manera general, los OIB tienen como atributo un mayor enriquecimiento en elementos incompatibles durante la fusión del manto como los LILE, los elementos de las Tierras Raras ligeras (LREE) y el fósforo, en comparación con los MORB (Winter 2001; Green y Falloon, 2015). Características similares a las de los OIB se

encuentran en magmas generados en otros ambientes de intraplaca, como las zonas de extensión y rift continental (Pilet, 2015; Fig. 7.2).

Los OIB también tienden a estar enriquecidos en elementos HFSE en comparación con los MORB y con los magmas generados en ambientes de subducción, los cuales se derivan de zonas del manto empobrecidas (Figuras 7.1 y 7.2).

Las características distintivas de los OIB en comparación con los MORB y los magmas asociados a subducción representó una base geoquímica para sustentar la hipótesis de “plumas del manto” (Morgan, 1971).

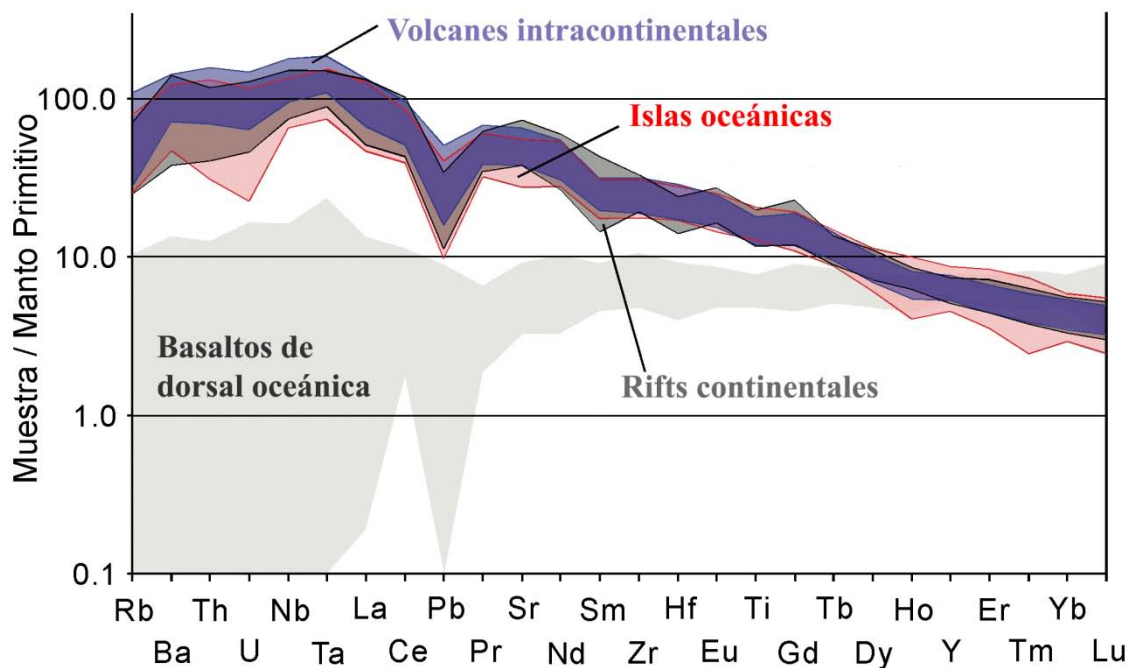


Figura 7.2 Diagrama multielemental para basaltos alcalinos de intraplaca de islas oceánicas, volcanes intracontinentales y rifts continentales normalizado contra manto primitivo (McDonough, y Sun,1995). Se muestra también la composición de basaltos de dorsal oceánica (MORB). Las áreas de distinto color representan promedios de la composición $\pm 1\sigma$. Nótese cómo los elementos LILE (Rb, Ba, Pb, Sr), al igual que el Nb y Ta pertenecientes al grupo de HFSE, están más enriquecidos que en los MORB, así como el marcado fraccionamiento entre los elementos más incompatibles a la izquierda y los menos incompatibles a la derecha (Modificado de Pilet, 2015). LILE= *Large Ion Lithophile Elements* y HFSE= *High Field Strength Elements*.

Esta hipótesis sostiene que el manto terrestre es estratificado composicionalmente, en donde los OIB se derivan de fuentes enriquecidas del manto primordial que están localizadas a gran profundidad en el interior de la Tierra, mientras que los MORB se derivan de fuentes empobrecidas del manto superior que representan residuos de la extracción de la corteza continental en las etapas tempranas de la evolución de la Tierra.

La mayoría de la información que se tiene acerca de estudios de OIB es resultado de los estudios de volcanes oceánicos asociados a plumas del manto (hotspots), un ejemplo de ellos son los de las islas de Hawaii (Winter 2001), que se encuentran desconectados de la convección global del manto y de los procesos que ocurren en las zonas de subducción.

Se ha propuesto que el enriquecimiento de las fuentes de los OIB se asocia a la incorporación de material litosférico hacia el manto, por medio de la subducción de placas oceánicas, así como por el reciclaje hacia el manto de volúmenes pequeños de corteza continental inferior y superior (Stracke, 2012; Pilet, 2015). Los LILE y LREE pueden ser extraídos del manto durante la fusión y eventualmente concentrarse en la corteza debido a que tienden a tener afinidad por las fases fundidas (son altamente incompatibles). Sin embargo, ha sido bastante común encontrar basaltos con características geoquímicamente enriquecidos similares a los OIB en zonas de expansión de piso oceánico alejados de plumas del manto (Donnelly et al., 2004), y en otros casos en márgenes convergentes que muy claramente se encuentran lejos de la influencia de las plumas del manto (Gómez-Tuena et al., 2007). Entonces lo anterior sugiere que el manto puede ser muy heterogéneo en escalas pequeñas, además de que no solo es de tipo peridotítico sino que también puede ser piroxenénico (Sobolev et al., 2005). Existen varias explicaciones para sustentar la presencia de basaltos de OIB en zonas de convergencia, para un caso en particular del occidente de la Faja Volcánica Transmexicana, Ferrari (2004) explica que se debe a un proceso de extensión continental con una infiltración de manto astenosférico profundo y caliente originado por el retroceso de la placa (*slab rollback*) o por su rompimiento.

7.2 Resultados

Se analizaron 29 muestras de rocas máficas que fueron previamente seleccionadas de la colecta de campo, la mayor parte de las cuales fueron fechadas mediante el método de Ar-Ar. Los elementos mayores analizados son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, y en sus concentraciones están expresadas en porcentaje de los óxidos, que posteriormente se normalizaron al 100% en base anhidra. Los datos obtenidos mediante el análisis de elementos mayores fueron útiles en este trabajo para clasificar las rocas mediante el diagrama de SiO₂ vs álcalis (diagrama TAS, *Total Alkalies versus Silica*), la determinación de la serie magmática a la que pertenecen, el índice de álcalis y la elaboración de diagramas de tipo Harker en los que se grafica el % de óxidos (eje Y) contra el % de SiO₂ (eje X) para determinar el grado de diferenciación de las muestras y las variaciones en su composición.

También se obtuvieron datos de análisis de elementos traza los cuales se usaron para interpretar el posible origen de las rocas máficas mediante la elaboración de diagramas multielementales, de Tierras Raras y diagramas de variación de los elementos traza de tipo Harker y relaciones elementales.

4.2.1 Elementos mayores

Las muestras del Oligoceno tardío a Mioceno temprano tienen una naturaleza más máfica en comparación a las demás, con contenidos de sílice más bajo (48.0 a 52.8 % en peso). La mayor parte de las muestras se clasifica en el diagrama TAS como basalto, con solo una muestra en el campo de andesita basáltica (Figura 7.3). Las tres muestras con los contenidos más bajos de sílice grafican en el campo de rocas alcalinas, ligeramente por encima sobre la línea que divide las rocas alcalinas de las subalcalinas de Irvine y Baragar (1971).

Las muestras del grupo del Mioceno medio se clasifican principalmente como andesitas basálticas, con dos muestras más enriquecidas en álcalis que caen en el campo de traquiandesita basáltica y una en el campo de traquiandesita. El contenido de SiO₂ se limita al rango de 52.1-57.7 % en peso. La mayor parte de las muestras son subalcalinas, y solo una traquiandesita basáltica grafica en el campo de las rocas alcalinas (Figura 7.3).

Por último, para el caso de las muestras del Mioceno tardío se observa que presentan la mayor variación en el contenido de sílice y se clasifican como basaltos, andesitas basálticas y andesitas, con contenidos de sílice entre 50.9 y 59.18 % en peso (Figura 7.3). Todas estas muestras pertenecen a la serie subcalina.

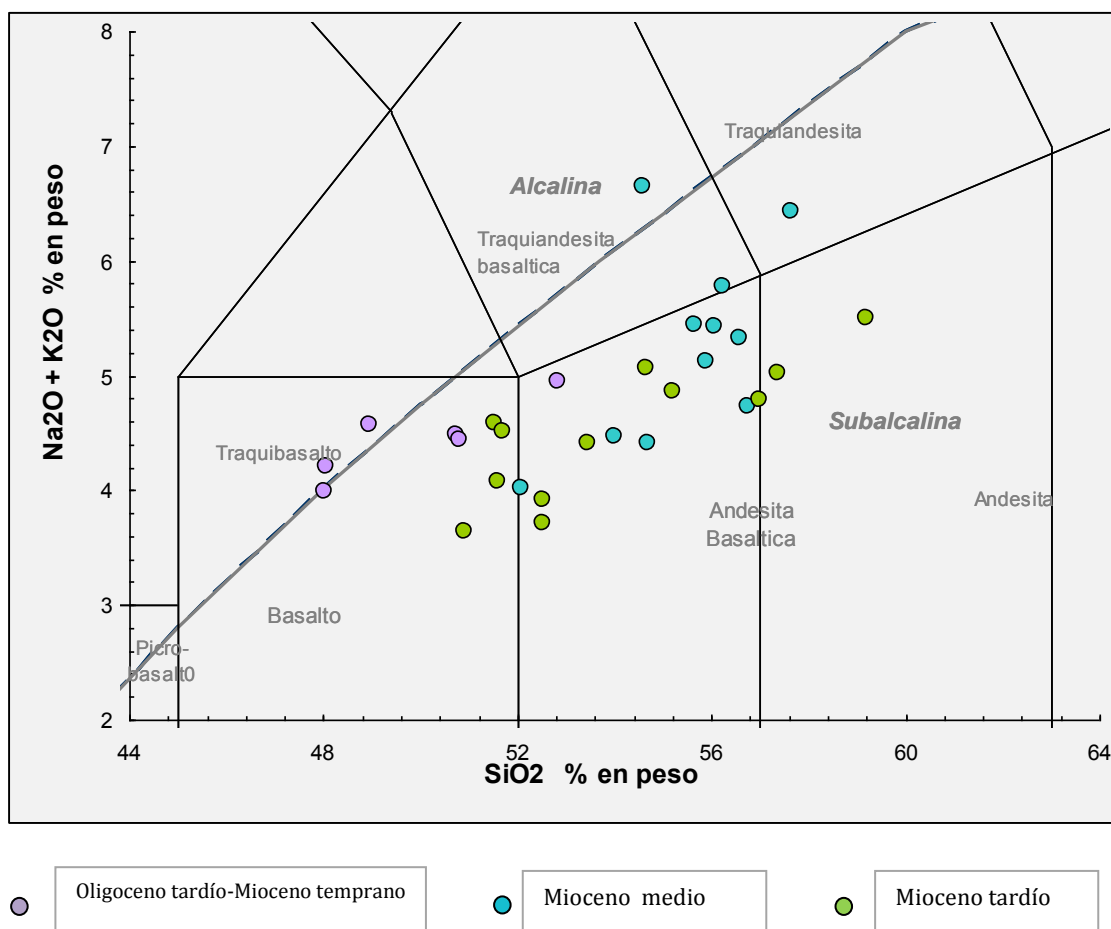


Figura 7.3 Diagrama de clasificación química TAS (Le Bas et al., 1986) para las rocas máficas del sur de la Sierra Madre Occidental. Las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos están normalizadas al 100 % en peso en base anhidra; el diagrama incluye la línea de Irvine and Baragar (1971) para la clasificación del tipo de serie magmática: alcalina y subcalina.

Las rocas que grafican en el campo de rocas alcalinas se sometieron a la clasificación de Middlemost (1975) para distinguir entre series sódicas y potásicas. Las tres muestras del Oligoceno tardío- Mioceno temprano entran en el campo de la serie sódica, mientras que la única muestra alcalina del grupo de Mioceno medio clasifica en el campo de la serie potásica (Figura 7.4A).

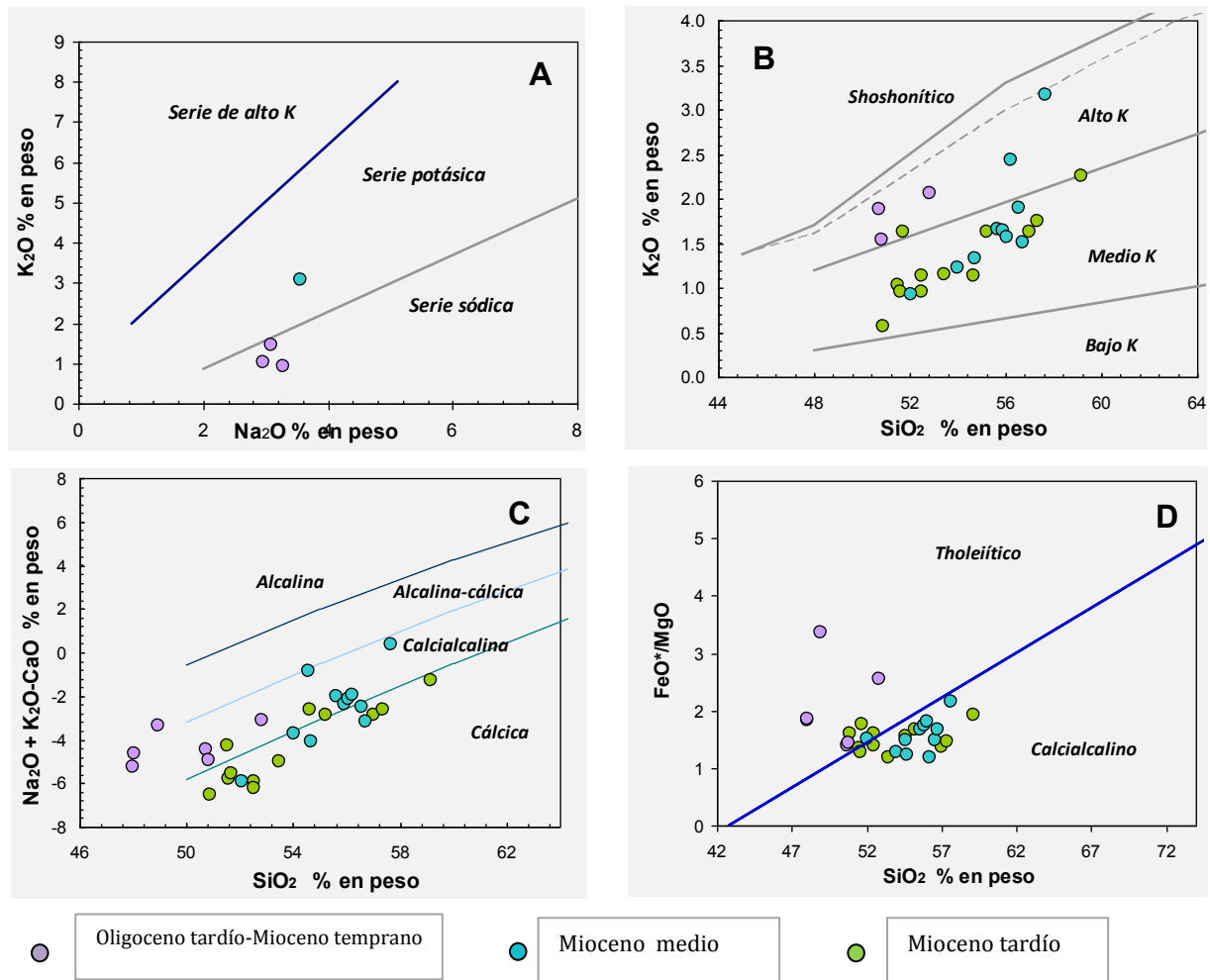


Figura 7.4. A. Diagrama de Middlemost (1975) para rocas alcalinas. B. Diagrama de Le Maitre et al. (1989) para rocas subalcalinas. C. Subdivisión de las rocas en series tholeiíticas y calcialcalinas de acuerdo con Frost y Frost (2001); FeO* = Hierro total expresado como FeO. D. Diagrama de variación de FeO^{tot}/MgO vs. SiO₂ de Miyashiro (1974) FeO^{tot} calculado = FeO+0.8998·Fe₂O₃.

Con base en el diagrama de Frost y Frost (2001) se puede considerar a las rocas del Mioceno temprano como calcialcalinas y alcalino-cálcicas, mientras que las rocas de Mioceno medio y tardío se posicionan en las series cálcica y calcialcalina (Figura 7.4C).

De acuerdo con el diagrama de Miyashiro (1974), todas las muestras del Oligoceno tardío-Mioceno temprano clasifican en el campo tholeiítico, mientras que la mayoría las muestras de Mioceno medio y tardío se caracterizan por clasificar en el campo calcialcalino, aunque las muestras con menor contenido de sílice son ligeramente tholeiíticas (Fig. 7.4C).

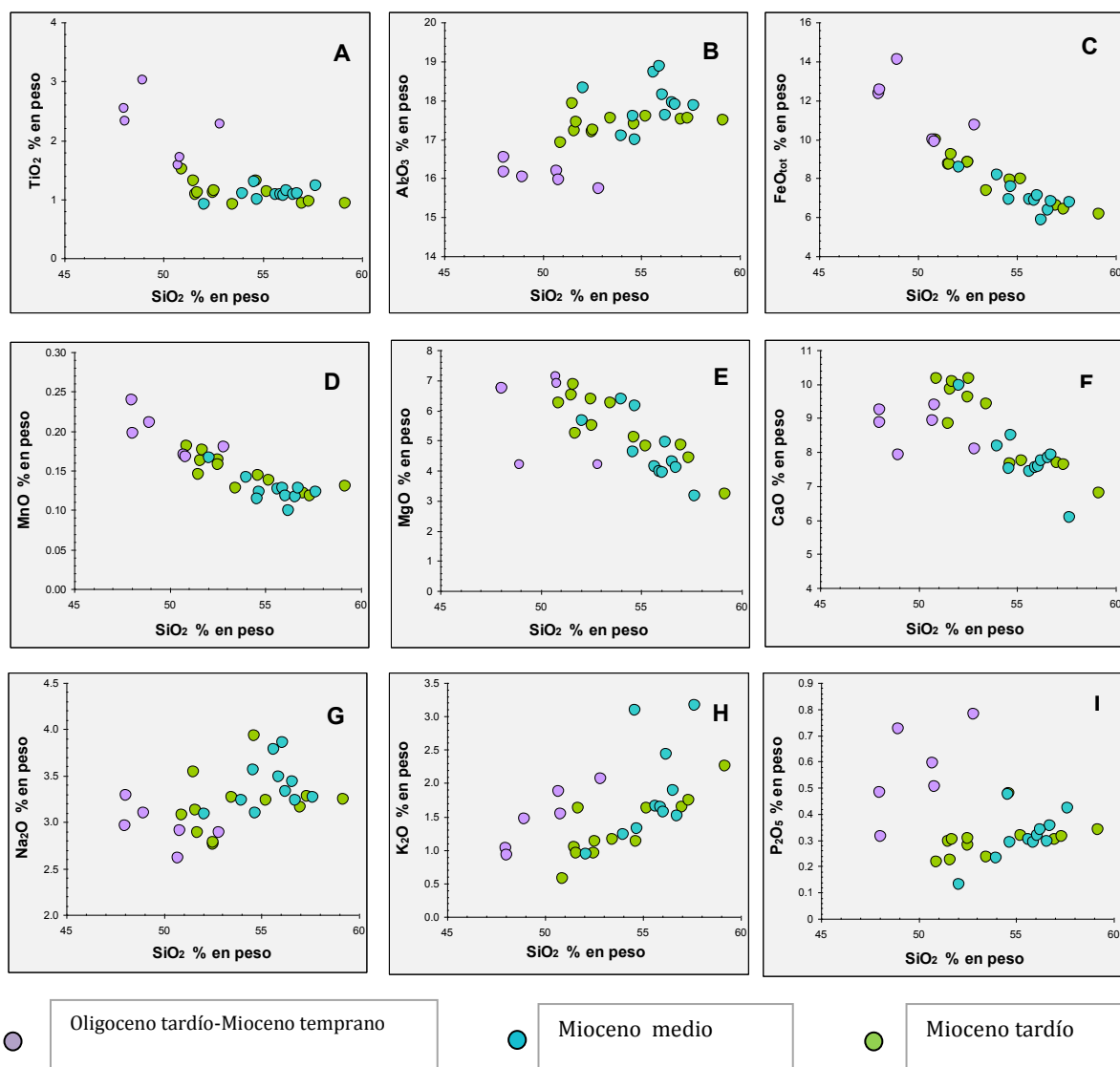


Figura 7.5. Diagramas de variación de tipo Harker de los elementos mayores para las rocas máficas del Sur de la SMO. Las abundancias de los elementos mayores están expresadas en óxidos normalizados al 100% en peso y en base anhidra. **A.** TiO_2 , **B.** Al_2O_3 , **C.** FeO_{tot} , **D.** MnO , **E.** MgO , **F.** CaO , **G.** Na_2O , **H.** K_2O y **I.** P_2O_5 .

La Figura 7.5 muestra las variaciones de los elementos mayores en relación con el contenido de SiO_2 , presentados en diagramas de tipo Harker. De manera general los óxidos de Ti, Fe, Mn, Mg y Ca indican un comportamiento compatible conforme avanza la diferenciación, además la naturaleza de pendiente negativa pone en evidencia cómo la concentración de los óxidos disminuye al aumentar el contenido en SiO_2 (Figuras 4.5 A, C, D, E y F), caso contrario a lo que ocurre con Na_2O , K_2O y P_2O_5 (Figuras 4.5 G, H e I), los cuales se enriquecen gradualmente al avanzar la

diferenciación. En el caso del contenido de Al_2O_3 , las muestras del Oligoceno tardío a Mioceno temprano muestran una disminución al aumentar el contenido de SiO_2 , mientras que las muestras del Mioceno temprano a tardío muestran el comportamiento opuesto.

Podemos notar que, para cierto valor de SiO_2 , las muestras del grupo de Oligoceno tardío - Mioceno temprano se encuentran más enriquecidas en TiO_2 , FeO_t , MgO , MnO , K_2O y P_2O_5 (Figuras 4.5 A, C, E, D, H e I) con respecto a las muestras de los grupos de Mioceno medio y tardío, mientras que el CaO , Na_2O y Al_2O_3 (Figuras 4.5 F, G y B) se encuentran más enriquecidos en los grupos del Mioceno medio y tardío. Esto último genera tendencias paralelas en las muestras de esos dos grupos de edad que se aprecia de manera clara en los diagramas de CaO , K_2O y P_2O_5 , lo que nos da pauta a pensar que el origen de cada grupo está relacionado con procesos distintos y que los magmas del Mioceno medio a tardío no pudieron evolucionar a partir de magmas de composición similar a los que dieron origen a las rocas del Oligoceno tardío a Mioceno medio.

7.2.2 Elementos Traza

La Figura 7.6 exhibe la distribución de algunos elementos traza respecto al SiO_2 . Las rocas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano muestran un enriquecimiento significativo de Nb (18.3-31.0 ppm) respecto a las muestras más jóvenes, excepto por dos muestras que presentan valores más bajos (9.7-11.2 ppm). Los contenidos de Nb de los grupos del Mioceno medio y tardío se enriquecen conforme aumenta el contenido de SiO_2 , presentando mayor variación en las muestras del Mioceno medio (2.4-15.3 ppm) que en las del Mioceno tardío (4.3-7.9 ppm) (Figura 7.6 A).

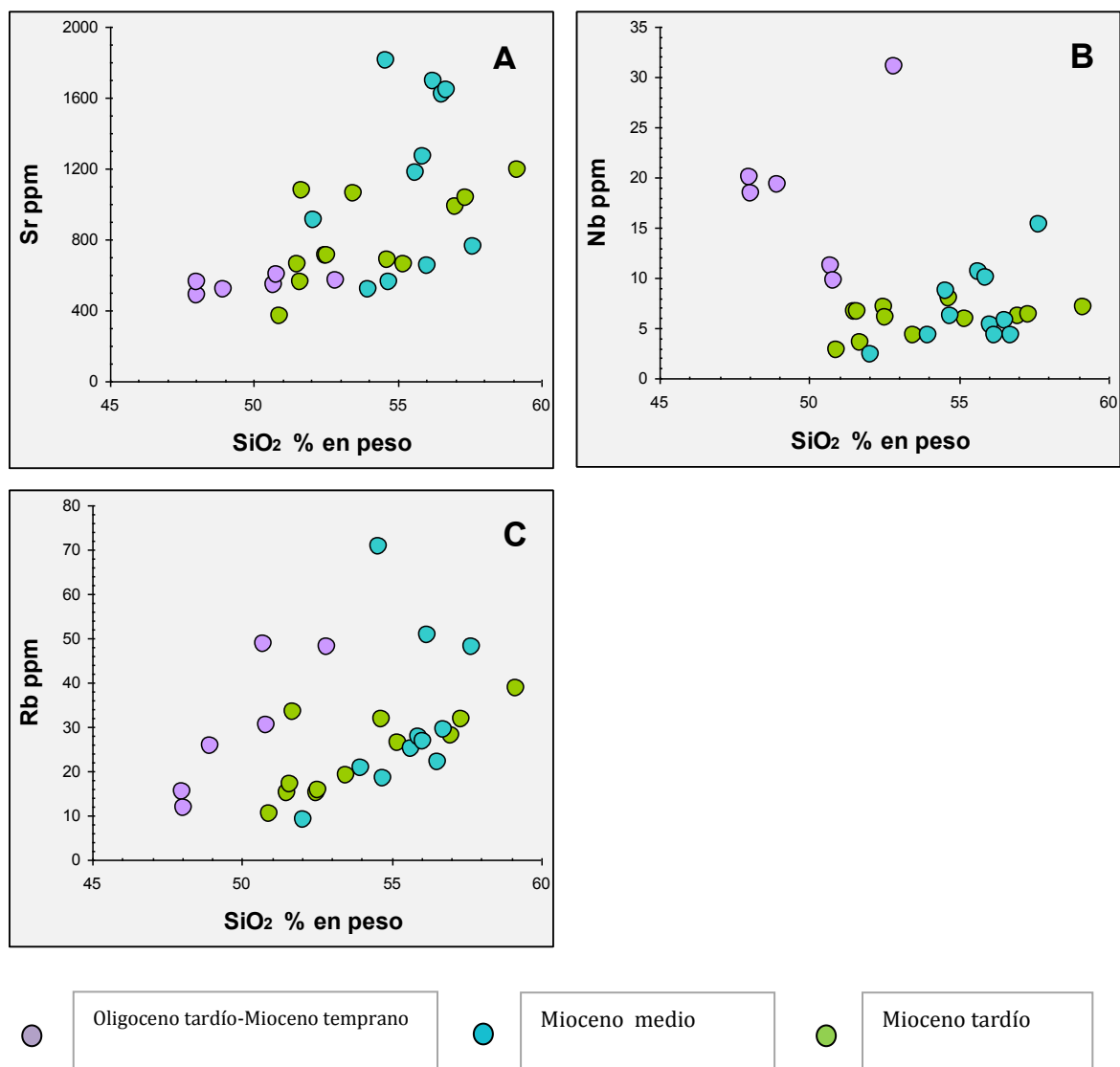


Figura 7.6. Diagramas de variación de elementos traza tipo Harcker para elementos traza con respecto a SiO₂ el cual se presenta en base anhidra y normalizado al 100% en **A.** SiO₂ Vs Sr, **B.** SiO₂ Vs Nb, **C.** SiO₂ Vs Rb.

En contraste las rocas del Mioceno medio y tardío lucen una abundancia superior de Sr (Figura 7.6B), en particular las muestras del Mioceno medio tienen valores muy variables y alcanzan concentraciones mayores a todas las demás (515-1806 ppm), mientras que las concentraciones en las muestras del Oligoceno tardío a Mioceno temprano son relativamente bajas y constantes (483-600 ppm). La correlación para todos los grupos es negativa.

Se observa una tendencia de diferenciación paralela de las rocas de ambos grupos para el diagrama de Rb, con un mayor enriquecimiento en las rocas del Oligoceno tardío a Mioceno temprano a contenidos de SiO₂ similares, además de que este

elemento se enriquece con forme avanza la diferenciación mostrando una correlación positiva, y se define un comportamiento incompatible.

En la Figura 7.7 se muestran los patrones de elementos traza en diagramas multielementales normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989), los cuales permiten una mejor discriminación entre los grupos de las rocas estudiadas en este trabajo.

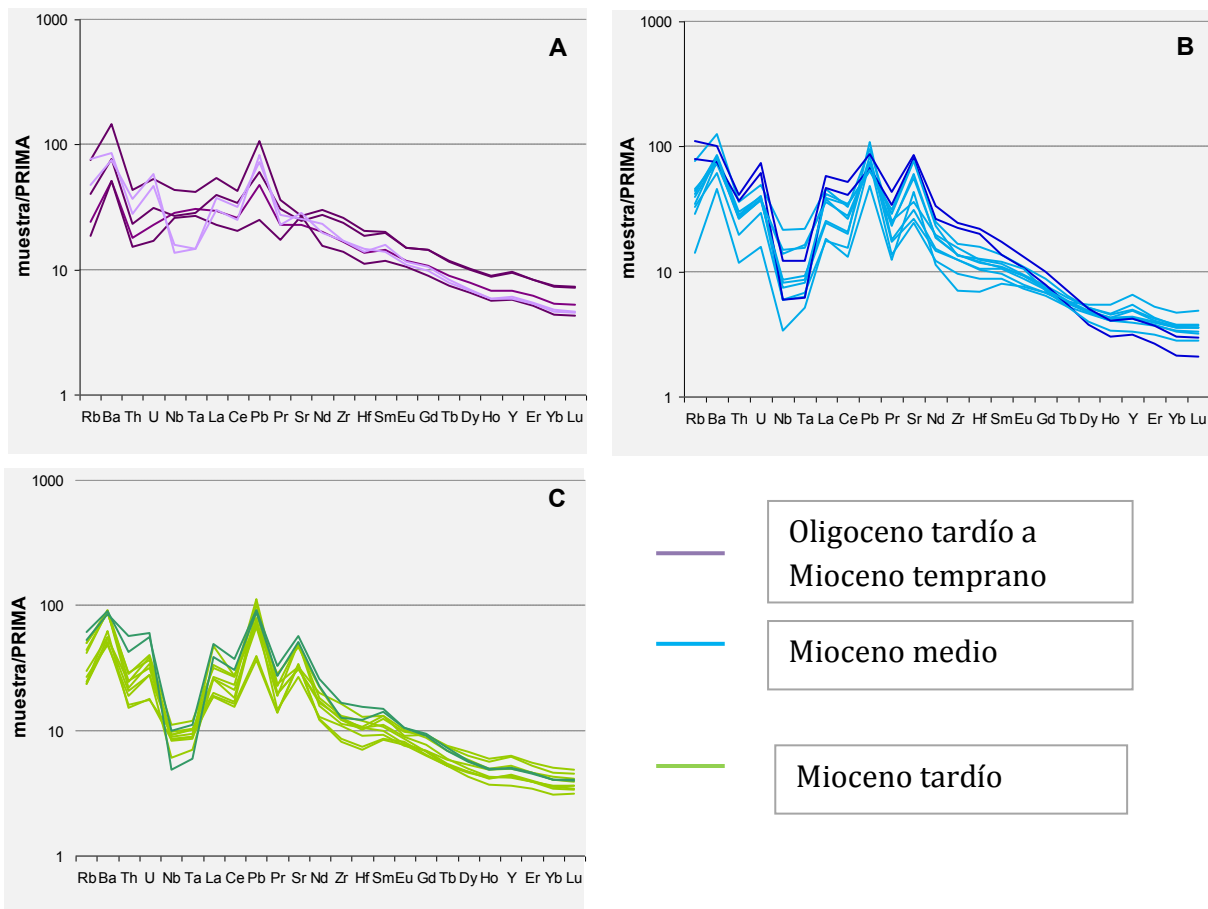


Figura 7.7. Patrones de elementos traza para los tres grupos las rocas máficas del Sur de la Sierra Madre Occidental en diagramas multielementales normalizados manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). **A.** Oligoceno tardío a Mioceno temprano, **B.** Mioceno medio y **C.** Mioceno tardío.

En contraste las rocas del Mioceno medio y tardío lucen una abundancia superior de Sr (Figura 7.6B), en particular las muestras del Mioceno medio que tienen valores muy variables y alcanzan concentraciones mayores a todas las demás

(515-1806 ppm), mientras que las concentraciones en las muestras del Oligoceno tardío a Mioceno temprano son relativamente bajas y constantes (483-600 ppm). la correlación para todos los grupos es negativa.

En las rocas de Oligoceno tardío-Mioceno temprano se identifican dos grupos principales (Figura 7.7A). El primero se caracteriza por la práctica ausencia de anomalías negativas de Nb y Ta y por abundancias comparativamente altas de esos dos elementos, características que son similares a las de rocas de intraplaca. También presentan pequeñas anomalías positivas en Ba y Pb, las cuáles pueden estar relacionadas con la contaminación de los magmas durante su ascenso a la corteza. En el segundo grupo, dos de las muestras (SMB 11 y SMB 40) lucen una pequeña anomalía negativa en los elementos Nb y Ta, así como anomalías positivas de Pb más desarrolladas. Las muestras de este segundo grupo se presentan con un tono más claro en la Fig. 7.7A.

En contraste, las rocas del Mioceno medio y tardío muestran una notable anomalía negativa de Nb-Ta, además de un evidente enriquecimiento de LILE como Pb, Ba y Sr, patrones de elementos traza que son típicos de arcos continentales (Figuras 7.7 B y C). Sin embargo, las rocas del Mioceno medio muestran abundancias muy variables para los elementos Nb y Ta, con valores normalizados máximos de 21.4 y 21.9 y valores mínimos de 3.39 y 5.11, respectivamente (Figura 7.7B). En cambio, las rocas del Mioceno tardío presentan poca variación en las concentraciones de Nb y Ta con valores normalizados máximos de 11.07 y 11.97 y mínimos de 6.02 y 6.95 de Nb y Ta, respectivamente, en la mayor parte de las muestras, con sólo dos muestras más empobrecidas (Figura 7.7C). Algunas muestras, tanto del Mioceno medio como del Mioceno tardío, presentan anomalías negativas de Nb y Ta muy desarrolladas debido a que están más enriquecidas en LILE y elementos de las Tierras Raras ligeras (LREE) como La y Ce y empobrecidas en Nb-Ta (resaltadas en tono más oscuro en Fig. 7.7 B y C).

La Figura 7.8 ilustra las variaciones en la anomalía negativa de Nb-Ta, representada por la relación Ba/Nb, así como el enriquecimiento variable de Nb para las rocas de los distintos grupos de edad. Los valores de la relación de Ba/Nb son más altos y variables (~50-170 ppm), a contenidos de Nb más bajos, para las

rocas del Mioceno medio y tardío; en cambio, las rocas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano tienen valores más bajos de Ba/Nb (~18-53 ppm) (Figura 7.8).

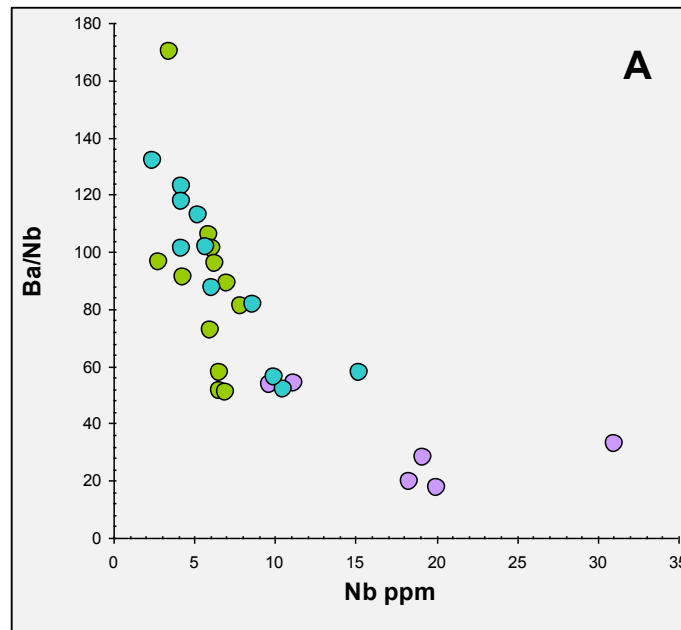


Figura 7.8. Variación de la relación Ba/Nb en función del contenido de Nb. Obsérvese que el grupo del Mioceno temprano presenta los valores más bajos de Ba/Nb y más altos de Nb, mientras que en las muestras del Mioceno medio a tardío los valores de Ba/Nb son altos y variables a contenidos de Nb menores.

Los patrones de REE normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989; Fig. 7.9) exhiben de manera general perfiles con enriquecimiento en las REE ligeras (LREE) respecto a las REE pesadas (HREE), aunque con pendientes variables. En las rocas más antiguas, las muestras caracterizadas por anomalías negativas de Nb y Ta (Fig. 7.9A) presentan pendientes más pronunciadas que el resto de las muestras, las cuales tienen patrones subparalelos, con mayor enriquecimiento en las muestras más diferenciadas. Por otra parte, presentan anomalías negativas de Eu muy pequeñas, que reflejan escaso fraccionamiento de plagioclasa.

Se puede notar que las rocas del Mioceno medio presentan patrones más empobrecido en HREE (p. ej., Yb), a valores muy variables de LREE. (Figura 7.9B).

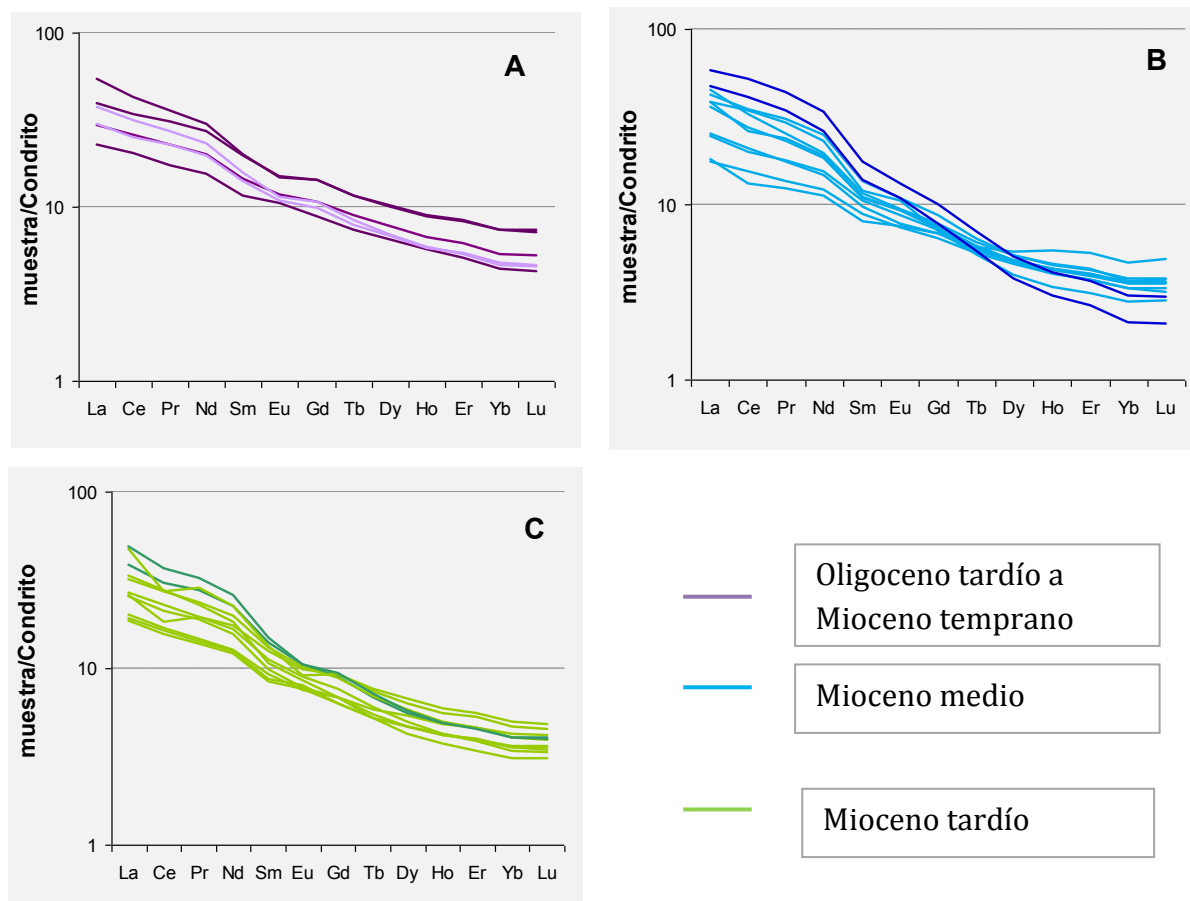


Figura 7.9. Patrones de REE normalizados a Condrita (Sun & McDonough 89) para las rocas máficas del Sur de la Sierra Madre Occidental del Mioceno. **A.** Mioceno temprano, **B.** Mioceno medio y **C.** Mioceno tardío. Nótese un fraccionamiento ligeramente mayor en las rocas del Mioceno medio a tardío en comparación a Mioceno temprano.

En particular, las muestras SMB-20 y SMB-25 (en tono más oscuro) tienen mayor abundancia de LREE y fraccionamiento muy pronunciado entre las LREE y las HREE. El grupo del Mioceno medio se caracteriza además por la ausencia de anomalías negativas de Eu.

Los patrones de REE del grupo del Mioceno tardío son similares a los de muestras del Mioceno medio, con algunas muestras con fraccionamiento más alto de LREE/HREE, aunque no tan extremos como los de las muestras del Mioceno medio. En particular, las muestras SBM 38 y SMB 03B exhiben una anomalía negativa en Ce que pueden deberse a alteración, la primera muestra presenta también una pequeña pero notable anomalía de Eu que muy probablemente se debe a fraccionamiento de plagioclasa.

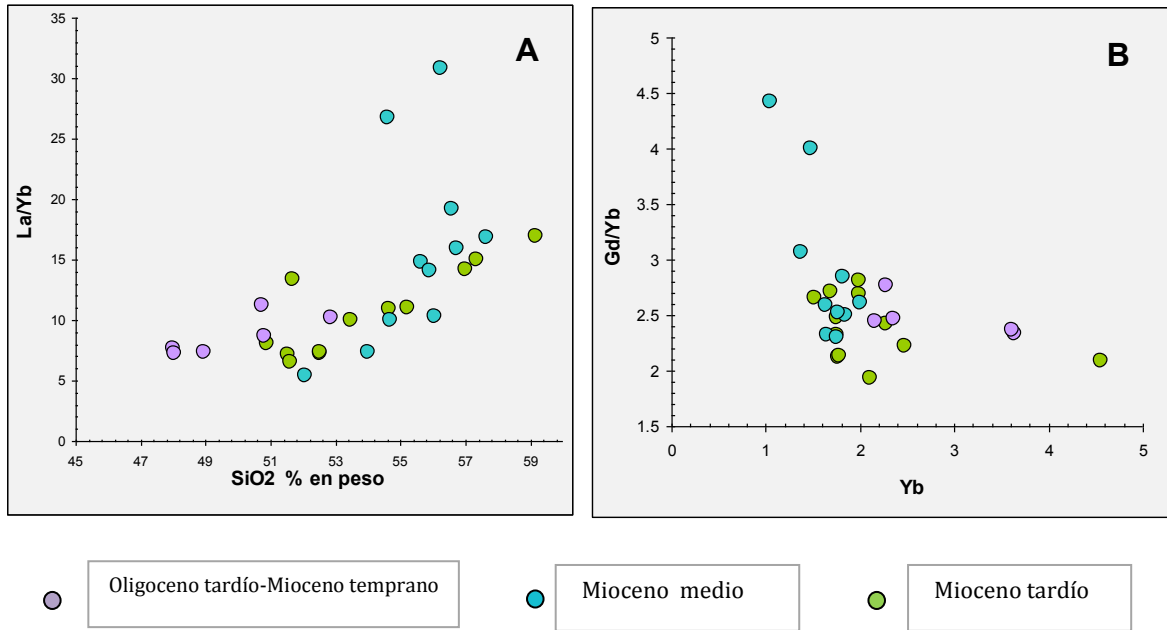


Figura 7.10. Relaciones de elementos de las Tierras Raras. **A.** Diagrama La/Yb Vs SiO₂. **B.** Diagrama que muestra la relación elemental de Gd/Yb vs Yb.

Las diferencias de el fraccionamiento de las REE para los distintos grupos de rocas se muestran en diagramas bivariados de SiO₂ vs. La/Yb e Yb vs. Gd/Yb.

El patrón de REE de las rocas del Mioceno medio es más fraccionado con valores Gd/Yb de 4.42-1.78 que superan a los de Mioceno tardío (1.9-2.9) y a los del Mioceno temprano (2.4-2.7) (Figura 7.10).

Mientras que el comportamiento para la relación La/Yb, se enriquece más en las rocas de Mioceno medio (~5-25 ppm), mientras que las rocas del Mioceno tardío (~6-16 ppm) no se encuentran tan enriquecidas como el grupo anterior pero si contienen valores más altos que superan a los valores reportados para el Oligoceno tardío- Mioceno temprano (~7-10 ppm).

8. Discusión

El análisis petrográfico y geoquímico permitió identificar diferencias composicionales importantes entre los dos episodios de volcanismo máfico identificados: Oligoceno tardío-Mioceno temprano y Mioceno medio- tardío, y de esta manera poder proponer el posible origen del magmatismo en cada episodio.

8.1 Origen del magmatismo de la SMO y tectónica extensional

El magmatismo de la SMO se ha interpretado como el producto de la subducción de la placa de Farallón y sus sucesoras (Cocos, Guadalupe y Magdalena) debajo de la margen occidental de Norteamérica (Hausback, 1984; Wark, 1990, 1991; Sawlan, 1991; Martín Barajas et al., 2000; Umhoefer et al., 2001), que perduró hasta los ~12.5 Ma (Lonsdale, 1991), fecha en la que se había propuesto el inicio del proceso de rifting que dio origen al Golfo de California. Sin embargo, el carácter bimodal del vulcanismo de la SMO y el enorme volumen de magmas silícicos emplazados en un lapso de tiempo tan corto por medio de erupciones explosivas indican que no se trata de un arco volcánico típico normal (Ferrari et al., 2007). En cuanto a la tectónica extensional que caracteriza a la SMO, se ha asociado estrechamente al retroceso del arco hacia la trinchera en respuesta al aumento del ángulo de subducción de la placa de Farallón debajo de Norteamérica (Ferrari et al., 2002), de tal forma que el frente extensional ha migrado episódicamente de este a oeste a lo largo de toda la SMO (ver Stewart, 1998).

No obstante, Ferrari et al. (2013) discute que la extensión litosférica que afectó la parte suroccidental de la SMO se puede considerar como una deformación extensional temprana asociada al proceso de apertura del Golfo de California. Esta extensión inició a finales del Oligoceno, mucho antes del cese de la subducción, con una dirección E-W que evidentemente afecta la zona de estudio. En particular, para los grábenes del sur de la SMO se documentó extensión en el periodo de ~24-18 Ma (Ferrari et al., 2002, 2013; Figuras, 2.5 y 8.1 respectivamente).

Una de las implicaciones de este nuevo modelo tectónico propuesto por Ferrari et al. (2013) es que el volcanismo de la SMO estuvo más influenciado por la extensión que por la subducción desde el Mioceno temprano (Bryan et al., 2013), y que más

que constituir un “arco” relacionado a la fase final de la subducción, el volcanismo refleja el inicio del rifting del Golfo de California.

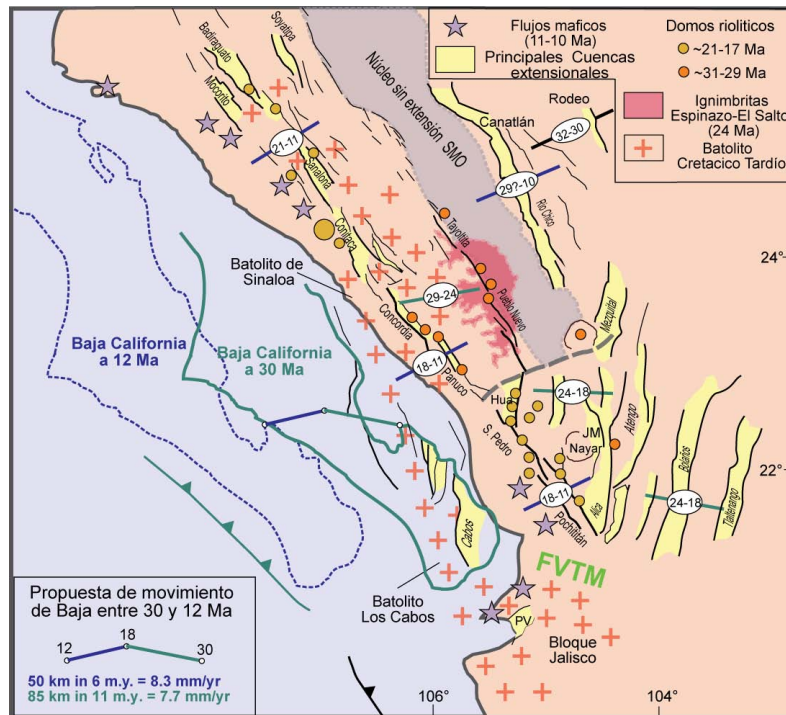


Figura 8.1. Mapa tectónico regional que resume las estructuras y las edades de extensión en la parte sur del Golfo de California y parte suroccidental de la SMO. También se muestra la posición de Baja California a los 12 Ma y a los 30 Ma (tomado de Ferrari et al., 2013).

Las observaciones hechas en campo revelan que durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano se emplazó una asociación volcánica bimodal constituida por ignimbritas silíceas y lavas basálticas. Las lavas máficas se encuentran en el interior y en los bordes de los grábenes y semigrábenes de la porción sur de la SMO (Figura 4.5), y en parte fueron extravasadas después de pulsos ignimbríticos. La estrecha relación entre los sitios de emplazamiento de las lavas máficas y los grábenes sugiere que su ascenso pudo ser facilitado por la extensión cortical.

8.2 Edad y extensión del magmatismo máfico en la porción sur de la Sierra Madre Occidental

Los fechamientos Ar-Ar realizados exhiben claramente dos eventos principales de volcanismo máfico en la porción sur de la Sierra Madre Occidental: el primero ocurre a finales del Oligoceno y durante el Mioceno temprano y el segundo ocurre en el Mioceno medio para finalizar en el Mioceno tardío.

Las edades Ar-Ar reportadas en este trabajo (21.6-25.9 Ma) y las edades reportadas previamente en la literatura para rocas máficas del primer evento en la región (19.9-23.7 Ma; Nieto-Obregón et al. 1981; Moore et al., 1994; Webber et al., 1994; Rossotti et al., 2002) se traslapan con el periodo de extensión de ~24-18 Ma reportado por Ferrari et al. (2013) para los grábenes de la porción sur de la SMO (Figuras 2.5 y 8.1). La coincidencia entre las edades de magmatismo y extensión apoyaría la idea de una relación entre estos dos procesos.

Considerando las edades de emplazamiento y su asociación con episodios extensionales, las rocas máficas del Oligoceno tardío a Mioceno temprano se pueden relacionar con la suite SCORBA (Andesitas basálticas del Sur de la Cordillera), descrita en el capítulo 2, que aflora en la región de Chihuahua, Sonora y Sinaloa, así como al NE de la ciudad de Durango (Cameron et al., 1989; Aranda-Gómez et al. 1997, 2005). Como el rango de edades reportado para los SCORBA es muy amplio (32-17 Ma), las lavas máficas del sur de la SMO podrían representar los eventos más jóvenes de esa suite.

Por otra parte, las rocas estudiadas en el sur de la SMO también coinciden en edad y ambiente de emplazamiento con las rocas máficas de tipo intraplaca del área de Nazas-Rodeo, Dgo., fechadas en 24-20 Ma, las cuales han sido asociadas con la extensión de la provincia de Cuencas y Sierras (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Luhr et al., 2001; Aranda-Gómez et al., 2003).

En cuanto al segundo evento, rocas del Mioceno tardío se localizan en la región colindante con la Faja Volcánica Transmexicana, mientras que las rocas del Mioceno medio se extienden hasta localidades más al norte.

Las rocas máficas del Mioceno tardío (11.7 y 10.4) se concentran hacia el sur del área de estudio, cerca de la transición entre la SMO y FVTM. Por sus relaciones espaciotemporales, este evento de vulcanismo se puede correlacionar, con el vulcanismo del Mioceno tardío de la Faja Volcánica Transmexicana que aflora en el cañón del Río Santiago y en los Altos de Jalisco (Ferrari et al., 2000, 2013) y que fue estudiado por Mori et al. (2009), sin embargo la comparación de las características geoquímicas son las que determinan en definitivo esta correlación (sección 8.4).

Más al norte de la región en la que se emplazan los basaltos del Mioceno tardío, dominan las lavas basálticas del Mioceno medio (14.8-11.8 Ma), lo cual indica una migración del vulcanismo del norte a sur en la zona de estudio. Como es evidente

en la Figura 8.2, en la zona de estudio no se había reportado vulcanismo del Mioceno medio, el cual se había identificado solo hacia el oeste del área de estudio en la zona costera de Nayarit y más al este dentro de la Faja Volcánica Transmexicana.

8.3 Diferencias petrográficas en los episodios de vulcanismo máfico en la porción sur de la SMO

Es de esperarse que cada suite volcánica presente características muy distintivas, las cuales fueron descritas en sección delgada (ver capítulo 6). Estas características se utilizaron para distinguir si se trataban de basaltos del episodio de Oligoceno tardío-Mioceno temprano o del episodio de Mioceno medio-tardío para las muestras que no pudieron someterse a análisis geocronológico.

Se determinaron dos características que distinguían claramente a las dos suites: La textura y la composición mineralógica. Las rocas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano exhiben texturas intergranulares a oíticas y un tamaño de grano mayor que la segunda suite. La mineralogía que presenta este grupo es augita titanífera, plagioclasa y olivino, con ausencia total de ortopiroxeno (Figura 8.3A).

En cambio las rocas del episodio del Mioceno medio-tardío presentan un tamaño de grano fino representado por una textura porfídica seriada (Mioceno medio; Figura 8.4B) a textura porfídica (Mioceno tardío; Figura 8.3C), donde se observó una disminución del tamaño de grano de la matriz con el tiempo. La mineralogía presente en esta suite es clinopiroxeno (augita), olivino, plagioclasa y en menor medida ortopiroxeno tanto como fenocristal como en la matriz. (Figura 8.3D).

La presencia de ortopiroxeno en los basaltos va depender de la cantidad de fluidos que contiene la fuente que los origina. Para que cristalice ortopiroxeno es necesario que se tenga un importante aporte de fluidos, este proceso es posible en el magmatismo de subducción donde se tiene un gran aporte de fluidos debido a la deshidratación de la placa en subducción y sedimentos subducidos. Es muy común encontrar ortopiroxeno en rocas de arco, sin embargo en las rocas con afinidad de intraplaca, al poseer menor contenido de H₂O, no es posible la cristalización de este mineral (Weaver et al., 2011).

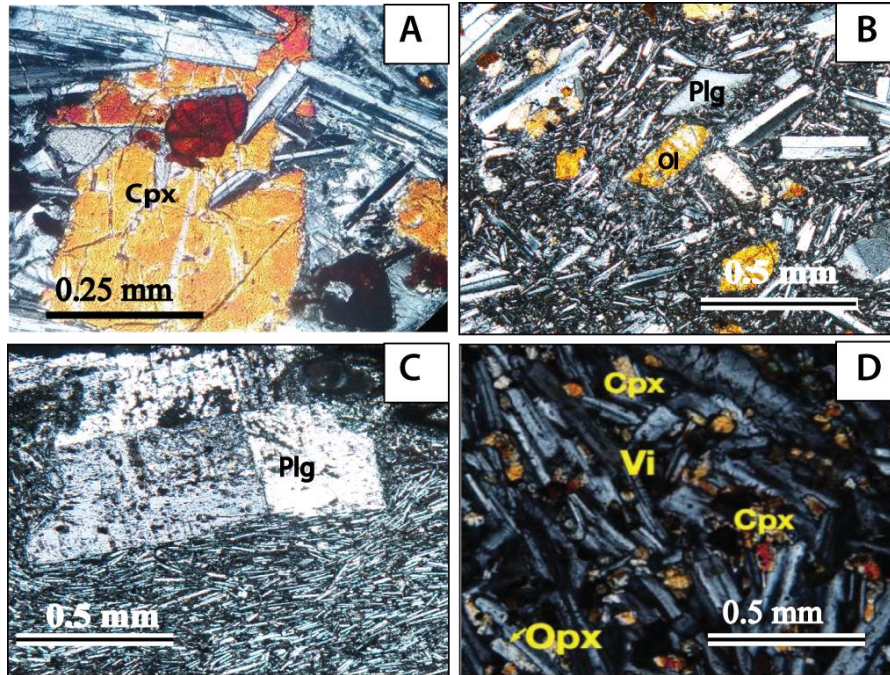


Figura 8.3. A. Textura intergranular con cristales típica de la suite de Oligoceno tardío- Mioceno temprano, se puede observar la ausencia del opx. B. Textura porfídica seriada que identifica a las rocas del Mioceno medio. C. Textura porfirítica bien definida, fenocristal de plagioclasa con textura de cedazo en el centro del cristal. D. Matriz intergranular en una muestra del Mioceno tardío (SMB-38) que presenta **Opx**, **Cpx**, **Ol** y **Plg**. **Cpx**= Clinopiroxeno, **Ol**= Olivino, **Plg**= Plagioclasa, **Opx**= ortopiroxeno y **Vi**= Vidrio.

Los cristales de plagioclasa juegan un papel muy importante para destacar que cada una de las suites tiene propiedades que se distinguen bien una de la otra, se exhibe en los cristales de este mineral de las muestras del Oligoceno tardío una ausencia parcial de textura de cedazo, u otras texturas por disolución, sin embargo las rocas del Mioceno medio-tardío lucen fenocristales de plagioclasa y en algunos casos de clinopiroxeno con texturas de cedazo por disolución en la mayoría de las muestras; inclusive se observaron cristales de plagioclasa derivados de un magma más diferenciado, corroídos y en el borde presentaron sobrecrecimiento del cristal en equilibrio con el magma (Figura 8.2C).

Los basaltos alcalinos típicos de intraplaca se caracterizan por poseer texturas intergranulares a subofíticas de grano grueso con fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno (augita titanífera), presentan ausencia total de ortopiroxeno y el vidrio intersticial suele presentarse en ocasiones. Para el caso de

basaltos típicos de zonas de subducción se caracterizan por contener matriz de grano fino intergranular, seriada con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno (Hughes, 1982 y McBirney, 1993). Como se puede ver, las muestras de la suite de Oligoceno tardío-Mioceno temprano presentan propiedades típicas de basaltos alcalinos típicos de magmatismo de intraplaca, mientras que la mineralogía de la segunda suite (Mioceno medio-tardío) es típica del magmatismo de subducción, sobre todo porque éstas contienen ortopiroxeno que típicamente se forma en un ambiente de arco por el aporte de H₂O; sin embargo constreñir el proceso de magmatismo que dio origen a las distintas suites no es algo trivial, para ello se hace una discusión en el siguiente apartado de los datos geoquímicos que nos dan una idea más cercana sobre el origen del magmatismo.

8.4 Magmatismo de subducción vs magmatismo extensional.

Las propiedades geoquímicas típicas de los magmas de intraplaca y de arco han sido descritas en el capítulo 7, de la misma forma que las características de cada suite, las cuales están estrechamente ligadas con su naturaleza geodinámica.

En parte, las rocas de la suite del Oligoceno tardío-Mioceno temprano son ligeramente alcalinas sódicas (Figuras 7.3, 7.4), y están enriquecidas en Ti y P (Figura 7.5). Además, los patrones de elementos traza no exhiben un claro enriquecimiento de los elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements) con respecto a los de alto potencial iónico (High Field Strength Elements, HFSE, Figura 8.5), además de presentar bajas señales de subducción ($Ba/Nb = \sim 18-54$, Figura 7.8) y valores de Nb y Ta mayores que los de las rocas más jóvenes. Dichas características hacen que estas rocas tengan afinidad de magmatismo de tipo intraplaca. No obstante, si las comparamos con la firma OIB, el enriquecimiento no es tan notable como en estas últimas, y se puede observar que coexisten algunas características de arco (anomalías positivas variables de Ba, Sr y Pb y pequeñas anomalías negativas de Nb-Ta), a esto último se le puede atribuir a contaminación cortical al momento del ascenso de estos magmas. En contraste, las rocas del Mioceno medio-tardío exponen notables anomalías Nb-Ta y positivas de Pb y Sr

(ver Figura 8.5) con valores de la relación Ba/Nb de ~ 37 -170, típicos valores de arcos volcánicos o de magmas con una influencia cortical importante (Figura 8.6). El enriquecimiento de los elementos LILE en esta última suite se puede atribuir a la alta solubilidad que estos elementos tienen en el agua y les permite ser transportados hacia la cuña del manto por los fluidos generados durante la subducción, a diferencia de los elementos HFSE debido a su alto valor de potencial iónico evita su movilización y la solubilidad de estos mismos es baja en fluidos (Bernal y Railsback, 2008).

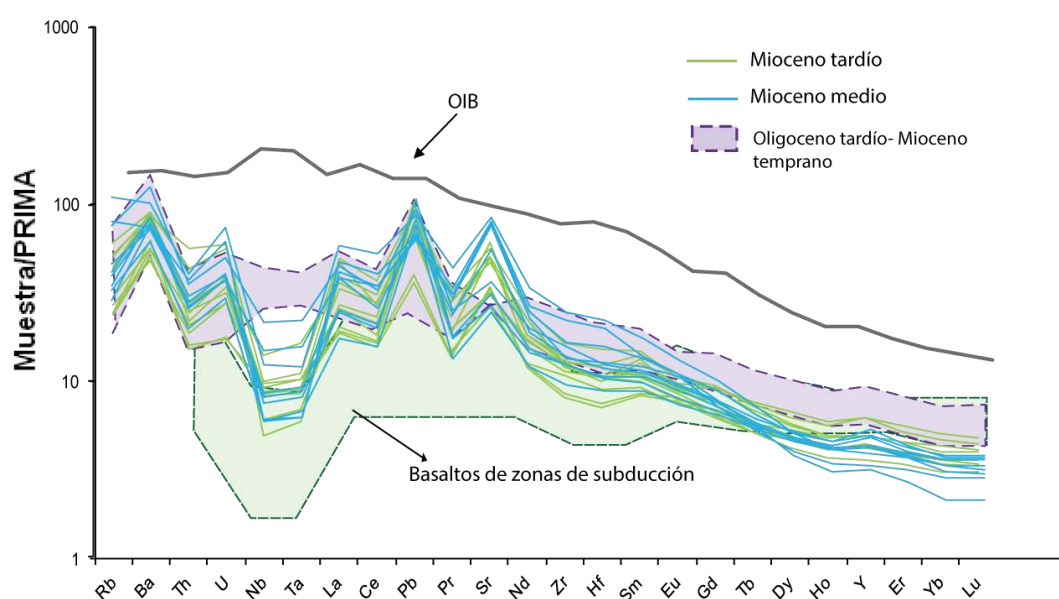


Figura 8.5. Distribución de los elementos traza para los magmas máficos emplazados en la porción sur de la SMO normalizados manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), separados por las distintas suites y comparados con las firmas geoquímicas típicas de zonas de subducción (Xia, 2015) y basaltos OIB (Sun y McDonough, 1989). Nótese que en la suite de Mioceno medio- tardío los elementos LILE están enriquecidos en comparación a los HFSE, además es muy notable las anomalías negativas Nb-Ta y positiva de Pb que son peculiares de los ambientes de subducción, véase también que la suite de Oligoceno tardío- Mioceno temprano parece no mostrar enriquecimiento de elementos LILE, y no presenta anomalías negativas Nb-Ta.

Los eventos de volcanismo máfico de la SMO se han reportado en los estados del norte de México (Ver capítulo 2), si bien es cierto que al sur de esta provincia no se ha reportado estudios a detalle que expliquen el origen del vulcanismo máfico.

Los resultados de elementos traza obtenidos para las rocas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano se compararon con rocas de edad similar de la suite SCORBA y con las rocas de tipo intraplaca de Rodeo-Nazas, Dgo, de la provincia de Cuencas y Sierras. Se eligieron estas dos suites para comparar los resultados del presente trabajo debido a que las rocas SCORBA fueron extravasadas después de los pulsos ignimbríticos de la SMO durante el Oligoceno-Mioceno, y con Rodeo-Nazas por las características de tipo intraplaca que el grupo de Oligoceno tardío-Mioceno temprano posee, además que todas estas suites tienen la característica de haber sido colectadas cercas de fallas normales, lo que es muy probable que la extensión cortical haya propiciado a su ascenso o la rapidez de éste.

Los datos de elementos traza para rocas de la suite SCORBA por lo general son incompletos, sin embargo se observa que los patrones de elementos traza de las rocas SCORBA presentan similitudes con los de las rocas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, como abundancias similares y variables de Nb, un enriquecimiento moderado de elementos LILE en comparación a los HFSE, que se refleja en anomalías negativas moderadas a nulas de Nb-Ta, pero con anomalías positivas de Pb y Sr más desarrolladas (ver figura 8.6A).

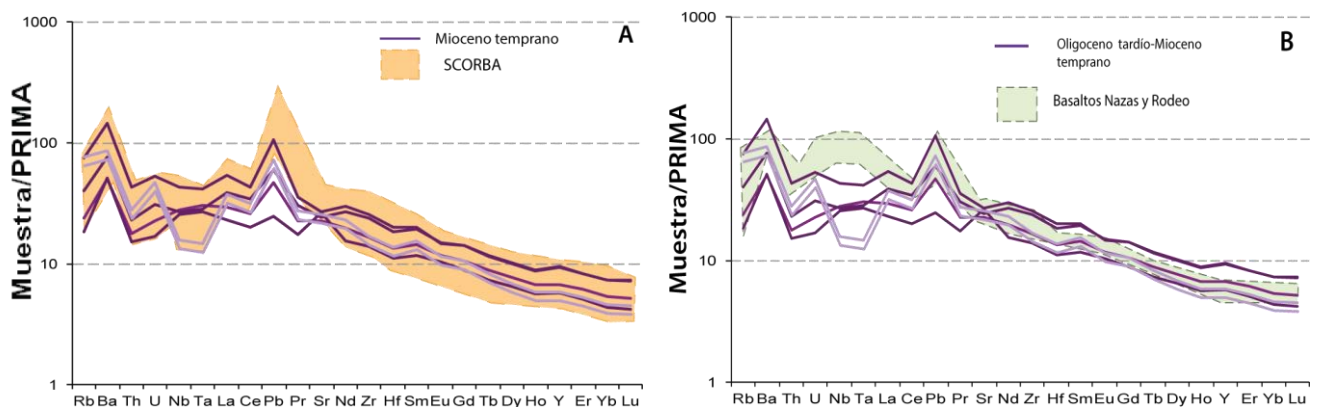


Figura 8.6. A. Patrón de elementos traza para los magmas emplazados en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano y para la suite SCORBA reportada por Cameron et al., (1980 y 1989). B. Patrón de elementos traza para los magmas emplazados en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano y para los basaltos de Nazas y Rodeo reportados por Aguirre-Díaz y McDowell (1993), Aranda-Gómez et al., (1997) y Luhr et al., (2001). Los datos fueron normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

En cambio, las rocas de Nazas-Rodeo muestran patrones de elementos traza con mayor enriquecimiento en Nb y Ta, reflejado en especial en la presencia de una anomalía positiva de Nb-Ta, mientras que el resto de los elementos no presenta notables diferencias con las muestras del sur de la SMO (Figura 8.6B).

La relación La/Nb indica las rocas del Mioceno medio y tardío muestran un valor de anomalía de Nb-Ta mayor en comparación a las del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, por lo que se interpretan a estas rocas con señales altas de subducción. Las rocas del grupo SCORBA se asemejan bastante en valor al grupo de Oligoceno tardío- Mioceno temprano, por último las rocas con mayor enriquecimiento en Nb son el grupo de Rodeo- Nazas y donde es claro que las señal de subducción o contaminación cortical es prácticamente nula (Figura 8.7).

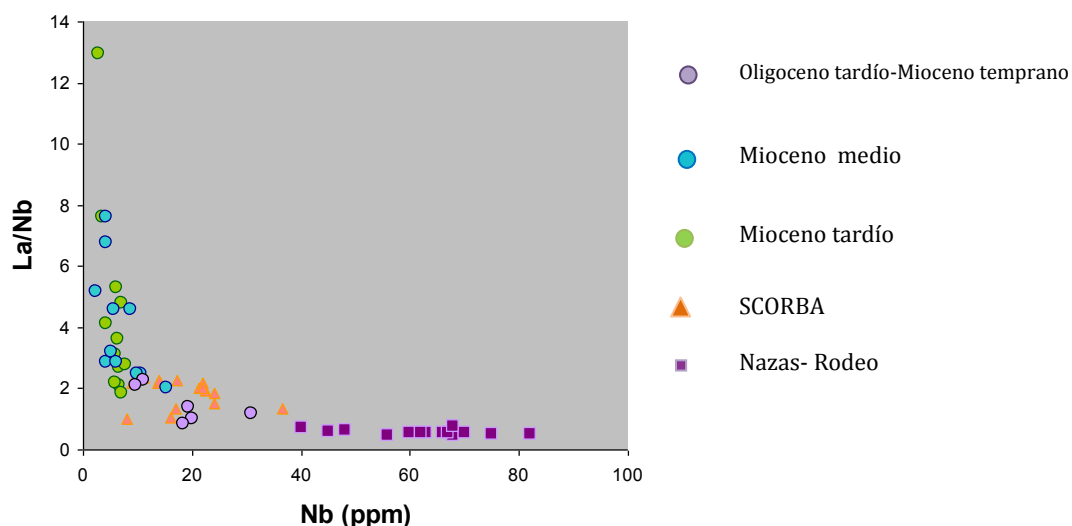


Figura 8.7 Relación La/Nb Vs Nb para las rocas del Oligoceno tardío- Mioceno temprano y Mioceno medio a tardío, son comparadas con los valores de la suite SCORBA y Rodeo Nazas.

Las características de las lavas máficas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano del sur de la SMO podrían resultar de (1) un estadio menos desarrollado de extensión litosférica en comparación con la región de Nazas-Rodeo, durante el cual el ascenso más lento de los magmas dio lugar a asimilación de material cortical, reflejado en menor abundancia de Nb y Ta en las muestras con anomalías negativas prácticamente ausentes de esos elementos; (2) variaciones espaciales en la composición de las fuentes del manto, incluyendo metasomatismo por componentes de subducción de regiones del manto más empobrecidas en zonas

más cercanas a la paleotrinchera, y fuentes del manto más enriquecidas con escasa contribución de componentes de subducción en las regiones trasarco.

Por lo que respecta a las rocas máficas del Mioceno medio- tardío, la naturaleza que exhiben estas rocas es bastante compatible con los datos de la suite AJ (serie calcalcalina) correspondiente a los Altos de Jalisco, obtenidos por Mori et al. (2009) (Figura 8.8). Ambos grupos están enriquecidos en elementos LILE en comparación a los HFSE, y es posible reconocer la anomalía negativa de Nb-Ta bien desarrollada, así como anomalías positivas de Pb y Sr con concentraciones bastante similares (ver figura 8.8), aunque se observa que las rocas del Mioceno medio tienden a tener mayores contenidos de LILE, Th, Sr y LREE, así como contenidos menores de HREE (Figuras 7.7, 7.9, 7.10, 8.8), que caracteriza a las series de alto K reportadas por Mori et al. (2009). Sumando las características geoquímicas a las evidencias geológicas y geocronológicas es posible correlacionar el vulcanismo del Mioceno medio a tardío estudiado en este trabajo con las rocas de los Altos de Jalisco.

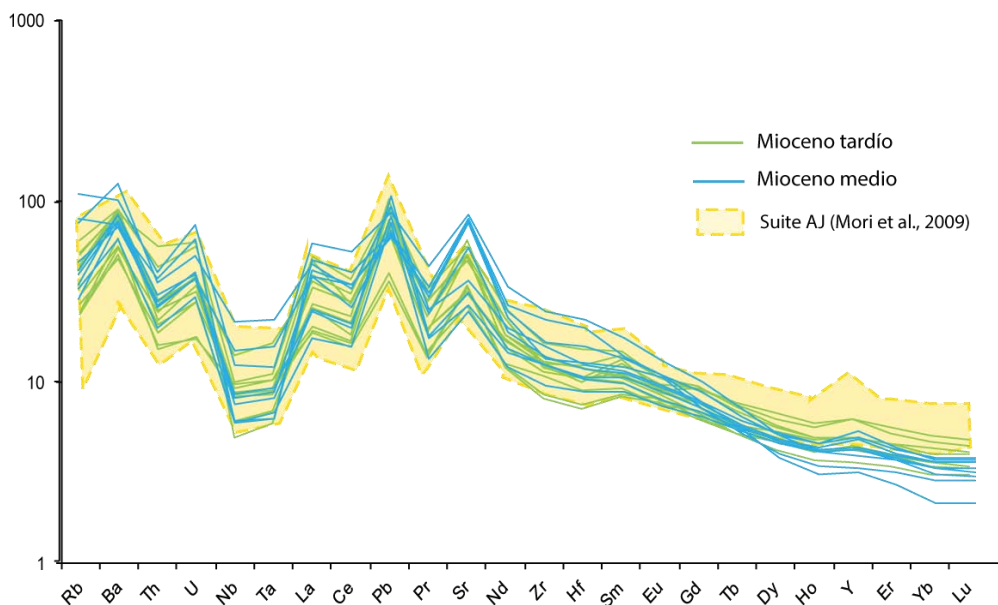


Figura 8.8. Patrón de elementos traza normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para los magmas emplazados en el Mioceno medio-Mioceno tardío y para la suite AJ de los Altos de Jalisco reportados por Mori et al. (2009).

El volcanismo del Mioceno tardío ocurre cuando la subducción de la placa de Farallón y sus sucesoras ha terminado y subduce la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica. Los grandes volúmenes de lavas máficas emplazados durante el Mioceno tardío en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana han sido relacionados a dos procesos distintos:

(1) Remoción de la litósfera, delaminación litósferica o goteo litósferico, con liberación de fluidos y fundidos al hundirse en el manto. El espacio que es originado por la remoción litósferica fue posteriormente rellenado por manto astenosférico, lo cual favoreció la fusión por descompresión de zonas del manto metasomatizadas por fluidos y fundidos, generando grandes cantidades de magmas basálticos en la región de los Altos de Jalisco (Mori et al., 2009).

(2) Ruptura de la porción subducida de la placa de Farallón después del cese de la subducción, que al propagarse lateralmente hacia el este y generó un pulso de volcanismo máfico como resultado de fusión por descompresión de material astenosférico que ascendió hacia la cuña del manto a través de la apertura en la placa (Ferrari, 2004). Ferrari et al. (2012) propusieron que el hundimiento de un fragmento grande de litósfera oceánica subducida pudo haber inducido el ascenso de manto astenosférico y fusión por descompresión, así como fusión del manto litosférico y base de la corteza, lo cual habría producido un efecto similar al de la delaminación propuesta por Mori et al. (2009).

9. Conclusiones

Los datos obtenidos indican que durante el Oligoceno tardío y Mioceno temprano el vulcanismo silícico predominantemente explosivo de la porción sur de la Sierra Madre Occidental fue acompañado por el emplazamiento de lavas máficas de volumen subordinado, en estrecha asociación con estructuras de tipo graben. Estas lavas máficas presentan características petrográficas y geoquímicas de magmas de intraplaca asociados a extensión litosférica. Las características geoquímicas de los magmas máficos son silimares a las de lavas máficas de la misma edad que precedieron o fueron contemporáneas a la extensión en la provincia de Cuencas y Sierras en la porción norte y central de la SMO, como la denominada suite SCORBA.

Estas observaciones sugieren que el vulcanismo de tipo intraplaca fue espacialmente continuo en todo el occidente de México durante este periodo y apoyan el modelo de una extensión litosférica temprana antes del cese de la subducción, extensión que habría culminado con la apertura del Golfo de California (Ferrari et al., 2013). La extensión litosférica habría propiciado el ascenso y fusión por descompresión de material astenosférico enriquecido, dando lugar a la formación de magmas de tipo intraplaca con escasa o nula contribución de componentes de subducción y con asimilación variable de material cortical.

A la latitud del área de estudio, el vulcanismo de la SMO se fue concentrando durante el Mioceno temprano hacia la región costera y a partir del Mioceno medio resurge con una nueva distribución aproximadamente este-oeste, que define el inicio del vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana en la región centro y este de México (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2013). A las longitudes del área de estudio se había propuesto un hiatus en el vulcanismo de la FVTM, sin embargo los fechamientos reportados en este trabajo demuestran que el vulcanismo de esta edad se encuentra en una posición ligeramente al norte del área tradicionalmente considerada para la FVTM.

Las características petrográficas y geoquímicas de los magmas emplazados en el Mioceno medio y tardío indican un origen distinto al del evento previo, con fusión de zonas del manto metasomatizadas por componentes de subducción o materiales litosféricos en una zona influenciada por el rompimiento de la placa subducida o por delaminación litosférica.

10. Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G. J., McDowell, F. W., 1993. Nature and Timing of faulting and syn-extensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1435-1444.
- Bennett, S.E., Oskin, M.E., 2014. Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone: *Geology*, 42(3), 215-218.
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2013. Transtensional rifting in the proto-Gulf of California near Bahia Kino, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 125(11-12), 1752-1782. doi:10.1130/B30676.1.
- Bernal, J.P., Lozano-Santacruz, R., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, no. 3, p. 329-344.
- Bernal, J.P., Railsback, B.L., 2008. Introducción a la Tabla Periódica de los Elementos y sus Iones para Ciencias de la Tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, núm. 2, 2008, p. 236-246.
- Botero-Santa, A. P., Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste. Tesis de Maestría.UNAM, 113p.
- Cameron, K. L., Cameron, M., Bagby, W. C., Moll, E. J., Drake, R. E., 1980b. Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua: *Geology*, 8, 87-91.
- Cameron, K. L., Nimz, G. J., Kuentz, D., Niemeyer, S., Gunn, S., 1989. Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico; a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7817-7840.
- Damon, P. E., Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., 1979. Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del río Grandede Santiago: *Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica*, XIII, 156-191.

- Carranza-Castañeda C., Aranda-Gómez J., Wang X., Iriondo A., 2013. The early late Hemphillian (Hh2) faunal assemblage from Juchipila Basin, State of Zacatecas, México and its biostratigraphic correlation with other Hemphillian faunas in central México. *Contributions in Science*, 521, 13-49.
- Dickinson, W. R., 1997. Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 936-954.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., Spiegelman, M., 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics: *Earth and Planetary Science Letters*, 226, p. 347–366, doi: 10.1016/j.epsl.2004.07.019.
- Duque-Trujillo, J., 2010. Geocronología (U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño. Tesis de Maestría. UNAM. 197 p.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S., Kluesner, J., Piñero-Lajas, D., Solari, L. 2014. Timing of rifting in the Southern Gulf of California and its conjugate margins: insights from the plutonic record: *Geological Society of America Bulletin*, B31008-1; doi:10.1130/B31008.1
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G., López-Martínez, M., 2014. Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: kinematics and segmentation of the initial rifting in the southern Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 3, p. 283-302.
- Duque-Trujillo, 2015. Magmatismo y extensión del Mioceno en la porción sur del Golfo de California y sus márgenes. Tesis de Doctorado. UNAM. 386 p.
- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California, *Geology*, 23, 751–754.

- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised: *Geological Society America Special Paper* 334, 41-64.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F., 2000. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block: *Geological Society of America Special Paper*, 334, 65-84.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flareup and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate: *Tectonics*, 21, 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., 2013. Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, México: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9, 5. doi:10.1130/GES00925.1
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., and Gehrels, G.E., 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California; insights from detrital zircon U/Pb ages from the Magdalena Fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 11–12, p. 1313–1336, doi: 10.1130/B26067.1.
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., Carmichael, I.S.E., 2007. A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America: *Geological Society of America Bulletin*, 119, p. 49–64, doi: 10.1130/B25950.1.
- Frost, B.R., Barnes, C. G., Collins, W.J., Arculus, R. J., Ellis, D.j., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.

- Gans, P. B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16, 388-408.
- Gastil, R.G., 1975. Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, 3, 7, p. 361-363, doi: 10.1130/0091-7613(1975)3<361:PZITPR>2.0.CO;2.
- Gastil, R. G., Krummenacher D., Jensky W. E., 1978. Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Geological Society of America, text to accompany Map and Chart Series, Map MC-24.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 90, 839-857.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007. Igneous Petrogenesis of the Transmexican Volcanic Belt, in Alaniz-Álvarez, S.A. and Nieto-Samaniego, A.F. eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, Geological Society of America Special Paper, 422, p. 129-181.
- 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.
- Green, D.H., Falloon, T.J., 2015. Mantle-derived magmas: intraplate, hot-spots and mid-ocean ridges: *Science Bulletin*, 60, p. 1873-1900.
- Hausback, B. P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, en Frizzell, A. (ed.), *Geology of the Baja Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Paper*, 39, 219-236.
- Henry, C. D., 1989. Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1147-1156.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1-26.

- Irvine, T., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, p. 523–548.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, p. 745–750, doi:10.1093/petrology/27.3.745.
- Le Maitre, R.W.(ED.), Bateman, P., Dudel, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas M.J., Sabine, P. A., Schimid, R., Sorensen, H., Strckeisen, A., Wolley, A.R, Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneus and Glossary of Terms. Recommendations of the international Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneus Rocks. Blackwell Scientific Publications, 191 p.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448, p. 466–469, doi: 10.1038/nature06035.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á., Alaníz Álvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., 2012. Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64, 2, p. 243–263.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco- Tapia, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, p. 203–208.
- Luhr, J. F., Henry, C. D, Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., McIntosh, W. C., 2001. Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico): *Geological Society of America Bulletin*, 113, 760-773.
- Lyons, J. I., 1988. Geology and ore deposits of the Bolaños silver district, Jalisco, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1560-1582.
- McDougall, I., Harrison, T. M., 1999, *Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method*. Oxford University Press, 269.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, 180, 113-124.

- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 88, 1479-1487.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan: Earth Science Reviews 11, 337-364.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274, 321-355.
- Morgan W. J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230, p. 42-43.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., Damon, P. E., 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica, XIV, 327-361.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., Damon, P. E., 1985. Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican volcanic belt: Geofísica Internacional, 24, 623-663.
- Nieto-Samaniego, A. F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S. A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, 117-122.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111, 347-363.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series, 265-306.
- Pilet, S., 2015, Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications, in Foulger, G.R., Lustrino, M., and King, S.D., eds., The Interdisciplinary Earth: A Volume in Honor of Don L. Anderson:

- Geological Society of America Special Paper 514 and American Geophysical Union Special Publication, 71, p. 281–304, doi:10.1130/2015.2514(17).
- Ponce, B., Clark, K., 1988. The Zacatecas mining district a Tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: *Economic Geology*, 83, 1668-1682.
- Ramos-Rosique, A., 2012. Timing and evolution of Late Oligocene to Early Miocene magmatism and epithermal mineralization in the central Bolaños Graben, southern Sierra Madre Occidental, México. Tesis de Doctorado. UNAM-Kingston University. 287p.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico: *International Geology Review*, 39, 125-140.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 1-15.
- Ruiz-González, F. J., Estudio de las vetas de turmalina que registran la historia de exhumación del granito Comanja, Sierra de Guanajuato, México. Tesis de Maestría. UNAM. 141 p.
- Scheubel, F. R., Clark, K. F., Porter, E. W., 1988. Geology, tectonic environment, structural controls in the San Martin de Bolaños District, Jalisco: *Economic Geology*, 83, 1703-1720.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Gleadow, A.J., and Raza, A., 2011. Low temperature thermochronology of northern Baja California, Mexico: Decoupled slip exhumation gradients and delayed onset of oblique rifting across the Gulf of California. *Tectonics*, 30, 3, TC3004, doi: 10.1029/2009TC002649.
- Silva-Fragoso, A., 2015. Tectónica y vulcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco. Tesis de Licenciatura. UNAM. 118 p.
- Sobolev, A., Hofmann, A., Sobolev, V., y Nikogosian, I., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts: *Nature*, 434, p. 590–597.

- Stracke A., 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle: *Chemical Geology*, p. 274–299.
- Stewart, J. H., (y otros 23 autores), 1998. Map showing Cenozoic tilt domains and associated structural features, western North America, en *Faulds, J. E. y Stewart, J. H. (eds.), Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province: Geological Society of America Special Paper*, 323.
- Sun, S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes en *Saunders A.D. y Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins: Geological Society of London, Special. Publication*, 42, p. 313-345.
- Sutherland, F.H., Kent, G.M., Harding, A.J., Umhoefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, W.S., González-Fernández, A., Lonsdale, P.F., 2012. Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in the southern Gulf of California. *Geosphere*, 8, no. 4, p. 752–770, doi: 10.1130/GES00770.1.
- Tatsumi, Y., Kogiso, T., 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle, en *Larter, R.D., Leat, P.T. (eds.), Intra-Oceanic Subduction Systems: tectonic and magmatic processes: London, Geological Society Special Publication*, 55-80.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, 144, 125 – 147.
- Valencia, V.A., Righter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove, M., 2013. The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco block: Implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 166, p. 1–24, doi: 10.1007/s00410-013-0908-z.
- Ward, P. L., 1995. Subduction cycles under western North America during the Mesozoic and Cenozoic eras, en *Miller, D. M., Busby, C. (eds.), Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera: Geological Society of America Special Paper*, 299, 1-45.
- Webber, K. L., Fernández, L. A., Simmons, W. B., 1994. Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra

Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico: Geofísica Internacional, 33, 77-89.

Winter, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice-Hall, 697.

Yogodzinski, G. N., Brown S. T., Kelemen P. B., Vervoort J. D., Portnyagin M., Sims K. W. W., Hoernle K., Jicha B. R. Werner R., 2015. The Role of Subducted Basalt in the Source of Island Arc Magmas: Evidence from Seafloor Lavas of the Western Aleutians: *Journal of Petrology*, 56, 3, 441–492, p. doi: 10.1093/petrology/egv006.

Anexos

Anexo 1

Datos de elementos mayores y traza




Datos de elementos mayores y traza para los grupos del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, Mioceno medio y Mioceno tardío.

| Muestra | SMB-04 | SMB-40 | SMB-15 | SMB-11 | SMB-27 | SMB-24 | SMB-25 | SMB-05 |
|--------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Tipo de roca | B | B | AB | B | B | B | TAB | AB |
| Edad (Ma) | 25.90 | 24.76 | 21.81 (b) | 21.8 (c) | 21.64 | 21.55 | 13.78 | 13.27 |
| Long W | -102.8173 | -103.6025 | -103.3682 | -103.4462 | -103.7800 | -103.7808 | -103.8518 | -102.8672 |
| Lat N | 21.6014 | 21.3012 | 21.5565 | 21.1303 | 21.8529 | 21.7740 | 21.6711 | 21.6103 |
| Grupo | M _{te} | M _{te} | M _{te} | M _{te} | M _{te} | M _{te} | M _{te} | M _{te} |
| Elementos mayores (% en peso) | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 48.03 | 49.48 | 51.96 | 49.48 | 46.70 | 46.62 | 53.74 | 55.91 |
| TiO ₂ | 2.97 | 1.66 | 2.24 | 1.54 | 2.47 | 2.25 | 1.27 | 1.06 |
| Al ₂ O ₃ | 15.73 | 15.55 | 15.48 | 15.78 | 15.71 | 16.04 | 17.31 | 17.73 |
| Fe ₂ O ₃ tot | 15.34 | 10.70 | 11.70 | 10.82 | 13.34 | 13.49 | 7.55 | 6.99 |
| MnO | 0.21 | 0.16 | 0.18 | 0.17 | 0.23 | 0.19 | 0.11 | 0.12 |
| MgO | 4.11 | 6.73 | 4.12 | 6.96 | 6.54 | 6.53 | 4.56 | 4.24 |
| CaO | 7.76 | 9.13 | 7.95 | 8.71 | 9.00 | 8.59 | 7.38 | 7.73 |
| Na ₂ O | 3.04 | 2.83 | 2.84 | 2.55 | 2.88 | 3.19 | 3.51 | 3.39 |
| K ₂ O | 1.44 | 1.50 | 2.03 | 1.83 | 1.00 | 0.89 | 3.04 | 1.87 |
| P ₂ O ₅ | 0.71 | 0.49 | 0.77 | 0.58 | 0.47 | 0.31 | 0.47 | 0.29 |
| PxC | 0.56 | 1.73 | 0.54 | 1.42 | 1.57 | 1.88 | 1.21 | 0.59 |
| Suma | 99.89 | 99.96 | 99.80 | 99.83 | 99.90 | 99.97 | 100.14 | 99.93 |
| Elementos traza (ppm) | | | | | | | | |
| Li | 11.32 | 11.67 | 11.21 | 34.54 | 22.74 | 40.71 | 20.08 | 11.54 |
| Be | 1.74 | 1.75 | 1.90 | 1.48 | 1.57 | 1.37 | 1.85 | 1.35 |
| Sc | 27.5 | 26.6 | 26.3 | 26.4 | 28.6 | 27.3 | 14.8 | 13.9 |
| V | 246 | 233 | 217 | 235 | 274 | 265 | 178 | 140 |
| Cr | 21.5 | 291.6 | 110.9 | 249.6 | 121.3 | 18.9 | 19.9 | 60.2 |
| Co | 36.6 | 36.7 | 30.7 | 35.7 | 40.4 | 50.3 | 24.2 | 20.0 |
| Ni | 23.0 | 93.7 | 37.3 | 93.2 | 38.4 | 45.7 | 64.4 | 40.5 |
| Cu | 31.3 | 33.5 | 31.3 | 43.5 | 36.8 | 41.2 | 50.2 | 24.7 |
| Zn | 140.0 | 99.6 | 119.9 | 89.1 | 112.9 | 116.8 | 89.1 | 78.1 |
| Ga | 23.1 | 19.3 | 21.4 | 17.7 | 21.7 | 23.3 | 22.0 | 20.7 |
| Rb | 25.5 | 30.2 | 48.0 | 48.5 | 15.3 | 11.7 | 70.5 | 22.1 |
| Sr | 514 | 600 | 566 | 538 | 483 | 562 | 1806 | 1617 |
| Y | 43.7 | 27.4 | 42.8 | 26.8 | 30.6 | 26.1 | 19.1 | 14.9 |
| Zr | 266 | 190 | 289 | 190 | 187 | 156 | 274 | 149 |
| Nb | 19.22 | 9.71 | 31.00 | 11.19 | 20.06 | 18.34 | 8.69 | 5.78 |
| Mo | 1.67 | 0.70 | 1.99 | 0.86 | 1.47 | 0.81 | 0.82 | 0.61 |
| Sn | 1.53 | 1.42 | 1.76 | 1.16 | 1.38 | 1.28 | 1.26 | 0.68 |
| Sb | 0.03 | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.03 |
| Cs | 0.24 | 0.73 | 0.61 | 25.53 | 6.75 | 5.78 | 0.64 | 0.08 |
| Ba | 536 | 521 | 1017 | 601 | 354 | 357 | 706 | 587 |
| La | 26.89 | 20.46 | 37.06 | 25.59 | 20.22 | 15.74 | 39.75 | 26.43 |
| Ce | 60.6 | 44.5 | 76.0 | 56.1 | 45.9 | 35.8 | 92.4 | 60.7 |
| Pr | 8.48 | 6.22 | 9.90 | 7.52 | 6.25 | 4.80 | 12.00 | 8.03 |
| Nd | 36.75 | 26.70 | 40.61 | 31.45 | 26.88 | 20.97 | 45.54 | 31.05 |
| Sm | 8.67 | 6.20 | 8.89 | 6.92 | 6.40 | 5.17 | 7.72 | 5.29 |
| Eu | 2.51 | 1.83 | 2.49 | 1.92 | 1.96 | 1.76 | 2.19 | 1.76 |
| Gd | 8.51 | 5.82 | 8.54 | 6.31 | 6.32 | 5.28 | 5.94 | 4.21 |
| Tb | 1.26 | 0.85 | 1.25 | 0.90 | 0.96 | 0.80 | 0.76 | 0.56 |
| Dy | 7.52 | 5.01 | 7.39 | 5.06 | 5.72 | 4.78 | 3.70 | 2.93 |
| Ho | 1.47 | 0.95 | 1.45 | 0.96 | 1.10 | 0.93 | 0.67 | 0.55 |
| Er | 4.01 | 2.60 | 3.95 | 2.56 | 2.96 | 2.44 | 1.76 | 1.49 |
| Yb | 3.65 | 2.35 | 3.61 | 2.28 | 2.63 | 2.16 | 1.49 | 1.38 |
| Lu | 0.54 | 0.34 | 0.53 | 0.34 | 0.39 | 0.31 | 0.22 | 0.21 |
| Hf | 5.69 | 4.51 | 6.23 | 4.26 | 4.17 | 3.46 | 6.82 | 3.86 |
| Ta | 1.16 | 0.60 | 1.70 | 0.60 | 1.26 | 1.11 | 0.50 | 0.35 |
| W | 0.23 | 0.19 | 0.71 | 0.33 | 0.20 | 0.15 | 0.19 | 0.13 |
| Tl | 0.05 | 0.20 | 0.19 | 0.18 | 0.04 | 0.05 | 0.15 | 0.06 |
| Pb | 4.26 | 5.86 | 7.50 | 5.12 | 3.37 | 1.77 | 6.20 | 4.58 |
| Th | 1.96 | 3.09 | 3.64 | 2.36 | 1.52 | 1.29 | 3.45 | 2.27 |
| U | 0.65 | 1.22 | 1.12 | 0.98 | 0.47 | 0.35 | 1.56 | 0.78 |

| Muestra | SMB-20 | SMB-10 | SMB-16 | SMB-34 | SMB-08 | SMB-18 | SMB-14 | SMB-52 |
|--------------------------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Tipo de roca | ATB | AB | TA | AB | AB | AB | AB | AB |
| Edad (Ma) | 13.18 | 13.16 | 12.55 | 12.48 | 12.32 | 12.02 | 11.94 | 11.82 |
| Long W | -103.4438 | -103.4407 | -103.3883 | -103.3276 | -103.2487 | -103.3850 | -103.3543 | -104.1783 |
| Lat N | 21.9110 | 21.1439 | 21.7530 | 21.2921 | 21.2677 | 21.8907 | 21.4306 | 21.5646 |
| Grupo | M _{te} | M _m | M _m | M _m | M _m | M _m | M _m | M _m |
| Elementos mayores (% en peso) | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 55.65 | 53.66 | 57.16 | 55.39 | 53.35 | 55.24 | 56.22 | 51.57 |
| TiO ₂ | 1.13 | 0.98 | 1.22 | 1.05 | 1.07 | 1.08 | 1.09 | 0.90 |
| Al ₂ O ₃ | 17.44 | 16.68 | 17.71 | 17.93 | 16.88 | 18.58 | 17.73 | 18.14 |
| Fe ₂ O ₃ tot | 6.47 | 8.27 | 7.43 | 7.80 | 8.97 | 7.62 | 7.51 | 9.45 |
| MnO | 0.10 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.16 |
| MgO | 4.89 | 6.04 | 3.11 | 3.89 | 6.29 | 4.09 | 4.06 | 5.60 |
| CaO | 7.68 | 8.33 | 6.03 | 7.49 | 8.07 | 7.39 | 7.84 | 9.86 |
| Na ₂ O | 3.30 | 3.04 | 3.24 | 3.82 | 3.20 | 3.76 | 3.20 | 3.06 |
| K ₂ O | 2.41 | 1.30 | 3.13 | 1.54 | 1.21 | 1.64 | 1.49 | 0.92 |
| P ₂ O ₅ | 0.34 | 0.29 | 0.42 | 0.31 | 0.23 | 0.30 | 0.35 | 0.13 |
| PxC | 0.48 | 1.36 | 0.45 | 0.49 | 0.4 | 0.15 | 0.26 | 0.17 |
| Suma | 99.89 | 100.05 | 100.03 | 99.83 | 99.81 | 99.97 | 99.87 | 99.96 |
| Elementos traza (ppm) | | | | | | | | |
| Li | 10.67 | 32.16 | 9.59 | 11.31 | 9.35 | 9.40 | 7.95 | 8.46 |
| Be | 1.66 | 1.13 | 1.62 | 1.41 | 1.06 | 1.40 | 1.42 | 0.74 |
| Sc | 14.5 | 23.7 | 14.0 | 18.4 | 21.3 | 15.3 | 17.9 | 24.4 |
| V | 144 | 185 | 122 | 187 | 181 | 148 | 172 | 221 |
| Cr | 79.3 | 239.5 | 23.4 | 50.6 | 220.6 | 39.6 | 46.9 | 62.4 |
| Co | 20.8 | 29.1 | 16.9 | 22.0 | 28.9 | 19.9 | 23.0 | 27.8 |
| Ni | 63.0 | 86.9 | 16.9 | 43.5 | 100.6 | 19.5 | 39.5 | 16.5 |
| Cu | 28.1 | 42.1 | 17.9 | 35.5 | 38.1 | 20.7 | 33.9 | 21.8 |
| Zn | 71.5 | 78.9 | 81.4 | 86.8 | 78.7 | 82.3 | 86.0 | 74.7 |
| Ga | 21.0 | 18.5 | 19.7 | 20.6 | 18.2 | 20.6 | 23.0 | 20.7 |
| Rb | 50.7 | 18.2 | 48.1 | 26.7 | 20.7 | 24.9 | 29.2 | 8.9 |
| Sr | 1695 | 554 | 761 | 653 | 515 | 1177 | 1642 | 910 |
| Y | 14.2 | 19.4 | 22.3 | 19.0 | 17.7 | 22.0 | 24.4 | 29.4 |
| Zr | 249 | 138 | 174 | 139 | 107 | 153 | 187 | 78 |
| Nb | 4.24 | 6.15 | 15.27 | 5.27 | 4.22 | 10.56 | 4.27 | 2.42 |
| Mo | 0.41 | 0.67 | 1.36 | 0.68 | 0.57 | 0.88 | 0.48 | 0.61 |
| Sn | 1.04 | 0.82 | 1.03 | 0.84 | 0.82 | 0.81 | 0.95 | 0.59 |
| Sb | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.11 | 0.10 | 0.05 | 0.05 | 0.08 |
| Cs | 2.58 | 17.66 | 0.30 | 0.51 | 1.70 | 0.24 | 0.22 | 0.15 |
| Ba | 520 | 537 | 880 | 593 | 426 | 548 | 501 | 319 |
| La | 32.23 | 17.48 | 31.12 | 16.87 | 12.09 | 26.19 | 28.84 | 12.47 |
| Ce | 72.3 | 36.8 | 58.3 | 35.5 | 27.5 | 46.4 | 61.9 | 23.3 |
| Pr | 9.39 | 4.80 | 7.03 | 4.92 | 3.72 | 6.58 | 8.49 | 3.39 |
| Nd | 35.49 | 19.76 | 26.51 | 20.72 | 16.37 | 25.74 | 33.50 | 15.20 |
| Sm | 6.08 | 4.28 | 5.13 | 4.64 | 3.89 | 4.88 | 6.01 | 3.55 |
| Eu | 1.81 | 1.31 | 1.58 | 1.46 | 1.23 | 1.55 | 1.83 | 1.27 |
| Gd | 4.63 | 4.03 | 4.61 | 4.25 | 3.83 | 4.45 | 5.16 | 4.06 |
| Tb | 0.59 | 0.59 | 0.66 | 0.61 | 0.57 | 0.63 | 0.69 | 0.62 |
| Dy | 2.77 | 3.49 | 3.77 | 3.45 | 3.38 | 3.56 | 3.76 | 3.98 |
| Ho | 0.50 | 0.69 | 0.74 | 0.66 | 0.66 | 0.71 | 0.75 | 0.89 |
| Er | 1.28 | 1.87 | 2.02 | 1.79 | 1.78 | 1.93 | 2.06 | 2.52 |
| Yb | 1.05 | 1.75 | 1.85 | 1.64 | 1.65 | 1.77 | 1.81 | 2.29 |
| Lu | 0.16 | 0.26 | 0.28 | 0.23 | 0.25 | 0.26 | 0.27 | 0.36 |
| Hf | 6.19 | 3.18 | 3.85 | 3.22 | 2.72 | 3.63 | 4.85 | 2.13 |
| Ta | 0.25 | 0.38 | 0.90 | 0.33 | 0.27 | 0.64 | 0.26 | 0.21 |
| W | 0.14 | 0.22 | 0.29 | 0.20 | 0.14 | 0.21 | 0.13 | 0.11 |
| Tl | 0.16 | 0.28 | 0.21 | 0.11 | 0.10 | 0.13 | 0.19 | 0.04 |
| Pb | 4.73 | 5.90 | 6.75 | 7.66 | 5.34 | 4.92 | 4.49 | 3.41 |
| Th | 3.14 | 2.22 | 3.05 | 2.55 | 1.67 | 2.27 | 2.40 | 0.99 |
| U | 1.29 | 0.79 | 1.04 | 0.82 | 0.62 | 0.78 | 0.84 | 0.33 |

| Muestra | SMB-17 | SMB-32 | SMB-48 | SMB-09 | SMB-13 | SMB-01 | SMB-37 | SMB-06 |
|--------------------------------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Tipo de roca | AB | AB | B | A | B | AB | AB | AB |
| Edad (Ma) | M _m | 11.76 | 11.10 | 11.00 | 10.99 (b) | 10.96 (a) | 10.55 | 10.45 |
| Long W | -103.3781 | -102.8952 | -103.7959 | -103.2971 | -103.4832 | -102.7914 | -103.4030 | -103.1923 |
| Lat N | 21.8745 | 20.9782 | 21.1856 | 21.2501 | 21.2135 | 21.3416 | 21.1238 | 21.1587 |
| Grupo | M _m | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} |
| Elementos mayores (% en peso) | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 55.59 | 53.77 | 50.96 | 58.56 | 50.23 | 51.64 | 53.00 | 54.75 |
| TiO ₂ | 1.07 | 1.28 | 1.09 | 0.91 | 1.49 | 1.13 | 0.91 | 1.11 |
| Al ₂ O ₃ | 18.77 | 17.12 | 17.18 | 17.32 | 16.69 | 16.95 | 17.39 | 17.43 |
| Fe ₂ O ₃ tot | 7.61 | 8.67 | 10.12 | 6.78 | 10.95 | 9.66 | 8.14 | 8.78 |
| MnO | 0.13 | 0.14 | 0.17 | 0.13 | 0.18 | 0.16 | 0.13 | 0.14 |
| MgO | 3.93 | 5.03 | 5.15 | 3.19 | 6.17 | 5.41 | 6.18 | 4.76 |
| CaO | 7.49 | 7.54 | 9.95 | 6.73 | 10.03 | 9.98 | 9.35 | 7.68 |
| Na ₂ O | 3.46 | 3.87 | 2.85 | 3.21 | 3.04 | 2.74 | 3.24 | 3.21 |
| K ₂ O | 1.63 | 1.11 | 1.61 | 2.23 | 0.56 | 1.11 | 1.14 | 1.61 |
| P ₂ O ₅ | 0.29 | 0.47 | 0.30 | 0.34 | 0.21 | 0.97 | 0.23 | 0.31 |
| PxC | 0.18 | 0.93 | 0.53 | 0.51 | 0.23 | 0.97 | 0.25 | 0.33 |
| Suma | 100.15 | 99.93 | 99.91 | 99.90 | 99.80 | 100.72 | 99.96 | 100.11 |
| Elementos traza (ppm) | | | | | | | | |
| Li | 7.89 | 23.38 | 9.04 | 6.84 | 9.68 | 11.75 | 9.16 | 12.50 |
| Be | 1.44 | 1.51 | 1.14 | 1.68 | 1.14 | 0.87 | 1.10 | 1.28 |
| Sc | 16.0 | 18.3 | 28.8 | 14.4 | 32.0 | 29.5 | 23.5 | 20.3 |
| V | 158 | 177 | 254 | 145 | 229 | 244 | 204 | 180 |
| Cr | 42.5 | 120.3 | 86.5 | 12.3 | 242.4 | 144.9 | 114.8 | 96.8 |
| Co | 21.0 | 26.1 | 28.7 | 18.6 | 42.5 | 31.3 | 30.0 | 25.9 |
| Ni | 21.0 | 61.8 | 28.3 | 15.7 | 105.5 | 42.3 | 61.5 | 40.4 |
| Cu | 32.5 | 37.3 | 35.9 | 20.4 | 55.3 | 27.5 | 42.2 | 38.7 |
| Zn | 87.8 | 89.2 | 100.6 | 74.4 | 78.5 | 83.9 | 77.6 | 90.9 |
| Ga | 21.8 | 19.7 | 20.7 | 20.7 | 18.0 | 19.0 | 19.5 | 20.2 |
| Rb | 27.8 | 31.5 | 33.3 | 38.7 | 10.2 | 15.6 | 18.9 | 26.4 |
| Sr | 1268 | 685 | 1074 | 1190 | 368 | 712 | 1055 | 660 |
| Y | 19.8 | 23.9 | 22.7 | 22.3 | 73.6 | 19.4 | 20.1 | 19.2 |
| Zr | 151 | 181 | 142 | 185 | 143 | 96 | 127 | 140 |
| Nb | 9.95 | 7.90 | 3.49 | 7.07 | 2.84 | 6.01 | 4.29 | 5.95 |
| Mo | 0.91 | 0.86 | 0.94 | 0.78 | 0.33 | 0.77 | 0.70 | 0.88 |
| Sn | 0.81 | 1.14 | 0.95 | 0.99 | 1.11 | 0.70 | 0.87 | 0.96 |
| Sb | 0.06 | 0.12 | 0.66 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.09 |
| Cs | 0.29 | 4.16 | 0.20 | 0.58 | 0.04 | 0.40 | 1.14 | 1.31 |
| Ba | 560 | 640 | 593 | 630 | 274 | 436 | 391 | 630 |
| La | 24.62 | 21.84 | 26.60 | 33.79 | 36.89 | 13.08 | 17.60 | 18.51 |
| Ce | 49.0 | 47.9 | 54.0 | 65.8 | 24.7 | 29.2 | 37.7 | 40.7 |
| Pr | 6.35 | 6.50 | 7.57 | 8.98 | 7.09 | 3.90 | 5.18 | 5.41 |
| Nd | 24.93 | 26.83 | 30.57 | 35.03 | 31.45 | 16.80 | 21.26 | 22.62 |
| Sm | 4.77 | 5.81 | 6.21 | 6.62 | 7.25 | 3.83 | 4.40 | 4.92 |
| Eu | 1.56 | 1.70 | 1.77 | 1.77 | 2.06 | 1.35 | 1.31 | 1.49 |
| Gd | 4.35 | 5.23 | 5.37 | 5.61 | 9.49 | 3.79 | 4.08 | 4.56 |
| Tb | 0.61 | 0.75 | 0.74 | 0.78 | 1.42 | 0.57 | 0.59 | 0.65 |
| Dy | 3.50 | 4.32 | 4.12 | 4.26 | 9.16 | 3.43 | 3.44 | 3.65 |
| Ho | 0.70 | 0.81 | 0.80 | 0.81 | 1.97 | 0.69 | 0.68 | 0.70 |
| Er | 1.89 | 2.21 | 2.19 | 2.18 | 5.47 | 1.88 | 1.90 | 1.86 |
| Yb | 1.75 | 2.01 | 2.00 | 2.00 | 4.55 | 1.78 | 1.76 | 1.69 |
| Lu | 0.26 | 0.29 | 0.30 | 0.29 | 0.69 | 0.27 | 0.26 | 0.25 |
| Hf | 3.70 | 3.97 | 3.79 | 4.75 | 3.37 | 2.30 | 3.25 | 3.24 |
| Ta | 0.67 | 0.49 | 0.24 | 0.46 | 0.22 | 0.37 | 0.28 | 0.35 |
| W | 0.22 | 0.24 | 0.17 | 0.21 | 0.12 | 0.18 | 2.06 | 0.20 |
| Tl | 0.13 | 0.66 | 0.14 | 0.31 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.11 |
| Pb | 5.23 | 7.98 | 6.24 | 6.52 | 1.56 | 2.81 | 4.77 | 7.33 |
| Th | 2.35 | 2.40 | 4.80 | 3.63 | 0.71 | 1.30 | 1.77 | 1.86 |
| U | 0.79 | 0.85 | 1.25 | 1.17 | 0.18 | 0.37 | 0.58 | 0.72 |

| Muestra | SMB-02 | SMB-03A | SMB-03B | SMB-31 | SMB-38 |
|--------------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Tipo de roca | AB | AB | AB | B | B |
| Edad (Ma) | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} |
| Long W | -102.8577 | -102.8132 | -102.8132 | -102.8720 | -103.3437 |
| Lat N | 21.3201 | 21.4783 | 21.4783 | 20.9728 | 20.9958 |
| Grupo | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} | M _{ta} |
| Elementos mayores (% en peso) | | | | | |
| SiO ₂ | 51.71 | 56.72 | 56.48 | 50.99 | 50.89 |
| TiO ₂ | 1.09 | 0.95 | 0.92 | 1.07 | 1.30 |
| Al ₂ O ₃ | 16.93 | 17.34 | 17.35 | 17.01 | 17.70 |
| Fe ₂ O ₃ tot | 9.64 | 7.06 | 7.26 | 9.57 | 9.56 |
| MnO | 0.16 | 0.12 | 0.12 | 0.16 | 0.14 |
| MgO | 6.27 | 4.37 | 4.81 | 6.79 | 6.42 |
| CaO | 9.48 | 7.55 | 7.61 | 9.74 | 8.72 |
| Na ₂ O | 2.72 | 3.24 | 3.13 | 3.09 | 3.50 |
| K ₂ O | 0.94 | 1.73 | 1.62 | 0.94 | 1.02 |
| P ₂ O ₅ | 0.28 | 0.31 | 0.30 | 0.22 | 0.29 |
| PxC | 0.58 | 0.73 | 0.56 | 0.19 | 0.51 |
| Suma | 99.80 | 100.11 | 100.16 | 99.76 | 100.06 |
| Elementos traza (ppm) | | | | | |
| Li | 10.15 | 10.25 | 10.58 | 11.30 | 8.83 |
| Be | 0.87 | 1.25 | 1.30 | 1.13 | 1.32 |
| Sc | 30.2 | 16.9 | 19.1 | 26.7 | 22.9 |
| V | 235 | 146 | 152 | 238 | 231 |
| Cr | 226.4 | 120.0 | 122.2 | 177.5 | 129.2 |
| Co | 34.3 | 20.1 | 22.1 | 38.0 | 35.3 |
| Ni | 47.5 | 66.4 | 53.6 | 57.1 | 80.4 |
| Cu | 26.9 | 29.3 | 31.0 | 28.5 | 46.3 |
| Zn | 81.7 | 71.5 | 77.0 | 83.6 | 85.1 |
| Ga | 19.0 | 19.1 | 19.7 | 19.3 | 20.0 |
| Rb | 15.1 | 31.8 | 28.1 | 17.0 | 14.9 |
| Sr | 706 | 1032 | 986 | 561 | 656 |
| Y | 19.9 | 16.4 | 28.2 | 22.7 | 28.4 |
| Zr | 91 | 147 | 136 | 121 | 137 |
| Nb | 6.99 | 6.29 | 6.15 | 6.56 | 6.59 |
| Mo | 0.74 | 0.80 | 0.80 | 0.98 | 0.59 |
| Sn | 0.70 | 0.85 | 0.78 | 1.01 | 1.00 |
| Sb | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.08 | 0.08 |
| Cs | 0.23 | 0.53 | 0.50 | 0.66 | 0.33 |
| Ba | 356 | 604 | 621 | 336 | 382 |
| La | 12.85 | 22.82 | 32.46 | 13.74 | 17.75 |
| Ce | 27.6 | 48.8 | 48.5 | 30.2 | 32.4 |
| Pr | 3.79 | 6.29 | 7.85 | 4.03 | 5.38 |
| Nd | 16.34 | 24.60 | 30.43 | 17.32 | 23.51 |
| Sm | 3.74 | 4.71 | 5.87 | 4.08 | 5.55 |
| Eu | 1.29 | 1.44 | 1.53 | 1.26 | 1.64 |
| Gd | 3.75 | 4.04 | 5.53 | 4.08 | 5.49 |
| Tb | 0.56 | 0.56 | 0.80 | 0.63 | 0.82 |
| Dy | 3.42 | 3.14 | 4.64 | 3.94 | 4.96 |
| Ho | 0.69 | 0.61 | 0.92 | 0.79 | 0.97 |
| Er | 1.87 | 1.64 | 2.52 | 2.20 | 2.67 |
| Yb | 1.76 | 1.52 | 2.28 | 2.11 | 2.47 |
| Lu | 0.27 | 0.23 | 0.33 | 0.31 | 0.36 |
| Hf | 2.18 | 3.66 | 3.28 | 2.81 | 3.10 |
| Ta | 0.43 | 0.38 | 0.36 | 0.43 | 0.42 |
| W | 0.15 | 0.21 | 0.20 | 0.25 | 0.17 |
| Tl | 0.06 | 0.13 | 0.15 | 0.04 | 0.08 |
| Pb | 2.58 | 5.34 | 5.02 | 5.67 | 6.37 |
| Th | 1.36 | 2.45 | 2.12 | 1.60 | 2.08 |
| U | 0.37 | 0.78 | 0.66 | 0.59 | 0.81 |

| | |
|---|------------------------------------|
|  | Oligoceno tardío- Mioceno temprano |
|  | Mioceno medio |
|  | Mioceno tardío |

NOTAS:

A: Andesita;
 AB: andesita basáltica;
 B: basalto;
 TA: traquiandesita;
 TAB: traquiandesita basáltica.

a: Nieto-Obregón et al. (1981);
 b: Moore et al. (1994);
 c: Rossotti et al. (2002)

Mte: Oligoceno tardío a Mioceno temprano;

Mm: Mioceno medio.;

Mta: Mioceno tardío.

PxC: pérdida por calcinación.

Anexo 2

Fechamientos Ar-Ar

Datos analíticos de los fechamientos isotópicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, los cuales se presentan de mayor a menor edad.

Oligoceno tardío-Mioceno temprano

SMB 04 Lava basáltica al N de Tlachichila

Long W Lat N Altitud (m)
-102.8173 21.6014 2469.3

Experimento por pasos en la muestra de matriz

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|--|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.2 | 2.662 | 0.62 | 1.43 | 2.08 | -6.84 | 9.97 | a ‡ | | -1.57 | 290.93 | 2.201 |
| 0.6 | 22.487 | 5.21 | 5.37 | 0.49 | 25.41 | 2.31 | b | | 42.76 | 516.27 | 2.811 |
| 1.2 | 64.725 | 14.99 | 5.57 | 0.08 | 26.36 | 0.38 | c | | 89.75 | 2882.37 | 3.077 |
| 1.8 | 96.525 | 22.38 | 5.53 | 0.05 | 26.16 | 0.23 | d | | 99.15 | 34637.97 | 1.871 |
| 2.4 | 64.183 | 14.88 | 5.43 | 0.06 | 25.69 | 0.27 | e | | 54.08 | 3467.90 | 1.426 |
| 3.0 | 75.441 | 17.49 | 5.41 | 0.05 | 25.60 | 0.24 | f | | 98.56 | 20474.98 | 1.906 |
| 6.0 | 86.474 | 20.03 | 5.45 | 0.06 | 25.79 | 0.27 | g | | 97.40 | 11373.94 | 3.153 |
| 10.0 | 19.005 | 4.40 | 4.59 | 0.24 | 21.74 | 1.14 | h ‡ | | 87.19 | 2306.67 | 3.031 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 431.0 | 5.39 | 0.04 | 25.51 | 0.22 | 82.77 | 1715.38 | 2.35 |

CIC 89 RII $J = 0.002643 \pm 0.000009$

Edad Preferida $t_p = 25.90 \pm 0.15$ Ma

La meseta comprende las fracciones de b a g, que representa 94.98% de ^{39}Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD = 1.0
 $t_c = 25.84 \pm 0.17$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 308 \pm 22$, MSWD = 1.2 para $n = 6$

‡ Fracciones ignoradas para la edad de isócrona.

SMB 24 Lava basáltica, Al S de Chimatitlán

Long W Lat N Altitud (m)
 -103.7808 21.7740 902.0

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad en Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|-----------------------|-------------------------------------|-----------|---------------|-----------|---|-------------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 4.156 | 1.16 | -4.35 | 4.35 | -19.80 | 19.91 | a | -3.95 | 284.28 | 3.658 |
| 1.00 | 6.160 | 1.71 | 1.65 | 1.34 | 7.45 | 6.03 | b | 5.82 | 313.77 | 3.331 |
| 1.50 | 14.686 | 4.09 | 2.97 | 2.97 | 13.37 | 13.36 | c | 23.98 | 388.72 | 3.549 |
| 2.00 | 21.422 | 5.96 | 5.03 | 0.37 | 22.63 | 1.65 | d | 47.81 | 566.24 | 4.055 |
| 3.00 | 122.232 | 34.04 | 4.52 | 0.10 | 20.35 | 0.43 | e | 57.45 | 694.49 | 2.753 |
| 4.00 | 95.138 | 26.50 | 4.86 | 0.07 | 21.86 | 0.30 | f | 88.38 | 2542.30 | 2.171 |
| 7.00 | 95.496 | 26.54 | 4.91 | 0.10 | 22.07 | 0.43 | g | 90.38 | 3071.59 | 5.691 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 358.5 | 4.53 | 0.15 | 20.38 | 0.66 | 53.46 | 634.96 | 3.509 |

CIC 89 B00 J = 0.002508 ± 0.000010

Edad preferida $W_m = 21.55 \pm 0.50$ Ma

La media ponderada comprende fracciones de e a g representando el 87.08% of ^{39}Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD = 5

$t_c = 22.12 \pm 0.36$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 268 \pm 12$, MSWD = 1.6 para n = 5

$t_c = 21.53 \pm 1.28$ Ma; forzada $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, MSWD = 4 para n = 5

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona

SMB 27 Lava basáltica, Carr. Bolaños-Huejuquilla, después de cruzar el río

Long W Lat N Altitud (m)
-103.7800 21.8529 947.1

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|---|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 2.929 | 0.91 | 2.29 | 1.79 | 10.33 | 8.06 | a | 9.05 | 324.89 | 4.078 |
| 0.80 | 4.040 | 1.25 | 1.38 | 1.85 | 6.22 | 8.32 | b | 4.24 | 308.60 | 3.582 |
| 1.20 | 8.631 | 2.68 | 4.19 | 0.72 | 18.87 | 3.20 | c | 28.15 | 411.27 | 2.373 |
| 1.60 | 21.078 | 6.55 | 4.40 | 0.26 | 19.81 | 1.15 | d | 47.36 | 561.33 | 2.612 |
| 2.00 | 38.775 | 12.05 | 4.75 | 0.19 | 21.36 | 0.86 | e | 52.30 | 619.55 | 2.020 |
| 3.00 | 119.881 | 37.26 | 4.78 | 0.11 | 21.51 | 0.47 | f | 66.38 | 879.06 | 2.114 |
| 8.00 | 126.704 | 39.29 | 4.83 | 0.07 | 21.73 | 0.29 | g | 81.86 | 1629.41 | 5.740 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 321.3 | 4.69 | 0.07 | 21.11 | 0.33 | 60.59 | 749.83 | 3.603 |

CIC 89 B00 J = 0.002508 ± 0.000010

Edad preferida $t_p = 21.64 \pm 0.27$ Ma

La media ponderada comprende las fracciones de la e a la g, representando 88.60% de ^{39}Ar liberado en 3 fracciones consecutivos, MSWD = 0.13

$t_c = 22.21 \pm 0.33$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 272 \pm 8$, MSWD = 0.44 para n = 7

‡ Fracciones ignoradas en el diagrama de isócrona

Mioceno medio-tardío

SMB 21 Lava basáltica, Camino hacia Hacienda Borrotes (Villa Guerrero a Bolaños)

Long W Lat N Altitud (m)
-103.7240 21.8618 1311.1

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 35.633 | 4.15 | 1.08 | 0.24 | 4.88 | 1.10 | a | 19.49 | 367.04 | 0.377 |
| 1.00 | 83.212 | 9.68 | 2.15 | 0.12 | 9.70 | 0.54 | b | 43.22 | 520.43 | 0.272 |
| 1.50 | 88.331 | 10.28 | 2.64 | 0.07 | 11.89 | 0.29 | c | 51.15 | 604.96 | 0.350 |
| 2.00 | 84.258 | 9.80 | 3.37 | 0.09 | 15.17 | 0.40 | d † | 63.38 | 806.90 | 0.520 |
| 3.00 | 159.175 | 18.52 | 3.27 | 0.07 | 14.71 | 0.31 | e † | 60.68 | 751.56 | 0.659 |
| 5.00 | 230.836 | 26.84 | 3.27 | 0.07 | 14.75 | 0.31 | f † | 60.52 | 748.54 | 1.188 |
| 7.00 | 178.415 | 20.73 | 3.77 | 0.09 | 16.97 | 0.39 | g | 65.64 | 860.11 | 2.196 |
| 0.50 | 34.949 | 5.44 | 1.17 | 0.24 | 5.28 | 1.10 | h | 22.05 | 379.10 | 0.368 |
| 1.00 | 64.833 | 10.09 | 2.02 | 0.11 | 9.13 | 0.48 | i | 42.20 | 511.22 | 0.273 |
| 1.60 | 67.227 | 10.46 | 3.11 | 0.14 | 14.02 | 0.62 | j | 60.67 | 751.36 | 0.298 |
| 2.20 | 71.390 | 11.10 | 3.47 | 0.10 | 15.63 | 0.43 | k † | 64.07 | 822.48 | 0.583 |
| 3.00 | 83.983 | 13.06 | 3.72 | 0.08 | 16.75 | 0.37 | l | 66.41 | 879.71 | 0.733 |
| 4.00 | 54.060 | 8.41 | 3.87 | 0.14 | 17.41 | 0.63 | m | 70.34 | 996.14 | 0.958 |
| 5.50 | 151.695 | 23.58 | 3.33 | 0.05 | 14.98 | 0.25 | n † | 61.85 | 774.57 | 1.473 |
| 7.00 | 115.032 | 17.86 | 4.11 | 0.08 | 18.50 | 0.37 | o | 70.90 | 1015.37 | 3.033 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|---|
| 859.30 | 3.12 | 0.04 | 14.05 | 0.19 | 57.75 | 699.39 | 1.03 |
| 642.70 | 3.31 | 0.04 | 14.90 | 0.19 | 61.18 | 761.16 | 1.21 |

CIC 89 B00 $J = 0.002508 \pm 0.000010$

Edad preferida $t_p = 14.85 \pm 0.20$ Ma

La media ponderada comprende las fracciones de d a f, representando el 55.16% de ^{39}Ar liberado en 3 fracciones consecutivas, MSWD = 0.47

$t_c = 17.95 \pm 5.20$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 200 \pm 167$, MSWD = 1.3 para $n = 5$

$t_c = 14.97 \pm 0.43$ Ma; forzadas $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, MSWD = 1.3 para $n = 5$

† Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona.

SMB 25 Lava basáltica, Camino a la mina Rosario

Long W Lat N Altitud (m)
 -103.8518 21.6711 1010.4

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 7.250 | 1.02 | -23.78 | 2.85 | -117.10 | 14.49 | a ‡ | -17.50 | 251.49 | 1.085 |
| 1.00 | 18.196 | 2.56 | -1.11 | 0.79 | -5.30 | 3.78 | b ‡ | -3.28 | 286.10 | 1.714 |
| 1.60 | 63.673 | 8.97 | 2.79 | 0.21 | 13.27 | 1.01 | c ‡ | 34.73 | 452.75 | 1.774 |
| 2.20 | 76.739 | 10.81 | 3.19 | 0.09 | 15.14 | 0.44 | d | 77.53 | 1315.26 | 1.323 |
| 3.20 | 131.124 | 18.47 | 3.04 | 0.03 | 14.44 | 0.16 | e | 93.99 | 4913.43 | 0.909 |
| 4.20 | 137.113 | 19.32 | 2.91 | 0.03 | 13.83 | 0.13 | f | 99.24 | 38893.81 | 0.631 |
| 5.50 | 140.072 | 19.74 | 2.91 | 0.03 | 13.80 | 0.15 | g | 99.16 | 35253.38 | 0.627 |
| 9.00 | 135.673 | 19.10 | 2.79 | 0.04 | 13.27 | 0.18 | h | 96.25 | 7870.70 | 1.836 |
| 1.00 | 37.716 | 4.28 | -6.01 | 0.92 | -28.91 | 4.44 | i ‡ | -11.52 | 264.98 | 1.986 |
| 1.50 | 47.435 | 5.39 | 2.73 | 0.13 | 12.97 | 0.63 | j ‡ | 40.68 | 498.13 | 1.751 |
| 2.20 | 95.384 | 10.84 | 3.12 | 0.08 | 14.82 | 0.36 | k | 72.85 | 1088.35 | 1.491 |
| 3.20 | 145.153 | 16.50 | 3.01 | 0.04 | 14.30 | 0.19 | l | 87.15 | 2299.82 | 1.097 |
| 4.20 | 177.126 | 20.13 | 2.97 | 0.02 | 14.09 | 0.11 | m | 98.39 | 18334.71 | 0.722 |
| 5.50 | 201.364 | 22.89 | 2.92 | 0.02 | 13.85 | 0.10 | n | 97.62 | 12434.91 | 0.633 |
| 10.00 | 175.885 | 19.97 | 2.88 | 0.04 | 13.68 | 0.19 | o | 95.72 | 6905.66 | 2.151 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 709.3 | 2.56 | 0.05 | 12.14 | 0.24 | 44.70 | 534.31 | 1.121 |
| 879.4 | 2.56 | 0.05 | 12.18 | 0.23 | 46.42 | 551.47 | 1.242 |

CIC 89 RII $J = 0.002643 \pm 0.000009$

$W_m = 14.02 \pm 0.12$ Ma; La media ponderada comprende las fracciones de k a representando 90.33% de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD = 3.3

Edad preferida $t_c = 13.78 \pm 0.12$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 380 \pm 30$, MSWD = 2.4 for n = 10

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona.

SMB 05 Lava basáltica, corte de la carretera que baja a Jalpa

Long W Lat N Altitud (m)
 -102.8672 21.6103 2398.6

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | F ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1 σ | Edad Ma | 1 σ | | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|------------|---------|------------|---|---|----------------------|---------------------------------|---|
| 0.30 | 26.900 | 4.40 | 0.87 | 0.35 | 4.00 | 1.62 | a | ‡ | 6.07 | 314.58 | 0.283 |
| 0.70 | 72.287 | 11.83 | 2.70 | 0.13 | 12.32 | 0.58 | b | ‡ | 34.35 | 450.12 | 0.637 |
| 1.20 | 95.544 | 15.63 | 2.99 | 0.08 | 13.64 | 0.37 | c | | 68.49 | 937.81 | 1.023 |
| 1.80 | 113.293 | 18.54 | 3.02 | 0.05 | 13.76 | 0.24 | d | | 79.61 | 1449.25 | 1.085 |
| 2.40 | 117.888 | 19.29 | 3.08 | 0.06 | 14.03 | 0.26 | e | | 89.50 | 2814.95 | 1.274 |
| 3.00 | 74.642 | 12.21 | 2.87 | 0.06 | 13.09 | 0.28 | f | | 89.56 | 2831.36 | 1.592 |
| 6.00 | 110.745 | 18.10 | 2.88 | 0.06 | 13.14 | 0.29 | g | | 86.76 | 2232.22 | 3.040 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1 σ | Edad Ma | 1 σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|------------|---------|------------|----------------------|---------------------------------|---|
| 610.7 | 2.85 | 0.04 | 13.00 | 0.17 | 61.89 | 775.31 | 1.439 |

CIC 89 RII J = 0.002537 ± 0.00005

$W_m = 13.55 \pm 0.19$ Ma; la media ponderada comprende las fracciones de c a g, representando un 83.77% de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD = 2.4

Edad preferida $t_c = 13.27 \pm 0.45$ Ma; ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i = 327 ± 43, MSWD = 2.5 for n = 5

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona.

SMB 20 Lava basáltica, Al S de Totatiche (carr Totatiche-Atolinga)

Long W Lat N Altitud (m)
-103.4438 21.9110 1928.2

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 15.415 | 1.98 | 0.05 | 1.00 | 0.24 | 4.76 | a ‡ | 0.17 | 296.00 | 0.937 |
| 1.00 | 45.380 | 5.82 | 2.45 | 0.26 | 11.64 | 1.24 | b ‡ | 32.88 | 440.23 | 1.665 |
| 1.60 | 84.950 | 10.90 | 2.99 | 0.07 | 14.19 | 0.31 | c | 78.56 | 1378.42 | 1.392 |
| 2.20 | 99.665 | 12.79 | 2.81 | 0.06 | 13.33 | 0.29 | d | 85.63 | 2055.73 | 1.198 |
| 3.20 | 186.205 | 23.89 | 2.81 | 0.04 | 13.33 | 0.17 | e | 94.70 | 5572.14 | 0.900 |
| 4.20 | 139.179 | 17.86 | 2.81 | 0.03 | 13.32 | 0.14 | f | 98.59 | 20920.42 | 0.802 |
| 5.50 | 85.277 | 10.94 | 2.74 | 0.06 | 13.00 | 0.30 | g | 91.01 | 3288.47 | 1.210 |
| 9.00 | 123.536 | 15.83 | 2.69 | 0.07 | 12.77 | 0.33 | h ‡ | 69.88 | 981.11 | 2.873 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 778.9 | 2.73 | 0.03 | 12.94 | 0.19 | 67.89 | 920.23 | 1.366 |

CIC 89 BO $J = 0.002640 \pm 0.000018$

$t_p = 13.30 \pm 0.14$ Ma; la edad media ponderada comprende de d a g, representando 65.48% de ^{39}Ar liberado en 4 fracciones consecutivas, MSWD = 0.40

Edad preferida $t_c = 13.18 \pm 0.17$ Ma; ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i = 355 ± 30 , MSWD = 1.1 para n = 5

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona

SMB 16 Lava basáltica, Volcán escudo al W de Tlaltenango, cerca de Rincón Grande

Long W Lat N Altitud (m)
-103.3883 21.7530 1922.3

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 49.829 | 3.29 | 2.21 | 0.14 | 10.52 | 0.66 | a | 44.86 | 535.88 | 0.244 |
| 0.90 | 209.233 | 13.80 | 2.38 | 0.04 | 11.29 | 0.20 | b ‡ | 71.55 | 1038.64 | 0.255 |
| 1.50 | 344.330 | 22.71 | 2.50 | 0.02 | 11.85 | 0.08 | c ‡ | 92.21 | 3791.54 | 0.439 |
| 2.20 | 319.309 | 21.06 | 2.62 | 0.02 | 12.44 | 0.11 | d | 96.44 | 8309.43 | 0.693 |
| 3.20 | 321.464 | 21.20 | 2.67 | 0.02 | 12.68 | 0.08 | e | 97.87 | 13858.26 | 0.955 |
| 4.20 | 130.303 | 8.59 | 2.62 | 0.04 | 12.42 | 0.18 | f | 97.44 | 11562.88 | 1.439 |
| 5.50 | 76.320 | 5.03 | 2.55 | 0.04 | 12.11 | 0.21 | g ‡ | 39.70 | 1933.07 | 2.058 |
| 9.00 | 65.505 | 4.32 | 2.40 | 0.07 | 11.38 | 0.34 | h ‡ | 93.85 | 4802.43 | 2.027 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 1515.0 | 2.54 | 0.01 | 12.07 | 0.11 | 89.06 | 2700.03 | 0.806 |

CIC 89 BO $J = 0.002640 \pm 0.000018$

Edad preferida $W_m = 12.55 \pm 0.12$ Ma

La media ponderada comprende las fracciones de la d a la f, lo que representa el 50.85% de ^{39}Ar liberado en 3 fracciones consecutivas, MSWD = 1.7

$t_c = 12.63 \pm 0.12$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 248 \pm 20$, MSWD = 2.4 para $n = 4$

$t_c = 12.57 \pm 1.57$ Ma; forzada a $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, MSWD = 7 para $n = 4$

‡ Fracciones no contempladas para el diagrama de isócrona

SMB 08 Lava basáltica, Camino Moyahua-Mezquital del Oro

Long W Lat N Altitud (m)
 -103.2487 21.2677 1704.6

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|----------------------|---------------------------------|---|
| 0.40 | 3.290 | 0.57 | -19.75 | 3.61 | -92.73 | 17.38 | a ‡ | -12.03 | 263.77 | 2.097 |
| 0.80 | 12.766 | 2.21 | 0.55 | 1.00 | 2.50 | 4.55 | b ‡ | 1.78 | 300.84 | 2.725 |
| 1.20 | 25.000 | 4.32 | 3.57 | 0.28 | 16.28 | 1.27 | c | 42.42 | 513.20 | 2.946 |
| 1.80 | 51.016 | 8.82 | 2.79 | 0.16 | 12.74 | 0.71 | d | 57.29 | 691.96 | 2.365 |
| 2.50 | 73.631 | 12.73 | 2.89 | 0.07 | 13.18 | 0.32 | e | 79.02 | 1408.20 | 1.943 |
| 3.20 | 99.651 | 17.23 | 2.69 | 0.05 | 12.26 | 0.21 | f | 85.93 | 2100.23 | 1.651 |
| 4.00 | 98.452 | 17.02 | 2.75 | 0.04 | 12.52 | 0.20 | g | 95.68 | 6837.95 | 1.394 |
| 5.50 | 109.719 | 18.97 | 2.63 | 0.04 | 12.00 | 0.17 | h | 94.89 | 5779.82 | 1.172 |
| 9.70 | 105.129 | 18.14 | 2.63 | 0.05 | 12.01 | 0.21 | i | 90.68 | 3172.28 | 4.432 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|----------------------|---------------------------------|---|
| 577.8 | 2.58 | 0.04 | 11.75 | 0.20 | 52.02 | 615.86 | 2.203 |

CIC 89 RIII $J = 0.002537 \pm 0.000005$

$W_m = 12.22 \pm 0.14$ Ma; la media ponderada comprende las fracciones de f a i, representando el 71.36% de ^{39}Ar liberado en 4 fracciones consecutivas, MSWD = 1.9

Edad preferida $t_c = 12.02 \pm 0.17$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 350 \pm 20$, MSWD = 1.7 for n = 7

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona

SMB 18 Lava basáltica, Volcán escudo Cerro del Corazón al NW de Tlaltenango

Long W Lat N Altitud (m)
 -103.3850 21.8907 2022.5

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|---|----------------------|---------------------------------|---|
| 0.40 | 0.665 | 0.11 | -0.40 | 4.81 | -1.89 | 22.93 | a | -34.12 | 220.32 | 0.012 |
| 1.00 | 49.571 | 8.23 | 1.99 | 0.25 | 9.45 | 1.20 | b | 23.77 | 387.65 | 1.596 |
| 1.60 | 67.554 | 11.21 | 2.54 | 0.09 | 12.08 | 0.44 | c | 71.74 | 1045.73 | 2.567 |
| 2.20 | 70.704 | 11.74 | 2.54 | 0.08 | 12.05 | 0.40 | d | 79.36 | 1431.73 | 2.277 |
| 3.20 | 102.452 | 17.01 | 2.54 | 0.05 | 12.03 | 0.25 | e | 86.30 | 2157.72 | 1.833 |
| 4.20 | 91.624 | 15.22 | 2.49 | 0.05 | 11.84 | 0.26 | f | 87.31 | 2328.35 | 1.469 |
| 5.50 | 139.306 | 23.14 | 2.56 | 0.06 | 12.13 | 0.27 | g | 86.33 | 2160.93 | 1.481 |
| 8.40 | 80.356 | 13.34 | 2.54 | 0.09 | 12.04 | 0.42 | h | 82.04 | 1645.05 | 2.629 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|---|
| 601.5 | 2.49 | 0.04 | 11.81 | 0.19 | 71.16 | 1024.60 | 1.915 |

CIC 89 B0 $J = 0.002640 \pm 0.000018$

Edad preferida $t_p = 12.02 \pm 0.15$ Ma

La media ponderada comprende las fracciones de la c a la h, representando 91.66% de ^{39}Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD = 0.19

$t_c = 11.90 \pm 0.39$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 311 \pm 45$, MSWD = 0.14 for n = 6

‡ Fracciones no consideradas para el diagrama de isócrona

SMB 14 Lava basáltica, Mesa al este de Teúl (volcán escudo)

Long W Lat N Altitud (m)
 -103.3543 21.4306 2384.0

Experimento por pasos en la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|-----|----------------------|---------------------------------|--|
| 0.40 | 19.546 | 3.04 | 0.73 | 0.65 | 3.48 | 3.09 | a ‡ | 4.99 | 311.04 | 0.560 |
| 1.00 | 69.582 | 10.82 | 1.61 | 0.14 | 7.63 | 0.66 | b ‡ | 26.49 | 402.00 | 0.755 |
| 1.60 | 135.152 | 21.01 | 2.46 | 0.06 | 11.68 | 0.27 | c | 65.11 | 846.83 | 1.321 |
| 2.20 | 96.825 | 15.04 | 2.55 | 0.07 | 12.11 | 0.34 | d | 78.58 | 1379.43 | 2.003 |
| 3.20 | 76.277 | 11.85 | 2.55 | 0.07 | 12.12 | 0.33 | e | 83.93 | 1838.79 | 2.488 |
| 4.20 | 60.906 | 9.46 | 2.54 | 0.08 | 12.05 | 0.38 | f | 82.27 | 1666.77 | 2.609 |
| 5.20 | 56.691 | 8.81 | 2.46 | 0.07 | 11.67 | 0.35 | g | 76.87 | 1277.65 | 2.288 |
| 9.00 | 128.796 | 19.98 | 2.54 | 0.06 | 12.07 | 0.29 | h | 74.97 | 1180.51 | 4.053 |

Resultado integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Age in Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|---------------------------------|--|
| 642.8 | 2.36 | 0.04 | 11.22 | 0.20 | 59.17 | 723.68 | 2.230 |

CIC 89 B0 $J = 0.002640 \pm 0.000018$

Edad preferida $t_p = 11.94 \pm 0.15$ Ma

La media ponderada contempla las fracciones de c a h, lo que representa un 86.15% de ^{39}Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD = 0.45

$t_c = 12.29 \pm 0.36$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 268 \pm 25$, MSWD = 0.3 para $n = 6$

$t_c = 11.93 \pm 0.50$ Ma; forzada a $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$, MSWD = 0.6 para $n = 6$

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona

SMB 52 Basalto, Camino Huajimic-Amatlán de Jora, Nay.

Long W Lat N Altitud (m)
 -104.1783 21.5646 1850.0

Experimento por pasos para la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|---|---|----------------------|---------------------------------|---|
| 0.40 | 7.019 | 1.98 | 2.79 | 0.83 | 16.25 | 4.81 | a | ‡ | 25.40 | 396.10 | 0.830 |
| 0.80 | 19.652 | 5.54 | 1.85 | 0.25 | 10.77 | 1.43 | b | ‡ | 46.25 | 549.81 | 1.915 |
| 1.40 | 43.245 | 12.17 | 1.67 | 0.18 | 9.73 | 1.06 | c | ‡ | 55.17 | 659.23 | 4.274 |
| 2.00 | 47.051 | 13.24 | 1.98 | 0.11 | 11.53 | 0.64 | d | | 77.22 | 1297.01 | 4.934 |
| 3.00 | 54.442 | 15.32 | 2.04 | 0.13 | 11.92 | 0.73 | e | | 86.88 | 2251.99 | 4.816 |
| 4.50 | 65.782 | 18.53 | 2.05 | 0.08 | 11.97 | 0.49 | f | | 87.88 | 2437.30 | 3.695 |
| 7.00 | 67.730 | 19.07 | 2.00 | 0.11 | 11.65 | 0.64 | g | | 76.73 | 1269.71 | 3.651 |
| 9.00 | 50.421 | 14.14 | 2.04 | 0.11 | 11.90 | 0.65 | h | | 72.42 | 1071.44 | 9.889 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|----------------------|---------------------------------|---|
| 354.2 | 1.99 | 0.05 | 11.58 | 0.30 | 70.06 | 986.91 | 4.81 |

CIC 91 BXXX J = 0.003243 ± 0.000008

Edad preferida $t_p = 11.82 \pm 0.27$ Ma

La media ponderada contempla d a h, lo que representa un 80.30% de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD = 0.1

$t_c = 11.98 \pm 0.71$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 278 \pm 68$, MSWD = 0.12 for n = 5

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona

SMB 32 Lava basáltica, Cañón del Río Verde

Long W Lat N Altitud (m)
718820 2321176 1423.0

Experimento por pasos para la muestra de roca total

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|-------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|---|----------------------|---------------------------------|---|
| 0.40 | 33.040 | 7.62 | 1.06 | 0.25 | 4.79 | 1.11 | a | 12.89 | 339.23 | 0.290 |
| 0.70 | 58.203 | 13.42 | 1.84 | 0.13 | 8.29 | 0.56 | b | 25.53 | 396.81 | 0.483 |
| 1.00 | 63.854 | 14.72 | 2.18 | 0.17 | 9.85 | 0.75 | c | 34.53 | 451.39 | 0.779 |
| 1.50 | 81.115 | 18.69 | 2.54 | 0.15 | 11.46 | 0.67 | d | 48.03 | 568.59 | 1.560 |
| 2.00 | 58.923 | 13.58 | 2.66 | 0.10 | 11.98 | 0.43 | e | 55.02 | 656.89 | 1.812 |
| 4.00 | 91.864 | 21.16 | 2.58 | 0.10 | 11.64 | 0.45 | f | 63.91 | 818.68 | 2.479 |
| 8.00 | 47.118 | 10.81 | 2.30 | 0.12 | 10.38 | 0.55 | g | 64.05 | 821.98 | 8.535 |

Resultados integrados

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|----------------------|---------------------------------|---|
| 433.5 | 2.28 | 0.06 | 10.28 | 0.27 | 42.13 | 510.60 | 2.186 |

CIC 89 B00 J = 0.002508 ± 0.000010

Edad preferida $t_p = 11.76 \pm 0.29$ Ma

La media ponderada contempla los pasos de c al g lo cual representa el 53.43 % del ^{39}Ar liberado en 4 fracciones consecutivas , MSWD = 0.40

$t_c = 19.83 \pm 0.08$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 285 \pm 6$, MSWD = 1.36 para n = 19

‡ Fracciones liberadas para el diagrama de isócrona

SMB 48 Basalto porfírico, Volcán escudo Mesa de Guadalupe

Long W Lat N Altitud (m)
 -103.7959 21.1856 1485.0

Experimento por pasos para una muestra de matriz

| Pasos | $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | % ^{39}Ar | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|--------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|---|----------------------|---------------------------------|---|
| 0.50 | 9.578 | 1.35 | -0.73 | 0.71 | -4.30 | 4.15 | a | -3.12 | 286.55 | 1.296 |
| 1.20 | 32.770 | 4.63 | 1.52 | 0.16 | 8.87 | 0.90 | b | 45.72 | 544.43 | 2.376 |
| 1.80 | 50.645 | 7.15 | 1.87 | 0.09 | 10.94 | 0.50 | c | 89.55 | 2828.71 | 3.508 |
| 2.60 | 90.171 | 12.73 | 2.02 | 0.04 | 11.78 | 0.20 | d | 99.60 | 73896.63 | 3.116 |
| 3.60 | 142.491 | 20.12 | 1.91 | 0.03 | 11.15 | 0.15 | e | 97.72 | 12943.94 | 2.170 |
| 5.00 | 152.710 | 21.57 | 1.94 | 0.03 | 11.32 | 0.16 | f | 50.05 | 5372.04 | 1.583 |
| 7.00 | 91.428 | 12.91 | 1.85 | 0.04 | 10.82 | 0.23 | g | 95.54 | 6619.58 | 1.848 |
| 10.50 | 138.572 | 19.54 | 1.86 | 0.05 | 10.84 | 0.28 | h | 88.98 | 2682.50 | 4.026 |

Resultados integrados:

| $^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$ | $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ | 1σ | Edad Ma | 1σ | % $^{40}\text{Ar}^*$ | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ |
|---------------------------------|-------------------------------------|-----------|---------|-----------|----------------------|---------------------------------|---|
| 707.2 | 1.86 | 0.02 | 10.84 | 0.12 | 79.11 | 1414.63 | 2.578 |

CIC 91 BXXX J = 0.003243 ± 0.000008

Edad preferida $W_m = 11.10 \pm 0.12$ Ma

La media ponderada contempla las fracciones e a h, representando 74.14% del ^{39}Ar liberado en 4 fracciones consecutivas, MSWD = 1.4

$t_c = 11.21 \pm 0.22$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 309 \pm 158$, MSWD = 3.6 for n = 6

‡ Fracciones ignoradas para el diagrama de isócrona