



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS, CAMPUS JURIQUELLA

Las implicaciones del proceso de erosión por subducción en la
génesis de las andesitas de arco de la Faja Volcánica Trans
Mexicana occidental

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presenta:

MATTIA PAROLARI

Director de Tesis:

Dr. Arturo Gómez-Tuena
Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla

Miembros del Comité Tutor

Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez (Instituto de Geología, UNAM)
Dr. Peter Schaaf (Instituto de Geofísica, UNAM)

Juriquilla, Qro. Agosto 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	1
AGRADECIMIENTOS	4
RESUMEN	6
ABSTRACT	8
1 INTRODUCCIÓN	9
1.1 Sobre el magmatismo de arco	10
Sobre la construcción de los continentes: el modelo basáltico y el modelo andesítico.....	13
1.2 Los márgenes convergentes	17
Erosión por subducción	18
“Reciclaje” y “retrabajo”: el destino de la corteza continental subducida	20
1.3 Caso de estudio y problemática	23
2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y VOLCANISMO	26
2.1 Generalidades	26
2.2 Erosión por subducción en el margen suroeste de México	33
2.3 El magmatismo reciente de la FVTM-O	36
Volúmenes de producción magmática.....	41
3 METODOLOGÍAS ANALÍTICAS	44
3.1 Muestreo	44
3.2 Pulverización	48
3.3 Análisis de elementos mayores y trazas	49
Pesado de las muestras	49
Digestión en ácidos para análisis de elementos mayores y trazas	49
Análisis ICP-MS	52

3.4	Análisis isotópicos.....	54
	Pesado de las muestras	54
	Digestión en ácidos para isótopos	54
	Separación isotópica.....	54
	Análisis con Multicolector.....	62
4	RESULTADOS	64
4.1	Geoquímica de los sedimentos	64
	Elementos mayores y elementos trazas.....	64
	Isotopía de Sr, Nd, Pb y Hf.....	69
5	DISCUSIÓN	72
5.1	Geoquímica de las andesitas de arco	73
	Elementos mayores.....	73
	Elementos trazas.....	75
	Isotopía	77
	Sobre el origen de las andesitas de la FVTM-O	78
5.2	Identificación y caracterización de los componentes de mezcla	82
	El componente empobrecido.....	82
	El componente cortical.....	84
	Modelo de mezcla isotópica	90
	El componente mantélico	95
5.3	Los mélanges de subducción, el diapirismo y el metasomatismo del manto	97
5.4	Balance de volúmenes.....	101
5.5	Esquema del modelo tectónico – petrogenético	105
6	CONCLUSIONES	108
7	BIBLIOGRAFÍA	112
8	ANEXO – TABLAS	123

A mi hija.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a Conacyt por la ayuda económica que me ha brindado durante los estudios de posgrado y por los fondos otorgados al Dr. Arturo Gómez-Tuena (Proyecto 239494) que permitieron financiar este trabajo.

Un agradecimiento particular a los técnicos de los laboratorios del Centro de Geociencias (CGEO), en específico a Gabriela Hernández Quevedo, Ofelia Pérez-Arvizu y Carlos Ortega por su colaboración durante las análisis de elementos trazas y las mediciones isotópicas, y a Manuel Albarrán Murillo por su apoyo con las preparación de las muestras en el taller de molienda.

Muchas gracias a todo el personal académico y administrativo del CGEO, por su disponibilidad y ayuda que me han brindado durante mi estudios de posgrado.

A mis sinodales, Fernando Ortega-Gutiérrez y Peter Schaaf, y a los miembros de los comités evaluadores de mi examen de pregrado y de grado, Dante Morán-Zenteno, Luca Ferrari, Laura Mori, Teresa Orozco Esquivel y Berengere Mougel. Sus comentarios y sugerencias han ayudado en forma valiosa mi trabajo de tesis.

A mi querido amigo José Guadalupe Cavazos-Tovar, "Lupi", un agradecimiento especial por su compañía, ayuda y apoyo durante los campos, los laboratorios, por las genuinas discusiones científicas, las que no y por las exquisitas cervezas tomadas juntos. Gracias. Y a Carlos Errázuriz-Henao, por las interesantísimas discusiones, por alimentar mi curiosidad con preciosas preguntas e ideas novedosas.

Mil gracias a mis amigos del CGEO, a Rodrigo y Maria, Walter, Iván, Tuty, Fito, Alonso, Paco, Edgar, Camilo, por todas las experiencias compartidas, las fiestas y los abrazos. Gracias amigos.

A los amigos de la Pata, a Iván, Roberto, Oscar, Jared, Costa, Roger, Sergio, Joaquín, Potter, Cofi, y seguramente olvido a alguien. Por las interesantes discusiones hasta la madrugada, las risas, por las fiestas, las chelas y los mezcales. Pero sobretodo gracias por el apoyo que me han brindado desde mi llegada a México. Representan parte de mi familia, mis hermanos.

Un dulce agradecimiento a mi novia, Valeria, por soportarme y aceptar mi “ñoñez”, y escuchar mi aburridos cuentos sobre placas tectónicas y afines, por apoyarme todos los días incondicionalmente.

Un agradecimiento a Italia. A mi familia por haberme permitido lograr mi sueño de vivir gracias a mi pasión por la ciencia y por los importantes valores humanos que me han enseñado y siempre me acompañan cada día de mi vida. A mis amigos del “Bel Paese”: siento no estar tan presente en sus vidas pero los recuerdo siempre con mucho cariño.

Voluntariamente dejé por último el más valioso de mis agradecimientos. Al Dr. Arturo Gómez-Tuena, por todo el apoyo, la confianza, la humanidad que me ha brindado, mucho más allá de lo que comprende las obligaciones de un tutor. Desde el principio, antes de mi llegada a México, el me ha mostrado una disponibilidad fuera de lo común y un sincero interés en empezar este viaje científico juntos. Nunca olvidaré las interminables discusiones científicas, las risas y las emociones compartidas por cada avance logrado. Junto a Lupi y a Carlos hemos formados algo más que un productivo grupo de trabajo: una “manada” de amigos compartiendo una verdadera y descabellada pasión por las ciencias de la Tierra.

RESUMEN

La construcción y la destrucción de la corteza continental ocurren principalmente en los márgenes convergentes mediante el magmatismo de arco y la subducción. Estos dos procesos son íntimamente relacionados, pues se considera que la subducción dispare la producción de magmas en los arcos volcánicos. Por esta razón, el estudio de los procesos tectónicos y magmáticos en los márgenes convergentes proporcionan información importante sobre los modelos de crecimiento de los continentes. En este sentido, cuantificar el equilibrio en las cantidades de producción y destrucción de la corteza continental en los márgenes convergentes es fundamental para reconstruir parte del ciclo geoquímico de la Tierra sólida.

Este trabajo pretende contribuir al tema mediante la integración de datos geoquímicos y volumétricos de la corteza subducida y producida a lo largo del margen convergente mexicano. De esta manera se pretende aportar al entendimiento de la génesis de los magmas de arco de la Faja Volcánica Trans Mexicana occidental (FVTM-O) y examinar las relaciones que existen entre la producción y destrucción de corteza continental en este margen. Para caracterizar geoquímicamente los materiales corticales que están siendo erosionados del antearco, y posteriormente introducidos en la trinchera mesoamericana, se implementó una novedosa metodología de muestreo que consistió en la recolección sistemática de sedimentos fluviales a lo largo de la costa. Al mismo tiempo, se evaluaron los volúmenes de volcanismo y magmatismo reciente de la FVTM-O, junto con las cantidades de corteza perdida mediante la subducción de sedimentos y bloques del continente.

Se observa que los estratovolcanes andesíticos de la FVTM-O, responsables de la producción de gran parte de la corteza continental durante el último millón de años, muestran las mismas tendencias isotópicas que se encuentran en los sedimentos fluviales ubicados a una distancia equivalente a lo largo del margen. Esta semejanza es considerada como una clara evidencia de la reincorporación de estos materiales subducidos en el magmatismo de arco. Específicamente, los modelos de mezcla isotópica indican que aproximadamente un 25% de los magmas andesíticos producidos por los estratovolcanes de la FVTM-O provienen del retrabajo de estos materiales corticales subducidos, un valor mucho mayor de lo que se había estimado anteriormente (<10%).

Los resultados también indican que el volumen de corteza continental subducida ha sido eficazmente compensado por el magmatismo reciente en la FVTM, una evidencia que nos habla de un crecimiento continental nulo durante el último millón años.

ABSTRACT

Arc magmatism and subduction are the main processes that govern respectively the construction and the destruction of continents at convergent margins. Studying the tectonic and magmatic processes that take place at convergent margins provide important hints on how continents evolve. Besides, quantifying the balance between crust production and destruction is key to our understanding of the solid Earth geochemical cycle.

Here we approach this goal by integrating geochemical and volumetric data of the crust produced and destroyed at the Mexican convergent margin. We aim to contribute to the understanding of arc magmas genesis at the western Trans-Mexican Volcanic Belt (W-TMVB) and to explore the relationship between arc magmatism and crust subduction. In order to geochemically characterize the eroded and subducted forearc rocks, we designed a new sampling strategy which consisted of a systematical collection of sediments from the river-mouth basins draining to the coastal plain. At the same time, we evaluated the volume of magmatic productivity of the W-TMVB together with the amount of crust subducted during the last million years.

We observe that the isotopic compositions of andesitic volcanoes mimic the variations found in forearc sediments located at equivalent distances along the continental margin and this is interpreted as strong evidence of the magmatic reworking of the different subducted forearc lithologies. Moreover, our isotopic model indicates that about 25% of the volume of andesitic magmas from the W-TMVB comes from this reworked continental crust, a value which is much higher than previous estimations (<10%).

Our results also show that the volume of the subducted crust has been effectively counterbalanced by recent magmatism at W-TMVB, indicating no net crustal growth, at least over the past million years.

1 INTRODUCCIÓN

En la Tierra existen dos tipos extremos de corteza, oceánica y continental, que se distinguen por su composición química, petrológica y expresión topográfica. Se considera que la corteza oceánica se forma mediante el magmatismo de dorsal oceánica en los márgenes divergentes, por fusión parcial del manto terrestre disparada por un proceso de descompresión adiabática: su composición es basáltica, lo cual nos indica justamente su formación a partir de un manto peridotítico (Hirose y Kushiro, 1993). Por otro lado, se piensa que la corteza continental se genera principalmente por medio del magmatismo de arco, lo cual se desarrolla en los márgenes convergentes y tiene una composición promedio andesítica (Rudnick y Gao, 2003). Esta diferencia composicional, sugiere que el proceso que lleva a la formación de los magmas de arco tiene que ser más complejo de la simple fusión parcial de una peridotita (lo cual generaría solamente basaltos). Sin embargo, el enriquecimiento en elementos incompatibles de la corteza continental es casi perfectamente complementario del empobrecimiento de estos elementos en el manto, lo cual indica que ambos deben de haberse formado desde un reservorio primitivo común (Hofmann, 1988; Rudnick, 1995; Rudnick y Gao, 2003). Esta paradoja aparente hace que, a diferencia de la corteza oceánica, la formación y la evolución de la corteza continental siga siendo un tema ampliamente discutido.

La topografía bimodal que presenta la Tierra refleja justamente estas dos composiciones de la corteza que marcan nuestro planeta. Los continentes, más félsicos y ligeros, se levantan por encima de los océanos, que por su mayor densidad forman grandes depresiones topográficas. La corteza continental, es más gruesa que la corteza oceánica (35-45 km; Pakiser y Robinson, 1966), y se extiende verticalmente desde la superficie terrestre hasta la discontinuidad de *Mohorovičić*, la cual marca la frontera entre corteza terrestre y el manto. Lateralmente, sus límites están representados por las plataformas continentales, donde de forma gradual se alcanza la corteza oceánica, o por márgenes activos, de tipo convergente o conservativo, que marcan en forma abrupta discontinuidades entre las placas.

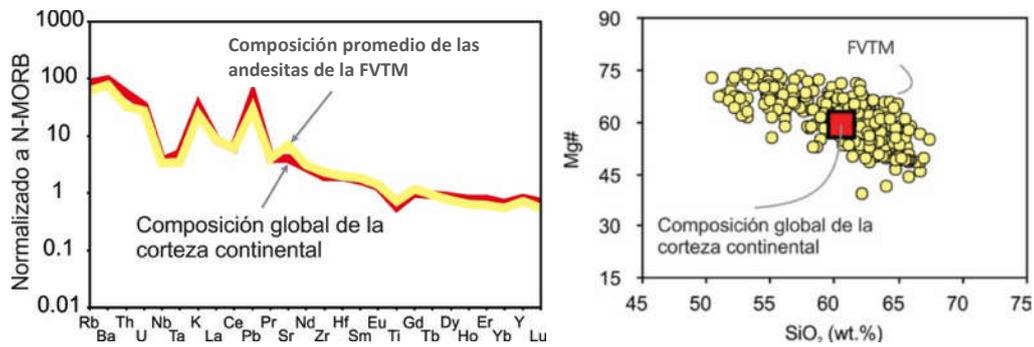


Figura 1-1. Diagrama normalizado de elementos trazas (izquierda) y gráfica de Mg# vs SiO₂ (derecha) para la composición promedio de la corteza continental (Rudnick y Gao, 2003) y los magmas de arco de la FVTM. En ambas figuras se destaca la similitud composicional entre la corteza continental y las andesitas de la FVTM.

Los márgenes convergentes representan, sin lugar a duda, el contexto geológico más adecuado para el estudio de la formación y evolución de la corteza continental. Se considera que a lo largo de la historia del planeta los continentes se han formado principalmente mediante el magmatismo de arco (Rudnick y Fountain, 1995 y referencias citadas), y la principal evidencia de esto reside en la gran semejanza composicional entre los magmas de arco y la corteza continental (figura 1-1; Rudnick y Gao, 2003). Al mismo tiempo, el proceso de subducción que se lleva a cabo en los márgenes convergentes representa el mecanismo principal de destrucción de los continentes, y el vínculo principal para el regreso de los materiales corticales al manto subyacente. Por ende, entender tanto los procesos de producción (magmatismo de arco) como de destrucción (subducción) de corteza continental nos permite reconstruir el ciclo del origen y evolución de los continentes, desde la extracción de magmas del manto, hasta el retorno de los materiales corticales al manto mismo, por medio de las zonas de subducción.

1.1 Sobre el magmatismo de arco

La composición de los magmas de arco se diferencia de forma significativa con respecto a los magmas producidos en otros contextos geológicos, como en las dorsales oceánicas (MORB, *Mid-Ocean Ridge Basalts*) o en los puntos calientes (OIB, *Ocean Island Basalts*). Los magmas de arco se caracterizan por enriquecimientos peculiares en los elementos litófilos de ion grande (LILE *Large-ion Lithophile Elements*) con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE, *High-Field-Strength Elements*) y las tierras raras (REE, *Rare-Earth Elements*).

Debido a la baja afinidad de la mayoría de estos elementos traza por los minerales mantélicos (olivino y piroxenos principalmente), estas composiciones no pueden resultar de una simple fusión parcial del manto, pues este proceso sería incapaz de generar tales fraccionamientos en elementos de compatibilidad semejante (por ejemplo, alto Ba/Nb o Pb/Ce). Por esta razón, si tales enriquecimientos no provienen del manto, esto significa que otro componente tiene que entrar en la génesis del magmatismo de arco, proporcionando selectivamente cantidades adicionales de elementos litófilos y móviles.

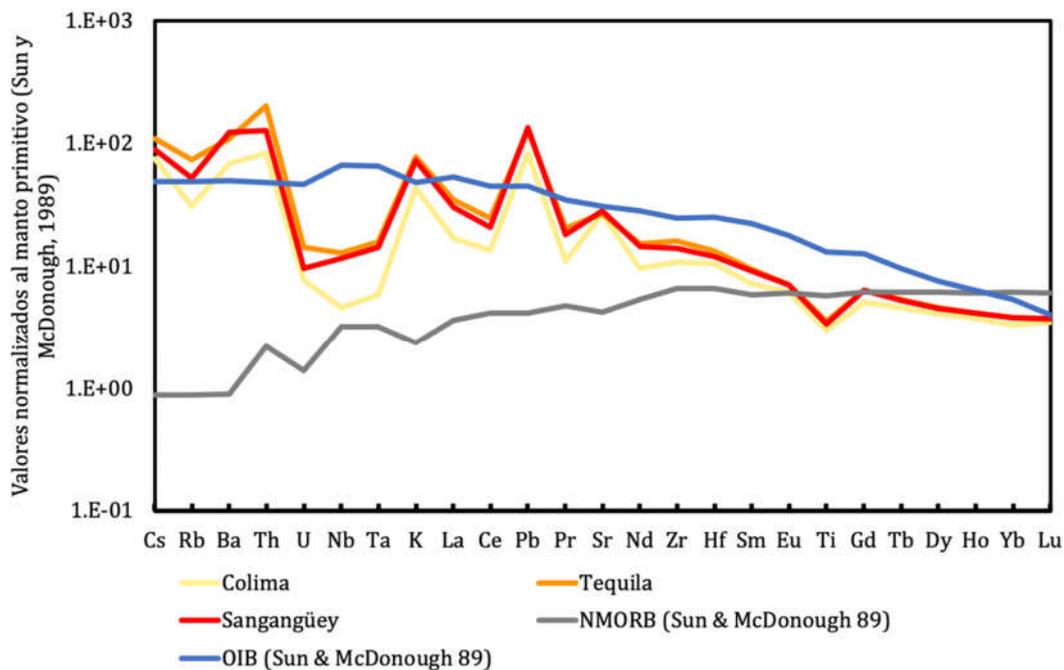


Figura 1-2 Patrones de los elementos trazas de los principales tipos de magmatismo terrestre. Las características del magmatismo de arco están aquí representadas por las composiciones promedio de los volcanes Sangangüey, Tequila y Colima de la FVTM. Los datos de los volcanes Sangangüey y Tequila están reportados en Díaz-Bravo et al. (2014) y Gómez-Tuena et al. (2013); los datos del volcán Colima son nuevos de este trabajo.

En la actualidad, se considera que estos patrones típicos de los elementos trazas de los magmas de arco (Figura 1-2) reflejan la contribución de un “componente de la subducción” (p.ej. Miller et al., 1994; Stolper y Newman, 1994). Bajo el modelo clásico, se supone que durante la subducción, tanto la placa oceánica alterada (AOC, *altered oceanic crust*) como los materiales continentales subducidos están sujetos a reacciones metamórficas, como consecuencia de los cambios de presión y temperatura, los cuales modifican sus mineralogías

y liberan grandes cantidades de fluidos acuosos ricos en elementos solubles (p.ej. LILE, Sr, Pb). Se considera que la interacción de dichos fluidos con la cuña del manto dispare la producción de magmas basálticos por disminución del punto de fusión (Tatsumi, 1989) y que pueda explicar, en primera instancia, las abundancias peculiares de dichos elementos en los magmas de arco, y al mismo tiempo las bajas concentraciones de elementos inmóviles (p.ej. Nb, Ta, HFSE).

Sin embargo, también se ha comprobado que el estado térmico de las zonas de subducción permite potencialmente la fusión de los materiales subducidos (van Keken et al., 2002; Gerya y Yuen, 2003). Adicionalmente, ha sido propuesto que parte de los materiales subducidos, debido a sus menores densidades con respecto al manto, puedan separarse de la superficie de la placa en subducción y ascender hacia el manto como “diapiros” (o “plumas termoquímicas”) (Gerya y Yuen, 2003; Behn et al., 2011). Por esta razón, otros modelos proponen que el “componente de la subducción” está representado por fundidos silicatados derivados de la fusión, tanto del AOC como de materiales continentales subducidos en la forma de sedimentos y/o bloques de continentes (p.ej Kay, 1978; Chauvel et al., 1992; Class et al., 2000; Straub et al., 2015). Una vez en contacto con las litologías del manto, estos fundidos ricos en SiO₂ reaccionan prontamente modificando la mineralogía del manto de peridotítica a piroxenítica (Kelemen et al., 1998; Yaxley and Green, 1998). En este caso, por efecto del menor punto de fusión de un manto con composición piroxenítica con respecto a uno de composición peridotítica (Hirschmann and Stolper, 1996), se dispararían la fusión del manto y la generación de los magmas de arco.

En este sentido, el estudio de la geoquímica de los magmas de arco nos ofrece la posibilidad de investigar y especular sobre la naturaleza del componente de la subducción. Y más allá, indagar las posibles relaciones entre los materiales corticales subducidos y la génesis de los magmas de arco. Esto porque la composición química del componente de la subducción obedece forzosamente a su naturaleza (líquido acuoso o silicatado). En efecto, el fraccionamiento elemental durante el proceso de extracción de un fluido acuoso o de la fusión parcial, obedece a los coeficientes de partición de los elementos entre las fases sólidas y líquidas, los cuales varían sensiblemente dependiendo de las fases presentes (p.ej. Kessel et al., 2005). Intentando resolver este dilema, en las últimas décadas, varios estudios experimentales han apoyado los modelos petrogenéticos propuestos, tanto con respecto a las

contribuciones provenientes de la placa oceánica como de los materiales continentales subducidos (p.ej. (Johnson y Plank, 2000; Kessel et al., 2005; Hermann y Rubatto, 2007, 2009; Skora et al., 2015). Estos estudios analizan las reacciones metamórficas que ocurren durante la subducción y el fraccionamiento de los elementos trazas entre las fases sólidas y líquidas presentes, dependiendo de las condiciones de presión, temperatura y composiciones químicas de las fases involucradas. Por ejemplo, se asume clásicamente que los enriquecimientos de Th y LREE en algunos magmas de arco (los cuales son elementos considerados inmóviles en fluidos acuosos) se deben a la participación de fundidos silicatados provenientes de los materiales continentales subducidos, generalmente en la forma de sedimentos (p.ej. Elliott et al., 1997; Class et al., 2000); o de otra manera, que el empobrecimiento en HREE se deba a la fusión de la placa oceánica como consecuencia de la gran cantidad de granate que puede cristalizar durante su metamorfismo (Defant y Drummond, 1990; Drummond et al., 1996). No obstante, la formulación reciente de nuevos modelos petrogenéticos que involucran fusión de materiales subducidos por medio del proceso de “diapirismo”, ha hecho que se reevalúen estos conceptos clásicos (Gerya y Yuen, 2003; Behn et al., 2011; Marschall y Schumacher, 2012). En esta visión, la fusión de los materiales subducidos no tendría lugar en la interfaz entre la placa en subducción y el manto, lugar considerado generalmente “frío”, sino directamente en la cuña del manto. Debido a las elevadas temperaturas que se encuentran en esta región (fácilmente >1000 °C; Gerya y Yuen, 2003), varias de las litologías involucradas en el proceso de subducción pueden alcanzar grados muy altos de fusión (Castro y Gerya, 2008; Castro et al., 2010), al punto que la mineralogía residual dejaría de jugar un papel en el fraccionamiento elemental, y la señal química del componente en subducción se transmitiría casi integralmente. En este caso, los distintos enriquecimientos encontrados en los diferentes arcos magmáticos dependerían primariamente de la composición inicial de los materiales subducidos (placa oceánica, sedimentos y/o bloques de continente) y sólo secundariamente del estado térmico de la zona de subducción.

Sobre la construcción de los continentes: el modelo basáltico y el modelo andesítico

La génesis de los magmas de arco, y más en específico de las andesitas, ha sido abordada con diversos enfoques y los modelos han sido continuamente refinados durante las últimas

décadas. Hoy en día persisten dos líneas de pensamiento principales: el “**modelo basáltico**” (Gill, 1981), y el “**modelo andesítico**”, postulado a finales de los sesenta por Taylor (1967).

El primer modelo representa seguramente la explicación más conocida sobre la dinámica del magmatismo de arco. En este caso, se considera que la corteza continental crece mediante el aporte de magmas basálticos, como consecuencia directa de la fusión parcial del manto disparada esencialmente por inyección de fluidos derivados de la placa en subducción (Tatsumi, 1989). Bajo este modelo, las andesitas de arco representan el producto de la diferenciación intracortical de estos magmas basálticos primarios. Durante las últimas décadas, distintos autores han propuesto una gran variedad de mecanismos para explicar, de acuerdo con el modelo basáltico, la génesis de las andesitas de arco. Los primeros modelos promueven la formación de las andesitas por un simple proceso de cristalización fraccionada de magmas basálticos (p.ej. Gill, 1981; Tatsumi, 1989; Figura 1-3): durante el ascenso, la pérdida de calor y de elementos volátiles causa la cristalización de los magmas basálticos y su enriquecimiento relativo en SiO₂, hasta a alcanzar las composiciones más félsicas. Alternativamente, Hildreth y Moorbath, (1988), propusieron un modelo que ha tenido mucho éxito entre la comunidad científica y que ha sido refinado posteriormente por otros autores (p.ej. Annen et al., 2006). Bajo este esquema, los magmas andesíticos se originan en regiones de la corteza inferior denominadas como *Hot Zones* (Annen et al., 2006), en donde los magmas basálticos de origen mantélico se estacionan sufriendo procesos complejos de asimilación cortical, homogenización y cristalización fraccionada (*MASH* acrónimo de las palabras inglesas *Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*; Hildreth y Moorbath, 1988). Sin embargo, bajo cualquiera de los dos modelos, la corteza continental seguiría siendo basáltica en su composición total y no andesítica como sugieren las evidencias. Para solucionar esta problemática, se ha sugerido que los densos cumulos máficos, producto residual de la diferenciación de estos magmas basálticos, sean periódicamente removidos de la base de la corteza y reincorporados en el manto (p.ej. Kay y Kay, 1993). De tal forma, la remoción de parte de estos materiales máficos dejaría la corteza continental con una composición andesítica. Sin embargo, a pesar de haber sido previsto por algunos modelos (Jull y Kelemen, 2001; Zandt et al., 2004), varias evidencias también indican que este proceso de remoción litosférica dispare posteriormente el emplazamiento de nuevos volúmenes de magmas

basálticos (Elkins-Tanton, 2007b, 2007a; Mori et al., 2009), dejando el asunto en un “círculo vicioso” que hasta el momento no ha sido resuelto.

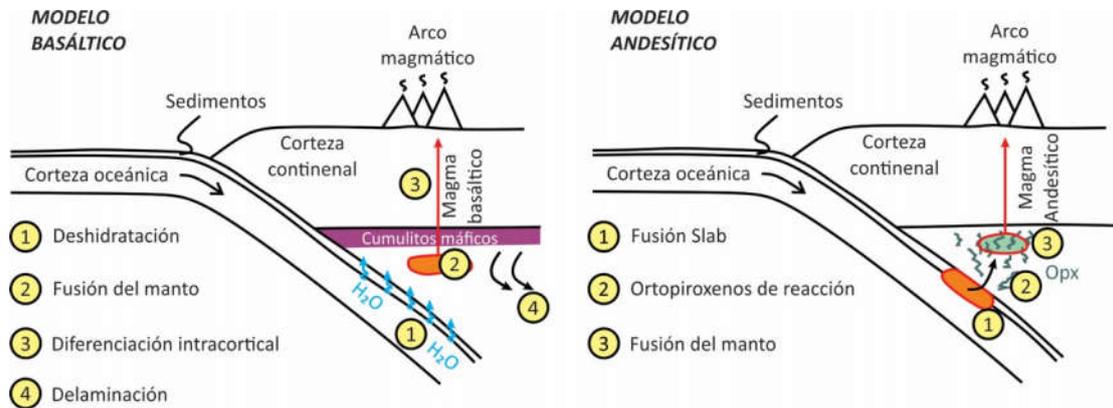


Figura 1-3 Dibujos esquemáticos que representan las principales características del modelo basáltico y modelo andesítico.

El modelo andesítico sostiene, en cambio, que los continentes crecen mediante la adición de magmas andesíticos generados, al igual que los basaltos, directamente en la cuña del manto (Taylor, 1967; Figura 1-3). En esta visión, las andesitas de arco serían el resultado de la fusión de los materiales subducidos (sedimentos, cortezas oceánicas, bloques de continentes) que reaccionan e interactúan en distintas proporciones con las peridotitas del manto durante su ascenso. A pesar de que este modelo no ha tenido la misma popularidad que el modelo basáltico, de igual forma ha sido constantemente refinado por múltiples autores durante los últimos 50 años (p. ej. Defant y Drummond, 1990; Kelemen et al., 1992; Kelemen, 1995; Straub et al., 2011; Gómez-Tuena et al., 2014). Curiosamente, bajo el modelo andesítico no es necesario invocar un componente basáltico parental, ni algún proceso de delaminación litosférica. En este caso, durante el ascenso, los magmas andesíticos no sufrirían procesos importantes de evolución y fraccionamiento, y por ende la composición andesítica de los continentes sería adquirida directamente por la inyección de magmas mantélicos de composición andesítica primaria. La mayor evidencia para sustentar el modelo andesítico reside en las características primarias de las andesitas de distintos arcos del planeta, las cuales, a pesar de sus enriquecimientos mayores en SiO₂ con respecto a los basaltos, siguen teniendo atributos de fundidos primarios, como el alto Mg# (número de Mg = MgO/(MgO+FeO)) o la composición mantélica de sus olivinos (Kelemen et al., 2013; Straub et al., 2008). Sin embargo, la posibilidad de que estos magmas puedan atravesar toda la

corteza continental (que puede alcanzar espesores > 60 km en algunos arcos continentales; Beck et al., 1996) sin sufrir procesos importantes de diferenciación magmática, aún deja intrigada a una buena parte de la comunidad científica.

Resolver los procesos y mecanismos bajo los cuales los magmas de arco adquieren enriquecimientos peculiares, y el por qué la corteza continental tiene una composición en promedio andesítica, resulta fundamental para reconstruir el ciclo petrológico elemental entre manto y corteza terrestre que se establece mediante los procesos de subducción y magmatismo de arco. La aplicación de un modelo u otro tiene en este sentido una profunda diferencia. En el caso del modelo basáltico se asume una construcción de los continentes mediante una contribución primaria de magma de origen totalmente mantélico (juvenil), de forma muy parecida a la corteza oceánica, con una contribución de masa mínima de los materiales subducidos. La composición andesítica de los continentes resulta ser, bajo este esquema, la consecuencia de la diferenciación intracortical de estos magmas basálticos. De forma distinta, según el modelo andesítico, la corteza continental adquiere su composición intermedia directamente por inyección de magmas andesíticos primarios, producto de la interacción entre los materiales subducidos y la cuña del manto. Por esta razón, considerando que en este caso la contribución cortical ocurre directamente en el manto, bajo el modelo andesítico, la cantidad de material juvenil en los magmas de arco sería sensiblemente menor. Siendo así, resulta evidente como estas diferencias juegan un papel fundamental en cualquier reconstrucción de los intercambios elementales entre manto y corteza continental, y sobre la evolución de estos dos reservorios geoquímicos tan íntimamente relacionados.

1.2 Los márgenes convergentes

Un margen convergente (o destructivo) representa un límite de placa caracterizado por el choque entre dos placas tectónicas distintas. En el caso que una de las dos placas se hunda debajo de la otra, estaremos hablando de un proceso de subducción, a lo cual se asocia la construcción de los arcos volcánicos, tanto oceánicos como continentales dependiendo de la naturaleza de las placas involucradas. En este trabajo el término convergente se utilizará para identificar un margen caracterizado por una zona de subducción.

Los márgenes convergentes están divididos en dos clases: acrecionales y erosivos (Figura 1-4). Un margen de tipo acrecional es un margen en el que un punto fijo en el antearco se ha alejado de la trinchera en el tiempo o, en otras palabras, un margen que ha experimentado una acumulación neta de corteza (en forma de sedimentos) durante un periodo relativamente largo de tiempo geológico. De forma diferente, un margen erosivo es un margen en el cual un punto fijo del antearco se ha acercado hacia la trinchera en el tiempo, como resultado de un proceso de pérdida neta de corteza por erosión tectónica (Clift y Vannucchi, 2004). A pesar de que no existe un común acuerdo sobre el porcentaje bajo el cual un margen convergente pertenece a cada clase, la mayoría de los científicos están de acuerdo en afirmar que alrededor del 60-70% de los márgenes a nivel global son de tipo erosivo (Clift y Vannucchi, 2004; Scholl y von Huene, 2007).

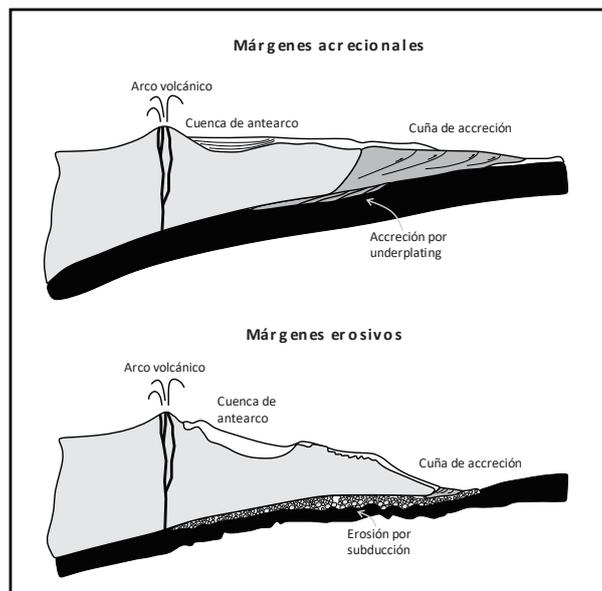


Figura 1-4 Dibujo esquemático que representa las principales características de los márgenes erosivos y acrecionales (figura modificada de Clift y Vannucchi, 2004).

Se ha demostrado que en muchas zonas de subducción, los procesos de erosión tectónica y acreción de sedimentos pueden cambiar tanto espacial como temporalmente (Clift y Vannucchi, 2004). Por esta razón, no es raro encontrar pequeñas cuñas de acreción en trincheras que pertenecen a márgenes clasificados como erosivos, como es el caso del margen mexicano o del margen aleutiano (Von Huene et al., 1999; Scholl et al., 1987). En general, los márgenes acrecionales se distinguen por la suavidad de la pendiente del antearco hacia la trinchera ($<3^\circ$) y se forman en condiciones de baja tasa de convergencia (<76 km/m.y. Clift y Vannucchi, 2004). En cambio, los márgenes erosivos se forman generalmente en condiciones de alta tasa de convergencia, y, por los intensos procesos de erosión tectónica, estos márgenes muestran por lo general un truncamiento de las litologías del antearco con pendientes elevadas hacia la trinchera (figura 1-5).

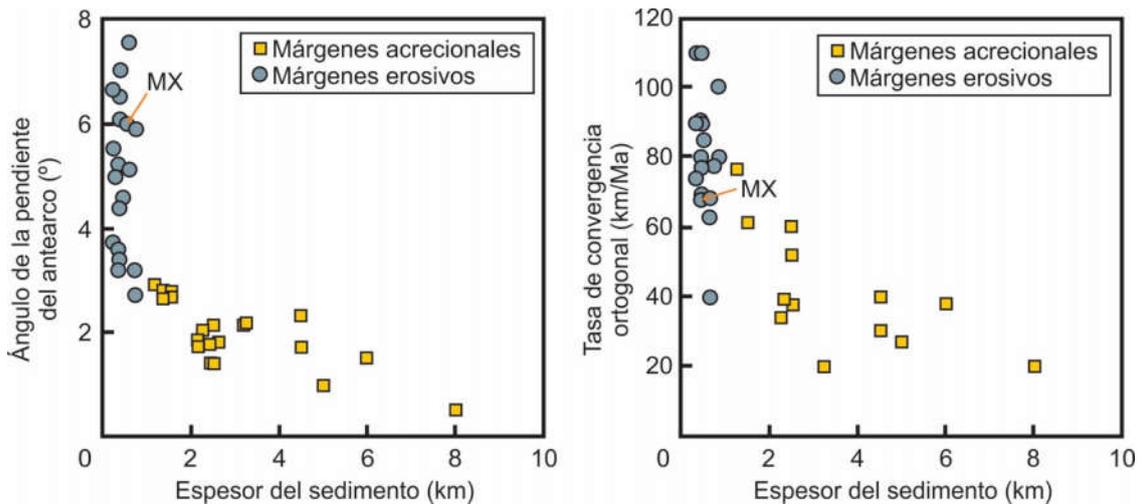


Figura 1-5 Relaciones entre márgenes acrecionales y erosivos dependiendo de los parámetros geométricos de la zona de subducción (ángulo de la pendiente del antearco y tasa de convergencia). Figura modificada de Clift y Vannucchi, 2004.

Erosión por subducción

En diferentes zonas de subducción del planeta, tanto oceánicas como continentales, el truncamiento de unidades geológicas en la placa superior, el adelgazamiento de la corteza junto con la migración relativa de la trinchera, han sido interpretadas como evidencias de un proceso tectónico erosivo conocido como erosión por subducción (p.ej. Stern, 1991; Von 18

Huene y Lallemand, 1990; Von Huene et al., 1999; Ranero y Von Huene, 2000). En las últimas décadas, varios trabajos han evidenciado la importancia de este proceso como mecanismo para remover material continental desde la placa superior e introducirlo por debajo de la trinchera (p. ej. von Huene y Scholl, 1991; Clift y Vannucchi, 2004; Keppie, et al., 2009). En particular, se considera que alrededor del 50% del volumen de corteza continental subducida globalmente en los márgenes convergentes ($\sim 74 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de trinchera; Clift et al., 2009) deriva de la subducción de rocas del antearco erosionadas por este proceso (Clift y Vannucchi, 2004; Scholl and y Huene, 2007; Clift et al., 2009).

A pesar de ser reconocido como un proceso importante en las zonas de subducción, los mecanismos bajo los cuales opera el proceso de erosión por subducción están siendo todavía debatidos. El debate se centra en las causas y los estilos de debilitamiento de la placa superior, un proceso necesario para la remoción y el transporte del material erosionado hacia el canal de subducción. Una primera clase de modelos sugiere que la abrasión sea el mecanismo principal a través del cual se separan bloques continentales desde la base de la placa superior. En este caso, la fricción puede ser aumentada por la presencia de relieves topográficos, como en el caso de los montes submarinos de las placas oceánicas (Ranero y Von Huene, 2000; Bangs et al., 2006). De forma distinta, otros modelos reconocen un papel importante del proceso de hidrofracturación de la placa superior, lo cual facilita su debilitamiento y la subducción de bloques continentales (Von Huene et al., 2004; Ranero et al., 2008). En este caso, a medida que la placa oceánica subduce, el esfuerzo generado por la convergencia y la fricción se acomoda por fallas normales. La generación de estas fracturas permite que los fluidos escapen desde la placa inferior y se infiltren en la placa superior, aumentando de esta forma la resistencia de los materiales por debajo de la interfaz entre el cabalgamiento y la placa superior, y debilitando a la vez las rocas por encima de ella. El proceso de hidrofracturación resultante separará grandes volúmenes de rocas de la placa superior que son arrastradas en el canal de subducción, causando una migración del cabalgamiento hacia arriba. En realidad, estos procesos, abrasión e hidrofracturación, no tienen que ser vistos como alternativas uno del otro, sino más bien como procesos complementarios que actúan al mismo tiempo en la debilitación de las litologías de la placa superior. Un buen ejemplo es la trinchera Centroamericana, donde los dos procesos se consideran activos al mismo tiempo,

dando como resultado una remoción y subducción eficaz de material desde la base de la placa superior (Ranero y Von Huene, 2000).

Es importante mencionar que la erosión por subducción es un proceso que puede ser activo tanto en los márgenes erosivos como en los márgenes acrecionales. Por ejemplo, la presencia de una cuña de acreción no necesariamente nos indica que un proceso de erosión por subducción no esté activo (Clift and Vannucchi, 2004). Por esta razón, hay que tomar en cuenta que la distinción entre márgenes acrecionales y erosivos se basa únicamente en el equilibrio entre la cantidad de sedimento acumulado se origina tanto por erosión subaérea como tectónica, y la cantidad de material que consumen los procesos erosivos. Durante distintas etapas de evolución de un margen convergente estas variables pueden cambiar, y por lo tanto la clasificación entre una categoría o la otra; por esta razón tanto la geometría de los márgenes como la presencia o ausencia de una cuña de acreción, no necesariamente coinciden con esta subdivisión, y pueden representar el resultado de una tectónica activa en un periodo geológico antecedente.

“Reciclaje” y “retrabajo”: el destino de la corteza continental subducida

Actualmente se considera que la tasa bajo la cual los materiales continentales se están subduciendo, tanto en la forma de sedimentos como por erosión tectónica de rocas del antearco (erosión por subducción), es alrededor de $74.6 \text{ km}^3/\text{Ma}$ por km de trinchera (Clift et al., 2009a), equivalente a $\sim 3.0 \text{ km}^3/\text{a}$ ($1.65 \text{ km}^3/\text{a}$ que derivan de la subducción de sedimentos, y $1.35 \text{ km}^3/\text{a}$ de erosión por subducción). Si a esta cantidad se añaden los volúmenes perdidos por delaminación de corteza profunda ($1.1 \text{ km}^3/\text{a}$), pérdida de corteza continental durante colisiones continente-continente ($0.43 \text{ km}^3/\text{a}$), y por intemperismo ($0.4 \text{ km}^3/\text{a}$), la cantidad de corteza continental perdida anualmente es de $\sim 4.9 \text{ km}^3$ (Clift et al., 2009a). Estos datos se basan en las reconstrucciones volumétricas promedio de cada uno de estos procesos, durante un tiempo geológico bastante largo (de 100 a 150 Ma) considerando la totalidad de las zonas de subducción del planeta. La corteza continental perdida por subducción, la cual representa alrededor del 60% de estos desgastes, una vez introducida en el canal de subducción tiene esencialmente dos caminos posibles: regresar al manto o ser incorporada en el magmatismo de arco (Figura 1-6). En el primer caso, estaremos hablando de un proceso de reciclaje cortical, lo cual representa una pérdida neta de corteza hacia al

manto. En cambio, el segundo proceso representa una manera de “preservar” parte de la corteza continental subducida mediante la reincorporación de estos materiales en los procesos magmáticos de arco (retrabajo magmático). En realidad, existe un tercer tipo de proceso, que puede ser considerado también como un retrabajo, y consiste en un “apilamiento” de parte de la corteza continental subducida a la base de la corteza continental (*underplating*; Figura 1-6). Aunque este proceso ha sido observado directamente en secuencias fósiles (p.ej. en la Cordillera Norteamericana), y que según algunos autores es volumétricamente significativo tanto hoy como en el pasado (Ducea y Chapman, 2018), los volúmenes de corteza retrabajada de esta forma no han sido aún bien estimados (Clift et al., 2009a).

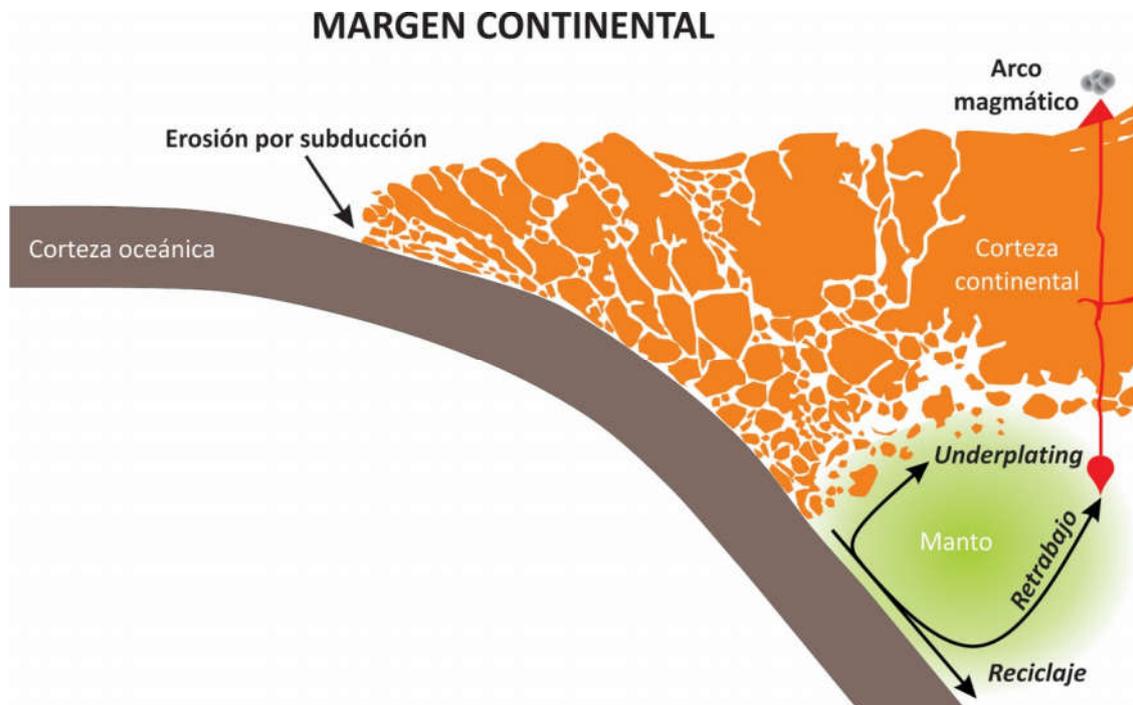


Figura 1-6 Dibujo modificado de Munroe, R. (2016). En esta figura se representan esquemáticamente los procesos de erosión tectónica del margen y los posibles destinos de estos materiales corticales subducidos. <http://xkcd.com/thing-explainer>.

Generalmente, en los modelos de crecimiento cortical los volúmenes de producción magmática están calculados considerando la hipótesis según la cual el volumen de corteza continental se ha mantenido constante por lo menos durante todo el Fanerozoico (Schubert y Reymer, 1985; Armstrong and Harmon, 1981; Scholl y von Huene, 2007). De esta forma, la

producción magmática se calcula de manera indirecta, asumiendo que estos volúmenes deben de balancear la pérdida de corteza continental ($4.9 \text{ km}^3/\text{a}$). Según los modelos de Clift et al. (2009a), además del magmatismo de arco también la acreción de LIPs (*Large Igneous Provinces*) oceánicas constituye un mecanismo viable de formación de corteza continental, con un aporte anual a los continentes de 1.1 km^3 . De esta manera el volumen restante de corteza continental necesario para compensar las pérdidas debe ser aportado por el magmatismo de arco ($3.8 \text{ km}^3/\text{a}$), implicando un flujo magmático de $\sim 94 \text{ km}^3/\text{Ma}$ por km de trinchera.

Para evaluar en qué proporción la corteza continental se está retrabajando en el magmatismo de arco, Clift et al. (2009a) consideran que la composición isotópica de Nd de las rocas de arco representa una mezcla entre una contribución por parte del manto (juvenil) y una por parte del componente de la subducción, en este caso identificado en la de corteza continental subducida. De esta forma, ellos calculan el volumen necesario de componente cortical que es necesario añadir al manto para reproducir la composición isotópica de las rocas de arco de distintos márgenes convergentes. Recopilando los datos para la mayoría de los arcos magmáticos a nivel global, estiman que el volumen de corteza continental retrabajada en el magmatismo de arco representa $\sim 25\%$ ($0.76 \text{ km}^3/\text{a}$) de la corteza continental subducida, un valor parecido al calculado previamente por los mismos autores ($\sim 17\%$; Clift y Vannucchi, 2004; Figura 1-7). Esto significa, considerando la cantidad de corteza continental perdida que se recicla hacia el manto ($4.9 - 0.76 = 4.14 \text{ km}^3/\text{a}$), que un volumen igual a la cantidad de las masas continentales actuales ($7.76 \times 10^9 \text{ km}^3$) se habría subducido en $\sim 1.8 \text{ Ga}$.

Sin embargo la mayoría de los modelos propuestos sobre el balance volumétrico entre corteza producida y destruida, consideran que el aporte magmático a los continentes tenga una composición esencialmente basáltica (p.ej. Clift y Vannucchi, 2004; Clift et al., 2009a; Jicha y Jagoutz, 2015). Por lo tanto, en estos modelos se contemplan volúmenes importantes de delaminación de corteza profunda, un proceso necesario para mantener la corteza continental en promedio andesítica. De forma distinta, si consideramos la extracción de magmas andesíticos directamente del manto (modelo andesítico), entonces dichos procesos de delaminación no serían necesarios, y los volúmenes de corteza continental perdidos de esta forma serían despreciables, dando como resultado que la cantidad de producción magmática disminuiría sensiblemente ($\sim 67 \text{ km}^3/\text{Ma}$ por km de trinchera). Por lo tanto, la

aplicación de un modelo petrogenético u otro también tiene repercusiones importantes sobre la evaluación del balance de volumen entre corteza y manto.

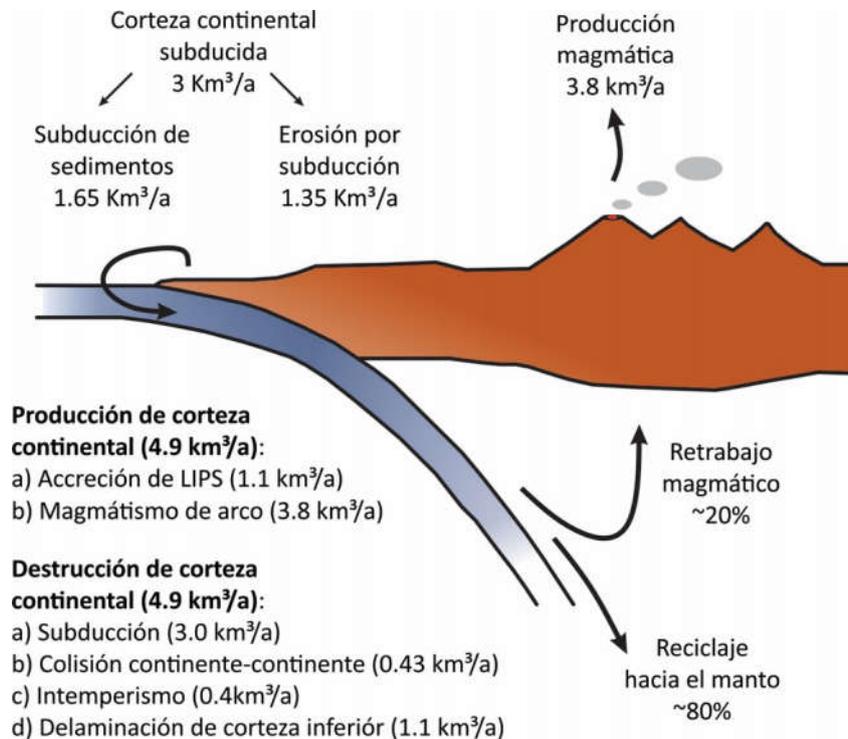


Figura 1-7 Representación esquemática de los volúmenes de producción y destrucción de corteza continental estimados globalmente. Véase el texto para detalles.

1.3 Caso de estudio y problemática

El margen mexicano occidental representa un excelente “laboratorio natural” para investigar los procesos magmáticos y tectónicos (magmatismo de arco y subducción) que se llevan a cabo en los márgenes continentales, es decir sobre las relaciones entre la formación y la destrucción de la corteza continental. Desde el Jurásico Medio el magmatismo ha sido continuo en esta región, y acompañado por intensos procesos tectónicos de erosión del margen por los menos durante gran parte del Cenozoico (Morán-Zenteno et al., 2018). De esta forma, grandes volúmenes de corteza continental han sido, y siguen siendo, introducidos en esta zona de subducción (Clift y Vannucchi, 2004; Scholl y von Huene, 2007; Clift et al., 2009a). Hoy en día, este proceso se considera todavía activo, sobre todo por la subsidencia

intensa del antearco que se ha registrado desde el Mioceno (Mercier de Lépinay et al., 1997; Calmus et al., 1999; Clift y Vannucchi, 2004).

El magmatismo reciente de la Faja Volcánica Trans Mexicana Occidental (FVTM-O) ha sido extremadamente variable tanto en su composición química como petrológica (Gómez-Tuena et al., 2018a); sin embargo, durante el último millón de años los magmas andesíticos de los grandes estratovolcanes representan el producto volcánico volumétricamente más abundante. Estas andesitas son consideradas como producto directo de la fusión de un manto intensamente metasomatizado por influencia del proceso de subducción (Gómez-Tuena et al., 2013), con una evolución intracortical despreciable (p.ej. cristalización fraccionada o asimilación cortical; Gómez-Tuena et al., 2013). Sin embargo, las composiciones isotópicas y de elementos trazas de estas andesitas indican de manera unívoca una contribución importante de la corteza continental (p.ej. Schaaf et al., 2005; Schaaf and Carrasco-Núñez, 2010; Gómez-Tuena et al., 2013). Y más, la composición isotópica de estas andesitas a lo largo de la FVTM es extremadamente variable, sugiriendo la incorporación de diversos componentes corticales (figura 1-8). Entonces, si los enriquecimientos en las andesitas no derivan de la interacción con la corteza continental durante el ascenso de estos magmas, la hipótesis más probable es que nos están representando la incorporación hacia al manto de los materiales corticales subducidos a lo largo de la trinchera, como consecuencia directa de la dinámica convergente. Por este motivo, las andesitas de la FVTM representan un producto volcánico ideal para investigar el proceso de retrabajo de corteza continental subducida, en este caso principalmente representada por la erosión tectónica de grandes volúmenes de rocas de antearco (erosión por subducción).

A través de un estudio geoquímico exhaustivo de las litologías del antearco de la porción occidental del margen mexicano, en este trabajo se pretende evaluar su posible contribución al magmatismo de arco. Para resolver la variabilidad geoquímica del antearco se implementó una técnica novedosa de muestreo que consistió en la recolección sistemática de sedimentos fluviales a lo largo del margen. Posteriormente, mediante modelos de mezcla isotópica se ha investigado la cantidad de retrabajo cortical en la génesis de las andesitas de la FVTM-O.

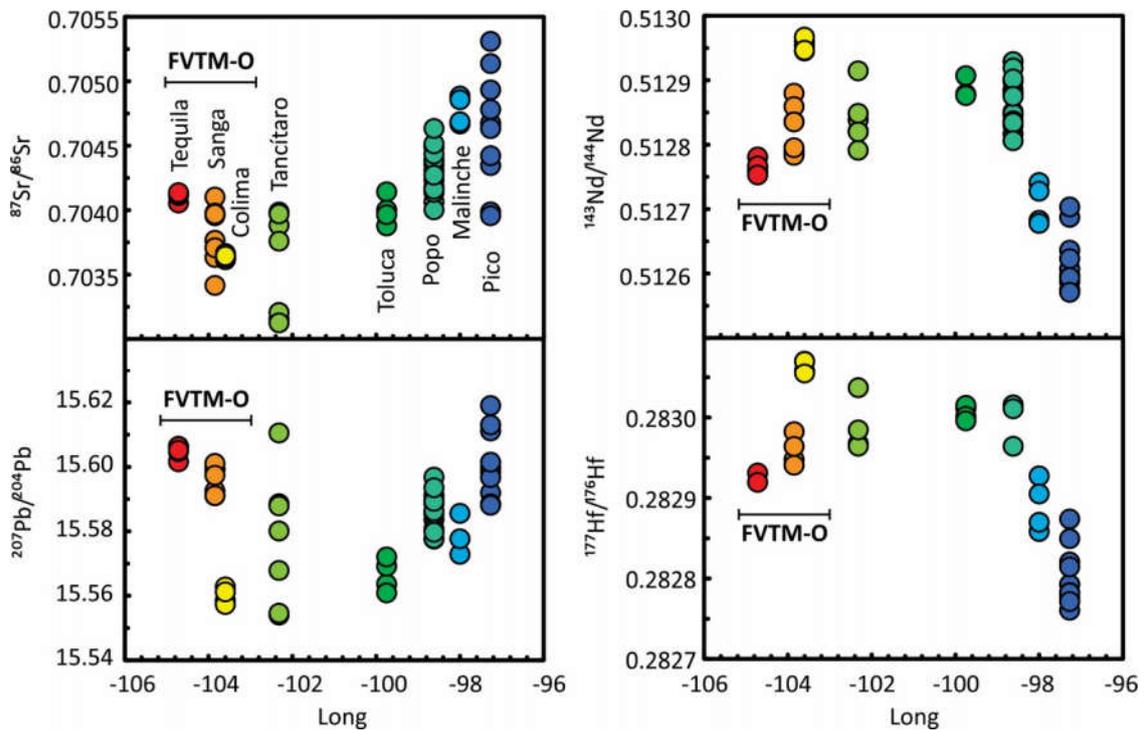


Figura 1-8 Perfiles isotópicos de los magmas calcálicos de los principales estratovolcanes de la FVTM que evidencia las grandes variaciones isotópicas a lo largo del arco magmático. Estos grados distintos de enriquecimiento representan posiblemente el retrabajo de distintos componentes corticales a lo largo de la trinchera. Figura modificada de Gómez-Tuena et al., 2018.

Al mismo tiempo, estimando los volúmenes de magmatismo reciente y la cantidad de corteza continental subducida, se pretende construir un balance de volumen entre producción y destrucción de corteza continental durante el último millón de años. De esta forma, será posible reconstruir también un balance entre las cantidades de retrabajo y reciclaje cortical en el margen mexicano, relacionando este caso específico de estudio con las estimaciones globales.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y VOLCANISMO

2.1 Generalidades

La porción oriental de la margen mexicana se caracteriza por la subducción de dos placas oceánicas distintas, Rivera y Cocos, que subducen por debajo del continente norteamericano con diferentes velocidades y ángulos de convergencia. Estudios geofísicos recientes permitieron identificar la geometría de subducción de las dos placas oceánicas, dando una configuración que se puede definir como única en el planeta. La placa Rivera, a pesar de ser una de las placas oceánicas más jóvenes y calientes, subduce de forma muy empinada, con un ángulo de $\sim 40^\circ$ debajo de la región del antearco, el cual progresivamente aumenta hasta $\sim 70^\circ$ debajo del rift Tepic-Zacoalco, donde alcanza una profundidad de ~ 320 km (Pardo y Suárez, 1993, 1995; Yang et al., 2009). De forma distinta, la placa Cocos subduce con un ángulo ligeramente menor en esta porción de la margen, tanto en la región del antearco como debajo de la FVTM. También las velocidades de convergencias son distintas, con la placa Cocos que subduce a un tasa mayor (de ~ 40 mm/a hasta >60 mm/a) con respecto a la placa Rivera (~ 20 mm/a, Pardo y Suárez, 1993, 1995). Debido a sus diferentes movimientos relativos, las dos placas oceánicas están separada por una ventana tectónica (*slab window*) que se desarrolla perpendicularmente a la trinchera, abriéndose justo al norte del volcán Colima y ampliándose por debajo de la ciudad de Guadalajara (Yang et al., 2009, Figura 2-1).

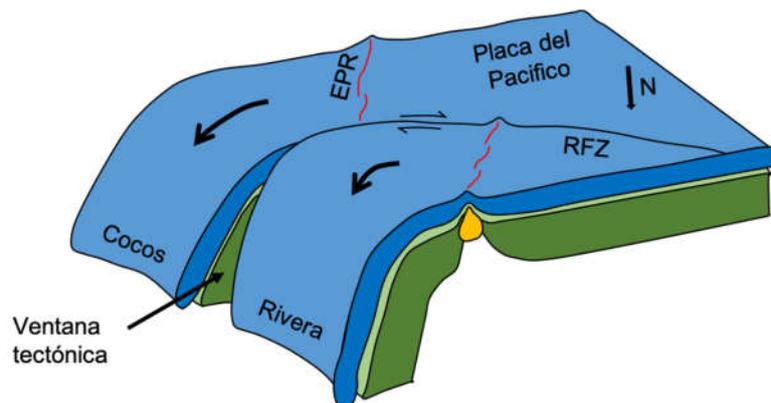


Figura 2-1 Dibujo que representa la posición y el movimiento relativo de las placas de Rivera y Cocos. RFZ: *Rivera fracture zone*; EPR: *East Pacific Rise*. Imagen modificada de Manea et al. (2013).

El área de estudio considerada en este trabajo se extiende a lo largo del margen del Pacífico mexicano desde aproximadamente San Blas, en el estado de Nayarit, hasta Neixpan, en Michoacán (Figura 2-2). El margen continental en este sector está representado por el así llamado Bloque Jalisco (BJ), un complejo de arco cretácico constituido principalmente por intrusiones graníticas y secuencias vulcano-sedimentarias que ha experimentado un levantamiento significativo por lo menos desde el Mioceno tardío (Schaaf et al., 2005; Righter et al., 2010; Ramírez-Herrera et al., 2011). El BJ se encuentra en la parte central de los Batolitos Cordilleranos, un cinturón de intrusivos calicialinos expuesto a lo largo del margen mexicano, desde Baja California hasta Oaxaca, y que se puede extender de forma más o menos continua por toda la costa pacífica del continente Norteamericano (Figura 2-). Dichos batolitos se emplazan en terrenos distintos de basamento, desde las secuencias vulcano-sedimentarias del súper-terreno Guerrero (STG) hasta las rocas de alto grado metamórfico del Complejo Oaxaqueño. En el Bloque Jalisco, estos cuerpos plutónicos, y las rocas volcánicas asociadas, muestran un rango de edades que abarcan del Cretácico Tardío al Paleoceno (Figura 2- y 2-4).

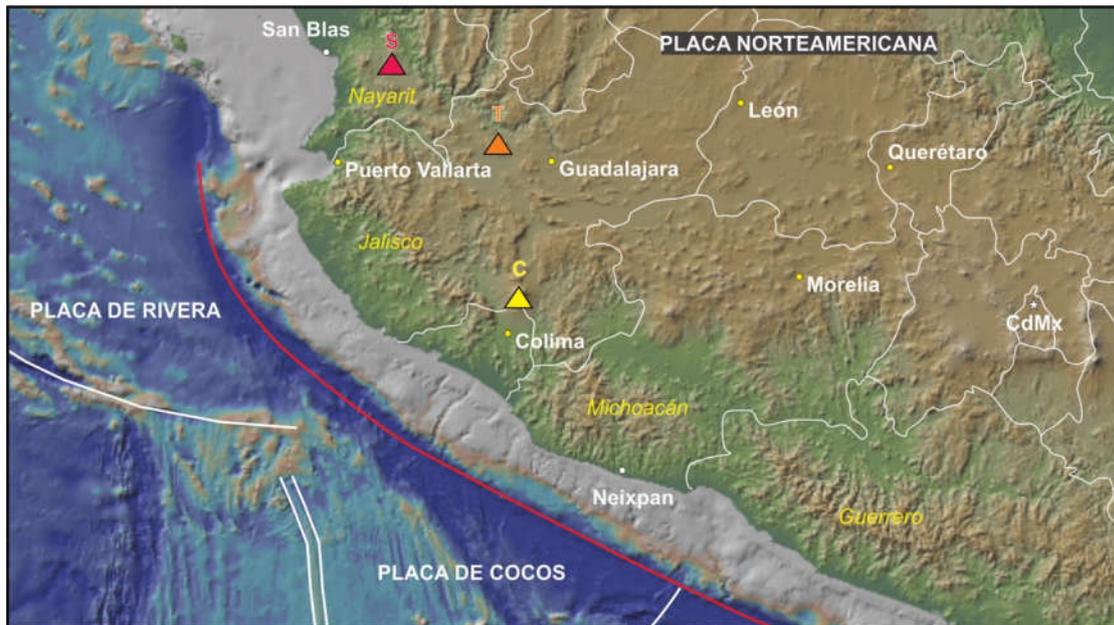


Figura 2-2 Mapa con las principales localidades del área de estudio y la localización de las ciudades más importantes y límites de estados. También están reportadas las placas tectónicas involucradas y la posición de los principales estratovolcanes discutidos en este trabajo (C: volcán de Colima; T: Tequila; S: Sangangüey).

Tectónicamente, el BJ forma parte del STG. Este terreno fue definido por primera vez por Campa y Coney (1983) como un terreno compuesto formado por grandes volúmenes de rocas volcánicas y volcanoclásticas, con edades variables desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío, depositados en ambientes principalmente submarinos. Las interpretaciones más recientes acerca de la naturaleza y origen del STG, concuerdan en afirmar que representa un terreno para-autóctono, compuesto principalmente de secuencias volcánicas y sedimentarias relacionadas con el desarrollo de varios arcos de islas, acrecionados al continente norteamericano durante el Cretácico Tardío (p.ej. Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García et al., 2008 Martini and Ortega-Gutiérrez, 2018).

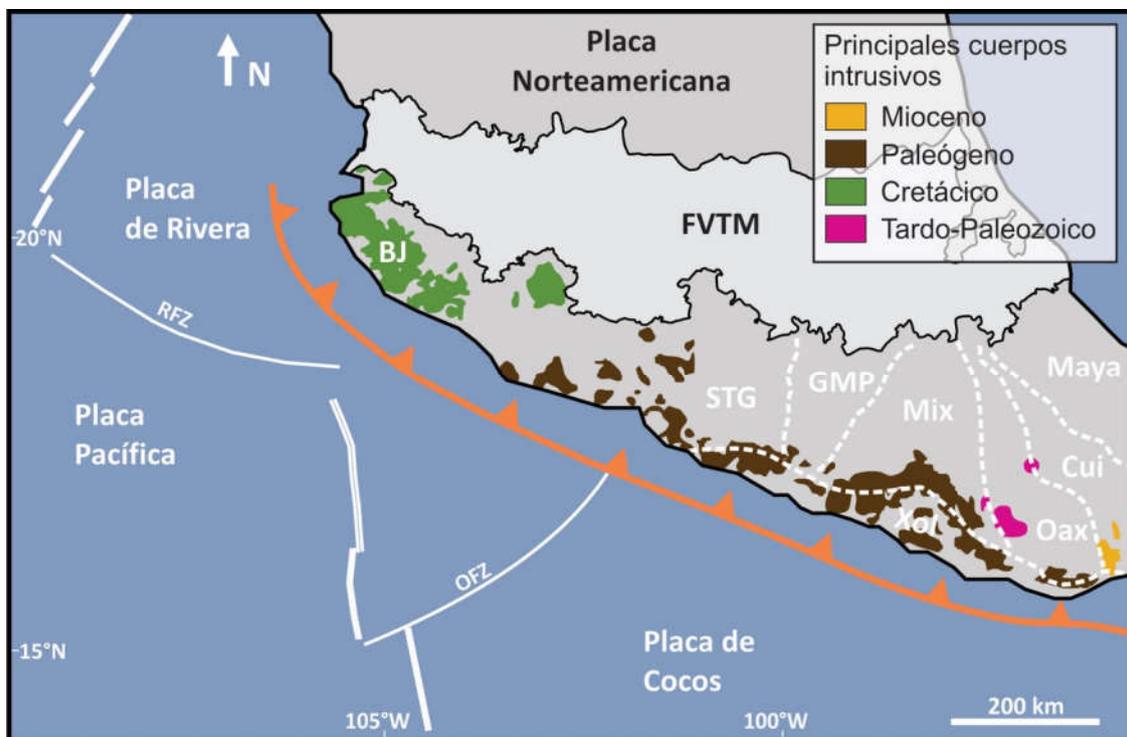


Figura 2-3 Mapa esquemático de la posición de los cuerpos intrusivos principales a lo largo del margen del Pacífico mexicano (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 2014). También se reportan los límites entre los principales terrenos mexicanos, y la ubicación de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM). BJ: Bloque Jalisco; STG: super-terreno Guerrero; GMP: plataforma Guerrero-Morelos; Xol: Xolapa; Mix: Mixteco; Oax: Oaxaca; Cui: Cuicateco; OFZ: Orozco fracture zone; RFZ: Rivera fracture zone.

El STG ha sido dividido en cinco terrenos (Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia, y Teloloapan) con base en las distintas edades, estructuras geológicas, diferencias estratigráficas y geoquímicas (Centeno-García et al., 2008; Talavera-Mendoza et al., 1995).

Bajo esta subdivisión, el área de estudio representa parte del terreno Zihuatanejo, el más extenso de los cinco. En términos de evolución tectónica y paleogeografía, la formación del actual terreno Zihuatanejo empieza en un periodo de reorganización de placas posterior al rompimiento del super-continente Pangea (Martini and Ortega-Gutiérrez, 2018). En este periodo ocurre una interrupción de la subducción en el borde Sur de la Placa Norteamericana (W-Pangea), y conjuntamente el desarrollo de un margen pasivo a finales del Triásico, conocido como abanico Potosí (Silva-Romo y Centeno-García, 1997; Centeno-García et al., 2008). En esto contexto, grandes ríos drenaban materiales del interior del continente, creando un gran delta y un importante abanico deposicional, lo cual podría encontrar una analogía actual en la cuenca del río Ganges. Las rocas más antiguas de la región nos testimonian justamente este ambiente de deposición, y son consideradas como el basamento del terreno Zihuatanejo. Estas litologías están constituidas en gran medida por un (meta-)complejo acrecional representado por turbiditas de matriz cuarzosa, con bloques englobados de lavas almohadilladas, diabasas, gabros bandeados, pedernal y calizas (Centeno-García et al., 2008, 2011). Este conjunto se ha denominado Complejo Arteaga, nombre de la localidad donde mejor está expuesto (Arteaga, en el estado de Michoacán). Las edades máximas U-Pb en zircones detríticos indican que los meta-sedimentos tienen edades de depósito que varían entre 240 y 260 Ma (Centeno-García et al., 2011; Valencia et al., 2013). Estas rocas han sido reportadas cerca de Lázaro-Cárdenas, Michoacán (el Complejo Arteaga s.s.), en el Complejo Las Ollas, en Zihuatanejo (Guerrero), y en el distrito minero Cuale (Jalisco) (Martini y Ferrari, 2011; Valencia et al., 2013; Centeno-García et al., 2011).

El restablecimiento de la subducción durante el Jurásico Tardío está posiblemente marcado por riolitas y granitoides calcialcalinos (edades U-Pb de 154-157 Ma y 163 Ma), ubicadas en el distrito minero de Cuale y en la región de Arteaga, Michoacán (Bissig et al., 2008; Centeno-García et al., 2011). Estos cuerpos se encuentran en discordancia erosiva con el basamento, lo cual indica un cambio en el régimen tectónico regional. Encima de estas litologías descansa una gruesa secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Temprano que nos indica la presencia de una zona de subducción madura, con el desarrollo de uno o más arcos magmáticos que continuarán, en pulsos más o menos continuos, hasta la formación de la actual FVTM. Dichas secuencias están representadas por alternancias de andesitas y

metasedimentos ubicadas en la parte central del área de estudio (Centeno-García et al., 2011; Villanueva-Lascurain et al., 2016).

Posteriormente, la continuación del magmatismo de arco durante el Cretácico Tardío está marcada por el batolito de Puerto Vallarta (BPV) y las secuencias volcánicas asociadas (ig, Figura 2-4), en la parte noroeste del estado de Jalisco, y por el batolito de Manzanillo (BM) y los *stock* de Aquila (PA) y de Jilotlán (Schaaf et al., 1995; Panseri, 2007; Caracciolo, 2009; Valencia et al., 2013; Villanueva-Lascurain et al., 2016), en los estados de Jalisco y Michoacán (Figura 2-). Estos cuerpos intrusivos se extienden por más de 250 km y representan una de las litologías más representativas del antearco del Bloque Jalisco.

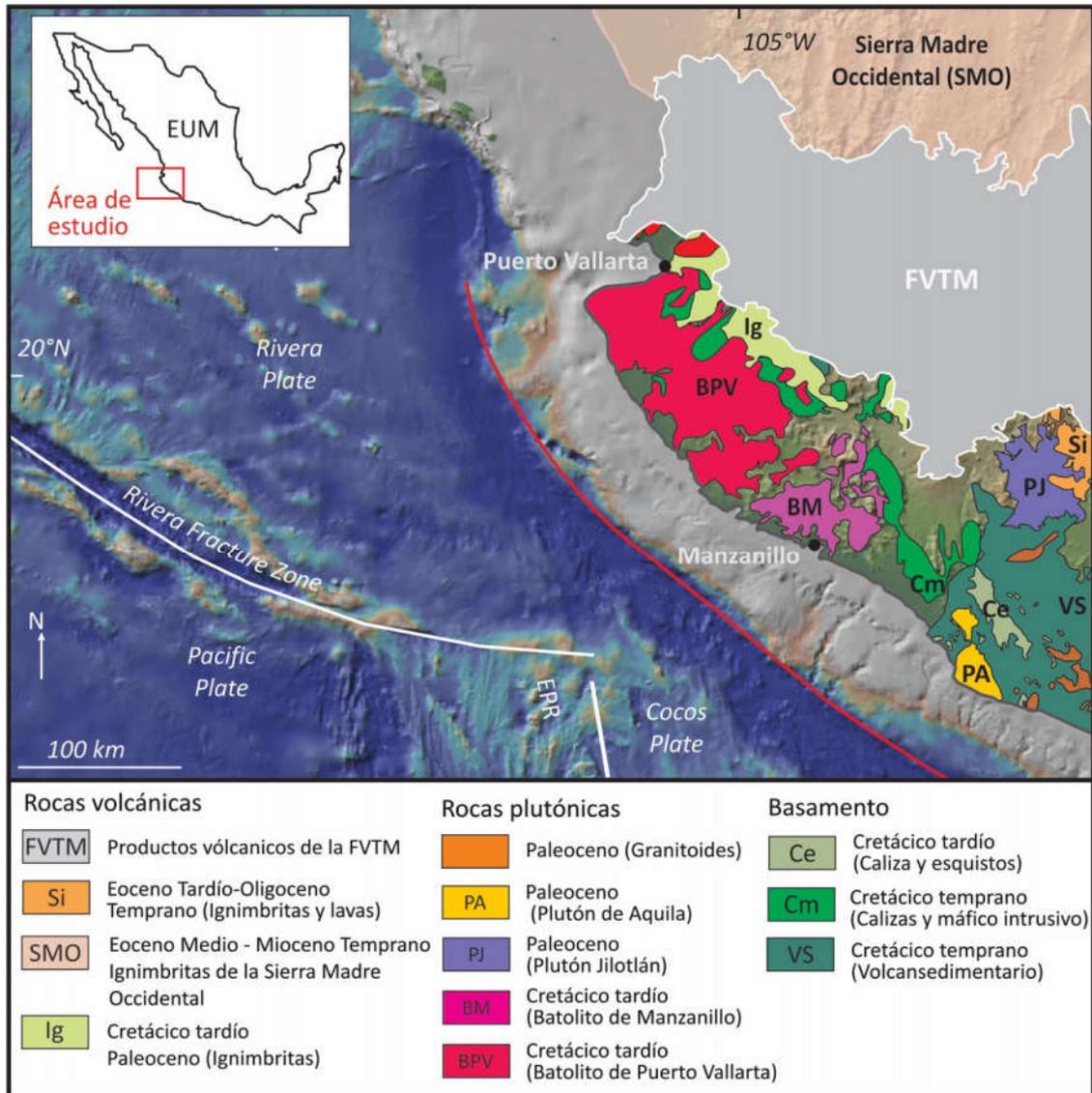


Figura 2-4 Mapa geológico simplificado del área de estudio. Litologías principales - BPV: Batolito de Puerto Vallarta; BM: Batolito de Manzanillo; R: Ignimbritas (Paleoceno); VS: secuencias volcano-sedimentaria (Cretácico); PJ: Plutón de Jilotlán; PA: Batolito de Aquila; FP: Granitos (Paleoceno). Placa Oceánica EPR: East Pacific Rise. Mapa geológico modificado del Servicio Geológico Mexicano (<http://MyPasims.sgm.gob.mx/GeoInfoMexDb>).

En la porción noroeste encontramos las secuencias volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO), una importante provincia volcánica que se extiende por gran parte del noroeste de México. Los productos de esta provincia están principalmente representados por ignimbritas félsicas (Ferrari et al., 2018 y referencias citadas). Finalmente, el magmatismo reciente está representado por los productos volcánicos de la FVTM-O. La actividad volcánica de la FVTM

en esta región se desarrolla a partir del Mioceno tardío, y se caracteriza por ser composicionalmente muy variable, con productos alcalinos y toleíticos asociados a volúmenes mas abundantes de lavas calcialcalinas (Gómez-Tuena et al., 2007, 2011, 2013, 2018a; Díaz-Bravo et al., 2014).

2.2 Erosión por subducción en el margen suroeste de México

A todo lo largo del margen pacífico mexicano se encuentran expuestos plutones calcialcalinos con edades variables entre el Cretácico Tardío y Mioceno (Ortega-Gutiérrez et al., 2014). La exposición de estos cuerpos intrusivos, que también se han encontrados en varias localidades cerca de la trinchera de Acapulco (Watkins et al., 1981; Mercier de Lépinay et al., 1997; Calmus et al., 1999), ha sido interpretada como resultado de un truncamiento del margen mexicano que ha ocurrido durante gran parte del Cenozoico (Morán-Zenteno et al., 2018). Una primera clase de modelos consideran que el truncamiento de la margen es el resultado del desplazamiento del Bloque Chortís durante los últimos 50 Ma, desde su posición inicial en el suroeste de México hasta la actual región de Centroamérica (p. ej. Ross y Scotese, 1988; Pindell et al., 1988; Schaaf et al., 1995; Silva-Romo, 2008). Otros modelos sugieren que una intensa erosión por subducción durante aproximadamente 50 y 20 Ma haya llevado a la remoción de ~250 km de margen, correspondientes al antearco y parte del arco cenozoico (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Keppie et al., 2012). Esta segunda hipótesis se apoya en las altas velocidades de convergencia entre las placas Farallón y Norteamérica durante el Paleógeno (Schaaf et al., 1995), pues en principio estas velocidades mayores pueden haber aumentado el proceso de erosión por subducción. Alternativamente, ha sido también propuesto que una combinación de estos dos procesos puedan actuar al mismo tiempo. Morán-Zenteno et al. (1996) proponen una relación causal entre el desplazamiento del Bloque Chortís (y en específico de la unión triple entre las placas Norteamérica, Caribe y Farallón) y el levantamiento del margen suroeste de México. En esta visión, para que se mantenga la geometría del margen, este levantamiento debe de ser necesariamente acompañado por una disminución del espesor cortical, generado por un proceso de erosión por subducción (figura 2-5).

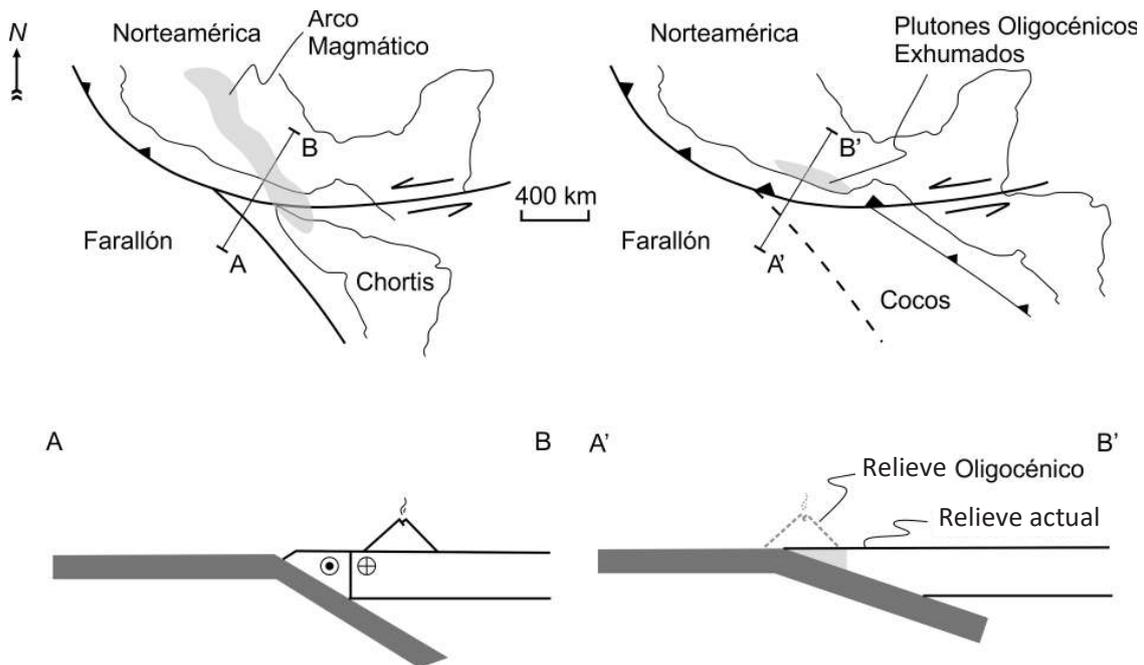


Figura 2-5. Modelo de truncamiento del margen mexicano propuesto por Morán-Zenteno et al. (1996). El desplazamiento de la unión triple entre las placas Farallón, Chortís y Norteamérica, provoca un acercamiento de la trinchera hacia el continente, generando una disminución gradual del ángulo de subducción y disparando posiblemente una fuerte erosión tectónica en la región del antepaís.

En la actualidad, la presencia de una cuña acrecional poco desarrollada y relativamente joven (<10Ma; Moore et al., 1982; Watkins et al., 1981), o hasta totalmente ausente en algunas partes del margen (Mercier de Lépinay et al., 1997), es considerada una característica típica de un margen convergente de tipo erosivo (von Huene and Scholl, 1991; Clift and Vannucchi, 2004). Además, en porciones distintas del margen suroeste de México, diversas evidencias nos testimonian una fuerte subsidencia desde el Mioceno. Unos 100 km al SW de Acapulco, en la costa del Estado de Guerrero, la presencia de foraminíferos bentónicos en sedimentos hemipelágicos del Mioceno hablan de un ambiente de deposición somero (50-150 m; Watkins et al., 1981). Estos sedimentos se encuentran hoy en día a profundidades de 675 y 1268 m respectivamente (sitios 489 y 493 del *Deep Sea Drilling Project*, DSDP), lo cual implica un proceso de fuerte subsidencia desde hace ~23Ma, consistente con una pérdida de alrededor de 25 km de antearco (Clift y Vannucchi, 2004). Esto nos indica una tasa de erosión por subducción, o de retiro de la trinchera, de ~1 km/Ma desde el Mioceno hasta la actualidad. Asimismo, cerca de Manzanillo, en el Estado de Colima, Mercier de Lépinay et al. (1997)

reportan la presencia de una discontinuidad erosiva a una profundidad de 3820 m localizada por encima de un plutón pre-Eoceno a lo largo de la pared interior de la trinchera. Encima de esta superficie erosiva se encuentra un conglomerado polimíctico y una secuencia marina del Mioceno tardío. Esta evidencia nos documenta una gran subsidencia durante los últimos ~8 Ma, con una tasa similar (0.35 mm/a) a las reportadas en otros márgenes convergentes, y generalmente asociadas a erosión por subducción (Von Huene y Lallemand, 1990; Sosson et al., 1994; Lallemand, 1995). En esta parte del margen, Scholl and von Huene (2007) estiman una tasa de erosión por subducción parecida a la de la zona de Acapulco, en específico de 1.3 km/Ma y 1.1 km/Ma para la zona de Manzanillo y Puerto Vallarta, respectivamente.

2.3 El magmatismo reciente de la FVTM-O

La FVTM se caracteriza por una gran variedad de composiciones magmáticas que se han emplazado a lo largo de su historia eruptiva. Las lavas calcialcalinas representan el producto volcánico más recurrente a lo largo del arco volcánico, y se caracterizan principalmente por composiciones andesíticas y dacíticas, si bien varían desde basálticas hasta riolíticas (Gómez-Tuena, 2018a). Asociados con estos productos típicos del magmatismo de arco, en varias porciones de la FVTM se encuentran lavas alcalinas, tanto sódicas como potásicas, que se asocian temporal y espacialmente con los productos calcialcalinos. Un ejemplo muy claro de esta variabilidad composicional está representado por el volcanismo reciente de la FVTM-O. Desde el Plioceno el volcanismo de esta región se organiza en dos cadenas volcánicas paralelas a la trinchera, caracterizadas por productos volcánicos distintos y variables (Gómez-Tuena et al., 2013; Díaz-Bravo et al., 2014; Figura 2-6).

El volcanismo en la cadena frontal se caracteriza por la asociación de rocas potásicas (minetas, absarokitas y lamprófiros de hornblenda), así como productos calcialcalinos, principalmente basálticos y andesíticos organizados en distintos campos monogenéticos que se encuentran asociados a grábenes y semigrábenes con orientación prevalente N-S (Gómez-Tuena et al., 2011 y referencias citadas). En la porción meridional del área de estudio, se ubica el graben de Colima, donde se encuentran varios conos potásicos, con basanitas y minetas como productos más recurrentes (Luhr y Carmichael, 1981; Carmichael et al., 2006), activos durante el Pleistoceno (entre 450 y 60 ka). Los productos calcialcalinos en esta región están representados por dos conos cineríticos, los basaltos de Tezontal y las andesitas basálticas de Usmayac (con edades de 545 ka y 1.22 Ma respectivamente; Carmichael et al., 2006), y por los productos andesíticos de tres grandes estratovolcanes: el activo Volcán de Fuego de Colima, y los extintos Nevado de Colima y Cántaro (activos durante el Pleistoceno y Holoceno; Valdez-Moreno et al., 2007 y referencias citadas). Afuera del graben de Colima, en dirección NW, existen distintos campos volcánicos monogenéticos: Ayutla, Los Volcanes, Talpa de Allende, Mascota y San Sebastián. La actividad en estos campos volcánicos empieza a partir del Plioceno (4.5 Ma en Ayutla; Richter y Rosas-Elguera, 2001), y continúa en algunos centros hasta el Pleistoceno medio y tardío (0.061 Ma en Mascota, Carmichael et al., 1996, y 0.26 Ma en San Sebastián, (Lange y Carmichael, 1991)). Los productos de estos campos volcánicos

el Cuaternario (figura 2-6; Frey et al., 2007 y referencias citadas). Este magmatismo se localiza adentro del rift de Tepic-Zacoalco (RTZ), una gran depresión tectónica que se desarrolla en dirección NW-SE desde la ciudad de Tepic, en el estado de Nayarit, hasta la ciudad de Guadalajara, en Jalisco (Allan, 1986). Durante el último millón de años, el magmatismo bimodal se concentra en la región de Tequila, Jalisco, y en el cerro la Primavera (Mahood, 1980; Mahood y Halliday, 1988; Lewis-Kenedi et al., 2005). En este periodo en la porción NW del RTZ se desarrolla un volcanismo alcalino máfico, tanto por medio de conos cineríticos como fisuras (Nelson y Carmichael, 1984), de composición basáltica, hawaítica y mugearítica, y un volcanismo félsico concentrado en el volcán Las Navajas, Nayarit, caracterizado por lavas de composición traquítica y riolítica hiperalcalina. Con el tiempo, el magmatismo bimodal disminuye progresivamente (Frey et al., 2007), y desde el Pleistoceno medio y tardío (~0.7 Ma), en la cadena trasera empieza el desarrollo de grandes estratovolcanes de composición andesítica: Tequila, Ceboruco, Sangangüey, Tepetitlic, y San Juan (figura 2-6).

El magmatismo alcalino que se encuentra en ambas cadenas ha sido interpretado como el resultado de la fusión de un manto composicionalmente heterogéneo (Díaz-Bravo et al., 2004). De un lado los basaltos intraplaca de la suite magmática denominada SB-suite (*Sangangüey Basalts*; Díaz-Bravo et al., 2004), situados en la porción NO del TZR, muestran valores bajos de SiO₂ (campo OIB de la figura 2-8), y una muy baja influencia de la subducción, con patrones de elementos trazas muy parecidos a los del reservorio OIB (Sun y McDonough, 1989). Del otro lado, los basaltos de la región de Amatlán de Cañas, Jalisco y de Santa Rosa, Jalisco (AC suite y SR suite respectivamente; figura 2-5; Díaz-Bravo et al., 2004), muestran contenidos en SiO₂ ligeramente mayores y una mayor influencia de la subducción, como enriquecimientos en LILE y una evidente anomalía negativa de Nb y Ta. Otra diferencia importante entre estas dos tipologías de suites magmáticas reside en la composición diferente de sus olivinos. En los basaltos de la suite magmática SB se encuentran varios olivinos con composiciones mantélicas (Fo₈₈₋₉₂) y generalmente contenidos de forsterita >80 mole%, mientras que los olivinos de los basaltos de las suites AC y SR muestran contenidos de forsterita menores, entre 65 y 85 mol% (figura 2-7). No obstante, los olivinos de estos magmas tienen concentraciones de Ni prácticamente idénticas a pesar de los contenidos distintos de forsterita (figura 2-6). Se considera que estas composiciones contrastantes

derivan de la fusión de un manto mineralógicamente distinto: las altas concentraciones de Ni se asocian generalmente a la fusión de un manto piroxenítico, mientras que bajos contenidos en Ni derivan de la fusión de un manto peridotítico (Sobolev et al., 2005, 2007; Straub et al., 2008, 2011). Esto se debe a la compatibilidad más baja del Ni en el piroxeno con respecto al olivino. De esta manera, una fusión de un manto piroxenítico generará magmas con más alto contenido en Ni con respecto a los que derivan de la fusión de una peridotita y, posteriormente, esta característica se reflejará en las composiciones de los olivinos que cristalizan de estos magmas. Recientemente, Straub et al. (2008, 2011) han demostrado que en el caso del magmatismo calciálcico de la FVTM, los altos contenidos en Ni en los olivinos derivan en efecto de la fusión de un manto piroxenítico, y que el proceso de “piroxenización” se considera consecuente a la interacción entre los materiales subducidos y la cuña del manto (Díaz-Bravo et al., 2014). Los olivinos de los basaltos de las suites magmáticas AC y SR comparten la misma línea de tendencias de los olivinos de otros magmas calciálcicos más primitivos de la FVTM (fig. 2-7; Straub et al., 2008, 2011), y por lo tanto son considerados el resultado de la fusión de un manto con una mineralogía parecida (Díaz-Bravo et al., 2014). De forma distinta, los olivinos de los basaltos de la suite SB muestran composiciones prácticamente idénticas a la de los olivinos de los basaltos tipo MORB, y por ende son considerados como el resultado de la fusión de un manto peridotítico.

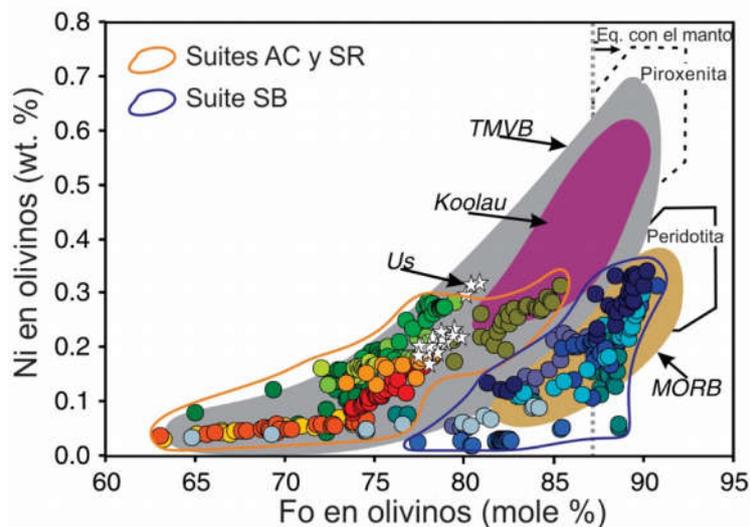


Figura 2-7 Composiciones de olivinos reportadas en Díaz-Bravo et al. (2014). Los círculos se refieren a olivinos de distintos magmas pertenecientes a las distintas suites magmáticas. Véase el texto para detalles.

Conjuntamente, los basaltos más primitivos de la suite SB muestran relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb muy parecidas a la de los basaltos de algunas islas del Pacífico (Socorro y Santa Isabel), y sus composiciones isotópicas forman un arreglo continuo con los basaltos de las placas oceánicas de Cocos y Rivera (Díaz-Bravo et al., 2014; figura 2-8). De manera diferente, los basaltos de las suites AC y SR muestran relaciones isotópicas idénticas a las de los estratovolcanes andesíticos (figura 2-8). Por estos motivos se considera que los basaltos de la suite SB representen la fusión del manto no metasomatizado, es decir el manto “primitivo” de esta región, mientras que los basaltos de las suites AC y SR son el resultado de la fusión de un manto cuya mineralogía ha sido transformada por el reciclaje de materiales subducidos (Díaz-Bravo et al., 2014).

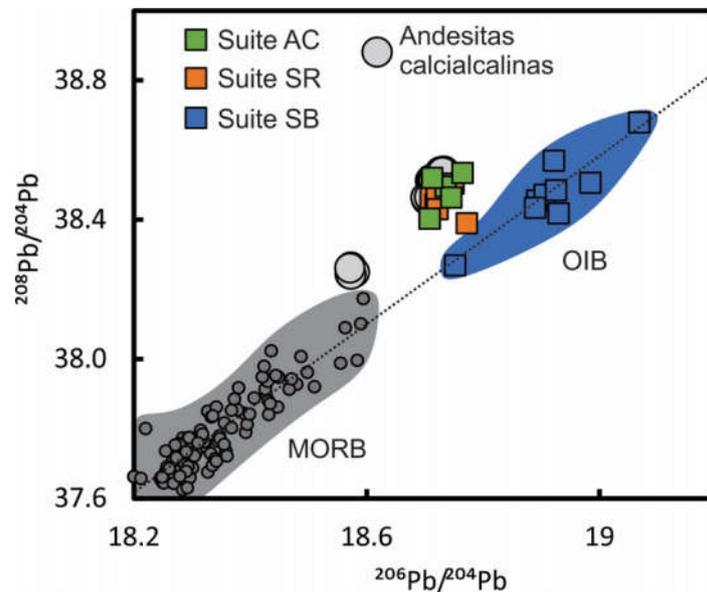


Figura 2-8 Diagrama de composición isotópica del Pb para las principales suites volcánicas de la FVTM-O. La línea punteada representa un arreglo mantélico definido por la composición de los basaltos tipo MORB y OIB. Las andesitas de arco, y los magmas basálticos de las suites SR y AC salen de esta tendencia, sugiriendo una génesis distinta que la simple extracción de magmas del manto. Los datos de las suites magmáticas AC, SR, SB están reportados en Díaz-Bravo et al. (2014). Los basaltos MORB son una recopilación de datos de las placas oceánicas de Rivera y Cocos de la base de datos PETDB (<http://www.petdb.org>). Los datos de las andesitas están reportados en Díaz-Bravo et al. (2014) y Gómez-Tuena et al. (2013); los datos del volcán Colima son nuevos de este trabajo.

En este trabajo se considera la composición isotópica de los basaltos SB como característica del manto “primitivo” debajo de esta porción de la FVTM. De aquí en adelante nos referiremos a este magmatismo como “OIB” (*Ocean Island Basalts*), tanto en las gráficas como en el texto.

Volúmenes de producción magmática

Utilizando los datos previamente publicados en distintos trabajos volcanológicos fue posible calcular los volúmenes de volcanismo reciente de la FVTM-O. Durante el último millón de años, las andesitas calcalcalinas, principalmente representadas por lavas de los grandes estratovolcanes, representan el producto volcánico volumétricamente más abundante (~76%; Tabla 1). Más en específico, si consideramos juntos todos los productos volcánicos intermedios (de basáltico-andesítico hasta dacítico) estos representan aproximadamente el 80% de los volúmenes eruptivos. El porcentaje restante está representado por los productos basálticos alcalinos, tanto sódicos como potásicos, que se encuentran en ambas cadenas volcánicas, y por las riolitas hiperalcalinas asociadas al magmatismo intraplaca en la cadena trasera. Considerando todas estas expresiones volcánicas, el volumen total de productos extrusivos es aproximadamente de 900 km³. Evidentemente esta cantidad no representa el aporte magmático total del último millón de años, pues no se está tomando en cuenta la contraparte intrusiva de cada evento volcánico. Por esta razón, es necesario considerar también los volúmenes de magmatismo intrusivo. La evaluación de estas cantidades es una tarea bastante complicada, debido principalmente a la imposibilidad de observar y medir directamente el tamaño de los cuerpos intrusivos.

Un estudio reciente de ruido sísmico llevado a cabo en la zona del volcán de Colima (Spica et al., 2017), ha identificado la presencia de un cuerpo elipsoidal debajo del volcán mismo a una profundidad de aproximadamente 15 km y caracterizados por altas velocidades, el cual ha sido interpretado como una región de *crystal mush* (caracterizadas por presencia de fundidos parciales y un contenido en cristales mayor al 50%; Bachmann y Bergantz, 2008). Si consideramos que el volcán de Colima es activo hoy en día, entonces la Figura 2- nos representa una “fotografía” del magmatismo intrusivo debajo de este volcán (es decir su plutón), que se está produciendo contemporáneamente a los productos extrusivos que constituyen el edificio del volcán. Gracias a los modelos publicados en el trabajo de Spica et al. (2017), fue posible calcular el volumen total de la zona ocupada por *crystal mush*, aproximando esta región a un cuerpo de forma elíptica (detalle en el pie de la figura 2-9). El volumen así calculado es de 4371.53 km³, que cuando se compara con el volumen total del edificio del volcán de Colima (450km³), nos permite obtener una relación entre material

intrusivo y extrusivo (relación I/E) de 9.71, un valor coherente con lo propuesto en otros contextos de arco continental (Lipman y Bachmann, 2015 y referencias citadas).

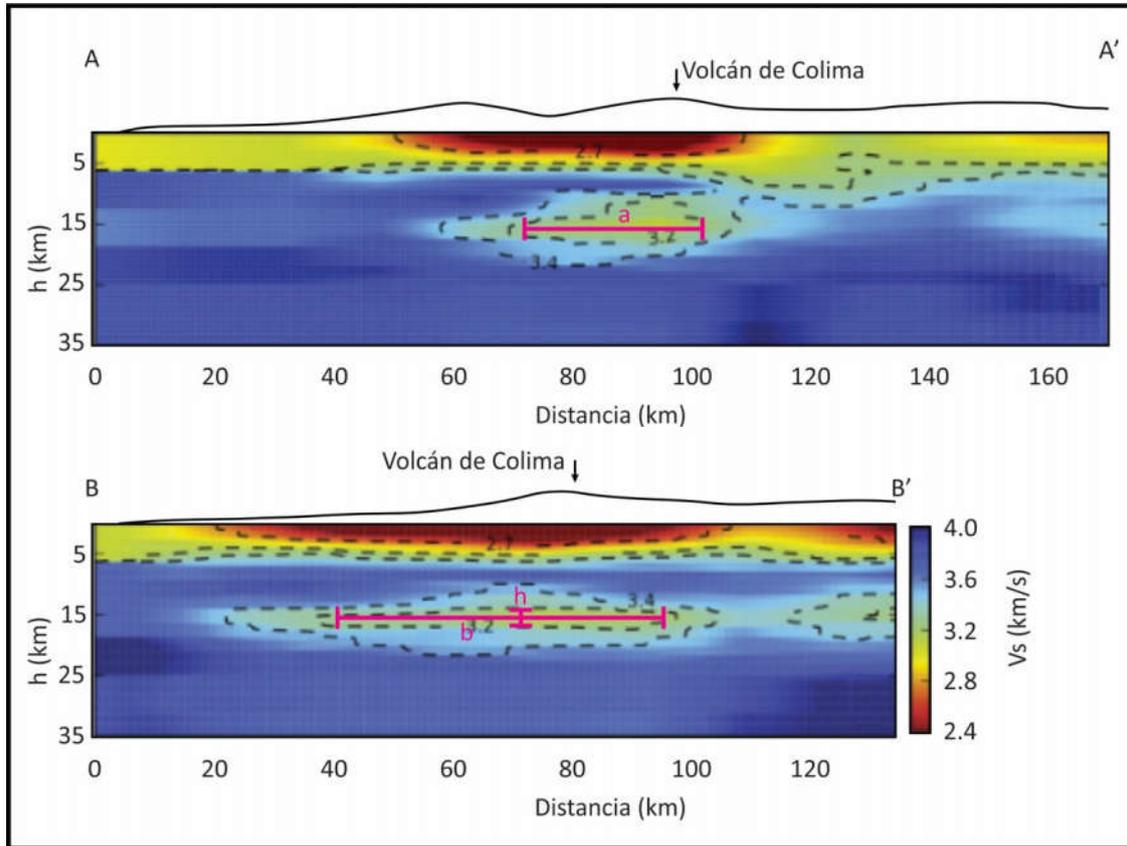


Figura 2-9. Modelo modificado de Spica et al. (2017). Se representan los modelos generados a partir del estudio de ruido sísmico en la zona del volcán de Colima. Los dos perfiles, A-A' y B-B', están representados en la figura 1 de Spica et al. (2017), y tienen orientaciones aproximadas E-O y N-S respectivamente. Las líneas rojas representan las dimensiones del cuerpo elíptico considerado como *crystal mush* ($a=30$ km; $b=55$ km; $c=5.06$ km). La región de *crystal mush* se consideró coincidente con una velocidad de las ondas sísmicas (S) > 3.2 km/s, la cual, como sugieren los autores, indica una región donde hay altas probabilidades de encontrar fundidos parciales, considerando la disminución de las velocidades con respecto a las rocas alrededor.

Asumiendo que esta relación sea representativa para todo el volcanismo de la FVTM-O, este valor nos permite estimar una producción intrusiva del último millón de años, basándonos en los volúmenes de rocas volcánicas presentados en la Tabla 1. Los resultados de este cálculo (Tabla 1) nos hablan de un volumen total de producción magmática (intrusiva y extrusiva) de 9649 km^3 durante el último millón de años, lo cual equivale a una tasa de producción magmática de $35 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de arco, si consideramos la longitud del tramo de arco

considerado (275 km; sección B-B' en la Figura 5-9). Este valor es prácticamente idéntico a lo publicado por Haschke y Günther (2003) para el arco andino en el Norte de Chile.

Tabla 1 - Volúmenes estimados de producción magmática durante el último millón de años para los centros eruptivos de la FVTM-O.

	Colima ^a	Mascota ^b	Tequila ^c	Ceboruco ^d	Tepetitlic ^e	Sangangüey ^f
Basalto (km ³)	1.3	1.03	38.9			
Andesita basáltica (km ³)		0.94	0.8	14.95		
Andesita (km ³)	450	0.89	50.3	47.85	48	25
Dacita (km ³)			3	15.4		5
Riolita (km ³)			34.8	2.4		
Volumen total extrusivo (km³)	451.3	3	128	81	48	30
Edad (my)	1.0	1.0	1.0	0.8	0.6	1.0
Tasa extrusiva (km ³ /my)	451	3	128	101	80	30
	Navajas ^g	San Juan ^h	Primavera ⁱ	Volumen extrusivo por composición	Volumen Magmático Total	Volumen%
Basalto (km ³)	30			71.2	763	6%
Andesita basáltica (km ³)				16.7	179	2%
Andesita (km ³)		60		682	7308	84%
Dacita (km ³)				23.4	251	3%
Riolita (km ³)	30		40	107.2	1149	5%
Volumen total extrusivo (km³)	60	60	40	901	9649	
Edad (my)	1.0	1.0	1.0			
Tasa extrusiva (km ³ /my)	60	60	40			
Referencias						
*Considerando sólo el Volcán de Fuego y el Nevado de Colima (Luhr y Carmichael, 1980), y el cono de ceniza del Pleistoceno al actualidad (Carmichael et al., 2006).						
No se toma en cuenta el volcán Cantaro, que tiene más de 1Ma (Valdez-Moreno et al., 2006)						
^a Volumen extrusivo en el último My (Ownby et al., 2008)						
^f Estimación de volumen de Lewis-Kenedi et al., (2005)						
^e Estimación de volumen de Frey et al., (2004)						
^d Estimación de volumen de Frey et al., (2013)						
^c Estimación de volumen de Nelson y Livieres (1986)						
^b Estimación de volumen de Nelson y Hagre (1990)						
^g Estimación de volumen de Luhr (2000)						
^h Estimación de volumen de Mahood et al., (1988)						
Volumen magmático total considerando una relación intrusivo:extrusivo (I:E) de 9.715. Ver texto para detalles.						

3 METODOLOGÍAS ANALÍTICAS

3.1 Muestreo

Para caracterizar los materiales corticales que están siendo erosionados del antearco del BJ, y posteriormente subducidos en la trinchera mesoamericana, implementamos una novedosa técnica de muestro, la cual consistió en la recolección sistemática de los sedimentos de río que desembocan a lo largo de este tramo de la costa. A diferencia de otras técnicas, por ejemplo, un muestreo de las litologías aflorantes o perforaciones a lo largo de la trinchera, este método tiene varias ventajas. Primeramente, disminuye la posibilidad de un sesgo durante el muestreo, debido a la dificultad de escoger una muestra representativa de las litologías que efectivamente están siendo fuentes de los materiales corticales introducidos en la trinchera. En segundo lugar, los sedimentos tienen la capacidad de homogeneizar de forma natural grandes volúmenes de roca, y proporcionar una muestra que represente la variedad litológica de toda una cuenca hidrográfica. Adicionalmente, esta metodología permite ahorrar tiempo y dinero, aspectos importantes sobre todo cuando se trata de áreas de estudio extensas, como es el caso de este trabajo. Concluyendo, dada la imposibilidad de escoger realmente una muestra “rocosa” que sea representativa de toda una unidad litológica, o, mejor dicho, de todo un complejo de unidades litológicas, los sedimentos nos ofrecen la posibilidad de disfrutar de un muestreo aleatorio de la variedad litológica natural.

Aun así, es importante mencionar que, al igual que todas las metodologías de investigación, también existen algunas desventajas y limitantes. Las rocas que estamos caracterizando a través del muestro de sedimentos de río no son realmente las rocas que están siendo erosionadas tectónicamente en la frontera entre las dos placas, las cuales son inaccesibles a un muestreo directo de forma sencilla. Además, es oportuno tomar en cuenta que los materiales corticales que están siendo posiblemente retrabajados por debajo de los volcanes actualmente deben de haber entrado a la trinchera aproximadamente hace unos 5 Ma, y que en este lapso se han perdido cerca de 5 km de costa por erosión por subducción (tomando en cuenta las actuales tasas de convergencias y erosión tectónica reportadas previamente). Sin embargo, en varias localidades de la trinchera, en distancias hasta mayores de 50 km, se han encontrado las mismas litologías que están aflorando en la costa y en amplias porciones del

antearco (Watkins et al., 1981; Mercier de Lépinay et al., 1997; Calmus et al., 1999). Esto nos asegura que las rocas que han sido, y están siendo, removidas por erosión por subducción son las mismas que están siendo muestreadas por los ríos en la región del antearco, y que no deben haber ocurrido cambios abruptos en su composición, por lo menos en los últimos 5 Ma.

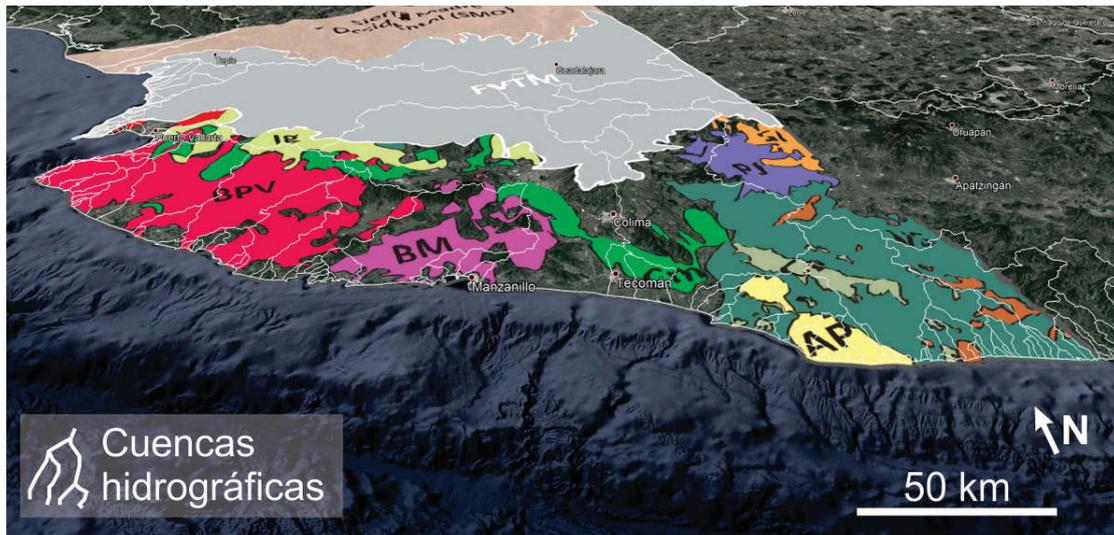


Figura 3-1 Mapa con los límites de las cuencas hidrográficas en el área de estudio (datos de *Cuencas hidrográficas de México*, 2007, http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis_root/hidro/chidro/uve250k_07gw).

Antes de recolectar los sedimentos, el muestreo fue detalladamente planeado con base en la geología local y en la distribución de las cuencas hidrográficas. Ante todo, se identificaron las principales cuentas hidrográficas y utilizando Google Earth (Figura 3-1) se buscaron puntos adecuados para el muestreo (Figura 3-2). Posteriormente, se completó esta fase de planeación corroborando, con base en la cartografía geológica publicada, que las principales litologías estuvieran suficientemente representadas por las cuencas hidrográficas seleccionadas. En una segunda fase del muestreo, se tomaron algunas muestras de rocas aflorantes en la zona de la costa cerca del volcán de Colima (Figura 3-4). Esto fue necesario para corroborar un importante cambio composicional entre los sedimentos de esta zona y los sedimentos de la porción norte (Capítulo 4 – Resultados).



Figura 3-2 Algunos ejemplos de los ríos muestreados durante el trabajo de campo.

Además de los sedimentos de río también se analizaron algunos sedimentos oceánicos. En específico, se trata de porciones de núcleos de sedimentos oceánicos hemipelágicos recogidos por dos buques oceanográficos diferentes (*Vema* y *Robert Conrad*) del *Lamont Doherty Earth Observatory* (LDEO) de Nueva York (Figura 3-3). Por lo general, se trata de sedimentos terrígenos compuestos principalmente por limos y arenas finas, intercalados por niveles de ceniza volcánicas (<http://ldeo.columbia.edu/core-repository>).



Figura 3-3 Núcleos de sedimentos hemipelágicos recolectados por los cruceros oceánicos del LDEO (muestras reportadas en las figura 3-4).

El análisis de los sedimentos oceánicos fue necesario para poder caracterizar todos los componentes corticales subducidos (bloques de antearco y sedimentos hemipelágicos) a lo largo del margen. En la figura 3-4 están representados los puntos de muestreo de los sedimentos fluviales y la ubicación de los núcleos oceánicos.

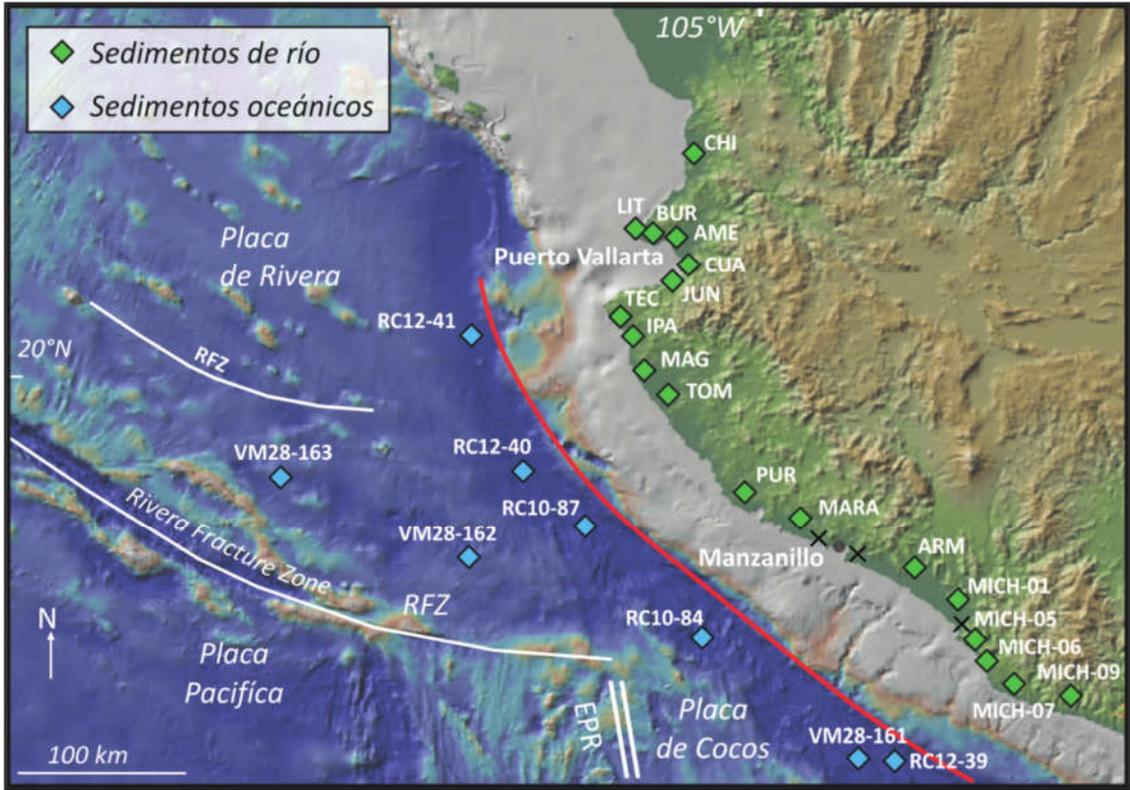


Figura 3-4 Mapa con las ubicaciones de las muestras analizadas. Los rombos verdes representan sedimentos fluviales, los azules los núcleos de sedimentos oceánicos. Con "x" están representadas las ubicaciones de las muestras de rocas recolectadas.

3.2 Pulverización

El proceso de trituración y pulverización de las muestras, previo a los análisis químicos, fue llevado a cabo en el laboratorio de molienda del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, Campus, Juriquilla.

En este proceso es fundamental el cuidado de la limpieza, por esta razón el área de trabajo tiene que estar en un estado de limpieza impecable en cada paso del proceso de preparación, para prevenir cualquier forma de contaminación de las muestras. Antes de pulverizar las muestras, todos los sedimentos fueron secados en horno por un tiempo de 1-2 días a una temperatura de ~ 80 °C, para eliminar cualquier humedad de las muestras. Una vez secas, las muestras fueron cuarteadas, para obtener un producto más homogéneo y disminuir el sesgo intrínseco del muestreo. Después de haber limpiado cuidadosamente el área de trabajo cada muestra fue pulverizada utilizando un *shatterbox* eléctrico; por cada muestra se obtuvieron min. 25-30 g de polvo. Antes y después de la pulverización de cada muestra, todos los instrumentos utilizados fueron lavados y secados al igual el área de trabajo, primero con agua desionizada y posteriormente con acetona de grado analítico. Antes y después de cada pulverización, se limpió el *shatterbox* pulverizando 20-30 g de arena de sílice por 3-4 minutos, y luego se enjuagó con agua desionizada, acetona y por último se secó cuidadosamente. A continuación, por cada muestra, se pre-contaminó el *shatterbox* con una pequeña cantidad del mismo sedimento (20-25g que luego se desechará), para disminuir la posibilidad de contaminación. Posteriormente, se pulverizó 30g aproximadamente de muestra mediante el *shatterbox* hasta obtener un tamaño de polvo de 75 μm de diámetro (malla 200), equivalente aproximadamente a un tiempo de pulverización de 3-4 minutos. Una vez terminado el proceso de pulverización, el polvo se guardó rápidamente en un frasco de plástico, previamente marcado y etiquetado.

3.3 Análisis de elementos mayores y trazas

Los datos de elementos traza se obtuvieron mediante espectrometría de masas de plasma acoplado por inducción (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*, ICP-MS). Toda la preparación de muestras para las mediciones de elementos traza se realizó dentro del laboratorio ultra limpio del CGEO, UNAM, Juriquilla.

El protocolo químico para la digestión en ácido está reportado en Mori et al. (2007).

Pesado de las muestras

El primer paso fue pesar cada muestra con una microbalanza de alta calidad, en un cuarto con calidad de limpieza nominal 300 (menos de 300 partículas > 0.5 μm por pie cúbico de aire). Antes de pesar la muestra, fue necesario limpiar el área de trabajo, para evitar cualquier tipo de contaminación del polvo. Una vez limpio el lugar, se encendió la balanza, después se esperó que se estabilizara. A continuación, se colocó un vial limpio adentro de un revestimiento de papel de aluminio, este método es muy útil pues evita que la estática haga que el polvo se pegue a las paredes del recipiente. Luego se colocó el vial sobre la balanza y se le disparó con una pistola antiestática. Una vez que la balanza se volvió a estabilizar, el aparato fue nuevamente reiniciado. Posteriormente, se pesaron 0.05 g de polvo (para estos análisis la medición se acepta si cae dentro de un error de ± 0.0005 g). Después de haber pesado la muestra, se agregaron tres gotas de agua destilada para evitar la dispersión del polvo. Finalmente, después de haber limpiado cuidadosamente la espátula utilizada para pesar el polvo y el área de trabajo con agua desionizada, se repitió el procedimiento para cada muestra.

Digestión en ácidos para análisis de elementos mayores y trazas

Con el fin de medir los elementos traza (y mayores), se necesita disolver los cationes contenidos en los polvos de las muestras de sedimentos mediante una técnica de digestión en ácidos. Este procedimiento se realizó en un cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno, con filtración de aire adicional, para obtener localmente una calidad de aire de clase 100 o incluso menor.

Para comenzar este procedimiento, se agregaron 1 ml de HF concentrado y 0.5 ml de HNO₃ 8M a cada vial. Posteriormente, los viales fueron cerrados y dejados una noche en una parrilla eléctrica a ~ 100 °C de temperatura (Figura 3-5). Al día siguiente, se abrieron los viales y se dejaron secar (alrededor de 3-4 horas) en la misma parrilla a una temperatura de ~ 100 °C. Una vez secos, se agregaron 1 ml de HF y 0.5 ml de HNO₃ 8M a cada vial. Luego, el contenido de cada vial se transfirió a un vial de 1,5 ml, específico para digestión en bombas de alta presión (*acid-digestion bomb*, en inglés; Figura 3-6). Se colocaron los viales en las bombas, y a continuación, cada bomba se rellenoó con 4 ml de HF y 3 ml de HNO₃ 8M para contrastar el cambio de presión y evitar la apertura de los viales durante la digestión a alta temperatura. Posteriormente, las bombas se colocaron en un horno a una temperatura de 190 °C y se dejaron durante 100 horas. Después de este proceso de digestión, los cationes contenidos en la solución se encontrarán en forma de fluoruros, que generalmente son insolubles. Por este motivo, fue necesario un paso extra de digestión en ácido clorhídrico y, posteriormente, en ácido nítrico. Al final de estos dos últimos pasos de digestión, los fluoruros se convertirán primero en cloruros y, al final, en nitratos solubles. Posteriormente se hizo evaporar la solución de HF + HNO₃ (mediante el mismo procedimiento descrito anteriormente), se agregaron 1,5 ml de HCl 6 M a todos los viales. A continuación, las muestras se dejaron en una bomba durante otras 24 horas. En este caso, para evitar la apertura de las tapas durante la permanencia en el horno, el interior de cada bomba se rellenoó con 5 ml de HCl 6M. Terminadas las 24 horas, las soluciones de HCl se evaporaron y se agregaron 16 gotas de HNO₃ 8M a cada vial (1 gota ~ 30µl). Una vez que todo el HNO₃ se evaporó, se agregaron otras 16 gotas de HNO₃ 8M, y luego los viales se cerraron y se dejaron en la parrilla por toda una noche a ~ 100 °C de temperatura. Al día siguiente, los viales se abrieron y se dejaron evaporar en la parrilla; una vez secos, se agregaron 2 ml de agua desionizada junto con 2 ml de HNO₃ 8M. Finalmente Los viales se cerraron y se dejaron otra noche en la parrilla a ~ 100 °C de temperatura. Después de este paso, todos los cationes de la muestra se disolvieron en la solución ácida de HNO₃.

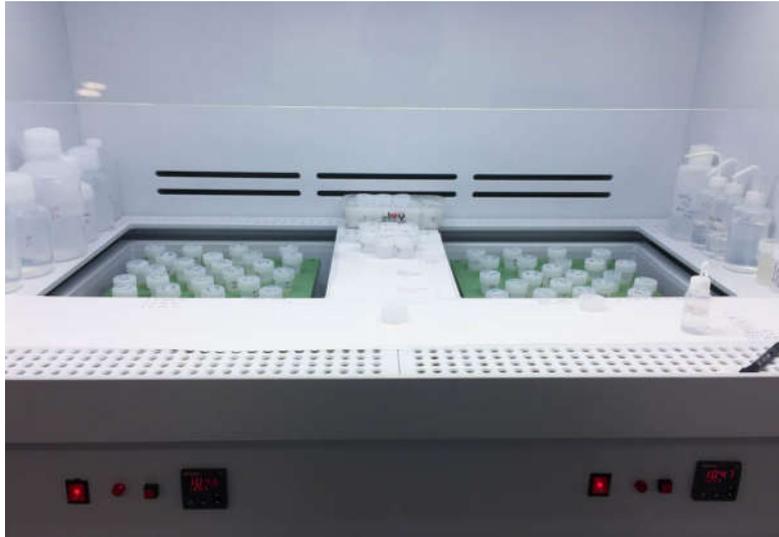


Figura 3-5 Los viales están colocados encima de las parillas adentro de una campana de extracción.



Figura 3-6 - Bombas de alta presión para la digestión en ácidos

Antes de realizar las mediciones químicas de estas soluciones, fue necesario diluir todas las muestras con una solución estándar (*Internal Standard Solution, ISS*). La ISS es una solución de HNO_3 0.2N que contiene 10 ppb de Ge, 5 In ppb, 5 ppb de Tm y 5 ppb de Bi, elementos cuya masa comprende el rango de masas de los elementos que se miden con el ICP-MS. Para

proveer las concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento, y para obtener la señal necesaria para adquirir datos de alta precisión, las muestras se diluyeron con la ISS. Específicamente, cada muestra fue transferida a una botella de plástico de 125 ml, y a continuación, utilizando una microbalanza de alta calidad se añadió ISS hasta que el peso total de la muestra alcanzó el peso de 100 g (antes de esto, cada botella de plástico fue pesada cuidadosamente, para poder restar su peso a la medición final). A continuación, las soluciones se agitaron enérgicamente para obtener una solución homogénea. Una vez concluido este último paso, las muestras quedaron listas para las mediciones en el ICP-MS.

Análisis ICP-MS

Las concentraciones de elementos trazas y de los elementos de las muestras se midieron a través de un ICP-MS (*Thermo iCap-Qc®*; Figura 3-7) presente en el laboratorio de estudios isotópicos (LEI) del CGEO. Las concentraciones de SiO₂ se extrapolaron por diferencia del total sobre una base anhidra. Para reducir y calibrar los datos, se utilizaron los estándares internacionales AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JB-2 y el estándar "alto" PS-99-25, junto con dos "blancos". Los blancos se utilizan para tener un continuo control sobre la contaminación y la estabilidad de la señal del espectrómetro de masa. Cada muestra y los estándares internacionales se midieron 2 veces, mientras los blancos y el estándar "alto" se analizaron 8 veces.



Figura 3-5 *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) presente en el laboratorio de estudios isotópico del CGEO.

El ICP-MS nos proporciona una señal eléctrica proporcional a la concentración de cada elemento de las muestras que se analiza: esto se realiza mediante una primera ionización de los elementos con plasma de He, los cuales vienen posteriormente seleccionados por fraccionamiento de masa, variando el campo eléctrico dentro de un cuadrupolo. Una vez concluidos los análisis, la señal detectada por el ICPMS por cada elemento se convirtió en concentración. Este procesamiento de los datos comienza con una corrección necesaria para eliminar el ruido de la señal del instrumento. La señal eléctrica se normaliza con respecto a la variación de las señales de los blancos con el tiempo, para poder restar el "ruido" del instrumento, considerando sus variaciones en el tiempo, a la señal obtenida por cada muestra. Es necesaria una segunda corrección con el fin de tener en cuenta la disminución de la sensibilidad del equipo durante las mediciones. Esta corrección, llamada *long-term drift*, consiste en la normalización de los datos obtenidos con respecto a las variaciones del estándar PS-99-25 (llamada estándar "alto"). La señal de cada elemento se normaliza con respecto a la línea que muestra la deriva a largo plazo de la sensibilidad de la máquina y de esta forma permite obviar a los cambios en la intensidad de la señal. Al final, se utilizan los estándares internacionales para construir la curva de calibración por cada elemento: en una gráfica de concentración (ppm) contra la señal (mV) podemos obtener una recta de calibración ($y = mx + q$), la cual convierte las señales eléctricas en concentraciones, utilizando la proporcionalidad entre una concentración conocida de un elemento dentro de un estándar internacional y su respuesta de señal eléctrica generada el ICP-MS.

En la Tabla A1 están reportados las mediciones de los estándares analizados durante cada sesión analítica.

3.4 Análisis isotópicos

Las relaciones isotópicas de Pb, Sr, Nd y Hf se obtuvieron mediante un ICP-MS multi-colector de alta resolución (*Neptune Plus*®). También para estos análisis, toda la preparación de las muestras y la separación isotópica se realizaron adentro del laboratorio ultra-limpio de CGEO.

Pesado de las muestras

Este procedimiento difiere del análisis de elementos trazas solo por la cantidad de polvo necesaria para la separación y análisis de isótopos. En este caso se necesitan 0.2 g de muestra.

Digestión en ácidos para isótopos

La metodología de la digestión ácida para la separación isotópica difiere un poco de la utilizada para el análisis de elementos traza. Las muestras se digieren en bomba como explicado previamente, y una vez que las muestras se hayan dejado en las bombas por la segunda vez (paso de HCl), se evapora el ácido en la parrilla. Posteriormente se agregan 20 gotas de HNO₃ 8M a cada vial, y luego se evaporan en la parrilla a una temperatura de ~ 100 °C. Una vez secos, a cada vial se agregan otras 35 gotas de HNO₃ 8M (suficiente para cubrir completamente la muestra sólida) y se dejan una noche en la parrilla a una temperatura de ~ 100 °C. El día siguiente, después de evaporar sobre la parrilla el ácido nítrico, se agregan 2 ml de HCl 6N y se evaporan a su vez. Este último paso se repite una o dos veces, hasta que la muestra aparezca como una pasta de color amarillo pálido.

Separación isotópica

El protocolo químico para la separación en columnas está reportado en Gómez-Tuena et al. (2014) y Straub et al. (2015).

Para poder medir las relaciones isotópicas es necesario separar los elementos de interés (Sr, Nd, Pb y Hf) de otros elementos que puedan generar interferencias isobáricas en el espectro de masas (i.e. ¹⁷⁶Hf con ¹⁷⁶Lu y ¹⁷⁶Yb). La separación de estos elementos se realiza mediante intercambio iónico entre un ácido diluido ("eluyente") y una resina ("fase estacionaria") que está contenida en unas columnas de teflón (Figura 3-8). Esta separación química de los

elementos de interés se realizó bajo una campana de flujo laminar de calidad de aire 10, en el laboratorio ultra-limpio del CGEO.

A continuación, las metodologías aplicadas se reportaron en tablas distintas por cada elemento, las cuales incluyen el procedimiento químico, el material necesario y las instrucciones de limpieza. Es importante mencionar que la campana de flujo laminar debe limpiarse cuidadosamente antes y después de cada proceso de separación.

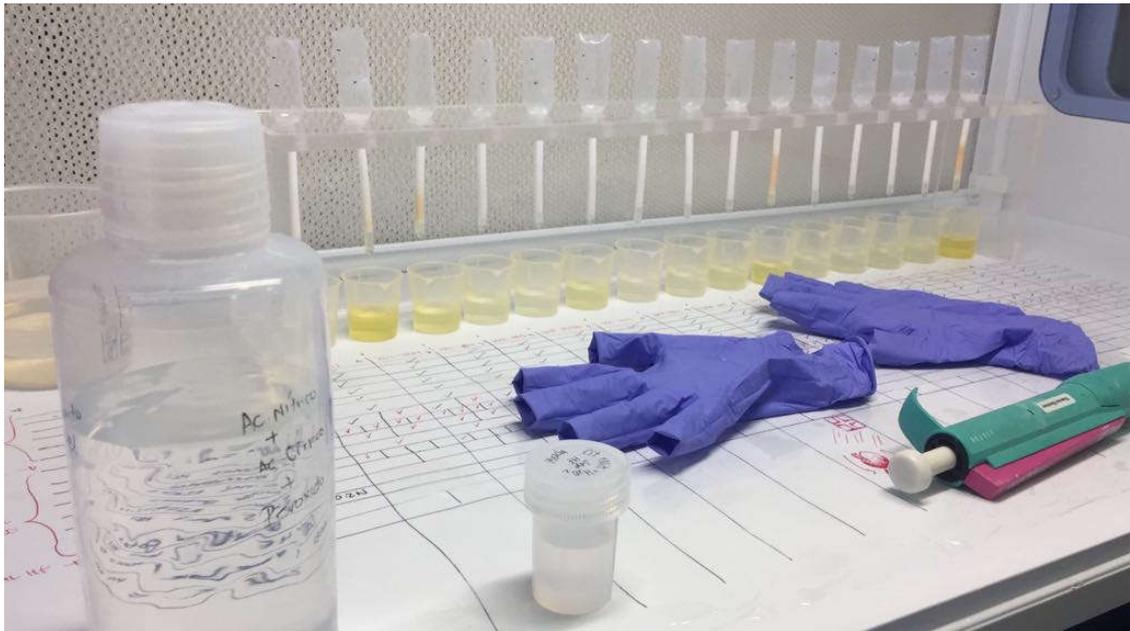


Figura 3-6 Columnas de teflón para la separación isotópicas

Pb	
	RESINA: AG1 X-8 100-200 mesh anion resin
	COLUMNA: teflón 100 µl
	LAVADO DE RESINA (cuando la resina es nueva)
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar 3 veces with HCl 1N
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	DISOLUCIÓN DE LA MUESTRA
	Desolver muestra en ~1100 µl HBr 0.7N (dejar una noche en la parilla a ~100 °C)
	Transferir la muestra en una bala y centrifugar (15min 110rpm)
	PROCEDIMIENTO (NOTA: todas las columnas deben enjuagarse 3 veces con agua desionizada)
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de agua desionizada (2 veces)
Vial lavado	Lavar resina con con 1 reservorio de HCl 6N (3 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 1/2 reservorio de agua desionizada
Vial lavado	Pre-condicionar la resina con 10 gotas (300 µl) 0.7 N HBr
	CAMBIAR VIAL
Vial original	Cargar muestra en la columna (~1100 µl HBr 0.7N) - guardar el residuo solido de la centrifuga -
Vial original	Collectar REE, Sr, Ba, Rb, Hf...
Vial original	10 gotas (300 µl) HBr 0.7N (3 veces)
Vial original	Lavar con 8 gotas (240 µl) HCl 2N
	CAMBIAR VIAL
Vial Pb	Colectar Pb con un reservorio de HCl 6N
	<i>Dry down sample</i>
	<i>Re-dissolve sample in 500 µl HBr 0.7N</i>
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de agua desionizada (2 veces)
Vial lavado	Lavar resina con con 1 reservorio de HCl 6N (2 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 1/2 reservorio de agua desionizada
Vial lavado	Pre-condicionar la resina con 10 gotas (300 µl) 0.7 N HBr
	CAMBIAR VIAL
Vial original	Cargar muestra en la columna (~500 µl HBr 0.7N)
Vial original	Collectar REE, Sr, Ba, Rb, Hf...
Vial original	10 gotas (300 µl) HBr 0.7N (3 veces)
Vial original	Lavar con 8 gotas (240 µl) HCl 2N
	CAMBIAR VIAL
Vial Pb	Colectar Pb con un reservorio de HCl 6N
	LAVADO DE COLUMNA
	Desechar resina
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Llenar la columna HCl 6N
	Sonicar 30-60min
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Almacenar columnas en agua desionizada
	VIAL Pb
	Secar muestra
	Añadir 30 µl (1 gota) de HNO ₃ concentrado
	Añadir 0.470 ml de agua desionizada y tranferir en una bala
	Almacenar para medición isotópica
	VIAL ORIGINAL
	Añadir ~5 gotas de HNO ₃ concentrado (cuidado posible reacción violenta)
	Esperar que termine la reacción
	Añadir el residuo de la centrifuga, secar la muestra en la parilla
	Almacenar separación de Sr

Sr	
	RESINA: Sr-SPEC
	COLUMNA: teflón 30 µl
	LAVADO DE RESINA (cuando la resina es nueva)
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	DISOLUCIÓN DE LA MUESTRA
	Desolver muestra en 0.6 ml HNO ₃ 3N (dejar una noche en la parilla a ~100 °C)
	Transferir la muestra en una bala y centrifugar (15min 110rpm)
	PROCEDIMIENTO (NOTA: todas las columnas deben enjuagarse 3 veces con agua desionizada)
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de agua desionizada (3 veces)
Vial lavado	Precondicionar la resina con 360 µl HNO ₃ 3N
CAMBIAR VIAL	
Vial original	Cargar muestra en la columna (0.6 ml HNO₃ 3N) - guardar el residuo solido de la centrifuga -
Vial original	Colectar con 360 µl HNO ₃ 3N (3 veces)
CAMBIAR VIAL	
Vial Sr	Colectar Sr con un reservorio de agua desionizada (3 veces)
	LAVADO DE COLUMNA
	Desechar resina
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Llenar la columna HCl 6N
	Sonicar 30-60min
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Almacenar columnas en HNO ₃ 6N
	VIAL Sr
	Secar muestra
	Añadir 30 µl (1 gota) de HNO ₃ concentrado
	Añadir 0.470 ml de agua desionizada y tranferir en una bala
	Almacenar para medición isotópica
	VIAL ORIGINAL
	Añadir el residuo de la centrifuga, secar la muestra en la parilla
	Almacenar separación de REE

REE	
	RESINA: Tru-SPEC
	COLUMNA: teflón 100 ml
	LAVADO DE RESINA (cuando la resina es nueva)
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar 3 veces with HCl 1N
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	DISOLUCIÓN DE LA MUESTRA
	Desolver muestra en 0.5 ml HNO ₃ 1N (dejar una noche en la parilla a ~100 °C)
	Transferir la muestra en una bala y centrifugar (15min 110rpm)
	PROCEDIMIENTO (NOTA: todas las columnas deben enjuagarse 3 veces con agua desionizada)
Vial lavado	Lavar resina con 240 µl HCl 1N (3 veces)
Vial lavado	Precondicionar la resina con 240 µl (1/2 res.) HNO ₃ 1N
	CAMBIAR VIAL
Vial original	Load samples onto column in 0.5 ml 1N HNO₃ (keep residue centrifuge)
Vial original	Colectar con 120 µl HNO ₃ 1N
Vial original	Colectar con 240 µl HNO ₃ 1N (2 veces)
	CAMBIAR VIAL
Vial REE	Colectar REE con 240 µl HCl 1N (2 veces)
	LAVADO DE COLUMNA
	Desechar resina
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Llenar la columna HCl 6N
	Sonicar 30-60min
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Almacenar columnas en agua desionizada
	VIAL REE
	Secar muestra y almacenar para la separación de Nd
	VIAL ORIGINAL
	Añadir el residuo de la centrifuga, secar la muestra en la parilla
	Almacenar para la separación de Hf

Nd	
	RESINA: LN-SPEC (Nd)
	COLUMNA: teflón 800 µl
	LAVADO DE RESINA (cuando la resina es nueva)
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar 3 veces con HNO ₃ 0.22N
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	DISOLUCIÓN DE LA MUESTRA
A)	Disolver en 100 µl HNO ₃ 0.22N (dejar una noche en la parilla a ~100 °C)
	Sonicar por 20 min (si necesario re-calentar a 100 C por 30 min y volver a sonicar)
	<i>(si no se disuelve...)</i>
B)	Secar muestra
	Añadir 2µl of HNO ₃ concentrado
	Sonicar por 20 min
	añadir 148 µl H ₂ O
	Sonicar por 20 min
	PROCEDIMIENTO
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de agua desionizada (3 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 0.5ml de agua desionizada
Vial lavado	Lavar resina con 0.5ml de HCl 6N (3 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 0.5ml de agua desionizada
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de HNO ₃ 3N
Vial lavado	Lavar resina con 0.5ml de agua desionizada (2 veces)
Vial lavado	Pre-condicionar la resina con 0.5 ml HNO ₃ 0.22N
CAMBIAR VIAL	
A)	<i>100 µl de muestra en HNO₃ 0.22N</i>
Vial original	Cargar 100 µl de muestra en HNO₃ 0.22N
Vial original	Añadir 200 µl de HNO ₃ 0.22N (2 veces)
B)	<i>150 µl de muestra en 0.22 HNO₃</i>
Vial original	Cargar 150 µl of samples in HNO₃ 0.22N
Vial original	Añadir 150 µl de HNO ₃ 0.22N
Vial original	Añadir 200 µl de HNO ₃ 0.22N
Vial original	Colectar con 2 ml HNO ₃ 0.22N
CAMBIAR VIAL	

Continúa en la siguiente pagina

Vial Nd	Colectar Nd con 6ml HNO ₃ 0.22N
	LAVADO DE RESINA
	Lavar resina con 0.5ml de agua desionizada
	Lavar resina con 0.5ml de HCl 6N (3 veces)
	Lavar resina con 0.5ml de agua desionizada
	Lavar resina con 1 reservorio de HNO ₃ 3N
	Lavar resina con 0.5ml de agua desionizada (2 veces)
	Regresar la resina lavada a su recipiente
	LAVADO DE COLUMNA
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar con un poco de HNO ₃ 3N
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Secar las columnas
	Almacenar las columnas tapadas
	VIAL Nd
	Secar muestra
	Añadir 30 ml (1 gota) de HNO ₃ concentrado
	Añadir 0.470 ml de agua desionizada y transferir en una bala
	Almacenar para medición isotópica
	VIAL ORIGINAL
	Añadir el residuo de la centrifuga, secar la muestra en la parilla
	Almacenar separación de Hf

Hf	
	RESINA: LN-SPEC (Hf)
	COLUMNA: teflon 1000 µl
	LAVADO DE RESINA (cuando la resina es nueva)
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar 3 veces con 6N HCl + 0.2 N HF
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	DISOLUCIÓN DE LA MUESTRA
	Desolver ~2ml of HCl 6N+HF 0.06N (dejar una noche en la parilla a ~100 °C)
	Secar muestra
	Desolver en 5 ml HCl 3N (dejar una noche en la parilla a ~100 °C)
	Transferir a los tubos para centrifugar
	PROCEDIMIENTO
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de (10 ml) HF 2N (3 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 1/2 reservorio de (5 ml) HF 2N
Vial lavado	Lavar resina con 5 ml de agua desionizada (2 veces)
Vial lavado	Sacudir las gotas de agua restantes en las paredes de la columna
Vial lavado	Precondicionar la resina con 5 ml HCl 3N
	<i>Preparar ácido ascórbico (1.76 g en 10 ml HCl 3N) para reducir las muestras (nota: preparar en el mismo día)</i>
	<i>Añadir 0.5 ml de ácido ascórbico a la muestra y centrifugar (4000 rpm por 15-20 min)</i>
	CAMBIAR VIAL
vial original	Cargar muestra en 5ml de 3N HCl y 0.1M de ácido ascórbico - guardar el residuo sólido de la centrifuga -
	CAMBIAR VIAL
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de HCl 3N (2 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de HCl 6N(3-4 veces)
Vial lavado	Lavar resina con 5 ml of deionized H ₂ O (2 veces)
	<i>Preparar citrico+nitrico+agua oxigenada (423 ml H₂O, 45 ml HCl, 14 ml HNO₃, 17 ml H₂O₂; nota: preparar en el mismo día)</i>
Vial lavado	Sacudir las gotas de las paredes de la columna
Vial lavado	Lavar resina con 1 reservorio de citric+nitric+peroxide (2-4 veces, hasta que la columnas sean blancas)
Vial lavado	Lavar resina con 5 ml de agua desionizada (2 veces)
Vial lavado	Sacudir las gotas de las paredes de la columna
	CAMBIAR VIAL
Vial Hf	Colectar Hf con 12 ml 6N HCl + 0.2 N HF
	LAVADO DE RESINA
	Lavar resina con 1 reservorio de 2N HF
	Lavar resina con 5 ml de agua desionizada (2 veces)
	Regresar la resina lavada a su recipiente
	LAVADO DE COLUMNA
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Llenar las columnas con HCl 6N y sonicar por ~20-30min
	Lavar 3 veces con agua desionizada
	Lavar con un poco de HF 2N
	Lavar con un poco de HCl 3N
	Secar las columnas
	VIAL Hf
	Secar muestra
	Añadir 30 ml (1 gota) de HNO ₃ concentrado
	Añadir 0.470 ml de agua desionizada y transferir en una bala
	Almacenar para medición isotópica

En la figura a)

Análisis con Multicolector

La medición se realizó con un *multicolector* de alta resolución *Thermo Neptune Plus ICP-MS* (*Neptune Plus®*; Figura 3-9) en el laboratorio de estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO). Para cada medición isotópica, se configuraron los parámetros del instrumento para obtener la mejor señal, tanto en términos de intensidad como de estabilidad. Posteriormente mediante un estándar de concentración conocido se aseguró la precisión del instrumento, y se corrigieron los valores obtenidos para cada muestra mediante un factor de corrección:

$$\frac{S_m}{S_{av}} = C_f$$

$$x_c = x_m \cdot C_f$$

En donde S_m representa el valor del estándar medido, S_{av} el valor aceptado del estándar isotópico, C_f el factor de corrección, x_c el valor de la muestra corregido, y x_m el valor de la muestra medido. La medición del estándar se repitió cada 3-4 muestras, para obtener un valor S_m promedio que se utilizó para calcular el factor de corrección C_f . De esta forma fue también posible corroborar que durante la sección de análisis no se manifestaran cambios significativos en las mediciones del estándar, debido a perturbaciones de las condiciones iniciales bajo las cuales se empezaron las mediciones. Antes de corregir los valores medidos mediante el factor de corrección C_f , todos los valores se corrigieron también por sesgo de masa (*mass bias*, en inglés), utilizando valores de relaciones isotópicas conocidos entre varios isótopos estables, según una ley exponencial. En específico, para los isótopos de Sr los valores medidos fueron corregidos por sesgo de masas considerando un valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y ajustados al estándar NIST SRM 987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$. Los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron corregidos por sesgo de masas considerando un valor $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$ y ajustados al estándar JNdi $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ (Tanaka et al., 2000). Las composiciones isotópicas de Pb fueron corregidas añadiendo a todas las muestras una solución SRM 997 Tl con una referencia $^{205}\text{Tl} / ^{203}\text{Tl} = 2.3871$; y fueron ajustadas considerando el estándar NIST SRM-981: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4891$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ (Todt et al., 1996). Esto es necesario en cuanto no se dispone en la naturaleza de dos isótopos estables de Pb, y por esta razón se utiliza la relación de dos isótopos de talio (^{205}Tl y ^{203}Tl) como referencia para la

corrección, considerando un comportamiento químico idéntico a lo del plomo (p.ej. Woodhead, 2002; Baker et al., 2004). Y por último, las composiciones isotópicas de Hf fueron corregidos por sesgo de masas considerando un valor de $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ y ajustados al estándar Hf-Spex $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282160$, que ha sido intercalibrado y considerado idéntico al estándar JMC-475 (Nowell et al., 1998; Straub et al., 2015).



Figura 3-7 Multicolector de alta resolución Thermo Neptune Plus ICP-MS en el laboratorio de estudios isotópicos (LEI)

Los valores de los estándares medidos y utilizados para estas correcciones están reportados en la Tabla A2 y A4. En la figura a) en la sección “ANEXO – Tablas”, pag.121, están representados los valores de estándar medidos durante una sección analítica. La tabla A3 reporta los valores de rendimiento (*yield*) para la separación en columnas.

4 RESULTADOS

4.1 Geoquímica de los sedimentos

Elementos mayores y elementos trazas

Generalmente todos los sedimentos muestran una mineralogía cuarzo-feldespática, la cual se refleja en altos contenidos de SiO_2 , generalmente mayores a 70% (Tabla A5). Para ilustrar mejor los datos de concentración de elementos mayores y trazas se graficaron contra la concentración de MgO , y se compararon con las abundancias en las andesitas de arco de la región, con las principales litologías del antearco y con algunos *proxies* geoquímicos que nos representan la composición de la corteza continental (Figura 4-1 y Figura 4-2). Se escogió representar los datos contra el contenido en MgO en lugar que SiO_2 por la simple razón que en nuestros análisis químicos la cantidad de óxido de silicio es extrapolada y no directamente medida por el espectrómetro.

La mayoría de los elementos mayores (Mg, Fe, Al, Ti, Ca, Mn, P) contenidos en los sedimentos de río muestran concentraciones menores en comparación con las andesitas de arco. Estos elementos están contenidos en los minerales ferromagnesianos, o en general en los minerales que cristalizan primero en la serie de *Bowen*. De forma distinta, el contenido de K de los sedimentos de río es generalmente mayor comparado con las rocas de arco, indicando posiblemente una mayor presencia de las fases feldespáticas y posiblemente de las micas (Figura 4-1). El Na muestra concentraciones ligeramente más bajas en los sedimentos comparados con las andesitas, las cuales se sobreponen en buena medida. Otra característica que destaca es la homogeneidad de las andesitas de arco comparada a la mayor variabilidad exhibida por los sedimentos fluviales. Si se compara los sedimentos oceánicos hemipelágicos con los sedimentos de río, lo primero que resalta es su menor cantidad en SiO_2 , y las concentraciones de la mayoría de los elementos mayores muy parecidas a las de las andesitas y generalmente más homogéneas (Figura 4-1).

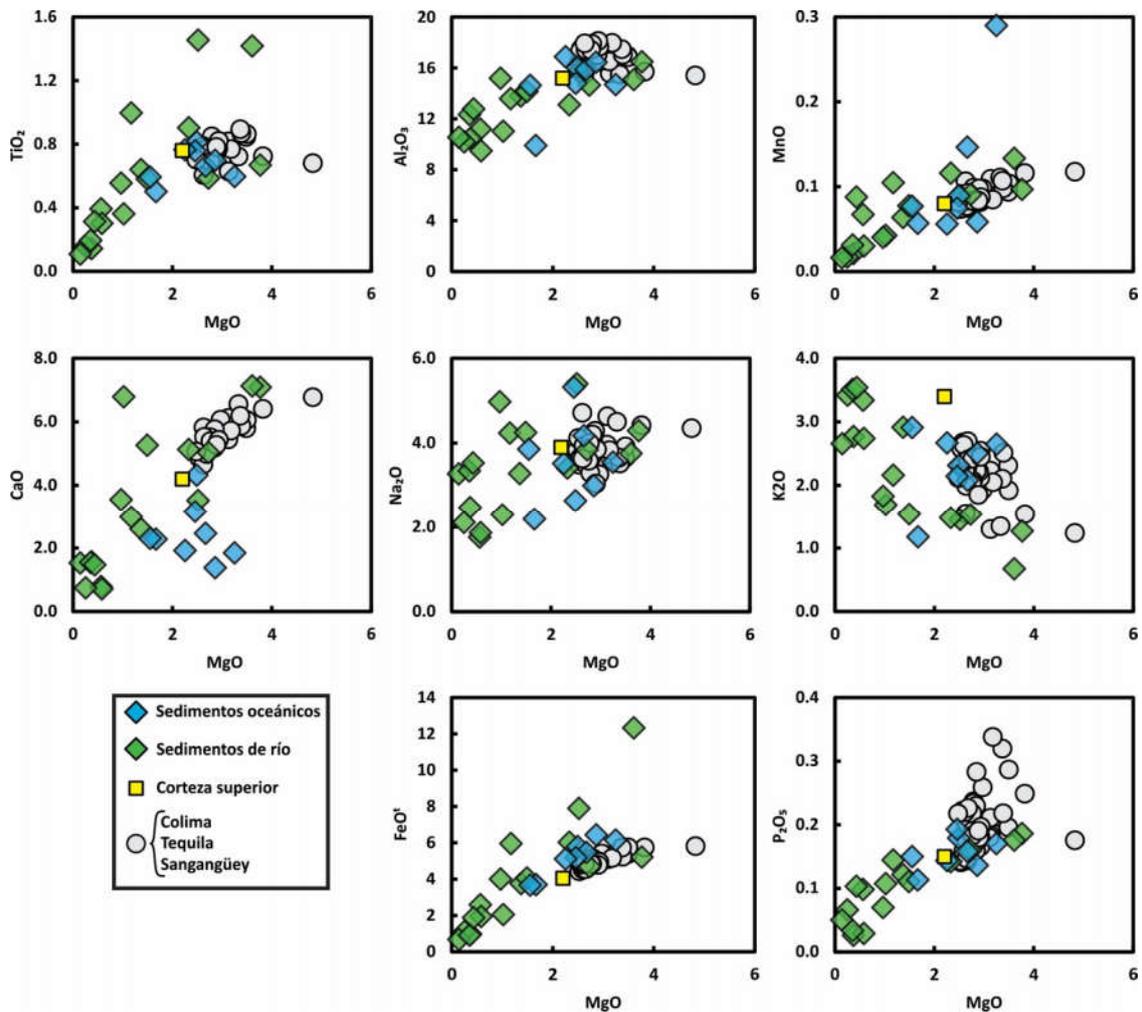


Figura 4-1. Diagramas de variación de los elementos mayores. Se incluyen las composiciones de los sedimentos de río y de los sedimentos oceánicos analizados. Como referencia también se reportan las concentraciones de las andesitas de los estratovolcanes y de la composición promedio de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2003). Todos los valores están reportados como porcentaje en peso (wt%).

De forma distinta, si comparamos estas mismas composiciones de los sedimentos de río con las principales litologías aflorantes en el área de estudio se observa que la mayoría de los elementos mayores muestra concentraciones bastante parecidas a las de las litologías erosionadas (para simplificar la lectura de las gráficas dividimos los datos entre los sedimentos en las litologías del sector norte y los del sector sur, detalles en la Figura 4-2). Además, también las concentraciones de la gran mayoría de los elementos trazas de los sedimentos de río muestran un campo de variaciones coherente con las composiciones de las

rocas aflorantes (Figura 4-3). Esto nos indica que los sedimentos de río, a pesar de las limitaciones del muestreo, representan las composiciones de elementos mayores y trazas de las rocas fuentes, y por ende representan una buena aproximación geoquímica de las rocas del antearco. Por esta razón las diferencias entre las concentraciones de las andesitas de arco y de los sedimentos, no se deben solamente a los procesos de transporte y deposición, sino también a una fuente de estos sedimentos composicionalmente distinta. Concluyendo podemos afirmar que, si de un lado la composición de las andesitas es muy homogénea, los sedimentos fluviales son tan variables como las rocas del antearco.

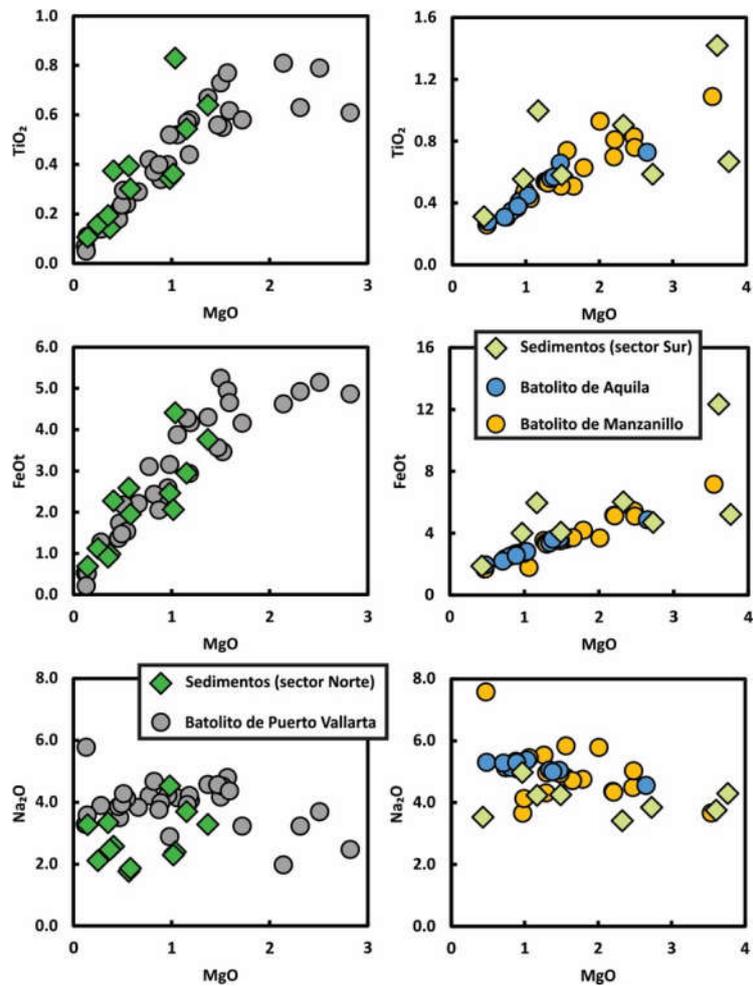


Figura 4-2 Continua en la siguiente página...

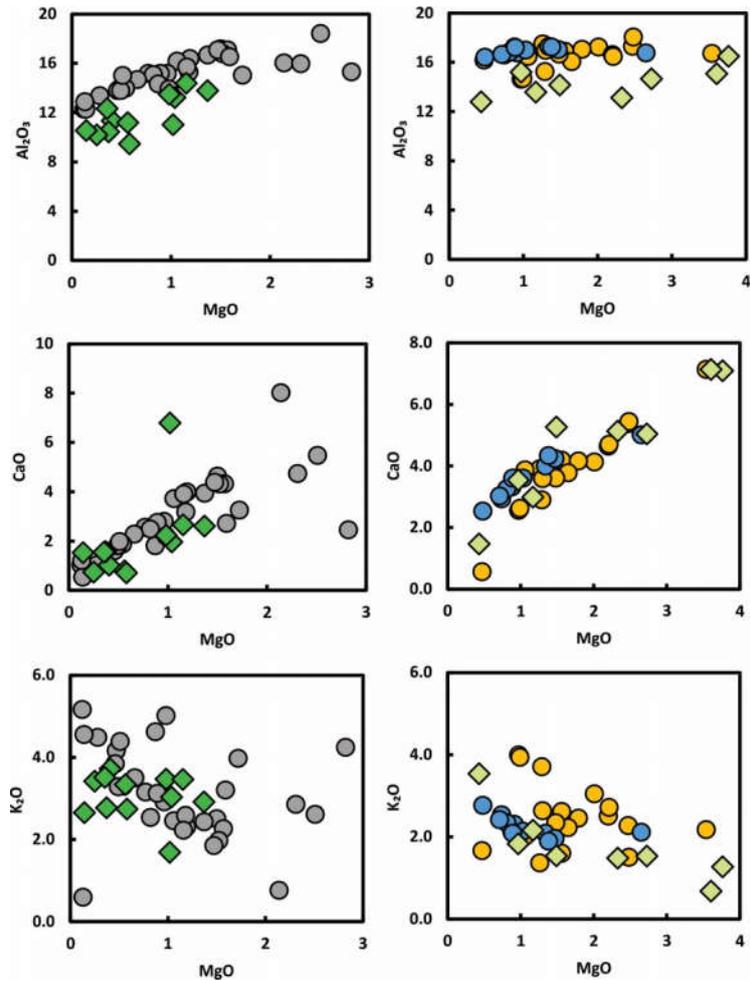


Figura 4-2. Diagramas de variación de los elementos mayores de los sedimentos de río analizados divididos geográficamente, comparados con las principales litologías del antearco. En específico, se considera como sector norte toda el área de estudio que se encuentre más al norte de la cuenca del río Purificación (Muestra PUR 15-01). Concentraciones del Batolito de Puerto Vallarta (Böhnel et al., 1992), del Batolito de Manzanillo (Valencia et al., 2013) y del Batolito de Aquila (Caracciolo, 2009). Todos los valores están reportados como porcentaje en peso (wt%).

Concluyendo, la abundancia de los elementos mayores indican que los sedimentos fluviales representan una fuente (litologías erosionadas) generalmente más evolucionada con respecto a las rocas andesíticas y muy parecida a las rocas del antearco que están siendo erosionadas. Es interesante notar las notables diferencias entre los sedimentos de río y sus equivalentes oceánicos. En el caso específico de este margen, los sedimentos de río representan mejor la composición de las rocas aflorantes en el antearco, mientras que los sedimentos oceánicos tienen composiciones más parecidas a las andesitas de arco. Si como

se mencionó anteriormente, (sección 2.2), los volúmenes de corteza removidos por erosión por subducción son considerablemente mayores que los de los sedimentos oceánicos en el mismo lapso de tiempo, entonces los sedimentos de río nos ofrecen una buena aproximación de la composición de la corteza que se está perdiendo actualmente por subducción. Esto es interesante si consideramos que generalmente los modelos geoquímicos utilizan la composición de los sedimentos oceánicos como *proxi* para el componente “cortical” de la subducción. Resulta evidente que en este caso de estudio los sedimentos oceánicos no tienen la variabilidad composicional adecuada para caracterizar la corteza que se está subduciendo, y posiblemente tampoco para ser considerados un *proxi* adecuado de la composición de la corteza superior expuesta en esta zona. En fin, considerando que el margen mexicano no representa una tipología de margen exótico, sino al revés, es bastante parecido a la mayoría de los márgenes a nivel global (p. ej. Clift y Vannucchi, 2004), cabe preguntarse si las aproximaciones que generalmente se manejan para representar la corteza continental subducida actualmente sean verdaderamente los más adecuados.

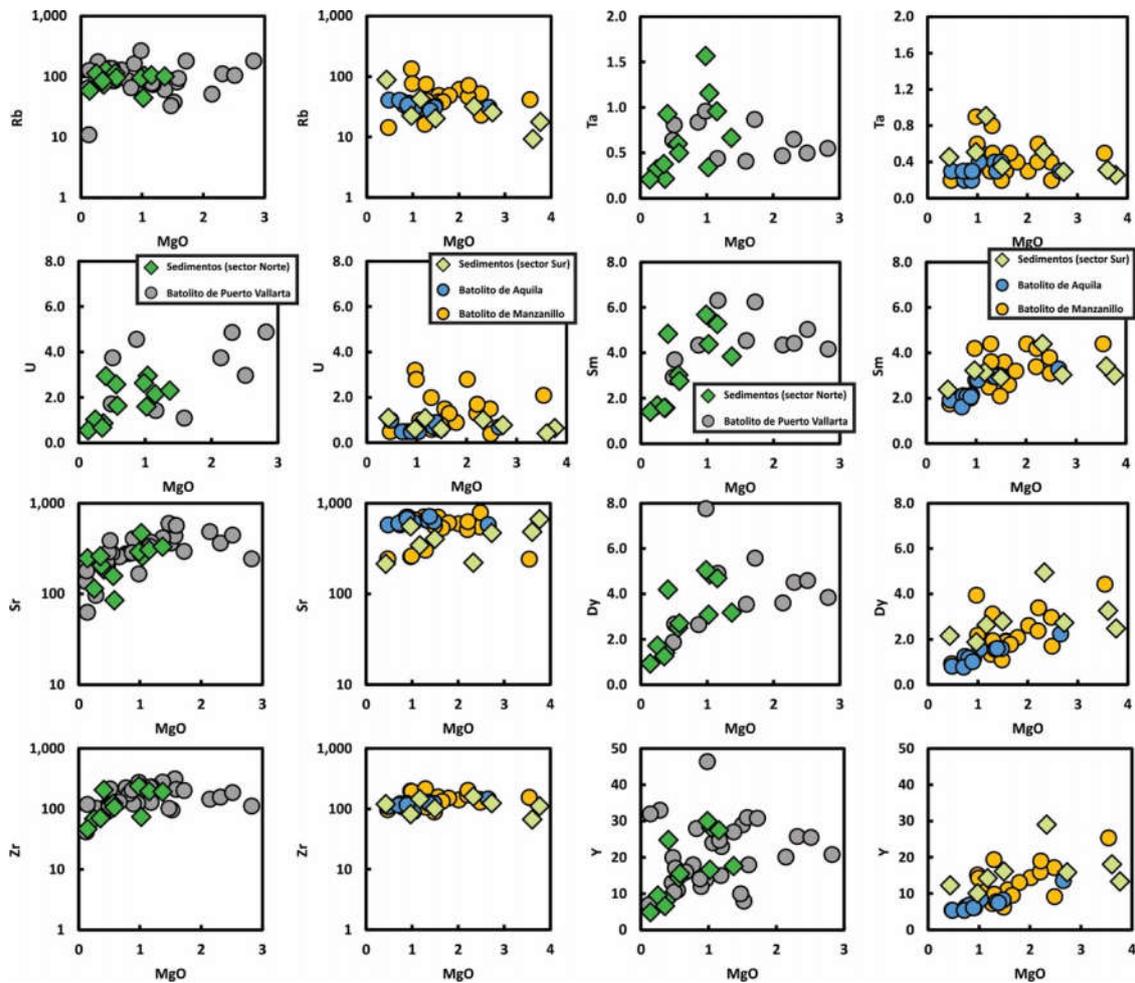


Figura 4-3. Diagramas de variaciones de los elementos trazas de los sedimentos de río analizados divididos geográficamente, comparadas con las principales litologías del antearco. Leyenda de la división geográfica y fuentes de los datos son reportadas en la Figura 4-2. Las concentraciones de los elementos trazas están reportadas en partes por millón (ppm), el MgO como porcentaje en peso (wt%).

Isotopía de Sr, Nd, Pb y Hf

Para representar los datos geográficamente, las composiciones de los sedimentos fueron proyectadas con respecto al polo de rotación entre la placa Rivera y la placa continental Norteamericana (DeMets y Stein, 1990). Este tipo de representación fue necesario para poder luego comparar las variaciones isotópicas entre los volcanes y los sedimentos (sección 5.2), y obviar a la oblicuidad entre el eje de la zona de subducción y la dirección de desarrollo del arco magmático.

Con base en los resultados de los análisis isotópicos, los sedimentos fluviales pueden ser divididos en dos familias caracterizadas por composiciones marcadamente distintas: los sedimentos del sector Norte (N), localizados a distancias del polo menores a 500 km, reciben aporte principalmente de las rocas félsicas del BPV y de las secuencias de ignimbritas cretácicas y se distinguen por sus mayores enriquecimientos isotópicos (p. ej., alta relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). De forma contraria, los sedimentos de la porción meridional (sector Sur, S) evidencian relaciones isotópicas empobrecidas cercanas a los valores de los basaltos de dorsal oceánica (p. ej. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.5130$) (Figura 4-4). Estos valores más empobrecidos se localizan en proximidad de la ciudad de Manzanillo, en el estado de Colima, y al Sur del graben de Colima, donde encontramos expuestas las rocas del BM y del BA respectivamente, junto a las secuencias volcanosedimentarias del Cretácico Inferior del terreno Zihuatanejo.

Por otra parte, estas diferencias en las relaciones isotópicas de los sedimentos de río no se registran en los sedimentos hemipelágicos: en este caso, la composición de los sedimentos de la porción norte y sur es muy parecida, con valores que se aproximan el promedio de los sedimentos de río (Figura 4-4). Esto nos habla de procesos de mezcla y homogeneización que ocurren durante el transporte de los sedimentos del continente al océano. Una vez más, los sedimentos de río y los oceánicos muestran características geoquímicas diferentes: de un lado marcadas diferencias isotópicas entre sedimentos de río del sector norte y del sector sur, y del otro la gran homogeneidad de los sedimentos oceánicos independientemente de su localización geográfica.

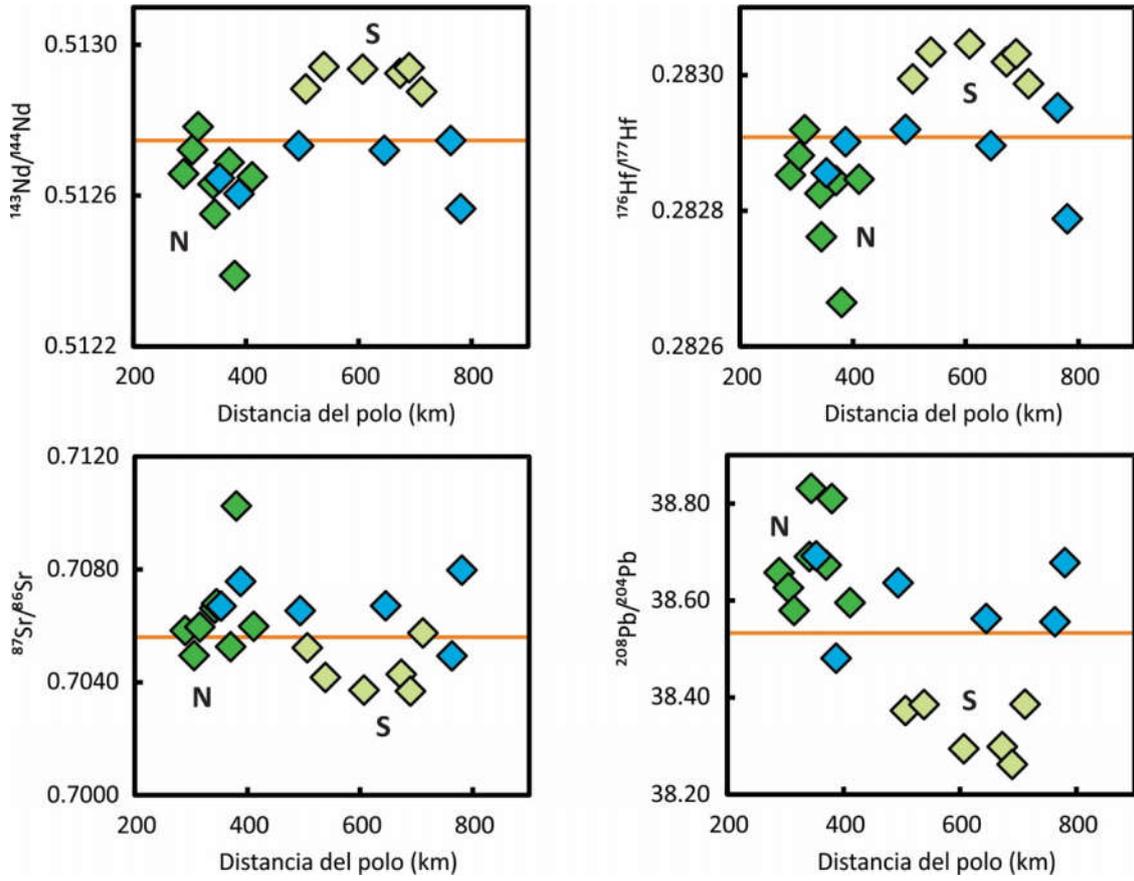


Figura 4-4. Composiciones isotópicas de Nd, Hf, Sr y Pb de los sedimentos de río y oceánicos representadas según las distancias del polo de rotación de la placa Rivera con respecto a la placa Norteamericana. Los sedimentos fluviales son representados con distintos tonos de verde para resaltar la diferencia en las composiciones isotópicas de los sedimentos del sector Norte (verde oscuro, N) y Sur (verde claro, S). La línea naranja representa el promedio de todos los sedimentos fluviales.

5 Discusión

Antes de entrar en la discusión de los datos obtenidos en este trabajo de tesis es oportuno dedicar un espacio a una breve revisión sobre la geoquímica de las andesitas de arco de la FVTM-O. Esta sección no se incluyó en la sección de los resultados ya que parte de los datos que se discuten no fueron analizados en este trabajo, y se decidió ponerlo en la parte de discusión porque representan unos de los temas centrales desarrollados en esta tesis.

Los análisis de las rocas de los estratovolcanes de Tequila y Sangangüey están reportados y discutidos en el trabajo de Díaz-Bravo et al. (2014), mientras que los datos relativos al volcán de Colima están reportados en el trabajo de Luhr (2002). Los datos isotópicos de Hf relativos a las rocas de los volcanes de Tequila y Sangangüey se analizaron en este trabajo, utilizando los mismos polvos utilizados para las separaciones isotópicas en el trabajo de Díaz-Bravo et al. (2014). Cinco nuevas muestras fueron recolectadas para el volcán de Colima y posteriormente se midieron las concentraciones de elementos mayores y traza, juntos con las relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y Hf, según las metodologías reportadas en el capítulo 3 (Tabla A6). Para fines de comparación se incluyen datos de rocas de las series de intraplaca y potásica del sector occidental de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2013; Díaz-Bravo et al., 2014).

5.1 Geoquímica de las andesitas de arco

Elementos mayores

En términos de elementos mayores, los productos de los estratovolcanes de la FVTM-O están representados por andesitas con contenidos en SiO_2 variables entre 57 y 63 wt%, con algunos términos que se acercan al campo de las andesitas basálticas y al campo dacítico. Con base en la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) estos productos caen en el campo de las rocas subalcalinas, diferenciándose claramente de los productos alcalinos de esta región, caracterizados por basaltos potásicos e intraplaca (Figura 5-1). Con respecto a los basaltos de dorsal oceánica, los cuales siguen la tendencia típica de la diferenciación toleítica, caracterizada por correlación positiva entre el contenido de FeO^t y la relación elemental FeO^t/MgO , las andesitas caen en el campo calcalcalino, el cual se distingue por valores constantes en FeO^t a diversos valores de la relación FeO^t/MgO .

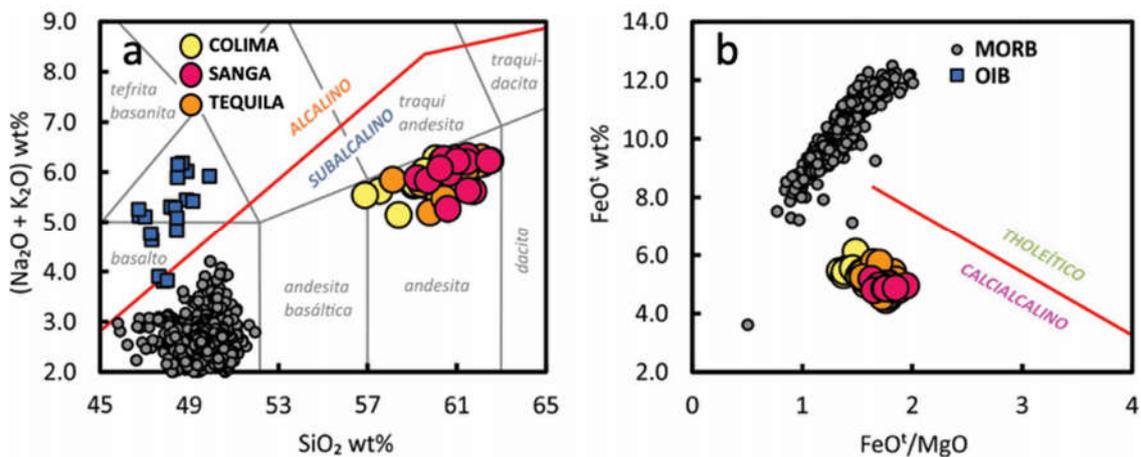


Figura 5-1 Diagramas de clasificación química para las andesitas de arco la FVTM. Por comparación también vienen reportadas los basaltos intraplaca que se encuentran en el BJ, justo con las composiciones de los MORB de las oceánicas de Rivera y de Cocos. (a) Diagrama de variación de álcalis totales contra SiO_2 de Le Bas et al. (1986). La línea roja divide el campo alcalino del campo subalcalino según el trabajo de Irvine y Baragar, (1971). (b) Diagrama de variación de FeO^t contra la relación FeO^t/MgO propuesto por Miyashiro (1974). $\text{FeO}^t = 0.8998 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Las composiciones de las andesitas de los volcanes Sangangüey y Tequila, junto con los basaltos intraplaca fueron previamente publicadas en los trabajos de Gómez-Tuena et al. (2014) y Díaz-Bravo et al. (2014). Los datos del volcán de Colima provienen del trabajo de Luhr (2002) y de 5 nuevas muestras analizadas para este trabajo de tesis (Tabla A6). Los valores MORB representan una recopilación de análisis de las placas de Rivera y Cocos (fuente <http://www.petdb.org>).

Para discutir las variación elementales en las rocas volcánicas es conveniente recurrir a diagramas de variación como los que están representados en la figura 5-2. A través de estos diagramas, utilizando un adecuado índice de diferenciación (en este caso se decidió utilizar la concentración de MgO), es posible comparar rocas de distintos volcanes que presentan un mismo grado de evolución magmática, o describir las variaciones elementales adentro de una misma suite magmática durante etapas distintas del proceso de diferenciación. En el caso de las andesitas de la FVTM-O, lo que destacan estos diagramas es un comportamiento muy similar entre los productos de los tres estratovolcanes: a una misma concentración de MgO, se registran diferencias limitadas entre los contenidos de elementos mayores de cada volcán, y los datos definen una misma tendencia evolutiva (Figura 5-2). Sin embargo, las andesitas del volcán de Colima muestran sistemáticamente concentraciones mayores en Na₂O, y menores contenidos de TiO₂ y K₂O con respecto a los demás estratovolcanes, considerando un mismo grado de diferenciación.

A pesar de las pequeñas variaciones en la concentración de MgO es posible reconocer algunas tendencias en la evolución de los elementos mayores. Las concentraciones de CaO, FeO^t y MnO de las andesitas de los estratovolcanes se relacionan positivamente con las concentraciones de MgO. Esta misma tendencia, aunque en forma menos evidente, se reconoce también en los contenidos de TiO₂, sobre todo entre los productos del volcán Tequila. De forma distinta, las concentraciones de Al₂O₃ y Na₂O muestran valores aproximadamente constantes considerando las mismas variaciones en el contenido de MgO. Los datos de K₂O y P₂O₅ muestran una mayor dispersión. Aun así, es posible reconocer una ligera tendencia negativa en las abundancias de K₂O de las rocas del volcán de Colima, mientras que las andesitas de Tequila y Sangangüey exhiben valores prácticamente constantes. En cambio, los contenidos de P₂O₅ se incrementan gradualmente al aumentar la concentración de MgO, generando una débil correlación positiva en las andesitas de los tres estratovolcanes.

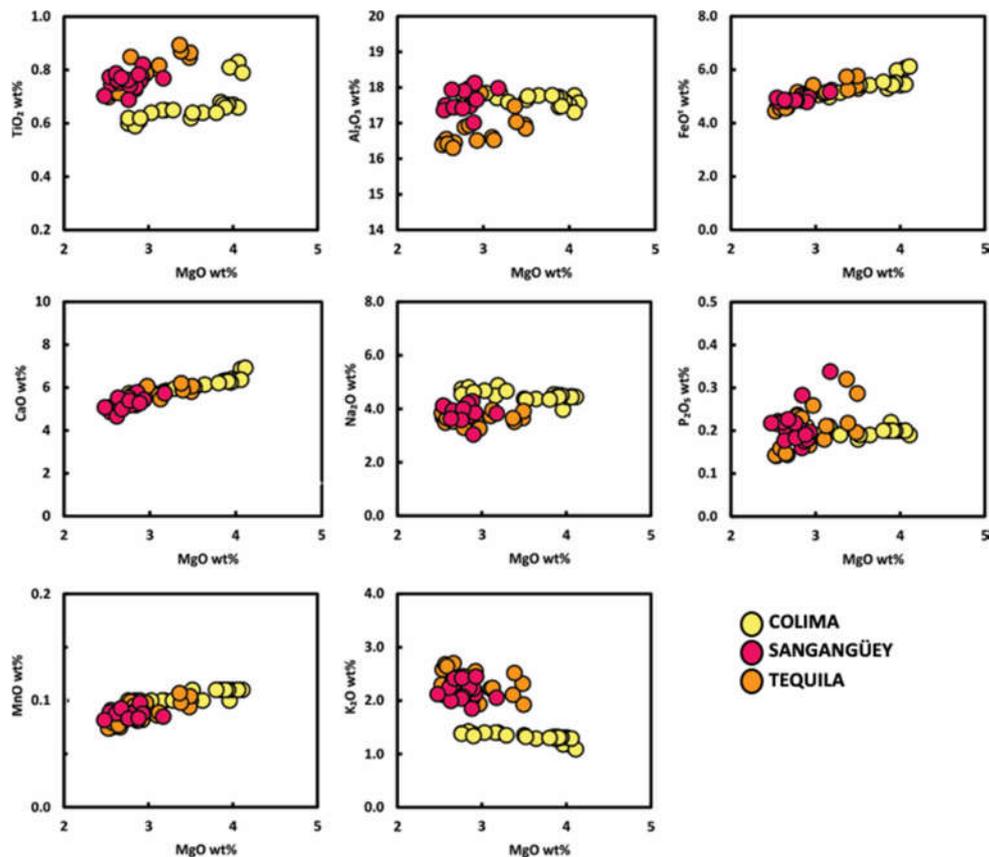


Figura 5-2 Diagramas de variaciones de los elementos mayores para las andesitas de la FVTM.

Elementos trazas

Las andesitas de arco de la FVTM-O muestran patrones de elementos trazas típicos de los magmas de arco, como el enriquecimiento en elementos móviles y LILE (*Large-Ion Lithophile Elements*) con respecto a los HFSE (*High-Field Strength Elements*), y un marcado fraccionamiento entre la LREE (*Light-Rare Earth Elements*) y HREE (*Heavy-Rare Earth Elements*). Sin embargo, las andesitas del volcán de Colima muestran, con respecto a los demás volcanes, menor enriquecimiento en todos los elementos trazas (Figura 5-3). Estas menores concentraciones pueden reflejar menores grados de fusión parcial o, alternativamente, distintos enriquecimientos en la fuente de estos magmas (p. ej. en la cuña del manto). En la mayoría de las litologías mantélicas, gran parte de los elementos traza se comportan como elementos incompatibles (Salters y Longhi, 1999; Salters et al., 2002), y por ende los magmas producidos por fusión parcial del manto serán enriquecidos en todos estos

elementos comparados con el manto mismo. A menores grados de fusión parcial (es decir, menores volúmenes de fase líquida) el magma resultante de la fusión será más enriquecido en elementos incompatibles con los minerales del manto, comparado a un magma generado a mayores grados de fusión. Por esta razón, los mayores contenidos de elementos trazas de las andesitas de los volcanes Tequila y Sangangüey pueden representar un proceso de fusión parcial de menor grado si lo comparamos con los productos del volcán de Colima (Figura 5-3). Alternativamente, estas distintas concentraciones pueden también reflejar diferentes fuentes mantélicas caracterizadas por diversos contenidos en elementos trazas. En este sentido, considerando un igual grado de fusión parcial, entre más enriquecida es la fuente, mayores serán las concentraciones elementos traza en el magma. Bajo esta visión, las andesitas del volcán de Colima estarían recibiendo el aporte de una fuente más empobrecida. En la realidad, distinguir los efectos de un proceso sobre el otro, mediante la sola observación de la abundancia de elementos traza, es una tarea muy complicada, pues ambos pueden ejercer el mismo control sobre las concentraciones resultantes del magma.

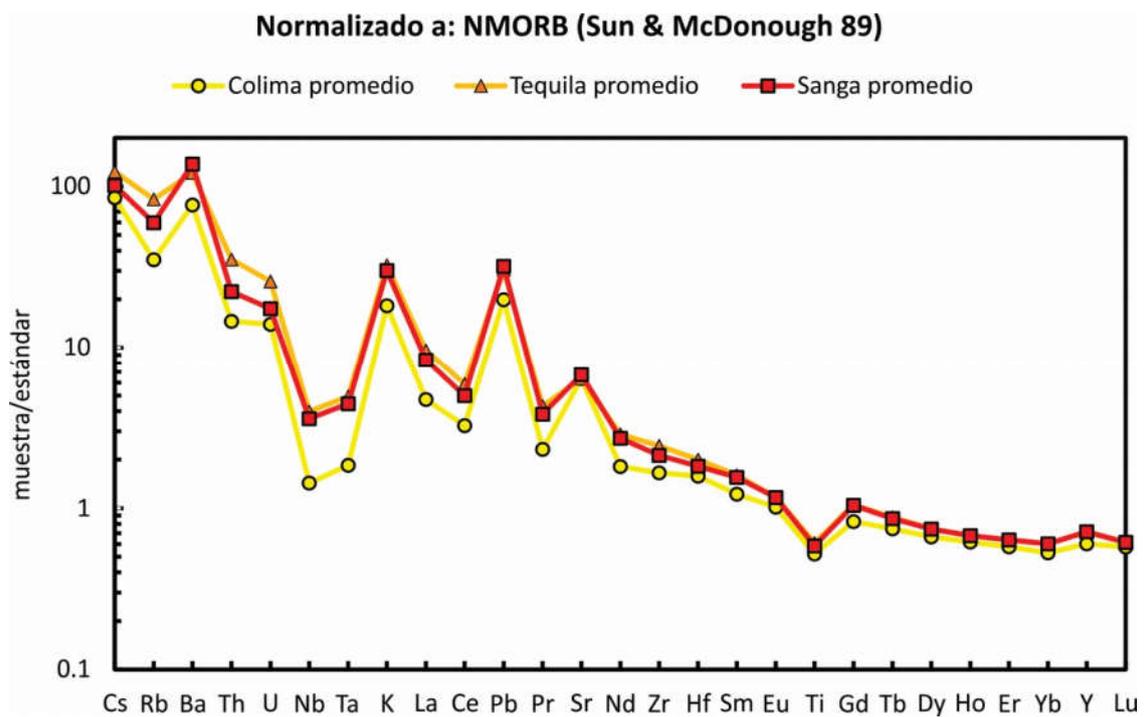


Figura 5-3 Patrones de los elementos trazas de las andesitas de la FVTM-0.

Sin embargo, además de los elementos trazas, también existen elementos mayores tales como K y Na que son sensibles a estos dos procesos. Y en efecto, si bien en las rocas intermedias y félsicas se consideran elementos mayores, en el manto estos dos elementos están presentes como elementos trazas (Sun y McDonough, 1989), y además se comportan de forma incompatible durante el proceso de fusión parcial (p. ej. Salters y Longhi, 1999a). Debido a su menor movilidad con respecto al K, el Na ha sido considerado como un buen índice de los procesos de fusión parcial (p. ej. Plank y Langmuir, 1988; Turner y Langmuir, 2015). Considerando magmas con un mismo grado de evolución magmática, y tomando en cuenta solo las composiciones más primitivas (p. ej. alto Mg#), mayores contenidos en Na₂O son indicativos de un menor grado de fusión parcial de la fuente. Sin embargo, las andesitas de Colima muestran concentraciones de Na₂O sistemáticamente mayores respecto a los demás volcanes, una evidencia que va en contra de lo que sugieren las menores concentraciones de todos los elementos trazas (incluso el K). Si las mayores concentraciones de Na₂O se deben a menores grados de fusión, esto debería reflejarse también en todos los elementos traza. De la misma manera, si los mayores contenidos en los elementos traza corresponden a una fuente más enriquecida, resulta evidente que esto debería traducirse en mayores concentraciones de Na₂O. Por lo tanto, dado el desacoplamiento entre el comportamiento del Na con respecto a los elementos traza, se deduce entonces que la génesis de las andesitas no se puede explicar tan solo con grados distintos de fusión parcial, ni con concentraciones diferentes en las fuentes, y que procesos adicionales tienen que estar ocurriendo para conferir a las andesitas estas composiciones distintivas.

Isotopía

En los diagramas de variación isotópica las composiciones de las andesitas se ubican en posición intermedia entre composiciones típicamente corticales (parecidas a las composiciones de los sedimentos muestreados) y composiciones más empobrecidas, donde quedan las composiciones típicamente mantélicas (campos MORB y OIB; Figura 5-4). Si observamos el diagrama isotópico del Pb, las andesitas de arco se disponen según una tendencia lineal que de un lado se extiende y continúa con las composiciones de los sedimentos, y del otro lado apunta a composiciones tipo MORB. Considerando que en este diagrama una línea recta identifica una mezcla, esta configuración apunta evidentemente a

un proceso de mezcla entre dos componentes: de un lado un componente tipo MORB, en este caso específico identificado por los basaltos oceánicos de las placas Cocos y Rivera, y del otro lado los sedimentos.

Una observación importante, es que si en el diagrama isotópico Sr-Nd los campos MORB y OIB se traslapan parcialmente, en cambio en el diagrama Pb-Pb estos dos campos se separan marcadamente (Figura 5-4). Por lo tanto, considerando las andesitas como una mezcla de dos componentes, desde un punto de vista isotópico el manto no parece jugar un papel importante en la definición de las relaciones isotópicas de las andesitas de la FVTM-O.

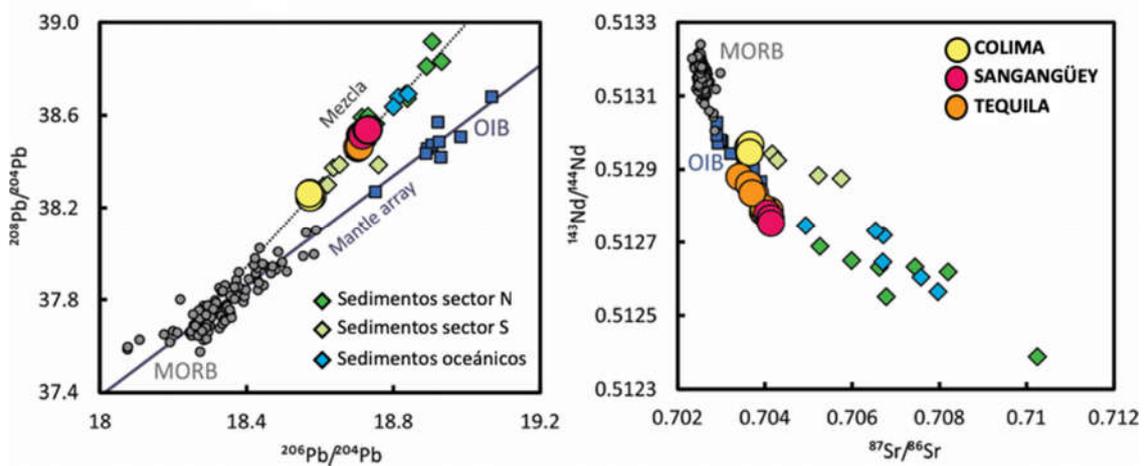


Figura 5-4 Diagramas de variación isotópicas para las andesitas. Las tendencias que forman los volcanes de la FVTM-O en la gráfica $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ junto con los sedimentos sugieren una mezcla de dos componentes con el extremo empobrecido que grafica en el campo MORB. Además, considerando las dos gráficas juntas, las distintas composiciones de las andesitas sugieren la incorporación de diferentes componentes corticales.

Sobre el origen de las andesitas de la FVTM-O

Observando los diagramas de variación de los elementos mayores (Figura 5-2), las andesitas de la FVTM-O definen tendencias que se pueden interpretar, en principio, como parte de una evolución magmática por cristalización fraccionada a partir de un líquido de composición máfica (Figura 5-2). El basalto de Tezontal (Figura 2-5), un cono cinderítico de composición calcialcalina, por sus características geoquímicas ha sido propuesto como el posible magma parental para las andesitas de Colima (Luhr y Carmichael, 1981). En esta visión las andesitas del volcán de Colima serían el resultado de una cristalización fraccionada de dicho basalto.

Además, la composición isotópica del basalto de Tezontal es prácticamente idéntica a las andesitas de Colima (Luhr, 1997), como es de esperarse si estos productos comparten una misma génesis magmática. Sin embargo, la figura 5-4 muestra las variaciones generadas mediante un proceso de cristalización fraccionada a partir de la composición del basalto de Tezontal. Resulta evidente como el alto Mg# de las andesitas de Colima es incompatible con tal hipótesis, pues la cristalización de piroxeno y olivino provocaría una disminución rápida de su Mg#. De la misma forma, un proceso de asimilación cortical (AFC, *assimilation-fractional crystallization*; DePaolo, 1981) por parte de magma con composición basáltica (p.ej. Tezontal) también induciría una disminución abrupta del Mg#.

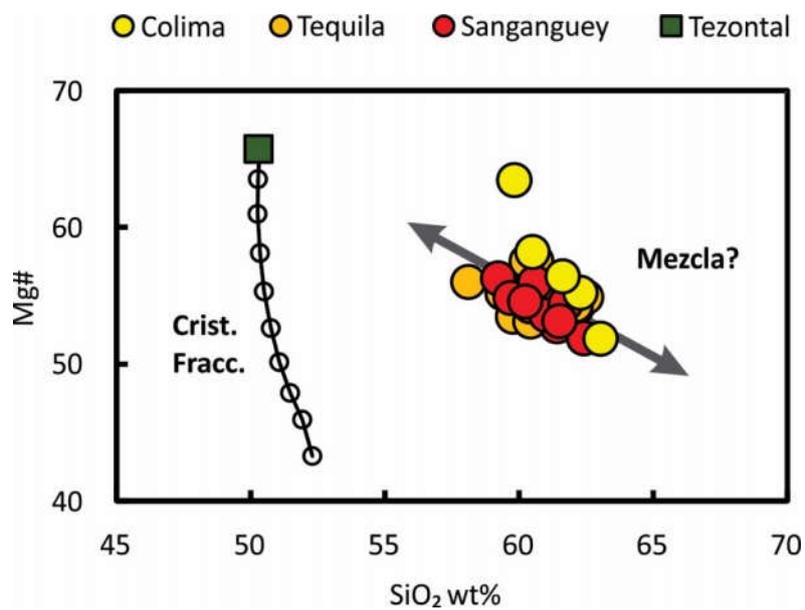


Figura 5-5 Diagrama de variación de Mg# contra el contenido en SiO₂. La línea continua y los círculos vacíos representan un modelo de cristalización fraccionada realizado con el software *Rhyolite MELTS* (Gualda et al., 2012) a partir de la composición del basalto de Tezontal a presiones y temperaturas decrecientes ($T_i=1300\text{C}$, $T_f=1100\text{C}$; $P_i=1000\text{Mbar}$, $P_f=500\text{Mbar}$). En la gráfica resulta evidente que este proceso no logra explicar las composiciones de las andesitas de Colima, y más en general de las andesitas con alto Mg# de la FVTM-0. La flecha gris sugiere una tendencia de mezcla entre dos componentes, de acuerdo con las observaciones hechas por Gómez-Tuena et al. (2014).

Además, si las andesitas fueran el resultado de un proceso de asimilación cortical por un fundido basáltico, los contenidos en SiO₂ de las andesitas deberían correlacionar con sus relaciones isotópicas. Al contrario, las andesitas de la FVTM muestran relaciones isotópicas variables a una misma concentración de SiO₂ (Figura 5-6).

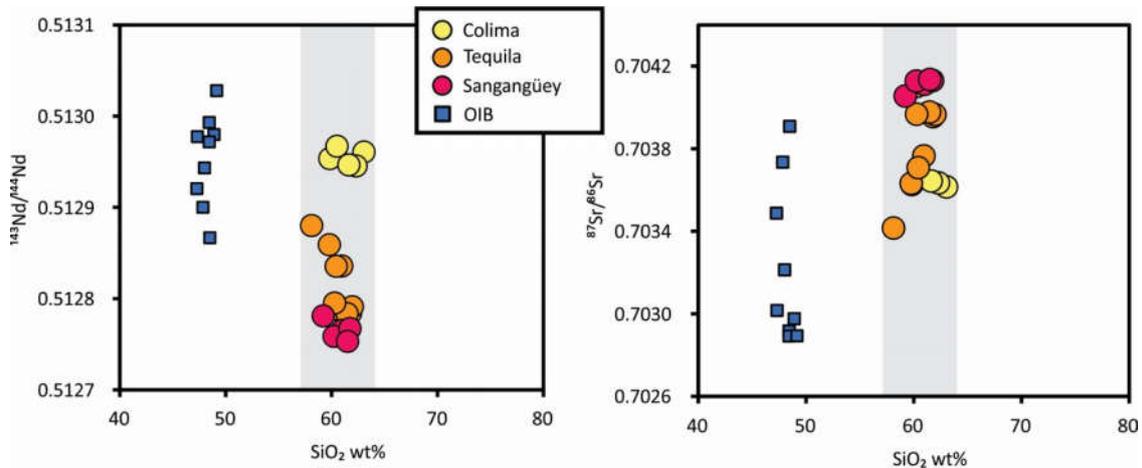


Figura 5-6 En estas figuras están representadas las relaciones isotópicas de Sr y Nd con respecto al contenido en SiO₂. Las andesitas muestran una amplia variabilidad isotópica por un rango limitado de variación de la concentración de SiO₂. Esta evidencia descarta un proceso de tipo AFC (más detalle en el texto).

Distintas evidencias, tanto geológicas como petrológicas, soportan la hipótesis que las andesitas de la FVTM-O tienen un origen profundo, es decir no representen un proceso de diferenciación intracortical, y su formación ocurriría a profundidades sub-Moho. Una primera evidencia es el descubrimiento de un xenolito mantélico (una lherzolita de hornblenda) incorporado en una lava calcalina de composición andesítica en la parte central de la FVTM (Blatter y Carmichael, 1998). La presencia de estos fragmentos de manto necesariamente nos indica que el camino de ascenso de este magma debe haberse iniciado en el manto, y que este líquido ya tenía una composición andesítica al momento de la incorporación del xenolito. Otra evidencia parte del descubrimiento, en varias lavas calcalinas de la FVTM tanto basálticas como andesíticas de núcleos de cristales de olivinos con composición mantélica, es decir con altos contenidos del componente forsterítico (Fo₈₈₋₉₂; Lange y Carmichael, 1990; Carmichael et al., 1996; Straub et al., 2008, 2011). Considerando que varios de estos núcleos de olivino no representan xenocristales, sino más bien el resultado de una cristalización en equilibrio con el magma andesítico (Straub et al., 2008, 2011), su composición mantélica representa una evidencia adicional a la hipótesis de un origen profundo de las andesitas de la FVTM. Por consiguiente, las andesitas de alto #Mg deben ser consideradas, al igual que los basaltos, como magmas primarios y no como resultado de un proceso de evolución magmática.

Gómez-Tuena et al. (2014) consideran que las tendencias en los diagramas de variación que se observan en las andesitas de alto #Mg de la FVTM-O no representan la cristalización fraccionada a partir de un líquido basáltico, sino más bien una mezcla entre una componente máfica y una félsica. Por estas razones, si el componente cortical no deriva de un proceso de asimilación intracortical, y las andesitas tienen que haberse formado a profundidades mantélicas, entonces la mezcla entre los dos componentes debe de ocurrir en la zona de generación de estos magmas, a profundidades cerca del Moho. Los magmas andesíticos de la FVTM, al igual que algunos magmas alcalinos del BJ, tienen relaciones isotópicas que han sido interpretadas como el resultado del metasomatismo de la cuña del manto por parte de materiales corticales (Figuras 2-7 y 5-6; p.ej. Díaz-Bravo et al., 2014; Straub et al., 2015; Gómez-Tuena et al., 2018a). Asimismo, los olivinos de alto Ni que han sido encontrados en varios de estos magmas, sugieren, como se ha mencionado en el capítulo 2, la fusión de un manto piroxenítico, producto del retrabajo de materiales subducidos (Straub et al., 2008, 2011).

5.2 Identificación y caracterización de los componentes de mezcla

El componente empobrecido

Como se mencionó anteriormente, tanto los basaltos de la placa oceánica como los materiales corticales en forma de sedimentos o bloques del continente subducidos, han sido identificados como posibles componentes en subducción de los magmas de arco. En el caso de la placa oceánica alterada, o AOC, su participación ha sido sugerida tanto en forma de fluidos acuosos generados por deshidratación progresiva durante la subducción, como fundidos silicatados derivados de un proceso de fusión parcial. La extracción de fluidos, a la par que la fusión, no son procesos que modifican la relación isotópica de la fuente. Por esta razón en los diagramas de la Figura 5-4 no es posible diferenciar entre el aporte del AOC en forma de fluidos o fundidos parciales. En contraste, estos dos procesos fraccionan en forma diferente los elementos trazas, ya que varios de ellos tienen afinidades distintas por la fase fluida o bien por la silicatada (Kessel et al., 2005). Por esta razón, para poder investigar la forma en la cual el AOC es incorporado en los magmas parentales de estas andesitas, es necesario considerar las relaciones entre elementos trazas que tengan distintos comportamientos químicos. Por ejemplo, el Pb es mucho más móvil que el Sr en fluidos acuosos (Kessel et al., 2005) y por lo tanto un fluido generado por la deshidratación de un AOC será caracterizado por una relación más baja Sr/Pb con respecto a su fuente. En cambio, durante la fusión parcial de un basalto (p. ej. AOC), Sr y Pb muestran aproximadamente el mismo grado de incompatibilidad (Kessel et., 2005) y por ende la relación Sr/Pb se mantendrá inalterada. De una forma parecida, también la relación Sr/Nd se ve afectada por estos procesos. En este caso, los dos elementos se comportan como elementos incompatibles tanto durante la fusión parcial como durante un proceso de extracción de fluidos. En ambos casos el Sr muestra grados mayores de incompatibilidad, y por este motivo tanto los fluidos acuosos que los fundidos silicatados generados por deshidratación y fusión parcial de un AOC, tendrán relaciones Sr/Nd más altas que su fuente.

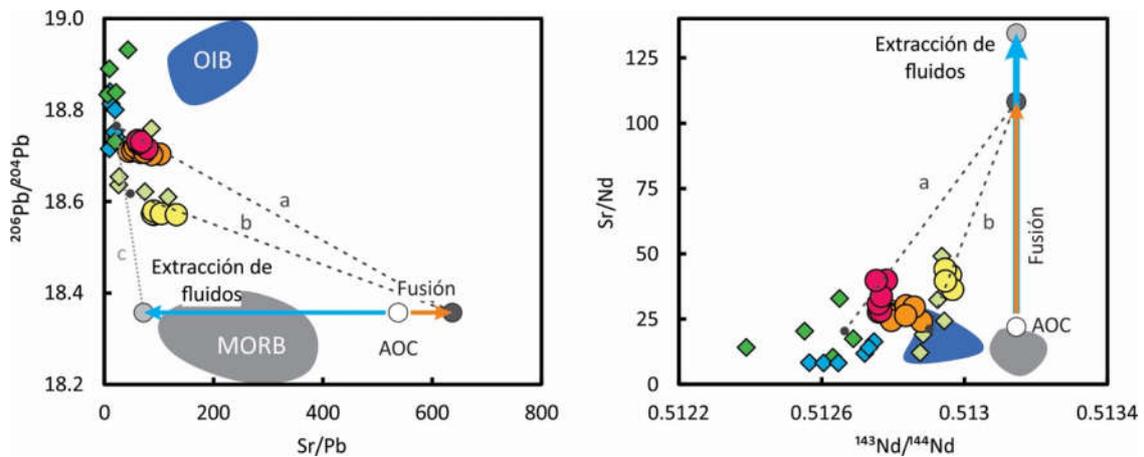


Figura 5-7 Estas gráficas sugieren que el componente empobrecido de la mezcla, identificado isotópicamente con el campo MORB, necesita tener altas relaciones Sr/Pb y Sr/Nd. Estas características sugieren una incorporación del componente empobrecido en la forma de fundidos silicatados. Composición de la corteza oceánica alterada (AOC) como reportada en Gómez-Tuena et al. (2007). El círculo negro representa un fundido de AOC a 5% de fusión parcial ($F=0.05$), detalles en tabla 2. El círculo gris representa la composición de unos fluidos utilizando los coeficientes reportados por Kessel et al. (2005) por fluidos a 700°C , 4GPa y $F=0.1$ ($Kd_{s/l}^{Pb}=0.31$; $Kd_{s/l}^{Sr}=2.93$; $Kd_{s/l}^{Nd}=18.31$).

En la Figura 5-7 están representadas las líneas de mezcla hipotéticas entre los sedimentos y fluidos acuosos o fundidos silicatados de un AOC (en ambos diagramas las líneas de mezcla son rectas). Resulta evidente que para explicar la composición de las andesitas se requiere un componente caracterizado por una relación Sr/Pb alta (mayor que la de un MORB fresco) y por una relación Sr/Nd muy elevada (líneas de mezcla a y b en figura 5-7). Si esta segunda característica es común tanto a los fundidos silicatados como a los fluidos acuosos de un AOC, la relación Sr/Pb alta es incongruente con la mayor movilidad del Pb con respecto al Sr, y, por lo tanto, un fluido acuoso caracterizado por bajo Sr/Pb no puede representar el componente empobrecido de esta mezcla (línea c en Figura 5-7). La mayor relación Sr/Pb que caracteriza el AOC con respecto al campo de los MORB se ha explicado por el efecto de la alteración hidrotermal operada por el agua de mar.

Concluyendo, las gráficas de figura 5-7 nos indican que el componente empobrecido, identificado en los diagramas isotópicos como un componente tipo AOC, tiene que ser incorporado en el magmatismo que genera las andesitas de la FVTM-O como un fundido silicatado generado por la fusión parcial de la placa oceánica en subducción. La participación del AOC ha sido previamente propuesta para varios centros eruptivos en la FVTM (Gómez-

Tuena et al., 2007; Straub et al., 2014), y también soportada por el descubrimiento de unas riolitas trondhjemíticas en la zona central de la FVTM (domo de Chalcatzingo), las cuales han sido interpretadas como la fusión parcial de una corteza oceánica (Gómez-Tuena et al., 2008). Esta lava muestra características isotópicas y concentraciones de elementos traza potencialmente adecuadas para representar el componente empobrecido de varios centros eruptivos de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2018a; 2018b).

El componente cortical

Cuando se comparan las variaciones de las relaciones isotópicas de los sedimentos fluviales con las de los tres estratovolcanes andesíticos (Colima, Tequila, Sangangüey) resulta evidente cómo la misma tendencia isotópica se ve reflejada en el arco volcánico, con valores progresivamente más empobrecidos de Norte a Sur, es decir a mayores distancias del polo de rotación de las placas Rivera-Norteamérica (Figuras 5-8 y 5-9). Considerando que los sedimentos fluviales recolectados a lo largo del BJ representan una aproximación certera de las litologías que afloran a lo largo del margen, sus relaciones isotópicas nos representan la variabilidad composicional de las rocas del antepaís. Como se ha dicho anteriormente, la contaminación intracortical no parece jugar un papel importante en la génesis de los magmas andesíticos de la FVTM-O. Por esta razón, los distintos enriquecimientos que se observan en los tres estratovolcanes pueden ser el resultado de un proceso de retrabajo magmático de distintas porciones del antearco. Bajo este esquema, la composición isotópica más empobrecida del volcán de Colima deriva de la incorporación de las litologías de la porción meridional del antearco, cuyas composiciones están representadas por los sedimentos del sector Sur. De forma distinta, la composición más enriquecida del volcán Sangangüey se puede explicar mediante la incorporación de litologías de la parte norte del BJ. En el caso del volcán Tequila, dada su posición geográfica intermedia, se supone coherente la incorporación de una composición híbrida, intermedia entre los sedimentos del Norte y del Sur.

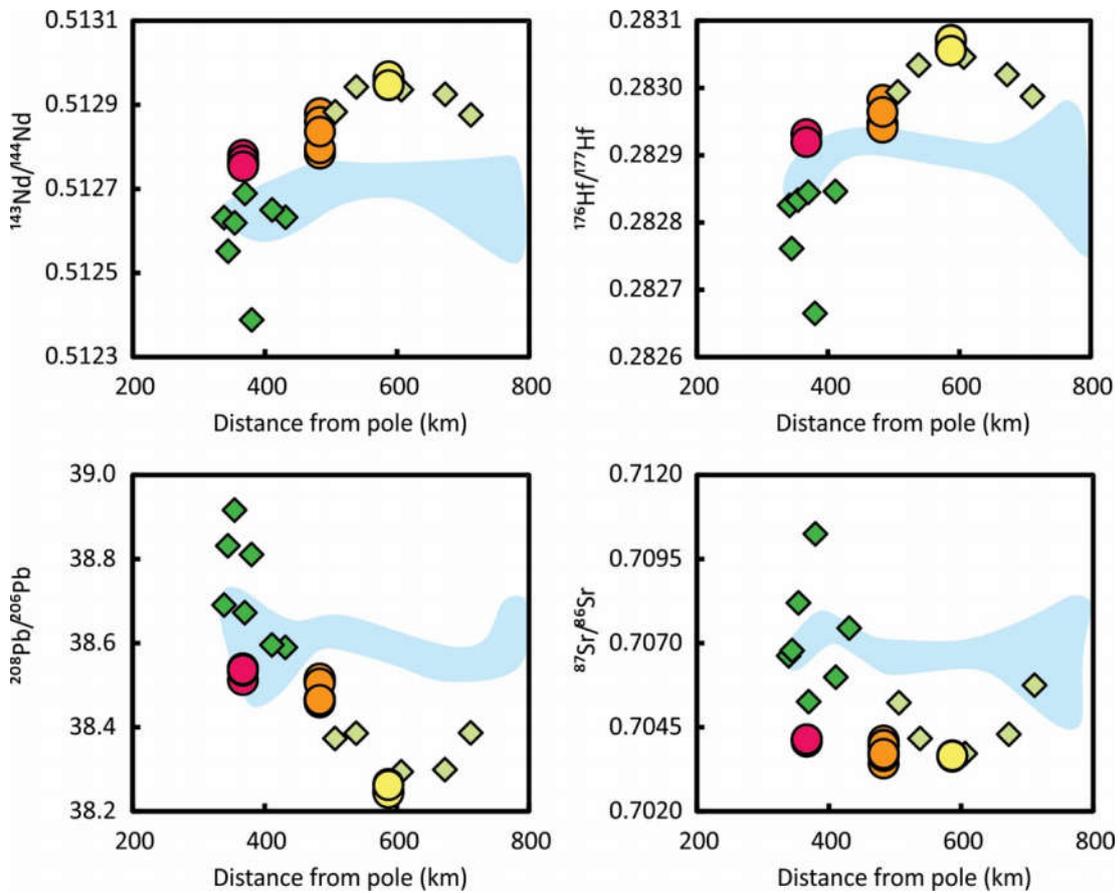


Figura 5-8 Variaciones isotópicas de los sedimentos del antepaís y las andesitas del arco proyectadas a la distancia radial desde el polo rotacional Rivera-América del Norte (22.915 ° N, -107.926 ° W; DeMets y Stein, 1990). En estas gráficas se observan tendencias muy parecidas entre los sedimentos de río, las cuales nos representan las litologías del antearco, y las andesitas de los estratovolcanes de la FVTM-O. Los símbolos de los volcanes son lo mismo que en la figura 5.2. Se representan con dos tonos de verde los sedimentos del sector norte (verde oscuro) y del sector sur (verde claro). El campo azul corresponde a las variaciones isotópicas de los sedimentos oceánicos.

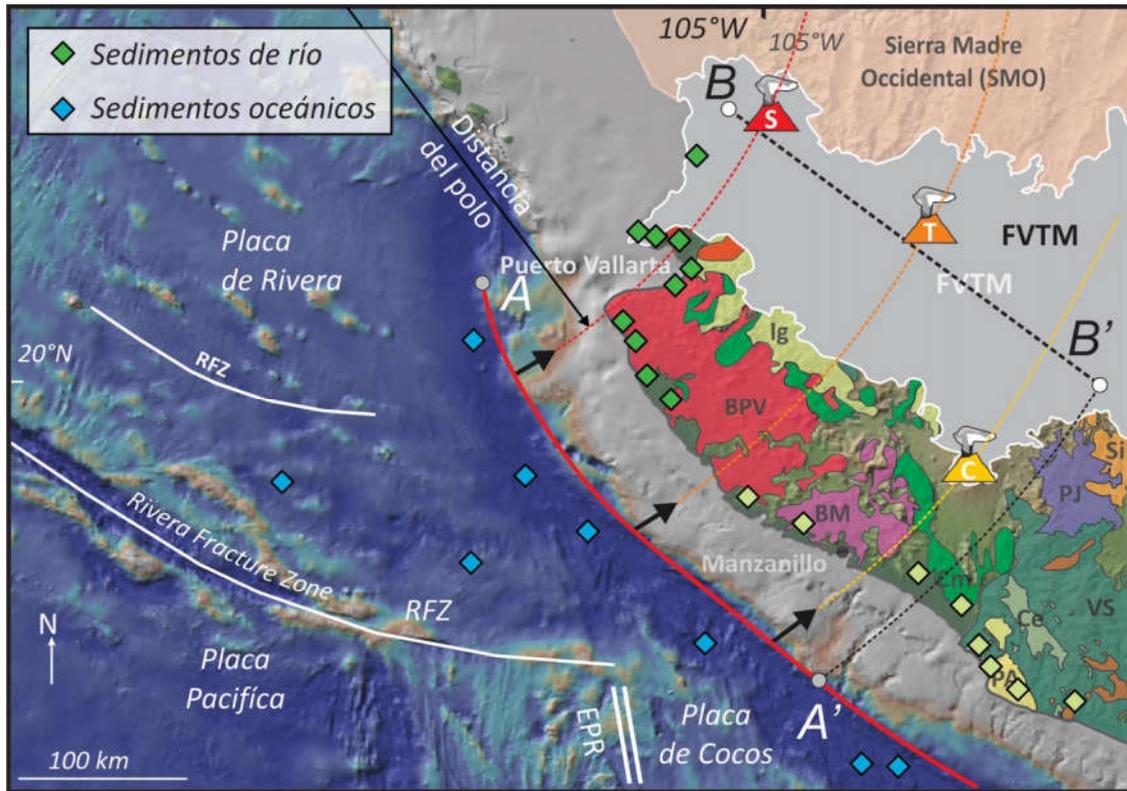
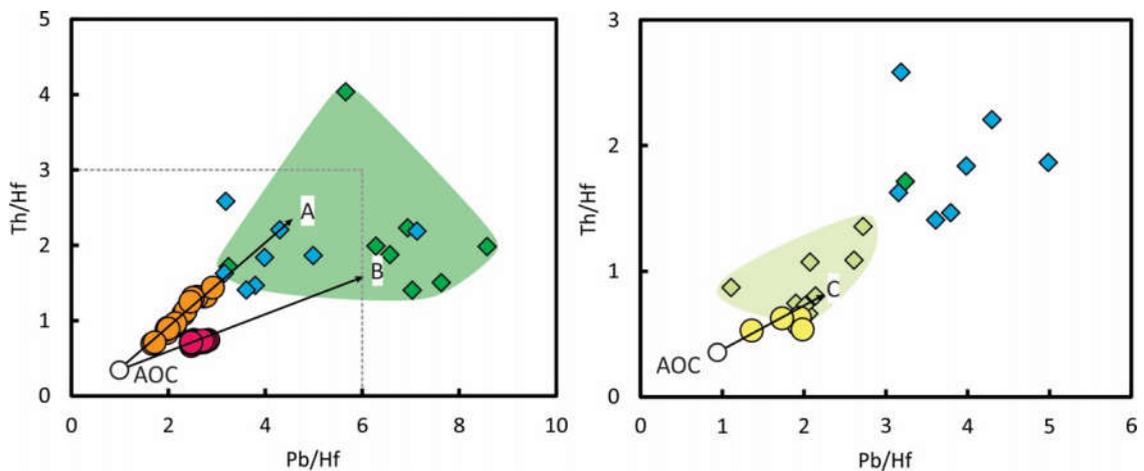


Figura 5-9 Mapa geológico simplificados del margen convergente del oeste de México. Las litologías son las mismas que en Figura 2-. Están también reportadas las ubicaciones de los sedimentos de río muestreados y de los sedimentos oceánicos. Las líneas A-A' y B-B' representan las longitudes de arco y de trinchera consideradas en los cálculos de volumen (Tablas 4 y 5). Las líneas discontinuas conectan las litologías de arco y antearco según la dirección de convergencia entre la placa Rivera y la placa norteamericana (DeMets y Stein, 1990).

Como ya se mencionó anteriormente, la notable división isotópica entre los sedimentos fluviales del sector Norte y Sur no se preserva en los sedimentos oceánicos, los cuales muestran valores prácticamente constantes a lo largo del tramo considerado (Figura 5-8). Sin embargo, varios modelos han propuesto que los sedimentos hemipelágicos fueran el componente cortical de los magmas de la FVTM (p. ej. Straub et al., 2015). En este caso específico resulta evidente que, para explicar las variaciones isotópicas de las andesitas mediante la incorporación de los sedimentos oceánicos, considerando su homogeneidad isotópica, éstos deberían ser incorporados en proporciones distintas para cada volcán, pues estaremos modelando la mezcla utilizando un componente cortical fijo. En principio, un proceso de este tipo, de la misma manera que la asimilación cortical, debería generar correlaciones entre la composición isotópica de las andesitas y sus concentraciones químicas,

como en el caso de la concentración de SiO_2 (Figura 5-6). Aun así, en este caso las correlaciones con los elementos mayores pueden no ser indicativas, ya que estos elementos pueden ser sujetos a modificaciones por cristalización fraccionada. Por este motivo resulta más adecuado utilizar relaciones de elementos trazas que no se modifiquen durante estos procesos. Por ejemplo, las relaciones Th/Hf y Pb/Hf no deben de fraccionarse mucho durante la cristalización, considerando además que en el caso específico de estas andesitas el proceso de cristalización es limitado e involucra casi solamente fases ferromagnesianas. Utilizando estas relaciones, y sirviéndonos de diagramas de variaciones donde las líneas de mezclas sean rectas, si las andesitas fueran el resultado de una mezcla entre un componente empobrecido (AOC) y un solo componente cortical, todas las muestras deberían caer en una sola línea de mezcla, diferenciándose por distintas proporciones entre los dos componentes.

Sin embargo, observando las gráficas de la Figura 5-10, resulta evidente como las andesitas de los tres estratovolcanes definen tendencias distintas, y no se disponen a lo largo de una misma línea de mezcla. De esta forma, las composiciones de las tres andesitas no pueden ser explicadas con tan solo un componente cortical, y por lo tanto, la incorporación de un componente cortical homogéneo, como los sedimentos hemipelágicos, no resulta ser coherente con las diversas composiciones de las andesitas de la FVTM-O.



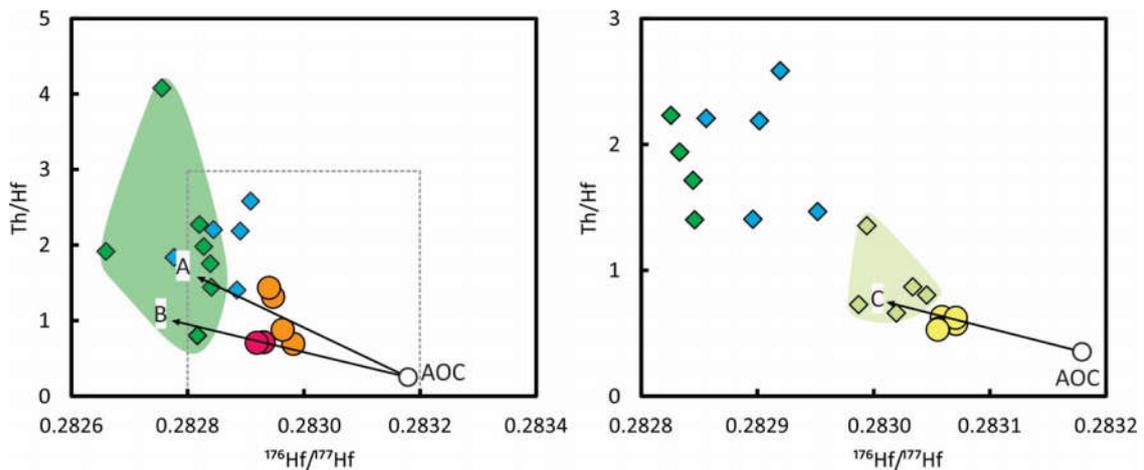


Figura 5-10 Las andesitas de arco muestran tendencias que no se pueden explicar con un solo componente cortical. En las 4 gráficas las líneas de mezcla están representadas por líneas rectas. Resulta evidente que tanto los volcanes de Tequila y Sangangüey, para los cuales se propone una contribución cortical con composición parecida a los sedimentos del sector norte, como el volcán de Colima, necesitan de tres componentes distintos caracterizados por composiciones diferentes, tanto en los elementos trazas como en sus relaciones isotópicas. Las líneas punteadas grises representan los límites de las ampliaciones utilizadas en las gráficas de la derecha.

Por otro lado, si los materiales retrabajados tuvieran de entrada una composición isotópica marcadamente distinta, como los sedimentos de río o las rocas del antearco, entonces las diferentes composiciones de las andesitas serían simplemente el “espejo” de las variaciones isotópicas del componente cortical a lo largo del margen.

De la misma manera que el componente AOC, también el componente cortical puede ser potencialmente incorporado tanto en la forma de fluidos de deshidratación o como fundidos parciales. Sin embargo, varias evidencias sugieren que la segunda de estas hipótesis es la más coherente. La figura 5-8 nos habla de un control importante del componente cortical sobre las relaciones isotópicas de Nd y Hf, lo cual implica que ambos elementos vienen eficazmente retrabajados en el magmatismo andesítico. Sin embargo, debido a la baja movilidad de Nd y Hf (Johnson y Plank, 2000), un fluido acuoso derivado de la deshidratación de las rocas del antearco no representa un medio eficaz para generar un componente con altas concentraciones de Nd y Hf. De forma distinta, ambos elementos muestran una mayor compatibilidad por fundidos silicatados (Johnson y Plank, 2000; Skora y Blundy, 2010; Martindale et al., 2013). Además, figura 5-7 nos indica que el componente cortical debe tener

una relación Sr/Nd baja, lo cual es otra vez incompatible con la incorporación de un fluido acuoso, considerando la mayor movilidad del Sr con respecto al Nd (Johnson y Plank, 2000).

Varios estudios han demostrado que durante la fusión de sedimentos el Sr muestra generalmente una mayor incompatibilidad con respecto al Nd (Johnson y Plank, 2000; Skora y Blundy, 2010; Martindale et al., 2013), y por ende la relación Sr/Nd del fundido resultante será más alta que la de su fuente. En la figura 5-11 se representan líneas distintas de mezcla entre fundidos parciales a grados distintos de fusión de dos componentes corticales (para este ejercicio se utilizaron los promedios de los sedimentos del sector Norte y del sector Sur) y el componente AOC. Para modelar el proceso de fusión parcial, tanto en el caso del componente cortical como del AOC, se utiliza la ecuación general de *batch melting* (detalles en la Tabla-2):

$$\frac{C_l}{C_o} = \frac{1}{F + D(1 - F)}$$

En donde C_l representa la concentración del elemento traza en el líquido, C_o la concentración del elemento traza en el sólido, D el coeficiente de partición del elemento traza en el sólido y F el grado de fusión parcial. Mediante esta ecuación es posible calcular la concentración de cada elemento traza en el fundido, a diversos grados de fusión parcial. La composición del magma resultante de la fusión parcial del AOC se calculó utilizando una composición química en acuerdo con los datos publicados en Gómez-Tuena, Langmuir, et al. (2007), y un grado de fusión parcial del 5%. Los coeficientes de partición fueron determinados con base en la literatura considerando un fundido de composición andesítico - dacítica en equilibrio con un residuo sólido de composición anfibolítica con granate estable (50% Cpx, 17% Grt, 29% Am, 4% Rt) y valores de K_d de los minerales de Rollinson, (1993 y referencias citadas; Green, 1995; Tiepolo et al., 2000; van Westrenen et al., 2001; Barth et al., 2002). En el caso de los sedimentos, se utilizaron los coeficientes de partición publicados en el trabajo de Johnson y Plank (2000).

Resulta evidente como ninguna de las líneas de mezcla con un fundido parcial de los sedimentos puede reproducir las tendencias de las andesitas de arco. La única posibilidad es utilizar la composición de los sedimentos como un todo, es decir considerar que no exista un

fraccionamiento de la relación Sr/Nd. En el caso del proceso de fusión parcial esto es posible solamente si consideramos que el componente cortical se funde totalmente, o a muy altos grados (>50%). El fundido parcial de un sedimentos también sería caracterizado por una alta relación Th/Hf, pues el Th muestra un mayor grado de incompatibilidad con respecto al Hf (Martindale et al., 2013). Sin embargo, la figura 5-10 nos indica que la composición isotópica de los volcanes requiere un componente cortical caracterizado por relaciones Th/Hf en el rango muestreado por los sedimentos como un todo, sin necesidad de fraccionamientos. Además, el volcán Sangangüey requiere un componente con bajo Th/Hf, lo cual sería difícil de explicar considerando el fraccionamiento generado por la fusión parcial.

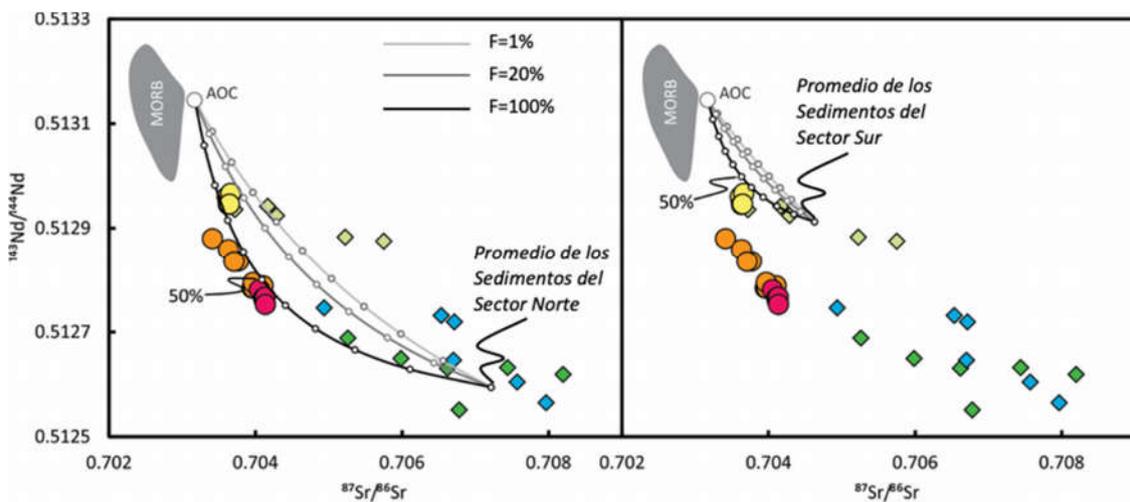


figura 5-11 En estas gráficas se presentan líneas de mezcla entre un fundido derivado de la corteza oceánica alterada (AOC) y fundidos generados por diferentes grados de fusión parcial (F) de sedimentos con la composición promedio de los sedimentos del sector Norte y Sur. Una mezcla con una fusión al 100%, es decir una incorporación del componente cortical como bulk, es la que mejor reproduce las tendencias composicionales de las andesitas. Además, estas líneas sugieren que las proporciones de mezcla entre los dos componentes sean alrededor de 1:1.

Modelo de mezcla isotópica

A la luz de las consideraciones expuestas en este capítulo, el modelo representa una mezcla entre un componente AOC, interpretado como la fusión parcial de un basalto de la placa oceánica en subducción, y distintos componentes corticales identificados composicionalmente en los sedimentos fluviales. Utilizando como componentes corticales los promedios de los sedimentos del sector Sur y Norte, los diagramas isotópicos nos sugieren que, para explicar las composiciones isotópicas de las andesitas, el componente AOC y el

componente cortical deben de mezclarse en cantidades casi iguales (figura 5-11). Por esta razón se decidió poner esta proporción como “fija” en el modelo. Sin embargo, el uso de estos promedios puede no ser la elección más adecuada, pues tanto los sedimentos como las rocas del antearco muestran una gran variabilidad composicional (capítulo 5). De tal manera, un promedio de los varios análisis no reflejaría probablemente la verdadera composición total de la litología, o del grupo de litologías consideradas, lo cual es difícil de estimar. Si además consideramos que los sedimentos representan una mezcla natural de las varias rocas expuestas a lo largo de la margen, y que estas mezclas registran el campo de variabilidad composicional de dichas litologías, un promedio de la composición de los sedimentos representaría solamente una de las posibles composiciones reales, sin ser necesariamente la composición más adecuada para caracterizar un conjunto de litologías. Por estas razones, se construyó un modelo en donde las rocas de arco fungieran de “guía” para calcular la mejor composición del componente retrabajado. Se construyeron los componentes corticales de mejor ajuste para cada uno de los estratovolcanes, escogiendo las composiciones más adecuadas (concentraciones elementales y relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y Hf) adentro del campo de variación de cada grupo de sedimentos (sector Norte para Sangangüey, Sur para Colima y ambos para Tequila), considerando una mezcla con proporciones 1:1 con el componente AOC. Los modelos de mezclas isotópicas así construidos indican que una proporción 1:1 entre un fundido parcial de AOC y los sedimentos correspondientes del antearco explica las composiciones de los tres estratovolcanes (figura 5-12).

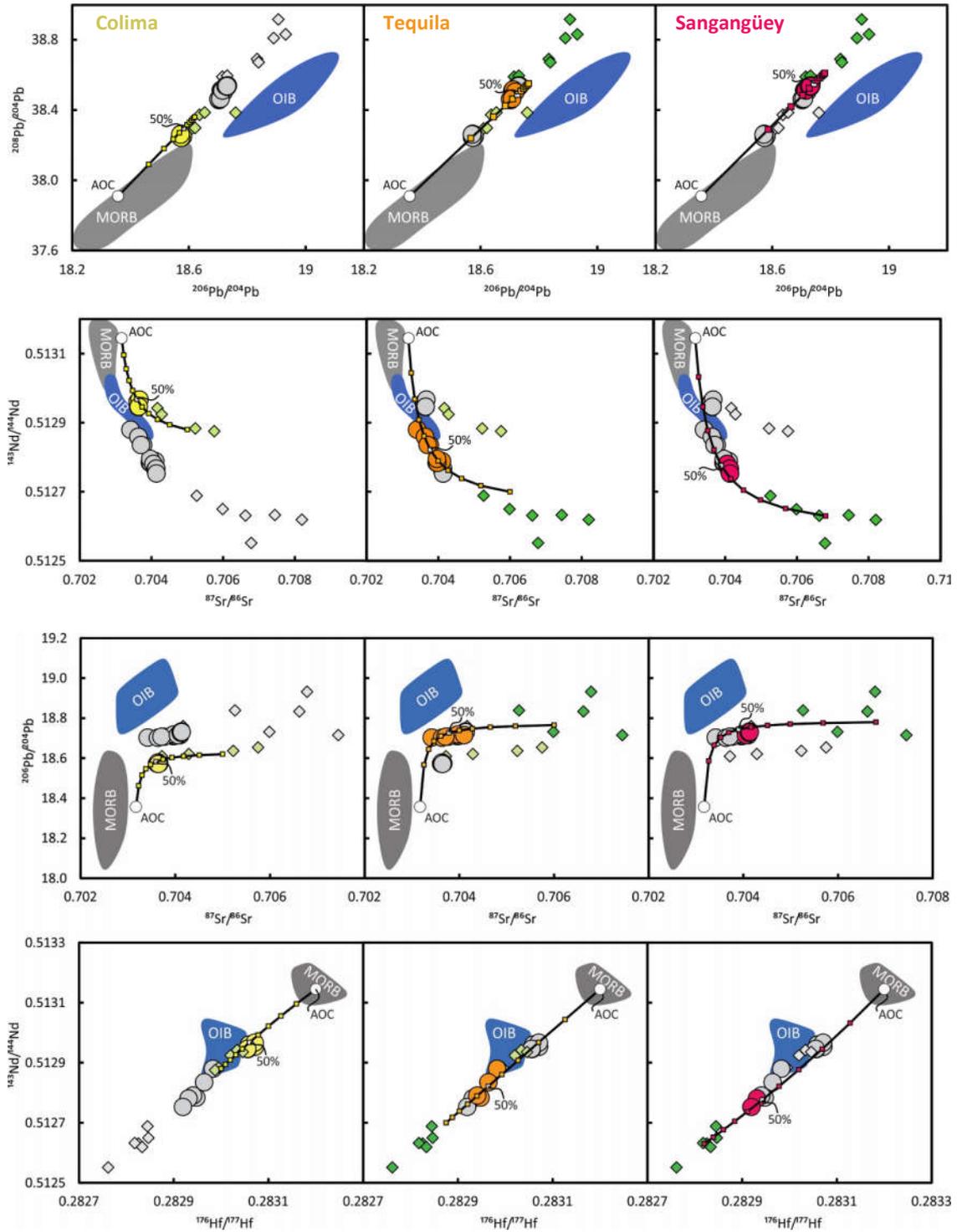


Figura 5-12 Composiciones isotópicas para las andesitas de la FVTM-O y líneas de mezcla. Cada diagrama representa la mezcla entre un componente AOC común para todos los estratovolcanes, y distintos componentes corticales. Los cuadrados en las líneas

de mezcla representan las proporciones entre los dos componentes (cada incremento representa un 10%). Los componentes utilizados para reconstruir las mezclas isotópicas están reportados en la tabla 2).

Para construir las líneas de mezcla representadas en figura 5-12, se utilizó un método de simulación matemática que se define por las siguientes ecuaciones (Guinn, 2017):

$$X_m = f(X_a - X_b)$$
$$R_m = \frac{R_a X_a f + R_b X_b (1 - f)}{X_a f + X_b (1 - f)}$$

En donde X_m representa la concentración del elemento X en la mezcla, f la proporción del componente a en la mezcla, X_a y X_b las concentraciones iniciales del elemento X en los componentes a y b respectivamente; R_m la relación isotópica de la mezcla, R_a y R_b las relaciones isotópicas de los componentes a y b , respectivamente.

Tabla 2- Composición de los componentes y coeficientes de partición sólido-líquido utilizados en el modelo de mezcla.

	AOC ^a	Sedimento Colima ^b	Sedimento Tequila ^b	Sedimento Sangangüey ^b	D AOC/magma ^c	Fundido AOC ^d
Rb	2.94	14.56	35.12	31.99	0.031	36.99
Ba	8.66	751	1073	1239	0.023	120.47
Th	0.10	2.30	5.50	2.99	0.072	0.85
U	0.072	0.694	1.210	0.829	0.071	0.596
Nb	1.77	5.19	8.33	6.88	3.441	0.53
Ta	0.108	0.391	0.642	0.536	3.710	0.031
La	2.00	15.10	25.34	23.91	0.298	6.00
Ce	6.21	28.8	48.8	38.2	0.393	14.67
Pb	0.26	8.54	13.55	14.31	0.140	1.42
Pr	-	-	-	-	-	-
Sr	140	275	250	300	0.110	906
Nd	6.38	17	22	23	0.750	8.37
Zr	56.9	146	188	153	0.781	71.81
Hf	1.73	3.89	4.43	3.78	1.037	1.67
Sm	2.40	3.48	3.94	3.71	1.134	2.13
Eu	0.90	1.00	0.87	0.86	1.139	0.80
Gd	3.65	2.81	2.98	2.95	1.585	2.35
Tb	0.68	0.50	0.46	0.44	2.130	0.33
Dy	4.51	3.27	2.72	2.70	2.861	1.63
Ho	1.00	0.71	0.56	0.57	3.640	0.29
Er	2.84	2.01	1.60	1.59	3.717	0.79
Yb	2.66	1.83	1.37	1.39	4.213	0.66
Y	27.35	17.94	16.71	16.87	3.345	8.47
Lu	0.41	0.34	0.24	0.26	5.985	0.07
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703170	0.704740	0.706000	0.706800	-	0.703170
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.3572	18.640	18.765	18.780	-	18.3572
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5021	15.584	15.610	15.620	-	15.5021
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	37.9100	38.360	38.550	38.610	-	37.9100
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513145	0.512880	0.512700	0.512630	-	0.513145
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0.283179	0.283000	0.282875	0.282820	-	0.283179
ε Nd (*)	9.89	4.72	1.21	-0.16	-	9.89
ε Hf (*)	13.94	7.60	3.18	1.24	-	13.94

^aComposición de la corteza oceánica alterada como reportada en Gomez-Tuena et al., 2007. Las composiciones isotópicas se ajustaron ligeramente para considerar la heterogeneidad isotópica de Rivera-Cocos (de la base de datos PETDB (<http://www.petdb.org>)).

^bLas composiciones isotópicas *best fit* se estimaron en función de las relaciones de mezcla isotópica de Sr, Nd, Pb y Hf (Figura 6-3), considerando la composición de la fusión de AOC como fija para todos los volcanes. Los valores seleccionados son 'soluciones de solver' dentro del rango de la variación natural encontrada en los sedimentos fluviales muestreados más 8-10% del promedio de los sedimentos oceánicos del suelo oceánico, considerando las proporciones volumétricas. Las concentraciones de todos los demás elementos traza son estimaciones de mejor ajuste basadas en la proporción de mezcla establecida por las relaciones isotópicas, junto con la posición geográfica de las muestras: para el fuego de Colima se ha calculado utilizando solo sedimentos fluviales muestreados al sur de la latitud 19 ° N; para los volcanes Sangangüey y Tequila sólo se consideraron los sedimentos fluviales muestreados al norte de la latitud 19 ° N.

^cCoefficientes de partición sólido-líquido de un fundido andesítico-dacítico en equilibrio con un sólido residual de composición: 50% Cpx, 17% Grt, 29% Am, 4% Rt. Los valores de Kd de los minerales están reportados en Rollinson (1993, y referencias), Green (1995), Tiepolo et al. (2000), van Westrenen et al. (2001), Barth et al. (2002) y Geochemical Earth Reference Model (GERM) (<http://www.earthref.org>).

^dComposición del fundido de AOC calculada considerando el 5% de *batch melting*.

El componente mantélico

Los diagramas de mezcla isotópica nos indican que la composición de las andesitas de la FVTM-0 se puede modelar mediante una simple mezcla entre un componente AOC y distintos componentes corticales, derivados del retrabajo de diferentes porciones del antearco. Sin embargo, los altos valores de #Mg de las andesitas, son difíciles de explicar sin invocar una contribución de una tercera componente de naturaleza ultramáfica: el manto. Además, si consideramos que los diagramas de variaciones elementales sugieren una mezcla entre dos componentes, uno máfico y uno félsico (Figura 5-2 y Figura 5-5), esto no se puede explicar con los componentes de la mezcla isotópica, pues ambos son más enriquecidos en SiO₂ que las andesitas (Gómez-Tuena et al., 2008).

Como se ha mencionado en el capítulo 3, los basaltos OIB que se encuentran alrededor del volcán Sangangüey, presentan señales bajas de subducción y patrones de elementos trazas parecidos al de los reservorios de tipo OIB, y son interpretados como resultado de la fusión de un manto peridotítico “primitivo” (Díaz-Bravo et al., 2014). Por estas razones se seleccionaron adentro de estos basaltos intraplaca las composiciones más primitivas (muestras TPZ 10-23 y SAN 10-09 en Díaz Bravo et al., 2014) y se utilizaron para reconstruir la composición de la peridotita que originó estos basaltos. Utilizando la fórmula de *batch melting* se consideró que estas composiciones basálticas nos representan el proceso de fusión de una roca peridotítica con granate (54% Ol, 10% Cpx, 34% Opx, 2% Grt) al 5% de fusión parcial (Tabla 3). Los coeficientes utilizados para cada fase mineralógica provienen de la literatura (Hart y Dunn, 1993; Kelemen et al., 1993; Johnson, 1994; Salters y Longhi, 1999; Donnelly, 2002). Las composiciones del manto así reconstruidas fueron utilizadas para representar la composición del manto pre-metasomático en la zona del volcán Sangangüey y del volcán Tequila. Por otro lado, para la región del volcán de Colima, Gómez-Tuena et al. (2011) sugieren la presencia de un manto más empobrecido. Estos autores consideran que las distintas relaciones entre elementos de los grupos HFSE y REE de las lavas de Colima (p.ej. Nb/Ta y Zr/Hf), con respecto a los basaltos intraplaca de esta región, deban atribuirse a concentraciones diferentes en las fuentes mantélicas. Ellos proponen que esta diferencia fue el resultado de un empobrecimiento progresivo de las porciones más fértiles del manto (p. ej. En clinopiroxeno) debido a la extracción continua de magmas, y que en esta visión el manto de Colima represente un manto “residual” empobrecido. Por lo tanto, en este trabajo se

consideró utilizar una composición mantélica equivalente a la del reservorio *Depleted Mantle MORB* (DMM) para el modelado de las andesitas de Colima.

En nuestro modelo isotópico, añadiendo hasta el 50-60% en masa de peridotita a la mezcla entre AOC y sedimento, la composición isotópica resultante prácticamente no varía. Esto significa que es posible considerar una participación importante del manto sin que esta influya las composiciones isotópicas de las andesitas de arco (figura 5-13). Esto puede atribuirse a las bajas concentraciones de elementos trazas en el manto si lo comparamos con las otras componentes (fundidos de AOC y sedimentos). Por esta razón, podemos considerar la composición isotópica de las andesitas como totalmente gobernada por la mezcla entre AOC y las rocas del antearco.

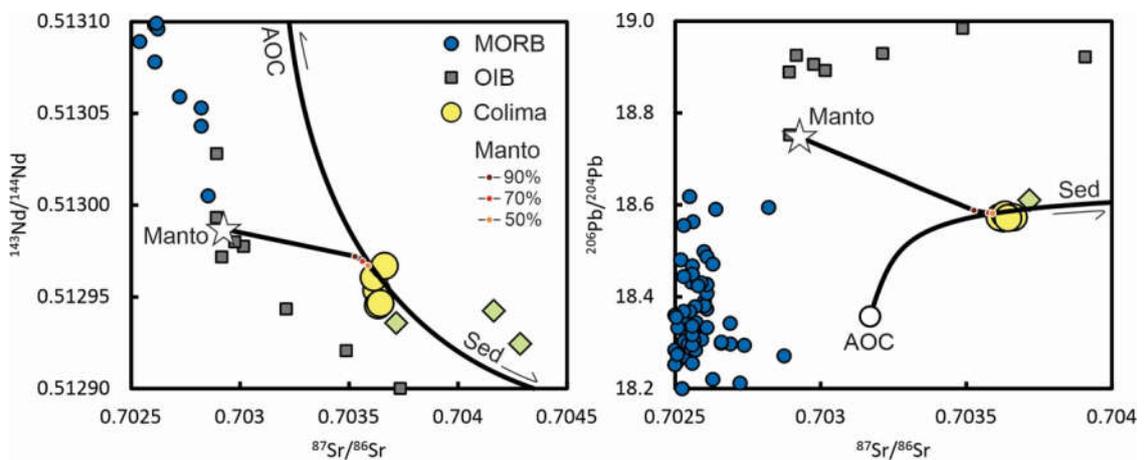


Figura 5-13 Las gráficas representan las mezclas isotópicas entre tres componentes (Manto-AOC-Sedimentos; detalle sobre los componentes en la tabla 2 y 3) para el volcán de Colima. Añadiendo hasta un 50-70% de manto a la mezcla entre el AOC y los sedimentos, la composición isotópica de la mezcla resultante permanece prácticamente idéntica. Por esta razón podemos afirmar que la composición isotópica de las andesitas está controlada completamente por la mezcla AOC-sedimentos, con la contribución del manto que en este caso resulta "transparente". Esto se debe a las bajas concentraciones de elementos traza en las peridotitas del manto comparadas con el fundido de AOC o con los sedimentos.

5.3 Los mélanges de subducción, el diapirismo y el metasomatismo del manto

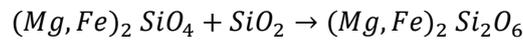
En zonas distintas de subducción fósiles se encuentran litologías conocidas como mélange de subducción (Bebout, 1991; Lallemand y Funiciello, 2009; Harlow et al., 2016). Estos cuerpos rocosos son interpretados como el resultado de una mezcla químicofísica entre los materiales subducidos y las litologías ultramáficas del manto (Cloos y Shreve, 1988). Específicamente se componen de bloques de (de cm a km) de corteza oceánica y materiales continentales metamorfoseados en diversas condiciones, incluidos en una matriz compuesta principalmente de clorita, serpentina y talco, producto del metamorfismo de las litologías mantélicas (Miller et al., 2009; Marschall y Schumacher, 2012).

Se ha demostrado que gran parte de las litologías que componen los mélanges mantienen una flotabilidad positiva con respecto a las peridotitas del manto, aún bajo altos grados metamórficos (Behn et al., 2011). Los modelos numéricos indican que una vez introducidos en la cuña del manto los mélanges de subducción no se hunde con facilidad, sino más bien, impulsados por su menor densidad, empiezan a ascender en forma de diapiros desde la interfaz superior de la placa subducida hasta la región más caliente de la cuña del manto (Gerya y Yuen, 2003). Bajo este argumento, ha sido propuesto que los mélanges de subducción representen el componente de la subducción en el magmatismo de arco (Marschall y Schumacher, 2012; Nielsen y Marschall, 2017; Gómez-Tuena et al., 2018b). En efecto, si consideramos el caso específico de las andesitas de la FVTM-O, los mélanges de subducción representan perfectamente la mezcla entre tres componentes propuesta en los modelos isotópicos. En el caso del margen mexicano, el componente cortical de los mélanges es representado principalmente por bloques de antepaís, con una menor contribución volumétrica por parte de los sedimentos oceánicos. De esta forma, a lo largo de la zona de subducción, los mélanges tendrán composiciones isotópicas distintas debido a la mezcla entre un componente común empobrecido (el AOC) y diversas litologías del antepaís.

Los modelos numéricos también indican que durante el ascenso de los mélanges estos alcanzan temperaturas mayores a los 1000°C, donde pueden fácilmente experimentar fusión parcial (Gerya y Yuen, 2003; Castro y Gerya, 2008). Además, la desestabilización de clorita y serpentina cuando se somete a las altas temperaturas del manto puede proporcionar cantidades importantes de H₂O libre (Marschall and Schumacher, 2012), lo cual disminuye la

temperatura del *liquidus*, favoreciendo el proceso de fusión parcial. A estas temperaturas, y en presencia de volátiles, es de esperarse que los bloques continentales del *mélange*, los cuales tienen una composición predominantemente granítica, se fundan considerablemente debido a la baja temperatura del *liquidus* (Bruce Thompson, 1982). En cambio, los bloques de AOC están hechos de litologías más refractarias, y por esta razón se fundirán en grados más pequeños.

Se considera que los fundidos silicatados sean altamente reactivos cuando entran en contacto con las rocas del manto (Yaxley y Green, 1998). Por este motivo, ha sido propuesto que los líquidos producidos por la fusión de los materiales subducidos (*mélanges*), reaccionan rápidamente con los olivinos de manto para producir ortopiroxenos (Straub et al., 2008, 2011):



Según Sobolev et al. (2005) la proporción de fundido silicatado requerida para convertir todo el olivino de una lherzolita típica es entre 40% y 60% en peso, lo cual resulta coherente con los modelos de mezcla isotópica propuestos en esta tesis (figura 5-13). Como se mencionó anteriormente para varios magmas calcialcalinos de la FVTM, una fuente mantélica piroxenítica es sugerida por las importantes concentraciones de Ni en los olivinos presentes en muchos magmas calcialcalinos de la FVTM (Straub et al., 2008, 2011; Gómez-Tuena et al., 2013; 2018a). Por esta razón, para explicar la génesis de las andesitas de la FVTM-O, en este trabajo se propone una mezcla de tres componentes según las siguientes proporciones: 25% de fundido de sedimentos del antearco, 25% de fundido parcial de AOC y 50% de peridotita del manto. De esta forma se considera que los fundidos parciales derivados de la fusión de los materiales subducidos, metasomatizan el manto en una proporción ~1:1, transformando completamente sus olivinos en ortopiroxenos. Bajo esta visión, la mezcla propuesta representa la composición del manto piroxenítico (o manto metasomatizado), tanto en sus relaciones isotópicas como en sus concentraciones de los elementos trazas y mayores.

Para averiguar la coherencia del modelo planteado, y que la fusión de este manto websterítico pueda generar patrones de elementos traza compatibles con los observados en las andesitas, se construyó un modelo de fusión parcial. En este caso se consideró una mineralogía residual compuesta en 85% por ortopiroxeno, 12% por clinopiroxeno y 3% por espinela, y con base

en esta composición se calcularon los coeficientes de partición sólido-líquido adecuados (detalles en tabla 3). Las gráficas de figura 5-14 nos indican que altos grados de fusión parcial (aproximadamente 40%) de este manto piroxenítico pueden explicar de forma satisfactoria las concentraciones de los elementos trazas de las andesitas de los tres estratovolcanes. Estos grados altos de fusión están posiblemente justificados por la menor refractariedad del ortopiroxeno con respecto al olivino (Hirschmann and Stolper, 1996), y la presencia potencial de agua libre, proporcionada por la desestabilización de minerales hidratados del *mélange*.

Tabla 3 – Componentes mantélicos y coeficientes utilizados para modelar la fusión parcial del manto.

	Teq-San manto ^a	Colima manto ^b	D manto/magma ^c	Manto metas. Colima ^d	Manto metas. Tequila ^d	Manto metas. Sangangüey ^d	Fundido Colima ^e	Fundido Tequila ^e	Fundido Sanga ^e
	Rb	1.34	0.05	0.00011	12.91	18.70	17.92	28.69	46.739
Ba	15.65	0.56	0.00012	218.11	306.13	347.69	484.63	765.191	869.08
Th	0.23	0.01	0.00045	0.79	1.70	1.07	1.76	4.250	2.68
U	0.071	0.003	0.00148	0.324	0.487	0.392	0.72	1.214	0.98
Nb	3.01	0.15	0.00110	1.51	3.72	3.36	3.34	9.289	8.38
Ta	0.188	0.010	0.00212	0.110	0.262	0.235	0.24	0.653	0.59
La	2.03	0.19	0.01100	5.37	8.85	8.49	11.78	21.767	20.89
Ce	4.01	0.55	0.01097	11.14	17.88	15.22	24.44	43.978	37.43
Pb	0.18	0.02	0.03055	2.50	3.84	4.02	5.35	9.170	9.62
Pr	0.59	0.11	0.00700	-	-	-	-	-	-
Sr	34.73	7.66	0.01926	299	306	319	649	744	775
Nd	2.23	0.58	0.02905	6.63	8.76	8.95	14.23	20.996	21.45
Zr	18.95	5.08	0.02875	57.10	74.41	65.64	122.58	178.344	157.31
Hf	0.46	0.16	0.04555	1.47	1.76	1.59	3.09	4.114	3.73
Sm	0.55	0.24	0.04240	1.52	1.79	1.74	3.21	4.217	4.08
Eu	0.20	0.10	0.05367	0.50	0.52	0.51	1.04	1.195	1.19
Gd	0.70	0.36	0.05802	1.47	1.68	1.67	3.05	3.864	3.85
Tb	0.12	0.07	0.06588	0.24	0.26	0.25	0.50	0.590	0.58
Dy	0.84	0.51	0.07170	1.48	1.51	1.50	3.02	3.397	3.39
Ho	0.19	0.12	0.07614	0.31	0.31	0.31	0.62	0.686	0.69
Er	0.57	0.35	0.11023	0.88	0.88	0.88	1.72	1.893	1.89
Yb	0.64	0.37	0.08329	0.80	0.83	0.83	1.62	1.836	1.85
Y	5.05	3.33	0.07182	8.27	8.82	8.86	16.89	19.910	20.00
Lu	0.09	0.06	0.09703	0.13	0.12	0.13	0.26	0.270	0.28
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.702934	0.702934	-	0.703528	0.703734	0.704011	0.703528	0.703734	0.704011
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.8972	18.8972	-	18.601	18.730	18.745	18.601	18.730	18.745
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5742	15.5742	-	15.572	15.599	15.609	15.572	15.599	15.609
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.4532	38.4532	-	38.296	38.488	38.545	38.296	38.488	38.545
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512987	0.512987	-	0.512968	0.512843	0.512795	0.512968	0.512843	0.512795
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0.283042	0.283042	-	0.283053	0.282969	0.282946	0.283053	0.282969	0.282946
ε _{Nd} (*)	6.80	6.80	-	6.44	3.99	3.06	6.44	3.99	3.06
ε _{Hf} (*)	9.10	9.10	-	9.49	6.52	5.71	9.49	6.52	5.71

^aLa composición de la cuña del manto para Tequila y Sangangüey se reconstruyó utilizando la composición promedio de basaltos intraplaca primitivos (muestras TPZ 10-23 y SAN 10-09) de la región de Sangangüey (Díaz-Bravo et al., 2014), invertida al 5% de batch melting de una peridotita a granate (54% Ol, 10% Cpx, 34% Opx, 2% Grt). Los valores de Kd de los minerales están reportados en Hart & Dunn (1993), Kelemen et al. (1993), Johnson (1994), Salters & Longhi (1999) y Donnelly (2002).

^bLa composición de la cuña del manto para Colima se considera equivalente al *depleted MORB mantle* (DMM) de Workman and Hart, 2005.

^cCoefficientes de partición sólido-líquido de un manto metasomático de composición websterítica, considerando una mineralogía residual compuesta de 12% Cpx, 85% Opx, 3% Spl.

^dLa composición de la fuente del manto metasomático para cada volcán se calcula como una mezcla de ~ 50% de una peridotita del manto, ~ 25% de antearco / sedimento y ~ 25% de fusión de AOC.

^eComposiciones de fundidos de manto metasomático para Colima, Tequila y Sangangüey, considerando el 45%, 40% y 40% de *batch melting*, respectivamente.

^fLos valores de ε_{Nd} and ε_{Hf} se calcularon utilizando los valores condriticos actuales (ε_{Nd}CHUR=0.512638; ε_{Hf}CHUR=0.282785; Jacobsen and Wasserburg, 1980; Bouvier et al., 2008).

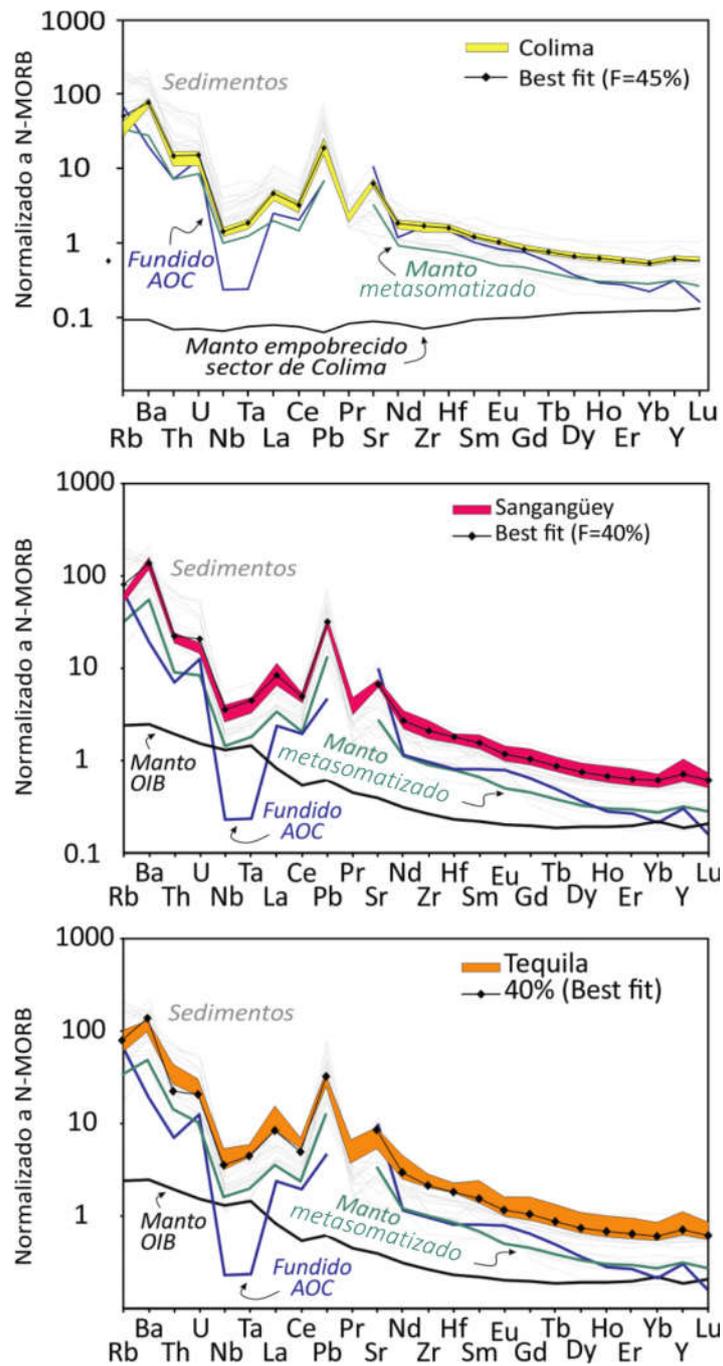


Figura 5-14 Patrones de elementos trazas de los tres estratovolcanes (Colima, Tequila y Sangangüey) juntos con los modelos de fusión parcial de una fuente mantélica tipo OIB previamente metasomatizada por la mezcla entre fundidos a alto grados de los sedimentos de río y el AOC (detalles en la Tabla 2).

5.4 Balance de volúmenes

Gracias a los estudios publicados sobre los volúmenes de volcanismo reciente en el Bloque Jalisco tenemos una buena estimación de la productividad magmática de esta región durante el último millón de años (detalles y referencias en la Tabla 1, Capítulo 2). Estos volúmenes corresponden a la cantidad de corteza continental creada a partir del magmatismo en este tramo del margen convergente mexicano. Asimismo, varios estudios han estimado también la cantidad de corteza continental destruida mediante la subducción de sedimentos y la erosión de porciones de antearco (Clift y Vannucchi, 2004; Scholl y von Huene, 2007). Por este motivo, confrontando estos volúmenes es posible reconstruir el balance entre la cantidad de corteza producida y destruida en este margen durante el último millón de años.

Scholl y von Huene (2007) presentan un elegante modelo para calcular la cantidad de antearco erosionada en los márgenes erosivos (*Self-similar model*), es decir una tasa de erosión por subducción. Reconociendo alguna evidencia geológica de erosión del margen, como por ejemplo la exposición de arcos fósiles, o depósitos marinos y superficies erosivas que nos indiquen subsidencia, es posible evaluar la cantidad de antepaís erosionado en un determinado lapso. Es importante mencionar que este modelo se basa en la premisa de que a medida que la trinchera migra hacia el continente, como consecuencia del proceso de erosión por subducción, en el tiempo considerado las características geométricas de la parte sumergida del margen permanezcan iguales (figura 5-14). De esta forma, considerando un tiempo t , el volumen de corteza erosionada será el producto entre la cantidad de retiro de trinchera durante este lapso (d_t) y el espesor cortical promedio en el antearco (e), integrado por la longitud del tramo de trinchera considerado (A-A' en figura 5-9):

$$V = e \times d_t \times AA' \quad [\text{km}^3]$$

Asimismo, conociendo el volumen de corteza perdido en el tiempo t , es posible también calcular una tasa de retiro de la trinchera promedio, es decir una tasa de erosión por subducción [E_s] durante el tiempo considerado, dividiendo el volumen V entre el tiempo t :

$$E_s = \frac{V}{t} \quad [\text{km}^3/\text{Ma}]$$

En general las tasas de erosión por subducción se reportan en km^3/Ma por km de trinchera. En este caso es suficiente entonces dividir la cantidad E_s por la distancia A-A'.

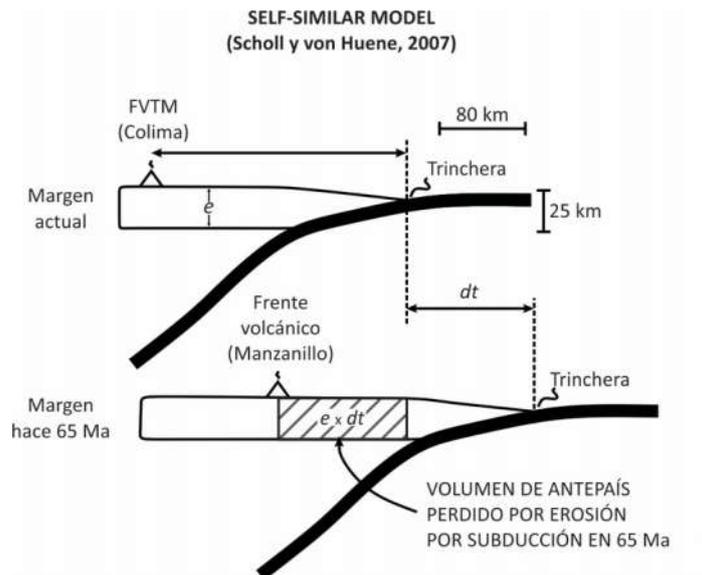


figura 5-15 Aplicación del *Self-Similar Model* de Scholl y von Huene (2007). En esta figura está representado un esquema del cálculo elaborado para la región del antearco cerca del BM. Considerando el frente volcánico actual (Volcán de Colima, y más en general la cadena volcánica frontal) la distancia desde la trinchera es de aproximadamente 160 km. Considerando que el BM nos representa el frente volcánico hace 65 Ma, entonces la cantidad de erosión de antepaís es de 80 km, tomando en cuenta su posición actual. Esto nos representa una tasa de erosión por subducción (o retiro de la trinchera) promedio de poco más de 1.2 km/Ma (más detalle de los cálculos para todo el margen considerado en la tabla 4).

En el caso específico del BJ, los batolitos expuestos, BPV y BM, representan la posición de arco volcánico activo hace respectivamente 80 y 65 Ma, y se encuentran en la actualidad aproximadamente a 80 km de la trinchera. De acuerdo con el *self-similar model*, si se considera que la geometría del margen no ha cambiado en este lapso de tiempo, entonces la distancia entre el arco y la trinchera se ha mantenido constante. De esta forma si el frente volcánico activo se encuentra en la actualidad a 160 km de la trinchera (distancia entre el volcán de Colima y la trinchera), esto significa que se han perdido por erosión por subducción 80 km de antepaís, considerando las posiciones actuales de los batolitos cordilleranos. Si consideramos ahora un espesor cortical promedio de 25 km para el antearco del BJ (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993), entonces las tasas de erosión por subducción calculadas son de respectivamente 1.0 y de 1.2 km³/Ma por km de trinchera, para estas dos tramos de margen, en los últimos 80 y 65 Ma. Estos valores confirman las estimaciones hechas por Scholl and y Huene, (2007) por esta porción del margen y se acercan a lo calculado por Clift y Vannucchi (2004) en la región al suroeste de Acapulco (Capítulo 2).

Tabla 4 – Volúmenes de corteza continental subducida durante el último millón de años.

	Longitud del margen <i>km</i>	Tasa de convergencia ^a <i>km/Ma</i>	Espesor de los sedimentos ^b <i>km</i>	Tasa de subducción de sedimentos <i>km³/Ma/km</i>	Volumen de sedimentos subducidos <i>km³/Ma</i>
Manzanillo	85	23	0.1	2.35	200.9
Puerto Vallarta	306	23	0.1	2.35	720.6
Total	391				921
	Anchura del truncamiento del margen ^c <i>km</i>	Espesor cortical del antearco ^d <i>km</i>	Edad del antearco ^e <i>Ma</i>	Volumen de antearco subducido ^f <i>km³/Ma</i>	Volumen total de corteza subducida ^g <i>km³/Ma</i>
Manzanillo	80	25	65	2231	2432
Puerto Vallarta	80	25	80	6503	7223
Total				8733	9655

^aTasa de convergencia basada en estudios geofísicos (DeMets y Traylen, 2000; Pardo y Suárez, 1995)

^bVolumen sólidos del espesor de sedimentos considerando 50% de porosidad como en Scholl y von Huene (2007). Espesor de sedimentos encima de la placa Rivera <200m (Divins, 2003)

^cLongitud de forearc faltante considerando el shelf-similar model propuesto por Scholl y von Huene (2007)

^dEspesor cortical basado en Yang et al. (2009), Suhardja et al. (2015) y Molina-Garza (1993).

^eedades pico promedio para los batolitos de Puerto Vallarta y Manzanillo (Schaaf et al., 2005; Valencia et al., 2013; Villanueva-Lascurain et al., 2016)

^fVolumen de antearco erosionado considerando 15% de porosidad como en Scholl y von Huene (2007).

^gConsiderando los volúmenes de subducción de sedimentos y de erosión por subducción.

Si tomamos en cuenta la parte de margen considerado (tramo A-A' en figura 5-9) en último millón de años se ha perdido por erosión por subducción un volumen de 8733 km³. Obviamente, este valor no representa la totalidad de corteza continental perdida por subducción, pues no tiene en cuenta a los sedimentos hemipelágicos depositados encima de las placas oceánicas en subducción. Las estimaciones actuales indican que el espesor de estos sedimentos en las placas de Cocos y Rivera es relativamente pequeño (<200 m; Divins, 2003, que se reducen a 100 m considerando 50% de porosidad de acuerdo a Von Huenen y Scholl, 2007). Considerando estos valores, la cantidad de sedimentos subducidos por millón de años es de 921 km³ (Tabla 4), aproximadamente el 10% de la cantidad perdida por erosión por subducción. Curiosamente si consideramos ahora la totalidad de corteza perdida por subducción durante el último millón de años (8733km³ + 921km³ = 9655km³) está cantidad es sorprendentemente parecida a la producción magmática en este mismo lapso de tiempo (9649km³; Tabla 1).

Tabla 5 – Volúmenes de reciclaje y retrabajo cortical durante el último millón de años.

Volumen total de corteza subducida <i>km³</i>	Tasa de subducción cortical ^a <i>km³/Ma/km</i>	Volumen total de magmatismo <i>km³</i>	Productividad magmática ^b <i>km³/Ma/km</i>	Volumen de corteza continental retrabajada ^c <i>km³</i>	Porcentaje de retrabajo cortical
9655	25	9649	35	1934	20%

Volumen de corteza continental reciclada ^d <i>km³</i>	Porcentaje de reciclaje cortical	Volumen de corteza oceánica retrabajada ^e <i>km³</i>	Porcentaje de retrabajo oceánico	Volumen de magmatismo juvenil ^f <i>km³</i>	Porcentaje de magma juvenil
7721	80%	1934	20%	5780	60%

^aConsiderando una longitud total de la trinchera de 391 km (sección AA' en figura 5-9)

^bConsiderando una longitud del arc de 275 km (sección BB' en figura 5-9)

^cCantidad mínima de retrabajo cortical, considerando que por lo menos el 25% del magmatismo intermedio deriva del retrabajo de corteza continental subducida

^dDiferencia entre el volumen total de corteza subducida y de corteza continental retrabajada. Constituye la porción de corteza continental que se recicla en el manto.

^eCantidad mínima de retrabajo oceánico, considerando que por lo menos el 25% del magmatismo intermedio deriva del retrabajo de AOC

^fCantidad de magmatismo juvenil considerando todo el magmatismo basáltico y riolítico como puramente derivado del manto pre-metasomatismo

A pesar de las limitaciones del modelo, cómo el manejo de una relación intrusivo/extrusivo (I/E) constante por todo este tramo de arco, o el utilizzo del *self-similar model*, estos resultados nos hablan de un margen continental en estado casi perfectamente estacionario, donde la producción y la destrucción de corteza continental se han balanceado en forma prácticamente exacta durante el último millón de años.

Además, de acuerdo con los modelos geoquímicos, el 25% del magmatismo intermedio (andesitas basálticas, andesitas y dacitas en la Tabla 1) esta región proviene del retrabajo de corteza continental (1934 km³). Considerando ahora el volumen de magmatismo durante el último millón de años (9649 km³), esta cantidad representa alrededor del 20% de la producción magmática total (Tabla 5), una estimación aproximadamente 2.5 veces mayor que lo estimado por Clift et al. (2009) para el margen mexicano (<9%).

5.5 Esquema del modelo tectónico – petrogenético

La siguiente imagen representa en forma sintética el modelo geológico propuesto con base en la interpretación de los datos geoquímicos y las evidencias geológicas y petrológicas presentadas en esta tesis. El proceso de formación de las andesitas de arco se puede esquemáticamente dividir en cuatro pasos:

1. *Erosión por subducción*
2. *Formación de mélanges de subducción*
3. *Metasomatismo de la cuña del manto*
4. *Fusión parcial del manto y generación de los magmas andesíticos*

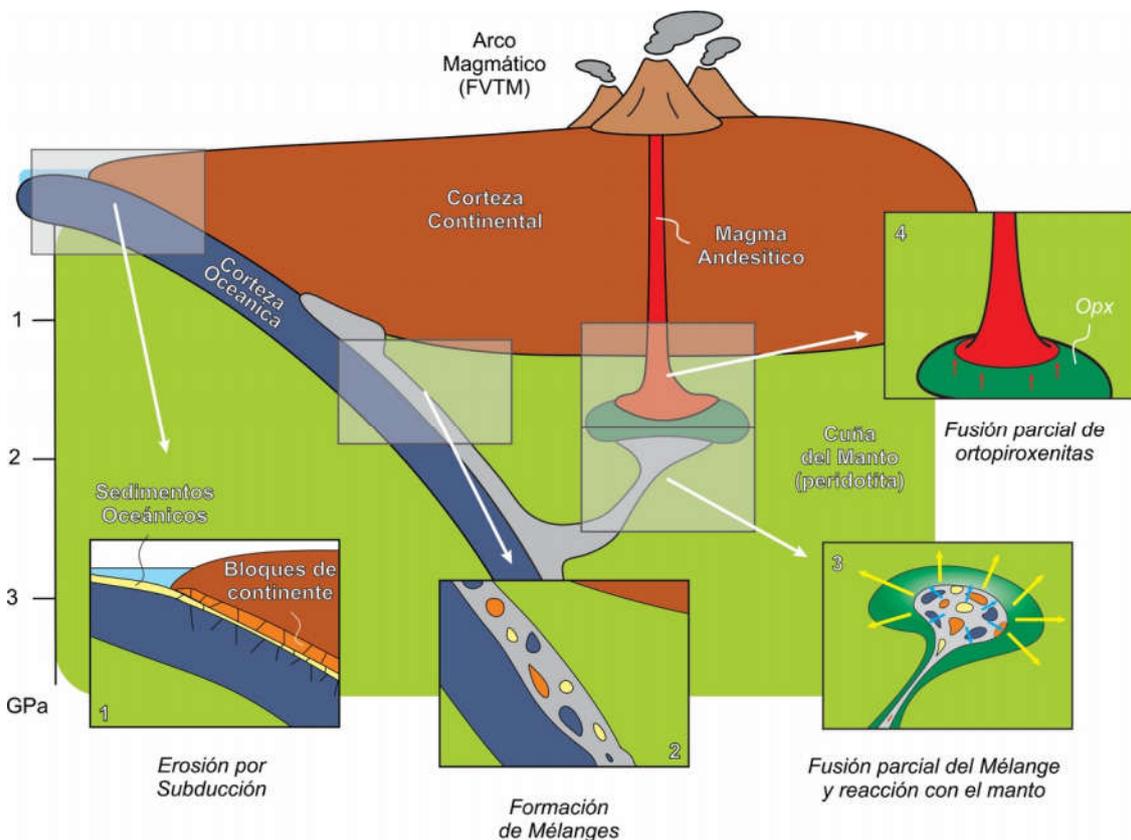


figura 5-16 Dibujo del modelo tectónico-petrogenético propuesto en este trabajo. Véase el texto para detalles.

1) *Erosión por subducción*

La intensa erosión tectónica del margen mexicano a lo largo del BJ (1 km/Ma) produce grandes volúmenes de material cortical (8733 km³/Ma) que vienen efectivamente subducidos a lo largo de la trinchera. Estos volúmenes representan gran parte del volumen de corteza subducida (~90%), y tienen composiciones químicas distintas a lo largo del margen.

2) *Formación de mélanges de subducción*

Durante la subducción, los materiales introducidos en la trinchera, tanto continentales como oceánicos, se mezclan entre sí y son englobados en las rocas ultramáficas del manto, creando una nueva litología conocida como mélange de subducción (Miller et al., 2009; Marschall y Schumacher, 2012). La composición isotópica de estas rocas está definida por la mezcla entre un componente empobrecido fijo, el AOC, y diversos componentes corticales, representados por los sedimentos fluviales de los distintos sectores del margen.

3) *Metasomatismo de la cuña del manto*

La menor densidad de los mélanges con respecto a la cuña del manto permite el ascenso de estos cuerpos por diapirismo (Gerya y Yuen, 2003; Behn et al., 2011). Posteriormente, las altas temperatura a que se encuentra la cuña del manto, junto con la desestabilización de fases minerales hidratadas (flechas azules en la figura 5-13), favorecen la fusión de los mélanges de subducción. Los fundidos silicatados generados de esta forma reaccionan con las peridotitas del manto consumiendo el olivino para formar ortopiroxeno (Straub et al., 2008, 2011). Las mayores concentraciones de elementos incompatibles en los componentes subducidos con respecto a las peridotitas del manto hacen que la firma isotópica de las andesitas de arco sea enteramente controlada por la mezcla AOC-sedimentos.

4) *Fusión parcial del manto y generación de los magmas andesíticos*

El menor punto de fusión de una ortopiroxenita con respecto a una peridotita (Hirschmann and Stolper, 1996), junto con la presencia de fluidos libres, permite la fusión a altos grados de este manto metasomatizado, disparando la producción de magmas de composición andesítica caracterizados por su alto número de magnesio (Straub et al., 2011). Los modelos de fusión construidos en este trabajo de tesis confirman esta hipótesis, reproduciendo

eficazmente la composición de elementos trazas de las andesitas de arco. Bajo el esquema propuesto, las diversas firmas isotópicas de las andesitas de los diferentes estratovolcanes son de atribuirse al retrabajo magmático de porciones del antepaís composicionalmente distintas.

6 CONCLUSIONES

El muestreo sistemático de los sedimentos de río a lo largo de la costa del BJ, nos permitió caracterizar la variabilidad química de las litologías expuestas en este tramo del margen mexicano. Los datos indican que la metodología desarrollada representa un método eficaz para determinar la variabilidad geoquímica en las rocas fuentes y, por ende, que los sedimentos representan una buena aproximación de las rocas de antearco expuesta en esta área. Además, considerando el importante proceso de erosión por subducción que afecta este margen, tanto hoy como en el pasado, los sedimentos de río nos representan también una aproximación efectiva de la corteza continental que se está perdiendo mediante el proceso de subducción.

La analogía entre las variaciones isotópicas que se observan entre las andesitas de arco de esta región y los sedimentos de río que se encuentran a una distancia equivalente a lo largo del margen, sugiere una incorporación de los mismos en los procesos magmáticos que generan dichos magmas calcialcalinos. En particular, las andesitas se consideran bajo este modelo como el resultado del retrabajo de las litologías subducidas, tanto oceánicas como continentales. De acuerdo con los modelos presentados, la composición isotópica de las andesitas se puede explicar con una mezcla 1:1 entre los basaltos oceánicos de la placa en subducción (AOC) y porciones de antearco caracterizados por composiciones distintas. Desde esta perspectiva, por ejemplo, las composiciones más empobrecidas de las andesitas del volcán de Colima se justifican con la contribución de litologías continentales caracterizadas por relaciones isotópicas más cercanas al reservorio MORB.

Sin embargo, las características primarias de las andesitas de la FVTM-O nos indican también la contribución de un componente mantélico. Varios trabajos han evidenciado que durante la subducción, los materiales subducidos (AOC y corteza continental) se mezclan con las peridotitas del manto para formar nuevas litologías conocidas como *mélanges* de subducción (Miller et al., 2009; Marschall y Schumacher, 2012; Nielsen y Marschall, 2017). Debido a su menor densidad con respecto a las rocas mantélicas, estos cuerpos pueden ascender en la cuña del manto y empezar a fundirse. Posteriormente, estos fluidos reaccionan con el manto que los rodea, transformando su mineralogía desde peridotítica a ortopirexenítica. Y

finalmente, mediante los grados altos de fusión de este manto metasomatizado, se generan los magmas andesíticos que alimentan los estratovolcanes de la FVTM-O.

Bajo este esquema, las andesitas de arco representan una mezcla de tres componentes: AOC, litologías de antearco y manto. Considerando fijas las composiciones del AOC y del manto, lo que gobierna las variaciones en las relaciones isotópicas de las andesitas de cada volcán son los diversos componentes corticales derivados del retrabajo de distintas litologías del antearco. Desde este punto de vista, las andesitas de los tres estratovolcanes (Tequila, Sangangüey y Colima) son esencialmente generadas por un magma primario de composición andesítica, el cual se genera directamente en el manto por interacciones entre los materiales subducidos y las rocas peridotíticas.

Los sedimentos oceánicos, los cuales son frecuentemente utilizados como el componente cortical retrabajado en diversos modelos petrogenéticos para los magmas de arco (p. ej. Plank y Langmuir, 1993; Class et al., 2000; Skora y Blundy, 2010; Nielsen et al., 2016), juegan aquí un papel secundario debido en parte a su pequeño aporte volumétrico (<10% del total de la corteza subducida) y en parte por su composición isotópica inadecuada para explicar las marcadas diferencias entre los varios estratovolcanes. De otra manera el modelo propuesto destaca la importancia de la erosión por subducción, la cual permite la subducción de bloques de antearco de distintas composiciones y que, mediante el retrabajo en el magmatismo de la FVTM-O, genera volcanes andesíticos isotópicamente distintos. Sin embargo, los sedimentos oceánicos pueden representar una buena aproximación para la composición de los materiales corticales subducidos durante largos períodos de tiempo geológico, gracias a su capacidad de homogeneizar grandes volúmenes de corteza continental.

El balance volumétrico nos indica que en el caso del margen mexicano occidental la productividad magmática del último millón de años balancea perfectamente el volumen total de corteza continental destruida mediante el proceso de subducción. Esto nos habla de un volumen constante de la masa continental a través del tiempo, y representa una evidencia particular que apoya lo postulado por Armstrong y Harmon (1981). Curiosamente, según el modelo aquí presentado, el balance volumétrico entre producción y destrucción de la corteza continental se alcanza con una producción magmática ($35 \text{ km}^3/\text{Ma}$ por km de trinchera ; ver sección 2.3) mucho más baja de lo previamente estimado (Clift et al., 2009a), tanto para el

arco mexicano ($95 \text{ km}^3/\text{Ma}$ / por km de trinchera) como para el promedio global de los arcos ($94 \text{ km}^3/\text{Ma}$ / por km de trinchera). También se ha calculado, mediante los modelos geoquímicos, que la cantidad de corteza continental retrabajada por el magmatismo de arco durante el último millón de años representa el 20% del volumen total de magma producido, un valor que es ~ 2.5 veces más grande que lo estimado previamente para el margen mexicano (8%; Clift et al., 2009). Esta discrepancia para el arco mexicano deriva esencialmente de una caracterización inadecuada de los componentes geoquímicos, tanto para los productos volcánicos del arco como para las rocas del antearco, y la utilización de promedios que no reflejan las composiciones reales. Sin embargo, el volumen de corteza retrabajada ($\sim 1934 \text{ km}^3$), con respecto al total de la corteza subducida en el margen mexicano durante el último millón de años ($\sim 9655 \text{ km}^3$), representan una fracción (20%) en línea a lo propuesto a nivel global (17-25%, Clift y Vannucchi, 2004; Clift et al., 2009). Aun así, la diferencia entre la cantidad de retrabajo magmático calculado en esta tesis con respecto a los modelos globales, nos hacen preguntar si no se están realmente subestimando las cantidades de retrabajo en el magmatismo de arco a nivel planetario, y en este caso la cantidad de 17-25% podría ser mucho más grande ($\sim 50\%$ tomando como referencia la subestimación en el margen mexicano). Además, si consideramos que estos modelos no toman en cuenta el proceso de *underplating*, cuya contribución puede ser significativa en varios arcos a nivel global (Ducea y Chapman, 2018), entonces los volúmenes de corteza preservados podrían ser mayores a lo que pensamos hoy en día.

Bajo el modelo petrogenético aquí presentado, la formación de andesitas primarias no produce la cristalización de cumulitos máficos en la parte profunda de la corteza, y por ende el proceso de hundimiento de estos cumulitos en el manto puede ser despreciable. Planteando un mayor retrabajo cortical, aproximadamente 2 veces más de lo publicado por Clift et al., 2009 ($\sim 1.5 \text{ km}^3/\text{a}$), y sin considerar los volúmenes perdidos por el hundimiento de corteza profunda ($1.1 \text{ km}^3/\text{a}$), entonces la cantidad de corteza reciclada en el manto sería aproximadamente de $\sim 2.3 \text{ km}^3/\text{a}$, una cantidad parecida a lo propuesto por Scholl y von Huene, 2007 ($\sim 2.5 \text{ km}^3/\text{a}$). Considerando esta cantidad, un volumen igual al total de las masas continentales actuales sería trabajado en aproximadamente 3.4 Ga, un tiempo sensiblemente más largo que el estimado previamente (1.8 Ga, Clift et al., 2009), y tal vez esté de acuerdo con lo que se ha sugerido mediante la cantidad de ^{40}Ar en la corteza continental,

lo cual indica que menos del 30% de la masa continental actual ha sido reciclada durante la historia del planeta (Coltice et al., 2000). En este caso también la cantidad de productividad magmática necesaria para mantener estable el volumen de los continentes sería menor ($\sim 67 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de trinchera; ver sección 1.2) y, considerando también el retrabajo de corteza continental por *underplating*, esta cantidad sería todavía menor, más cerca de lo calculado en la sección 2.3 de esta tesis ($35 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de arco o $25 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de trinchera) o propuesto por otros autores (p. ej. $20\text{-}40 \text{ km}^3/\text{Ma}/\text{km}$ de arco; Schubert y Reymer, 1985).

A la luz de estas reflexiones, y de la importancia de la erosión por subducción en muchos márgenes continentales, considero que una caracterización geoquímica más a detalle de las litologías del antearco globalmente sería extremadamente importante para evaluar la cantidad de retrabajo en los magmas de arco, y para generar nuevos modelos de evolución cortical.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Allan, J.F., 1986, Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 473–485, doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<473:GOTNCA>2.0.CO;2.
- Annen, C., Blundy, J.D., and Sparks, R.S.J., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505–539, doi: 10.1093/petrology/egi084.
- Armstrong, R.L., and Harmon, R.S., 1981, Radiogenic Isotopes: The Case for Crustal Recycling on a Near-Steady-State Non-Continental-Growth Earth [and Discussion]: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 301, p. 443–472, doi: 10.1098/rsta.1981.0122.
- Baker, J., Peate, D., Waight, T., and Meyzen, C., 2004, Pb isotopic analysis of standards and samples using a ²⁰⁷Pb–²⁰⁴Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS: *Chemical Geology*, v. 211, p. 275–303, doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2004.06.030.
- Bangs, N.L.B., Gulick, S.P.S., and Shipley, T.H., 2006, Seamount subduction erosion in the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone: *Geology*, v. 34, p. 701–704.
- Bebout, G.E., 1991, Field-based evidence for devolatilization in subduction zones: Implications for arc magmatism: *Science*, v. 251, p. 413–416, doi: 10.1126/science.251.4992.413.
- Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., and Drake, L., 1996, Crustal-thickness variations in the central Andes: *Geology*, v. 24, p. 407–410, doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0407:CTVITC>2.3.CO;2.
- Behn, M.D., Kelemen, P.B., Hirth, G., Hacker, B.R., and Massonne, H.J., 2011, Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas: *Nature Geoscience*, v. 4, p. 641–646, doi: 10.1038/ngeo1214.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M., and Hall, B. V., 2008, The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide district of Cuale, Guerrero terrane, west-central Mexico: Silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting: *Economic Geology*, v. 103, p. 141–159, doi: 10.2113/gsecongeo.103.1.141.
- Blatter, D.L., and Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: *Geology*, v. 26, p. 1035–1038, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<1035:HPXFCM>2.3.CO;2.
- Bönnel, H., Schaaf, P., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetic and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California: *Geofísica Internacional*, v. 31.
- Bruce Thompson, A., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids: *American Journal of Science*, v. 282, p. 1567–1595.
- Calmus, T., Poupeau, G., Bourgeois, J., Michaud, F., Mercier De Lépinay, B., Labrin, E., and Azdimousa, A., 1999, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 25°N): New insight from apatite and zircon fission-track analysis of coastal and offshore plutonic rocks: *Tectonophysics*, v. 306, p. 163–182, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00049-9.
- Caracciolo, 2009, Magmatismo adakitico della costa pacifica messicana: Università degli Studi di Milano.

- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., and Luhr, J.F., 1996, Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: A consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, p. 302–333, doi: 10.1007/s004100050193.
- Carmichael, I.S.E., Frey, H.M., Lange, R.A., and Hall, C.M., 2006, The Pleistocene cinder cones surrounding Volcán Colima, Mexico re-visited: eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content: *Bulletin of Volcanology*, v. 68, p. 407–419, doi: 10.1007/s00445-005-0015-8.
- Castro, A., and Gerya, T. V., 2008, Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study: *Lithos*, v. 103, p. 138–148, doi: 10.1016/j.lithos.2007.09.012.
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., and Löw, I., 2010, Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes; Implications for the origin of Cordilleran-type batholiths: *Journal of Petrology*, v. 51, p. 1267–1295, doi: 10.1093/petrology/egq019.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M.M., Talavera-Mendoza, O., Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M.M., and Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America Special Papers*, v. 436, p. 279–308, doi: 10.1130/2008.2436(13).
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., and Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 1776–1797, doi: 10.1130/B30057.1.
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., and Langmuir, C.H., 2000, Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 1, p. 1–28, doi: 10.1029/1999GC000010.
- Clift, P., and Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust: *Reviews of Geophysics*, v. 42, p. RG2001, doi: 10.1029/2003RG000127.
- Clift, P.D., Vannucchi, P., and Morgan, J.P., 2009a, Crustal redistribution, crust-mantle recycling and Phanerozoic evolution of the continental crust: *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 80–104, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.10.003.
- Cloos, M., and Shreve, R.L., 1988, Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description: *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, v. 128, p. 455–500, doi: 10.1007/BF00874548.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662–665.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189–202, <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V61-472J66X-5/2/e6882150f25e2876817f6bb612583e40>.
- Díaz-Bravo, B.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregón, C., and Pérez-Arvizu, O., 2014, The origin of intraplate magmatism in the western Trans-Mexican volcanic belt: *Geosphere*, v. 10, p. 340–373, doi: 10.1130/GES00976.1.
- Dickinson, W.R., and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142–1160, doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2.
- Divins, D.L., 2003, *Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas*: Boulder, CO, NOAA, NOAA National Geophysical Data Center.

- Donnelly, K.E., 2002, The Genesis of MORB: Extensions and Limitations of the Hot Spot Model Thesis: Columbia University.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., and Kepezhinskas, P.K., 1996, Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas, *in* Special Paper 315: The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Geological Society of America, v. 315, p. 205–215, doi: 10.1130/0-8137-2315-9.205.
- Ducea, M.N., and Chapman, A.D., 2018, Sub-magmatic arc underplating by trench and forearc materials in shallow subduction systems; A geologic perspective and implications: *Earth-Science Reviews*, v. 185, p. 763–779, doi: 10.1016/j.earscirev.2018.08.001.
- Elkins-Tanton, L.T., 2007a, Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 112, p. B03405, doi: 10.1029/2005JB004072.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., and Bourdon, B., 1997, Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 14991–15019.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., López-Martínez, M., and Silva-Fragoso, A., 2018, Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift: *Earth-Science Reviews*, v. 183, p. 115–152, doi: 10.1016/J.EARSCIREV.2017.04.006.
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., and 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: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 119, p. 49–64, doi: 10.1130/B25950.1.
- Gerya, T. V., and Yuen, D.A., 2003, Rayleigh - Taylor instabilities from hydration and melting propel “cold plumes” at subduction zones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, p. 47–62, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00265-6.
- Gill, J., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, Minerals and Rocks, v. 16, doi: 10.1007/978-3-642-68012-0.
- Gómez-Tuena, A., Cavazos-Tovar, J.G., Parolari, M., Straub, S.M., and Espinasa-Pereña, R., 2018b, Geochronological and geochemical evidence of continental crust ‘relamination’ in the origin of intermediate arc magmas: *Lithos*, v. 322, p. 52–66, doi: 10.1016/j.lithos.2018.10.005.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., and Ferrari, L., 2007a, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *in* Special Paper 422: Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México, Geological Society of America, v. 88, p. 129–181, doi: 10.1130/2007.2422(05).
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., and Ortega-Gutiérrez, F., 2007b, Geochemical evidence for slab melting in the trans-Mexican volcanic belt: *Journal of Petrology*, v. 48, p. 537–562, doi: 10.1093/petrology/egl071.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., and Iriondo, A., 2008, The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc: *Geology*, v. 36, p. 471–474, doi: 10.1130/G24687A.1.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., and Pérez-Arvizu, O., 2011, Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 213–241, doi: 10.1016/j.gca.2010.09.029.
- Gómez-Tuena, A., Díaz-Bravo, B., Vázquez-Duarte, A., Pérez-Arvizu, O., and Mori, L., 2013, Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 385, p. 65–101, doi:

10.1144/sp385.4.

- Gómez-Tuena, A., Straub, S.M., and Zellmer, G.F., 2014, An introduction to orogenic andesites and crustal growth: Geological Society, London, Special Publications, v. 385, p. 1–13, doi: 10.1144/SP385.16.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., and Straub, S.M., 2018a, Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt: *Earth-Science Reviews*, v. 183, p. 153–181, doi: 10.1016/j.earscirev.2016.12.006.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R. V., and Carley, T.L., 2012, Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems: *Journal of Petrology*, v. 53, p. 875–890, doi: 10.1093/petrology/egr080.
- Guinn, V.P., 2017, *Principles of Isotope Geology*: New York, John Wiley & Sons, Ltd, v. 67, 271–271 p., doi: 10.13182/nse78-a15446.
- Harlow, G.E., Flores, K.E., and Marschall, H.R., 2016, Fluid-mediated mass transfer from a paleosubduction channel to its mantle wedge: Evidence from jadeitite and related rocks from the Guatemala Suture Zone: *Lithos*, v. 258–259, p. 15–36, doi: 10.1016/j.lithos.2016.04.010.
- Hart, S.R., and Dunn, T., 1993, Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 1–8, doi: 10.1007/BF00320827.
- Haschke, M., and Günther, A., 2003, Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means: *Geology*, v. 31, p. 933–936, doi: 10.1130/G19945.1.
- Hermann, J., and Rubatto, D., 2007, Accessory phase control on the trace element signature of subduction zone fluids: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. A397–A397.
- Hermann, J., and Rubatto, D., 2009, Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones: *Chemical Geology*, v. 265, p. 512–526, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.05.018.
- Hildreth, W., and Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489.
- Hirose, K., and Kushiro, I., 1993, Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 114, p. 477–489, doi: 10.1016/0012-821X(93)90077-M.
- Hirschmann, M.M., and Stolper, E.M., 1996, A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, p. 185–208, doi: 10.1007/s004100050184.
- Von Huene, R., and Lallemand, S., 1990, Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 102, p. 704–720, doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<0704:TEATJA>2.3.CO;2.
- von Huene, R., and Scholl, D.W., 1991, Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: *Reviews of Geophysics*, v. 29, p. 279–316, doi: 10.1029/91RG00969.
- Von Huene, R., Weinrebe, W., and Heeren, F., 1999, Subduction erosion along the North Chile margin: *Journal of geodynamics*, v. 27, p. 345–358.
- Von Huene, R., Ranero, C.R., and Vannucchi, P., 2004, Generic model of subduction erosion: *Geology*, v. 32, p. 913–916, doi: 10.1130/G20563.1.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 2011, *A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks*: *Canadian Journal*

- of Earth Sciences, v. 8, p. 523–548, doi: 10.1139/e71-055.
- Jicha, B.R., and Jagoutz, O., 2015, Magma production rates for intraoceanic arcs: *Elements*, v. 11, p. 105–111, doi: 10.2113/gselements.11.2.105.
- Johnson, M.C., and Plank, T., 2000, Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 1, doi: 10.1029/1999GC000014.
- Johnson, K.T.M., 2006, Experimental cpx/ and Garnet/Melt Partitioning of REE and Other Trace Elements at High Pressures: Petrogenetic Implications: *Mineralogical Magazine*, v. 58A, p. 454–455, doi: 10.1180/minmag.1994.58a.1.236.
- Jull, M., and Kelemen, P.B., 2001, On the conditions for lower crustal convective instability: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, p. 6423–6446, doi: 10.1029/2000jb900357.
- Kay, R.W., 1978, Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 4, p. 117–132, doi: 10.1016/0377-0273(78)90032-X.
- Kay, R.W., and Kay, S.M., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, v. 219, p. 177–189, doi: 10.1016/0040-1951(93)90295-U.
- Van Keken, P.E., Kiefer, B., and Peacock, S.M., 2002, High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 3, p. 1 of 20–20 20, doi: 10.1029/2001GC000256.
- Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., and Quick, J.E., 1992, Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle: *Nature*, v. 358, p. 635–641, doi: 10.1038/358635a0.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., and Dunn, T., 1993, Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, p. 111–134, doi: 10.1016/0012-821X(93)90234-Z.
- Kelemen, P.B., 1995, Genesis of high Mg# andesites and the continental crust: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 120, p. 1–19, doi: 10.1007/BF00311004.
- Kelemen, P.B., Hart, S.R., and Bernstein, S., 1998, Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 164, p. 387–406, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00233-7.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., and Greene, A.R., 2013, One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust, *in* *Treatise on Geochemistry: Second Edition*, Elsevier, v. 4, p. 749–806, doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00323-5.
- Keppie, D.F., Currie, C.A., and Warren, C., 2009, Subduction erosion modes: Comparing finite element numerical models with the geological record: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 287, p. 241–254, doi: 10.1016/j.epsl.2009.08.009.
- Keppie, D.F., Hynes, A.J., Lee, J.K.W., and Norman, M., 2012, Oligocene-Miocene back-thrusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block: *Tectonics*, v. 31, p. 1–17, doi: 10.1029/2011TC002976.
- Keppie, J.D., and Morán-Zenteno, D.J., 2008, Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block: *International Geology Review*, v. 47, p. 473–491, doi: 10.2747/0020-6814.47.5.473.
- Kessel, R., Schmidt, M., Ulmer, P., and Pettko, T., 2005, Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth: *Nature*, v. 437, p. 724–727.

- Lallemand, S., 1995, High rates of arc consumption by subduction processes: Some consequences: *Geology*, v. 23, p. 551, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0551:HROACB>2.3.CO;2.
- Lallemand, S., and Funicello, F. (Eds.), 2009, *Subduction Zone Geodynamics*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, *Frontiers in Earth Sciences*, doi: 10.1007/978-3-540-87974-9.
- Lange, R.A., and Carmichael, I.S.E., 1990, Hydrous basaltic andesites associated with minette and related Lavas in Western Mexico: *Journal of Petrology*, v. 31, p. 1225–1259, doi: 10.1093/petrology/31.6.1225.
- Lange, R.A., and Carmichael, I.S.E., 1991, A potassic volcanic front in western Mexico: the lamprophyric and related lavas of San Sebastian: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 928–940, doi: 10.1130/0016-7606(1991)103<0928:APVFIW>2.3.CO;2.
- Lewis-Kenedi, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M., and Delgado-Granados, H., 2005, The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: Ages, volumes, and relative proportions of lava types: *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 391–414, doi: 10.1007/s00445-004-0377-3.
- Lipman, P.W., and Bachmann, O., 2015, Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data: *Geosphere*, v. 11, p. 705–743, doi: 10.1130/GES01091.1.
- Luhr, J.F., and Carmichael, I.S.E., 1981, Contributions to Mineralogy and Petrology The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part II. Late-Quaternary Cinder Cones: *Contrib Mineral Petrol*, v. 76, p. 127–147, <https://doi.org/10.1007/BF00371954>.
- Luhr, J.F., 1997, Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: *The Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 473–500.
- Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center — Sierra La Primavera, Jalisco, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 199–230, doi: 10.1016/0377-0273(80)90105-5.
- Mahood, G.A., and Halliday, A.N., 1988, Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 183–191, doi: 10.1007/BF00373584.
- Marschall, H.R., and Schumacher, J.C., 2012, Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones: *Nature Geoscience*, v. 5, p. 862–867, doi: 10.1038/ngeo1634.
- Martindale, M., Skora, S., Pickles, J., Elliott, T., Blundy, J., and Avanzinelli, R., 2013, High pressure phase relations of subducted volcanoclastic sediments from the west pacific and their implications for the geochemistry of Mariana arc magmas: *Chemical Geology*, v. 342, p. 94–109, doi: 10.1016/j.CHEMGEO.2013.01.015.
- Martini, W.Z., 2011, Fibrinogen Availability and Coagulation Function after Hemorrhage and Resuscitation in Pigs: *Molecular Medicine*, v. 17, p. 757–761, doi: 10.2119/molmed.2010.00093.
- Martini, M., and Ortega-Gutiérrez, F., 2018, Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review: *Earth-Science Reviews*, v. 183, p. 38–55, doi: 10.1016/j.earscirev.2016.06.013.
- Mercier de Lépinay, B., Michaud, F., Calmus, T., Bourgeois, J., Poupeau, G., Saint-Marc, P., Bandy, W., Castrec, M., Guerrero-Garcia, J., Sosson, M., Villeneuve, M., and Rinaldi, C., 1997, Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18°–19°N): Evidence from submersible observations: *Geology*, v. 25, p. 387–390, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0387:LNSEAT>2.3.CO;2.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., and Langmuir, C.H., 1994, Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents: *Nature*, v. 368, p. 514–520, doi: 10.1038/368514a0.

- Miller, D.P., Marschall, H.R., and Schumacher, J.C., 2009, Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): Implications for reactions at the slab-mantle interface: *Lithos*, v. 107, p. 53–67, doi: 10.1016/j.lithos.2008.07.015.
- Molina-Garza, R., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, v. 17, p. 181–201, doi: 10.1016/0264-3707(93)90007-S.
- Moore, J.C., Watkins, J.S., McMillen, K.J., Bachman, S.B., Leggett, J.K., Lundberg, N., Shipley, T.H., Stephan, J.-F., Beghtel, F.W., Butt, A., and others, 1982, Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico: results from Leg 66 DSDP: Geological Society, London, Special Publications, v. 10, p. 77–94.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chavez, P., and Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51–65, doi: 10.1016/0012-821X(96)00067-2.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., and González-Torres, E.A., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico: *Earth-Science Reviews*, v. 183, p. 85–114, doi: 10.1016/j.earscirev.2017.01.010.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., and Solís-Pichardo, G., 2009, Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of petrology*, p. egp072.
- Nielsen, S.G., Yogodzinski, G., Prytulak, J., Plank, T., Kay, S.M., Kay, R.W., Blusztajn, J., Owens, J.D., Auro, M., and Kading, T., 2016, Tracking along-arc sediment inputs to the Aleutian arc using thallium isotopes: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 181, p. 217–237, doi: 10.1016/j.gca.2016.03.010.
- Nielsen, S.G., and Marschall, H.R., 2017, Geochemical evidence for mélange melting in global arcs: *Science Advances*, v. 3, p. 1–7, doi: 10.1126/sciadv.1602402.
- Nowell, G.M.M., Kempton, P.D.D., Noble, S.R.R., Fitton, J.G.G., Saunders, A.D.D., Mahoney, J.J.J., and Taylor, R.N.N., 1998, High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle: *Chemical Geology*, v. 149, p. 211–233, doi: 10.1016/S0009-2541(98)00036-9.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Luna-González, L., and Schaaf, P., 2014, A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico: *Gondwana Research*, v. 26, p. 834–868, doi: 10.1016/j.gr.2014.05.002.
- Ownby, S.E., Lange, R.A., and Hall, C.M., 2008, The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: Age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 1077–1091, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.08.002.
- Pakiser, L.C., and Robinson, R., 1966, Composition and evolution of the continental crust as suggested by seismic observations: *Tectonophysics*, v. 3, p. 547–557, doi: 10.1016/0040-1951(66)90030-8.
- Panseri, M., 2007, Il Batolite di Manzanillo (Messico sud-occidentale): Analisi Strutturale, Petrologia, Geochimica e Geocronologia: Università degli studi di Milano-Bicocca.
- Pardo, M., and Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco Block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 2391–2394, doi: 10.1029/93GL02794.
- Pardo, M., and Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, p. 12357–12373, doi: 10.1029/95JB00919.

- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., and Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121–138, doi: 10.1016/0040-1951(88)90262-4.
- Plank, T., and Langmuir, C.H., 1988, An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 349–370, doi: 10.1016/0012-821X(88)90135-5.
- Plank, T., and Langmuir, C.H., 1993, Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones: *Nature*, v. 362, p. 739–743, doi: 10.1038/362739a0.
- Ramírez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., and Urrutia-Fucugauchi, J., 2011, Overview of recent coastal tectonic deformation in the Mexican subduction zone: *Pure and Applied Geophysics*, v. 168, p. 1415–1433, doi: 10.1007/s0024-010-0205-y.
- Ranero, C.R., and Von Huene, R., 2000, Subduction erosion along the Middle America convergent margin: *Nature*, v. 404, p. 748–752, doi: 10.1038/35008046.
- Ranero, C.R., Grevemeyer, I., Sahling, H., Barckhausen, U., Hensen, C., Wallmann, K., Weinrebe, W., Vannucchi, P., von Huene, R., and McIntosh, K., 2008, Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9.
- Righter, K., and Rosas-Elguera, J., 2001, Alkaline Lavas in the Volcanic Front of the Western Mexican Volcanic Belt: *Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic Fields: Journal of Petrology*, v. 42, p. 2333–2361, doi: 10.1093/petrology/42.12.2333.
- Righter, K., Caffee, M., Rosas-Elguera, J., and Valencia, V., 2010, Channel incision in the Rio Atenguillo, Jalisco, Mexico, defined by ³⁶Cl measurements of bedrock: *Geomorphology*, v. 120, p. 279–292, doi: 10.1016/j.geomorph.2010.04.001.
- Ross, M.I., and Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139–168, doi: 10.1016/0040-1951(88)90263-6.
- Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., 1995, Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective: *Reviews of geophysics-Richmond Virginia then Washington-*, v. 33, p. 267.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003, 3.01 - Composition of the Continental Crust: *Treatise on Geochemistry*, v. 1, p. 1–64, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.
- Salteras, V.J.M., and Longhi, J., 1999, Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 166, p. 15–30, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00271-4.
- Salteras, V.J.M., Longhi, J.E., and Bizimis, M., 2002, Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 3, p. 1–23, doi: 10.1029/2001gc000148.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. del S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., and Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339–1350, doi: 10.1029/95TC01928.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., and Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1243–1282, doi: 10.1093/petrology/egi015.
- Schaaf, P., and Carrasco-Núñez, G., 2010, Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 197, p. 108–122, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.02.016.

- Scholl, D.W., and von Huene, R., 2010, Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past—Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction, *in* Geological Society of America Memoirs, Geological Society of America, v. 200, p. 9–32, doi: 10.1130/2007.1200(02).
- Scholl, D.W., Vallier, T.L., and Stevenson, A.J., 1987, Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian Ridge: Contribution to Mineralogy and Petrology, v.76, p. 127-147.
- Schubert, G., and Reymer, A.P.S., 1985, Continental volume and freeboard through geological time: *Nature*, v. 316, p. 336–339, doi: 10.1038/316336a0.
- Silva-Romo, G., and Centeno-García, E., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 244–260.
- Silva-Romo, G., 2008, Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications: *Geology*, v. 36, p. 75–78, doi: 10.1130/G24032A.1.
- Skora, S., and Blundy, J., 2010, High-pressure hydrous phase relations of radiolarian clay and implications for the involvement of subducted sediment in arc magmatism: *Journal of Petrology*, v. 51, p. 2211–2243, doi: 10.1093/petrology/egq054.
- Skora, S., Blundy, J.D., Brooker, R.A., Green, E.C.R., de Hoog, J.C.M., and Connolly, J.A.D., 2015, Hydrous Phase Relations and Trace Element Partitioning Behaviour in Calcareous Sediments at Subduction-Zone Conditions: *Journal of Petrology*, v. 56, p. 953–980, doi: 10.1093/petrology/egv024.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A.W., Sobolev, S. V., and Nikogosian, I.K., 2005, An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts: *Nature*, v. 434, p. 590–597, doi: 10.1038/nature03411.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D. V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L. V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutsкая, N.A., et al., 2007, The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle - Derived Melts: *Science (New York, N.Y.)*, v. 316, p. 412–417, doi: 10.1126/science.1138113.
- Sosson, M., Bourgois, J., and de Lépinay, B.M., 1994, SeaBeam and deep-sea submersible Nautilie surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): Subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times: *Marine Geology*, v. 118, p. 237–256, doi: 10.1016/0025-3227(94)90086-8.
- Spica, Z., Pertou, M., and Legrand, D., 2017, Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 459, p. 1–13, doi: 10.1016/j.epsl.2016.11.010.
- Stern, C.R., 1991, Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas: *Geology*, v. 19, p. 78–81.
- Stolper, E., and Newman, S., 1994, The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 293–325, doi: 10.1016/0012-821X(94)90074-4.
- Straub, S.M., LaGatta, A.B., Martin-Del Pozzo, A.L., and Langmuir, C.H., 2008, Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, doi: 10.1029/2007GC001583.
- Straub, S.M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F.M., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y., and Iizuka, Y., 2011, Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 303, p. 337–347, doi: 10.1016/j.epsl.2011.01.013.
- Straub, S.M., Zellmer, G.F., Gómez-Tuena, A., Espinasa-Pereñ A, R., Martin-Del Pozzo, A.L., Stuart, F.M., and Langmuir, C.H., 2014, A genetic link between silicic slab components and calc-alkaline arc volcanism in central Mexico: *Geological Society*

Special Publication, v. 385, p. 31–64, doi: 10.1144/SP385.14.

- Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Bindeman, I.N., Bolge, L.L., Brandl, P.A., Espinasa-Perena, R., Solari, L., Stuart, F.M., Vannucchi, P., and Zellmer, G.F., 2015, Crustal recycling by subduction erosion in the central Mexican Volcanic Belt: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 166, p. 29–52, doi: 10.1016/j.gca.2015.06.001.
- Sun, S. -s., and McDonough, W.F., 2008, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, p. 313–345, doi: 10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., and Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3–22.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., et al., 2000, JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium: *Chemical Geology*, v. 168, p. 279–281, doi: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4.
- Tatsumi, Y., 1989, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 4697–4707, doi: 10.1029/JB094iB04p04697.
- Taylor, S.R., 1967, The origin and growth of continents: *Tectonophysics*, v. 4, p. 17–34, doi: 10.1016/0040-1951(67)90056-X.
- Todt, W.T., Cliff, R.A., Hanser, A., and Ofmann, A.W.H., 1996, Evaluation of a ^{202}Pb – ^{205}Pb double spike for high - precision lead isotope analysis: doi: 10.1029/GM095p0429.
- Turner, S.J., and Langmuir, C.H., 2015, The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: Evaluating the role of crustal processes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 422, p. 182–193, doi: 10.1016/j.epsl.2015.03.056.
- Valdez-Moreno, G., Schaaf, P., Luis Macías, J., and Kusakabe, M., 2007, New Sr-Nd-Pb-O isotope data for Colima volcano and evidence for the nature of the local basement: *Special Paper 402: Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A perspective from México*, p. 45–63, doi: 10.1130/2006.2402(02).
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., and 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. 801–824, doi: 10.1007/s00410-013-0908-z.
- Villanueva-Lascurain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J., and Corona-Chávez, P., 2016, Age and origin of the gabbros in the Jilotlán pluton, Jalisco: primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero terrane: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 33, p. 136–156.
- Wallace, P., and Carmichael, I.S.E., 1989, Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin: doi: 10.1007/BF01041754.
- Wallace, P., and Carmichael, S.E., 1992, Alkaline and calc-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: geochemical diversity and its significance in volcanic arcs: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 423–439, doi: 10.1007/BF00320899.
- Watkins, J.S., McMillen, K.J., Bachman, S.B., Shipley, T.H., Moore, J.C., and Angevine, C., 1981, Tectonic synthesis, Leg 66: transect and vicinity:.
- Woodhead, J., 2002, A simple method for obtaining highly accurate Pb isotope data by MC-ICP-MS: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 17, p. 1381–1385, doi: 10.1039/b205045e.

- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J.M., Dominguez-Reyes, T., and Ni, J., 2009, Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 114, p. B01302, doi: 10.1029/2008JB005830.
- Yaxley, G.M., and Green, D.H., 1998, Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust: *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, v. 78, p. 243–255.
- Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T.J., Ducea, M., Saleeby, J., and Jones, C.H., 2004, Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California: *Nature*, v. 431, p. 41–46, doi: 10.1038/nature02847.

8 ANEXO – Tablas

Tabla A1 Reproducibilidad y exactitud de los análisis de elementos trazas

Muestra	AGV-2		BCR-2		BHVO-2		JB-2		JR1		PS-99-25*	
	n=9	1σ	n=9	1σ	n=9	1σ	n=9	1σ	n=9	1σ	n=17	1σ
Elementos Mayores (wt%)												
<i>TiO₂</i>	1.05	0.01	2.23	0.03	2.76	0.02	1.15	0.01	0.12	0.00	3.0	0.0
<i>Al₂O₃</i>	16.9	0.4	13.3	0.2	13.6	0.1	14.5	0.2	13.0	0.3	15.3	0.2
<i>Fe₂O₃^{tot}</i>	6.8	0.1	13.7	0.2	12.5	0.1	14.2	0.2	0.9	0.0	13.2	0.1
<i>MnO</i>	0.100	0.001	0.197	0.003	0.172	0.002	0.218	0.002	0.097	0.002	0.183	0.00
<i>MgO</i>	1.81	0.03	3.57	0.06	7.29	0.02	4.58	0.04	0.14	0.01	7.4	0.1
<i>CaO</i>	5.30	0.07	7.01	0.14	11.53	0.06	9.75	0.13	0.70	0.03	9.3	0.1
<i>Na₂O</i>	4.20	0.05	3.12	0.05	2.24	0.02	2.02	0.02	4.04	0.05	2.8	0.0
<i>K₂O</i>	2.87	0.04	1.75	0.03	0.53	0.01	0.42	0.01	4.43	0.03	1.6	0.0
<i>P₂O₅</i>	0.482	0.005	0.348	0.006	0.269	0.003	0.097	0.006	0.019	0.002	0.59	0.0
Elementos traza (ppm)												
<i>Sc</i>	14.0	0.8	33.0	0.7	31.8	0.9	54.1	0.9	7.0	1.9	21.70	0.6
<i>V</i>	119	1	410.7	6.0	323.8	4.7	578.1	5.1	6.0	0.8	233.4	2
<i>Cr</i>	16.4	0.3	16.0	0.5	280.1	1.1	25.3	0.3	2.9	0.5	147.4	2.0
<i>Co</i>	15.7	0.3	36.9	0.3	44.9	0.3	36.3	0.3	0.8	0.3	46.18	0.3
<i>Ni</i>	18.4	0.1	12.4	0.1	118.9	0.1	14.3	0.1	0.7	0.1	82.6	0.1
<i>Cu</i>	56	0.5	28.3	0.5	143.0	0.5	225.8	0.5	2.0	0.5	57	0
<i>Zn</i>	86	1	86.2	0.8	86.2	0.8	86.2	0.8	86.2	0.8	86	1
<i>Ga</i>	20.8	0.4	22.1	0.6	21.8	0.2	16.6	0.2	16.6	0.4	21.4	0.3
<i>Li</i>	10.5	0.2	9.2	0.2	4.9	0.1	8.2	0.1	61.5	0.2	7.4	0.1
<i>Be</i>	2.3	0.1	2.3	0.0	1.2	0.1	0.3	0.0	3.4	0.1	2.1	0.1
<i>Rb</i>	69	2	47.0	2.0	10.3	1.1	6.3	0.6	256.9	1.4	24	1
<i>Sr</i>	657	7	338.4	5.6	396.7	6.7	179.3	6.0	28.3	2.5	777.5	5
<i>Y</i>	20.3	0.2	37.1	0.5	27.0	0.4	24.3	0.2	44.4	0.3	28.6	0.2
<i>Zr</i>	232	2	187.4	2.5	172.5	2.2	48.8	1.4	93.1	1.3	265.8	2
<i>Nb</i>	14.9	0.2	13.3	0.2	20.2	0.3	0.6	0.0	16.5	0.4	43.7	1.81
<i>Mo</i>	2.06	0.14	248.0	2.2	3.6	0.2	1.1	0.2	3.3	0.3	2.56	0.14
<i>Sn</i>	1.9	0.03	2.1	0.0	1.7	0.0	0.6	0.0	2.8	0.0	2.1	0.1
<i>Sb</i>	0.50	0.03	0.3	0.0	0.1	0.0	0.3	0.0	1.2	0.0	0.1	0.0
<i>Cs</i>	1.16	0.03	1.2	0.1	0.1	0.0	0.8	0.0	20.7	0.4	0.2	0.01
<i>Ba</i>	1145	10	673.5	8.8	132.5	2.5	220.6	3.0	48.3	2.0	288.3	6
<i>La</i>	38.1	0.3	24.8	0.4	15.6	0.9	2.3	0.1	19.7	0.3	30.6	0.2
<i>Ce</i>	69.1	0.5	52.1	0.6	37.3	0.3	6.9	0.3	46.6	0.6	65.5	0.4
<i>Pr</i>	8.23	0.10	6.8	0.1	5.4	0.1	1.1	0.0	5.9	0.2	8.4	0.09
<i>Nd</i>	30.2	0.4	28.3	0.2	24.2	0.3	6.4	0.1	23.2	0.4	34.5	0.5
<i>Sm</i>	5.69	0.07	6.7	0.1	6.2	0.1	2.3	0.0	6.0	0.1	7.6	0.04
<i>Eu</i>	1.61	0.04	1.9	0.0	2.0	0.0	0.8	0.0	0.3	0.0	2.3	0.01
<i>Gd</i>	4.84	0.07	6.8	0.1	6.3	0.1	3.1	0.0	5.8	0.2	7.1	0.08
<i>Tb</i>	0.679	0.011	1.1	0.0	1.0	0.0	0.6	0.0	1.0	0.0	1.049	0.014
<i>Dy</i>	3.60	0.05	6.6	0.1	5.5	0.1	4.0	0.0	6.6	0.2	5.8	0.05
<i>Ho</i>	0.689	0.007	1.3	0.0	1.0	0.0	0.9	0.0	1.4	0.0	1.059	0.010
<i>Er</i>	1.86	0.02	3.7	0.0	2.5	0.0	2.5	0.0	4.2	0.1	2.7	0.02
<i>Yb</i>	1.67	0.02	3.4	0.0	2.0	0.0	2.5	0.0	4.7	0.1	2.3	0.01
<i>Lu</i>	0.252	0.003	0.5	0.0	0.3	0.0	0.4	0.0	0.7	0.0	0.324	0.004
<i>Hf</i>	5.01	0.05	4.7	0.1	4.3	0.1	1.4	0.0	4.5	0.1	5.7	0.07
<i>Ta</i>	0.905	0.021	0.8	0.0	1.3	0.0	0.1	0.0	1.8	0.1	2.640	0.068
<i>W</i>	0.400	0.041	0.4	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	1.7	0.3	0.176	0.006
<i>Tl</i>	0.278	0.010	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0	0.053	0.002
<i>Pb</i>	13.3	0.3	10.4	0.2	1.8	0.1	5.4	0.1	19.1	0.2	2.9	0.1
<i>Th</i>	6.34	0.27	6.0	0.3	1.2	0.1	0.2	0.1	26.7	0.2	3.5	0.1
<i>U</i>	1.91	0.04	1.7	0.1	0.4	0.0	0.1	0.0	8.9	0.0	1.1	0.03

La reproducibilidad de los datos de elementos trazas está dada por las concentraciones promedios y las desviación estándar (1σ) de digestiones múltiples (n) de los estándares de rocas AGV-2, BCR-2, BHVO-2 de la U.S. Geological Survey y JB-2, JR-1 de la Geological Survey of Japan.*La muestra PS-99-25 es un estándar de roca interno del macizo de Palma Sola (Gómez-Tuena et al., 2003) que se mide repetitivamente durante cada sesión analítica.

Tabla A2– Exactitud de las mediciones isotópicas de los estándares internacionales de roca.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ
BCR-2	0.705000	6	-	-	-	-	-	-	0.512651	13	0.282869	5
AGV-2	0.703999	5	18.8954	5	15.6083	5	38.5460	12	0.512804	11	-	-
BHVO-2	0.703458	8	18.6180	10	15.4992	9	38.1817	21	0.512989	11	-	-

Las relaciones isotópicas se midieron utilizando un multicolector de Thermo Neptune Plus ICP-MS en el Centro de Geociencias (CGEO), UNAM. Las preparaciones de las muestras para los análisis isotópicos se realizaron en el laboratorio ultralimpio del CGEO siguiendo las procedimientos químicas descritas en Gómez-Tuena et al., (2014) y Straub et al., (2015). Los errores promediados de 2σ (n = 80) para mediciones individuales se multiplicaron por 10^6 para las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Hf y por 10^4 para Pb.

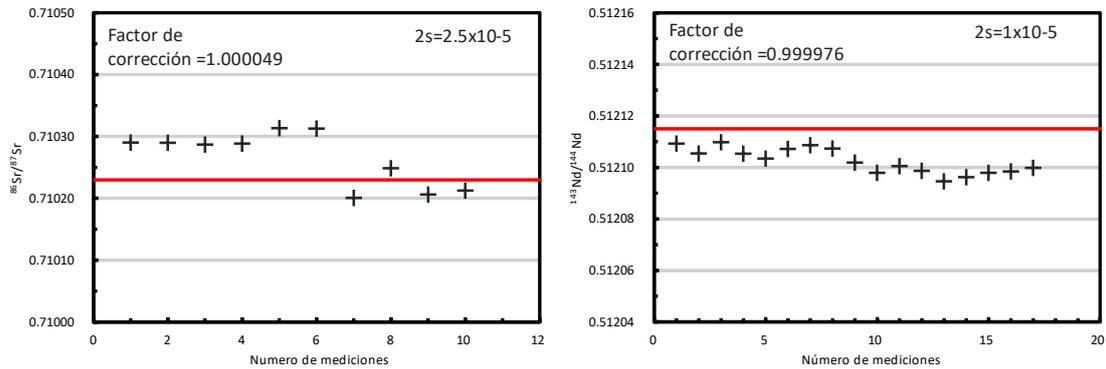


Figura a) En las gráficas están representadas las mediciones de los estándares NIST-SRM y JNdi (líneas rojas) hechas en dos distintas secciones analíticas. Los promedios de las mediciones de los estándares durante todas las secciones analíticas están reportados en la Tabla A4.

Tabla A3 – Calculo del rendimiento del proceso de separación en columnas (ej. Muestra MICH 16-09 y valores promedio).

Muestra MICH 16-09				
Concentración	Peso (mg)	Sr (ng)	Sr separado (ng)	Rendimiento (yield)
Sr (ppm)	200	44150.4	307.8	0.7%
<hr/>				
Concentración	Peso (mg)	Nd (ng)	Nd separado (ng)	Rendimiento (yield)
Nd (ppm)	200	3642.2	1040.2	28.6%
<hr/>				
Concentración	Peso (mg)	Pb (ng)	Pb separado (ng)	Rendimiento (yield)
Pb (ppm)	200	1578.9	760.9	48.2%
<hr/>				
Concentración	Peso (mg)	Hf (ng)	Hf separado (ng)	Rendimiento (yield)
Hf (ppm)	200	785.3	594.9	75.8%

Rendimientos promediados (n=21): Sr=0.73%; Nd=30.06%; Pb=45.7%; Hf=67.80%

Tabla A4– Datos isotópicos de los sedimentos fluviales, oceánicos, de las rocas del antearco y volcánicas.

Datos isotópicos de los sedimentos río, oceánicos, rocas del antepaís y volcánicas.														
Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	ϵ_{Nd}	ϵ_{Hf}
Sedimentos fluviales														
AME-15-03	0.705261	9	18.8385	5	15.6236	5	38.6726	14	0.512689	7	0.282845	3	0.99	2.11
ARM-15-01	0.703717	11	18.6101	6	15.5655	5	38.2941	14	0.512936	6	0.283046	2	5.81	9.22
BUR-15-01	0.708196	12	18.9064	6	15.6377	6	38.9166	15	0.512619	7	0.282833	3	-0.37	1.70
CH-15-01	0.706620	15	18.8339	6	15.6294	5	38.6903	13	0.512631	8	0.282826	5	-0.14	1.43
JUN-15-01	0.710244	13	18.8905	6	15.6553	6	38.8103	16	0.512388	7	0.282665	3	-4.88	-4.25
LIT-15-01	0.706780	8	18.9317	5	15.6442	4	38.8310	12	0.512552	7	0.282761	4	-1.69	-0.84
MAG-15-01	0.705986	9	18.7314	5	15.6175	5	38.5953	15	0.512650	6	0.282857	7	0.23	2.54
MARA-15-01	0.704165	11	18.7597	6	15.5646	5	38.3853	13	0.512942	6	0.283034	3	5.94	8.80
MICH-16-06	0.704285	7	18.6212	5	15.5673	5	38.2988	14	0.512924	6	0.283020	3	5.59	8.30
MICH-16-09	0.705749	7	18.6542	5	15.5886	4	38.3865	11	0.512875	7	0.282987	3	4.63	7.15
PUR-15-01	0.705223	10	18.6367	5	15.5670	5	38.3732	14	0.512883	7	0.282994	3	4.79	7.40
TOM-16-01	0.707440	9	18.7149	5	15.6261	4	38.5898	12	0.512633	7	0.282817	4	-0.11	1.14
Rocas del antepaís														
COL-16-01	0.703982	23	18.7014	5	15.5581	5	38.3343	14	0.512947	7	0.283041	3	6.02	9.07
COL-16-02	0.703825	8	-	-	-	-	-	-	0.512946	6	0.283041	3	6.00	9.06
MICH-16-04	0.705185	7	18.5263	12	15.5709	10	38.2966	28	0.513025	7	0.283057	4	7.55	9.61
Sedimentos Oceánicos														
RC10-87PC_380cm	0.706535	9	18.8008	6	15.6134	5	38.6364	14	0.512732	7	0.282920	3	1.83	4.76
RC12-39PC_780cm	0.707965	13	18.8137	7	15.6343	6	38.6777	15	0.512565	8	0.282788	4	-1.43	0.11
VM28-161PC_500cm	0.704936	10	18.7406	6	15.6058	5	38.5560	13	0.512746	8	0.282952	4	2.12	5.90
RC10-84PC_Flo	0.706713	10	18.7518	5	15.6138	5	38.5627	14	0.512720	7	0.282896	3	1.60	3.93
RC12-41PC_200cm	0.706700	10	18.8402	6	15.6251	5	38.6917	14	0.512646	6	0.282856	3	0.16	2.51
VM28-163PC_Flo	0.707571	11	18.7152	5	15.5991	5	38.4811	14	0.512605	8	0.282902	2	-0.65	4.13
Tequila^a														
TZ-09-05	0.703956	6	18.7101	6	15.5991	6	38.5102	15	0.512784	8	0.282947	3	2.85	5.74
TZ-09-20	0.703966	8	18.7096	6	15.5990	6	38.5123	15	0.512791	10	0.282941	3	2.98	5.50
TZ-09-27	0.703415	7	18.7030	7	15.5925	7	38.4577	19	0.512880	7	0.282982	3	4.72	6.97
TO-10-06	0.703708	8	18.7078	7	15.5911	7	38.4646	18	0.512835	7	0.282964	2	3.85	6.33
Sangangüey^a														
TPZ-10-04	0.704055	10	18.7154	6	15.6016	6	38.5115	16	0.512781	10	0.282931	3	2.79	5.16
SAN-10-19	0.704135	14	18.7305	7	15.6052	6	38.5362	16	0.512753	17	0.282919	4	2.24	4.75
Colima														
COL-1804	0.703627	6	18.5716	7	15.5585	7	38.2444	18	0.512953	6	0.283071	4	6.15	10.12
COL-1805	0.703615	7	18.5729	6	15.5627	6	38.2644	15	0.512960	7	0.283059	3	6.29	9.69
COL-1806	0.703634	7	18.5789	7	15.5580	7	38.2487	18	0.512945	7	0.283056	3	6.00	9.59
COL-1807	0.703663	7	18.5731	5	15.5573	5	38.2431	15	0.512967	7	0.283071	4	6.42	10.10
COL-1808	0.703644	8	18.5711	6	15.5612	5	38.2613	14	0.512946	8	0.283055	3	6.02	9.56
Basaltos intraplaca^a														
SAN-10-09	0.702892	9	18.8891	8	15.5691	7	38.4345	19	0.512993	7	0.283042	3	6.93	9.10
RTZ-11-22	0.702894	8	18.7517	7	15.5488	7	38.2695	18	0.513028	8	0.282970	3	7.61	6.54
RTZ-11-06	0.703213	8	18.9293	8	15.5838	7	38.4183	19	0.512943	5	0.282987	3	5.96	7.14
TPZ-10-14	0.703908	6	18.9216	5	15.6070	5	38.5693	15	0.512867	6	0.282969	3	4.48	6.52
SAN-10-01A	0.703736	6	19.0680	10	15.5980	9	38.6793	23	0.512900	7	0.283024	3	5.11	8.47

Las relaciones isotópicas se midieron utilizando un multicoleccionador de Thermo Neptune Plus ICP-MS en el Centro de Geociencias (CGEO), UNAM. Las preparaciones de las muestras para los análisis isotópicos se realizaron en el laboratorio ultralimpio del CGEO siguiendo las procedimientos químicos descritos en Gómez-Tuena et al., (2014) y Straub et al., (2015). Todas las muestras han sido previamente digeridas en bombas Parr de alta presión. Los valores reportados en la tabla no están corregidos por edad y se toman como iniciales. Los errores promediados de 2σ ($n = 80$) para mediciones individuales se multiplicaron por 10^4 para las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Hf y por 10^1 para Pb.

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron corregidos por sesgo de masas considerando un valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y ajustados al A58 NIST SRM 987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$. Durante las mediciones el promedio medido para el estándar SRM 987 fue de 0.710317 ± 0.00009 (2σ , $n = 39$). Los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron corregidos por sesgo de masas considerando un valor $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$ y ajustados al estándar JNd1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ (Tanaka et al., 2000). Durante las mediciones el promedio para el estándar JNd1 fue de 0.512090 ± 0.00005 (2σ , $n = 39$). Las composiciones isotópicas de Pb fueron corregidas añadiendo a todas las muestras una solución SRM 997 Tl con una referencia $^{202}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3871:1$ y fueron ajustadas considerando el estándar NIST SRM-981 fueron de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4891$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ (Todd et al. 1996). Durante los análisis, el promedio de las relaciones isotópicas de Pb del estándar NIST SRM-981 fueron de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9309$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4845$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.6761$ (2σ de 41, 51 and 52 ppm, respectively, $n = 18$). Las composiciones isotópicas de Hf fueron corregidas por sesgo de masas considerando un valor de $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ y ajustados al estándar Hf-Spex $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282160$, que ha sido intercalibrado y considerado idéntico al estándar JMC-475 (Nowell et al., 1998; Straub et al., 2015). Durante los análisis, el promedio de las relaciones isotópicas de Hf-Spex $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282150 \pm 0.000009$ (2σ , $n = 38$).

^aLas relaciones isotópicas de Sr, Nd, y Hf de Tequila, Sangangüey y de los basaltos intraplacas fueron previamente reportados en Gómez-Tuena et al., 2014 y Díaz-Bravo et al., 2014. Las relaciones isotópicas de Hf son nuevas de este trabajo.

^bLos valores de ϵ_{Nd} and ϵ_{Hf} se calcularon utilizando los valores condriticos actuales ($\epsilon_{\text{Nd}}^{\text{CHUR}} = 0.512638$; $\epsilon_{\text{Hf}}^{\text{CHUR}} = 0.282785$) reportados en Jacobsen and Wasserburg, 1980, y Bouvier et al., 2008.

Tabla A5 - Elementos mayores y trazas de los sedimentos analizados y de las rocas del antearco.

Elemento mayor	AME-15-03	ANM-15-01	BUR-15-01	CH-15-01	CLM-15-1	IMA-15-1	JUN-15-01	LT-15-01	MAG-15-01	MAR-15-01	MCH-15-01	MCH-15-05	MCH-15-06	MCH-15-07	MCH-15-09
SiO ₂	71.0	60.2	57.4	79.9	80.1	80.9	81.8	74.4	77.5	68.0	66.1	54.3	68.0	68.4	66.2
Al ₂ O ₃	13.8	16.5	9.80	11.2	9.48	10.5	10.2	11.0	12.3	13.6	14.7	15.1	14.2	15.2	13.1
Fe ₂ O ₃ (total)	4.2	0.58	2.4	0.29	2.2	0.8	0.3	2.3	1.0	6.6	5.2	13.7	4.5	4.4	6.7
MgO	1.4	3.8	1.2	0.6	0.6	0.1	0.3	1.0	0.4	1.2	2.7	3.6	1.5	1.0	2.3
CaO	2.6	7.1	24.9	0.7	0.7	1.5	0.7	6.8	1.5	3.0	5.0	7.1	5.3	3.5	5.1
K ₂ O	2.9	1.3	1.4	1.4	2.7	2.7	3.4	1.7	3.5	2.2	1.5	0.7	1.2	1.8	1.5
P ₂ O ₅	0.12	0.19	0.15	0.10	0.03	0.05	0.07	0.11	0.03	0.14	0.16	0.18	0.11	0.07	0.14
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Elementos traza ppm															
Sc	9.26	11.8	61.4	4.23	4.54	0.140	1.91	6.48	1.69	7.85	10.3	20.9	90.9	3.61	14.6
Cr	32.8	97.3	127	23.2	26.0	3.1	7.80	28.7	4.84	25.7	51.8	94.1	27.1	21.7	71.7
Co	8.10	18.8	4.84	1.33	4.25	0.28	2.25	4.43	2.42	15.1	15.1	36.8	10.3	6.88	16.4
Ni	10.4	40.7	14.4	5.20	7.00	0.27	1.74	7.63	1.75	11.0	25.1	32.4	14.3	8.1	13.8
Zn	59	59	25	45	99	12	26	23	19	44	54	75	45	32	88
Ga	15.2	17.5	10.6	1.27	11.2	10.8	10.8	11.6	12.5	54.7	16.9	15.8	16.3	18.6	16.3
As	1.6	1.6	1.6	1.6	1.4	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.2	1.1
Br	1.6	1.2	1.2	1.0	1.4	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.2	1.1
B	2.8	9.7	1.5	1.8	6.3	1.8	4.0	1.6	2.0	2.1	9.1	7.1	9.8	4.7	1.2
Rb	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
Sr	17.6	13.4	14.7	14.4	15.5	4.88	9.50	16.6	6.61	34.8	15.9	18.1	16.1	10.1	29.0
Zr	8.92	4.11	1.59	7.2	10.6	46.3	46.1	7.8	60.7	12.6	12.6	46.5	10.1	81.6	29.0
Mo	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
Cd	0.481	1.23	0.854	0.81	1.33	0.658	2.11	0.417	1.01	0.417	0.637	0.254	0.354	0.206	1.21
Cu	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
Mn	7.2	4.1	1.9	6.4	6.06	4.5	6.4	6.4	6.7	12.6	12.6	46.5	10.1	40.1	11.4
Ba	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
Hf	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
Th	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
U	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
Na	4.88	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
K	48.8	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Ca	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
Mg	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
Al	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
Si	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
Fe	4.88	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Mn	48.8	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Zn	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
As	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
Br	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
B	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
Rb	4.88	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Sr	48.8	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Zr	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
Th	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
U	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
Na	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
K	4.88	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Ca	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
Mg	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
Al	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
Si	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
Fe	4.88	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Mn	48.8	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Zn	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
As	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
Br	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765
B	2.2	0.87	1.3	2.0	2.0	0.48	2.0	1.3	0.56	1.5	0.54	1.4	0.90	1.1	1.4
Rb	4.88	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Sr	48.8	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Zr	89.1	465	47.7	784	699	137.2	969	559	108.1	558	590	257	597	385	385
Th	17.6	11.1	4.39	14.4	15.5	48.8	115	28.7	26.1	34.8	47.0	40.9	40.9	22.1	73.9
U	0.925	1.06	0.445	1.06	0.639	0.261	0.564	0.473	0.409	1.01	1.12	1.07	0.835	1.07	0.765

Las concentraciones de elementos mayores y traza se determinaron mediante espectrometría de masas de plasma acoplada inductivamente (ICP-MS) utilizando un Thermo-Fisher-Orbitrap de Centro de Geociencias UAM. Todas las muestras se analizaron inicialmente en bombetas para de las predicciones de los resultados se usaron los procedimientos de preparación y medición descritos en Mier et al., 2007. La reproducibilidad a largo plazo de los datos de elementos traza en CIECQ viene dada por las concentraciones promedio y las desviaciones estándar de las diez repeticiones de los estándares de masa AGV-2, BVO-2, BCR-2 del US Geological Survey.

Y.B. 2 del Geological Survey of Japan, estos valores han sido previamente reportados en Mier et al., 2007 y Gómez-Tuena et al., 2011.

*Muestras de cenizas de derrame como se define en el catálogo de CONABIO/Cenizas Volcánicas de México, 2007 (http://www.cenizas.gov.mx/informacion/Pluvis-15_conv/Inicio/Inicio2500_07.wml)

^bNúcleos de sedimentos oceánicos recolectados por R/V Yana y Robert Conrad fueron proporcionados por el repositorio central de Lamont-Doherty (<http://www.lamont-doherty.edu/core-repository/>). International Geo-Sample Numbers (IGSN) registered in SESAR (<http://www.geosamples.org/>)

^cInternational Geo Sample Numbers (IGSN) están registradas por R/V Yana y Robert Conrad fueron proporcionadas por el repositorio central de Lamont-Doherty (<http://www.lamont-doherty.edu/core-repository/>). International Geo-Sample Numbers (IGSN) registered in SESAR (<http://www.geosamples.org/>)

^dSO₂ no fue analizado; la concentración se estima por diferencia del total sobre una base anhidra.

Tabla A6 Elementos mayores y traza para las lavas del volcán de Colima analizadas.

Muestra	COL-18-04	COL-18-05	COL-18-06	COL-18-07	COL-18-08
Tipo	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita
Lat N	19.444	19.466	19.483	19.482	19.478
Long W	-103.615	-103.637	-103.659	-103.658	-103.661
Elementos mayores wt%					
SiO ₂ ^a	59.8	63.0	62.3	60.5	61.6
TiO ₂	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7
Al ₂ O ₃	15.4	15.6	15.6	15.7	15.5
Fe ₂ O ₃	6.6	5.8	6.0	6.5	6.1
MnO	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11
MgO	4.8	2.6	3.1	3.8	3.3
CaO	6.8	5.8	6.1	6.4	6.6
Na ₂ O	4.4	4.7	4.6	4.4	4.5
K ₂ O	1.2	1.6	1.3	1.5	1.3
P ₂ O ₅	0.18	0.21	0.18	0.25	0.21
TOTAL	100	100	100	100	100
Elementos traza ppm					
Sc	19.0	14.1	16.0	17.8	16.6
V	146	113	122	141	132
Cr	153	17	29	71	42
Co	22.5	13.8	16.2	18.6	14.6
Ni	64.5	9.55	20.7	31.5	29.2
Cu	29	18	22	12	17
Zn	62	61	61	63	62
Ga	18.0	19.1	18.8	18.9	19.5
Li	11.5	8.24	12.4	10.9	10.6
Be	1.1	1.3	1.2	1.3	1.3
B	-	-	-	-	-
Rb	19	25	19	21	20
Sr	499	568	531	619	572
Y	16.2	15.8	15.6	17.5	17.3
Zr	118	138	123	143	132
Nb	3.33	3.60	3.26	4.00	4.34
Mo	1.29	1.37	1.37	1.38	0.52
Sn	0.66	0.68	0.60	0.74	0.80
Sb	0.29	0.36	0.32	0.28	0.23
Cs	0.564	0.719	0.619	0.392	0.421
Ba	467	564	505	553	509
La	10.1	12.1	10.0	14.4	11.9
Ce	21.5	25.5	21.4	30.8	25.3
Pr	3.06	3.53	3.05	4.30	3.61
Nd	12.3	13.6	12.1	17.0	14.5
Sm	2.88	3.04	2.83	3.70	3.35
Eu	0.924	0.959	0.910	1.11	1.06
Gd	2.85	2.85	2.75	3.38	3.22
Tb	0.449	0.444	0.433	0.514	0.498
Dy	2.82	2.74	2.72	3.11	3.10
Ho	0.584	0.562	0.558	0.630	0.626
Er	1.62	1.58	1.56	1.76	1.74
Yb	1.65	1.57	1.60	1.78	1.73
Lu	0.254	0.255	0.243	0.275	0.263
Hf	2.84	3.28	2.95	3.41	3.17
Ta	0.242	0.263	0.228	0.275	0.293
W	0.216	0.242	0.207	0.239	0.217
Tl	0.072	0.072	0.076	0.075	0.077
Pb	5.5	6.4	5.9	5.9	4.3
Th	1.63	2.06	1.58	2.12	1.67
U	0.631	0.822	0.644	0.818	0.655

^aSiO₂ no fue analizado; la concentración se estima por diferencia del total sobre una base anhidra.