



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS CAMPUS JURQUILLA

**Elementos de tierras raras en los sistemas de flujo de agua
subterránea en el suroeste de Guanajuato**

TESIS

**QUE PARA OPTAR AL TÍTULO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
JENIFER TATIANA SALINAS REYES**

**Director de tesis:
Dr. Marcos Adrián Ortega Guerrero
Centro de Geociencias**

**Juriquilla, Qro.
Agosto 2017**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

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

Tatiana Salinas

Jenifer Tatiana Salinas Reyes

Agradecimientos

A mi tutor, el Dr. Adrián Ortega por orientarme continua y oportunamente, por el tiempo dedicado al presente trabajo y por infundirme sus conocimientos.

A los miembros del comité tutorial, el Dr. Joel Carrillo, el Dr. Eric Morales, el Dr. Javier Castro y el Dr. Antonio Cardona por su atención y sus comentarios y sugerencias que contribuyeron al enriquecimiento de este trabajo.

Al Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego por su atención y amable asesoría en la elaboración de las secciones geológicas.

A la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por la elaboración de los análisis de elementos traza y elementos de tierras raras de las muestras de roca.

A Conacyt por el apoyo económico para mi sostenimiento durante el desarrollo de los estudios de maestría.

A mis padres, Rafael Salinas y Martha Reyes, y hermanos, Brayan y Edwin, por ser mi fuerza motriz y motivarme a alcanzar mis metas y ser cada día una mejor mujer.

A mis amigos, especialmente a Juan Manuel, Kike, Lore y Jorge por su apoyo incondicional y los bellos momentos compartidos durante este proceso.

Al recurso humano de la UNAM y el CGEO por su apoyo, particularmente a la Sra. Marta Pereda y al Sr. Alejandro Escobedo por su constante ayuda con los trámites administrativos.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
2.1. Localización geográfica	4
2.2. Geología	4
2.2.1. Evolución tectónica	6
2.2.2. Estratigrafía	6
2.2.2.1. Secuencia Mesozoica	7
2.2.2.2. Secuencia Cenozoica	8
2.2.3. Geología estructural	11
2.3. Hidrogeología.....	13
3. METODOLOGÍA	16
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	18
4.1. Elementos de Tierras Raras (ETR) en rocas.....	18
4.1.1. ETR en ignimbritas de la Sierra de Pénjamo.....	23
4.2. Elementos de Tierras Raras (ETR) en agua subterránea.....	24
4.2.1. Concentración de ETR en solución	24
4.2.2. Normalización de ETR respecto a <i>shale</i>	27
4.2.2.1. Familias.....	29
4.2.2.2. Anomalía de Cerio en el agua subterránea	32
4.2.2.3. Anomalía de Europio en el agua subterránea.....	35
4.2.2.4. Fraccionamiento de ETRL y ETRP en el agua subterránea	36

4.2.3. Especiación acuosa de ETR	36
4.2.3.1. Fuerza iónica	38
4.2.3.2. Índices de saturación.....	40
4.2.4. Potencial de hidrógeno (pH).....	42
4.2.4.1. Efecto del pH en el fraccionamiento de ETR.....	43
4.2.4.2. Reacciones que regulan el pH	44
4.3. Interacción agua-roca	44
4.3.1. Deducción de patrones de ETR en rocas y minerales.....	48
4.4. Procesos que controlan la distribución de ETR en el agua subterránea.....	50
4.5. Modelo conceptual del sistema de flujo a partir de la información de ETR.....	51
5. CONCLUSIONES	57
5.1. Recomendaciones.....	58
Referencias bibliográficas	59
Anexos	65

Lista de figuras

1. Mapa de localización de la zona de estudio	4
2. Provincias fisiográficas y configuración tectónica de México	5
3. Mapa geológico de la zona de estudio.....	7
4. Sección hidrogeológica esquemática	15
5. a. Diagramas de caja de los datos de ETR en roca recopilados en la FVTM y la SMOcc subdivididos por composición	20
b. Diagramas de caja de los datos filtrados de ETR en roca recopilados en la FVTM y la SMOcc subdivididos por composición	20
6. a. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la FVTM por composición y evento	23
b. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la FVTM por composición y evento normalizadas a <i>condrita</i>	23
c. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la FVTM por composición y evento normalizadas a <i>shale</i>	23
d. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la SMOcc por unidad. 23	
e. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la SMOcc por unidad normalizadas a <i>condrita</i>	23
f. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la SMOcc por unidad normalizadas a <i>shale</i>	23
7. a. Concentraciones de ETR en ignimbritas de la Sierra de Pénjamo.....	24
b. Concentraciones de ETR en ignimbritas de la Sierra de Pénjamo normalizadas a <i>condrita</i>	24
8. Mapa de localización de las muestras de agua y ciudades principales en la zona de estudio.....	25
9. Concentración de ETR en muestras de agua.....	26
10. a. Cantidad de muestras de agua con datos medidos y concentraciones por debajo del límite de detección por elemento	26
b. Concentraciones mínima, máxima y promedio de cada ETR en las muestras de agua	26
11. Diagramas de caja de las concentraciones de cada ETR en las 94 muestras de agua subterránea.....	27
12. Concentraciones de ETR en <i>Shale Compuesto Norteamericano, Shale Australiano Postarqueano y Shale Promedio Mundial</i> normalizadas respecto a <i>condrita</i>	28

13. Concentraciones de ETR en las muestras de agua del área de estudio normalizadas al <i>Shale Promedio Mundial</i>	28
14. Patrones de ETR de las familias A-I y rangos y medias de muestras normalizadas a WSA de las familias A, B y C	30
15. Distribución espacial de las diferentes familias	32
16. Diagrama de estabilidad potencial redox (Eh) – pH para especies relevantes en el sistema Ce-H ₂ O a 25 °C y 1 bar de presión.....	33
17. Diagrama de estabilidad potencial redox (Eh) – pH para especies relevantes en el sistema Eu-H ₂ O a 25 °C y 1 bar de presión.....	35
18. Sección hidrogeológica esquemática para muestras usadas en la especiación	37
19. a. Porcentaje en moles de complejos para cada ETR en la muestra 55.....	38
b. Porcentaje en moles de complejos para cada ETR en la muestra 85	38
c. Porcentaje en moles de complejos para cada ETR en la muestra 86.....	38
20. a. Concentración de ETRL vs Fuerza iónica	40
b. Relación $\sum\text{ETRP}/\sum\text{ETRL}$ vs fuerza iónica I	40
21. a. Concentración de ETR disueltos vs pH en agua subterránea del área de estudio.....	42
b. Concentración de ETR disueltos vs pH en 281 muestras de aguas subterráneas de diferentes estudios a nivel global	42
22. Porcentaje en moles de complejos vs pH para algunos ETR.....	43
23. a. Muestras de la familia D normalizadas al WSA y a las rocas oligocénicas de la Secuencia Inferior de la SMOcc	46
b. Muestras de la familia B normalizadas al WSA y a los basaltos miocénicos de la FVTM	46
c. Muestra 6 (Familia E) normalizada a WSA y a la Secuencia Inferior de la SMOcc	46
d. Muestras 18 y 24 (Familia E) normalizadas a WSA y a la Secuencia Superior de la SMOcc	46
24. Mezclas en diferentes proporciones de la firma geoquímica de ETR idealizadas para un agua que ha interactuado en equilibrio termodinámico con las rocas marinas mesozoicas y las que lo han hecho con los sedimentos del acuífero granular.....	48
25. a. Algunas muestras de la familia A normalizadas al WSA y a la mezcla de aguas de rocas marinas y material de relleno P10C90.....	49
b. Algunas muestras de la familia C normalizadas al WSA y a la mezcla de aguas P40C60	49
c. Familia I y muestras 13, de la familia A, y 33, de la familia C, normalizadas al WSA y a la mezcla de aguas P20C80	49

26. Secciones hidrogeológicas esquemáticas con líneas de flujo definidas a partir de la interacción agua-roca deducida a partir de los patrones de ETR en el agua subterránea	52
27. Patrones de ETR normalizados a shale esperados en el agua subterránea en diferentes posiciones a lo largo de las líneas de flujo para los distintos sistemas de flujo en una sección hidrogeológica esquemática	56

Lista de tablas

1. Frecuencia de muestras de roca con datos de ETR que fueron recopiladas inicialmente, filtradas, y obtenidas tras el análisis estadístico clasificadas por composición y evento	19
2. a. Concentraciones promedio de ETR por composición, evento y provincia	21
b. Concentraciones promedio de ETR por composición, evento y provincia normalizadas a <i>condrita</i>	21
c. Concentraciones promedio de ETR por composición, evento y provincia normalizadas a <i>Shale Promedio Mundial</i>	22
3. Concentraciones medidas, normalizadas a <i>condrita</i> y normalizadas a <i>shale</i> de las ignimbritas de la SMOcc muestreadas en la Sierra de Pénjamo.....	24
4. Muestras con valores atípicos de las concentraciones para cada ETR	26
5. Clasificación de las muestras de agua considerando la anomalía de Ce y la anomalía de Eu	29
6. Índices de saturación de los principales minerales que pueden formar los ETR de acuerdo a la composición del agua en las respectivas muestras	41
7. Índices de saturación de algunos minerales con relevancia para las muestras seleccionadas	41

Lista de anexos

1. ETR en muestras de roca de la FVTM y la SMOcc 65
2. Concentraciones de ETR en ppm en *Condrita, Shale Promedio Mundial (WSA), Shale Compuesto Norteamericano (NASC) y Shale Australiano Postarqueano (PAAS)*..... 103
3. Límites de detección de ETR en ppm del espectrómetro de masas usado para medir las concentraciones en las muestras de agua 104
4. Constantes de formación para especies acuosas de ETR usadas para la especiación en la zona de estudio 105
5. Elementos que permiten definir zonas de recarga y descarga en los sistemas de flujo de agua subterránea 106

Resumen

Con el fin de determinar la presencia y comportamiento de los elementos de tierras raras (ETR) disueltos en el agua subterránea y evaluar su aplicación en el delineamiento de los sistemas de flujo mediante la información de interacción agua-roca, se recopilaron datos geoquímicos de ETR en rocas de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y de la Sierra Madre Occidental (SMOcc); se analizaron las concentraciones de ETR en 94 muestras existentes de agua subterránea del suroeste de Guanajuato mediante la normalización a *shale* y respecto a las concentraciones promedio de ETR obtenidas para las diferentes unidades geológicas de la región, y su especiación acuosa mediante el modelo PHREEQC. Los resultados muestran que las concentraciones de ETR en solución dependen principalmente de la composición de las rocas a través de las cuales circula, y de los iones en solución, el pH y la fuerza iónica del agua subterránea. Las anomalías de cerio (Ce) y europio (Eu), y el fraccionamiento de los elementos de tierras raras ligeras (ETRL) y pesadas (ETRP) permiten clasificar el agua en nueve familias con distribución espacial característica y que han interactuado mayormente con cierto tipo de rocas. Los ETR disueltos se encuentran principalmente como especies carbonatadas y son incorporados o segregados del agua subterránea mediante los procesos de disolución/coprecipitación, adsorción/desorción e intercambio catiónico. La firma geoquímica de ETR característica de rocas marinas, con anomalía negativa de Ce y enriquecimiento en ETRP, indica flujo a través de la secuencia principalmente marina del mesozoico que conforma la parte inferior de la estratigrafía regional; la anomalía negativa de Eu propia de las ignimbritas y riolitas de la SMOcc que conforman mayormente el acuífero fracturado, revela circulación del agua subterránea a través de éstas; mientras que la anomalía positiva de Eu proviene de la alteración fundamentalmente de plagioclasas cálcicas presentes tanto en las rocas volcánicas de la FVTM como en los sedimentos producto de su erosión y que conforman el acuífero granular. Los patrones de ETR disueltos en el agua subterránea reflejan la interacción con las diferentes unidades hidrogeológicas presentes en la zona y algunas mezclas. La evidencia de la circulación profunda del agua subterránea en las rocas marinas mesozoicas, así como también el flujo a través de las unidades volcánicas y sedimentarias del Terciario muestran a los ETR como una herramienta hidrogeoquímica importante en la identificación de sistemas de flujo regional, intermedio y local en la zona de estudio y su posible aplicación a otros sistemas de flujo de agua subterránea de México.

1. INTRODUCCIÓN

Los elementos de tierras raras (ETR) o del grupo de los lantánidos son el conjunto de elementos que comprenden los números atómicos 57 a 71 de la tabla periódica y que comparten propiedades físicas y químicas que hacen que se comporten de manera similar, y por ende, predecible. Todos los ETR tienen valencia 3+ y los radios iónicos disminuyen con el número atómico desde 1,15 Å en el lantano (La) (Z=57) a 0,93 Å en el lutecio (Lu) (Z=71), efecto denominado contracción lantánida. Debido a su configuración electrónica, el cerio (Ce) y el europio (Eu) pueden además tener valencia 4+ y 2+, respectivamente. Con base en su masa y número atómico, los ETR se diferencian en ligeros (ETRL) y pesados (ETRP), con la división entre Eu y gadolinio (Gd) (Henderson, 1984).

Las diferentes valencias del Ce y el Eu, y los ligeros cambios en el radio iónico de los ETR tienen un efecto en la compatibilidad y el fraccionamiento de los mismos, por lo que son ampliamente usados como indicadores geoquímicos en determinados procesos geológicos (Henderson, 1984) como en la petrogénesis de rocas ígneas (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Winter, 2014), en el estudio de ambientes deposicionales de rocas sedimentarias (Murray *et al.*, 1990), en el seguimiento de procesos geoquímicos que ocurren en el océano tales como reacciones redox, mezcla de diferentes masas de agua y ciclos y tiempos de residencia de metales y partículas suspendidas (Goldberg *et al.*, 1963; De Baar *et al.*, 1985; Sholkovitz *et al.*, 1994); y, más recientemente y en aumento, como trazadores de flujo de aguas subterráneas, indicadores de conectividad hidráulica entre unidades geológicas, y en el análisis de mezclas y la respectiva contribución de miembros extremos de agua subterránea (Johannesson *et al.*, 1997b; Tweed *et al.*, 2006; Biddau *et al.*, 2009; Siebert *et al.*, 2012; Yan *et al.*, 2013). El uso de los ETR para entender el comportamiento del agua subterránea agrega potencial a su aplicación en el estudio de otros fluidos en el subsuelo, tal como en el rastreo de contaminantes, en la hidrología y geoquímica de *gas shale* o en la captura y secuestro de CO₂ (Noack *et al.*, 2014).

Desde el punto de vista hidrogeológico, se ha evaluado el potencial de los ETR como trazadores de flujo considerando que sus concentraciones en el agua subterránea están relacionadas a la composición de las rocas por las que han circulado (Smedley, 1991; Johannesson *et al.*, 1997a; Johannesson *et al.*, 2005; Tweed *et al.*, 2006; Biddau *et al.*, 2009; Yan *et al.*, 2013; Nelson *et al.*, 2015). Sin embargo, debido a las bajas concentraciones de los ETR en las aguas naturales, no fue posible sino hasta inicios de la década de los noventa con el perfeccionamiento de las técnicas analíticas, específicamente del ICP-MS, la cuantificación rápida y sencilla de estos elementos en las aguas continentales (Zhou *et al.*, 2005).

Smedley (1991), al comparar los patrones de ETR de las aguas subterráneas de Carnmenellis, Inglaterra, con los de las rocas a través de las cuales fluyen, demostró no solamente la movilidad de los ETR bajo ciertas condiciones ambientales, sino además que las concentraciones de ETR en el agua subterránea pueden resultar de la interacción agua-roca. Posteriormente diferentes autores han realizado trabajos similares en Estados Unidos (Gosselin *et al.*, 1992; Johannesson & Lyons, 1994; Johannesson *et al.*, 1997a; Johannesson *et al.*, 1999; Johannesson *et al.*, 2000), Noruega (Banks *et al.*, 1999), Suiza (Biddau *et al.*, 2009), Australia (Tweed *et al.*, 2006) y China (Yan *et al.*, 2013), entre otros, resaltando el potencial de

los ETR como trazadores de flujo a partir de la interacción agua-roca. A través de este principio se puede llegar a determinar el grado de interacción del agua subterránea con cada material geológico o incluso las proporciones de aguas de diferente fuente en una mezcla (Johannesson *et al.*, 1997b, Siebert *et al.*, 2012).

Al hacer uso de los ETR como trazadores de flujo, es necesario entender otros factores y procesos hidrogeoquímicos como son su especiación y complejación, la adsorción, el intercambio iónico y la disolución/precipitación, todos ellos limitantes en el comportamiento y la concentración de los ETR disueltos en el agua subterránea (Gosselin *et al.*, 1992; Johannesson & Lyons, 1994; Johannesson *et al.*, 1999; Johannesson *et al.*, 2000; Janssen & Verweij, 2003).

En México se identificó tan solo un estudio sobre la presencia de ETR disueltos en agua subterránea en el estado de Guanajuato, en un campo de pozos conocido como La Muralla, al sur de la ciudad de León (Johannesson *et al.*, 2005). En vista de que los ETR en sistemas de flujo son una herramienta poco explorada, particularmente en México, cuya hidrogeología es muy variada, es importante realizar investigaciones detalladas sobre el comportamiento de los ETR y sobre los procesos hidrogeoquímicos que determinan su concentración y distribución en el agua subterránea, y de esta manera complementar junto con otras técnicas hidrogeoquímicas, isotópicas, numéricas, hidráulicas, edafológicas y de ecosistemas a el entendimiento de los sistemas de flujo. Con este fin se utilizan resultados de concentraciones de ETR de 94 muestras existentes de agua subterránea del suroeste de Guanajuato, con miras a desarrollar los siguientes objetivos.

1.1. Objetivos

General:

En este trabajo se pretende establecer el origen de los ETR en el agua subterránea del suroeste del Estado de Guanajuato y evaluar su uso como trazadores en la identificación de los sistemas de flujo e interacciones del agua con las diferentes unidades hidrogeológicas de la región. El análisis se llevara a cabo mediante la comparación de las firmas geoquímicas de ETR en las aguas subterráneas y las rocas presentes en el área de estudio considerando ecuaciones de equilibrio termodinámico y correlaciones entre estos y otras variables químicas.

Específicos:

- Integrar datos de la concentración de ETR en rocas volcánicas de la Mesa Central y del Eje Neovolcánico Transmexicano.
- Identificar y diferenciar familias de agua subterránea por su concentración y patrón de ETR, así como su distribución espacial.
- Conocer la especiación acuosa de ETR por medio de modelación hidrogeoquímica de equilibrio termodinámico.

- Establecer relaciones entre las concentraciones de ETR y variables químicas como el pH y la fuerza iónica del agua subterránea.
- Definir los procesos determinantes en la presencia y comportamiento de los ETR disueltos en el agua subterránea.
- Elaborar un modelo conceptual de la interacción agua subterránea-roca a partir de la concentración y distribución de ETR en solución y de secciones hidrogeológicas para contribuir al entendimiento de los sistemas de flujo en el área de estudio.

2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Localización geográfica

La zona de estudio abarca un área de aproximadamente 4600 km² y corresponde a la región IV Sur-Oeste de Guanajuato definida por la Coordinación para el Desarrollo General del Estado de Guanajuato (CODEREG, 1996 *en* IPLANEG, 2014). Comprende los municipios de Cuernámaro, Manuel Doblado, Abasolo, Huanímario, Pénjamo, Pueblo Nuevo y Valle de Santiago (Figura 1).

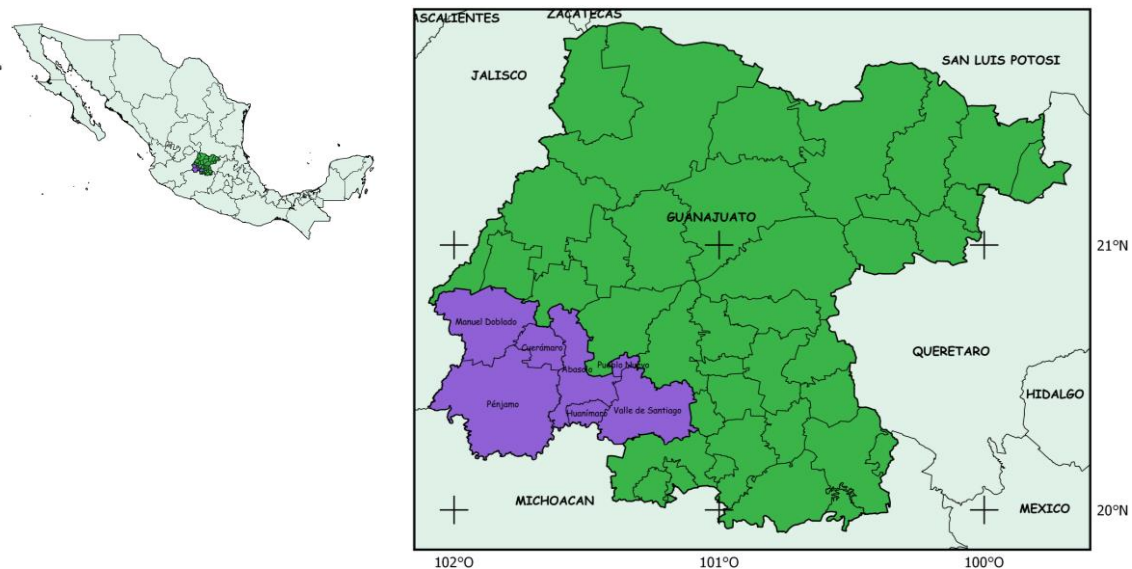


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio

2.2. Geología

La zona de estudio está localizada en el límite de dos provincias fisiográficas, La Mesa Central (MC) al norte y La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) al sur (Figura 2), separadas por la Falla del Bajío, de desplazamiento normal y que da lugar a la depresión del mismo nombre (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). A su vez, en la región se puede observar la transición espacio-temporal de la actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) a la FVTM, generada por la reorganización del esquema tectónico del arco del Pacífico durante el Mioceno Temprano. Esta transición trae consigo un marcado cambio composicional de los magmas félsicos de la SMOcc al predominio de los basaltos y andesitas efusivos de la FVTM (Ferrari *et al.*, 1999; Cerca *et al.*, 2000).

La Mesa Central, ubicada entre las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental (SMOr), corresponde a un altiplano cuya elevación promedio, de 2250 msnm, supera y contrasta con la de sus alrededores, que son menores a 1800 msnm (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Localmente, en la Sierra de Guanajuato en el extremo meridional de la Mesa Central, afloran las unidades litológicas más antiguas de la zona de estudio (Figura 3), conformadas por rocas marinas del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano que se consideran como parte del Terreno Guerrero (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Rocas continentales cenozoicas,

tanto volcánicas como de cuencas fluvio-lacustres y depósitos aluviales, sobreyacen discordantemente a las rocas mesozoicas y conforman la mayor parte de los afloramientos en la zona de estudio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; SGM, 2008). Próximo al límite con la FVTM, predominan las ignimbritas y riolitas del Oligoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) cuyo origen se atribuye al vulcanismo de la SMOcc (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

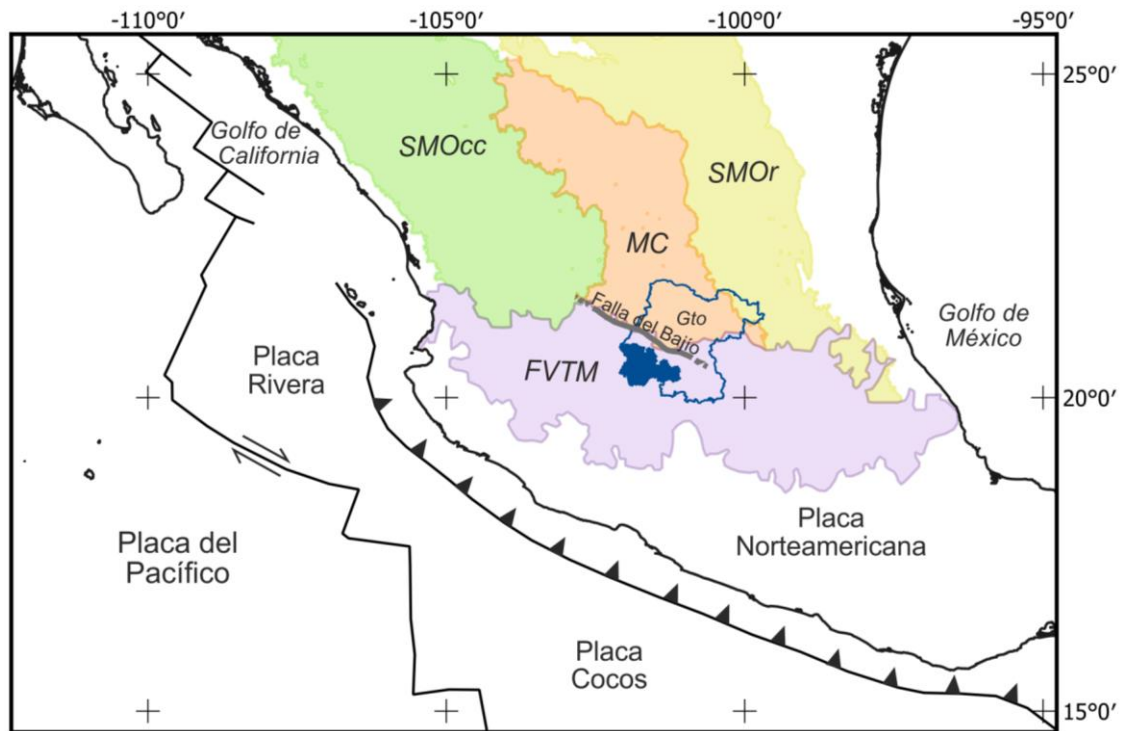


Figura 2. Provincias fisiográficas y configuración tectónica de México. Modificado de Ferrari *et al.* (2012). MC: Mesa Central, SMOcc: Sierra Madre Occidental, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana, SMOOr: Sierra Madre Oriental, Gto: Guanajuato

La SMOcc es el arco volcánico del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano generado durante la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Norteamérica. La parte basal corresponde a un complejo plutónico-volcánico que se emplazó hasta el Eoceno. La secuencia superior, del Eoceno al Mioceno Medio, comprende aproximadamente 1000 metros de espesor de rocas volcánicas silíceas que afloran a lo largo de una franja de cerca de 1200 km de largo y 300 km de ancho que corre paralela a la costa pacífica de México (Cerca *et al.*, 2000).

La FVTM es el arco volcánico actual que atraviesa el país desde el Golfo de México hasta el Golfo de California con una orientación aproximada E-W. Fue generado por la subducción de las placas Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica desde el Mioceno Temprano (Figura 2), y a partir de entonces ha migrado y cambiado sus productos en un amplio rango composicional (Ferrari *et al.*, 2012). Se reconocen cuatro episodios en la evolución de la FVTM, cada uno de los cuales presenta una composición y distribución espacial característica: 1) una primer actividad volcánica de composición intermedia en el Mioceno Temprano-Mioceno Tardío en la mitad oriental de la provincia, 2) seguida por un pulso máfico que alcanza la porción occidental del cinturón y 3) un episodio silíceo al oeste de Guadalajara y este de Querétaro, ambos del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, y 4) finalmente el vulcanismo de amplia variabilidad composicional y distribución del Plioceno Tardío al Pleistoceno (Gómez-Tuena *et al.*, 2007;

Ferrari *et al.*, 2012).

En la zona de estudio, el vulcanismo de la SMOcc se caracteriza por ser de carácter silíceo y está representado por ignimbritas y domos riolíticos del Oligoceno al Mioceno Temprano; mientras que la secuencia de la FVTM está conformada principalmente por intercalaciones de flujos de basaltos y andesitas del Mioceno Medio al Plioceno Tardío (Figura 3) (Cerca *et al.*, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Ferrari, 2003; Ferrari *et al.*, 2012). Depósitos sedimentarios fluvio-lacustres y aluviales del Oligoceno al cuaternario se observan rellenando los bajos topográficos, generalmente asociados a fosas tectónicas de la zona (Figura 3) (Ferrari *et al.*, 1994; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; SGM, 2008).

2.2.1. Evolución tectónica

México está ubicado en el sur de la placa Norteamericana, donde ésta colinda con las placas de Caribe, Rivera y Cocos (Figura 2). El margen occidental de México es definido por la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la de Norteamérica, la que genera el arco denominado Eje Neovolcánico o Faja Volcánica Transmexicana (Sedlock *et al.*, 1993; Ferrari *et al.*, 2012); este arco volcánico de alrededor de 22 Ma de edad es la expresión actual de una subducción que inició en el Jurásico (Ferrari *et al.*, 2012).

La base de la estratigrafía que conforma aproximadamente la mitad occidental del territorio mexicano corresponde a las rocas mesozoicas del Terreno Guerrero, acrecionado a finales del Cretácico Temprano (Tardy *et al.*, 1994 en Aranda-Gómez *et al.*, 2003), las cuales fueron cubiertas e intrusionadas por los productos de la actividad magmática del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano en la Sierra Madre Occidental, cuyo origen se debe a la subducción de la Placa Farallón bajo la placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2012).

En el Mioceno Temprano tras su continua subducción, la placa Farallón es fragmentada en las actuales placas Cocos, Rivera y Juan de Fuca cuando la dorsal del Pacífico Oriental entra en contacto con el continente norteamericano (USGS Professional Paper 1515, 1990). Como resultado de este cambio en la configuración tectónica de las placas del Pacífico ocurre la transición tanto en la composición como en la distribución del vulcanismo entre la SMOcc y la FVTM (Ferrari *et al.*, 1994; Cerca *et al.*, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

2.2.2. Estratigrafía

Las unidades que se refieren a continuación son tomadas de la cartografía de Ferrari *et al.* (1994) para la parte centro-norte de la FVTM, y de Cerca *et al.* (2000) para el sur de la Sierra de Guanajuato; y han sido agrupadas de acuerdo a su edad, génesis y composición a fin de facilitar su descripción y dar una visión regional de la geología sin diferenciar en nombres de unidades formales o informales. Cabe aclarar que solo se consideraron aquellas unidades anteriormente descritas en la literatura que tienen una amplia distribución en la cuenca y que pueden llegar a ser relevantes en la presencia de ETR en la zona de estudio. El mapa geológico de la Figura 3 representa la distribución de estas unidades estratigráficas en la zona de estudio.

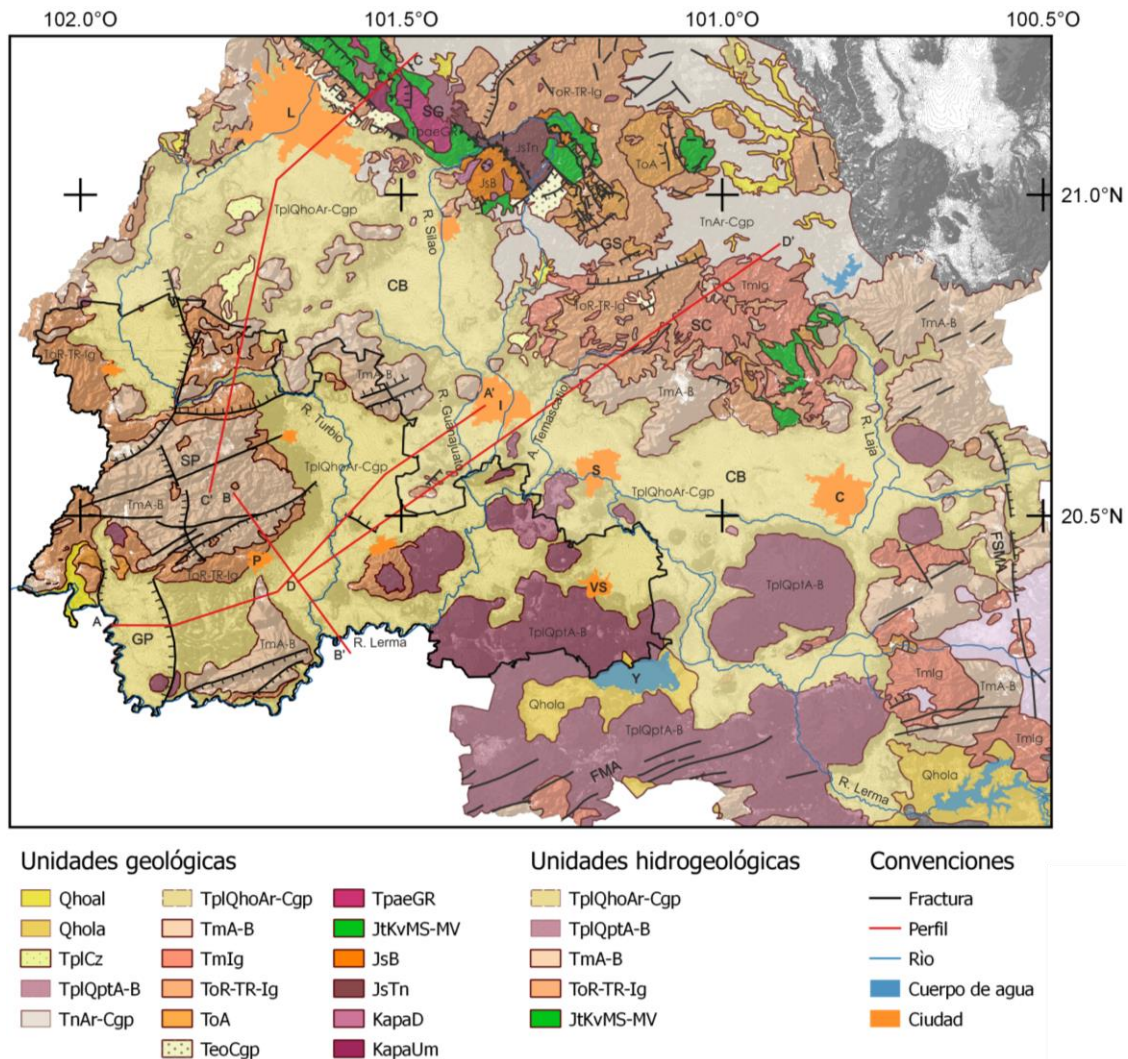


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado de la Carta Geológico-Minera de los estados de Guanajuato y Querétaro elaborada por el Servicio Geológico Mexicano en 2008. La simbología está referida en las descripciones de las unidades estratigráficas. C: Celaya, I: Irapuato, L: León, P: Pénjamo, S: Salamanca, VS: Valle de Santiago, FB: Sistema de fallas del Bajío, FSMA: Falla San Miguel de Allende, FMA: Sistema de fallas Morelia-Acambay, CB: Cuenca del Bajío, GP: Graben Penjamillo, GS: Graben La Saucedada, SP: Sierra de Pénjamo, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Codornices

2.2.2.1. Secuencia Mesozoica

De acuerdo a la estratigrafía regional (Figura 3), las rocas más antiguas de la zona de estudio corresponden a una secuencia marina del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, pertenecen al Terreno Guerrero, el cual ha sido interpretado como un arco de islas y los remanentes del piso de una cuenca oceánica (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007), y afloran en la Sierra de Guanajuato, donde han sido principalmente descritas (Cerca *et al.*, 2000, Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) y al norte de Celaya, en la Sierra de Codornices (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Estas rocas presentan metamorfismo de bajo grado y se encuentran intensamente deformadas por dos eventos compresivos, el primero a finales del Cretácico Temprano cuando el Terreno Guerrero fue acretado a Norteamérica y el segundo, en el Paleoceno durante la Orogenia Larámide (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

2.2.2.1.1. Secuencia Vulcano-plutónica (KapaUm, KapaD, JsTn, JsB)

Sucesión de lavas almohadilladas, flujos basálticos submarinos y numerosos plutones pre y syn-tectónicos de composición tonalítica, cuarzodiorítica y diorítica intruidos por numerosos diques diabásicos, todos apilados entre sí a través de cabalgaduras (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

2.2.2.1.2. Secuencia Vulcano-sedimentaria (JtKvMS-MV)

Se trata de una sucesión marina del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) compuesta de una unidad prominente de calizas laminadas, areniscas, lutitas y chert, cuyos sedimentos se acumularon en una cuenca oceánica (Cuenca Arperos), intercaladas con lavas almohadilladas, flujos submarinos de lava basáltica y capas de material piroclástico, producto de la actividad del arco (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Esta secuencia se encuentra fuertemente acortada y presenta metamorfismo en facies esquistos verdes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

Las rocas mesozoicas se encuentran intrusionadas en la Sierra de Guanajuato por un granito de extensión batolítica (TpaGR en Figura 3) del Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) y en conjunto, son cubiertos discordantemente por rocas continentales volcánicas y sedimentarias cenozoicas.

2.2.2.1.3. Calizas del Aptiano-Cenomaniano

Quince kilómetros al norte de la ciudad de León se han reportado calizas de agua somera (Quintero-Legorreta, 1992 *en* Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) con contenido fósil del Aptiano-Cenomaniano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) que se depositaron en la Cuenca Mesozoica del Centro de México y se encuentran en discordancia angular sobre las rocas metamorfoseadas más antiguas de la secuencia vulcanosedimentaria (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Estas rocas reflejan solo una fase de acortamiento y no presentan metamorfismo por lo que se infiere que la deformación y metamorfismo en la secuencia vulcanosedimentaria fue anterior a la deposición de las rocas calcáreas y pudo haber ocurrido durante su transporte tectónico hacia el este (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

2.2.2.2. Secuencia Cenozoica

Rocas volcánicas y sedimentarias de origen continental sobreyacen en discordancia angular las rocas mesozoicas. Esta discordancia representa el lapso de no sedimentación ocurrido durante la Orogenia Laramide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). En el Distrito Minero de Guanajuato una secuencia de conglomerados rojos del Eoceno conforma la base de la estratigrafía cenozoica (Aranda-Gómez & McDowell, 1998; Cerca *et al.*, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007), mientras que en otras partes, rocas volcánicas oligocénicas de composición félsica a intermedia provenientes de la SMOcc ocupan esta posición; incluso localmente andesitas de la FVTM se observan descansando directamente sobre las rocas del Terreno Guerrero (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

2.2.2.2.1. Conglomerado del Eoceno (TeoCgp)

Conglomerado polimíctico de coloración rojiza con clastos provenientes de la erosión de las rocas mesozoicas de espesor significativamente variable que llega a alcanzar hasta los 2000 metros en la Sierra de Guanajuato, y que marca el inicio de una sedimentación continental (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). Se atribuye a depósitos de abanicos aluviales en *grabens*, aparentemente con amplia variación topográfica, generados por la extensión durante el Eoceno Medio y el Oligoceno Temprano, explícitamente por la formación de la Falla del Bajío (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; Botero-Santa *et al.*, 2015). Aflora en la Sierra de Guanajuato y la Sierra de Codornices donde se observa descansando discordantemente sobre las rocas mesozoicas. El contacto superior con las rocas oligocénicas es también discordante (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001). Además se ha reportado en cortes de pozos de agua de la zona de La Muralla (Hernández-Laloth, 1991; Johannesson *et al.*, 2005). Se ha determinado una edad Eoceno para el conglomerado a partir del contenido fósil (Edwards 1955 en Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001) y del fechamiento de 49 Ma de un flujo de lava basáltico intercalado en la parte inferior de la secuencia (Aranda-Gómez & McDowell, 1998).

2.2.2.2.2. Andesita del Oligoceno Medio (ToA)

Flujos de lava y tobas de composición andesítica a basáltica con un espesor variable que puede llegar a superar los 100 metros. Aparentemente se depositó sobre una superficie irregular ya que en algunos lugares se observa sobreyaciendo a la secuencia mesozoica, y en otros descansando sobre el conglomerado del Eoceno (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001). Aflora ampliamente en las inmediaciones de las sierras de Guanajuato y Codornices donde se ha determinado una edad de 30 Ma (Cerca *et al.*, 2000). En la zona de estudio, aflora solo localmente en el sur de la Sierra de Pénjamo (SGM, 2008).

2.2.2.2.3. Ignimbritas y riolitas del Oligoceno-Mioceno Temprano (ToR-TR-Ig)

En esta unidad se agrupan un conjunto de ignimbritas y tobas generalmente poco soldadas que a pesar de su amplia extensión, raramente superan los 250 metros de espesor, y domos riolíticos y grandes volúmenes de lavas riolíticas y andesíticas que constituyen gran parte del núcleo de las sierras presentes en la zona de estudio (Cerca *et al.*, 2000; Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Dadas la composición y edad de estas rocas, son consideradas como el producto del clímax del vulcanismo de la SMOcc (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Los domos y flujos de lava se generaron en el Oligoceno Temprano, hace 32 a 29 Ma, durante una fase efusiva, mientras que las ignimbritas y demás rocas piroclásticas fueron eruptadas a través de fisuras en una fase explosiva posterior, desde hace 29 a 25 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Yacen en contacto discordante principalmente sobre la secuencia mesozoica (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

Orozco-Esquivel en 2002 propone la división de las rocas volcánicas del Oligoceno en la Mesa Central en Secuencia Inferior y Secuencia Superior basada en la posición estratigráfica, la distribución espacial y principalmente en la composición química. El cambio composicional y petrogenético tendría lugar hace aproximadamente 30 Ma y sería favorecido por la extensión cortical oligocénica en la Mesa Central. En este trabajo se adopta esta división dadas las consideraciones respecto al comportamiento de los ETR en las dos secuencias.

Secuencia Inferior: Consiste de intercalaciones de flujos de lava riolíticos y andesíticos, y algunos depósitos piroclásticos de composición riolítica con edades de 32,8 a 29,5 Ma. Resultan de la evolución por cristalización fraccionada de magmas derivados del manto con algo de aporte de la corteza.

Secuencia Superior: Corresponde a un gran volumen de lavas, domos e ignimbritas de composición riolítica con edades entre 30,8 y 27 Ma. Su origen se atribuye a la fusión parcial de las granulitas de la base de la corteza bajo condiciones de desequilibrio químico.

Desde el punto de vista geoquímico, las riolitas de la secuencia superior son más ricas en sílice (más de 76% en peso), K_2O , Al_2O_3 , Na_2O , flúor y algunos elementos incompatibles (Rb, La, Sm, Yb, Y, Th, Nb, Ta) respecto a las de la secuencia inferior. En cuanto a las tierras raras, las rocas de la secuencia inferior presentan un enriquecimiento en las tierras raras ligeras y una anomalía negativa de Eu de menor magnitud respecto a las rocas de la secuencia superior.

2.2.2.2.4. Ignimbrita del Mioceno (TmIg)

Ignimbrita soldada de color gris de hasta 10 metros de espesor, probablemente de composición andesítica, lo que la hace marcadamente diferente de las ignimbritas del Oligoceno y Mioceno Temprano de la SMOcc, sobre las cuales descansa y cuyos líticos presenta en abundancia (Cerca *et al.*, 2000). Aflora en la Sierra de Codornices donde se ve subyaciendo a las mesetas basálticas y andesíticas del Mioceno Tardío, y en algunas partes, a los depósitos fluvio-lacustres de relleno de cuenca (Cerca *et al.*, 2000).

2.2.2.2.5. Mesetas basálticas y andesíticas del Mioceno Tardío (TmA-B)

Consiste de grandes mesetas formadas por flujos fisurales de lava de composición andesítico-basáltica ampliamente distribuidas en el eje neovolcánico; y, en menor medida, de pequeños volcanes escudo y conos de lava (Cerca *et al.*, 2000; Ferrari, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012). Esta unidad es el resultado de un pulso de vulcanismo máfico ocurrido hace 11 a 7 Ma (Ferrari *et al.*, 2012).

2.2.2.2.6. Rocas volcánicas del Plioceno Tardío-Cuaternario (TPlQptA-B)

Corresponden a conos cineríticos o conos de escoria y algunos maares pertenecientes al Campo Volcánico Monogenético Michoacán-Guanajuato cuyo vulcanismo inicio en el Plioceno Tardío y continúa hasta tiempos históricos (Hasenaka & Carmichael, 1985; Ferrari *et al.*, 2012). Los magmas eruptados se caracterizan por ser de composición alcalina y comúnmente presentan xenolitos tanto del manto superior como de la base de la corteza (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

2.2.2.2.7. Depósitos fluvio-lacustres del Oligoceno Tardío-Pleistoceno (TPlQhoAr-Cgp, TPlCz, TnAr-Cgp)

Areniscas y conglomerados de espesor variable desde unos pocos hasta 500 metros (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001). El contenido fósil del cuaternario y las intercalaciones con productos volcánicos del Oligoceno, Mioceno y Plioceno indican que estas rocas de relleno de cuenca continental se han depositado continuamente desde el Oligoceno Tardío hasta la actualidad

(Cerca *et al.*, 2000; Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Se encuentran ampliamente distribuidos en la Cuenca del Bajío y otras depresiones próximas a la zona de estudio, como es la Cuenca de Dolores (Cerca *et al.*, 2000).

2.2.2.8. Depósitos Cuaternarios (Qhoal, Qhola)

Son sedimentos fluviales, aluviales, lacustres y piroclásticos no consolidados que cubren a los depósitos fluvio-lacustres del Oligoceno Tardío-Pleistoceno, junto con los cuales rellenan las fosas tectónicas producto de la extensión cenozoica, y que corresponden en general a los bajos topográficos del área de estudio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; SGM, 2008).

2.2.3. Geología estructural

En la zona de estudio se reconocen dos eventos orogénicos, el primero relacionado a la acreción del Terreno Guerrero en el Cretácico Temprano, y el segundo a la Orogenia Laramide en el Terciario Temprano (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Las rocas que se depositaron posterior a estos eventos solo han experimentado una fuerte deformación extensional, y en algunos casos un ligero basculamiento (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). De hecho, el vulcanismo de la FVTM se relaciona al fallamiento extensivo cenozoico (Ferrari *et al.*, 2000; Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

La primer fase de extensión es posterior a la compresión generada durante la Orogenia Laramide y comenzaría en el Eoceno Medio y continuaría al menos hasta la última parte del Oligoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2003) siendo contemporánea con el emplazamiento de las rocas volcánicas de la SMOcc (Ferrari *et al.*, 1999). Desde el Mioceno, la deformación se ha concentrado en la FVTM (Botero-Santa *et al.*, 2015) con la generación de fallas normales intra-arco que posteriormente fueron reactivadas como fallas transtensivas permitiendo el rápido ascenso de los magmas que conforman las mesetas basáltico-andesíticas de la FVTM (Ferrari *et al.*, 2000; Ferrari, 2003).

En la zona de estudio se presentan gran cantidad de fallas que cortan las unidades cenozoicas, y que en gran parte generan fosas tectónicas que funcionan como cuencas de depósito (Figura 3) (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Ferrari, 2003). Regionalmente se reconocen al menos cuatro sistemas de fallas con tendencias estructurales orientadas NW-SE y NE-SW, ENE-WSW y N-S, siendo predominantes los dos primeros e indicando que posiblemente el estado esfuerzos principales no ha sido constante (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). La temporalidad de estas estructuras no es claramente definida dado que no es posible establecer relaciones de corte entre los diferentes patrones de fallamiento (Aranda-Gómez *et al.*, 2003; Botero-Santa *et al.*, 2015). Entre las principales estructuras cenozoicas se reconocen:

2.2.3.1. Sistema de fallas del Bajío

Se divide en dos sectores, el primero de Lagos de Moreno a Irapuato con una longitud de

aproximadamente 100 km orientado NW-SE con buzamiento hacia el SW (Botero-Santa *et al.*, 2015), el segundo, de Irapuato a Celaya con longitud de 45 km, rumbo E-W y buzamiento al S (Botero-Santa *et al.*, 2015). Estuvo activo principalmente durante el Eoceno-Oligoceno (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Botero-Santa *et al.*, 2015) aunque según relaciones estratigráficas presenta actividad post-Mioceno Medio y pre-Plioceno (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007; Botero-Santa *et al.*, 2015). Tiene un desplazamiento vertical de tipo normal estimado de hasta 2 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2007) en la Sierra de Guanajuato, donde afloran las rocas mesozoicas y en la depresión del Bajío se ubican a varios cientos de metros de profundidad, y constituye el límite estructural entre la Mesa Central y la FVTM (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

2.2.3.2. Falla San Miguel de Allende

Orientada N-S con desplazamiento de tipo normal de al menos 450 m en su sector centro con actividad al menos durante el Oligoceno y el Mioceno Medio (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001). Algunos centros volcánicos del Plioceno al Reciente se emplazaron a lo largo de su traza (Ferrari *et al.*, 2000; Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001), razón por la cual su segmento más austral, correspondiente al límite oriental de la cuenca del Bajío (Botero-Santa *et al.*, 2015), es inferido por el lineamiento del Río La Laja (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001). Marca el límite oriental del Terreno Guerrero y separa la Mesa Central de la Sierra Madre Oriental (Ferrari *et al.*, 2000; Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

2.2.3.3. Sistema de fallas Morelia-Acambay

Corresponde a un cinturón de aproximadamente 30 km de ancho que agrupa un conjunto de fallas con orientación WSW-ENE, cuya actividad inició en el Plioceno con desplazamiento lateral izquierdo, y que durante el cuaternario llegó a ser extensional (Gómez-Tuena *et al.*, 2007). Algunas fallas se presentan al sur de la zona de estudio cortando principalmente los basaltos y andesitas del Plioceno-Cuaternario de la FVTM, donde buzan hacia el norte.

2.2.3.4. Cuenca del Bajío

Cuenca continental limitada al norte por el sistema de fallas del Bajío, al este por la Falla de San Miguel de Allende y al sur por el sistema de fallas Morelia-Acambay (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; Botero-Santa *et al.*, 2015). Se originó desde el Eoceno con la formación de la Falla del Bajío y ha evolucionado desde entonces (Botero-Santa *et al.*, 2015), se compone de una serie de semigrabens dejados por la actividad de las fallas que la limitan (Botero-Santa *et al.*, 2015) y se encuentra rellena por material fluvial, lacustre y aluvial del Cenozoico (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

2.2.3.5. Graben Penjamillo

Se localiza al sur de la Sierra de Pénjamo y está delimitado por fallas normales orientadas N-S que cortan rocas volcánicas del Plioceno-Cuaternario (SGM, 2008). Se estima un desplazamiento vertical de aproximadamente 50 metros en su parte oriental (CEASG, 1998).

2.2.3.6. Graben La Sauceda

Depresión ubicada al occidente de San Miguel de Allende que corresponde al límite suroriental de la Sierra de Guanajuato, orientada ENE-WSW, de 25 kilómetros de largo y con saltos de falla de aproximadamente 400 metros (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Activo al menos durante el Oligoceno Tardío (Nieto-Samaniego y colaboradores, 1999 *en* Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001).

2.2.3.7. Sierra de Pénjamo

Con una extensión de aproximadamente 750 km² y una elevación de hasta 650 m respecto al valle de Pénjamo, está constituida por rocas riolíticas del Oligoceno que en gran parte se encuentran cubiertas por flujos de lava basálticos fisurales del Mioceno Tardío (CEASG, 1998; SGM, 2008). En esta se desarrollan dos familias de fracturas, una de orientación NE-SW y la segunda con rumbo aproximado NW-SE.

2.2.3.8. Sierra de Guanajuato

Sierra de aproximadamente 80 km de largo con una orientación NW-SE, una altura de 2000 a 2500 metros sobre el nivel del mar y que es limitada al sur por el sistema de fallas del Bajío, el cual la separa de la FVTM. Su morfología actual fue causada por la deformación extensiva cenozoica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007) y gran parte de los productos de la erosión de la Sierra de Guanajuato se depositan al SW en la depresión del Bajío. En la Sierra de Guanajuato se exponen la mayoría de las unidades estratigráficas mesozoicas y cenozoicas descritas en el presente trabajo.

2.2.3.9. Sierra de Codornices

Separada de la Sierra de Guanajuato al noroeste por el Graben de La Sauceda, corresponde a un rasgo orográfico de aproximadamente 1200 km², en el que también afloran las rocas mesozoicas y cenozoicas de la secuencia estratigráfica.

Desde el punto de vista estructural, es muy escasa la información en la zona de estudio a pesar de que en los mapas geológicos consultados los trazos de las estructuras, aunque locales, son notablemente visibles. Incluso en la parte estratigráfica aún se observa cierta discrepancia en las unidades cartografiadas por los diferentes autores que han trabajado en la zona. El estudio de los ETR como trazadores de flujo, y por ende de la interacción agua-roca, podría ser útil para llegar a un mejor entendimiento de las rocas y estructuras del subsuelo en la medida en que estas dejen una huella geoquímica en el agua y faciliten el movimiento de la misma disminuyendo su tiempo de residencia, respectivamente.

2.3. Hidrogeología

En la zona de estudio convergen dos sistemas principales de agua subterránea, uno proveniente de Celaya-Salamanca-Irapuato, en sentido este-oeste (CONAGUA, 2002), y otro de León-Silao-Irapuato en sentido norte-sur (Salas, 2009), lo cual podría tener fuertes

implicaciones en la presencia y comportamiento hidrogeoquímico de los ETR en el agua subterránea de la región.

Desde el punto de vista administrativo, la zona de estudio está comprendida dentro de los denominados acuíferos de Pénjamo-Abasolo y Río Turbio, y parcialmente en los acuíferos de Irapuato-Valle y La Muralla (Comisión Estatal del Agua de Guanajuato, 2014). La explotación de estos acuíferos empezó en los 70's a través de pozos de entre 80 y 120 metros de profundidad donde el agua era extraída principalmente de los sedimentos lacustres. A pesar de la veda instaurada en los 1980's para evitar el bombeo excesivo del acuífero, éste presenta un alto grado de abatimiento de los niveles piezométricos (CEASG, 1998).

El conocimiento hidrogeológico de la zona es limitado dado que los estudios de este tipo son escasos y/o confidenciales. Uno de los trabajos usados como base en la presente investigación es el "*Estudio Hidrogeológico y Modelo Matemático del Acuífero Pénjamo-Abasolo, Gto*" (CEASG, 1998) ya que define a grandes rasgos las características geológicas e hidráulicas del sistema de agua subterránea de la zona al incorporar información de geología de campo, pozos de agua y sondeos electromagnéticos.

De acuerdo a la naturaleza geológica de la permeabilidad de los materiales, se reconocen dos principales unidades acuífero en la zona de estudio, uno de carácter granular y otro fracturado.

El acuífero granular corresponde a todo el material continental que se encuentra rellenando las fosas tectónicas, es decir, a los depósitos fluvio-lacustres que se han depositado desde el Oligoceno Tardío y a los materiales granulares cuaternarios que se encuentran al tope de la secuencia. Hernández-Laloth (1991) estimó una conductividad hidráulica de $0,23 \times 10^{-4}$ m/s para esta unidad a partir de pruebas de bombeo y caudal específico vs. transmisividad en el Valle de León.

El acuífero fracturado está conformado por unidades volcánicas que presentan un alto grado de fracturamiento, fundamentalmente las ignimbritas y riolitas del Oligoceno; aunque también se incluyen algunos flujos de lava andesítico-basálticos del Mioceno Tardío que se encuentran intensamente fracturados. Una conductividad hidráulica de $0,1 \times 10^{-4}$ m/s fue estimada para la Ignimbrita Cuatralba en el Valle de León (Hernández-Laloth, 1991), unidad correlacionable con las ignimbritas oligocénicas fracturadas de la zona de estudio.

A pesar de la falta de información hidráulica de las rocas de la secuencia vulcanosedimentaria mesozoica, la CEASG (1998) las define como el basamento hidrogeológico, lo cual resulta lógico si se considera la deformación a las que han sido sometidas. Sin embargo, como se verá más adelante, los patrones normalizados a *shale* de los ETR evidencian que hay flujo de agua subterránea a través de las calizas mesozoicas, por lo que, aunque con una conductividad hidráulica menor respecto a los acuíferos ya mencionados, las rocas marinas de la secuencia vulcanosedimentaria, por lo menos las calizas, también pueden ser consideradas como parte del sistema de flujo de agua subterránea.

Los flujos basálticos compactos y delgadas capas de material arcilloso terciarios de baja conductividad hidráulica se encuentran intercalados en la secuencia, separando los grandes paquetes de materiales de mayor conductividad hidráulica (CEASG, 1998).

En la Figura 4 se presenta una sección geológica de rumbo SW-NE que abarca desde La Piedad hasta Abasolo (Figura 3), donde se puede observar la distribución de las diferentes unidades hidrogeológicas. Como se ve, existe una interconexión hidráulica entre los dos acuíferos principales (TplQhoAr-Cgp y ToR-TR-Ig) debido a la ausencia y/o a la poca continuidad lateral de unidades de baja conductividad hidráulica, sumado a que las fallas de tipo normal ponen en contacto lateral a las dos unidades.

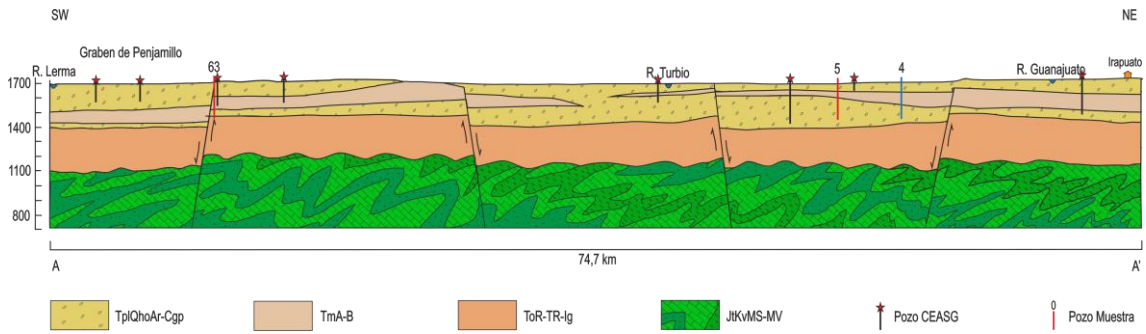


Figura 4. Sección hidrogeológica esquemática. Las unidades geológicas son las mismas utilizadas en el mapa geológico de la Figura 3. Modificado de CEASG (1998)

3. METODOLOGÍA

En el año 2001 se recolectaron 94 muestras de agua subterránea extraída por medio de pozos ampliamente distribuidos en el área de estudio. El muestreo en cada uno de los pozos se hizo al menos dos horas después de iniciado el bombeo. Temperatura, pH y conductividad eléctrica fueron medidos en campo usando un medidor portátil marca Conductronic, modelo PC18. El instrumento fue calibrado con buffers de 5, 7 y 10 para el caso del potencial e hidrogeno (pH), y con una solución de concentración conocida de cloruro de potasio para la conductividad eléctrica. La alcalinidad también se midió *in situ* en alícuotas de 200 mililitros filtradas a 0,45 micrómetros mediante titulación con soluciones de 0,1 y 1 N de ácido clorhídrico.

Las botellas de muestreo de 125 mililitros de capacidad fueron previamente lavadas con ácido y agua destilada. Se tomaron dos muestras en cada sitio, una para análisis de cationes y otra para análisis de aniones. Las muestras destinadas a análisis de cationes y elementos traza fueron filtradas a 0,45 micrómetros y acidificadas hasta un pH de 2 mediante la adición de ácido nítrico de alta pureza. Una vez llenadas las botellas, fueron selladas con parafilm y almacenadas en hielo en contenedores de polietileno de baja densidad, con doble tapa y de vidrio opaco. Las muestras se mantuvieron refrigeradas hasta su traslado al laboratorio con certificación internacional, Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) en Canadá, donde fueron analizadas con las técnicas de espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) y cromatografía iónica (IC). El control de calidad incluyó el análisis del material de referencia certificado (NIST 1643 D). En el caso de los ETR, se realizó una medición por elemento para cada muestra de agua a través de medición directa con el equipo ELAN 6000 ICP-MS cuadripolar, usando calibración externa y el material de referencia SLRS-4 (Agua de río) para validar los datos analíticos. Además se incluyeron blancos y se repitieron las mediciones cada 15 muestras, es decir 6 repeticiones en total.

Como parte del trabajo de gabinete, además de la recopilación bibliográfica de los estudios de carácter geológico e hidrogeológico en la zona de estudio, también se seleccionaron aquellos relacionados a la caracterización geoquímica de las rocas tanto de la FVTM como de la SMOcc. Las concentraciones de ETR en las rocas se compilaron en una base de datos en la cual fueron separadas de acuerdo a: 1) provincia geológica, 2) edad y 3) composición. Posteriormente cada uno de los grupos de datos fue filtrado estadísticamente en R (R Core Team, 2013) de manera que se tuviera una representatividad de los datos y así determinar un valor promedio confiable para cada ETR en cada subdivisión. Para la subdivisión por edades se utilizaron los rangos de tiempo definidos por Ferrari y colaboradores (2012) para la FVTM, y Orozco-Esquivel y demás autores (2002) para la SMOcc. Adicionalmente, dos muestras de ignimbritas de la SMOcc obtenidas en la Sierra de Pénjamo fueron analizadas para elementos traza y elementos de tierras raras mediante espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado en el Centro de Geociencias de la UNAM siguiendo los procedimientos para la preparación y análisis de muestras especificados en Mori *et al.* (2007).

Las concentraciones promedio de ETR en las rocas fueron normalizadas con respecto a *condrita* (Sun & McDonough, 1989) porque al representar la composición inicial de la Tierra, el grado fraccionamiento de los ETR en las rocas con respecto a este material es un indicativo de los procesos geológicos a los que han estado sometidas, y además permite visualizar más efectivamente las pequeñas diferencias en la distribución de los ETR en los diferentes tipos de

roca. Por otra parte, el *shale* es comúnmente usado para normalizar aguas naturales debido a que es el producto final de la erosión, transporte, sedimentación y homogeneización de la corteza continental, por lo que representa el contenido promedio de los ETR en ésta. Tanto las concentraciones de ETR medidas en las muestras de agua subterránea como las concentraciones promedio de ETR obtenidas para las rocas fueron normalizadas con respecto al *Shale Promedio Mundial* (Piper, 1974), en el primer caso para determinar el grado de diferenciación de las aguas respecto a la corteza, y en el segundo, para comparar visualmente los patrones de ETR en agua y roca y así poder inferir o descartar la interacción del agua con las diferentes unidades rocosas.

Las anomalías de Ce (Ce*) y Eu (Eu*) para los valores normalizados a *shale* (NS) fueron cuantificadas considerando la razón entre el valor obtenido de Ce y Eu con respecto a su valor esperado dada la tendencia de los ETR inmediatamente adyacentes, mediante las ecuaciones 1 y 2 respectivamente (Johannesson *et al.*, 2005). Otro parámetro que se consideró fue el fraccionamiento de los Elementos de Tierras Raras Ligeros (ETRL) y los Elementos de Tierras Raras Pesados (ETRP) calculado como Yb_{NS}/Nd_{NS} (Johannesson *et al.*, 2005). Las muestras de agua fueron clasificadas en diferentes familias de acuerdo al sentido (positivo o negativo) y magnitud de las anomalías de Ce y Eu. De esta manera, las concentraciones de ETR de las familias de agua fueron normalizadas respecto a las concentraciones promedio de ETR de los grupos de rocas que exhiben un comportamiento similar, procedimiento comúnmente usado en trabajos de este tipo (Middlesworth & Wood, 1998; Johannesson *et al.*, 2005; Nelson *et al.*, 2015, entre otros).

$$Ce_{NS}^* = \log \frac{2 Ce_{NS}}{La_{NS} + Pr_{NS}} \quad (1)$$

$$Eu_{NS}^* = \log \frac{2 Eu_{NS}}{Sm_{NS} + Gd_{NS}} \quad (2)$$

Por otra parte, a partir de las concentraciones de ETR y de los iones mayores se determinó la especiación acuosa de ETR, y los índices de saturación para determinadas fases minerales de algunas muestras de agua usando la base de datos LLNL (Lawrence Livermore National Laboratory) en el modelo hidrogeoquímico PHREEQC (pH (PH), redox (RE), equilibrium (EQ), program written in the programming language C (C)) (Parkhurst & Appelo, 2013).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Elementos de Tierras Raras (ETR) en rocas

Múltiples estudios geoquímicos en rocas de la región han sido presentados desde los años 1980's; sin embargo éstos se han enfocado en las rocas de la FVTM con el fin de estudiar el origen y la evolución del vulcanismo en este cinturón (Negendank *et al.*, 1985; Verma *et al.*, 1985; Ferrari *et al.*, 1994; Moore *et al.*, 1994; Righter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2000; Gómez-Tuena & Carrasco-Núñez, 2000; Blatter *et al.*, 2001; Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Mori *et al.*, 2009; Torres-Alvarado *et al.*, 2016; Verma *et al.*, 2016, entre otros autores). La cantidad de estudios relacionados a la caracterización geoquímica de las ignimbritas y riolitas de la SMOcc es significativamente menor debido a que estas rocas volcánicas son generadas a partir de magmas evolucionados con una alta probabilidad de contaminación cortical y diferenciación química por lo que no son comúnmente usadas en estudios de carácter petrogenético (Webber *et al.*, 1994; Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Verma & Carrasco-Núñez, 2003; Rodríguez-Ríos *et al.*, 2007; Aguillón-Robles *et al.*, 2009).

Se recopilaron las concentraciones de ETR reportadas para las rocas de la FVTM y la SMOcc, en función de su influencia en el agua subterránea de la zona de estudio. Debido al fraccionamiento composicional inherente de los ETR, se ha hecho una clasificación de acuerdo a la composición y edad de las unidades estratigráficas. En el caso de la FVTM, la clasificación sigue la división hecha por Ferrari y colaboradores (2012): FVTM1: Mioceno Temprano a Tardío, FVTM2: Pulso máfico del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, FVTM3: Vulcanismo silíceo del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, FVTM4: Plioceno Tardío a Cuaternario; mientras que para las ignimbritas y riolitas de la SMOcc que afloran en la Mesa Central se considera la clasificación geoquímica hecha por Orozco-Esquivel y colaboradores (2002): SMOcc_Inf: Secuencia Inferior de la SMOcc, SMOcc_Sup: Secuencia Superior de la SMOcc. Se debe tener en mente que las etapas evolutivas de la FVTM presentes en la zona de estudio son las del Mioceno Tardío - Plioceno Temprano y Plioceno Tardío-Cuaternario, FVTM2 y FVTM4, respectivamente.

Los diagramas de caja permiten visualizar la distribución y dispersión de los datos recopilados, correspondientes a cada subdivisión (a). La línea horizontal entre la caja es la mediana de los datos, los límites inferior y superior de la caja son el primer y tercer cuartil, respectivamente; los bigotes se extienden desde el límite de la caja hasta los valores mínimo y máximo en una longitud de hasta 1,5 veces el rango intercuartil, es decir la diferencia entre el tercer y el primer cuartil; aquellos valores que caen por fuera de esa distancia se representan como puntos aislados y se denominan valores atípicos por ser observaciones numéricamente alejadas del resto de los datos.

Aquellas muestras donde la mitad o más de las concentraciones de los ETR medidas representan valores atípicos según su clasificación por composición y evento, fueron excluidas con el fin de tener una menor dispersión y mayor representatividad de los datos (b y Anexo 1). En la Tabla 1 se presenta la relación de la cantidad de muestras de roca con datos de concentración de ETR que fueron recopiladas y la cantidad de muestras que finalmente fue usada para los análisis de interacción agua-roca, tras el filtrado estadístico.

Tabla 1. Frecuencia de muestras de roca con datos de ETR que fueron recopiladas inicialmente, filtradas, y obtenidas tras el análisis estadístico clasificadas por composición y evento.

Evento	Composición	Cantidad inicial de muestras	Cantidad de muestras filtradas	Cantidad final de muestras
FVTM_1	Félsica	28	3	25
	Intermedia	28	5	23
	Máfica	2	0	2
FVTM_2	Intermedia	116	13	103
	Máfica	236	5	231
FVTM_3	Félsica	30	0	30
FVTM_4	Félsica	257	26	231
	Intermedia	691	33	658
	Máfica	293	23	270
SMO _{cc} _Inf	Félsica	37	1	36
SMO _{cc} _Sup	Félsica	35	3	32

En la Tabla 2 se resumen las concentraciones promedio de ETR encontradas para las diferentes unidades de la FVTM y la SMO_{cc} subdivididas por la composición y su respectiva normalización a la *condrita* (Sun & McDonough, 1989) y al *Shale Promedio Mundial* (Piper, 1974). Los valores de ETR de las rocas estándar usadas en la normalización de las concentraciones de ETR tanto de las rocas como de las muestras de agua de la zona de estudio se muestran en el Anexo 2.

Los diagramas de ETR para las rocas de la FVTM y la SMO_{cc} (Figura 6) permiten observar patrones característicos para las dos provincias y cada una de sus unidades. Uno de los rasgos más notables es que la concentración de ETR es mayor en las rocas de la SMO_{cc} que en las de la FVTM.

Al normalizar respecto a la *condrita* (NC) se observa un enriquecimiento de los ETRL sobre los ETRP, con valores de $Y_{b_{NC}}/La_{NC}$ de 0,12 a 0,19 en la FVTM y de 0,14 a 0,23 en la SMO_{cc}. Las anomalías negativas de Eu se manifiestan sólo en las rocas de composición félsica, siendo de menor magnitud en las de la FVTM (Eu^*_{NC} de -0,31 y -0,21 en las rocas del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y Plioceno Tardío-Cuaternario, respectivamente), que en las de la SMO_{cc} (Eu^*_{NC} de -0,49 y -0,94 en las secuencias Inferior y Superior, respectivamente).

Los patrones de ETR de las rocas normalizados al *shale* (NS) difieren significativamente de los de la *condrita*, estos tienden a la horizontal e incluso llegan a mostrar un enriquecimiento de los ETRP sobre los ETRL, con valores $Y_{b_{NS}}/La_{NS}$ de 0,96 a 1,56 para la FVTM y de 1,14 a 1,92 para la SMO_{cc}. Las anomalías negativas de Eu en las rocas félsicas son aun notables con anomalías de Eu (Eu^*_{NS}) de -0,16 y -0,06 en las rocas del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y Plioceno Tardío-Cuaternario de la FVTM, respectivamente, y de -0,34 y -0,79 en las secuencias Inferior y Superior de la SMO_{cc}, respectivamente. De hecho, aparecen anomalías positivas de Eu en las rocas de composición intermedia a máfica de la FVTM con Eu^*_{NS} de 0,12 a 0,16.

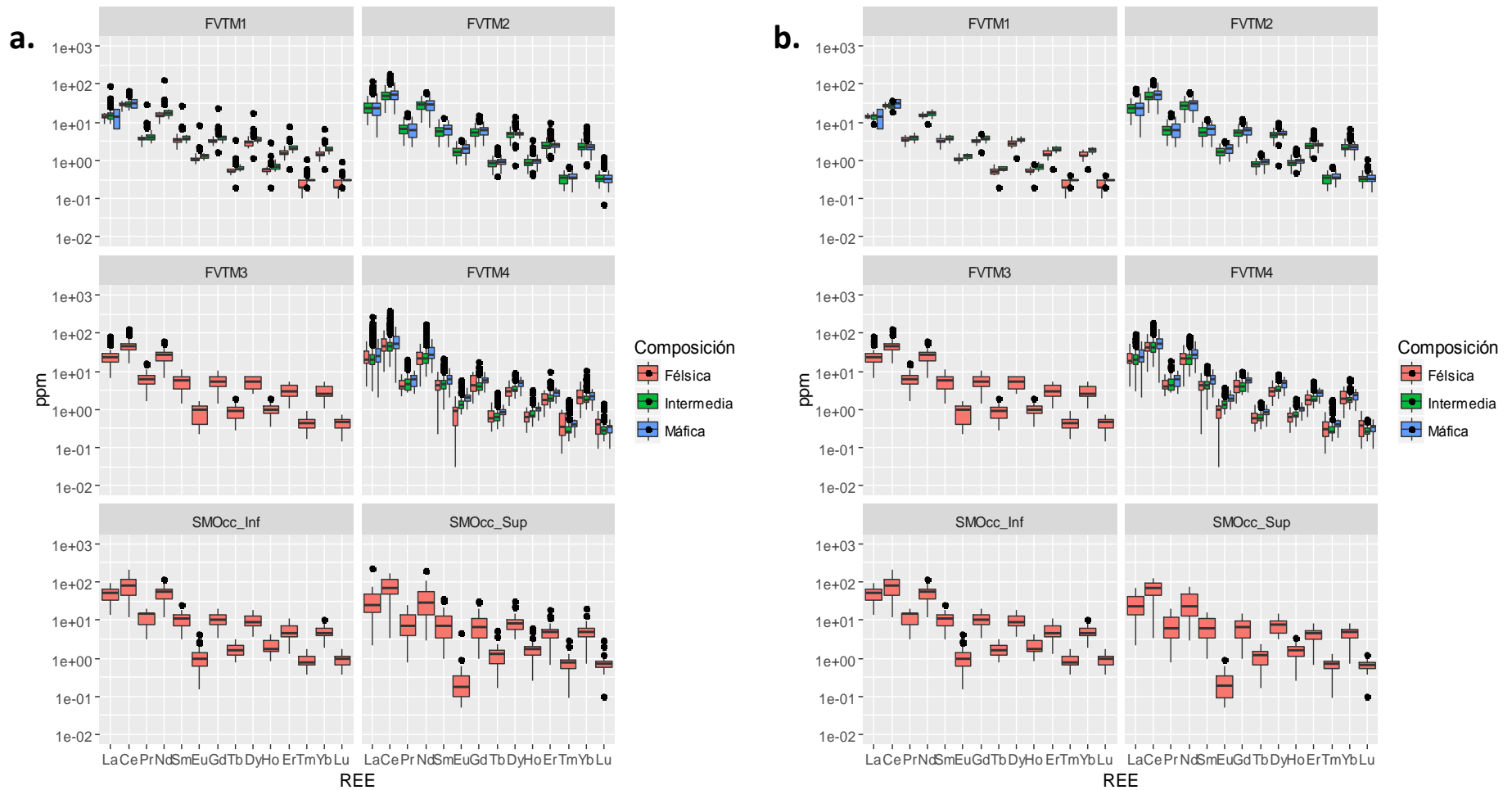


Figura 5. a. Diagramas de caja de los datos de ETR en roca recopilados en la FVTM y la SMOcc subdivididos por composición. **b.** Diagramas de caja de los datos filtrados de ETR en roca recopilados en la FVTM y la SMOcc subdivididos por composición. FVTM1: Mioceno Temprano a Tardío, FVTM2: Pulso máfico del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, FVTM3: Vulcanismo silíceo del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, FVTM4: Plioceno Tardío a Cuaternario, SMOcc_Inf: Secuencia Inferior de la SMOcc, SMOcc_Sup: Secuencia Superior de la SMOcc

Tabla 2. a. Concentraciones promedio de ETR por composición, evento y provincia en ppm. **b.** Normalizadas a *condrita* de Sun & McDonough (1989). **c.** Normalizadas a *Shale Promedio Mundial* de Piper (1974). FVTM1: Mioceno Temprano a Tardío, FVTM2: Pulso máfico del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, FVTM3: Vulcanismo silíceo del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, FVTM4: Plioceno Tardío a Cuaternario, SMOcc_Inf: Secuencia Inferior de la SMOcc, SMOcc_Sup: Secuencia Superior de la SMOcc

a.	FVTM1			FVTM2		FVTM3	FVTM4			SMOcc_Inf	SMOcc_Sup
	Fel (n=25)	Int (n=23)	Maf (n=2)	Int (n=103)	Maf (n=231)	Fel (n=30)	Fel (n=231)	Int (n=658)	Maf (n=270)	Fel (n=36)	Fel (n=32)
La	13,96	13,93	14,50	25,06	24,27	27,34	23,59	21,67	27,82	51,35	28,07
Ce	28,46	27,77	31,50	50,72	54,10	51,32	48,38	45,37	60,51	86,50	70,25
Pr	3,68	3,96		6,54	6,64	6,64	4,71	5,07	6,12	12,04	7,61
Nd	15,31	16,97		28,50	30,14	26,72	23,46	22,65	30,73	53,38	30,15
Sm	3,42	3,85		5,79	6,72	5,56	4,55	4,64	6,27	10,73	7,36
Eu	1,11	1,29		1,74	2,12	0,90	0,91	1,38	2,00	1,11	0,27
Gd	3,25	3,79		5,54	6,44	5,54	4,51	4,13	5,78	10,27	6,75
Tb	0,50	0,61		0,83	0,95	0,91	0,67	0,64	0,86	1,67	1,19
Dy	2,82	3,54		4,68	5,27	5,21	3,38	3,49	4,81	9,81	7,75
Ho	0,53	0,69		0,91	1,02	1,05	0,69	0,74	1,03	2,11	1,66
Er	1,52	2,03		2,48	2,74	3,05	2,02	1,98	2,68	5,17	4,40
Tm	0,23	0,30		0,34	0,39	0,46	0,37	0,41	0,54	0,88	0,71
Yb	1,42	1,88		2,29	2,40	2,85	2,38	1,86	2,30	5,03	4,64
Lu	0,22	0,28		0,35	0,35	0,44	0,39	0,28	0,33	0,93	0,68

b.	FVTM1			FVTM2		FVTM3	FVTM4			SMOcc_Inf	SMOcc_Sup
	Fel (n=25)	Int (n=23)	Maf (n=2)	Int (n=103)	Maf (n=231)	Fel (n=30)	Fel (n=231)	Int (n=658)	Maf (n=270)	Fel (n=36)	Fel (n=32)
La	58,90	58,76	61,18	105,74	102,43	115,36	99,54	91,41	117,38	216,68	118,43
Ce	46,50	45,37	51,47	82,87	88,40	83,86	79,06	74,14	98,88	141,34	114,79
Pr	38,68	41,65		68,89	69,90	69,88	49,60	53,37	64,47	126,75	80,06
Nd	32,79	36,34		61,02	64,54	57,22	50,23	48,51	65,80	114,31	64,56
Sm	22,33	25,15		37,82	43,91	36,36	29,72	30,30	40,99	70,13	48,12
Eu	19,18	22,26		29,93	36,54	15,57	15,71	23,80	34,50	19,22	4,64
Gd	15,84	18,43		26,96	31,32	26,96	21,93	20,12	28,14	49,99	32,83
Tb	13,48	16,39		22,19	25,28	24,24	17,83	17,05	22,92	44,72	31,87
Dy	11,09	13,95		18,44	20,76	20,52	13,32	13,76	18,93	38,63	30,50
Ho	9,42	12,21		16,03	18,10	18,47	12,13	13,00	18,15	37,35	29,31
Er	9,19	12,27		14,99	16,58	18,43	12,20	11,94	16,20	31,22	26,57
Tm	9,15	11,59		13,47	15,28	18,10	14,45	16,15	21,03	34,63	28,03
Yb	8,36	11,05		13,46	14,11	16,79	14,00	10,92	13,53	29,58	27,31
Lu	8,69	11,13		13,74	13,96	17,48	15,19	11,04	12,93	36,75	26,64

C.	FVTM1			FVTM2		FVTM3	FVTM4			SMOcc_Inf	SMOcc_Sup
	Fel (n=25)	Int (n=23)	Maf (n=2)	Int (n=103)	Maf (n=231)	Fel (n=30)	Fel (n=231)	Int (n=658)	Maf (n=270)	Fel (n=36)	Fel (n=32)
La	0,34	0,34	0,35	0,61	0,59	0,67	0,58	0,53	0,68	1,25	0,68
Ce	0,34	0,33	0,38	0,61	0,65	0,62	0,58	0,55	0,73	1,04	0,85
Pr	0,36	0,39		0,65	0,66	0,66	0,47	0,50	0,61	1,19	0,75
Nd	0,40	0,45		0,75	0,79	0,70	0,62	0,60	0,81	1,40	0,79
Sm	0,46	0,51		0,77	0,90	0,74	0,61	0,62	0,84	1,43	0,98
Eu	0,69	0,80		1,08	1,32	0,56	0,57	0,86	1,24	0,69	0,17
Gd	0,51	0,60		0,87	1,01	0,87	0,71	0,65	0,91	1,62	1,06
Tb	0,41	0,50		0,67	0,77	0,74	0,54	0,52	0,70	1,36	0,97
Dy	0,51	0,64		0,85	0,96	0,95	0,62	0,64	0,87	1,78	1,41
Ho	0,40	0,52		0,68	0,76	0,78	0,51	0,55	0,77	1,58	1,24
Er	0,41	0,54		0,66	0,73	0,81	0,54	0,53	0,72	1,38	1,17
Tm	0,37	0,47		0,55	0,62	0,73	0,58	0,65	0,85	1,40	1,13
Yb	0,40	0,53		0,65	0,68	0,81	0,67	0,53	0,65	1,42	1,31
Lu	0,36	0,46		0,57	0,58	0,73	0,63	0,46	0,54	1,53	1,11

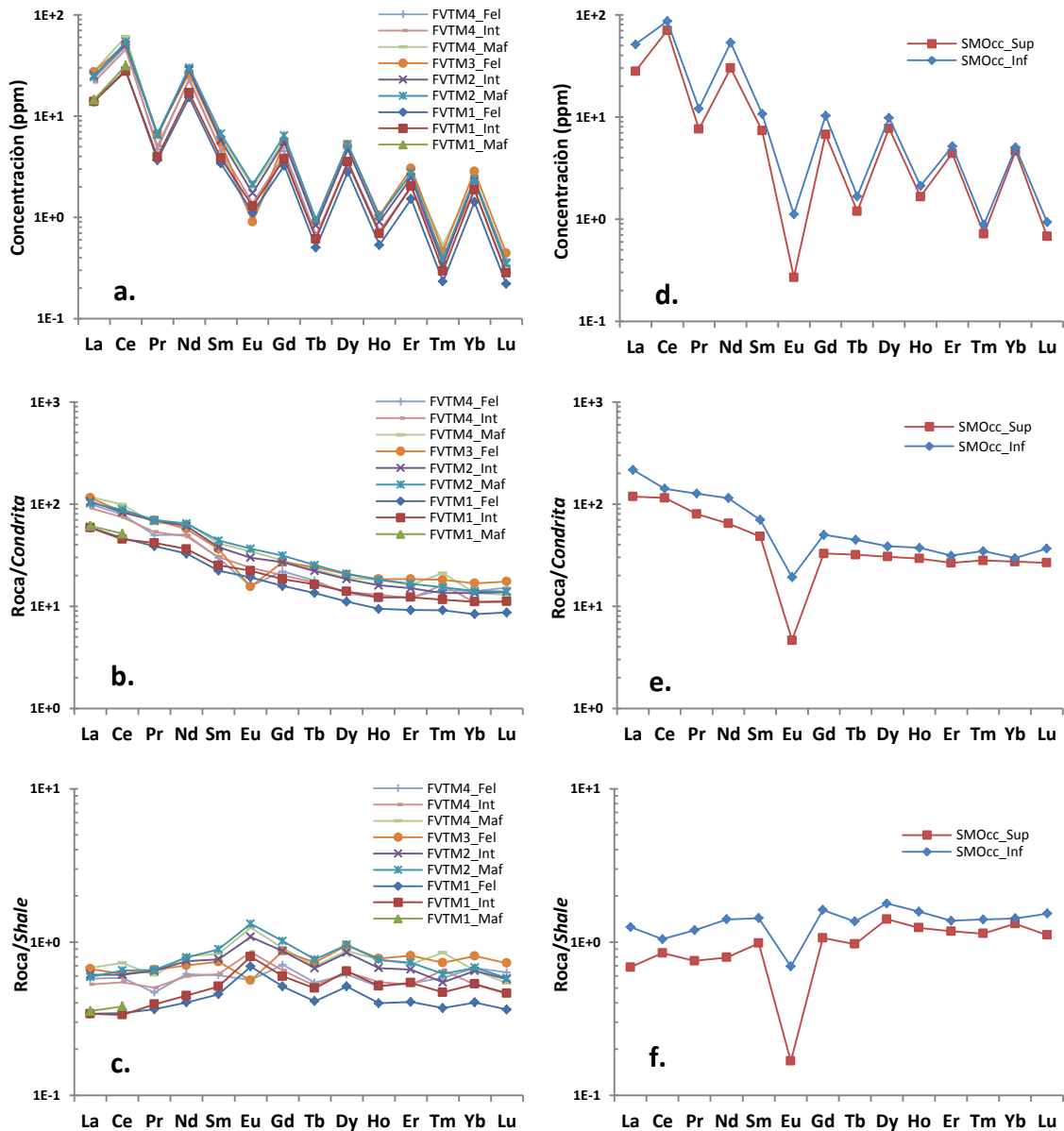


Figura 6. a. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la FVTM por composición y evento. b. Normalizadas a *condrita* (Sun & McDonough, 1989). c. Normalizadas a *shale* (Piper, 1974). d. Diagrama de concentraciones promedio de ETR en rocas de la SMOcc por unidad. e. Normalizadas a *condrita* (Sun & McDonough, 1989). f. Normalizadas a *shale* (Piper, 1974)

4.1.1. ETR en ignimbritas de la Sierra de Pénjamo

Concentraciones de ETR fueron medidas en dos ignimbritas colectadas en la Sierra de Pénjamo, la primera en proximidades de la población de Corralejo (Tolg-01C), y la segunda en una cañada cercana a la Zona Arqueológica de Plazuelas (Tolg-02P). Los resultados obtenidos (Tabla 3 y Figura 7) respaldan las concentraciones promedio de ETR calculadas para las rocas de la SMOcc, con concentraciones relativamente altas de ETR (de hasta aproximadamente 100 ppm para el Ce) y una pronunciada anomalía negativa de Eu cuando se normaliza respecto a *condrita*, con valores de Eu^*_{NC} de -0,67 y -0,87 para Tolg-02P y Tolg-01C respectivamente.

Tabla 3. Concentraciones medidas, normalizadas a *condrita* (NC) y normalizadas a *shale* (NS) de las ignimbritas de la SMOcc muestreadas en la Sierra de Pénjamo

	Tolg-01C			Tolg-02P		
	Concentración (ppm)	Concentración NC	Concentración NS	Concentración (ppm)	Concentración NC	Concentración NS
La	20,95	88,41	0,51	54,33	229,25	1,33
Ce	107,97	176,43	1,30	97,62	159,51	1,18
Pr	6,33	66,63	0,63	14,49	152,52	1,43
Nd	26,28	56,28	0,69	56,38	120,73	1,48
Sm	6,65	43,49	0,89	13,14	85,86	1,75
Eu	0,31	5,31	0,19	0,89	15,36	0,55
Gd	7,42	36,08	1,17	11,77	57,29	1,85
Tb	1,29	34,58	1,05	1,99	53,11	1,61
Dy	7,92	31,16	1,44	11,60	45,67	2,11
Ho	1,57	27,71	1,17	2,20	38,80	1,64
Er	4,55	27,48	1,21	6,41	38,71	1,71
Yb	3,98	23,40	1,13	6,04	35,51	1,71
Lu	0,57	22,35	0,93	0,88	34,83	1,45

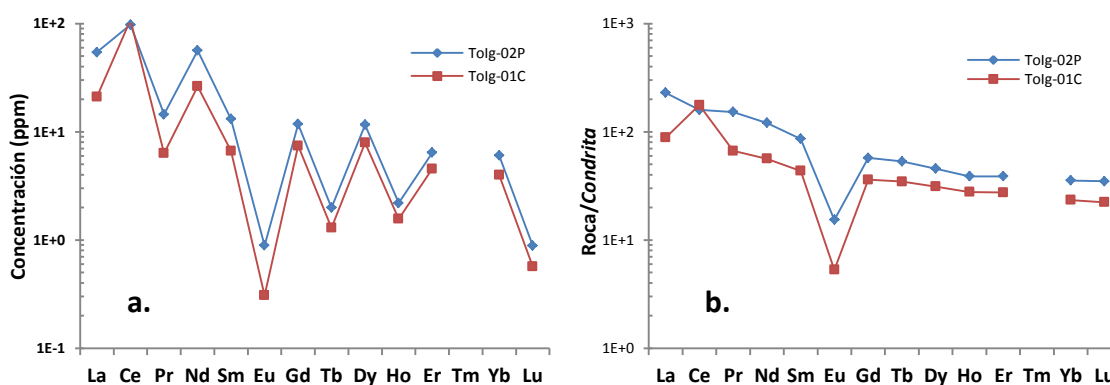


Figura 7. a. Concentraciones de ETR en ignimbritas de la Sierra de Pénjamo. b. Normalizadas respecto a *condrita*

Es notoria la similitud de los patrones de ETR normalizados a *condrita* de la ignimbrita Tolg-01C con la secuencia superior y de la ignimbrita Tolg-02P con la secuencia inferior de la SMOcc (Figuras 6f y 7b). En efecto, los porcentajes de diferencia entre las concentraciones de ETR de Tolg-01C y SMOcc_Sup son menores al 25%, con excepción del Ce, cuya diferencia es de casi 54%; mientras que la mayoría de las concentraciones de ETR en Tolg-02P sobrepasan las de SMOcc_Inf en un porcentaje de diferencia que no supera el 24%.

4.2. Elementos de Tierras Raras (ETR) en agua subterránea

4.2.1. Concentración de ETR en solución

Las 94 muestras de agua subterránea que fueron tomadas de 91 pozos, dos norias (muestras 64 y 75) y un manantial (muestra 56) en la región suroeste de Guanajuato, se ubican en los municipios de Abasolo, Cuerámara, Huanímara, Manuel Doblado, Pénjamo, Pueblo Nuevo y Valle de Santiago (Figura 8).

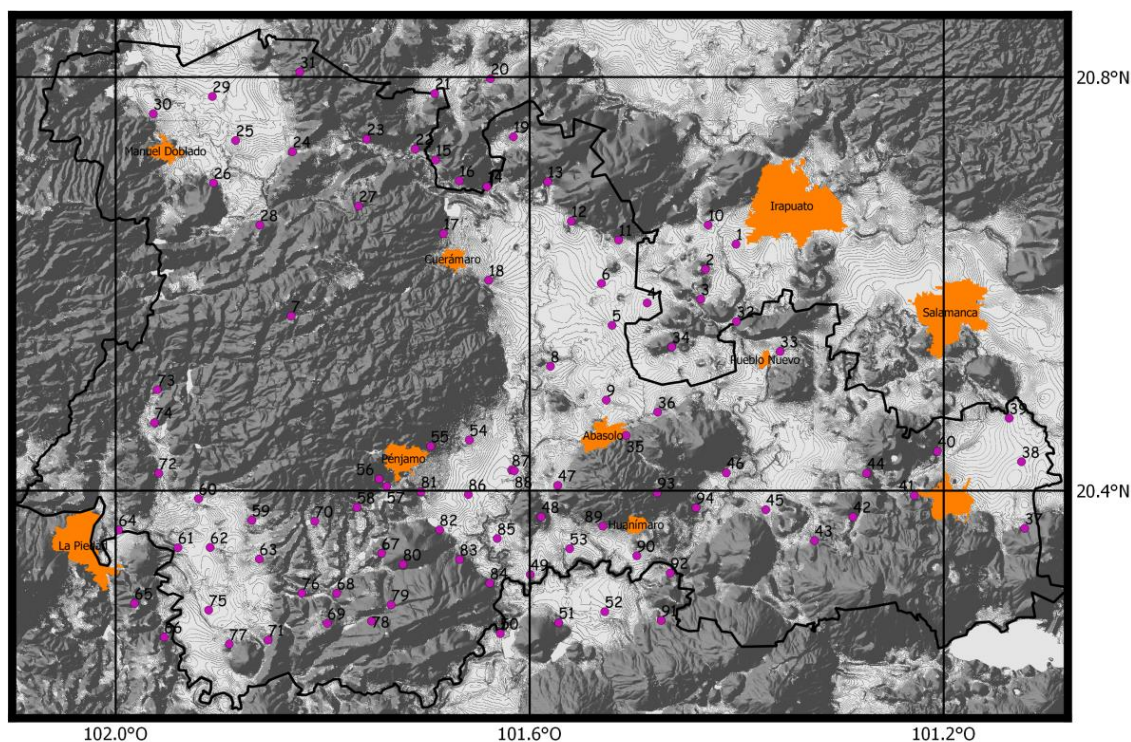


Figura 8. Mapa de localización de las muestras de agua (puntos morados) y ciudades principales (polígonos naranja) en la zona de estudio. Como fondo se observa el relieve en tonos grises y en blanco las zonas topográficamente bajas.

En la figura 9 se aprecia cómo las concentraciones medidas de cada ETR en las muestras de agua se presentan en un amplio rango de distribución, desde unos pocos nanogramos hasta algo más de medio microgramo por litro. Un aspecto que resalta de los datos es que más de la mitad de las concentraciones de ETR (747 de 1316) están por debajo de los límites de detección del equipo, cuyos valores se muestran en el anexo 3. En la Figura 10a se presenta un diagrama de barras en el que se ve la frecuencia de las concentraciones medidas y de aquellas que se encuentran bajo el límite de detección para cada uno de los ETR. De las concentraciones no detectadas, la mayor parte (46%) corresponde a los elementos terbio (Tb), holmio (Ho), tulio (Tm) y lutecio (Lu), lo cual es coherente y puede ser entendido si se considera la tendencia general de los elementos químicos en la corteza de la Tierra que determina que a mayor masa atómica, menor abundancia, y el efecto Oddo-Harkins, que establece que en general, los elementos con número atómico par son más abundantes que aquellos con número atómico impar.

Adicionalmente en la Figura 10b se presentan gráficamente las concentraciones máximas y mínimas medidas, el promedio de las concentraciones medidas y su respectiva desviación estándar para cada elemento. Estas variables estadísticas deben ser tratadas con cautela ya que, a excepción del La, la concentración de cada elemento no fue detectada en todas las muestras de agua por lo que los valores mínimos están siendo limitados por la precisión analítica y por lo mismo, el promedio estaría siendo ligeramente sobrevalorado. La dispersión de los datos de ETR en el agua subterránea se presenta en los diagramas de caja (Figura 11) donde se aprecia que los valores atípicos corresponden a las concentraciones más altas y están asociados principalmente a los elementos La, Ce, Pr, Nd y Dy, siendo la muestra 56 la que presenta los valores más altos para todos los ETR (Tabla 3).

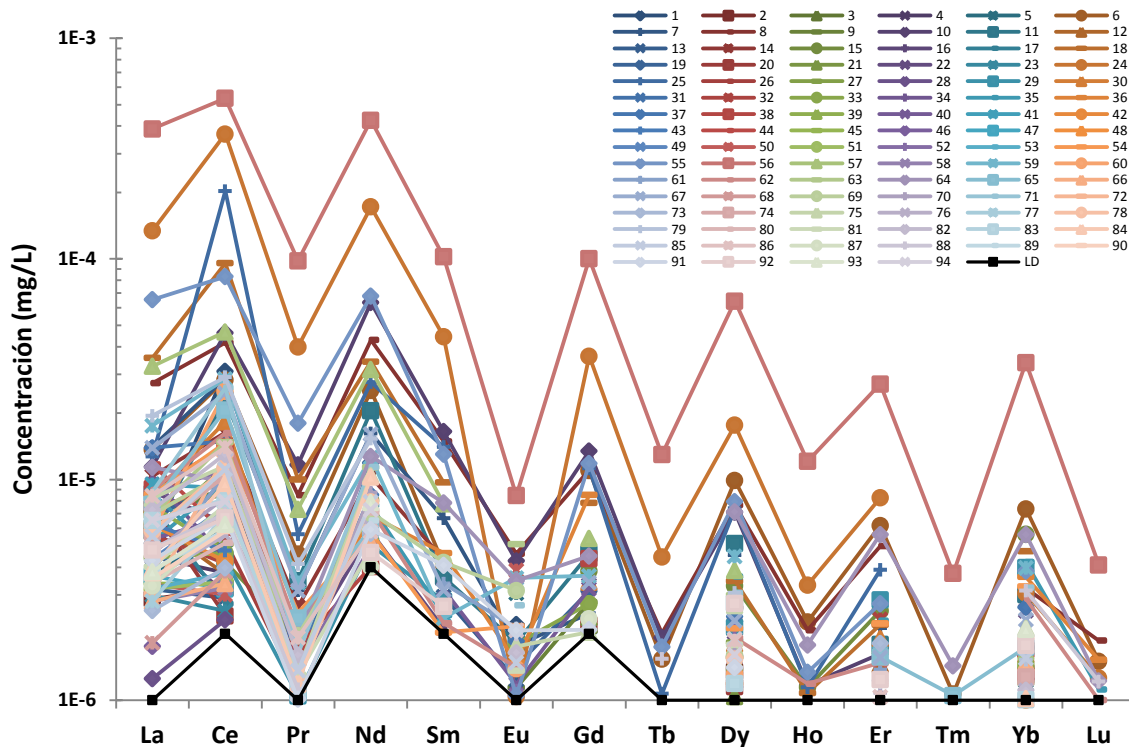


Figura 9. Concentración de ETR en muestras de agua. LD: Límite de detección

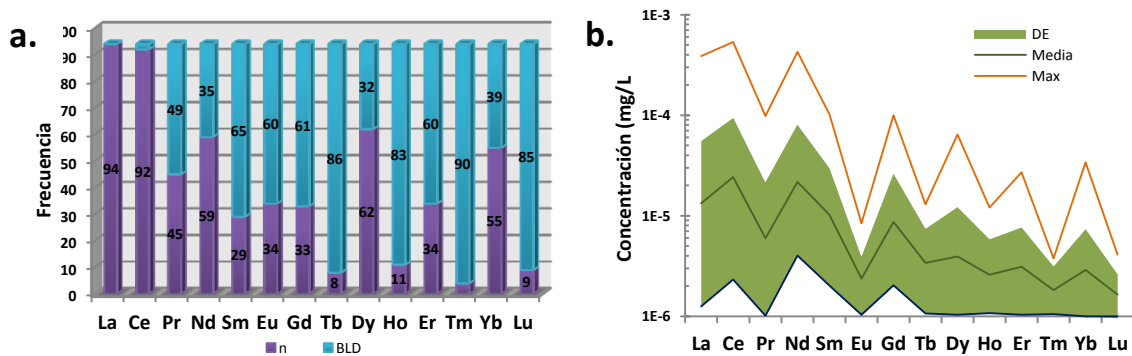


Figura 10. a. Cantidad de muestras de agua con datos medidos (n) y concentraciones por debajo del límite de detección (BLD) por elemento. b. Concentraciones mínima, máxima y promedio de cada ETR en las muestras de agua. DE: Rango de desviación estándar

Tabla 4. Muestras con valores atípicos de las concentraciones para cada ETR

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56		56	56
24	24	24	24	24		24		24		24		6	
55	25	55	55	10				6		6			
18	18	10	10					55		64			
57	55	18	8					8		8			
8	57	8	18					25					
79	10	57	57					64					
59	8		25					10					
	1		6										

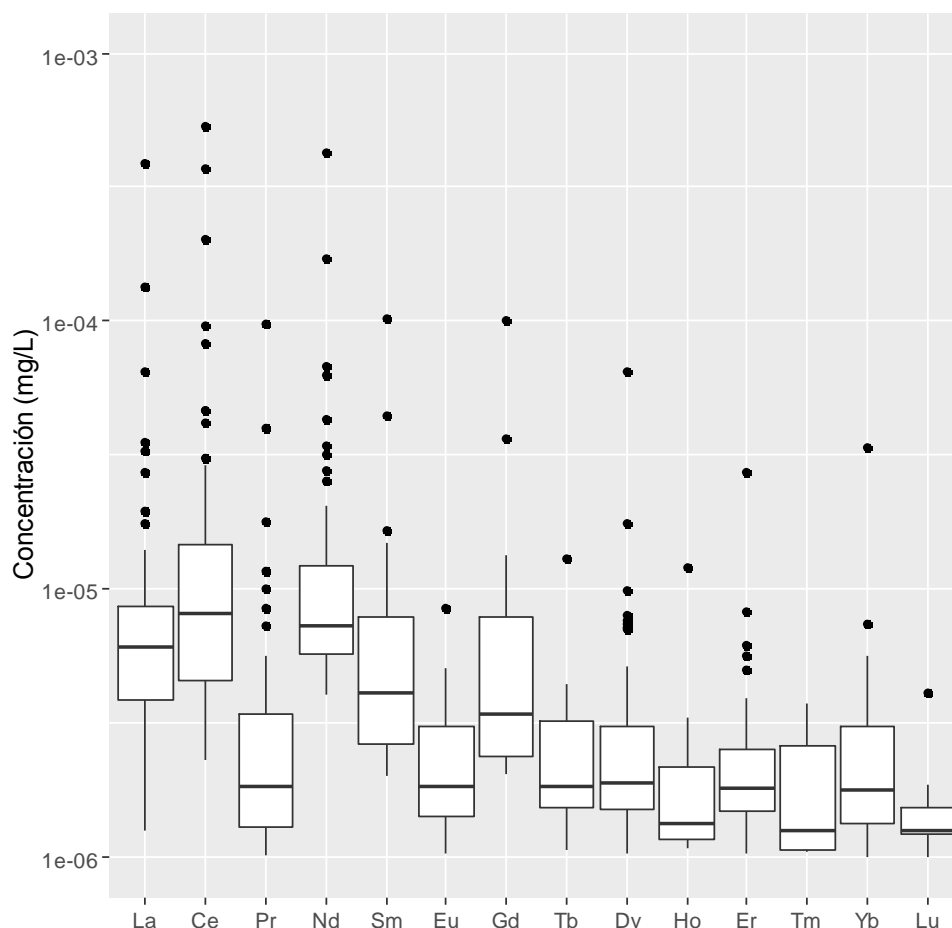


Figura 11. Diagramas de caja de las concentraciones de cada ETR en las 94 muestras de agua subterránea

4.2.2. Normalización de ETR respecto a *shale*

Los parámetros que se usan para caracterizar el comportamiento de los ETR, son su fraccionamiento y las anomalías, los cuales están definidos con base en las concentraciones medidas referidas a un estándar. Adicionalmente, mediante este procedimiento se elimina el efecto Oddo-Harkins y permite la comparación visual del comportamiento de los ETR entre diferentes muestras y con otros sistemas naturales (Fee *et al.*, 1992).

Tradicionalmente, se ha usado el *shale* para normalizar las concentraciones de los ETR en el agua porque al ser el producto final de la meteorización, sedimentación y homogeneización de la corteza continental superior se considera que es representativo del contenido promedio de los ETR en ésta (Goldschmidt, 1954 *en* Fleet, 1984). Los estándares más comúnmente usados para aguas naturales son el *Shale Compuesto Norteamericano* (Gromet *et al.*, 1984), el *Shale Australiano Postarqueano* (McLennan, 2001) y el *Shale Promedio Mundial* (Piper, 1974), este último siendo el promedio de *shales* de Norteamérica, Europa y la Unión Soviética (Anexo 2).

Para fines comparativos, los diferentes *shales* se han normalizado respecto a la *condrita* (Sun & McDonough, 1989). Los tres muestran una distribución similar (Figura 12): un fuerte enriquecimiento en los ETRL que disminuye paulatinamente hasta encontrarse con una distribución casi horizontal en los ETRP, el punto de quiebre ocurre en el Eu.

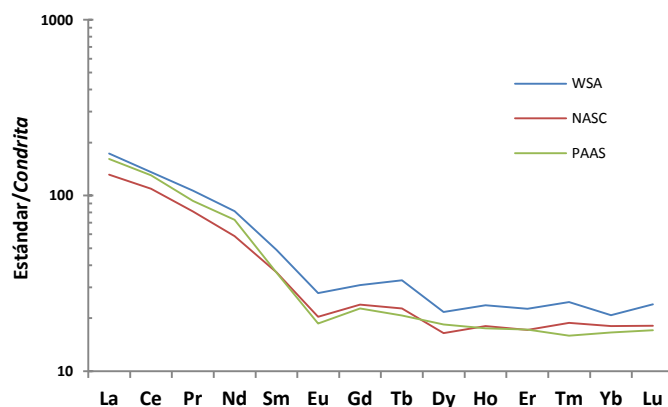


Figura 12. Concentraciones de ETR en *Shale Compuesto Norteamericano*, *Shale Australiano Postarqueano* y *Shale Promedio Mundial* (NASC, PAAS y WSA respectivamente, por sus siglas en inglés) normalizadas respecto a *condrita*

Al no manifestarse mayores diferencias entre los patrones de ETR de los diferentes *shales*, se escoge el *Shale Promedio Mundial* (WSA por sus siglas en inglés) como estándar de referencia para las muestras de agua del presente trabajo (Figura 13), además, porque es el mismo usado por Johannesson y colaboradores (2005) para normalizar las muestras de agua de la región de La Muralla a pocos kilómetros al norte del área de estudio.

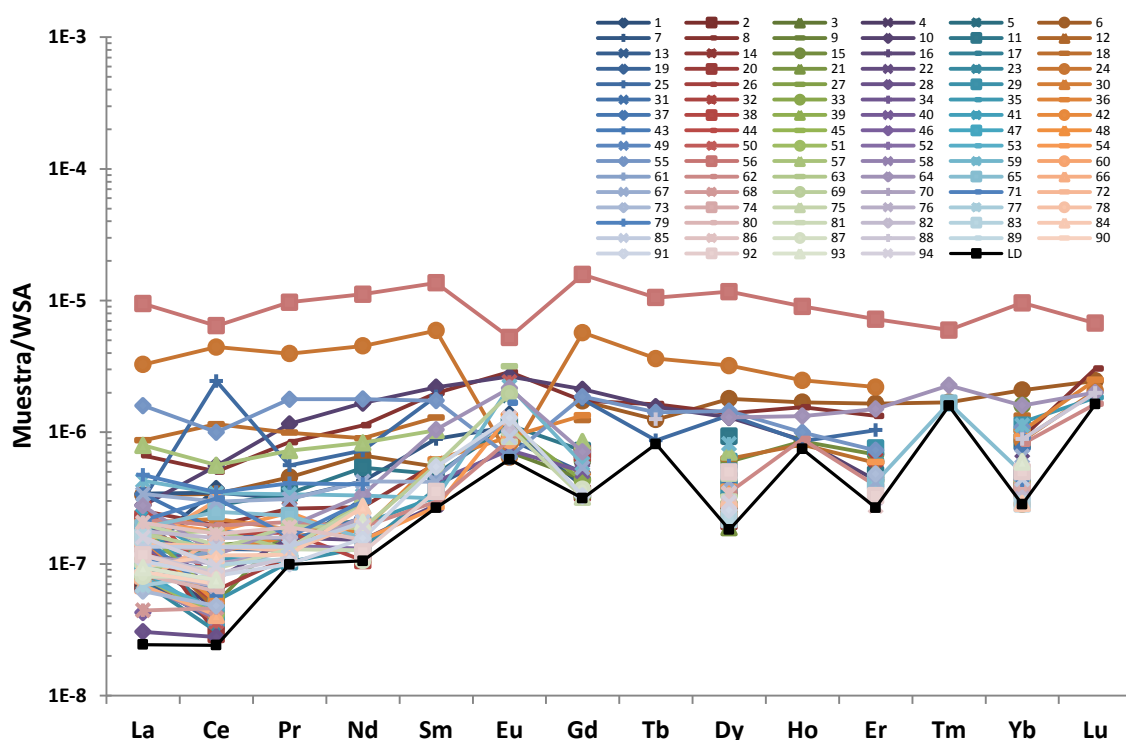


Figura 13. Concentraciones de ETR en las muestras de agua del área de estudio normalizadas al *Shale Promedio Mundial* (WSA). LD: Límite de detección

Hay una gran diversidad de firmas geoquímicas de ETR (Figura 13), entre las que resaltan las muestras 56 y 24 donde el contenido total de ETR está significativamente por encima del promedio. Pese a que la mayor densidad de datos medidos se encuentra en los ETRL, en gran parte debido a la relación entre la abundancia relativa y los límites de detección de cada elemento (Figura 10b), se observa una tendencia en gran parte de los datos al enriquecimiento relativo de los ETRP. Además, el Ce y principalmente el Eu muestran fluctuaciones muy

grandes en sus concentraciones con respecto a los elementos inmediatamente adyacentes, con anomalías positivas y negativas que varían en un amplio rango de magnitud.

4.2.2.1. Familias

Las muestras fueron clasificadas en diferentes familias teniendo en cuenta básicamente las anomalías de cerio (Ce^*_{NS}) y europio (Eu^*_{NS}) calculadas con las ecuaciones 1 y 2, tras ser normalizadas respecto al *shale* WSA (Tabla 5 y Figuras 14 y 15). Las anomalías de Ce y Eu son ampliamente usadas en la literatura porque son los ETR más sensibles a cambios redox en el campo de estabilidad de Eh-pH del agua (Brookins, 1983; Noack *et al.*, 2014).

También se considera la relación Yb_{NS}/Nd_{NS} , que indica el grado de fraccionamiento de ETRP y ETRL, donde los valores mayores a 1 implican el enriquecimiento relativo de los ETRP y los menores a 1, el de los ETRL. Dado que muchos de los datos necesarios para calcular los parámetros considerados en la clasificación están por debajo de los límites de detección, varias muestras fueron incluidas en un grupo u otro por estimación visual a través de los diagramas de ETR de muestra/WSA (Figura 13), en primera instancia.

Tabla 5. Clasificación de las muestras de agua considerando la anomalía de Ce y la anomalía de Eu. NS: Normalizados al *shale* WSA

		Yb_{NS}/Nd_{NS}	Ce^*_{NS}	Eu^*_{NS}
A (n=28)	Min	1,689	-0,528	---
	Max	8,564	-0,283	---
B (n=29)	Min	0,910	-0,184	-0,028
	Max	5,993	0,072	0,235
C (n=24)	Min	1,136	-0,150	0,273
	Max	6,158	0,224	0,832
D (n=3)	Min	0,563	-0,227	-0,447
	Max	0,859	-0,131	-0,442
E (n=3)	Min	0,191	-0,063	-0,955
	Max	3,132	0,093	-0,955
F (n=1)	Min	1,040	0,750	---
	Max	1,040	0,750	---
G (n=2)	Min	0,212	-0,177	0,090
	Max	0,808	-0,111	0,187
H (n=2)	Min	---	---	---
	Max	---	---	---
I (n=2)	Min	4,762	-0,303	0,392
	Max	4,762	-0,303	0,392

81 muestras son incluidas en los grupos A, B y C donde la relación Yb_{NS}/Nd_{NS} varía desde muy cercana a 1 hasta varias unidades superiores a 1 indicando que, en general, hay un enriquecimiento de los ETRP sobre los ETRL. El grupo A presenta una anomalía negativa de Ce muy pronunciada ($Ce^*_{NS} < -0,25$), las concentraciones de Eu son relativamente bajas por lo que no es posible determinar la magnitud de la anomalía, y el rango de ETRL es más acotado que en B y C. El grupo C presenta anomalías de Ce muy pequeñas ($-0,25 < Ce^*_{NS} < 0,25$) y anomalías de Eu fuertemente positivas ($Eu^*_{NS} > 0,25$). Por otra parte, el grupo B representa condiciones

intermedias entre A y C con anomalías muy pequeñas tanto de Ce como de Eu y un amplio rango de concentraciones de ETRL, a excepción del Eu.

Otra característica importante de los grupos de muestras A, B y C, es su distribución espacial en el área de estudio (Figura 15). El grupo A se ubica preferencialmente en la falda de las sierras de los límites norte y oriental de la zona de estudio, próximas a los cauces de los ríos Turbio, Guanajuato y Lerma, el grupo B principalmente en la periferia y sobre las sierras de la porción austral, ambos en el área de influencia del acuífero fracturado; y el grupo C en las partes bajas en las llanuras de los ríos Turbio y Lerma, en el acuífero granular.

Las 13 muestras restantes son clasificadas en los grupos D a I debido a diferencias en el sentido y la magnitud de las anomalías de Ce y Eu, y la combinación de éstas, sumado a que los valores de Yb_{NS}/Nd_{NS} son muy pequeños y cercanos a 1 (de 0,191 a 3,132 excluyendo el grupo I), indicando poco fraccionamiento entre los ETRL y los ETRP.

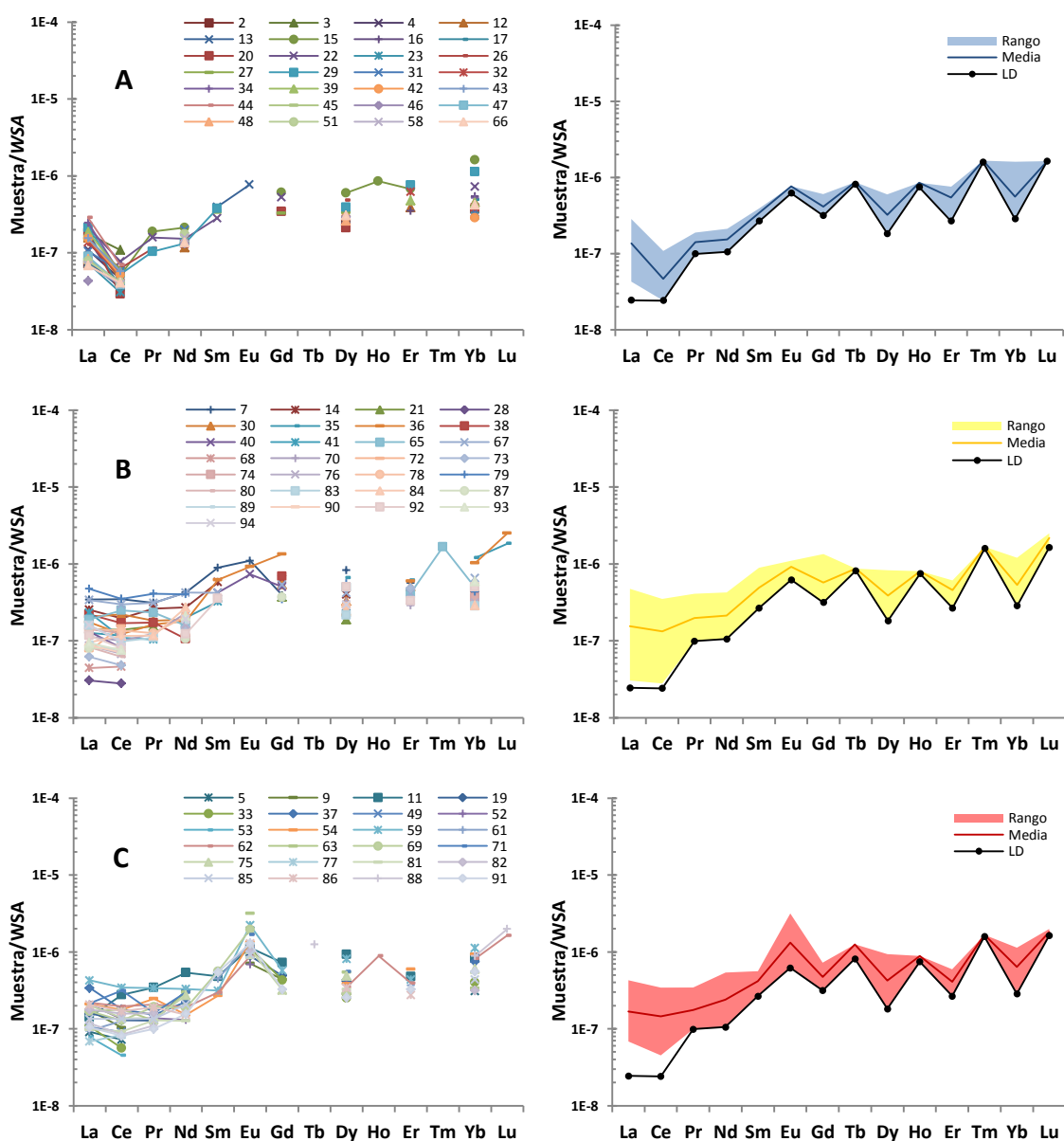


Figura 14. Patrones de ETR de las familias A-I y rangos y medias de muestras normalizadas a WSA de las familias A, B y C

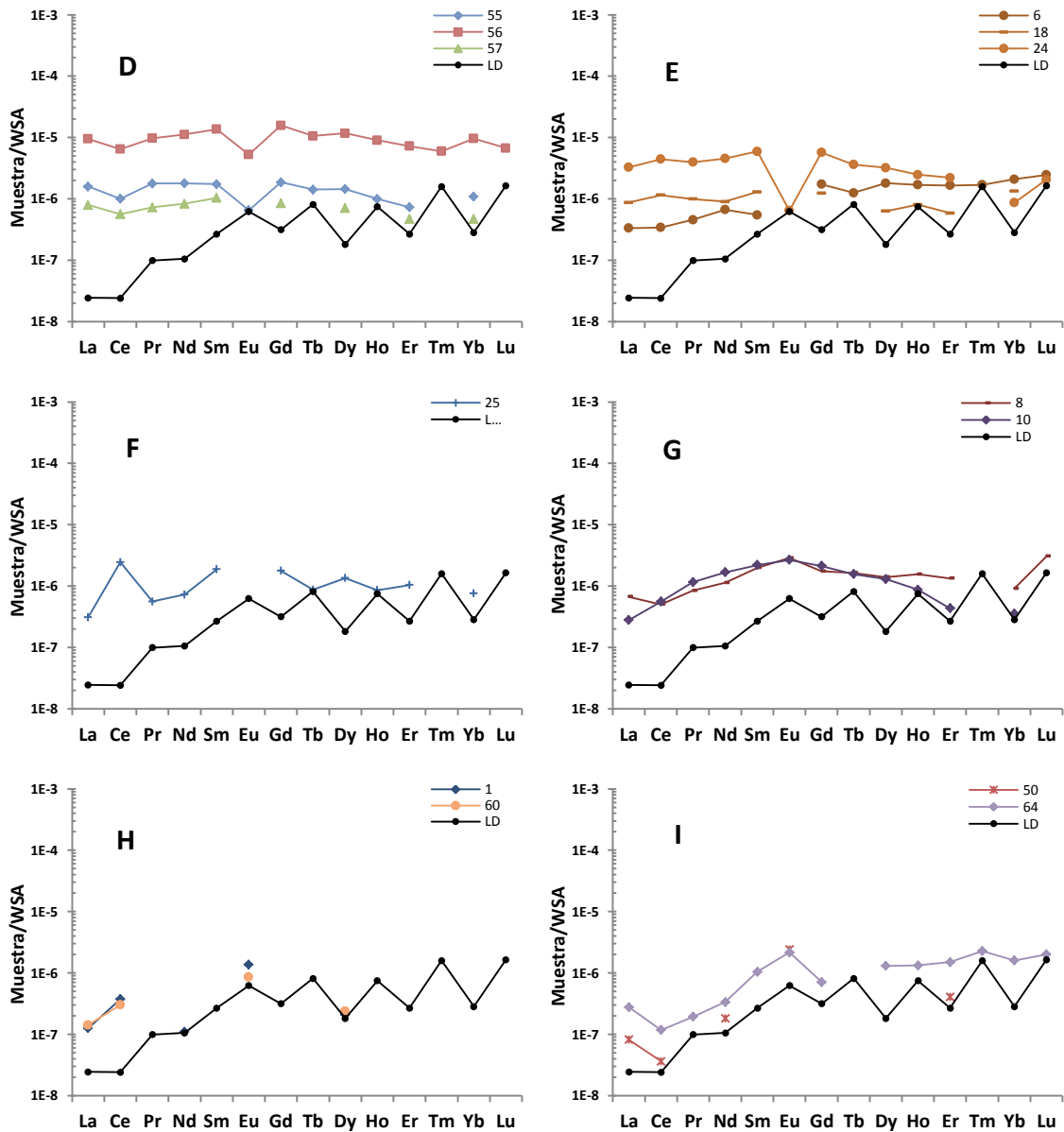


Figura 14. Continuación

Los grupos D, E, F y G presentan las concentraciones de ETR totales más altas medidas en todas las muestras de agua (Σ ETR de 117 a 1815 ng/L). El grupo D presenta una anomalía negativa de Ce bastante incipiente y una anomalía negativa de Eu de magnitud considerable. La principal diferencia entre el grupo D y el grupo E, es que en el segundo la anomalía negativa de Eu es mucho más prominente. La muestra del grupo F es única entre las demás por la anomalía positiva de Ce tan sobresaliente, al igual que su deducible anomalía negativa de Eu. Aunque las muestras de agua del grupo G tienen características similares a los del grupo B, es decir anomalías pequeñas de Ce y Eu, las altas concentraciones de ETR y su posición espacial permiten evaluarlo como un conjunto diferente.

A pesar de la escasez de datos en el grupo H, anomalías positivas de Ce y Eu de gran magnitud son evidentes por las concentraciones relativamente altas de estos dos elementos respecto a sus vecinos más próximos que llegan a estar incluso por debajo del límite de detección. El grupo I exhibe una anomalía negativa de Ce aparentemente moderada y una marcada

anomalía positiva de Eu, además de un fuerte enriquecimiento de ETRP respecto a los ETRL; por estas características y su posición geológica, las muestras de este grupo, 64 y 50, eventualmente pueden llegar a ser incluidas en el grupo C.

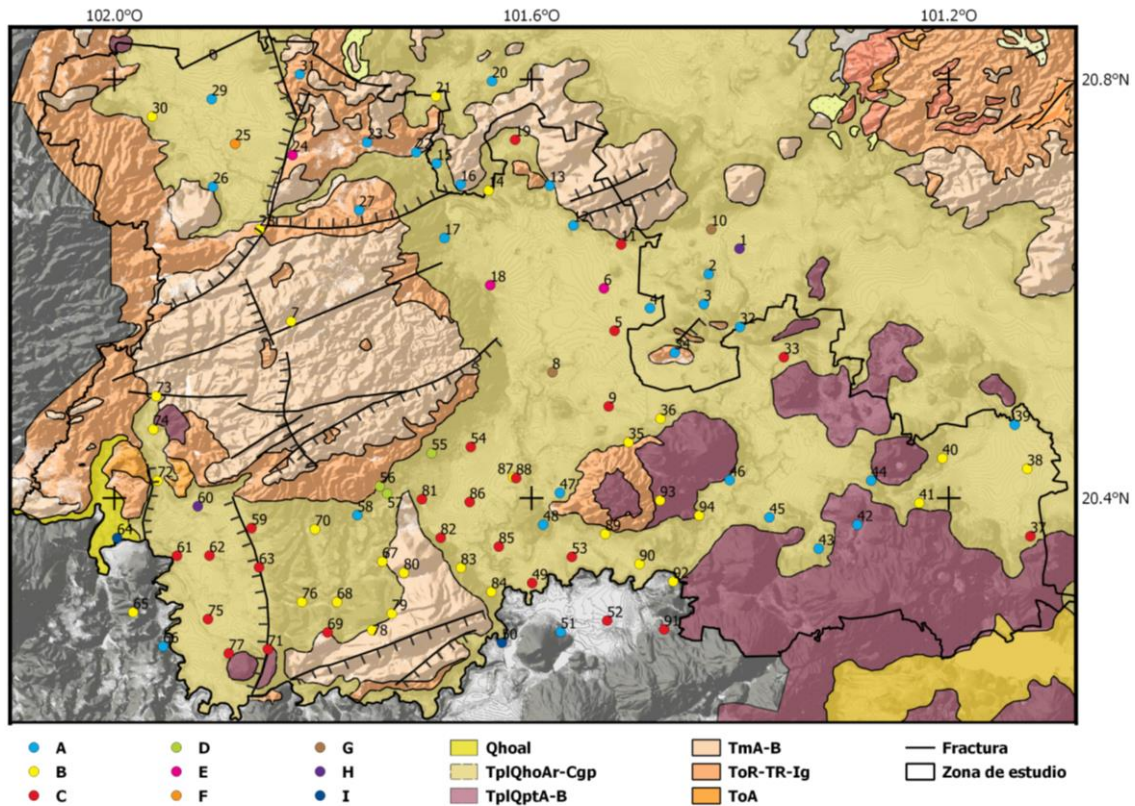


Figura 15. Distribución espacial de las diferentes familias de agua subterránea identificadas en la zona

4.2.2.2. Anomalía de Cerio en el agua subterránea

La anomalía de cerio, Ce^*_{NS} (Ecuación 1), es usada para diferenciar y agrupar tipos de agua ya que su presencia puede ser indicativa del flujo del agua a través de ciertos tipos de rocas que han sido sometidas o se han originado de procesos geológicos particulares, y/o de condiciones físico-químicas específicas a lo largo del recorrido de flujo. Más precisamente, la anomalía de Ce en el agua subterránea puede ser el producto de la interacción del agua con unidades rocosas que presentan la anomalía y por las que ha transitado, o puede ser el registro del paso del agua por condiciones oxidantes a lo largo de su camino de flujo. Las anomalías de Ce de mayor magnitud en la zona de estudio se presentan en la familia A (Tabla 5 y Figuras 14 y 15) y se han reportado a escasos kilómetros al norte del área de estudio, en un campo de pozos que abastece a la Ciudad de León conocido como La Muralla (Johannesson *et al.*, 2005).

Debido a su configuración electrónica y dependiendo del pH y del potencial redox (Eh), el Ce se puede encontrar naturalmente como Ce^{3+} o Ce^{4+} , este último formando la especie insoluble CeO_2 , (Brookins, 1983). En la Figura 16 se presenta el diagrama de fases Eh-pH del sistema Ce- H_2O , así como valores de pH y mediciones y estimaciones del Eh para aguas subterráneas de diferentes partes del mundo. Aunque el Eh no fue medido durante la recolección de las muestras, en la literatura se ha reportado un amplio rango de potencial redox en el agua

subterránea en general, con Eh desde -0,2 V hasta 0,6 V (Noack *et al.*, 2014), y rangos más acotados en el agua subterránea en acuíferos regionales de México, con Eh entre 0,2 y 0,4 V para el acuífero granular regional de La Laguna (Ortega-Guerrero, 2016); sin embargo, estos valores deben ser considerados con cautela ya que corresponden a estimaciones realizadas utilizando diferentes parejas redox, cuyos valores calculados de Eh pueden diferir significativamente entre sí y con las mediciones realizadas en campo (Lindberg & Runnells, 1984).

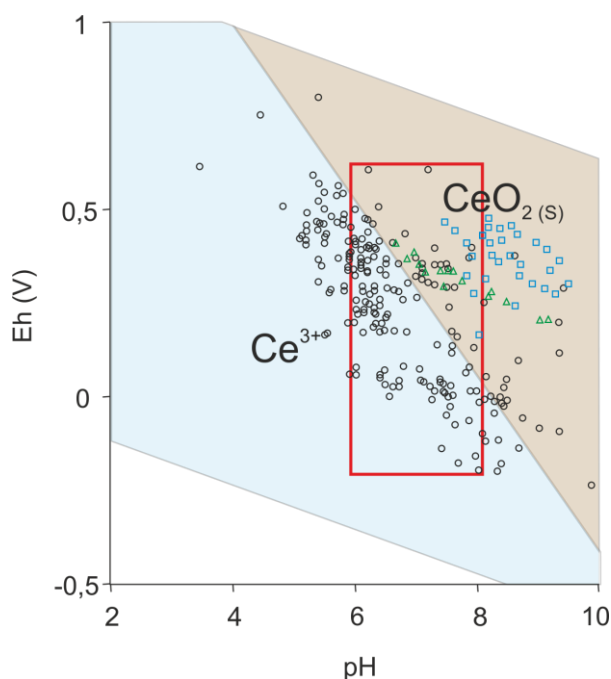


Figura 16. Diagrama de estabilidad potencial redox (Eh) – pH para especies relevantes en el sistema Ce-H₂O a 25 °C y 1 bar de presión. Modificado de Noack *et al.* (2014), original de Brookins (1983). El rectángulo rojo limita el rango de pH en la zona de estudio (5,90-8,08) y el rango de Eh medido en aguas subterráneas en diferentes estudios recopilados por Noack *et al.* (2014). Los círculos negros representan esas muestras de agua subterránea; los cuadros azules, mediciones tomadas de Robertson (1989); y los triángulos verdes, valores de Eh estimados de muestras de agua de La Laguna presentadas por Ortega-Guerrero (2016).

Tanto el Ce³⁺ como el CeO₂ son posibles fases estables en el rango de pH del agua subterránea de la zona de estudio, y ambos pueden tener cabida en el origen de las anomalías negativas de Ce. Si el Ce³⁺ fuese la fase estable, las anomalías de Ce serían el resultado de la interacción del agua subterránea con rocas que presentan dicha anomalía; mientras que si el Ce⁴⁺ (como CeO₂) fuera la especie estable, las anomalías negativas de Ce se generarían principalmente por la incorporación de Ce en fases insolubles. Dado que el Ce³⁺ es la especie dominante bajo las condiciones de Eh-pH en la mayoría de las aguas subterráneas (Figura 16), se asume que las anomalías negativas de Ce en el agua subterránea del suroeste de Guanajuato son en mayor medida generadas por su circulación a través de materiales que presentan empobrecimiento de Ce respecto al resto de los ETR.

Anomalías negativas de Ce, así como un enriquecimiento en ETRP, son comunes en rocas y sedimentos de origen marino. Las aguas oceánicas oxigenadas propician la oxidación de Ce³⁺ al ion insoluble Ce⁴⁺, el cual se incorpora en nódulos de manganeso y otros óxidos e hidróxidos de Fe-Mn generando el característico empobrecimiento de Ce en el agua de mar (Goldberg *et al.*, 1963; Piper, 1974; Elderfield & Greaves, 1982; Fleet, 1984; De Baar *et al.*, 1985; Murray *et*

al., 1990; Madhavaraju & González-León, 2012; Nelson *et al.*, 2015; Munemoto *et al.*, 2015). El enriquecimiento relativo en ETRP, por otra parte, es debido a que éstos forman complejos más estables que los ETRL (Goldberg *et al.*, 1963; Piper, 1974).

Se ha demostrado analíticamente que la mayoría de los sedimentos biogénicos y pelágicos de mar abierto preservan su anomalía negativa de Ce (Piper, 1974; Fleet, 1984). Las calizas adquieren la firma de ETR propia del agua de mar por la acumulación de sedimentos pelágicos y la precipitación de elementos y compuestos disueltos, mientras que los sedimentos de grano fino, a pesar de provenir mayormente de la erosión de la corteza continental, lo hacen mediante adsorción (Murray *et al.*, 1992). Anomalías negativas de Ce se han reportado en calizas marinas desde precámbricas hasta holocenas en diferentes partes del mundo (Kawabe *et al.*, 1991; Webb & Kamber, 2000; Madhavaraju & González-León, 2012, Siebert *et al.*, 2012, entre otros) y en cherts y otros sedimentos de grano fino tanto del Atlántico como del Pacífico (Murray *et al.*, 1992).

Considerando lo anterior, la anomalía negativa de Ce, característica de la familia A en el área de estudio estaría asociada, en gran medida, a la circulación del agua subterránea a través de las rocas carbonatadas del Jurásico-Cretácico que afloran en la Sierra de Guanajuato y se encuentran en el subsuelo del Bajío a profundidades de más de 300 m, como parte de un conjunto de fosas tectónicas (SGM, 2008). Esto además indica que existe una componente de flujo ascendente desde el acuífero carbonatado hacia el acuífero fracturado en rocas ignimbríticas y hacia el acuífero granular. Esta componente de flujo ascendente ha sido reportada en acuíferos del N-NE del estado de Guanajuato y en San Luis Potosí asociada a la influencia de los sistemas regionales de flujo de agua subterránea (Carrillo-Rivera *et al.*, 2002; Ortega-Guerrero, 2009).

En el caso de La Muralla, dado el carácter local del estudio, los autores solo consideraron la influencia de las ignimbríticas de los primeros 250 metros de profundidad y no asociaron la anomalía negativa de Ce con las rocas marinas ubicadas estratigráficamente a mayor profundidad.

Además del predominio del Ce^{3+} como especie estable en el diagrama de fases Eh-pH en el rango de pH de las muestras de agua subterránea y la presencia de rocas con la anomalía negativa de Ce en un sistema de flujo regional, otros elementos que soportan la hipótesis de que la anomalía negativa de Ce en las muestras de agua subterránea es producto de la interacción con las rocas marinas de la secuencia vulcanosedimentaria y no de su paso por condiciones oxidantes a lo largo del camino de flujo son: **1)** la posición espacial de las muestras que presentan la anomalía negativa de Ce, próximas a zonas de descarga regional donde una de las características más comunes es un potencial redox negativo (Tóth, 1999), **2)** la falta de evidencias en el patrón de ETR de interacción con otras unidades hidrogeológicas (anomalía positiva o negativa de Eu por interacción con el material de relleno de cuenca o con las rocas de la SMOcc, respectivamente) y **3)** el fuerte fraccionamiento de ETRP/ETRL.

La anomalía positiva de Cerio en las muestras de las familias F y H (Figura 14) puede ser debido a la influencia de arcillas detríticas (Tobia & Aqrawi, 2016). Se han observado variaciones significativas en el patrón de ETR en calizas por la cantidad de material terrígeno presente (Madhavaraju & Ramasamy, 1999; Madhavaraju & González-León, 2012; Siebert *et al.*, 2012).

4.2.2.3. Anomalía de Europio en el agua subterránea

El Eu además del estado trivalente característico de los ETR, Eu^{3+} , se puede encontrar naturalmente con el estado de oxidación Eu^{2+} . Esta característica genera su fraccionamiento en condiciones reductoras y da lugar a las anomalías tanto positivas como negativas que se encuentran en algunos materiales geológicos. El Eu^{2+} es estable a condiciones extremadamente reductoras o altas temperaturas (Noack *et al.*, 2014) por lo que su presencia en el campo de estabilidad del agua es muy limitada (Figura 17) y naturalmente solo se presenta en los sistemas ígneos. De esta manera, las anomalías de europio (Eu^*_{NS} , ecuación 2) en el agua subterránea son principalmente adquiridas por la interacción con las rocas y/o fases minerales con las que el agua se encuentra a lo largo de su camino de flujo.

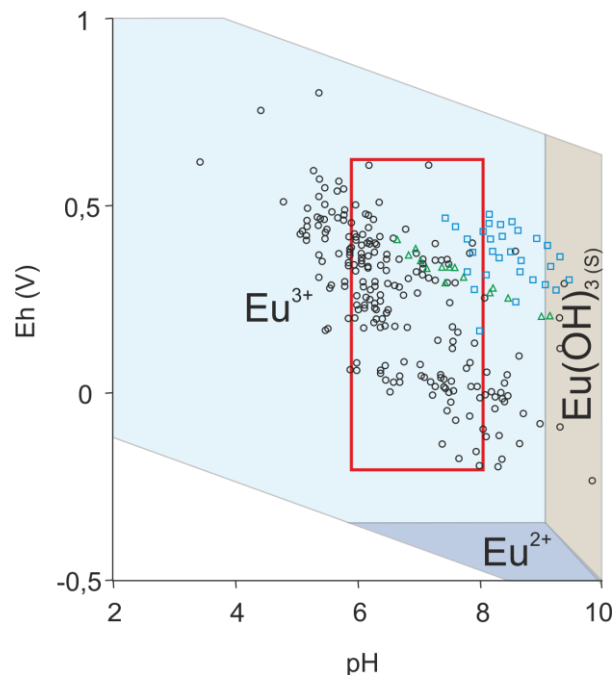


Figura 17. Diagrama de estabilidad potencial redox (Eh) – pH para especies relevantes en el sistema Eu-H₂O a 25 °C y 1 bar de presión. Modificado de Noack *et al.* (2014), original de Brookins (1983). El rectángulo rojo limita el rango de pH en la zona de estudio (5,90-8,08) y el rango de Eh medido en aguas subterráneas en diferentes estudios recopilados por Noack *et al.* (2014). Los círculos negros representan esas muestras de agua subterránea; los cuadros azules, mediciones tomadas de Robertson (1989); y los triángulos verdes, valores de Eh estimados de muestras de agua de La Laguna presentadas por Ortega-Guerrero (2016).

En la zona de estudio se han reportado anomalías negativas de Eu en las rocas félsicas (Figuras 6 y 7), de las cuales las riolitas e ignimbritas de la SMOcc presentan la mayor magnitud. Las anomalías positivas de Eu, por otra parte, están presentes en las rocas de composición intermedia a máfica de la FVTM (Figura 6). Tanto las anomalías positivas, como las anomalías negativas de Eu pueden tener un origen común, la incorporación de Eu^{2+} en las plagioclasas cálcicas. Por su relación carga/radio iónico, el Eu^{2+} puede sustituir al Ca^{2+} en la estructura cristalina de la anortita (es demasiado grande sin embargo para entrar en otras fases como los clinopiroxenos), fase presente en los magmas menos evolucionados. En la medida en que el Eu^{2+} se incorpora en las plagioclasas, el Eu se agota en el magma respecto a los otros ETR, generando su empobrecimiento en las rocas ígneas más evolucionadas (Henderson, 1984).

Las familias de agua D, E y F presentan anomalías negativas de Eu de diferentes magnitudes que resultarían de la interacción con el acuífero fracturado en rocas félsicas de la SMOcc. Esto

es coherente con la distribución espacial de las muestras ya que, a excepción de la muestra 6, se encuentran en la periferia próxima de la Sierra de Pénjamo (Figura 15), una zona de recarga local y cuyo núcleo está conformado por una gruesa secuencia de ignimbritas y riolitas de la SMOcc.

En el caso de la familia de agua C caracterizada por la anomalía positiva de Eu y cuya distribución espacial es en el acuífero granular, la magnitud de la anomalía puede estar asociada a la meteorización de las plagioclasas cálcicas presentes en los productos máficos de la FVTM que se encuentran como flujos intercalados y sedimentos clásticos que han sido erosionados y transportados para llegar a constituir el relleno de cuenca continental. El fuerte enriquecimiento de Eu en estas muestras de agua subterránea puede ser indicativo de un largo lapso de interacción con estos sedimentos, así como de su limitado contacto con otras rocas, por lo menos con las de composición félsica. De esta manera el movimiento de estas muestras de agua estaría asociado principalmente al acuífero granular.

Nelson y colaboradores (2015) además de la interacción del agua con las plagioclasas de los basaltos, sugieren que otra forma de explicar las anomalías positivas de Eu en el agua subterránea es que estas aguas sean más reductoras que otras, con lo que el Eu^{2+} sería más fácilmente extraído de los basaltos y menos adsorbido en las superficies que el Eu^{3+} ; sin embargo, aunque no se cuenta con mediciones de Eh para estas aguas subterráneas, los valores de Eh reportados en el agua subterránea en general (-0,2 a 0,6 V) y de acuíferos regionales en el centro de México en particular (0,2 a 0,4) (Ortega-Guerrero, 2016), sugieren que en el rango de variación de pH de estas aguas, este proceso no sería factible. Por otra parte se ha visto que las anomalías positivas de Eu son características de aguas subterráneas que han estado en contacto con rocas de composición máfica a intermedia (Banks *et al.*, 1999; Nelson *et al.*, 2015).

4.2.2.4. Fraccionamiento de ETRL y ETRP en el agua subterránea

La relación $\text{Yb}_{\text{NS}}/\text{Nd}_{\text{NS}}$ (Tabla 5) y la pendiente generalmente positiva en los patrones de ETR de las muestras de agua normalizados a *shale* (Figuras 13 y 14) representan un enriquecimiento de los ETRP relativo a los ETRL. El principio de este comportamiento puede ser explicado a partir de la complejación de los ETR disueltos en el agua subterránea, tema que será desarrollado en el siguiente apartado.

4.2.3. Especiación acuosa de ETR

Uno de los factores determinantes en la concentración y el patrón de ETR en el agua subterránea es la composición química de la misma (Henderson, 1984; Munemoto *et al.*, 2015; Sikakwe *et al.*, 2016). Los elementos y compuestos presentes en el agua se asocian de forma diferente con cada uno de los ETR formando complejos que dada su naturaleza y dependiendo de las características físico-químicas del medio, pueden ser solubles o pueden ser inestables en solución (Sikakwe *et al.*, 2016), en cuyo caso los complejos pueden incorporarse en una fase mineral mediante reacciones como coprecipitación o intercambio iónico, o adherirse a la

superficie de minerales, partículas y coloides. Este comportamiento diferencial de los ETR y sus ligandos soporta en gran medida su fraccionamiento en el agua subterránea.

La especiación de los ETR se calculó usando el modelo de equilibrio geoquímico PHREEQC con la base de datos LLNL. Para ello las constantes termodinámicas de equilibrio de las especies $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, LnCO_3^+ , LnCl^{+2} , LnCl_2^+ , LnCl_3 , LnCl_4^- , LnHCO_3^{+2} , LnOH^{+2} y LnSO_4^+ fueron reemplazadas por los valores actualizados por Munemoto y colaboradores (2015) tomados de las publicaciones de Haas *et al.* (1995), Luo & Byrne (2004) y Migdisov *et al.* (2009) y que se muestran en el anexo 4. Adicionalmente, las especies acuosas $\text{Ln}(\text{OH})_2\text{CO}_3^-$, $\text{LnOH}(\text{CO}_3)_2^{-2}$ y LnOHCO_3 fueron excluidas de la base de datos ya que sus constantes de equilibrio sólo se presentaban para el Eu y la existencia de complejos de hidroxicarbonatos de Eu en solución no ha sido demostrada, mientras que los estudios de solubilidad de hidroxicarbonatos sólidos del resto de los ETR (LnOHCO_3) son escasos (Spahiu & Bruno, 1995).

Se escogieron tres muestras (55, 85 y 86) ubicadas a lo largo de una sección orientada NW-SE (Figura 3) por las concentraciones relativamente altas de ETR y su distribución hidrogeológica (Figura 15). La muestra 55 se encuentra en el piedemonte sur de la Sierra de Pénjamo, considerada una zona de recarga local, y las muestra 85 y 86 se encuentran en el valle del Río Turbio (Figura 18). Según el mapa de nivel estático de la CEASG (1998), en las últimas décadas se ha generado una depresión piezométrica en esta zona, causando que las aguas provenientes de la Sierra de Pénjamo al NW (muestras 55) y las que circulan al SE del Río Turbio (muestra 85) converjan en las proximidades del pozo 86.

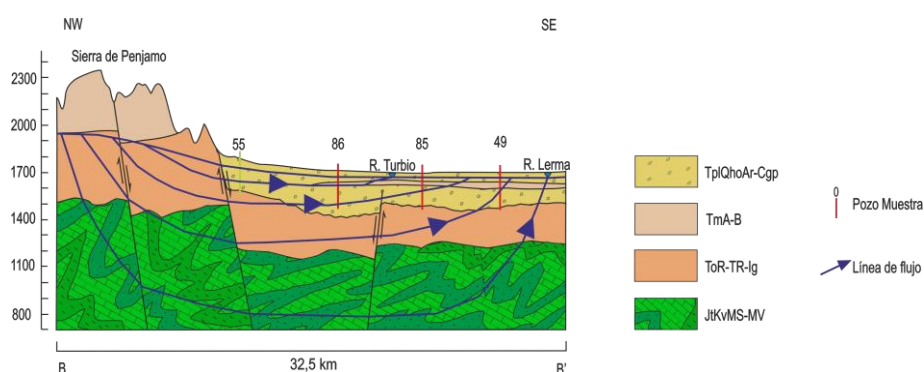


Figura 18. Sección hidrogeológica esquemática para muestras usadas en la especiación

Los resultados obtenidos para cada una de las muestras se presentan gráficamente en la Figura 19. Dado el dominio de la familia de agua bicarbonatada sódica en la zona de estudio (CEASG, 1998), no es de extrañarse que los complejos acuosos de ETR dominantes sean los carbonatos, específicamente LnCO_3^+ y $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, donde Ln es el ETR en cuestión. El predominio de los complejos carbonatados en aguas subterráneas de pH circumneutral ha sido documentado en diferentes lugares del mundo por diferentes autores (Johannesson *et al.*, 1997b; Yuan *et al.*, 2014; Nelson *et al.*, 2015; Sikakwe *et al.*, 2016).

Los diagramas de especiación de las muestras 55 y 86 son bastante similares. El ligando dominante para todas las ETR es el LnCO_3^+ , el cual capta entre el 81 y el 93% del total de las moles disueltas del respectivo ETR; este porcentaje tiende a disminuir ligeramente hacia los ETRP. El siguiente ligando en importancia por su abundancia es el $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ incorporando hasta un 12% del total de moles disueltas del ETR; a diferencia de las especies de carbonato, el

porcentaje de especies de bicarbonato tiende a aumentar progresivamente hacia los ETRP. Los ETR como iones libres (Ln^{+3}) ocupan el tercer lugar en abundancia, con porcentajes entre 0,7 y 10, siendo significativamente mayor en los ETRL y con una disminución paulatina hacia los ETRP. Los sulfatos (LnSO_4^-) pueden llegar a ser especies importantes, sobre todo en los ETR más ligeros donde pueden significar hasta el 6% de los complejos formados.

Los resultados de la especiación de la muestra 85 contrastan fuertemente con los de las muestras ya descritas. El aspecto más sobresaliente es el intercambio en abundancia de las especies LnCO_3^+ y $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ entre los ETRL y los ETRP. La abundancia en moles de LnCO_3^+ varía de 84% en el La, el ETR más ligero, a cerca de 48% en el Yb, uno de los ETR más pesados. Por el contrario, el porcentaje molar de las especies de $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ varía de 14 en el La a 52 en el Yb. Por otra parte, los iones libres y los complejos sulfatados, siguientes en abundancia, suman menos del 2% de las moles del ETR, siendo mayor en los ETRL.

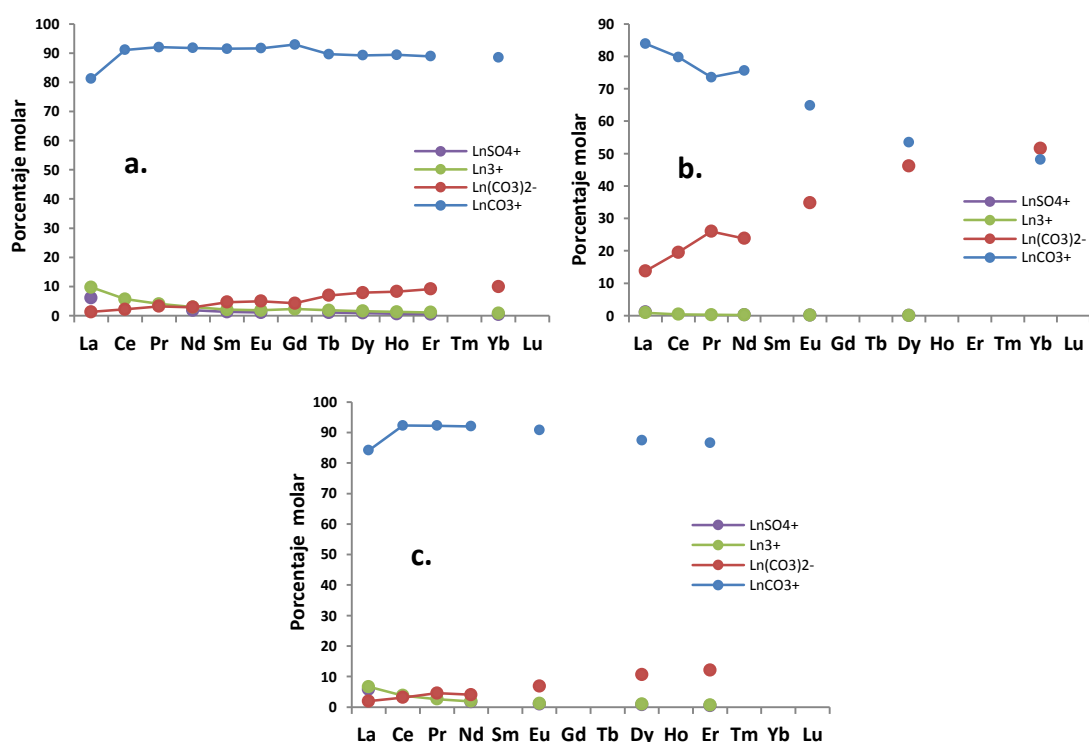


Figura 19. a., b. y c. Porcentaje en moles de complejos para cada ETR en las muestras 55, 85 y 86, respectivamente

4.2.3.1. Fuerza iónica

La fuerza iónica es un factor determinante en la distribución de ETR disueltas y su especiación en el agua subterránea ya que, por una parte, es usada en el cálculo de la actividad y los coeficientes de actividad de cada una de las especies, y por otra, controla el grado de adsorción de los complejos a las superficies del acuífero (Parkhurst & Appelo, 2013; Munemoto *et al.*, 2015). La fuerza iónica I se calcula a partir de la concentración m de cada elemento j y su carga iónica z , así:

$$I = \frac{1}{2} \sum_j m_j z_j^2 \quad (3)$$

4.2.3.1.1. Actividad y coeficiente de actividad

Para una reacción de la forma $aA + bB \rightarrow cC + dD$, la constante de equilibrio K queda definida por la ecuación (Parkhurst & Appelo, 2013):

$$K = \frac{(a_C)^c (a_D)^d}{(a_A)^a (a_B)^b} \quad (4)$$

A su vez, la actividad a de cada especie i ($i = A, B, C, D...$) se calcula a partir de sus respectivos concentración X y coeficiente de actividad γ mediante la ecuación:

$$a_i = X_i \gamma_i \quad (5)$$

Es en este punto donde se revela el papel fundamental que desempeña la fuerza iónica en la especiación. Existen al menos cuatro modelos para calcular el coeficiente de actividad de una especie a partir de la fuerza iónica. PHREEQC utiliza una modificación de la ecuación de Davye-Hückel denominada WATEQ Davye-Hückel (4) y que tiene validez para I menor a 1 M.

$$\text{Log } \gamma_i = -Az_i^2 \left(\frac{\sqrt{I}}{1 + Ba_i^0 \sqrt{I}} \right) + b_i I \quad (6)$$

Donde A , B y b son constantes termodinámicas que dependen de la temperatura, z es la carga iónica de la especie i , y a^0 es un parámetro relacionado al tamaño del ión y que es específico para cada especie.

Estas ecuaciones permiten establecer ciertas relaciones entre las variables, como por ejemplo que a mayor fuerza iónica, menor es el coeficiente de actividad de la especie, y por tanto, su actividad es también menor. Además, que entre mayor sea la magnitud de la carga iónica de la especie, menor es su coeficiente de actividad respecto a las especies con cargas iónicas menores. Es decir, para dos especies con diferente carga iónica pero la misma concentración en una solución, la de mayor carga iónica tendrá una menor actividad.

4.2.3.1.2. Adsorción

La abundancia de ETR en el agua subterránea aumenta a mayor fuerza iónica porque hay mayor cantidad de iones en solución compitiendo por una cantidad limitada de sitios en las superficies de los minerales, es decir disminuye la adsorción de ETR (Munemoto *et al.*, 2015). Teniendo en cuenta que las especies carbonatadas con carga positiva son más susceptibles a ser adsorbidas en las superficies minerales por su carga negativa, esta relación es más fácilmente perceptible en los ETRL por su ligera tendencia a formar más LnCO_3^+ que los ETRP. De esta manera, la fuerza iónica puede favorecer o atenuar el fraccionamiento de Los ETR.

Al graficar la concentración de ETRL y la relación ETRP/ETRL contra la fuerza iónica de las muestras analizadas en la especiación (Figura 20 a y b, respectivamente) se ve no solamente

que la concentración de ETRL en solución es más alta a mayor fuerza iónica, tal como lo mencionan Noack y colaboradores (2014), sino que además y coherente con lo anterior, el grado de fraccionamiento ETRP/ETRL es menor a medida que aumenta la fuerza iónica.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la disminución de la fuerza iónica en el sentido de flujo (Figuras 18 y 20) da lugar a un aumento de la capacidad de adsorción, principalmente de LnCO_3^+ , especie acuosa de ETR más abundante, sobre todo en los ETRL (Figura 19). Al ser removidos más ETRL que ETRP de la solución, se genera un enriquecimiento relativo de ETRP en el agua. Como se verá más adelante, esto concuerda con el hecho de que constantemente se están formando arcillas producto de la disolución de feldespatos. La carga negativa permanente de las arcillas y de las superficies en los materiales granulares de los acuíferos favorece la adsorción de especies de ETR cargadas positivamente en su superficie (Johannesson *et al.*, 1997b), hasta el punto que en países como China las arcillas lateríticas corresponden a una de las principales menas de ETR (Papangelakis & Moldoveanu, 2014) y la adsorción en diferentes materiales es utilizada como un mecanismo de recobro (Anastopoulos *et al.*, 2016).

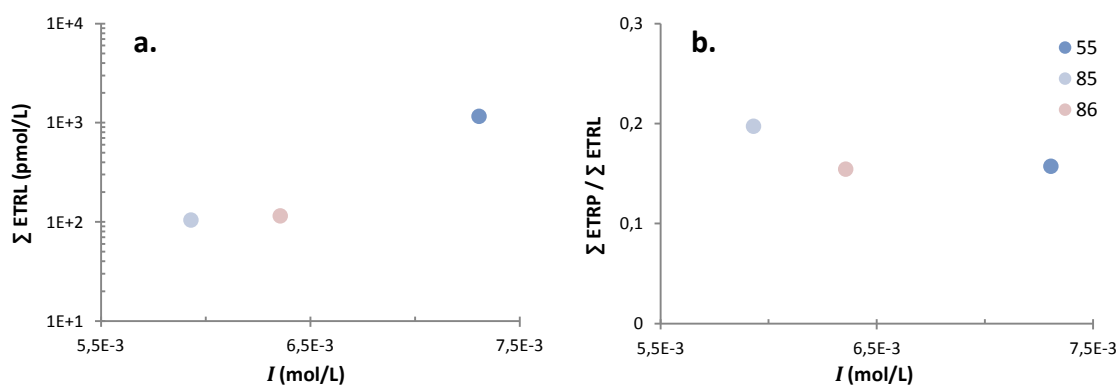


Figura 20. a. Concentración de ETRL vs Fuerza iónica b. Relación $\Sigma \text{ETRP} / \Sigma \text{ETRL}$ (concentraciones en pmol/L) vs fuerza iónica I . Ce y Eu fueron excluidos de los ETRL.

4.2.3.2. Índices de saturación

El índice de saturación (IS) se define como el logaritmo de la relación del producto de actividad iónica (PAI) y el producto de solubilidad (Ksp), para una temperatura específica.

$$IS = \text{Log} \left(\frac{PAI}{K_{sp}} \right) \quad (7)$$

Cuando $PAI = K_{sp}$, entonces $IS = 0$ y el agua está en equilibrio termodinámico con respecto al mineral. Cuando $IS > 0$, el agua está sobresaturada con respecto al mineral y este último debe precipitar. Finalmente, cuando $IS < 0$, el agua está subsaturada con respecto al mineral y este se puede disolver.

Los IS calculados por el modelo PHREEQC muestran que los compuestos de ETR están subsaturados en el agua subterránea y por tanto ésta puede incorporarlos a través de su disolución; en la Tabla 6 se muestran los IS para algunos de los principales minerales que forman los ETR, para las muestras de agua seleccionadas.

Tabla 6. Índices de saturación de los principales minerales que pueden formar los ETR de acuerdo a la composición del agua en las respectivas muestras. *El mineral se presenta en su variedad octahidratada ($\text{Ln}_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), **El mineral se presenta en su variedad trihidratada ($\text{Ln}_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)

		Ln	Ln(OH) ₃	Ln(OH) ₃ (am)	Ln ₂ O ₃	Ln ₂ (CO ₃) ₃
55	La	-138,18	-9,57	-12,77	-44,77	* -3,86
	Ce	-136,61	-9,33	-10,63	-41,19	* -4,39
	Pr	-138,12	-9,83	-11,33	-41,9	-6,29
	Nd	-136,25	-7,9	-10,3	-38,23	-5,57
	Sm		-7,18	-9,28	-24,3	-7,49
	Eu	-122,4	-7,92		-36,6	** -9,12
	Gd	-135,79	-6,37	-8,77	-35,37	-7,46
	Tb	-137,31	-7,37	-10,47	-30,47	-9,77
	Dy	-136,15	-7	-8,6	-29,22	-8,82
	Ho	-138,97	-7,35	-9,75	-31,23	-10,73
	Er	-137,64	-6,72	-10,72	-25,57	-10,47
Yb		-6,44	-10,74	-31,31	-10,8	
85	La	-143,37	-8,86	-12,06	-43,35	* -5,16
	Ce	-141,77	-8,63	-9,93	-39,79	* -5,7
	Pr	-143,52	-9,34	-10,84	-40,92	-8,03
	Nd	-141,39	-7,19	-9,59	-36,81	-6,87
	Eu	-126,84	-7,37		-36,09	** -10,28
	Dy	-141,13	-6,12	-7,72	-27,48	-9,79
	Yb		-5,4	-9,7	-29,24	-11,45
86	La	-141,32	-10,57	-13,77	-46,78	* -5,46
	Ce	-139,63	-10,24	-11,54	-43,01	* -5,8
	Pr	-141,36	-10,95	-12,45	-44,12	-8,11
	Nd	-139,56	-9,11	-11,51	-40,65	-7,58
	Eu	-124,09	-8,11		-37,39	** -8,77
	Dy	-139,04	-7,79	-9,39	-30,8	-9,99
	Er	-140,35	-7,31	-11,31	-26,75	-11,24

La calcita y el yeso, que pueden incorporar ETR en su estructura cristalina por su similitud en el radio iónico con el Ca^{+2} (Noack *et al.*, 2014), también presentan IS negativos; en contraste, el feldespato alcalino, la albita, arcillas como la caolinita y la illita, y la calcedonia, que también pueden incorporar ETR en su estructura, presentan índices de saturación positivos (Tabla 7). La sobresaturación de feldespatos y arcillas indica una intensificada disolución de feldespatos, generando una alta tasa de formación de arcillas.

Tabla 7. Índices de saturación de algunos minerales con relevancia para las muestras seleccionadas

	55	85	86
Calcita	-0,74	-0,3	-0,83
Yeso	-2,48	-2,61	-2,49
Calcedonia	0,28	0,51	0,62
Caolinita	8,72	8,69	8,73
Illita	9,63	10,67	9,87
Feldespato alcalino	4,8	6,09	5,46
Albita	2,61	3,62	3,09
Anortita	0,19	1,01	-0,38

4.2.4. Potencial de Hidrogeno (pH)

El potencial de Hidrógeno (pH) es el parámetro que ejerce mayor control en la concentración de ETR disueltos (Noack *et al.*, 2014). En términos generales, las aguas más ácidas tienen un mayor contenido de ETR en solución posiblemente producto de una intensificada meteorización debida a la acidificación y/o por la mayor abundancia de ETR en la roca fuente de carácter félsico; mientras que en aguas más básicas, los ETR tienden a coprecipitar y ser adsorbidos por lo que su concentración en solución tiende a disminuir, tal como se ve reflejado en las muestras de agua subterránea de la zona y de diferentes lugares del mundo (Figura 21).

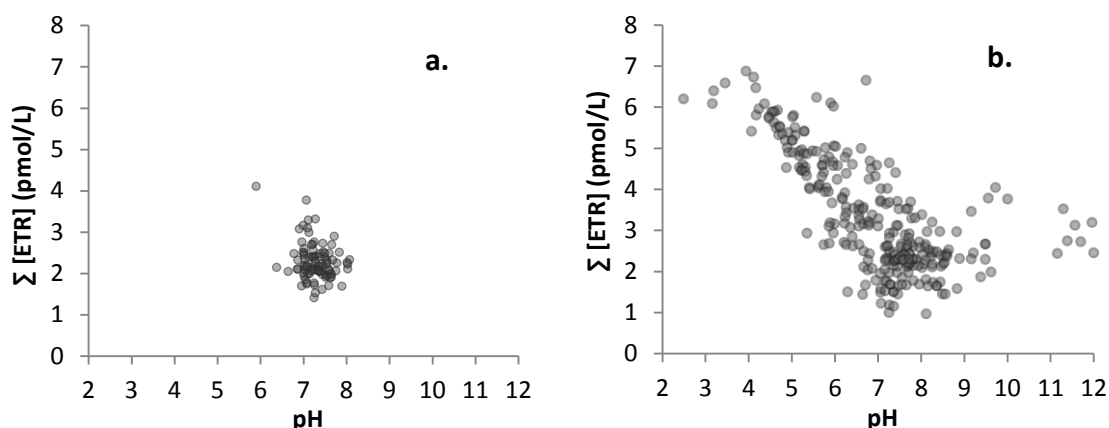


Figura 21. Concentración de ETR disueltos vs pH **a.** en agua subterránea del área de estudio y **b.** en 281 muestras de aguas subterráneas de diferentes estudios a nivel global (Tomada de Noack *et al.*, 2014) La densidad de los datos es representada por el grado de transparencia

Si bien no se observa una dependencia de la concentración de ETR y el pH en las muestras de la zona estudio, en gran medida debido al estrecho rango de pH en el que se encuentran (Figura 21a), la distribución de valores es congruente con la gráfica obtenida por Noack y colaboradores (2014), en la cual se evidencia claramente una relación inversa entre el pH y la concentración de ETR (Figura 21b).

El pH es el principal factor que controla no solo las concentraciones, sino además la especiación de los ETR en solución (Sikakwe *et al.*, 2016). Al graficar el porcentaje molar de las especies más abundantes obtenido en la especiación de las muestras 56, 93, 55, 7, 36, 6 y 85 cuyos respectivos valores de pH de 5,9, 6,38, 7,12, 7,25, 7,47, 7,72 y 8,08 cubren de manera homogénea el rango de pH del agua de la zona de estudio, contra el pH (Figura 22) se puede ver cómo ligeros cambios de pH influyen en la proporción de los diferentes complejos.

La especie dominante para todos los ETR a pH's ácidos y circumneutrales es el carbonato LnCO_3^+ , sin embargo a medida que aumenta el pH, la abundancia de las especies de bicarbonato, $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, aumenta considerablemente llegando a ser el ligando más abundante para los ETRP. En el caso de los ETR como iones libres Ln^{+3} , su abundancia es mayor en los ETRL y su cantidad disminuye gradualmente con el aumento de pH. Además, para pH's básicos, las especies carbonatadas siempre cubren un mayor porcentaje de la especiación de los ETRL que en las de los ETRP, contrario a las especies bicarbonatadas, cuyo porcentaje de especiación es mayor en los ETRP que en los ETRL para todo el rango de pH de estas aguas subterráneas. Como se verá a continuación, este comportamiento diferencial de las especies de ETR tiene importantes implicaciones en el fraccionamiento del patrón de ETR.

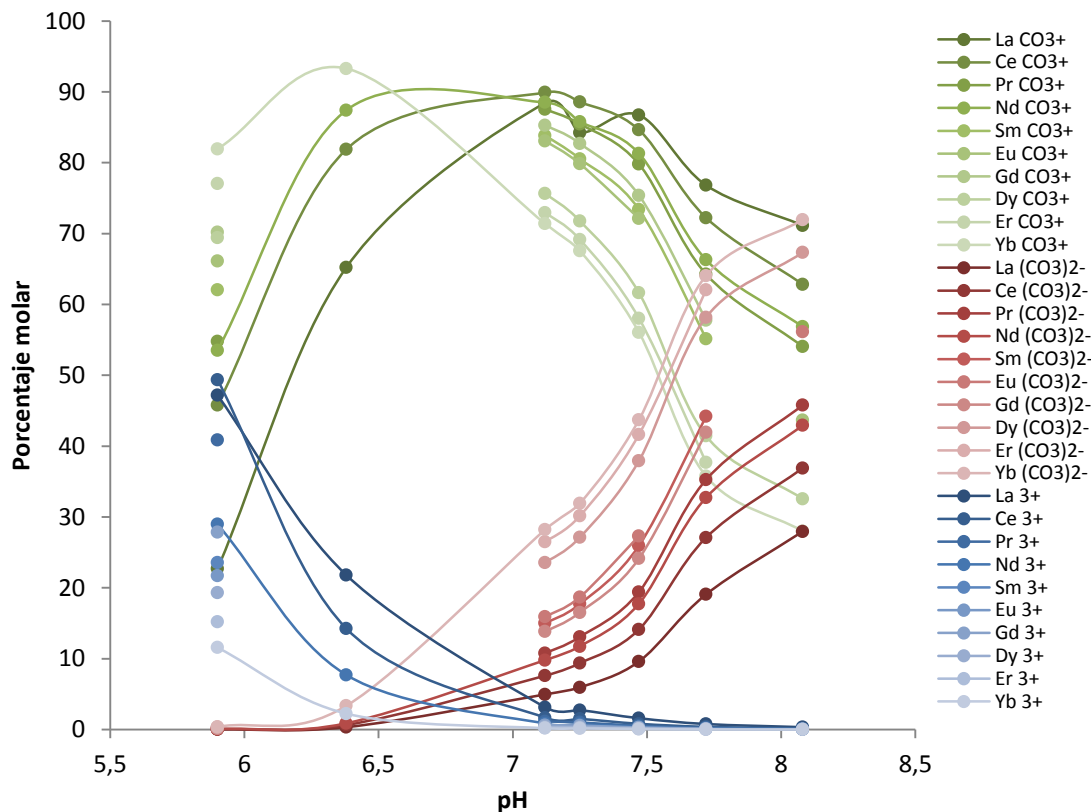


Figura 22. Porcentaje en moles de complejos vs pH para algunos ETR

4.2.4.1. Efecto del pH en el fraccionamiento de ETRL y ETRP:

Dependiendo del pH y la alcalinidad del agua, cada uno de los ETR tiende a complejarse en diferentes proporciones con los ligandos que están disueltos. Por ejemplo, a pH's mayores a 7, los ETRP forman una mayor cantidad de bicarbonatos (ETRP (CO₃)₂⁻) y una menor proporción de carbonatos (ETRP CO₃⁺) que los ETRL (Figura 22). Esto da lugar al fraccionamiento de los ETRL y los ETRP mediante dos mecanismos: por una parte, los complejos que incorporan a los ETRP son más solubles que los complejos de ETRL (Goldberg *et al.*, 1963; Piper, 1974; Nelson *et al.*, 2015); y por otra, la carga iónica de los complejos formados puede facilitar o inhibir su adsorción en las superficies de los materiales acuíferos (Goldberg *et al.*, 1963; Munemoto *et al.*, 2015).

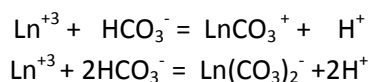
Debido al predominio de los complejos con carga positiva en los ETRL (LnCO₃⁺ principalmente), estos son preferiblemente adsorbidos en los sitios de las superficies con carga negativa del material granular del acuífero, comunes en condiciones de aguas carbonatadas y con pH neutro a ligeramente alcalino (Johannesson *et al.*, 1997b; Nelson *et al.*, 2015; Munemoto *et al.*, 2015), induciendo de esta manera un enriquecimiento relativo de los ETRP en el agua subterránea. Además de las rocas y minerales, los ETR pueden ser adsorbidos en la superficie de partículas y coloides que estén siendo transportados en suspensión en el agua. Nelson y colaboradores (2015) demostraron experimentalmente que muestras de agua filtradas tenían una menor concentración total de ETR que las mismas muestras sin filtrar.

Un parámetro que puede ser usado en la estimación relativa del grado de adsorción de los ETR en los sitios de adsorción es la fuerza iónica ya que, como se vio anteriormente, un aumento

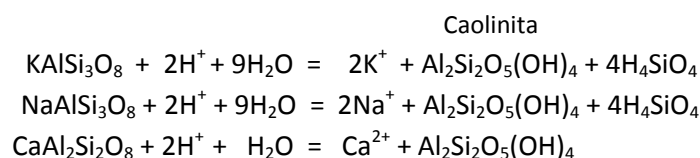
de la fuerza iónica conlleva a una disminución de la capacidad de adsorción de los ETR (Munemoto *et al.*, 2015).

4.2.4.2. Reacciones que regulan el pH

Dado el rol del pH en la concentración y especiación de los ETR, es importante entender los procesos que dan lugar a los cambios de pH en la zona de estudio. Si bien, la formación de los complejos de carbonato libera iones hidrógeno a la solución, de acuerdo a las reacciones:



, las concentraciones tan bajas de los ETR en el agua subterránea (del orden de picomoles a algunos nanomoles por litro) no provocan un aumento considerable en la cantidad de H^+ y por tanto tampoco generan una disminución significativa del pH. En cambio, uno de los mecanismos que puede contribuir en el aumento del pH, que es viable desde el punto de vista hidrogeológico de la zona y que concuerda con los índices de saturación de feldespatos y arcillas en las muestras de agua analizadas (Tabla 7), es una intensificada disolución de feldespatos, bajo las reacciones:



De esta manera, el pH ligeramente alcalino en la mayoría de las muestras de agua de la zona de estudio puede ser debido a la intensificada disolución de los feldespatos, altamente susceptibles a ser meteorizados, de las rocas volcánicas de la SMOcc y la FVTM y de los depósitos de relleno provenientes de su erosión. Por lo tanto es de esperarse que a mayor grado de interacción con estas rocas, mayor sea la alcalinidad del agua subterránea. Esta generalización puede ser vista en las figuras 18 y 22 donde la muestra más ácida (55) se encuentra más próxima a la zona de recarga en las líneas de flujo que viajan a través de las ignimbritas oligocénicas, y la más alcalina (85) posiblemente ha viajado una extensa distancia de flujo a lo largo del cual ha tenido un alto grado de interacción principalmente con los sedimentos cenozoicos, provenientes de la erosión y meteorización de las rocas volcánicas.

4.3. Interacción agua-roca

Si se asume que la geoquímica de los ETR disueltos en las aguas subterráneas es el producto de la interacción de las mismas con uno o varios materiales del subsuelo durante su recorrido de flujo, y se conocen la estratigrafía de la región, entonces a partir de la reducción de la firma geoquímica de ETR del agua es posible reconstruir, a grandes rasgos, el movimiento que ésta ha experimentado desde su entrada al sistema hasta el punto de su captura, y hacer un estimativo muy grueso del tiempo de residencia y del sistema de flujo al que podría pertenecer (Palmer & Cherry, 1984).

La reducción consiste básicamente en llevar a la horizontal el patrón de ETR del agua mediante la normalización con respecto a la firma de la roca por la que se asume que el agua ha pasado. Si el agua obtuvo sus contenidos de ETR de una unidad hidrogeológica y no ha experimentado fraccionamiento, se espera un patrón plano cuando se normalice a las concentraciones de ETR en su respectiva unidad (Nelson *et al.*, 2015). Si es más de una unidad hidrogeológica, muy posiblemente el caso más común, se hace con respecto a la mezcla de las firmas de las distintas rocas en determinadas proporciones. Aunque este es un procedimiento muy limitado ya que no considera la magnitud y el tiempo de flujo en cada unidad, las características termodinámicas del sistema y los diferentes procesos que pudieran estar ocurriendo, funciona bien como una primera aproximación.

Un ejemplo que permite visualizar la aplicabilidad del método es el caso de la familia D, la cual se ubica geográficamente en el piedemonte SE de la Sierra de Pénjamo, estructura importante en la zona de estudio porque allí afloran las ignimbritas y riolitas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental, que corresponden al acuífero fracturado de la zona de estudio. Cuando se normalizan las concentraciones de ETR de las muestras del conjunto D con respecto a las concentraciones recopiladas de las rocas de la Secuencia Inferior del Oligoceno (SMOcc_Inf), los patrones de ETR se asemejan más a una recta horizontal ya que la anomalía de Ce se atenúa aún más y la de Eu desaparece casi por completo (Figura 23a). Esto quiere decir que muy probablemente la firma geoquímica de ETR de estas aguas es adquirida por la interacción con estas rocas félsicas y la interacción con otras rocas ha sido limitada o nula, lo que a su vez refuerza el hecho de que la Sierra de Pénjamo actúa como un área de recarga local como ya había reportado la CEASG en 1998.

La familia B, con concentraciones menores de ETR y anomalías minúsculas de Ce y Eu, también muestra una sutil horizontalización de las firmas cuando se normaliza respecto a los basaltos del Mioceno Tardío-Pleistoceno Temprano (Figura 23b), ampliamente distribuidos en la zona de estudio. La interacción de las aguas de la familia B con estas rocas, y con los basaltos de la FVTM en general es muy coherente ya que las muestras fueron tomadas justo en las pequeñas sierras donde los basaltos afloran o en lugares que se encuentran muy próximos a estos (Figura 15) y más adelante en la dirección de flujo.

Por otra parte, las firmas geoquímicas de ETR de las muestras de la familia E, agrupadas principalmente por su pronunciada anomalía negativa de Eu, parecen ser el resultado de la interacción de estas aguas con las rocas félsicas de la SMOcc. Las muestras 18 y 24, más próximas a la Sierra de Pénjamo, se horizontalizan más efectivamente con la unidad superior (Figura 23d) mientras que la muestra 6, en el valle del Río Turbio, lo hace mejor con la secuencia inferior (Figura 23c). La principal diferencia entre el comportamiento de las firmas geoquímicas de ETR normalizadas a roca de las muestras 18 y 24 y la muestra 6 es el sentido de la pendiente, es decir su fraccionamiento. En las primeras se evidencia un enriquecimiento relativo de ETRL contrario a la muestra 6 donde el enriquecimiento ocurre en los ETRP. Un posible motivo para esta discrepancia es una mayor adsorción de los ETRL en las superficies de las arcillas producto de la intensa disolución de feldespatos en el acuífero granular, tal como se mencionó en el capítulo de especiación, y lo cual se refleja en la ubicación espacial de las muestras de la familia E (Figura 15).

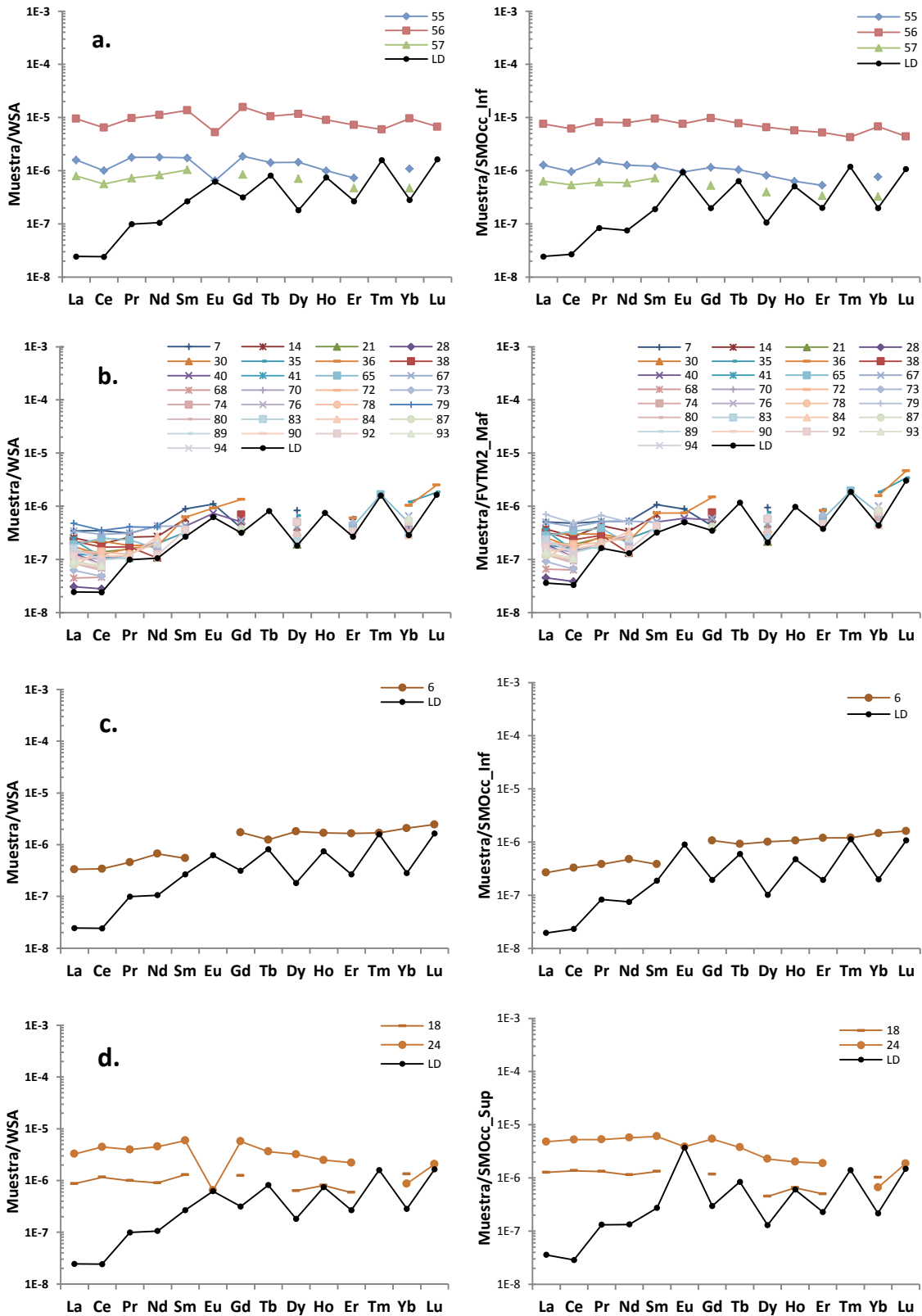


Figura 23. a. Muestras de la familia D normalizadas al WSA y a las rocas oligocénicas de la Secuencia Inferior de la SMOcc (SMOcc_Inf). b. Muestras de la familia B normalizadas al WSA y a los basaltos miocénicos de la FVTM (FVTM2_Bas). c. Muestra 6 (Familia E) normalizada a WSA y a la Secuencia Inferior de la SMOcc. d. Muestras 18 y 24 (Familia E) normalizadas a WSA y a la Secuencia Superior de la SMOcc (SMOcc_Sup)

De las familias restantes, aquellas que presentan una fuerte anomalía tanto positiva como negativa de Ce (A y F), una anomalía positiva de Eu de gran magnitud (C), o una combinación de las dos anteriores (H y I), sus patrones de ETR no pueden ser reproducidos únicamente a partir de las firmas de ETR encontradas para las rocas volcánicas de la SMOcc y la FVTM ya que anomalías de estas características están ausentes. El comportamiento cóncavo del patrón de ETR de la familia G tampoco puede ser explicado solo a partir de las interacciones con estas rocas, posiblemente en estas aguas han ocurrido determinados procesos o reacciones que causen este particular fraccionamiento de los ETR.

Por otra parte, el contraste en las concentraciones absolutas de ETR entre la familia D y las demás familias, demuestra que las mayores concentraciones de ETR no necesariamente reflejan un mayor tiempo de residencia o un mayor grado de interacción con las rocas, sino que estos elementos en solución reaccionan de diferentes maneras con su entorno fraccionándose y modificando su patrón de ETR.

Nelson y colaboradores (2015) demostraron que el agua subterránea puede experimentar una filtración natural de lo ETR ya que estos pueden ser removidos de la solución mientras ésta se mueve a lo largo de las líneas de flujo a través de las unidades hidrogeológicas. La abundancia y las variaciones de ETR en el agua subterránea dependen de complejas interrelaciones entre la geología, la configuración de los sistemas de flujo, la composición y condiciones químicas del agua, incluyendo pH, potencial redox y aniones disueltos (Munemoto *et al.*, 2015).

En la región de La Muralla, Guanajuato, Johannesson y colaboradores (2005) normalizaron las concentraciones de ETR en las aguas subterráneas respecto a las concentraciones promedio de ETR en las riolitas de la FVTM, y respecto a las concentraciones promedio de ETR de las riolitas, andesitas y basaltos de la FVTM, pero en ninguno de los dos casos se pudo establecer una relación entre el agua y las rocas.

En primera instancia estos autores no consideraron que el acuífero fracturado del que se extrae el agua en la zona, la Ignimbrita Cuatralba, corresponde a una unidad oligocénica de la SMOcc, geoquímica y temporalmente diferente a las rocas de la FVTM (Figura 6). Si bien, tanto en las rocas félsicas de la FVTM como en las riolitas e ignimbritas de la SMOcc se presenta un enriquecimiento de las ETRL sobre las ETRP y una anomalía negativa de Eu cuando son normalizados a *condrita*, la distribución de los ETR es diferente ya que las mayores concentraciones de ETR ocurren en la Secuencia Inferior de la SMOcc, la anomalía de Eu es más pronunciada en la Secuencia Superior de la SMOcc y las menores concentraciones de ETR corresponden a las rocas del Mioceno Temprano a Tardío de la FVTM.

Por otra parte, los autores descartan la posibilidad de que la anomalía negativa de Ce sea el resultado de la interacción con las rocas de la zona, y aunque recalcan que este es un comportamiento propio de rocas marinas carbonatadas, no consideran que la base de la secuencia estratigráfica corresponde a una vasta secuencia marina (secuencia vulcanosedimentaria), y que probablemente el agua pudo haber adquirido esta firma geoquímica al interactuar con éstas en la zona de recarga y/o tras seguir un sistema de flujo regional.

4.3.1. Deducción de patrones de ETR en rocas y minerales

Cuando el agua subterránea interactúa con más de un tipo de roca es de esperarse que la firma geoquímica que presenta sea el resultado de la disolución secuencial de los componentes mineralógicos que encuentra en su recorrido y de las condiciones de equilibrio que se establecen a partir de la composición química adquirida (Palmer & Cherry, 1984). Como se vio anteriormente, la firma geoquímica de ETR de las rocas de la SMOcc y la FVTM no son suficientes para explicar el origen de los patrones de ETR de las diferentes familias de agua, ya que más allá de la anomalía de Eu y la concentración absoluta de ETR, estas firmas no difieren significativamente; y, las anomalías de Ce de gran magnitud de las familias A, F, H, I y las anomalías fuertemente positivas de Eu en las familias C, H e I no se pueden obtener a partir de la interacción exclusiva con las riolitas e ignimbritas de la SMOcc y/o los basaltos y andesitas de la FVTM.

Aunque no se cuenta con la firma geoquímica de las rocas marinas de la base de la secuencia estratigráfica ni con la de los sedimentos de relleno del acuífero granular de la zona, y mucho menos la de los minerales que los conforman; a partir de las firmas geoquímicas características presentadas en la literatura y las que presentan las diferentes familias de agua reconocidas en la zona de estudio, se puede llegar a reconstruir una firma geoquímica de ETR idealizada para los miembros finales de las aguas que han interactuado en mayor medida con las rocas marinas (C100) y las que lo han hecho principalmente con el material de relleno, cuya firma puede ser atribuida en mayor medida a las plagioclasas cálcicas de los basaltos de la FVTM (P100); y de esta manera, estimar mediante la mezcla de estas firmas en diferentes proporciones, la firma geoquímica de ETR para miembros o familias intermedias donde el agua ha interactuado mayormente y de manera diferencial con los dos tipos de roca (Figuras 24 y 25).

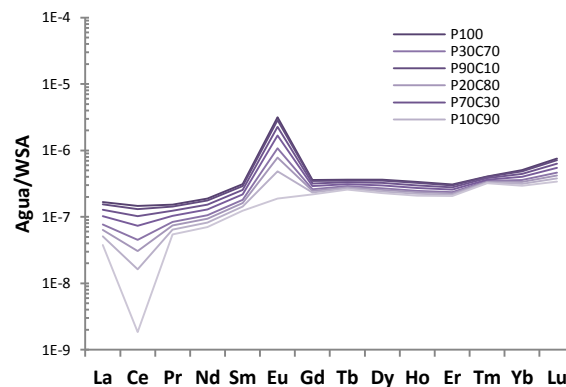


Figura 24. Mezclas en diferentes proporciones de las firma geoquímica de ETR idealizadas para un agua que ha interactuado en equilibrio termodinámico con las rocas marinas mesozoicas (C100) y las que lo han hecho con los sedimentos del acuífero granular (P100)

Para la firma de P100 se consideró la distribución de concentraciones de ETR de la familia C cuya característica principal es la fuerte anomalía positiva de Eu. Se usaron los promedios para La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Er y Yb, valores estimados para un punto medio entre los ETR contiguos de Tb, Ho, Tm y Lu, y la concentración de Eu más alta registrada en la zona de estudio (muestra 63). Para las rocas marinas se utilizó la firma de ETR con la más baja concentración de Ce del agua subterránea reportada por Johannesson y colaboradores (2005) en la región de La Muralla.

Con la mezcla en diferentes proporciones de las aguas con anomalías negativas de Ce y positivas de Eu por interacción con rocas carbonatadas y rocas basálticas del relleno, respectivamente, se pueden reproducir en gran medida los patrones de ETR de las familias A, C y I (Figura 25). Para este propósito se escogieron las muestras más representativas de las anomalías en cada familia y se han subdividido en tres grupos que se diferencian por las proporciones de cada uno de los miembros de agua en la mezcla.

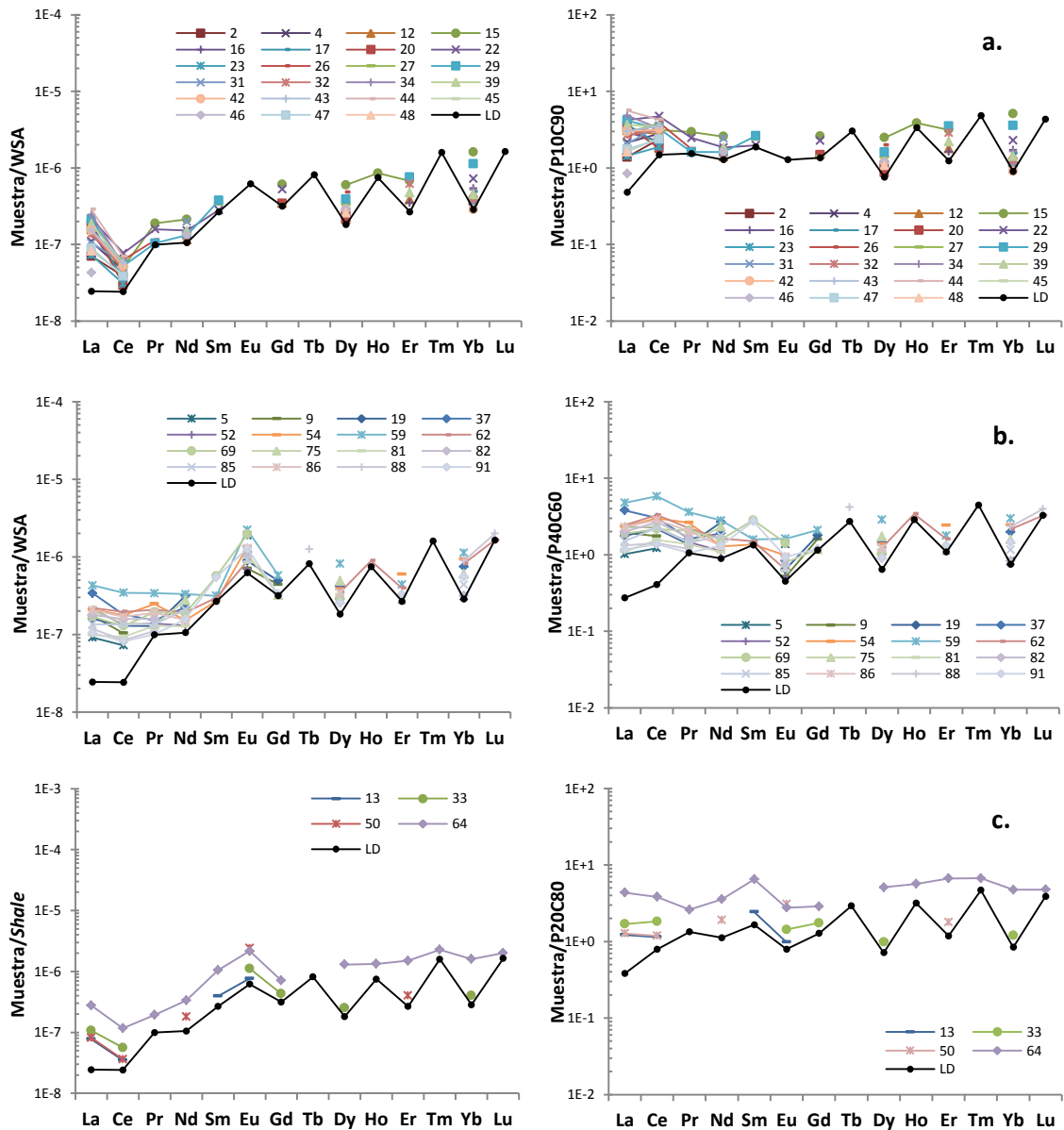


Figura 25. a. Algunas muestras de la familia A normalizadas al WSA y a la mezcla de aguas de rocas marinas y material de relleno P10C90. b. Algunas muestras de la familia C normalizadas al WSA y a la mezcla de aguas P40C60. c. Familia I y muestras 13, de la familia A, y 33, de la familia C, normalizadas al WSA y a la mezcla de aguas P20C80

La anomalía positiva de Eu algo más acentuada en la muestra 50 que en la 64 puede ser debido a la entrada de aguas provenientes de la Sierra de Pénjamo que han interactuado con las rocas félsicas de la SMOcc y que pueden estar contrarrestando la anomalía positiva del agua de la muestra 64 con la anomalía negativa de la roca.

La ausencia de muestras de agua que exhiban anomalías negativas de Ce y Eu indica que aguas subterráneas que hayan interactuado con las ignimbritas y riolitas de la SMOcc y con las rocas marinas de la secuencia mesozoica no están presentes en la zona de estudio, pueden estar conformando el sistema de flujo regional, lo que resulta coherente con la estratigrafía regional, o las anomalías pueden estar siendo atenuadas por la interacción con otros materiales que presenten anomalías de sentido contrario.

La interacción del agua con diferentes tipos de roca también interfiere en los patrones de ETR obtenidos para cada una de las muestras de agua. Además de las limitantes ya mencionadas de carácter geológico y geoquímico en la obtención de patrones horizontales con la normalización con respecto a la(s) roca(s) que conforma(n) el acuífero, se suma la dificultad de separar el agua de una sola unidad rocosa sin mezclarla con aguas de otras unidades (Nelson *et al.*, 2015). Por ello, el conocimiento de la geología y estratigrafía en la zona es fundamental para entender los procesos que dan lugar a variaciones en los patrones de ETR y así poder hacer uso de ellos en el entendimiento de los sistemas de flujo.

4.4. Procesos que controlan la distribución de ETR en el agua subterránea

Una vez definidas las rocas con las que interactúa el agua subterránea, y por tanto la fuente de las concentraciones disueltas de ETR, es necesario entender cómo ocurre la interacción y cuáles son los mecanismos o procesos que dan lugar a su presencia y distribución en el agua subterránea. Cabe resaltar el hecho de que, como indican los resultados previos mostrados en párrafos anteriores, los ETR no son trazadores conservativos; es decir, que sus concentraciones no están en función del tiempo de residencia o la longitud de las líneas de flujo, y que éstos reaccionan de diferentes maneras con su entorno aumentando o disminuyendo sus concentraciones en solución.

El proceso fundamental mediante el cual se incorporan los ETR al agua subterránea es la disolución de minerales presentes en las rocas a través de las cuales el agua fluye. Los ETR se encuentran comúnmente como elementos traza o constituyentes esenciales de minerales accesorios como el apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$), la esfena (CaTiSiO_5) y la monacita ($(\text{Ce}, \text{La})\text{PO}_4$), y en menor medida como elementos traza en minerales formadores de roca como piroxenos, anfíboles, plagioclasas, feldespato alcalino y biotita (Clark, 1984). Los ETR, a excepción del Eu que se incorpora en las plagioclasas, son más afines con las fases más tardías de cristalización por lo que se espera también que estén presentes en concentraciones considerables en la matriz de las rocas volcánicas félsicas. Los minerales sedimentarios también aportan ETR al agua subterránea: las arcillas adsorben grandes cantidades de ETR en sus superficies, y las rocas y sedimentos de origen marino muestran distribuciones de ETR similares al agua de mar (Clark, 1984).

El intercambio iónico también puede estar generando un enriquecimiento de los ETR en el agua cuando cationes disueltos afines a los ETR como el Ca^{+2} los reemplaza y remueve de la estructura cristalina, de esta manera incorporándolos en la solución. El proceso opuesto también puede ocurrir en cuyo caso los ETR salen de la solución y se incorporan en la estructura cristalina de los minerales que constituyen el acuífero. Otros procesos que pueden

dar lugar al empobrecimiento de ETR en el agua subterránea son la coprecipitación y la adsorción. El primero ocurre cuando una fase mineral sobresaturada en la solución permite la entrada de los ETR en su estructura y precipita, la calcita y la calcedonia son algunos de los minerales con los que los ETR pueden coprecipitar, situación que es posible de acuerdo con los IS mostrados en la tabla 7.

La adsorción ocurre cuando las especies disueltas y cargadas de ETR son atraídos y retenidos en las superficies también cargadas, comúnmente de forma negativa en aguas de pH circumneutral, de los materiales que constituyen los acuíferos, arcillas, coloides y partículas (usualmente oxihidróxidos de Fe) en general. Según la información que se obtiene de la modelación hidrogeoquímica (fuerza iónica y proporciones de las especies acuosas de ETR), este es uno de los procesos que puede estar influyendo mayormente en la presencia y distribución de ETR en el agua subterránea ya que explica muy bien el fraccionamiento de ETRP y ETRL visto en las muestras de agua analizadas. Su contraparte, la desorción causaría el efecto inverso aumentando las concentraciones de ETR en el agua subterránea.

El desarrollo o la inhibición de estos procesos, y por ende el comportamiento de los ETR, dependen principalmente del pH y la presencia de otros iones en solución. El pH no solo controla las concentraciones disueltas sino también la especiación de los ETR. El pH del agua subterránea en la zona de estudio es regulado por la alcalinidad y la disolución de feldespatos, lo que da lugar a la composición predominantemente bicarbonatada sódica, y a su vez a la complejación de los ETR principalmente como especies carbonatadas. Los ETRL tienden a formar más LnCO_3^+ y los ETRP más $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$, sin embargo a mayor pH las especies de $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ aumentan en abundancia relativa para todos los ETR.

Lo anterior tiene una fuerte implicación en el fraccionamiento de ETR por adsorción ya que por su tendencia a formar más LnCO_3^+ y en general especies con carga positiva, los ETRL son más susceptibles a ser adsorbidos en las superficies negativas de los materiales que constituyen el acuífero. Ya que a mayor pH el porcentaje de especies con carga positiva disminuye, se espera que la cantidad de ETRL adsorbidos sea también menor y por tanto la relación ETRP/ETRL se reduzca; sin embargo en las muestras analizadas por especiación se ve la relación contraria (a mayor pH, mayor fraccionamiento ETRP/ETRL), y es porque la adsorción de los ETR depende en mayor medida de la fuerza iónica. La adsorción de los ETRL, y por tanto el fraccionamiento, disminuyen con el aumento en la fuerza iónica, como se mostró anteriormente en la sección de modelación hidrogeoquímica.

4.5. Modelo conceptual del sistema de flujo a partir de la información de ETR

Con todo lo que ya se ha visto en las diferentes secciones de resultados, es posible recrear un modelo conceptual del movimiento del agua subterránea a partir de la interacción con las diferentes unidades rocosas en el suroeste de Guanajuato en el que se explicarían los patrones de ETR observados en las muestras de agua subterránea analizadas. Como punto de partida es necesario entender el contexto hidrogeológico; ya que la zona de estudio pertenece al sistema hidrogeológico de la Cuenca del Bajío no puede ser tratada como un sistema aislado y cerrado, en ella confluyen las aguas superficiales y subterráneas que provienen de León y Silao en el norte, y de Celaya y Salamanca en el oriente.

Las zonas de recarga corresponden a las principales sierras de la región (Anexo 5). El agua de lluvia se infiltra primordialmente a través de las fracturas en las rocas volcánicas que conforman las sierras de Pénjamo y Codornices, y afloran ampliamente en la Sierra de Guanajuato, y probablemente en menor medida a través de las rocas mesozoicas de la Sierra de Guanajuato. A partir de allí el agua se mueve a través de esas rocas hacia los valles siguiendo las líneas de flujo delimitadas por el gradiente de carga hidráulica. La hipótesis central de este trabajo es que durante su trayectoria el agua subterránea adquiere su composición de ETR a partir de la interacción con las rocas, mismo por lo que del análisis del patrón de ETR en el agua se puede deducir en qué medida y con qué tipo de rocas ha interactuado, si se conocen también los patrones de ETR de esas rocas.

Las sierras de Guanajuato y Codornices corresponden a zonas de recarga regionales que se encuentran a distancias considerables de la zona de estudio por lo que es de esperar que el agua subterránea que proviene de éstas haya recorrido un largo camino de flujo, alcanzando grandes profundidades, e interactuado de esta manera con las unidades hidrogeológicas más antiguas (Figura 26). Por lo tanto, aquellas muestras de agua que exhiben anomalías negativas de Ce y enriquecimiento relativo de los ETRP, como el caso de las familias A e I, representan a un sistema de flujo regional en el que el agua interactúa con las rocas marinas de la secuencia vulcanosedimentaria. El encuentro puede ocurrir tempranamente durante la recarga en el caso de la Sierra de Guanajuato o durante la profundización y avance de las líneas de flujo tanto en la Sierra de Guanajuato como en la Sierra de Codornices.

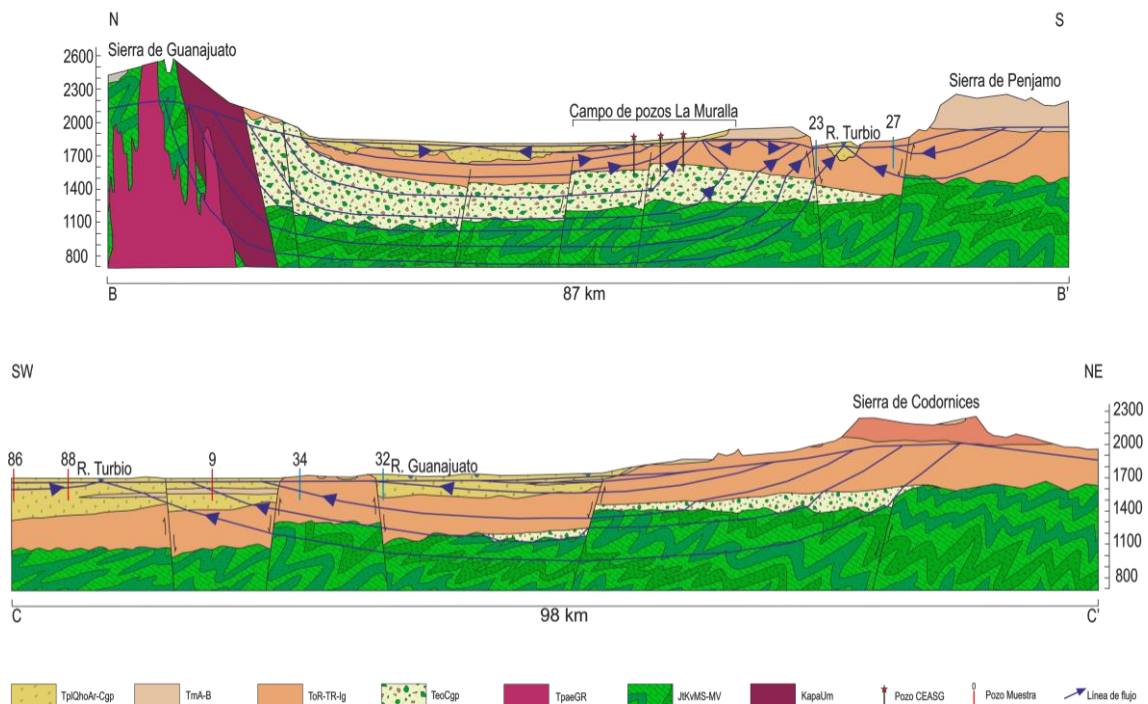


Figura 26. Secciones hidrogeológicas esquemáticas con líneas de flujo definidas a partir de la interacción agua-roca deducida a partir de los patrones de ETR en el agua subterránea

Las muestras de la familia I, tomadas prácticamente sobre el cauce del Río Lerma, la principal zona de descarga regional, además presentan una anomalía positiva de Eu por lo que eventualmente, más adelante en las líneas de flujo, pueden haber estado en contacto con los basaltos de la FVTM o con los depósitos de relleno.

Debido al pH ligeramente ácido del agua de lluvia y a la composición mineralógica de las rocas en la zona de estudio, la meteorización química es más intensa en las zonas de recarga y disminuye en el sentido de los caminos de flujo en la medida en que la alcalinidad aumenta como respuesta a la continua alteración de minerales como los feldespatos. Esto permite la temprana liberación de los ETR en las rocas de la zona de recarga y la preservación de sus patrones de ETR en el agua subterránea (Johannesson *et al.*, 2005), y explica por qué se observan las firmas geoquímicas de ETR de las rocas mesozoicas en el agua subterránea del área de estudio.

En los sistemas de flujo de carácter intermedio a local en la zona de estudio, el movimiento del agua está más restringido a las rocas de las unidades volcánicas de la SMOcc y la FVTM y a los sedimentos generados por su erosión y transporte (Figuras 18 y 26).

Las aguas subterráneas de la familia D, extraídas en el piedemonte de la Sierra de Pénjamo, presentan valores relativamente bajos de pH (5,9 a 7,13) y las más altas concentraciones de ETR con una firma geoquímica que se asemeja bastante a la de la secuencia inferior de la SMOcc. Las muestras 18 y 24 de la familia E comparten características con la familia D, pH de 7 y 7,07 respectivamente, proximidad a la Sierra de Pénjamo y concentraciones relativamente altas de ETR, pero el patrón de ETR se reproduce más efectivamente con la secuencia superior de la SMOcc. Todos estos elementos apoyan la visión de la Sierra de Pénjamo como una zona de recarga y la circulación de estas aguas casi exclusivamente a través las ignimbritas y riolitas de la SMOcc.

En la medida en que el agua circula a través de estos medios, las concentraciones de ETR disminuyen. La alteración de los feldespatos de las rocas volcánicas da lugar no solo al aumento en la alcalinidad del agua, sino además a la formación de arcillas, las cuales a pH circumneutral tienen una carga superficial negativa. Las especies de ETR con carga positiva, más abundantes para los ETRL, se adsorben en las arcillas generando una disminución general en la concentración de los ETR y un enriquecimiento relativo de los ETRP, tal como se refleja en los patrones de ETR y la distribución espacial de las familias B y C.

Las unidades de composición máfica a intermedia de la FVTM y los sedimentos cenozoicos se encuentran generalmente próximos a la zona de descarga, son de mayor relevancia en los sistemas de flujo más locales por el grado de interacción agua-roca, y son los que imprimen la anomalía positiva de Eu en las muestras de la familia C, cuya distribución espacial, esencialmente en el valle, refuerza la propuesta de esta interacción. El agua de la familia B presenta características intermedias entre las familias A y C por lo que puede estar mostrando diferentes grados de interacción con los materiales máficos de la FVTM y las rocas de la secuencia vulcanosedimentaria y por tanto circulación relativamente profunda.

La anomalía positiva de Ce en las familias de agua F y H posiblemente corresponde a un enmascaramiento generado por una intensa interacción con material terrígeno, el cual en la zona de estudio se presenta básicamente en los valles conformando el acuífero granular. La diferencia entre las dos familias radica en el sentido de la anomalía de Eu. La anomalía negativa de Eu en la muestra 25 (Familia F) indica su interacción con las ignimbritas y riolitas de la SMOcc, mientras que la anomalía positiva en la familia H proviene del contacto con los basaltos de la FVTM y/o los depósitos de relleno de cuenca.

Teniendo en cuenta la interacción agua-roca y la distribución espacial de las unidades hidrogeológicas se podría asociar el comportamiento de los ETR a diferentes sistemas de flujo en la zona de estudio, más aun si se considera que la cuenca no es simétrica por lo que en un mismo punto, principalmente en los valles, los flujos de agua provienen de diferentes direcciones. A continuación se relacionan las interacciones agua-roca ya definidas para cada familia de agua subterránea con la temperatura y la concentración de Li^+ para caracterizar los sistemas de flujo presentes en el área.

Sistemas de flujo regionales: Se evidencian principalmente en las muestras de agua subterránea de la familia A e I que se encuentran en o muy próximas a zonas de descarga regional como son el Rio Turbio y el Rio Lerma. La anomalía negativa de Ce y los bajos contenidos totales de ETR (33 a 244 pmol/kg) en las muestras de la familia A indican un flujo de tipo regional al interactuar con las rocas marinas de la secuencia vulcanosedimentaria, sin embargo en muchas de las muestras la temperatura y el contenido de Li^+ registrados no concuerdan con esta interpretación al ser relativamente bajos (20 a 34 °C y 0,015 a 0,13 mg/L respectivamente). Esta discrepancia puede ser debido a la mezcla con aguas subterráneas más someras durante el bombeo. Dentro de la familia A, la muestra 48, tomada en proximidades de la Sierra de Abasolo, es la que presenta la temperatura más alta (47 °C), un alto contenido de Li^+ (0,29 mg/L) y el contenido más bajo de ETR (alto grado de fraccionamiento) indicando una larga línea de flujo que circula a gran profundidad.

Las muestras de la familia I presentan la anomalía negativa de Ce que indica la circulación profunda a través de las rocas de la secuencia vulcanosedimentaria, pero adicionalmente presentan una anomalía positiva de gran magnitud de Eu que indica interacción con el relleno vulcanoclástico de la cuenca, un contenido significativo de ETR (de hasta 493 pmol/kg) temperatura relativamente baja (20-22 °C), y bajo contenido de Li^+ (0,025 a 0,047 mg/L) que pueden representar la mezcla con aguas subterráneas más someras que circulan a través de sistemas de flujo más locales.

La elevada temperatura (56 °C), la alta concentración de Li^+ (0,33 mg/L), el bajo contenido de ETR (243 pmol/kg) y el fuerte fraccionamiento de ETRP/ETRL ($\text{Yb}_{\text{NS}}/\text{Nd}_{\text{NS}}$ de 5,99) en la muestra 35 de la familia B indican circulación profunda a través de largas distancias. El patrón de ETR además indica interacción con las rocas intermedias a máficas de la FVTM, posiblemente durante el flujo ascendente.

Sistemas de flujo intermedios: Representado en muestras de agua que indican circulación a través de las rocas félsicas de la SMOcc, los basaltos y andesitas de la FVTM, y de los depósitos fluvio-lacustres que rellenan la cuenca, localizadas muy cerca de los cauces de los ríos Turbio y Lerma. Se incluyen algunas muestras de las familia B y C con un contenido relativamente bajo de ETR (50 a 395 pmol/kg) y alto grado de fraccionamiento ETRP/ETRL ($\text{Yb}_{\text{NS}}/\text{Nd}_{\text{NS}}$ de hasta 4,5), temperaturas bajas a intermedias (22 a 38 °C) y concentraciones de Li^+ de bajas a altas (0,01 a 0,41 mg/L) ya que estas características en conjunto indican circulación a lo largo de líneas de flujo considerablemente largas, mas no profundas, esto último de acuerdo a la posición de las rocas con las que interactúan. La muestra 6 de la familia E y la muestra 25 de la familia F presentan una temperatura y concentración de Li^+ similares a las anteriores (31 y 29 °C, y 0,21 y 0,15 mg/L, respectivamente), pero la elevada concentración de ETR (784 y 2035

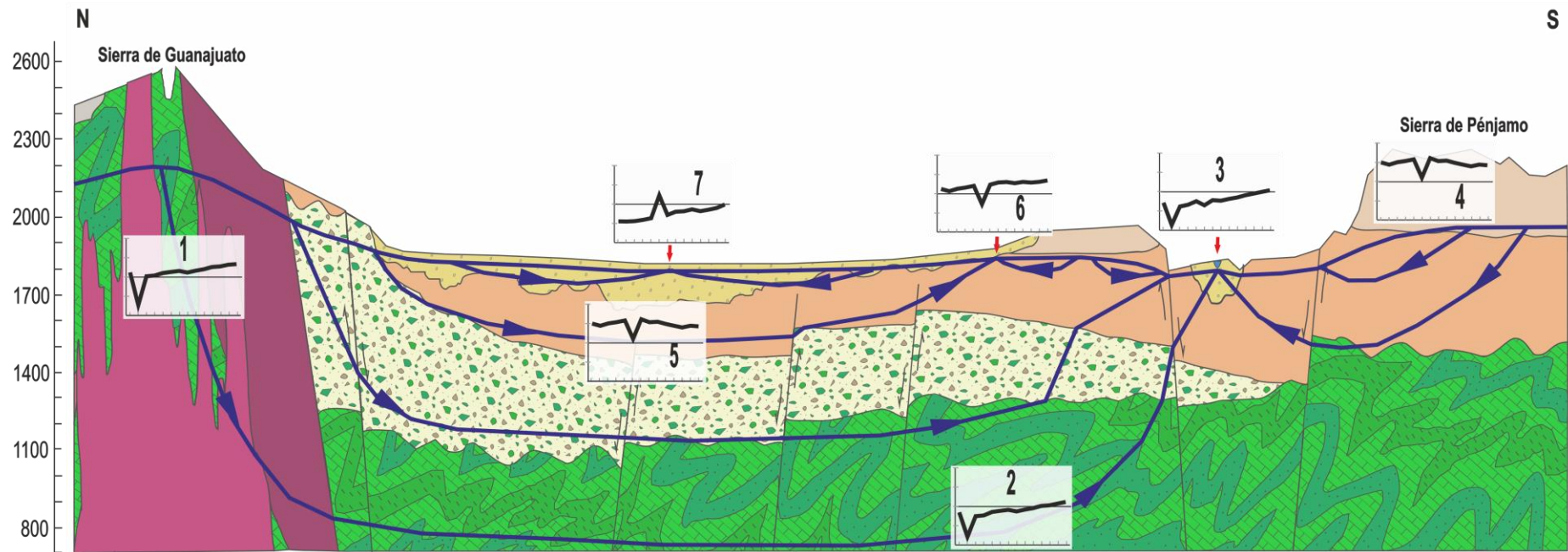
pmol/kg) y la anomalía negativa de Eu implican mayor interacción con las rocas félsicas de la SMOcc y por tanto circulación un poco más profunda.

Sistemas de flujo locales: Reflejados en las muestras de las familias D, B y C ubicadas principalmente sobre, o muy próximas, a las pequeñas sierras del sur del área de estudio. Las muestras de las familias B y C presentan temperaturas bajas (20 a 32 °C), contenidos de Li⁺ de bajos a altos (0,01 a 0,32 mg/L) y concentraciones de ETR de hasta 564 pmol/kg, rangos esperados en caminos de flujo relativamente cortos a través de las rocas de la FVTM y los depósitos que rellenan la cuenca. A diferencia de las anteriores, las muestras 18 y 24 de la familia E y las muestras de la familia D presentan concentraciones muy bajas de Li⁺ (0,01 a 0,08 mg/L) y los más altos contenidos de ETR (969 a 12577 pmol/kg) generados por la interacción temprana con las rocas de la SMOcc en la Sierra de Pénjamo y la corta longitud de los caminos de flujo.

Si bien la temperatura y el contenido de litio son generalmente usados como trazadores de los sistemas de flujo de agua subterránea (Davies *et al.*, 1985; Tóth, 1999), es importante considerar que las muestras obtenidas a través de pozos corresponden a una mezcla de aguas que provienen de diferentes profundidades y que han interactuado con diferentes unidades hidrogeológicas, por lo que estas variables pueden estar siendo subvaloradas para aguas que han circulado a mayores profundidades y por largas distancias, y sobrevaloradas para las más someras y que han recorrido cortas distancias de flujo. Así, la temperatura medida, en la mayoría de los casos, es la temperatura de homogeneización y dependerá de la proporción de cada tipo de agua en la mezcla; de esta manera y de acuerdo con el gradiente geotérmico se espera que las muestras con mayores temperaturas tengan una mayor proporción de agua que circula a mayor profundidad, perteneciente a un sistema de flujo de mayor jerarquía.

Por otra parte, la concentración de litio en el agua subterránea dependerá de la composición de las rocas con las que ha estado en contacto, la solubilidad de sus componentes, y por ende de la química del agua. El litio está enriquecido principalmente en rocas félsicas y pegmatitas, mientras que en las rocas de composición máfica y las rocas carbonatadas su concentración es significativamente más baja (Geological Survey of Finland, 2005), por lo que una muestra que haya circulado por las ignimbritas y riolitas de la SMOcc tendrá un mayor contenido de Li que otra muestra que haya circulado por los carbonatos cretácicos o por los basaltos de la FVTM, aunque ambas hayan recorrido la misma longitud de flujo.

Integrando toda la información descrita en este apartado se presenta el modelo conceptual de la figura 27, en éste se resumen los patrones de ETR esperados en diferentes posiciones a lo largo de la dirección de flujo para los diferentes sistemas de flujo. La evolución de los patrones de ETR, al igual que la composición química del agua es determinada en gran medida por el orden de encuentro con las unidades hidrogeológicas (Palmer & Cherry, 1984). Ya que el pH tiende a aumentar en el sentido de flujo, se espera que la distribución de ETR de las rocas en las zonas de recarga se conserve mejor en el agua subterránea, y a medida que avancen en los caminos de flujo se fraccionen y adquieran en menor medida los rasgos más significativos de los patrones de ETR de las otras rocas por las que circulan. El fraccionamiento de los ETR entonces dependerá de la química del agua, la longitud del recorrido de flujo y el fraccionamiento propio de las rocas con las que el agua subterránea interactúa.



- 1 Contenido relativamente alto de ETR, pronunciada anomalía negativa de Ce, fraccionamiento alto de ETRP/ETRL. Zona de recarga, sistema de flujo regional
- 2 Se preserva la anomalía negativa de Ce, aumenta el fraccionamiento ETRP/ETRL, disminuye la concentración total de ETR. Circulación a través de las rocas marinas cretácicas, sistema de flujo regional
- 3 Se preserva la anomalía negativa de Ce, puede aparecer una pequeña anomalía positiva de Eu por influencia de aguas que circulan en las ignimbritas de la SMOcc, fraccionamiento ETRP/ETRL muy alto, concentración total de ETR muy baja. Zona de descarga, sistema de flujo regional
- 4 Concentración total de ETR muy alta, anomalía negativa de Eu muy pronunciada, fraccionamiento ETRP/ETRL muy bajo. Zona de recarga, sistema de flujo intermedio
- 5 Concentración total de ETR muy alta, anomalía negativa de Eu muy pronunciada, fraccionamiento ETRP/ETRL muy bajo. Circulación a través de las rocas félsicas de la SMOcc, sistema de flujo intermedio
- 6 Concentración total de ETR alta, anomalía negativa de Eu pronunciada, fraccionamiento ETRP/ETRL incipiente. Zona de descarga, sistema de flujo intermedio
- 7 Concentración total de ETR baja y elevado fraccionamiento ETRP/ETRL por presencia de arcillas, pronunciada anomalía positiva de Eu. Zona de descarga, sistema de flujo local

Figura 27. Patrones de ETR normalizados a *shale* esperados en el agua subterránea en diferentes posiciones a lo largo de las líneas de flujo para los distintos sistemas de flujo en una sección hidrogeológica esquemática. Los patrones 1, 2 y 3 corresponden a un sistema de flujo regional donde el agua circula fundamentalmente a través de la secuencia marina cretácica, los patrones 4, 5 y 6 a un sistema de flujo intermedio donde el agua interactúa básicamente con las ignimbritas y riolitas de la SMOcc, y el patrón 7 a un sistema de flujo local que se desarrolla en los depósitos vulcanoclásticos cenozoicos que rellenan la cuenca. La línea horizontal gris en los patrones corresponde a una relación de concentraciones muestra/*shale* de 10^{-6}

5. CONCLUSIONES

La zona de estudio se localiza cerca al límite de las provincias fisiográficas de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Mesa Central (MC) por lo que la secuencia estratigráfica está caracterizada por la abundancia de rocas marinas cretácicas, y rocas volcanoclásticas de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) para el Oligoceno y Mioceno Temprano, y de la FVTM desde el Mioceno Tardío hasta la actualidad. Estas rocas conforman los acuíferos fracturados de la región, mientras que el material producto de su erosión y que es acumulado en los bajos topográficos, correspondientes a depósitos lacustres en fosas tectónicas, constituye el sistema acuífero granular del Bajío.

Las rocas de la SMOcc presentan mayores concentraciones de elementos de tierras raras (ETR) que las de la de la FVTM. Los patrones de ETR normalizados a *condrita* de estas unidades muestran un enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (ETRL) respecto a los elementos de tierras raras pesadas (ETRP), y, las rocas de composición félsica presentan una anomalía negativa de Eu que es más pronunciada en las unidades de la SMOcc, principalmente en la Secuencia Superior. Cuando las concentraciones promedio de ETR en las rocas se normalizan respecto a *shale*, los ETRP son relativamente más abundantes que los ETRL, las anomalías negativas de Eu en las rocas de composición félsica son más pronunciadas, y se evidencian anomalías positivas de Eu en las rocas máficas e intermedias de la FVTM.

Los carbonatos (LnCO_3^+) son las especies dominantes en el agua subterránea, seguido por los bicarbonatos ($\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$) y los iones metálicos libres (Ln^{+3}). Las especies cargadas positivamente, es decir, los carbonatos, los iones libres y los sulfatos, son más abundantes a mayor radio iónico; contrario a los bicarbonatos, de carga negativa, que aumentan en abundancia relativa hacia los ETRP. El fraccionamiento entre los ETRP y los ETRL ocurre en parte por la adsorción preferencial de las especies de carga positiva, principalmente de ETRL, en las superficies predominantemente negativas de los acuíferos a pH circumneutral, y en parte, por la mayor estabilidad en solución de los complejos de ETRP.

El pH es el principal parámetro que controla la especiación acuosa de los ETR. A medida que el pH aumenta, la abundancia relativa de los complejos de bicarbonato de todos los ETR es progresivamente mayor, mientras que la abundancia de los ETR como iones libres es menor. Tanto el pH como la fuerza iónica influyen en el comportamiento del patrón de ETR en el agua subterránea ya que pueden favorecer o inhibir la adsorción de las diferentes especies acuosas en las superficies de las rocas, minerales o partículas, y de esta manera, intervenir en el fraccionamiento de los ETR.

Se identificaron las firmas geoquímicas de ETR dominantes en las rocas de la zona de estudio; para las rocas marinas de la secuencia vulcanosedimentaria se define un patrón con una fuerte anomalía negativa de Ce y enriquecimiento en ETRP, mientras que para las rocas sedimentarias de origen continental se observa un patrón con una significativa anomalía positiva de Eu y enriquecimiento en ETRP por ser el resultado de la erosión y meteorización de las rocas volcánicas.

Las firmas hidrogeoquímicas de ETR identificadas para el agua subterránea muestran una relación con las rocas por la que ha circulado. Así, las anomalías negativas de Ce en las

muestras de agua subterránea y su distribución espacial sugieren flujo regional a través de las rocas marinas mesozoicas de la MC; las altas concentraciones de ETR y las anomalías negativas de Eu en las familias D y E confirman a la Sierra de Pénjamo como una zona de recarga local y la circulación a través de las rocas ignimbríticas de la SMOcc; mientras que las anomalías positivas de Eu reflejan la interacción del agua subterránea con los basaltos y andesitas de la FVTM o con los productos de su alteración presentes en los depósitos de relleno cenozoicos que constituyen el acuífero granular. Las familias restantes pueden ser obtenidas a partir de la mezcla en diferentes proporciones de los patrones de ETR de las anteriores familias y por tanto de la interacción con los diferentes tipos de rocas presentes en la zona.

Los ETR disueltos en el agua subterránea son susceptibles a ser naturalmente extraídos del agua subterránea y/o fraccionados mediante procesos como adsorción, coprecipitación e intercambio iónico. Sin embargo, los ETR son una herramienta valiosa en la determinación de caminos de flujo y en la identificación de áreas de recarga al ser indicadores de la interacción agua-roca. Los patrones de ETR en el agua se están con diferentes sistemas de flujo de agua subterránea en la zona de estudio. En los sistemas de flujo regionales, el agua circula principalmente a través de las rocas marinas de la secuencia vulcanosedimentaria mientras que en los sistemas de flujo de carácter intermedio a local, el movimiento del agua está más restringido a las rocas volcánicas de la SMOcc y la FVTM y a los sedimentos generados por su erosión y transporte.

5.1. Recomendaciones

Estudios que conlleven al entendimiento del funcionamiento de los sistemas de flujo son fundamentales para el desarrollo de políticas que conduzcan a un aprovechamiento sostenible en cuanto a cantidad y calidad del agua subterránea. La caracterización geoquímica de las unidades rocosas y sus componentes minerales es clave para determinar la interacción agua - roca, mediciones de potencial redox permitirían descartar la posibilidad de que las anomalías sean producto de reacciones oxido-reducción, la composición química del agua define en qué forma se encuentran los ETR en solución y cómo podrían reaccionar al entrar en contacto con los materiales geológicos, la conductividad hidráulica de las rocas así como su disposición y las estructuras que estas formen condicionan el patrón y la cantidad de flujo de agua subterránea. El conocimiento de estos parámetros, así como la integración de los resultados aquí obtenidos con información hidráulica e isotópica fortalecerían las interpretaciones hechas en este trabajo y conducirían a una caracterización más completa de los sistemas de flujo.

Referencias bibliográficas

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 187, p. 33-52
- Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18-2, p. 129-148
- Anastopoulos, I., Bhatnagar, A., Lima, E.C., 2016, Adsorption of rare earth metals: A review of recent literature: *Journal of Molecular Liquids*, v. 221, p. 954-962
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene Extension in the Southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional Tilting of Eocene Red Beds and Oligocene Volcanic Rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134
- Aranda-Gómez, J.J., Godchaux, M.M., Aguirre-Díaz, G.J., Bonnicksen, B., Martínez-Reyes, J., 2003, Three Superimposed Volcanic Arcs in the Southern Cordillera -From the Early Cretaceous to the Miocene, Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 6, p. 123-168
- Banks, N.D., Hall, G., Reimanna, C., Siewers, U., 1999, Distribution of rare earth elements in crystalline bedrock groundwaters: Oslo and Bergen regions, Norway: *Applied Geochemistry*, v. 14, p. 27-39
- Biddau, R., Bensimon, M., Parriaux, A., 2009, Rare Earth Elements in groundwater from different Alpine aquifers: *Chemie der Erde*, v. 69, p. 327-339
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., Deino, A.L., Renne P.R., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1324-1342
- Botero-Santa, P.A., Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 32-1, p. 84-98
- Brookins, D.G., 1983, Eh-pH diagrams for the rare earth elements at 25° C and one Bar Pressure: *Geochemical Journal*, v. 17, p. 223-229
- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., Edmunds, W.M., 2002, Use of abstraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in abstracted groundwater: San Luis Potosí basin, Mexico: *Journal of Hydrology*, v. 261, p. 24-47
- Cerca M., L.M., Aguirre D., G.J., López M., 2000, The Geologic Evolution of the Southern Sierra de Guanajuato, México: A Documented Example of the Transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, v. 42, p. 131-151
- Clark, A.M., Mineralogy of rare earth elements *in* Henderson, P., 1984, Rare Earth Element Geochemistry: *Developments in Geochemistry*, v. 2, p. 33-61
- Comisión Estatal de Agua y Saneamiento de Guanajuato (CEASG), Estudio hidrogeológico y modelo matemático del acuífero de Pénjamo-Abasolo, Guanajuato, 1998
- Comisión Estatal del Agua de Guanajuato, 2014, Cartel: Calidad de vida. El agua subterránea en Guanajuato
- Comisión Nacional del Agua, CONAGUA, 2002, Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero

Irapuato-Valle, Estado de Guanajuato

Davies, S.N., Campbell, D.J., Bentley, H.W., Flynn, T., 1985, An introduction to groundwater tracers: Department of hydrology and water resources, University of Arizona, 219 p.

De Baar, H.J.W., Bacon, M.P., Brewer, P.G., 1985, Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 1943-1959

Elderfield, H., Greaves, M.J., 1982, Rare earth elements in seawater: *Nature*, v. 296, p. 214-219

Fee, J.A., Gaudette, H.E., Lyons, W.B., Long, D.T., 1992, Rare earth element distribution in Lake Tyrrell groundwaters, Victoria, Australia: *Chemical Geology*, v. 96, p. 67-93

Ferrari, L., Garduño, V.H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G., Vaggelli, G., 1994, A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional*, v. 33-1, p. 107-123

Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 1999, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block: *Geological Society of America spe* 334, p. 65-83

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 318, p. 161-185

Ferrari, L., 2003, Digital Cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt: <ftp://rock.geosociety.org/pub/reposit/2004/2004012.pdf>. Consultado en agosto de 2016

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the TransMexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, v. 522-523, p. 122-149

Fleet, A.J., Aqueous and sedimentary geochemistry of rare earth elements *in* Henderson, P., 1984, Rare Earth Element Geochemistry: *Developments in Geochemistry*, v. 2, p. 343-373

Geological Survey of Finland, 2005, Geochemical Atlas of Europe, Part 1: Background Information, Methodology and Maps

Goldberg, E.D., Koide, M., Schmitt, R.A., Smith, R.H., 1963, Rare-Earth Distributions in the Marine Environment: *Journal of Geophysical Research* v. 68-14, p. 4209-4217

Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics* v. 318, p. 249-280

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A.B., Langmuir, C., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, 2003, Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4-8, p. 1-33

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Special Paper* 422, p. 129-181

Gosselin, D.C., Smith, M.R., Lepel, E.A., Laul, J.C., 1992, Rare earth elements in chloride-rich groundwater, Palo Duro Basin, Texas, USA: *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 56, p. 1495-1505

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984, The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2469-2482

Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central México: *Geofísica Internacional*, v. 24-4, p. 577-607

- Henderson, P., General geochemical properties and abundances of the rare earth elements *in* Henderson, P., 1984, Rare Earth Element Geochemistry: Developments in Geochemistry, v. 2, p. 1-32
- Hernández-Laloth, N., 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del Valle de León, Guanajuato: Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México
- Instituto de Planeación del Estado de Guanajuato IPLANEG, 2014, Regionalización del Estado de Guanajuato: <http://iplaneg.guanajuato.gob.mx>
- Janssen, R.P.T., Verweij, W., 2003, Geochemistry of some rare earth elements in groundwater, Vierlingsbeek, The Netherlands: Water Research, v. 37, p. 1320-1350
- Johannesson, K.H., Lyons, W.B., 1994, The rare earth element geochemistry of Mono Lake water and the importance of carbonate complexing: Limnology and Oceanography, v. 39-5, p. 1141-1154
- Johannesson, K.H., Stetzenbach, K.J., Hodge, V.F., Kremer, D.K., Zhou, X., 1997a, Delineation of Groundwater Flow Systems in the Southern Great Basin Using Aqueous Rare Earth Element Distributions: Groundwater, v. 35-5, p. 807-819
- Johannesson, K.H., Stetzenbach, K.J., Hodge V.F., 1997b, Rare Earth Elements as Geochemical Tracers of Regional Groundwater Mixing: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61-17, p. 3605-3618
- Johannesson, K.H., Farnham, I.M., Guo, C., Stetzenbach, K.J., 1999, Rare earth element fractionation and concentration variations along a groundwater flow path within a shallow, basin-fill aquifer, southern Nevada, USA: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 63-18, p. 2697-2708
- Johannesson, K.H., Zhou, X., Guo, C., Stetzenbach, K.J., Hodge, V.F., 2000, Origin of rare earth element signatures in groundwaters of circumneutral pH from southern Nevada and eastern California, USA: Chemical Geology, v. 164, p. 239-257
- Johannesson, K.H., Cortés, A., Ramos-Leal, J.A., Ramírez, A.G., Durazo, J., 2005, Geochemistry of Rare Earth Elements in Groundwaters from a Rhyolite Aquifer, Central México: *in* K.H. Johannesson (ed). Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems, p. 187-222
- Kawabe, I., Kitahara, Y., Naito, K., 1991, Non-chondritic yttrium/holmium ratio and lanthanide tetrad effect observed in pre-Cenozoic limestones: Geochemical Journal, v. 25, p. 31-44
- Lindberg, R.D., Runnells, D.D., 1984, Ground Water Redox Reactions: An Analysis of Equilibrium State Applied to Eh Measurements and Geochemical Modeling: Science, v. 225, p. 925-927
- Madhavaraju, J., Ramasamy, S., 1999, Rare earth elements in limestones of Kallankurichchi Formation of Ariyalur Group, Tiruchirapalli Cretaceous, Tamil Nadu: Geological Society of India, v. 54-3, p. 291-301
- Madhavaraju, J., González-León, C.M., 2012, Depositional conditions and source of rare earth elements in carbonate strata of the Aptian-Albian Mural Formation, Pitaycachi section, northeastern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 29- 2, p. 478-49
- Middleworth, P. E., Wood, S. A., 1998, The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. Part 7. REE, Th and U contents in thermal springs associated with the Idaho batholith: Applied Geochemistry, v. 13-7, p. 861-884
- McLennan, S.M., 2001, Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 2, 24 p.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of American Bulletin, v. 106, p. 383-394
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S. L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: Chemical Geology, v. 244, p. 452-

473.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., 2009, Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, v. 0-0, p. 1-30

Munemoto, T., Ohmori, K., Iwatsuki, T., 2015, Rare earth elements (REE) in deep groundwater from granite and fracture-filling calcite in the Tono area, central Japan: Prediction of REE fractionation in paleo- to present-day groundwater: *Chemical Geology*, v. 417, p. 58-67

Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, M.R., Jones, D.L., Gerlach, D.C., Russ III, G.P., 1990, Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale: *Geology*, v. 18, p. 268-271

Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, Gerlach, D.C., M.R., Russ III, G.P., Jones, D.L., 1992, Interoceanic variation in the rare earth, major, and trace element depositional chemistry of chert: Perspectives gained from the DSDP and ODP record: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 1897-1913

Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., 1985, Geological and Geochemical Investigations on the Eastern Trans Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 24-4, p. 477-575

Nelson, B.J., Wood, S.A., Osiensky, J.L., 2015, Rare earth element geochemistry of groundwater in the Palouse Basin, northern Idaho–eastern Washington: *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, v. 4, p. 227-241

Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 13–25

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution: *Geological Society of America spe 422-02*, p. 41-70

Nieto-Samaniego, A.F., Ojeda-García, A.C., Alaniz-Álvarez, S.A., Xu, S., 2012, Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64-3, p. 411-425

Noack, C.W., Dzombak, D.A., Karamalidis, A.K., 2014, Rare Earth Element Distributions and Trends in Natural Waters with a Focus on Groundwater: *Environmental Science & Technology*, v. 48, p. 4317-4326

Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, p. 37-56

Ortega-Guerrero, M.A., 2009, Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26-1, p. 143-161

Ortega-Guerrero, A., 2016, Evaporative concentration of arsenic in groundwater: health and environmental implications, La Laguna Region, Mexico: *Environmental Geochemistry and Health*, 17 p.

Palmer, C.D., Cherry, J.A., 1984, Geochemical evolution of groundwater in sequences of sedimentary rocks: *Journal of hydrology*, v. 75, p. 27-65

Papangelakis, V.G., Moldoveanu, G., 2014, Recovery of rare earth elements from clay minerals: 1st European Rare Earth Resources Conference, p. 191-202

Parkhurst, D.L., Appelo C.A.J., 2013, Description of Input and Examples for PHREEQC (Version 3)--A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations: USGS

Piper, D.Z., 1974, Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary: *Chemical Geology*, v. 14, p.

R Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Viena, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.

Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., Renne P.R., 1995, Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt: *GSA Bulletin*, v. 107, p. 612-626

Robertson, F.N., 1989, Arsenic in ground-water under oxidizing conditions, south-west United States: *Environmental geochemistry and health*, v. 11, p. 171-185

Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24- 3, p. 328-343

Salas, M.A., 2009, Análisis para opciones de manejo de la subcuenca del Río Turbio en el Estado de Guanajuato: Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 278

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008, Carta Geológico-Minera Estados de Guanajuato y Querétaro

Sholkovitz, E.R., Landing, W.M., Lewis, B.L., 1994, Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 1567-1579

Siebert, C., Rosenthal, E., Moller, P., Rodiger, T., Meiler, M., 2012, The hydrochemical identification of groundwater flowing to the Bet She'an-Harod multiaquifer system (Lower Jordan Valley) by rare earth elements, yttrium, stable isotopes (H, O) and Tritium: *Applied Geochemistry*, v. 27, p. 703-714

Sikakwe, G.U., Amah, E.A., Ntekim, E.E.U., Ephraim, B.E., 2016, Environmental Impact and Geochemistry of Rare Earth Elements in Shallow Groundwater from Oban Massif and Environs, Southeastern Nigeria: *Journal of Geography, Environment and Earth Science International*, v. 4-4, p. 1-21

Smedley, P.L., 1991, The geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Carnmenellis area, southwest England: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2167-2779

Spahiu, K., Bruno, J., 1995, A selected thermodynamic database for REE to be used in HLNW performance assessment exercises: Technical Report MBT Tecnología Ambiental, Cerdanyola, Spain, 91 p.

Sun, W., McDonough, W.F., 1989, Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications of Mantle Composition and Processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, p. 313-345

Tobia, F.H., Aqrawi, A.M., 2016, Geochemistry of rare earth elements in carbonate rocks of the Mirga Mir Formation (Lower Triassic), Kurdistan Region, Iraq: *Arab J Geosci*, v. 9-259, 13 p.

Tóth, J., 1999, Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations: *Hydrogeology Journal*, v. 7, p. 1-14

Torres-Alvarado, I.S., Lenhardt, N., Arce, J.L., Hinderer, M., 2016, Geochemical and isotopic composition of volcanic rocks of the heterogeneous Miocene (~23–19 Ma) Tepoztlán Formation, early Transmexican Volcanic Belt, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 316, p. 72-84

Tweed, S.O., Weaver, T.R., Cartwright, I., Schaefer, B., 2006, Behavior of rare earth elements in groundwater during flow and mixing in fractured rock aquifers: An example from the Dandenong Ranges, southeast Australia: *Chemical Geology*, v. 234, p. 291-307

USGS, Professional paper 1515, The San Andreas fault system, California / R.E. Wallace, 1990, editor. U.S.

Geological Survey

Verma, S.P., Lopez-Martinez, M., Terrell, D.J., 1985, Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks from Arandas-Atotonilco Area, Northeast Jalisco, Mexico: *Geofisica Internacional*, v. 24-1, p. 31-45

Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., 2003: Reappraisal of the Geology and Geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: Implications for Discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces: *International Geology Review*, v. 45, p. 724-752

Verma, S.P., Pandarinath, K., Rivera-Gomez, M.A., 2016, Evaluation of the ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 66, p. 125-148

Webb, G.E., Kamber, B.S., 2000, Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64- 9, p. 1557-1565

Webber, K.L., Fernandez, L.A., Simmons, W.B., 1994, Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, Southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico: *Geofisica Internacional*, v. 33-1, p. 77-89

Winter J.D., 2014, Chemical Petrology II: Trace Elements and Isotopes *in* Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, Second Edition: Pearson New International Edition, p. 165-190

Yan, Z., Guijian, L., Sun, R., Tang, Q., Wu, D., Wu, B., Zhou, C., 2013, Geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Taiyuan Formation limestone aquifer in the Wolonghu Coal Mine, Anhui province, China: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 135, p. 54-62

Yuan, J., Mao, X., Wang, Y., Deng, Z., Huang, L., 2014, Geochemistry of rare-earth elements in shallow groundwater, northeastern Guangdong Province, China: *Chin.J.Geochem.*, v. 33, p. 53-64

Zhou, X., Stetzenbach, K. J., Yu, Z., Johannesson, K. H., 2005, Origin of rare earth element signatures on groundwaters of South Nevada, USA: Implications from preliminary batch leach test using aquifer rocks: *in* K.H. Johannesson (ed). *Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems*, p. 141-160

Anexos

Anexo 1. ETR en muestras de roca de la FVTM y la SMOcc. Los tonos rosas indican composición félsica, los verdes composición intermedia y los azules composición máfica; los valores en rojo corresponden a los valores atípicos del análisis estadístico, y las muestras que se encuentran dentro de los recuadros rojos con relleno más oscuro corresponden a las muestras que no se consideraron dentro del promedio. Esta tabla es una actualización de la base de datos geoquímicos elaborada por Gómez-Tuena (2005), particularmente para los ETR.

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
SMO_Inf	ZA05	Ignimbrita	29,9	-100,18	20,82	62	120	15	54	10	1,5	8	1		1,16	2,98	0,42	2,46	0,47	[88]
	TA138	Dacita	Terciario Medio	-103,04	21,46	42	117		60	11,1	4,1		2					4,4	1,1	[100]
	BQ483	Dacita	25,2	-103,04	21,46	41	101		44,2	9,3	1		1,7					4,4	1	[100]
	LP79	Riolita	Terciario Medio	-103,04	21,46	53	119		37,5	12	1,1		2,1					5,3	1,2	[100]
	LP477	Riolita	Terciario Medio	-103,04	21,46	77	173		85,7	17,4	0,2		2,5					7,4	1,4	[100]
	LI386	Riolita	Terciario Medio	-103,04	21,46	79	194		86,9	17,8	0,8		2,5					6,7	1,4	[100]
	HR460	Riolita	24,9	-103,17	21,51	26	65		33,2	4,7	0,8		1,2					3,2	0,7	[100]
	LA376	Riolita	Terciario Medio	-103,17	21,51	34	72		40,5	7,3	0,9		1,6					4,7	1	[100]
	HR467	Riolita	25,3	-103,18	21,50	52	109		27,9	6,7	0,9		1,2					4,5	1,1	[100]
	LP476	Riolita	25,9	-103,01	21,51	27	83		41,9	6,4	0,8		1					3,9	0,9	[100]
	LI414	Riolita	Terciario Medio	-103,01	21,51	47	85		40,1	9,5	1		1,5					5,1	1,1	[100]
	BQ52	Dacita	Terciario Medio	-103,00	21,51	88	85		101	14,5	2,6		0,8					6,2	1	[100]
	MT2-1	Riolita	33	-101,40	21,70	38,07	33,49	11,56	47,09	13,03	1,32	16,78	3,09	18,33	4,26	10,88	1,72	10,07	1,74	[1]
	MT2-3	Riolita	33	-101,40	21,70	19,24	59,88	5,36	20,2	5,12	0,22	5,69	1,18	7,23	1,71	4,6	0,8	4,7	0,84	[1]
	D3	Riolita	33	-101,40	21,70	13,33	31,55	3,18	11,9	3,06	0,36	3,34	0,81	5,47	1,39	3,98	0,73	4,3	0,75	[1]
	SLP 10-07	Riolita	33	-101,40	21,70	30,5	43		16,3	3,4	0,34	3,7		3,55		2,5		2,73		[1]
	MT2-2	Riolita	30	-101,60	21,85	19,08	31,6	6,05	24,5	6,65	0,17	6,76	1,28	7,19	1,6	4,09	0,69	3,8	0,68	[1]
	MT2-4	Riolita	30	-101,60	21,85	52,9	35,81	15,7	63,1	13,61	2,08	14,06	2,34	13,24	2,9	7,27	1,12	6,3	1,08	[1]
	MT2-5	Riolita	30	-101,60	21,85	50,18	12,01	15,28	57,45	9,71	0,63	8,4	1,24	6,42	1,3	1,3	0,55	3,09	0,55	[1]
	MT2-6	Traquidacita	30	-101,60	21,85	51,03	11,68	16,76	66,29	14,48	1,29	14,43	2,49	14,08	3,03	3,03	1,19	6,68	1,13	[1]
	MT2-10	Riolita	30	-101,60	21,85	16,58	81,79	3,76	13,99	4,86	0,15	7,7	2,03	14,08	3,48	9,3	1,52	8,63	1,42	[1]
	SLP02-07	Traquidacita	30	-101,60	21,85	230	167		200	34,5	4,6	32		23		11		9,18		[1]
	SLP01-07	Traquidacita	30	-101,65	21,85	81,5	123		72	12,3	0,83	8,8		6,75		3,4		3,09		[1]
	D4	Traquidacita	31	-101,80	22,15	24,82	19,26	7,38	29,45	6,39	0,63	5,89	0,9	4,34	0,86	2,08	0,36	1,83	0,36	[1]
	D2	Riolita	31	-101,80	22,15	44,59	49,87	14,26	56,15	13,32	0,21	13,99	2,58	15,09	3,45	8,88	1,43	8,32	1,42	[1]
	MT2-7	Riolita	31	-101,80	22,15	27,87	47,08	8,13	32,04	7,34	0,25	6,57	1,13	6,23	1,37	3,57	0,63	3,67	0,67	[1]
	SLP06-07	Riolita	32	-101,76	21,71	86	216		115	24,4	2,66	19,3		15,3		7,2		6,38		[1]
	SLP07-07	Riolita	32	-102,10	21,35	90	159		78	15	1,44	14,8		12,9		7		6,03		[1]
	SLP08-07	Riolita	32	-102,10	21,35	87	146		81	15	1,16	13,2		10,15		5,4		4,7		[1]
	MT2-8	Traquidacita	32	-102,10	21,35	51,34	63,98	15,06	60,45	13,38	1,8	13,42	2,27	12,62	2,77	6,9	1,09	6,08	1,06	[1]
	SLP05-07	Riolita	32	-102,10	21,35	70	107		67	12,5	0,67	9,9		8,1		4,7		4,46		[1]
	RIO-45	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	53,6		14,1	56,6	10,8	1,69	10,1	1,6	8,65	1,73	4,71	0,72	4,49	0,65	[63]
	RIO-29	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	59		14,9	59,2	11	1,6	10,2	1,61	9,12	1,81	5,01	0,76	4,8	0,67	[63]
	RIO-22	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	61,2		15,4	59,2	10,9	1,1	10	1,59	8,93	1,79	4,94	0,76	4,57	0,64	[63]
	RIO-18	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	61,6		15	58,1	10,5	1,3	9,79	1,52	8,52	1,7	4,73	0,71	4,42	0,61	[63]
RIO-47	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	77,8		19,2	73,9	13,2	1,35	12,7	2,02	11,5	2,3	6,27	0,94	5,67	0,8	[63]	
RIO-24	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	53,5		12,7	50	9,61	1,18	9,31	1,4	7,72	1,56	4,45	0,64	3,93	0,56	[63]	
RIO-16	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	75,8		25,2	105	30,7	0,15	29,1	5,16	31,3	5,99	18,2	2,94	19,2	2,88	[63]	
RIO-12	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	17,9		5,71	22,3	6,31	0,07	7,1	1,41	9,01	1,84	5,19	0,88	5,47	0,73	[63]	
RIO-9	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	10		2,58	10,8	3,47	0,08	4,01	1,02	7,57	1,66	5,4	0,92	6,23	1	[63]	
RIO-44	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	24,3		6,19	23,8	6,07	0,08	6,74	1,27	7,76	1,62	4,71	0,8	5	0,7	[63]	
RIO-41	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	21,7		4,25	14,8	4,08	0,14	4,46	1,25	8,25	1,74	5,03	0,83	5,17	0,69	[63]	
RIO-46	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	35,3		11,3	47	12	0,12	12,2	2,3	13,7	2,8	7,72	1,23	7,21	0,98	[63]	
RIO-43	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	28,7		7,39	26,5	6,22	0,19	6,87	1,57	10,2	2,13	6	1,01	6,01	0,81	[63]	
RIO-7	Riolita	Oligoceno	-100,75	21,50	19,6		7,16	32,1	8,47	0,33	8,31	1,37	7,89	1,55	4,49	0,66	3,93	0,57	[63]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
SMO_Sup	1	Riolita	29	-101,20	22,00	49,22	120	14,67	61,18	15,74	0,289	14,82	2,34	15,24	3,35	8,2	1,26	8,45	1,19	[35]	
	2	Riolita	29	-101,20	22,00	46,45	118,1	12,55	48,52	10,78	0,196	8,89	1,42	8,5	1,84	4,53	0,73	4,88	0,65	[35]	
	3	Riolita	29	-101,20	22,00	50,21	96,07	13,95	56,04	13,12	0,198	11,11	1,73	10,28	2,28	5,51	0,82	5,55	0,74	[35]	
	4	Riolita	29	-101,20	22,00	68,43	124	19,14	73,71	15,27	0,341	10,86	1,66	9,72	2,01	4,9	0,78	5,1	0,71	[35]	
	5	Riolita	29	-101,20	22,00	67,86	121,5	19,58	78,11	21,2	0,106	19,82	3,6	22,15	5,04	12,66	2,01	13,18	1,99	[35]	
	6	Riolita	29	-101,20	22,00	37,07	68,52	9,57	35,45	8,13	0,91	6,72	1,19	7,18	1,62	4,18	0,68	4,48	0,69	[35]	
	7	Riolita	29	-101,20	22,00	18,1	35,89	4,25	18,82	4,24	0,91	3,39	0,65	4,2	0,89	2,24	0,44	3,19	0,46	[35]	
	8	Riolita	29	-101,20	22,00	20,8	50,58	4,18	15,35	3,39	0,102	3,31	0,62	4,51	1,12	3,09	0,52	3,63	0,57	[35]	
	9	Riolita	29	-101,20	22,00	11,72	25,69	2,17	8,15	2,13	0,59	2,21	0,45	3,14	0,8	2,01	0,33	2,3	0,36	[35]	
	10	Riolita	29	-101,20	22,00	13,25	59,78	3,12	11,93	3,29	0,52	3,13	0,56	3,79	0,89	2,37	0,44	3,34	0,48	[35]	
	11	Riolita	29	-101,20	22,00	5,13	21,08	1,18	4,91	2,55	0,54	3,58	0,76	5,59	1,32	3,7	0,68	4,66	0,66	[35]	
	ZA06	Ignimbrita	29,3	-100,22	20,89	26	81	7,6	37	9,8	0,62	9,7	1,4	1,84	5,21	0,74	4,88	0,77	[88]		
	ZA03	Ignimbrita	29	-100,20	20,90	28	92	9,6	40	9,9	0,55	8,5	1,3	1,48	4,11	0,58	3,64	0,5	[88]		
	ZA01	Ignimbrita	28,1	-100,20	20,88	2,1	3,5	0,79	3	1	0,16	1	0,16	0,25	0,69	0,09	0,73	0,1	[88]		
	DEG/3	Riolita	30	-101,26	22,03	37,07	68,52	9,57	35,45	8,13	0,091	6,72	1,19	7,18	1,62	4,18	0,68	1,18	0,69	[73]	
	DEG/4	Riolita	30	-101,26	22,03	24,66	72,99	6,42	23,65	5,86	0,102	5,73	1,2	8,05	1,89	5,01	0,84	5,44	0,79	[73]	
	DEG/5	Riolita	30	-101,26	22,02	67,86	121,5	19,58	78,11	21,12	0,106	19,82	3,6	22,15	5,04	12,66	2,01	13,18	1,99	[73]	
	DEG/6	Riolita	30	-101,26	22,02	18,1	35,89	4,25	15,82	4,24	0,092	3,39	0,65	4,2	0,89	2,24	0,44	3,19	0,46	[73]	
	DEG/7	Riolita	30	-101,26	22,02	20,08	50,58	4,18	15,35	3,39	0,102	3,31	0,62	4,51	1,12	3,09	0,52	3,63	0,57	[73]	
	DEG/8	Riolita	30	-101,24	22,05	11,72	25,69	2,17	8,15	2,13	0,059	2,21	0,45	3,14	0,8	2,01	0,33	2,3	0,36	[73]	
	DEG/9	Riolita	30	-101,24	22,05	11,7	49,86	2,52	9,85	3,45	0,08	3,81	0,88	6,25	1,48	4,25	0,75	5,67	0,84	[73]	
	DEG/49	Riolita	30	-101,28	22,03	13,25	59,78	3,12	11,93	3,29	0,052	3,13	0,56	3,79	0,89	2,37	0,44	3,34	0,48	[73]	
	DCS/10	Riolita	30	-101,26	22,07	68,43	124	19,14	73,71	15,27	0,341	10,86	1,66	9,72	2,01	4,9	0,78	5,1	0,71	[73]	
	DCS/11	Riolita	30	-101,26	22,06	50,21	90,07	13,95	56,4	13,12	0,198	11,11	1,73	10,28	2,28	5,51	0,82	5,55	0,74	[73]	
DCS/12	Riolita	30	-101,26	22,06	46,45	118,1	12,55	48,52	10,78	0,196	8,89	1,42	8,5	1,84	4,53	0,73	4,88	0,65	[73]		
DCS/13	Riolita	30	-101,26	22,06	49,22	120	14,67	61,18	15,74	0,289	14,82	2,34	15,24	3,35	8,2	1,26	8,45	1,19	[73]		
DCS/14	Riolita	30	-101,26	22,08	13,33	44,61	3,5	13,43	4,23	0,073	4,99	1,01	7,24	1,88	5,17	0,86	5,96	0,81	[73]		
FVTM1	U 72	Basalto alcalino	Moceno Temprano	-96,41	19,57	22	40													[57]	
	U 78	Toleita	Moceno Temprano	-96,42	19,73	7	23														[57]
	U 71	Andesita basáltica	Moceno Temprano	-96,40	19,54	24	51														[57]
	TL233-HO	Andesita	Moceno Temprano	-98,96	18,99	13,3	29,3	3,9	16,5	3,6	1,3	3,6	0,6	3,2	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3		[77]
	TL233-12P	Andesita	19	-98,96	18,99	14,3	28,3	4,1	17,4	3,9	1,3	3,7	0,6	3,6	0,7	2	0,3	1,9	0,3		[77]
	TL 6	Andesita	Moceno Temprano	-98,96	18,99	12,6	24,5	3,5	15,1	3,5	1,2	3,3	0,5	3,2	0,6	1,8	0,3	1,6	0,2		[77]
	TL 11	Andesita	Moceno Temprano	-98,96	18,99	9,4	21,5	2,8	12	2,8	1	2,8	0,5	2,8	0,5	1,6	0,2	1,4	0,2		[77]
	TL250-1	Andesita	Moceno Temprano	-98,99	18,95	14,9	30,9	4,4	18,6	4,4	1,4	4,3	0,7	4,3	0,8	2,4	0,3	2,2	0,3		[77]
	TL250-5P	Andesita	Moceno Temprano	-98,99	18,95	11,8	25,7	3,5	14,9	3,5	1,2	3,4	0,6	3,5	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3		[77]
	SO 7	Andesita	Moceno Temprano	-98,99	18,95	12,4	25,1	3,4	14,4	3,2	1,1	3,1	0,5	3,3	0,7	2	0,3	1,8	0,3		[77]
	SO 9	Andesita	Moceno Temprano	-98,99	18,95	15,5	25,9	4,2	18,1	3,9	1,3	4,2	0,7	4,3	0,9	2,5	0,4	2,3	0,4		[77]
	SO 14	Andesita	Moceno Temprano	-98,99	18,95	15,4	27,4	4	16,8	3,7	1,3	3,6	0,6	3,8	0,8	2,2	0,3	1,9	0,3		[77]
	TEP3-SL-3A	Andesita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	16,7	35,5	4,7	20,2	4,5	1,5	4,3	0,7	3,7	0,7	2,1	0,3	1,9	0,3		[77]
	TE 3	Andesita	20,9	-99,10	19,00	23,5	26,9	6,4	29,1	6,7	1,9	7,7	1,2	7	1,3	3,8	0,6	3,4	0,5		[77]
	TE 4	Andesita	Moceno Temprano	-99,10	19,00	15,6	31,1	4,3	18,8	4,5	1,4	4,2	0,7	4,1	0,8	2,3	0,3	2,2	0,3		[77]
	TE 5	Andesita	20,9	-99,10	19,00	15	30,9	4	16,6	3,7	1,2	3,7	0,6	3,4	0,6	1,9	0,3	1,8	0,3		[77]
	M 62	Andesita	Moceno Temprano	-99,49	18,93	13	21,9	4,1	18,2	4,4	1,4	4,3	0,7	4	0,8	2,2	0,3	2	0,3		[77]
	M 73	Andesita basáltica	22	-99,49	18,93	10,3	22,9	3,1	13,4	3,2	1,1	3,2	0,5	3	0,6	1,7	0,3	1,6	0,2		[77]
	M 211-14	Andesita	Moceno Temprano	-99,48	18,93	10,4	22	3	13,1	3,1	1,1	3,2	0,5	3,1	0,6	1,9	0,3	1,8	0,3		[77]
	M 27	Andesita basáltica	Moceno Temprano	-99,51	18,93	10,1	22,4	3	13,5	3,2	1,1	3,4	0,5	3	0,6	1,6	0,2	1,5	0,2		[77]
	M 141	Andesita	Moceno Temprano	-99,51	18,97	17,6	36,2	4,7	19,5	4,2	1,4	4,2	0,6	3,5	0,7	1,9	0,3	1,7	0,3		[77]
	M 158	Andesita	Moceno Temprano	-99,50	18,97	15,1	32	4,1	17,6	3,8	1,3	3,8	0,6	3,3	0,6	1,7	0,2	1,6	0,2		[77]
	M 210	Andesita	22	-99,48	18,93	15	27	4,1	18,3	4,2	1,4	4,3	0,7	4	0,8	2,3	0,3	2,2	0,3		[77]
	Zemp 1	Andesita	Moceno Temprano	-99,33	18,96	16,9	29,7	4,9	20,5	4,6	1,6	4,3	0,7	3,8	0,7	2,2	0,3	2	0,3		[77]
	Zemp 10	Andesita	Moceno Temprano	-99,35	18,96	15,5	30	4,4	18,5	4	1,3	3,9	0,6	3,2	0,6	1,9	0,3	1,8	0,3		[77]
	Zemp 11	Andesita basáltica	Moceno Temprano	-99,35	18,96	10,5	20,9	3,5	16,2	3,9	1,3	4,1	0,7	3,8	0,8	2,4	0,4	2,3	0,3		[77]
Zemp 12	Andesita	Moceno Temprano	-99,35	18,96	24,7	43,4	7,2	32,6	7,1	2,2	7	1,1	5,6	1,1	3,3	0,5	3	0,4		[77]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM1	Zemp 13	Andesita	Moceno Temprano	-99,36	18,96	26,4	54	8	34,2	7	2,1	5,9	0,8	4,4	0,8	2,5	0,4	2,3	0,3	[77]	
	FC 4	Andesita	Moceno Temprano	-99,34	18,93	42	38,2	10	39,1	7,1	2,2	6,3	0,9	4,5	0,8	2,5	0,3	2,1	0,3	[77]	
	FC 5	Andesita	Moceno Temprano	-99,34	18,93	19	37,5	5,3	22,1	4,7	1,5	4,2	0,7	3,6	0,7	2,2	0,3	2,1	0,3	[77]	
	U 58	Dacita	Moceno Temprano	-96,43	19,59	14	30														[57]
	TL233-3	Dacita	Moceno Temprano	-98,97	18,99	13,1	26,5	3,7	15,5	3,5	1,1	3,2	0,5	3	0,6	1,6	0,3	1,6	0,2	[77]	
	TL233-10P	Dacita	Moceno Temprano	-98,96	18,99	14,6	29,7	4	16,8	3,8	1,2	3,6	0,6	3,2	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3	[77]	
	TL 15	Dacita	Moceno Temprano	-98,96	18,99	13,7	26,8	3,9	16,1	3,5	1,1	3,3	0,5	3,1	0,6	1,8	0,3	1,6	0,3	[77]	
	TO 4	Dacita	Moceno Temprano	-98,99	18,97	12	22,7	3,1	12,5	2,7	1	2,5	0,4	2,4	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	TEP3-SL-1	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	12,3	25,4	3,2	13	2,8	0,9	2,5	0,4	2,4	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	TEP3-SL-2	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	14,8	27,6	3,8	15,3	3,4	1,1	3,1	0,5	3,1	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3	[77]	
	TEP3-SL-4	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	14,4	29,4	3,6	14,6	3,2	1,1	3,1	0,5	2,6	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	TEP3-SL-5	Dacita	22,1	-99,11	18,97	14,5	29,2	3,6	14,5	3	1	2,8	0,4	2,1	0,4	1	0,1	0,9	0,1	[77]	
	TEP3-SL-6	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	13,7	28,6	3,4	14,3	3	1	2,9	0,4	2,4	0,4	1,3	0,2	1,2	0,2	[77]	
	SA 1	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	12,8	26	3,3	13,7	3	1	3	0,4	2,3	0,4	1,2	0,2	1,2	0,2	[77]	
	SA 2	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	12,5	25,5	3,3	14	3,2	1,1	3,2	0,5	2,6	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	SA 10	Dacita	Moceno Temprano	-99,12	18,97	13,2	28,7	3,6	15,2	3,6	1,2	3,8	0,6	3,6	0,7	2	0,3	1,9	0,3	[77]	
	SA 11	Dacita	Moceno Temprano	-99,12	18,97	13	27,9	3,4	14	3,1	1	3	0,5	2,5	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	SA 16	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	17,1	36,1	4,7	19,7	4,4	1,4	4,2	0,6	3,4	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3	[77]	
	SA 17	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,97	16,8	36,5	4,5	19,7	4,9	1,5	5	0,8	4,3	0,8	2,3	0,3	2	0,3	[77]	
	SA 18	Dacita	Moceno Temprano	-99,11	18,96	16	34,3	4,1	17,1	3,8	1,2	3,5	0,5	2,8	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	M 153	Dacita	Moceno Temprano	-99,51	18,92	35,6	64,6	9,6	40,2	7,7	2,3	6,6	0,9	4,5	0,8	2,3	0,3	2,1	0,3	[77]	
	MA 1	Dacita	Moceno Temprano	-99,49	18,94	16,9	28,6	4,2	18	4	1,2	3,6	0,6	3,2	0,6	1,7	0,3	1,6	0,2	[77]	
	MA 6	Dacita	Moceno Temprano	-99,48	18,94	11,8	27,9	3,2	13,1	3	1	2,9	0,5	2,5	0,5	1,3	0,2	1,3	0,2	[77]	
	MA 10	Dacita	Moceno Temprano	-99,48	18,94	13	25	3,7	16,2	3,9	1,2	3,6	0,6	3,3	0,6	1,8	0,3	1,7	0,2	[77]	
	Ahuatenco 2	Dacita	22	-99,33	18,96	86,3	67,5	28,7	128	28,4	8,3	23,5	3,5	18,3	3	7,6	1,1	6,9	0,9	[77]	
	Tepexi 1	Dacita	Moceno Temprano	-98,98	18,94	16	35,8	4,5	18,4	3,9	1,2	3,6	0,5	3	0,6	1,6	0,2	1,4	0,2	[77]	
	Tepexi 3	Dacita	Moceno Temprano	-98,98	18,94	13,4	27,2	3,4	14,3	3,3	1,1	3,3	0,5	2,8	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	[77]	
	Tepexi 4	Dacita	Moceno Temprano	-98,98	18,94	13,1	26,6	3,6	15,1	3,3	1,1	3,1	0,5	2,6	0,5	1,3	0,2	1,2	0,2	[77]	
	AJU 2	Dacita	22	-99,36	18,92	32,4	50,1	8,9	36,7	7,3	2,3	6,8	1	5,1	0,9	2,4	0,3	2,2	0,3	[77]	
	AJU 3	Riolita	Moceno Temprano	-99,36	18,92	9,4	18,8	2,3	9,3	2	0,8	1,7	0,2	1,2	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1	[77]	
Tlajo 1	Dacita	Moceno Temprano	-99,41	18,88	16,9	30,6	4,1	17,1	3,7	1,2	3,6	0,6	3,2	0,6	1,8	0,3	1,7	0,3	[77]		
FVTM2	Z-239A	Basalto	Plioceno Temprano	-100,51	19,41	18	65		34	6										[10]	
	Z-239C	Basalto	Plioceno Temprano	-100,51	19,41	20	84														[10]
	MQ11	Basalto	Moceno Tardío	-101,03	20,72	27	68														[19]
	MQ12	Basalto	Moceno Tardío	-101,62	20,68	20	50														[19]
	MQ13	Basalto	Moceno Tardío	-102,15	20,67	12	33														[19]
	MQ14	Basalto	Moceno Tardío	-102,23	20,67	12	31														[19]
	MQ15	Basalto	10,8	-102,23	20,58	49	46														[19]
	MQ16	Basalto	10,3	-102,23	20,58	23	46		24	7,4	1,99		0,91					3	0,4	[19]	
	MQ17	Basalto	Moceno Tardío	-102,40	20,53	13	32		17	4,9	1,53		0,77					2,4	0,42	[19]	
	MQ18	Lacolita	Moceno Tardío	-102,40	20,53	7	23														[19]
	MQ19	Basalto	Moceno Tardío	-102,52	20,53	5	23														[19]
	MQ20	Basalto	Moceno Tardío	-102,50	20,55	4	23														[19]
	MQ21	Basalto	Moceno Tardío	-102,50	20,55	18	40		22	6,7	1,95		0,9					3	0,49	[19]	
	MQ22	Basalto	Moceno Tardío	-102,50	20,55	14	40														[19]
	MQ24	Basalto	9,9	-102,80	20,88	25	42														[19]
	MQ25	Basalto	Moceno Tardío	-102,78	20,95	50	52		34	7,8	1,81		1,14					3,3	0,56	[19]	
	MQ26	Basalto	Moceno Tardío	-102,82	21,02	30	60														[19]
	MQ27	Basalto	Moceno Tardío	-102,77	21,12	44	103														[19]
	MQ28	Basalto	Moceno Tardío	-102,98	21,17	12	32														[19]
	MQ3	Basalto	Moceno Tardío	-100,47	20,73	15	33														[19]
MQ30	Basalto	10,9	-102,80	21,33	14	34														[19]	
MQ31	Basalto	10,5	-102,82	21,48	45	45														[19]	
MQ32	Basalto	10,5	-102,87	21,47	43	76														[19]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	MQ33	Basalto	Mioceno Tardío	-103,00	20,68	9	19		13	4,1	1,34		0,66					2,5	0,41	[19]
	MQ34	Basalto	Mioceno Tardío	-103,08	20,62	12	26		13	3,7	1,25		0,79					1,95	0,46	[19]
	MQ35	Basalto	9	-103,22	20,92	33	69													[19]
	MQ38	Basalto	10	-103,17	21,01	30	68		30											[19]
	MQ4	Basalto	7,5	-100,48	20,72	24	59													[19]
	MQ44	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,05	14	38													[19]
	MQ45	Basalto	Mioceno Tardío	-103,36	20,90	25	51													[19]
	MQ48	Basalto	Plioceno Temprano	-103,27	20,30	18	46													[19]
	GL3	Basalto	Mioceno Tardío	-100,50	20,68	15	27		21											[19]
	GL22	Basalto	Mioceno Tardío	-102,02	21,02	27	60		34											[19]
	GL18	Basalto	Mioceno Tardío	-100,33	20,65	21	45		26											[19]
	GL14	Basalto	7,7	-99,63	20,58	13	38		19											[19]
	GL24	Basalto	Mioceno Tardío	-102,67	20,87	25	61		34											[19]
	GL9	Basalto	Mioceno Tardío	-100,57	20,52	20	52		30											[19]
	GL34	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,02	10	25		13											[19]
	GL33	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,05	10	22		12											[19]
	GL8	Basalto	8	-100,60	20,45	18	53		30											[19]
	GL21	Basalto	Mioceno Tardío	-101,80	21,05	39	97		60											[19]
	GL5	Basalto	Mioceno Tardío	-100,42	20,52	23	53		31											[19]
	GL36	Dique basáltico	Mioceno Tardío	-103,41	20,99	19	44		25											[19]
	CB1N	Basalto	10,4	-104,55	21,09	26	58		34											[18]
	GL12	Basalto	7,7	-99,70	20,59	18	48		25											[18]
	GL19	Basalto	Mioceno Tardío	-100,35	20,68	20	52		29											[18]
	GL2	Basalto	Mioceno Tardío	-100,52	20,65	17	32		19											[18]
	GL23	Basalto	Mioceno Tardío	-102,27	21,17	29	66		35											[18]
	GL30	Basalto	Mioceno Tardío	-102,80	20,98	12	27		14											[17]
FVTM2	GL32	Basalto	Mioceno Tardío	-103,33	20,85	31	72		36											[18]
	GL35	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,00	15	40		26											[18]
	GL39	Basalto	3,9	-103,70	20,96	17	44		22											[18]
	GL4	Basalto	Mioceno Tardío	-100,53	20,62	9	41		25											[18]
	GL6	Basalto	8	-100,43	20,45	23	46		27											[18]
	Tep 12	Basalto	10,2	-105,28	21,02	19	42		25											[18]
	Tep 7	Basalto	8,9	-105,04	21,67	27	55		29											[18]
	SC-55	Basalto	3,97	-103,30	20,79	30	50													[24]; [54]
	PS-99-14	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,75	19,89	26,13	56,85	7,45	33,06	7,23	2,34	6,81	1	5,32	1	2,55		2,09	0,3	[25]
	PS-99-18	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,70	19,84	47,95	96,5	11,17	43,43	8,17	2,62	7,06	1,05	5,57	1,06	2,85		2,52	0,38	[25]
	PS-99-19	Basalto	6,97	-96,66	19,78	52,1	105,66	12,56	50,61	10,05	2,96	8,6	1,22	6,44	1,17	2,96		2,48	0,36	[25]
	PS-99-25	Basalto	Plioceno Temprano	-96,56	19,93	30,69	65,97	8,17	34,3	7,36	2,41	6,81	1,01	5,55	1,04	2,68		2,28	0,33	[25]
	PS-99-26	Basalto	3,32	-96,58	19,89	37,72	82	10,53	44,46	9,54	2,81	8,29	1,19	6,39	1,23	3,19		2,83	0,43	[25]
	PS-99-27	Basalto	3,32	-96,60	19,87	42,54	86,2	10,69	43,62	8,74	2,64	7,53	1,06	5,44	1,01	2,56		2,1	0,31	[25]
	PS-99-35	Basalto	3,6	-96,55	19,71	28,28	59,03	7,7	33,46	7,44	2,37	6,89	0,99	5,33	1,01	2,52		2,03	0,29	[25]
	PS-99-38	Diorita	7,48	-96,41	19,66	46,31	72,97	9,23	34,32	5,96	1,61	4,68	0,58	2,68	0,49	1,19		1	0,15	[25]
	PS-99-5C	Basalto	3,25	-96,78	19,67	52,71	109,97	13,88	56,36	11,58	3,18	9,5	1,26	6,18	1,1	2,68		2,23	0,33	[25]
	2-135	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	15	58													[54]
	3-106	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	9	49													[54]
	4-107	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	5	43													[54]
	48-166	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	9	42													[54]
	61-180	Basalto	10,23	-103,42	21,07	16	54													[54]
	A-2	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	7	47													[54]
	A-3	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	10	47													[54]
	A-30	Basalto	10,25	-103,42	21,05	5	43													[54]
	A-73	Basalto	Mioceno Tardío	-103,49	21,18	11	50													[54]
	A-85	Basalto	Mioceno Tardío	-103,38	21,03	25	47													[54]
	GD-6	Basalto alcalino	4,71	-103,28	20,75	34	30													[54]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia		
	MAS504	Basalto alcalino	4,4	-103,37	20,77	15	40														[54]	
	MAS506	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-103,37	20,77	11	28															[54]
	MAS512	Basalto alcalino	4,96	-103,22	20,67	26	50															[54]
	MAS515	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-103,30	20,60	17	37															[54]
	MAS521	Haw aita	3,73	-103,28	20,85	34	54															[54]
	MAS530	Haw aita	3,29	-103,99	21,05	18	39															[54]
	TO-308	Haw aita	3,19	-103,95	21,03	13	32															[54]
	NH 19	Basalto	Plioceno Temprano	-96,78	19,59	10	33															[57]
	NH 21	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,77	19,61	16	61															[57]
	NT 32	Basalto	Plioceno Temprano	-96,42	19,73	15	47															[57]
	NT 33	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,43	19,74	10	51															[57]
	NT 35	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,43	19,73	18	61															[57]
	NT 43	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,59	19,44	29	96															[57]
	NT 58	Haw aita	Plioceno Temprano	-96,92	19,69	13	43															[57]
	U 10	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,44	19,75	26	54															[57]
	U 11	Basalto	Plioceno Temprano	-96,44	19,74	23	78															[57]
	U 48	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,67	19,53	6	25															[57]
	U 5.11	Basalto	Plioceno Temprano	-96,62	19,76	13	54															[57]
	U 5.12	Basalto	Plioceno Temprano	-96,63	19,76	14	49															[57]
	U 53	Basalto	Plioceno Temprano	-96,62	19,76	10	34															[57]
	U 56	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,43	19,75	23	73															[57]
	U 57	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,43	19,76	31	98															[57]
	U 61	Basalto	Plioceno Temprano	-96,42	19,65	9	41															[57]
	U 62	Basalto	7,2	-96,43	19,65		50															[57]
	U 63	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,42	19,71	21	62															[57]
	U 64	Basalto	Plioceno Temprano	-96,42	19,72	22	84															[57]
	U 67	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,48	19,70	15	67															[57]
FVTM2	U 7	Basalto	Plioceno Temprano	-96,43	19,76	42	82															[57]
	U 74	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,49	19,65	27	72															[57]
	U 75	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,47	19,63	28	69															[57]
	U 7b	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,41	19,74	28	75															[57]
	U 8	Basalto	Plioceno Temprano	-96,43	19,75	14	37															[57]
	U 9	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,43	19,75	27	76															[57]
	NT 48	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-96,69	19,43	39	70		33	9	2,3		0,9	5,3				2	0,33		[57]; [6]; [7]	
	NH 20	Haw aita	Plioceno Temprano	-96,76	19,64	48	126															[57]; [7]
	PS-106	Basalto alcalino	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,65	19,94	31,25	64		40,42	8,21	2,50		1,09		1,10		0,55	2,27	0,35		[62]	
	PS-110	Haw aita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,55	19,75	37,45	78		44,31	9,79	2,96	7,15	1,18		1,62		0,46	2,71	0,39		[62]	
	PS-61	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,66	19,94	28,88	62		35,72	7,89	2,46	7,39	1,01		0,95		0,37	2,08	0,31		[62]	
	PS-64	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,61	19,92	21,71	45		25,40	5,83	1,89	5,86	0,80		0,73			1,59	0,22		[62]	
	PS-68	Basalto alcalino	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,60	19,87	37,52	74		41,60	8,45	2,57	6,48	0,98					1,83	0,24		[62]	
	PS-70	Basalto alcalino	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,53	19,88	37,85	73		37,76	8,42	2,53	5,89	0,95		1,01		0,34	1,84	0,27		[62]	
	PS-96	Basanita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,55	19,71	27,40	58		33,85	7,63	2,39	6,43	1,00		0,85		0,44	1,85	0,27		[62]	
	PS-98	Haw aita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,82	19,85	41,40	91		56,14	11,56	3,49	9,33	1,39				0,66	3,23	0,46		[62]	
	PS-99	Haw aita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,82	19,85	41,57	90		56,92	11,65	3,47	9,53	1,49		1,23		0,57	3,23	0,49		[62]	
	TX-137	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-98,65	20,53	27,17	63		38,73	8,50	2,62		1,39		1,20		0,64	3,83	0,56		[62]	
	TX-138	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-98,62	20,58	24,92	55		34,01	7,22	2,16		1,20		1,50		0,54	3,33	0,46		[62]	
	TX-140	Basalto	Mioceno Tardío	-98,67	20,95	36,03	72		33,15	7,42	2,40	7,53	0,99		0,88		0,31	2,11	0,29		[62]	
	TX-141	Basalto	Mioceno Tardío	-98,55	21,06	32,78	65		32,58	6,95	2,25	7,26	0,98		1,40		0,50	2,25	0,29		[62]	
	TX-142	Basalto	Mioceno Tardío	-98,55	21,06	32,35	63		33,00	6,56	2,10	6,95	0,87		0,96		0,30	1,92	0,25		[62]	
	TX-144	Haw aita	Mioceno Tardío	-97,82	21,28	56,57	110		56,00	10,41	3,20	10,16	1,35		1,25		0,45	2,69	0,38		[62]	
	TX-145	Haw aita	Mioceno Tardío	-97,80	21,28	41,68	83		43,61	8,20	2,64	7,86	1,19		1,07		0,39	2,31	0,32		[62]	
	TX-146	Basanita	Mioceno Tardío	-97,80	21,28	36,61	72		37,77	7,46	2,39	9,40	0,94		0,97		0,25	1,42	0,22		[62]	
	TX-147	Tefrita	Mioceno Tardío	-97,79	21,28	65,90	125		60,56	10,87	3,53	10,89	1,32		1,33		0,47	2,31	0,29		[62]	
	PC-7	Basalto	Mioceno Tardío	-100,50	20,67		56														[65]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	247	Basalto	Plioceno Temprano	-104,50	20,64	30	63													[67]	
	248	Basalto	Plioceno Temprano	-104,50	20,64	29	62														[67]
	268	Basalto	Plioceno Temprano	-104,50	20,64	20	56														[67]
	269	Basalto	Plioceno Temprano	-104,50	20,64	21	54														[67]
	AY-500	Traquibasalto	Plioceno Temprano	-104,07	20,12	26	56														[69]
	AY-501	Hawaita	Plioceno Temprano	-104,03	20,09	16	52														[69]
	AY-504	Lamprófiro de Hbl	4,5	-104,16	20,19	32	89														[69]
	AY-505	Traquibasalto	Plioceno Temprano	-104,22	20,23	25	75														[69]
	AY-508	Traquibasalto	Plioceno Temprano	-104,31	20,14	47	95														[69]
	AY-509	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-104,34	20,16	43	74														[69]
	AY-510	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-104,34	20,16	51	83														[69]
	TAP-04	Lamprófiro de olivino	Plioceno Temprano	-103,81	19,91	87	162														[69]
	TAP-08	Lamprófiro de olivino	Plioceno Temprano	-103,76	19,87	75	122														[69]
	TAP-12	Traquibasalto	Plioceno Temprano	-103,77	19,94	35	77														[69]
	TAP-15	Traquibasalto	Plioceno Temprano	-103,80	19,86	23	61														[69]
	308	Basalto alcalino	3,88	-105,16	21,03	21	62		35												[68]
	381	Basalto alcalino	8,93	-105,09	21,69	19	49		24												[68]
	384	Basalto alcalino	Plioceno Temprano	-105,16	21,62	32	57		39												[68]
	386	Basalto alcalino	3,36	-105,17	21,40	21	44		24												[68]
	387	Basalto alcalino	3,3	-105,17	21,40	34	56		41												[68]
	388	Basalto alcalino	3,3	-105,17	21,40	36	63		41												[68]
	389	Basalto alcalino	3,11	-105,18	21,40	37	67		41												[68]
	393	Basalto alcalino	3,3	-105,20	21,42	38	77		43												[68]
	400	Basalto alcalino	3,4	-104,65	20,92	24	55		22												[68]
	420	Basalto alcalino	3,4	-104,70	20,88	29	63		31												[68]
	428	Basalto alcalino	3,4	-104,62	20,89	25	58		34												[68]
FVTM2	403C	Basalto alcalino	3,38	-104,68	20,97	21	50		23												[68]
	TH 1	Basalto	Mioceno Tardío	-98,60	21,02	28,5					1,90		0,83								[70]
	TH 3	Basalto	Mioceno Tardío	-98,60	21,02	31,3					2,40		0,88								[70]
	TH 5	Basalto	Mioceno Tardío	-98,61	21,02	38,3					2,70		0,91								[70]
	TH 6	Basalto	Mioceno Tardío	-98,61	21,02	35,6					2,35		0,87								[70]
	TH 8	Basalto	Mioceno Tardío	-98,62	21,03	29,9					2,43		0,85								[70]
	TH 10	Basalto	Mioceno Tardío	-98,62	21,02	28,5					2,04		0,81								[70]
	TH 15	Basalto	Mioceno Tardío	-98,63	21,03	22,6					2,01		0,80								[70]
	TH 15B	Basalto	Mioceno Tardío	-98,63	21,03	22,6					2,01		0,8								[70]
	TH 18	Basalto	Mioceno Tardío	-98,63	21,01	21,4					1,98		0,72								[70]
	TH 23	Basalto	Mioceno Tardío	-98,65	21,00	22,9					2		0,69								[70]
	TH 25	Basalto	Mioceno Tardío	-98,63	21,01	33,7					1,96		0,8								[70]
	TH 24	Basalto	7,1	-98,63	21,03	33,4					2,25		0,89								[70]; [14]
	ME 62	Hawaita	5,95	-98,23	20,32	19,7					2,4		0,98								[70]; [14]
	HP13	Basalto	Mioceno Tardío	-99,75	20,39	18,2	40	5,031	21,6	4,74	1,47	4,9	0,75		0,87	2,56	0,34	2,26	0,37		[82]
	SJ07	Basalto	Mioceno Tardío	-99,60	20,58	15	34	4,4	19,2	4,32	1,42	4,56	0,8		0,8	2,28	0,35	2,08	0,37		[83]
	SJ09	Basalto	Mioceno Tardío	-99,48	20,63	7,4	20	2,18	10	2,3	0,9	2,76	0,46		0,53	1,6	0,2	1,41	0,18		[83]
	SJ10	Basalto	Mioceno Tardío	-99,49	20,62	12,1	29	3,7	17,4	3,9	1,42	4,2	0,8		0,76	2,18	0,32	2,07	0,23		[83]
	SJ11	Basalto	Mioceno Tardío	-99,49	20,62	10,4	24,3	3,14	14,6	3,26	1,22	3,62	0,65		0,73	2,08	0,27	1,94	0,32		[83]
	ATH02	Basalto	Mioceno Tardío	-99,62	20,56	21	52	6,1	28,5	6,16	1,90	6,50	1,05		1,16	3,40	0,46	3,30	0,52		[85]
	ATH03	Basalto	Mioceno Tardío	-99,62	20,56	21,8	51	5,8	26,5	5,90	1,83	6,20	1,00		1,17	3,32	0,44	3,04	0,50		[85]
	JUR02	Basalto	7,5	-100,48	20,69	33	77	9,0	40,5	9,60	2,72	9,80	1,48		1,95	5,60	0,70	5,00	0,70		[85]
	PUR01	Basalto	Mioceno Tardío	-100,48	20,09	15,4	33	3,8	18,0	4,10	1,38	4,25	0,65		0,76	2,10	0,26	1,85	0,26		[85]
	QRO01	Basalto	5,4	-100,38	20,55	15,8	40	4,7	20,5	4,59	1,48	4,30	0,65		0,72	2,00	0,25	1,69	0,25		[85]
	EAP16	Basanita	7,02	-97,83	21,09	42,6	82,2	10,05	40,7	8,15	2,84	7,13	1,08	5,15	0,9	2,24	0,27	1,54	0,19		[64]
	EAP17	Tefrita	6,66	-97,83	21,11	43,2	84,9	10,73	43,7	8,76	3,07	7,57	1,17	5,86	1,04	2,69	0,34	1,99	0,26		[64]
	EAP19	Basalto	6,74	-97,92	21,15	23,8	48,9	6,24	26,8	5,76	2,13	5,42	0,89	4,74	0,89	2,35	0,33	1,89	0,25		[64]
	EAP21	Tefrita	7,11	-97,97	21,04	34,6	71,2	8,92	37,8	7,76	2,84	6,86	1,13	5,87	1,09	2,81	0,39	2,26	0,3		[64]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
FVTM2	EA P26	Haw aita	6,91	-97,94	21,22	35,6	71,7	9,14	34,5	6,9	2,16	6,38	0,81	4,48	0,82	2,36	0,3	2	0,29	[64]
	EA P27	Haw aita	6,57	-97,83	21,32	34,1	70,2	8,87	35,9	7,7	2,51	7,45	0,87	5,26	1	2,77	0,34	2,2	0,34	[64]
	EA P28	Tefrita	6,75	-97,83	21,32	53,7	108	13,5	50,4	9,4	2,92	8,61	1,04	5,64	1,03	2,98	0,38	2,6	0,4	[64]
	EA P31	Basalto	5,72	-98,54	21,07	22	44,3	5,65	24,5	5,29	2,07	5,02	0,85	4,58	0,87	2,3	0,33	1,9	0,25	[64]
	EA P33	Haw aita	7,33	-98,61	21,02	31,6	62,1	7,69	31,7	6,5	2,36	5,74	0,94	4,88	0,91	2,38	0,33	1,94	0,26	[64]
	EA P36	Basalto	7,3	-98,69	20,94	34	65,8	8,07	33,1	6,64	2,37	5,8	0,94	4,77	0,9	2,36	0,32	1,88	0,25	[64]
	TX-146	Basanita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-97,80	21,28	36,6	71,8	37,8	7,46	2,39	9,4	0,94	0,94	0,97	0,97	0,25	1,42	0,22	[64]	
	EA P42	Traqubasalto	3,25	-96,78	19,67	34,2	68,8	8,94	37,2	7,85	2,34	7,06	1,02	5,15	0,96	2,63	0,39	2,18	0,33	[64]
	EA P44	Basalto alcalino	3,22	-96,67	19,70	32,5	66,6	8,74	37	7,98	2,56	7,31	1,06	5,27	0,97	2,63	0,36	2,05	0,3	[64]
	EA P46	Haw aita	3,37	-96,82	19,81	27,5	58,2	7,98	34,6	7,84	2,58	7,59	1,14	5,92	1,14	3,01	0,44	2,56	0,37	[64]
	EA P47	Haw aita	3,38	-96,82	19,84	38,9	84,4	11,64	51,7	10,92	3,4	9,93	1,45	7,36	1,38	3,81	0,57	3,18	0,48	[64]
	EA P50	Haw aita	3,85	-96,62	19,77	36,9	74,9	9,55	39,8	8,02	2,63	7,42	1,1	5,65	1,06	2,82	0,42	2,34	0,35	[64]
	EA P51	Basalto	3,5	-96,56	19,77	25,9	53,8	7,18	31,5	6,97	2,28	6,66	1,01	5,21	0,97	2,65	0,38	2,16	0,32	[64]
	EA P53	Basalto alcalino	3,53	-96,61	19,92	23,9	48,4	6,28	26,4	5,95	1,98	5,71	0,88	4,6	0,86	2,25	0,33	1,88	0,26	[64]
	EA P54	Basalto alcalino	3,27	-96,59	19,88	36	70,3	9,08	37,9	7,87	2,54	7,19	1,03	5,14	0,91	2,41	0,33	1,89	0,27	[64]
	EA P56	Basanita	3,51	-96,55	19,71	25,5	51,9	7,01	30,6	7,02	2,35	6,67	1,02	5,23	0,95	2,49	0,35	1,96	0,28	[64]
	Jal01	Basalto subcalcalino	Mioceno	-102,22	20,68	30,6	54,4	8,25	38,6	9,08	2,59	9,3	1,47	1,51	4,24	0,58	3,59	0,51	[95]	
	Jal04	Traqubasalto	Mioceno	-102,22	20,60	19,2	43,6	5,86	26,8	6,16	1,86	6,14	1,08	1,01	2,85	0,42	2,68	0,43	[95]	
	Jal08	Basalto subcalcalino	Mioceno	-102,45	20,75	16,1	27,9	4,16	19,4	4,52	1,48	5,43	0,87	1,05	3,01	0,42	2,58	0,32	[95]	
	RG501	Basalto subcalcalino	Mioceno	-103,33	20,85	8,6	22,2	3,08	14,6	3,62	1,24	3,72	0,61	0,69	1,91	0,24	1,64	0,26	[95]	
	S1	Basalto	12	-102,21	20,68	33			28		1,6	6			0,7	2,04	0,35	2,01	0,32	[92]
	S2	Basalto	11 to 8	-102,24	20,70	14,2			7,4		0,73	2,49	0,39	2,2		1,18		0,74		[92]
	S7A	Basalto	11 to 8	-102,50	20,57	12,3			20		2,45	7,1	1,16	7,6			0,35		0,33	[92]
	S8	Basalto	10	-102,44	20,78	8,2			12		0,77	3	0,39	0,42	1,3		0,15	0,78	0,07	[92]
	PS-64	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,61	19,92	21,7	45,5		25,4	5,83	1,89	5,86	0,8		0,73			1,59	0,22	[64]
	PS-65	Basalto	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,61	19,91	28	53,4		31,8	6,78	2,05	5,1	0,87		0,86		0,31	1,68	0,23	[64]
	PS-68	Basalto alcalino	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,60	19,87	37,5	74,1		41,6	8,45	2,57	6,48	0,98					1,83	0,24	[64]
	Jal-99-2	Basalto	Mioceno Tardío	-102,50	20,54	13,4	30,8	4,48	19,9	4,76	1,54	4,81	0,724	4,18	0,85	2,33		2,08	0,314	[56]
	Jal-99-3	Basalto	Mioceno Tardío	-102,44	20,57	5,88	16	2,48	12	3,39	1,26	3,97	0,668	4,22	0,89	2,48		2,36	0,364	[56]
	Jal-99-4	Basalto	Mioceno Tardío	-102,43	20,57	11,1	25,9	3,68	16,7	4,21	1,38	4,6	0,734	4,5	0,94	2,59		2,48	0,368	[56]
	Jal-99-5	Basalto	Mioceno Tardío	-102,24	20,57	12,2	28,5	4,07	18,4	4,55	1,56	4,86	0,757	4,54	0,93	2,53		2,35	0,349	[56]
	Jal-99-7	Basalto	Mioceno Tardío	-102,16	20,67	15,9	30,9	4,88	21,7	5,52	1,77	5,93	0,923	5,54	1,16	3,21		2,93	0,444	[56]
	Jal-99-10	Basalto	Mioceno Tardío	-102,65	20,60	10,4	25,4	3,89	18,3	4,78	1,61	5,35	0,862	5,27	1,09	2,98		2,72	0,403	[56]
	Jal-99-11	Basalto	Mioceno Tardío	-102,65	20,60	6,67	17,3	2,61	12,6	3,53	1,28	4,01	0,688	4,3	0,92	2,64		2,58	0,406	[56]
	Jal-99-18	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,00	15,5	34,9	4,67	19,9	4,58	1,44	4,63	0,714	4,15	0,85	2,32		2,15	0,321	[56]
	Jal-99-19	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,01	6,12	16,1	2,44	11,8	3,24	1,18	3,93	0,655	4,19	0,89	2,49		2,37	0,354	[56]
	Jal-99-20	Basalto	Mioceno Tardío	-103,43	21,04	6,5	16,9	2,51	12	3,31	1,16	3,93	0,646	4,11	0,87	2,41		2,3	0,341	[56]
	Jal-99-22	Basalto	Mioceno Tardío	-103,42	21,02	6,98	17,7	2,64	12,6	3,42	1,2	3,94	0,639	3,97	0,83	2,28		2,14	0,32	[56]
	AJ-07-5	Basalto	Mioceno Tardío	-102,50	20,92	10,3	25,2	3,77	17,4	4,55	1,47	4,84	0,753	4,72	0,95	2,62		2,45	0,362	[56]
	AJ-07-21	Basalto	Mioceno Tardío	-102,86	20,70	12,8	28	3,93	17,8	4,42	1,45	4,73	0,765	4,68	0,97	2,68		2,58	0,386	[56]
	AJ-07-29	Basalto	Mioceno Tardío	-102,72	20,63	8,1	21,2	3,13	15,2	4,11	1,4	4,73	0,794	4,97	1,03	2,85		2,78	0,407	[56]
	AJ-07-30	Basalto	Mioceno Tardío	-102,73	20,60	10,7	24,7	3,48	15,9	3,82	1,28	3,93	0,612	3,68	0,74	2		1,89	0,284	[56]
	AJ-07-31	Basalto	Mioceno Tardío	-102,82	20,56	18,7	41,3	5,77	25,1	6	1,77	6,19	0,97	5,85	1,18	3,25		3,05	0,452	[56]
	AJ-07-35	Basalto	Mioceno Tardío	-103,21	20,68	14,3	32,5	4,37	19,3	4,56	1,46	4,63	0,727	4,31	0,86	2,35		2,19	0,325	[56]
AJ-07-18	Basalto	Mioceno Tardío	-102,85	20,85	12,4	19,3	3,24	15,5	3,86	1,39	4,78	0,762	4,71	1,01	2,75		2,46	0,365	[56]	
AJ-07-19	Basalto	Mioceno Tardío	-102,80	20,84	25,6	37,4	7,93	32,8	8,2	2,21	8,72	1,41	8,75	1,79	5,04		4,94	0,723	[56]	
AJ-07-20	Basalto	Mioceno Tardío	-102,83	20,79	20	24	4,73	21	5,25	1,7	6,49	1,04	6,62	1,44	4		3,57	0,534	[56]	
AJ-07-23	Basalto	Mioceno Tardío	-102,80	20,66	37,9	52,6	10,5	42,3	9,96	2,56	10,3	1,61	9,94	2,09	6,18		6,63	1,06	[56]	
Jal-06-14	Basalto	Mioceno Tardío	-102,15	20,57	22,9	52,4	7,72	33,5	7,63	2,08	6,64	0,949	5,36	1,03	2,77		2,5	0,372	[56]	
Jal-06-16	Basalto	Mioceno Tardío	-102,25	20,65	16,9	40,3	5,68	25,2	6,18	1,81	5,84	0,854	4,94	0,94	2,52		2,24	0,33	[56]	
AJ-07-3	Traqubasalto	Mioceno Tardío	-102,49	21,07	33,6	74,3	9,83	41,4	8,45	2,3	6,76	0,931	4,71	0,87	2,26		1,93	0,279	[56]	
Am-39a	Andesita basáltica	4,78	-100,17	20,25	17	40	8	22	4	2	5	0,6	4,4	0,8	2,4	0,2	2,1	0,3	[2]	
Z-105	Shoshonita	Plioceno	-100,46	19,44	31	60													[10]	
Z-107	Shoshonita	Plioceno	-100,43	19,42	19	52													[10]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	Z-108	Shoshonita	Plioceno	-100,41	19,41	30	52		32	3										[10]	
	Z-121	Shoshonita	Plioceno	-100,44	19,43	35	81		35	7											[10]
	Z-122	Shoshonita	Plioceno	-100,43	19,42	22	52		32	3											[10]
	Z-161	Shoshonita	Plioceno Temprano	-100,47	19,47	45	150		63	11											[10]
	Z-162	Shoshonita	Plioceno Temprano	-100,51	19,47	41	83		49	4											[10]
	Z-238	Shoshonita	3,77	-100,51	19,40	68	143														[10]
	MI97	Andesita	4,89	-103,62	20,06		39														[3]
	MQ1	Andesita basáltica	8,1	-100,37	20,62	15	46		24												[19]
	MQ10	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-101,02	20,82	30	69														[19]
	MQ42	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-103,42	21,10	23	47														[19]
	MQ49	Andesita	Plioceno Temprano	-103,32	20,29	15	40														[19]
	MQ5	Andesita	Mioceno Tardío	-100,53	20,83	20	45														[19]
	MQ50	Andesita	Plioceno Temprano	-103,37	20,22	26	49														[19]
	MQ51	Andesita	Plioceno Temprano	-103,15	20,09	25	55														[19]
	MQ54	Andesita	Plioceno Temprano	-103,40	20,20	23	51														[19]
	MQ9	Andesita	Mioceno Tardío	-101,01	20,85	36	76														[19]
	GL20	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-101,35	20,95	28	59		32												[19]
	GL38	Andesita basáltica	8,5	-103,72	20,95	13	34		20												[19]
	GL11	Andesita basáltica	7,6	-99,72	20,63	27	61		33												[18]
	GL25	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,57	20,81	13	31		18												[18]
	GL26	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,60	20,87	17	39		22												[18]
	Tep 13	Benmoreita	10,2	-105,27	21,02	36	72		38												[18]
	CG-11a	Andesita	Mioceno Tardío	-97,83	19,57	17,56	39,18	5,16	22,17	4,84	1,31	4,67	0,71	4,15	0,84	2,35		2,35	0,34		[27]
	CG-2a	Andesita	Mioceno Tardío	-97,83	19,58	18,24	38,44	5,39	22,46	4,68	1,2	4,1	0,58	3,13	0,64	1,76		1,7	0,25		[27]
	CG-31	Andesita	Mioceno Tardío	-97,82	19,63	16,67	35,33	4,51	18,76	3,58	1,17	3,18	0,46	2,58	0,49	1,31		1,26	0,19		[27]
	CG-4j	Andesita	Mioceno Tardío	-97,63	19,37	16,83	39,72	5,45	24,23	5,12	1,51	4,82	0,72	4,02	0,83	2,31		2,34	0,35		[27]
	CG-6a	Andesita	Mioceno Tardío	-97,64	19,37	14,91	32,35	4,24	18,28	4,2	1,21	4,36	0,69	4,09	0,83	2,34		2,4	0,36		[27]
	CG-8a	Andesita	Mioceno Tardío	-97,63	19,56	15,71	32,13	4,16	17,34	3,79	1,1	3,77	0,57	3,34	0,68	1,91		1,95	0,29		[27]
	CG-8L	Andesita	Mioceno Tardío	-97,63	19,56	13,77	29,95	4,06	17,21	3,62	1,1	3,31	0,48	0,73	0,54	1,48		1,51	0,23		[27]
	JCG44	Andesita	Mioceno Tardío	-97,89	19,56	13,01	27,02	3,55	14,98	3,08	1,05	2,99	0,44	2,49	0,5	1,42		1,48	0,23		[27]
	PS-99-6	Andesita	Plioceno Temprano	-96,78	19,67	76,42	129,34	17,32	64,15	11,79	3,09	9,58	1,36	7,23	1,41	3,8		3,72	0,56		[25]
	U 31	Andesita basáltica	6	-96,87	19,77	18	59														[57]
	U 55	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-96,63	19,76	50	138														[57]
	NT 41	Andesita basáltica	6,97	-96,68	19,77	61	94		47	9	2,7		0,9	6,1				2,6	0,4		[57]; [6]; [7]
	PS-108	Mugearita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,56	19,77	57,62	113		56,34	11,62	3,08	11,90	1,37		1,31		0,45	3,27	0,45		[62]
	PC-40	Andesita	Mioceno Tardío	-100,70	20,87		75														[65]
	22	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-104,58	20,67	77	94														[67]
	112	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-104,58	20,67	59	76														[67]
	113	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-104,58	20,67	28	62														[67]
	114	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-104,58	20,67	32	76														[67]
	255	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-104,58	20,67	31	57														[67]
	MAS428	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-104,57	20,78	19	58														[67]
	AY-503	Andesita	Plioceno Temprano	-104,17	20,15	27	18														[69]
	AY-506	Lampróiro de augita	Plioceno Temprano	-104,24	20,21	85	191														[69]
	AY-507	Lampróiro de augita	Plioceno Temprano	-104,25	20,19	121	178														[69]
	TAP-07	Traquiandesita	Plioceno Temprano	-103,67	19,85	72	111														[69]
	310	Andesita basáltica	3	-105,16	21,07	24	47		37												[68]
	349	Andesita	9	-105,26	21,52	18	37		31												[68]
	379	Andesita	Plioceno Temprano	-105,08	21,50	24	39		29												[68]
	394	Andesita	9	-105,28	21,54	20	39		30												[68]
	450	Andesita	3	-105,26	21,62	29	42		20												[68]
	PH 62	Andesita basáltica	2,56	-98,66	20,51	26,4					2,26		0,93								[70]; [14]
	ZA02	Andesita	Mioceno Tardío	-100,20	20,90	18,1	42	5,5	23,1	4,6	1,55	4,00	0,6		0,62	1,71	0,24	1,50	0,24		[88]
	ZA08	Andesita	9,6	-100,19	20,92	27	55	7	26,8	5	1,64	4,30	0,6		0,66	1,81	0,24	1,58	0,35		[88]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	ZA09	Andesita	Mioceno Tardío	-100,20	20,91	9,3	22	2,46	9,7	2,2	0,78	2,28	0,4		0,44	1,18	0,20	1,31	0,24	[88]
	ZA10	Andesita	Mioceno Tardío	-100,17	20,81	31	67	9,6	38	7,3	2,16	5,56	0,9		0,70	1,80	0,24	1,50	0,33	[88]
	VA01	Andesita basáltica	9	-99,56	20,49	16,8	43	4,8	21,5	4,24	1,37	4	0,61		0,64	1,8	0,24	1,6	0,24	[82]
	SJ01	Andesita basáltica	7,7	-99,64	20,60	11	30,5	3,46	16,1	3,72	1,32	3,92	0,7		0,7	2,03	0,3	1,73	0,38	[83]
	SJ05	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-99,56	20,68	9,3	20,9	2,5	11,2	2,8	1,04	3,54	0,65		0,72	2,08	0,28	1,83	0,34	[83]
	SJ06	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-99,53	20,68	12,2	24	2,8	12,1	3	1,12	4	0,7		0,81	2,45	0,4	2,18	0,39	[83]
	SJ07A	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-99,60	20,58	15	27	3,3	13	3,1	1,16	3,9	0,7		0,8	2,26	0,36	2,06	0,28	[83]
	CAM04	Traquiandesita	Plioceno Temprano	-100,11	20,14	22,0	50,0	6,16	26,8	6,12	1,58	6,43	1,10		1,31	3,46	0,53	3,55	0,67	[89]
	CAM16	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-100,20	20,17	17,3	35,6	4,88	20,7	4,65	1,45	4,85	0,7		0,88	3,25	0,37	2,44	0,33	[89]
	CAM17	Andesita	Plioceno Temprano	-100,25	20,17	19,5	37,0	4,9	19,7	4,22	1,35	4,4	0,74		0,8	2,60	0,30	2,00	0,31	[89]
	CAM18	Andesita	Plioceno Temprano	-100,18	20,28	28,9	56,4	7,48	30,2	6,28	1,45	6,0	0,96		1,08	3,10	0,42	2,94	0,40	[89]
	CAM21	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-100,16	20,10	24,7	50,0	6,3	25,6	5,42	1,45	5,16	0,73		0,87	2,45	0,34	2,20	0,29	[89]
	CAM22	Andesita basáltica	Plioceno Temprano	-100,07	20,12	27,4	48,2	6,90	27,8	5,63	1,63	5,45	0,87		0,93	2,53	0,36	2,38	0,40	[89]
	EA P40	Benmoreita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,74	19,62	58,2	103,2	14,42	58,5	11,59	3,33	9,69	1,5	7,68	1,45	3,9	0,56	3,3	0,45	[64]
	EA P41	Muegearita	3,18	-96,77	19,67	41,6	80,9	10,02	39,9	7,96	2,49	6,7	1,08	5,58	1,07	2,99	0,43	2,66	0,38	[64]
	EA P52	Muegearita	4,03	-96,66	19,93	36,4	70,9	8,93	36,9	7,51	2,57	6,83	0,98	5,03	0,95	2,54	0,37	2,1	0,31	[64]
	Jal02	Traquiandesita basáltica	Mioceno	-102,24	20,72	24,4	59,1	7,56	31,1	5,83	1,88	5,71	0,96		0,91	2,46	0,35	2,31	0,31	[95]
	Jal05	Andesita basáltica	Mioceno	-102,53	20,72	25,3	47,7	7,58	32,2	6,42	1,76	6,67	1,12		1,18	3,39	0,49	3,31	0,49	[95]
	Jal06	Andesita basáltica	Mioceno	-102,55	20,68	23,1	50,7	7,92	32,2	6,45	1,73	6,08	1,09		0,97	2,99	0,41	2,69	0,38	[95]
	RGS02	Andesita basáltica	Mioceno	-103,34	20,80	13,2	31,1	3,61	15,7	3,39	1,16	3,31	0,66		0,55	1,44	0,16	1,31	0,21	[95]
	RGS05	Andesita basáltica	Mioceno	-103,32	20,74	14,1	32,4	3,64	15,3	3,33	1,07	3,42	0,72		0,72	1,85	0,24	1,69	0,34	[95]
	122		3,38	-104,54	20,80	20	64													[67]
	PS-108	Muegearita	Mioceno Tard-Plioceno Temp	-96,56	19,77	57,6	112,9		56,3	11,62	3,08	11,9	1,37		1,31		0,45	3,27	0,45	[64]
	Jal-99-1	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,53	20,53	24,7	53,9	7,19	29,7	6,45	1,78	6,16	0,932	5,31	1,08	2,99		2,79	0,416	[56]
	Jal-99-23	Traquiandesita basáltica	Mioceno Tardío	-103,51	20,85	21,8	48,8	6,83	29,3	6,63	2,01	6,22	0,914	5,08	0,99	2,58		2,14	0,288	[56]
	Jal-06-18	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,55	20,74	20,7	38,3	5,57	23,3	4,85	1,46	4,64	0,669	3,96	0,82	2,26		2	0,306	[56]
	Jal-06-19	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,56	20,74	19,8	40,1	5,78	24,2	5	1,5	4,64	0,666	3,87	0,76	2,07		1,85	0,277	[56]
	Jal-06-21	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,58	20,75	21,3	46,7	6,49	27,2	5,95	1,68	5,43	0,803	4,7	0,93	2,52		2,33	0,348	[56]
	Jal-06-22	Traquiandesita	Mioceno Tardío	-102,59	20,76	30	65,8	8,64	34,5	7,23	1,93	6,47	0,963	5,62	1,12	3,11		3,01	0,452	[56]
	Jal-06-23	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,59	20,76	19,1	39,3	5,73	24,3	5,27	1,54	5,05	0,748	4,47	0,89	2,43		2,22	0,335	[56]
	Jal-06-24	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,58	20,75	20,4	41	6,09	25,7	6,68	1,62	5,42	0,813	4,84	0,97	2,62		2,41	0,36	[56]
	Jal-06-25	Andesita	Mioceno Tardío	-102,54	20,69	28,7	60,7	8,22	33,2	6,8	1,8	6,01	0,864	4,93	0,94	2,58		2,32	0,343	[56]
	Jal-06-26	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,60	20,71	20,1	40,6	6,01	25,1	5,24	1,54	4,78	0,688	3,95	0,77	2,1		1,91	0,282	[56]
	AJ-07-6	Andesita	Mioceno Tardío	-102,44	20,88	21,3	43,3	5,9	24,2	5,1	1,53	4,74	0,698	3,99	0,79	2,17		1,99	0,302	[56]
	AJ-07-9	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,46	20,85	27,6	50,3	7,15	29,3	6,04	1,78	5,7	0,867	4,92	0,98	2,68		2,46	0,361	[56]
	AJ-07-13	Andesita	Mioceno Tardío	-102,79	20,95	21,4	43	5,87	24	5,1	1,39	4,77	0,716	4,13	0,82	2,26		2,15	0,322	[56]
	AJ-07-14	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,79	20,93	22,7	49,3	6,72	27,7	5,84	1,7	5,09	0,712	3,93	0,76	2,03		1,83	0,272	[56]
	AJ-07-16	Andesita	Mioceno Tardío	-102,87	20,88	22,6	47,6	6,6	27	6,07	1,69	5,84	0,859	5,21	1,06	2,93		2,7	0,404	[56]
	AJ-07-17	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,84	20,89	21,1	36,6	5,37	22,7	5,1	1,56	5,58	0,861	5,4	1,16	3,28		2,95	0,451	[56]
	AJ-07-24	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,79	20,65	19,6	39,9	5,4	22,5	4,8	1,44	4,6	0,686	4	0,8	2,21		2,05	0,306	[56]
	AJ-07-26	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,75	20,66	32,2	62,7	8,68	35,1	7,25	2	6,44	0,926	5,12	1,03	2,87		2,5	0,382	[56]
	AJ-07-36	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-103,21	20,68	13,3	30	4,12	18,3	4,31	1,42	4,34	0,675	3,95	0,79	2,13		2,01	0,298	[56]
	AJ-07-41	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-103,29	20,73	8,55	19,5	2,74	12,6	3,1	1,07	3,25	0,507	3,11	0,63	1,74		1,67	0,249	[56]
	AJ-07-42	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-103,30	20,74	8,23	18,1	2,66	12,5	3,16	1,14	3,54	0,567	3,57	0,75	2,09		2,02	0,304	[56]
	Jal-99-8	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,53	20,72	33,5	47,5	8,89	36,5	7,28	2,16	7,21	1,03	5,77	1,2	3,29		2,84	0,43	[56]
	Jal-99-9	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,54	20,69	78,7	44,7	16,9	62	13,2	2,27	12,2	1,92	10,8	2,16	5,95		5,37	0,764	[56]
	Jal-06-20	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,58	20,73	34,9	44,4	11,4	48,3	11,6	3,27	11,6	1,69	10,2	2,21	5,95		5,47	0,836	[56]
	AJ-07-4	Traquiandesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,52	20,93	41,5	51,9	9,36	39,3	7,46	2,48	7,13	0,942	5,05	1,02	2,72		2,13	0,329	[56]
	AJ-07-8	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,44	20,84	32,1	48,8	7,45	30,4	6,22	1,77	6,39	0,931	5,61	1,2	3,36		2,88	0,446	[56]
	AJ-07-15	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,80	20,88	40,6	36,4	9,48	37,8	8,49	2,04	9,03	1,36	8,35	1,72	4,77		4,35	0,639	[56]
	AJ-07-22	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,80	20,67	72,9	34,1	12,2	51,1	10,9	3,4	15,4	2,22	14,3	3,37	9,73		7,76	1,26	[56]
	AJ-07-25	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,76	20,66	61,3	59,5	14	55,4	11,8	2,63	11,5	1,69	9,75	1,92	5,22		4,7	0,679	[56]
	AJ-07-27	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,73	20,66	43,9	46,7	9,26	38,8	8,62	2,36	10,9	1,57	9,69	2,23	6,32		5,04	0,797	[56]
	AJ-07-32	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,94	20,54	26,6	34,2	7,07	30,5	6,83	2,16	7,55	1,17	7,02	1,47	4,04		3,59	0,539	[56]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM2	Jal-06-11	Traquiandesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,11	20,65	38,7	79,2	11,9	50,8	10,6	2,64	8,27	1,07	5,43	0,99	2,58		2,05	0,307	[56]	
	Jal-06-15	Traquiandesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,22	20,63	23,6	56,1	7,74	34,1	8,25	2,27	7,37	1,02	5,54	1,01	2,6		2,2	0,323	[56]	
	AJ-07-1	Traquiandesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,51	21,02	29,2	64,4	8,59	35,3	7,28	2,02	6,06	0,849	4,54	0,85	2,28		2,01	0,296	[56]	
	AJ-07-2	Traquiandesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,49	21,08	29,4	64,5	8,74	35,8	7,46	2,02	6,19	0,856	4,6	0,85	2,28		2	0,294	[56]	
	AJ-07-10	Andesita basáltica	Mioceno Tardío	-102,82	20,97	27,2	61	8,3	34,9	7,25	2,01	5,97	0,821	4,29	0,78	2,08		1,83	0,266	[56]	
FVTM3	Es1B	Dacita	4,78	-100,17	20,25	27	85	7	31	7	1,1	7,4	1,1	7,4	1,2	4,2	0,5		0,5	[2]	
	Es2B	Dacita	4,78	-100,17	20,25	24	89	6	27	6	0,8	6,5	1	6,8	1,1	4	0,5		0,5	[2]	
	MO6	Dacita		Mioceno Tardío	-100,50	20,86	17	41													[19]
	CG-16	Dacita		Mioceno Tardío	-97,81	19,63	18,3	36,54	4,56	18,18	3,49	1,05	3,14	0,46	2,53	0,49	1,35		1,33	0,21	[27]
	CG-7	Dacita		Mioceno Tardío	-97,85	19,58	32,58	34,84	7,7	29,61	5,69	1,54	5,14	0,75	4,12	0,79	2,2		2,23	0,32	[27]
	1004-505	Dacita	4,56	-103,61	19,82	17,4	35,2		18	3,23	0,88								1,02	0,15	[47]
	TX-139	Riolita		Mioceno Tard-Plioceno Temp	-98,62	20,58	54,91	110		46,04	8,39	0,47	7,97	1,37			0,88		5,36	0,70	[62]
	PC-50	Riolita		Mioceno Tardío	-100,40	20,48		72													[65]
	ZA07	Dacita	10,5	-100,20	20,93	17	39		4,2	17	3,4	1,11	3,28	0,5		0,62	1,54	0,24	1,42	0,28	[88]
	HP10	Riolita		Plioceno Temprano	-99,72	20,41	20,6	46	5,2	22,3	4,36	0,22	4,08	0,67		0,86	2,42	0,38	2,35	0,37	[82]
	HP17	Dacita		Plioceno Temprano	-99,53	20,32	19,1	36	4,5	19,2	4,08	1,16	4,2	0,7		0,82	2,44	0,33	2,23	0,31	[82]
	HP28	Traquita		Plioceno Temprano	-99,46	20,43	25,4	50	5,8	22,5	4,6	1,14	4,46	0,72		0,87	2,61	0,39	2,43	0,45	[82]
	HP30	Riolita		Mioceno Tardío	-99,47	20,48	29	30,8	8,8	32,4	8,32	0,35	7,76	1,12		1,7	5	0,7	4,68	0,75	[82]
	HP31	Riolita		Plioceno Temprano	-99,74	20,39	23,2	38	6,3	25,5	5,88	0,34	5,88	0,94		1,2	3,5	0,5	3,22	0,48	[82]
	CAM01	Ignimbrita traquidactica		Plioceno Temprano	-100,12	20,36	36,7	64	8,51	34,4	7,07	1,48	7,18	1,39		1,43	4,35	0,60	3,94	0,65	[89]
	CAM02	Ignimbrita traquidactica		Plioceno Temprano	-100,16	20,17	13,1	42,1	3,34	14,3	2,97	0,75	2,95	0,50		0,64	1,92	0,28	2,03	0,33	[89]
	CAM03	Riolita		Plioceno Temprano	-100,15	20,16	81,5	42,3	15,9	59,1	10,45	1,70	10,1	1,64		1,88	5,18	0,73	4,72	0,65	[89]
	CAM05	Riolita		Plioceno Temprano	-100,17	20,17	11,7	30,8	2,88	11,54	2,43	0,49	2,41	0,47		0,57	1,65	0,25	1,77	0,23	[89]
	CAM06	Riolita		Plioceno Temprano	-100,16	20,17	6,89	16,7	1,59	6,54	1,39	0,26	1,43	0,28		0,35	1,09	0,17	1,12	0,17	[89]
	CAM07	Riolita		Plioceno Temprano	-100,16	20,17	50,0	69,0	11,2	42,1	8,12	1,16	7,74	1,35		1,45	4,18	0,62	3,90	0,57	[89]
	CAM08	Dacita		Plioceno Temprano	-100,17	20,15	15,1	32,9	4,53	18,7	4,04	1,10	4,16	0,70		0,84	2,41	0,34	2,24	0,40	[89]
	CAM09	Dacita		Plioceno Temprano	-100,17	20,15	28,9	45,8	7,81	32,4	6,77	1,43	6,50	1,07		1,17	3,26	0,47	2,98	0,53	[89]
	CAM13	Ignimbrita traquidactica		Plioceno Temprano	-100,30	20,13	24,2	47,5	6,63	27,4	5,62	1,28	5,40	0,89		1,02	2,89	0,42	2,80	0,53	[89]
	CAM14	Ignimbrita traquidactica		Plioceno Temprano	-100,29	20,13	15,1	44,7	4,03	16,6	3,60	0,93	3,70	0,59		0,76	2,25	0,33	2,33	0,36	[89]
	CAM15	Dacita		Plioceno Temprano	-100,16	20,28	24,6	45,3	5,3	20,4	4,58	1,22	5,28	0,95		1,14	3,00	0,45	2,80	0,47	[89]
	RGS03	Riolita		Mioceno	-103,35	20,78	24,9	47,2	5,36	19,1	3,41	0,31	2,98	0,59		0,73	2,12	0,31	2,49	0,39	[95]
	RGS04	Traquita		Mioceno	-103,34	20,77	24,6	43,9	6,77	27,6	5,87	1,54	5,58	1,01		0,99	2,86	0,44	2,88	0,42	[95]
	RPO1	Riolita	6,7	-99,73	20,60	20,1	53	6,3	27	7,53	0,33	8,18	1,3		1,54	4,2	0,56	4	0,55	[83]	
	SJ04	Riolita	6,7	-99,60	20,70	65	125	15,1	54	11,32	0,91	10,4	1,9		1,91	5,4	0,7	4,94	0,7	[83]	
	SJ08	Riolita	6,7	-99,58	20,57	25	45,9	7,3	28,3	6,14	0,24	5,78	1,1		1,11	3,3	0,45	2,98	0,46	[83]	
	FVTM4	B116	Basalto		Cuaternario	-103,63	19,88	84	180		59	6,52	1,6		0,49	2,3			0,89	0,13	[4]
		B95-4	Basalto	2,94	-104,41	20,20	50,54	128,33	18,34	61,95	9,86	2,87	7,32	0,85	3,87	0,6	1,47	0,19	1,09	0,16	[5]
		MAS-913	Basalto	0,26	-100,28	19,35	17	35													[10]
Z-104		Basalto		Cuaternario	-100,44	19,47	28	50		26	5										[10]
Z-177		Basalto	0,6	-100,49	19,48	19	47														[10]
Z-178		Basalto		Cuaternario	-100,49	19,48	20	49		24	2										[10]
Z-228		Basalto		Cuaternario	-100,52	19,71	13	30													[10]
Z-229		Basalto		Cuaternario	-100,52	19,71	14	35		20	4										[10]
Z-230		Basalto		Cuaternario	-100,47	19,69	35	64		32	6										[10]
Z-231		Basalto		Cuaternario	-100,45	19,77	19	60		26	6										[10]
Z-232		Basalto		Cuaternario	-100,37	19,79	39	58		27	6										[10]
Z-371		Basalto		Cuaternario	-100,39	19,52	30	67													[10]
Z-371A		Basalto		Cuaternario	-100,30	19,55	21	64		28	6										[10]
Z-528		Basalto		Cuaternario	-100,51	19,69	2	27		16	4										[10]
PO 18		Basalto		Cuaternario	-98,73	19,08	19,4	43,3			4,4	1,83		0,74					2,2		[12]
PO 19		Basalto		Cuaternario	-98,72	18,89	19,1	46,3			4,4	1,9		0,73					2,35		[12]
PO 1		Basalto		Cuaternario	-98,87	18,98	24,3	51			4,8	1,95		0,81					3		[12]
PO 122		Basalto		Pleistoceno	-98,47	18,92	18,9	20,7			2,9	1,35		0,59					1,71		[12]; [72]; [13]
M.11	Lampíro de olivino		0,489	-104,77	20,55	51,7	120		62,4	11,2	3,06		0,86	4,37				1,72	0,18	[16]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	M.39	Lamprófiro de augita	0,068	-104,76	20,69	70,7	165,5		82	14,2	3,75		0,96	4,83				1,62	0,22	[16]
	M.48	Basalto	Cuaternario	-104,86	20,44	85	177,4		83	12,4	3,09		0,8	4,42				1,73	0,24	[16]
	M.49	Lamprófiro de augita	Cuaternario	-104,86	20,47	59,6	131,6		69	10,4	2,71		0,66	3,71				1,86	0,27	[16]
	Mas-15	Lamprófiro	Cuaternario	-104,70	20,54	48,1	107		55,7	9,8	2,66		0,75	4				1,61	0,19	[16]
	M.3A	Lamprófiro de olivino		-104,76	20,56	51,2	117		60,7	11	3,03		0,87	4,24				1,69	0,15	[16]; [31]
	M.18	Lamprófiro de augita	0,061	-104,69	20,53	77,1	181		94,3	15,5	4,18		1,1	4,53				1,74	0,22	[16]; [37]
	MQ40	Basalto	Plioceno Tardío	-103,12	20,42	59	89													[19]
	MQ53	Basalto	Pleistoceno	-102,81	20,01	14	36													[19]
	Tep 5	Basalto	1	-105,02	21,63	21	52		27											[17]
	LH-1	Basalto	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		16	36		19	5,1	1,78		0,82					2,3	0,34	[20]
	LH-94	Basalto	Pleistoceno Tardío-Holoceno	-97,51	19,62	8	20		15	3,4	1,27		0,66					2	0,31	[20]
	APA163	Basalto	Pleistoceno	-98,45	19,84	27,3	52		30	6,2	1,7		0,8					2,82	0,41	[22]
	CP22	Basalto	Pleistoceno	-96,90	19,37	20,81	46,45	6,16	26,71	6,05	1,91	5,8	0,93	5,51	1,1	3		2,77	0,42	[25]
	CP27	Basalto	Pleistoceno	-97,17	19,35	17,58	39,09	5,11	21,77	5	1,62	4,87	0,76	4,48	0,91	2,45		2,29	0,35	[25]
	CP29	Basalto	Pleistoceno	-97,23	19,32	28,78	64,22	8,48	35,67	7,81	2,28	6,76	0,99	5,43	1,02	2,68		2,41	0,36	[25]
	CP35	Basalto	Pleistoceno	-97,12	19,55	17,13	37,65	4,92	20,98	4,91	1,63	4,8	0,75	4,31	0,83	2,24		2,04	0,3	[25]
	PS-99-1	Basalto	Pleistoceno	-96,94	19,62	11,31	25,72	3,48	15,5	4,03	1,4	4,4	0,71	4,36	0,89	2,44		2,28	0,34	[25]
	PS-99-20B	Basalto	Pleistoceno	-96,52	19,80	23,84	50,26	6,6	27,27	5,76	1,76	5,57	0,85	4,93	1,01	2,73		2,57	0,38	[25]
	PS-99-22	Basalto	Pleistoceno	-96,52	19,80	26,14	56,75	7,5	31,51	6,57	1,96	6,17	0,91	5,22	1,03	2,8		2,58	0,39	[25]
	PS-99-3	Basalto	Pleistoceno	-96,81	19,66	35,12	73,03	8,99	37,73	7,59	2,34	6,68	0,95	5,28	1	2,56		2,22	0,33	[25]
	PS-99-9	Basalto	Pleistoceno	-96,86	19,69	25,18	52,15	6,44	26,41	5,34	1,63	4,85	0,72	4,09	0,81	2,18		2,06	0,31	[25]
	MAS141	Lamprófiro	0,26	-104,74	20,87	71	121													[33]
	MAS142	Lamprófiro	Cuaternario	-104,73	20,88	47	102													[33]
	MAS189	Basalto	Cuaternario	-104,98	20,91	43	98													[33]
	MAS199	Basalto	Cuaternario	-104,90	20,89	73	120													[33]
	MAS196	Basalto	Cuaternario	-104,89	20,88	94	161													[33]; [31]
FVTM4	MAS198	Lamprófiro	0,48	-104,89	20,88	70	125													[33]; [31]
	JOR 39B	Basalto	Holoceno	-101,71	18,93	11	13													[34]
	SAY-5A	Basanita	Cuaternario	-103,51	19,62	54,8	122		61	11,3	2,92		0,78					1,3	0,19	[34]
	Col 13	Basalto	Cuaternario	-103,64	19,52	9,3	21,7		16	2,86	1		0,44	2,8				1,73	0,15	[42]
	Col 6	Basalto	Cuaternario	-103,62	19,51	11,7	26,4		12	2,9	0,99		0,37	2,7				1,81	0,09	[42]
	Col 17	Basalto	Cuaternario	-103,62	19,52	12,8	28,4		15	3,17	1,01		0,47	3,1				1,96	0,16	[42]; [31]
	Col 15	Basalto	Cuaternario	-103,63	19,52	11,1	23,3	3	13,3	3,41	1,13	3,38	0,54	3,24	0,67	1,84	0,26	1,7	0,26	[42]; [34]; [40]
	Col 11	Basalto	Cuaternario	-103,64	19,52	9,5	22,7		14	2,94	0,99		0,41	2,7				1,72	0,16	[42]; [37]
	Col 18	Basalto	Cuaternario	-103,63	19,53	11,5	23,3	2,92	12,5	2,99	0,97	2,84	0,46	2,81	0,57	1,55	0,23	1,48	0,25	[42]; [40]
	1004-501	Basanita	Cuaternario	-103,50	19,63	28,4	63		36	7,07	1,55		0,92	4,2				1,57	0,13	[43]
	NC24	Basanita	Holoceno	-103,64	19,51	42	81													[43]
	NC26	Basanita	Holoceno	-103,64	19,51	32	63													[43]
	SAY-6A	Lamprófiro	Cuaternario	-103,75	19,63	60	153													[43]
	SAY-8G	Lamprófiro	Cuaternario	-103,79	19,74	38	92				0,96		0,35	2,27				1,16	0,16	[43]
	6E	Lamprófiro	Cuaternario	-103,75	19,63	72	133													[43]; [31]
	500	Basanita	Cuaternario	-103,50	19,63	27,8	65		30	7,34	2,38		0,9	4,6				2,09	0,2	[43]; [31]; [37]
	511	Lamprófiro	Cuaternario	-103,76	19,66	67,9	151		75	12,05	3,59		0,84	3,8				1,39	0,16	[43]; [31]; [37]
	22E	Basalto	Cuaternario	-103,39	19,61	9,3	22		12	2,96	1,13		0,61	3,7				2,08	0,26	[43]; [31]; [37]
	7E	Lamprófiro	Cuaternario	-103,73	19,72	82,3	188		93	15,24	4,5		1,2	5,5				1,74	0,18	[43]; [31]; [37]
	507	Basanita	Cuaternario	-103,78	19,69	44,2	98		55	9,45	2,92		0,92	3,6				1,39	0,16	[43]; [31]; [37]; [34]
	508	Basanita	Cuaternario	-103,78	19,69	30,9	68		36	6,78	2,08		0,83	2,9				1,3	0,14	[43]; [34]
	510	Basanita	Cuaternario	-103,92	19,63	26	70													[43]; [34]
	6D	Lamprófiro	Cuaternario	-103,75	19,63	62,3	143		72	11,59	3,5		0,97	4,2				1,52	0,19	[43]; [34]
	8H	Lamprófiro	Cuaternario	-103,79	19,74	40,1	91		46	8,31	2,64		0,78	3,8				1,46	0,16	[43]; [37]
	JOR 46D	Basalto	Holoceno	-101,71	18,93	68,6	131		53	6,71	1,79		0,56	2,9				1,18	0,2	[45]; [28]; [34]
	JOR 46	Basalto	Cuaternario	-101,73	18,95	91,5	172		67	7,79	2,04		0,62	2,68				1,25	0,17	[45]; [31]; [37]; [90]
	148	Basalto	Cuaternario	-103,41	20,62	14	21													[48]
	149	Basalto	Cuaternario	-103,39	20,61	12	18													[48]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM4	150	Basalto	Cuaternario	-103,36	20,60	20	28													[48]	
	147A	Basalto	Cuaternario	-103,41	20,62	12	25														[48]
	147B	Basalto	Cuaternario	-103,41	20,62	15	26														[48]
	152A	Basalto	Cuaternario	-103,27	20,56	14	15														[48]
	153A	Basalto	Cuaternario	-103,24	20,55	17	17														[48]
	154B	Basalto	Cuaternario	-103,19	20,52	18	19														[48]
	34	Basalto alcalino	Cuaternario	-104,70	21,43	31,7	63,1		28	5,66	2,38			0,86	5,46				2,57	0,36	[41]
	417A	Basalto	Cuaternario	-102,29	19,57	17	34,7		18	4,19	1,37			0,65	3,72				2,06	0,26	[41]; [31]; [90]
	Mas-4A	Lamprófiro		0,282	-104,88	20,49	52,6	122		63	10,8	2,94		0,86	4,12				1,72	0,19	[41]; [31]; [16]; [37]; [34]
	A7	Basalto	Cuaternario	-103,73	20,91	28	58														[54]
	B9	Haw aita	Cuaternario	-103,73	20,91	29	61														[54]
	C14	Haw aita	Cuaternario	-103,73	20,91	37	80														[54]
	NH 10	Haw aita	Cuaternario	-97,36	19,30	12	34														[57]
	NH 11	Haw aita	Cuaternario	-97,33	19,28	9	33														[57]
	NH 14	Haw aita	Cuaternario	-97,30	19,30	15	44														[57]
	NH 15	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,65	19,42	25	83														[57]
	NH 17	Haw aita	Cuaternario	-96,84	19,58	12	47														[57]
	NH 18	Basalto	Cuaternario	-96,83	19,57	10	30														[57]
	NT 25	Basalto alcalino	Cuaternario	-97,14	19,63	12	38														[57]
	NT 28	Haw aita	Cuaternario	-97,09	19,63	11	37														[57]
	NT 40	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,52	19,76	21	66														[57]
	NT 42	Haw aita	Cuaternario	-96,61	19,33	16	62														[57]
	NT 45	Basalto alcalino	Plioceno Tardío	-96,62	19,51	20	66														[57]
	NT 46	Haw aita	Plioceno Tardío	-96,62	19,52	16	76														[57]
	NT 52	Haw aita	Cuaternario	-96,92	19,43	12	47														[57]
	NT 53	Haw aita	Cuaternario	-96,54	19,79	16	51														[57]
	NT 64	Basalto alcalino	Cuaternario	-97,30	19,52	13	48														[57]
	U 13	Toleita	Cuaternario	-96,53	19,85	21	53														[57]
	U 19	Haw aita	Cuaternario	-97,35	19,28	24	56														[57]
	U 22	Basalto	Cuaternario	-97,03	19,61	5	26														[57]
	U 23	Haw aita	Cuaternario	-97,00	19,59	11	36														[57]
	U 24	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,94	19,60	17	46														[57]
	U 25	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,94	19,61	24	72														[57]
	U 31b	Basalto	Cuaternario	-96,87	19,62	16	34														[57]
	U 33	Haw aita	Cuaternario	-96,83	19,57	17	47														[57]
	U 35	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,76	19,56	50	102														[57]
	U 46	Haw aita	Cuaternario	-96,90	19,47	18	50														[57]
	U 50	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,51	19,88	19	70														[57]
	U 51	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,52	19,87	20	82														[57]
	U 52	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,55	19,81	20	70														[57]
NH 12	Haw aita	Cuaternario	-97,32	19,31	21	50		23	5	1,7			0,8	3,7				2,2	0,32	[57]; [6]; [7]	
NT 13	Haw aita	Cuaternario	-97,34	19,47	31	60		24	6	1,5			0,6	3,5				1,7	0,27	[57]; [6]; [7]	
NT 31	Toleita	Cuaternario	-96,48	19,86	24	54		29	6	1,8			0,7	4,2				2,4	0,38	[57]; [6]; [7]	
NT 60	Haw aita	Cuaternario	-96,96	19,47	19	40		22	5	1,7			1	4,7				1,3	0,36	[57]; [6]; [7]	
U 49	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,51	19,87	47	93		38	10	3			1,1	7,4				3,3	0,52	[57]; [6]; [7]	
NH 22	Haw aita	Cuaternario	-96,89	19,59	5	25														[57]; [7]	
NH 3	Haw aita	Cuaternario	-97,25	18,96	9	29														[57]; [7]	
NT 44	Basalto alcalino	Plioceno Tardío	-96,60	19,49	49	141														[57]; [7]	
NT 44R	Basalto alcalino	Plioceno Tardío	-96,61	19,50	40	133														[57]; [7]	
U 4	Basalto alcalino	Pleistoceno	-96,45	19,77	26	80														[57]; [7]	
40	Haw aita	Cuaternario	-104,73	21,45	24,2	54,8			31,5	7,2	2,88			1,11	6,56			2,99	0,414	[59]	
SN-1	Basalto	Pleistoceno	-104,73	21,45	28,5	58,2			28	5,78	2,19			0,92	6,04			3,03	0,42	[59]	
SN-6	Basalto alcalino	Pleistoceno	-104,73	21,45	20,3	46,1			27,1	5,8	2,38			1	6,23			3,15	0,44	[59]; [61]	
109	Basalto	Cuaternario	-104,71	21,51	11	37														[60]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	338	Basalto	Cuaternario	-104,75	21,44	30	43													[61]
	PS-102	Basalto	Cuaternario	-96,76	19,56	13,28	30		17,93	4,55	1,55	5,28	0,84		0,79		0,40	2,44	0,36	[62]
	PS-111	Haw aita	Cuaternario	-96,51	19,78	37,39	76		42,38	9,60	2,97	9,69	1,26		1,52		0,52	2,66	0,36	[62]
	PS-112	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,50	19,78	24,12	50		25,31	6,26	1,98	5,92	0,78		1,04		0,27	1,31	0,17	[62]
	PS-113	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,50	19,78	33,84	67		34,82	7,92	2,43		0,98		1,16		0,31	1,90	0,29	[62]
	PS-119	Basalto	Cuaternario	-96,80	19,58	13,07	29		15,35	4,56	1,52	5,24	0,72				0,38	2,51	0,33	[62]
	PS-120	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,80	19,58	47,32	93		47,62	10,19	3,02	8,09	1,13		1,54		0,43	2,05	0,27	[62]
	PS-127	Basalto	Cuaternario	-96,70	19,54	10,93	26		14,01	4,00	1,38		0,63		0,93		0,36	2,18	0,30	[62]
	PS-128	Haw aita	Cuaternario	-96,75	19,53	54,76	97		41,59	7,82	2,27	5,80	0,98		1,38		0,47	2,12	0,28	[62]
	PS-131	Haw aita	Cuaternario	-96,85	19,61	35,84	75		41,94	8,69	2,59	8,40	1,06		1,16		0,45	2,32	0,29	[62]
	PS-132	Haw aita	Cuaternario	-96,88	19,62	39,65	83		43,27	9,75	2,88		1,26		1,18		0,39	2,81	0,39	[62]
	PS-30	Basalto	Cuaternario	-96,96	19,61	23,88	51		28,69	6,34	1,98	5,03	0,91		1,16		0,42	2,56	0,37	[62]
	PS-32	Basalto	Cuaternario	-96,97	19,62	24,48	51		26,85	6,31	1,92	4,89	0,86		0,83		0,33	2,28	0,34	[62]
	PS-36	Basalto	Cuaternario	-96,94	19,62	11,24	26		14,70	4,01	1,43	4,25	0,77		1,05		0,46	2,32	0,33	[62]
	PS-39	Basalto	Cuaternario	-96,95	19,65	12,44	31		18,37	4,79	1,61		0,90				0,55	2,73	0,37	[62]
	TX-133	Basalto	Plioceno Tardío	-98,72	20,38	31,14	69		38,13	8,14	2,13		1,15		1,03		0,54	3,15	0,42	[62]
	TX-134	Basalto	Plioceno Tardío	-98,72	20,38	31,25	71		39,43	8,23	2,15		1,14		1,21		0,43	3,15	0,43	[62]
	TX-135	Basalto	Plioceno Tardío	-98,41	20,69	22,31	52		32,37	6,86	2,11		1,08		1,28		0,49	3,15	0,45	[62]
	TX-136	Basalto	Plioceno Tardío	-98,67	20,45	60,21	139		79,98	17,69	5,21		2,84		2,71		1,10	6,67	0,96	[62]
	TX-143	Basalto	Cuaternario	-97,48	20,59	20,79	49		31,59	7,08	2,36	9,31	1,15		1,17		0,53	3,20	0,47	[62]
	SPC 10	Basalto	Cuaternario	-104,59	21,21	22,2	49		23	5,62	1,73		0,74					2,2	0,37	[66]
	SPC 150	Bomba basáltica	Cuaternario	-104,71	21,35	26	48													[66]
	SPC 152	Basalto	Cuaternario	-104,65	21,35	17	42													[66]
	SPC 153	Basalto	Cuaternario	-104,58	21,32	23	51													[66]
	SPC 155	Basalto	Cuaternario	-104,81	21,48	23	50													[66]
	SPC 22	Basalto	Cuaternario	-104,62	21,23	21	56		28											[66]
	SPC 24	Basalto	0,22	-104,76	21,05	31,3	70,1		31	7,72	2,51		1,09					3,1	0,46	[66]
	SPC 74	Basalto	1	-104,71	21,25	30,3	61,6		28	7,06	2,18		0,96					3	0,48	[66]
	SPC 78	Basalto	1	-104,71	21,27	32	53		27											[66]
	169	Basalto	Cuaternario	-104,48	20,53	37	70													[67]
	MAS434	Basalto	Cuaternario	-99,03	18,96	24	60													[67]
	302	Basalto alcalino	Cuaternario	-105,22	21,15	30	57		27											[68]
	313	Basalto alcalino	1,05	-105,20	21,16	37	64		33											[68]
	320	Basalto alcalino	1,49	-105,15	21,28	39	82		49											[68]
	365	Basalto alcalino	Cuaternario	-105,17	21,43	88	103		94											[68]
	396	Basalto alcalino	1,05	-105,03	21,64	17	41		25											[68]
	397	Basalto alcalino	1,05	-105,03	21,64	23	50		28											[68]
	399	Basalto alcalino	Cuaternario	-104,75	21,15	35	72		38											[68]
	433	Basalto alcalino	Cuaternario	-104,65	21,06	22	56		21											[68]
	PH 14	Basalto andesítico	Plioceno Tardío	-98,72	20,12	21				2,16			0,75							[70]
	PH 15	Basalto	Plioceno Tardío	-98,72	20,38	42,3				3,15			1,36							[70]
	PH 21	Basalto andesítico	Plioceno Tardío	-98,68	20,44	23,2				2,04			0,85							[70]
	PH 44	Basalto	Plioceno Tardío	-98,70	20,41	30,3				2,66			1,14							[70]
	PH 45	Basalto	Plioceno Tardío	-98,69	20,42	56,5				5,58			2,25							[70]
	PH 77	Basalto	Plioceno Tardío	-98,72	20,40	26,9				2,12			0,96							[70]
	PH 124	Haw aita	Plioceno Tardío	-98,65	20,27	61,1				5,08			2,01							[70]
	PH 179	Basalto	Cuaternario	-98,45	20,06	41,8				3,05			1,17							[70]
	PH 181	Basalto	Cuaternario	-98,33	20,06	27,5				1,82			0,83							[70]
	PO 80	Basalto	Cuaternario	-98,34	19,08	16,6	38			3,7	1,46		0,58					1,77		[71]; [12]
	A2-01	Basalto	Holoceno	-99,18	19,10	35,9	78		40	8,14	2,33		1					3,3	0,42	[75]
	A2-09	Basalto	Holoceno	-99,24	19,11	18,1	39		18	4,48	1,49		0,7					2,2	0,27	[75]
	A2-05-lla	Basalto	Holoceno	-99,15	19,09	23,5	48		25	5,67	1,83		0,9					2,68	0,39	[75]
	B2-01	Basalto	Holoceno	-99,19	19,03	21,9	51		25	6,08	1,94		0,8					3,06	0,41	[75]
	B3-01	Basalto	Holoceno	-99,12	19,02	21,7	52		26	6,11	1,88		0,8					2,39	0,3	[75]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM4	C2-01	Basalto	Holoceno	-99,20	19,00	15,9	40		19	5,11	1,65		0,8					2,92	0,38	[75]	
	C2-02	Basalto	Holoceno	-99,19	18,95	33,1	73		35	7,47	2,18		1					3,27	0,41	[75]	
	C2-04	Basalto	Holoceno	-99,18	18,97	15,2	34		19	4,69	1,63		0,9					2,79	0,41	[75]	
	C3-01	Basalto	Holoceno	-99,15	18,95	21,4	48		25	5,79	1,91		0,9					2,97	0,38	[75]	
	C3-02	Basalto	Holoceno	-99,16	18,92	17,6	40		21	4,89	1,61		0,8					2,66	0,33	[75]	
	C3-03	Basalto	Holoceno	-99,12	18,95	21,7	50		25	5,87	1,85		0,9					2,89	0,39	[75]	
	D3-01	Basalto	Holoceno	-99,13	18,90	21,1	49		25	5,68	1,91		0,8					2,89	0,39	[75]	
	D3-02	Basalto	Holoceno	-99,14	18,89	20	47		24	5,58	1,77		0,9					2,85	0,37	[75]	
	CP-100	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	14,8	30,05	3,75	16,24	4,3	1,44	4,58	0,76	4,76	0,97	2,68	0,38	2,35	0,38	[76]	
	CP-124	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	18,85	39,93	5,04	22,34	5,73	1,84	5,59	0,89	5,21	1,01	2,71	0,36	2,18	0,34	[76]	
	CP-127	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	25,25	51,24	6,37	27,19	6,72	2,13	6,31	0,99	5,82	1,14	2,96	0,42	2,48	0,39	[76]	
	CP-140	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	27,49	54,18	6,58	27,69	6,42	1,93	5,81	0,91	5,19	1,01	2,92	0,36	2,19	0,34	[76]	
	CP-141	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	25,03	49,59	6,19	26,62	6,46	2,04	6,02	0,94	5,37	1,04	2,61	0,39	2,31	0,36	[76]	
	CP-48	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	24,57	50,15	6,18	26,69	6,6	2	6,07	0,94	5,46	1,06	2,71	0,39	2,29	0,37	[76]	
	CP-48b	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	41,21	79,45	9,15	38,12	8,58	2,62	7,74	1,19	6,88	1,37	3,51	0,5	3,04	0,49	[76]	
	CP-51	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	11,54	25,17	3,3	15,34	4,35	1,53	4,79	0,81	4,98	1,03	2,7	0,38	2,34	0,36	[76]	
	CP-57	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	12,89	27,88	3,58	16,62	4,64	1,6	5,02	0,84	5,16	1,05	2,76	0,4	2,4	0,38	[76]	
	CP-65	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	16,57	33,25	4,11	17,9	4,58	1,48	4,68	0,78	4,77	0,98	2,56	0,37	2,3	0,36	[76]	
	CP-70	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	26,93	54,56	6,75	28,69	6,88	2,14	6,32	0,96	5,57	1,06	2,79	0,39	2,28	0,36	[76]	
	CP-75	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	39,74	77,1	9,05	37,29	8,43	2,6	7,66	1,18	6,74	1,35	3,53	0,49	3	0,47	[76]	
	CP-76	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	25,71	52,41	6,56	27,89	6,86	2,11	6,31	0,99	5,71	1,12	2,79	0,42	2,46	0,39	[76]	
	CP-84e	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	35,27	68,32	8,02	33,4	7,74	2,47	7,23	1,14	6,59	1,26	3,36	0,48	2,89	0,46	[76]	
	CP84w	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	12,14	26,45	3,51	15,89	4,51	1,6	4,93	0,86	5,28	1,06	2,89	0,41	2,46	0,38	[76]	
	CP-98	Basalto	Holoceno	-96,81	19,43	11,21	23,76	3,07	14,3	4,14	1,45	4,44	0,77	4,83	0,96	2,58	0,36	2,17	0,34	[76]	
	HF117	Basalto	Holoceno	-97,45	19,68	8,1	20	2,62	12,2	3,1	1,16	3,5	0,7		0,68	2	0,29	1,76	0,22	[91]; [80]	
	CH51a	Basalto	Holoceno	-97,45	19,68	6,9	17,6	2,51	11,93	3,24	1,22	3,89	0,66		0,84	2,48	0,34	2,05	0,38	[80]	
	CH51b	Basalto	Holoceno	-97,45	19,68	6,9	17,9	2,5	12	3,3	1,24	3,8	0,69		0,81	2,27	0,34	2,03	0,28	[80]	
	CH53	Basalto	Holoceno	-97,45	19,68	7,8	19	2,6	12,2	3,12	1,16	3,7	0,64		0,76	2,2	0,31	2,1	0,23	[80]	
	BCU1	Basalto	Holoceno	-99,18	19,33	21	53	6	31	7,6	2,3	7,0	1,0		1,05	2,70	0,45	2,80	0,50	[81]	
	CH13	Basalto	Holoceno	-99,21	18,81	11,4	29	3,4	14,5	3,18	1,05	3,07	0,45		0,51	1,44	0,20	1,29	0,20	[81]	
	CU1	Basalto	Holoceno	-99,18	19,30	23,9	58	6,8	29,1	6,44	2,06	6,48	0,97		1,14	3,22	0,42	2,88	0,46	[81]	
	CHG02	Basalto	Cuaternario	-98,18	19,92	8,9	26	3	13,4	3,1	1,06	3,1	0,46		0,54	1,48	0,18	1,26	0,20	[84]	
	CHG12	Basalto	Cuaternario	-98,09	19,69	11,3	29	3,4	15,1	3,4	1,18	3,6	0,6		0,68	1,8	0,24	1,81	0,3	[84]	
	ATH04	Basalto	2,3	-98,69	20,44	22	53	6,0	27,0	6,12	1,95	6,54	0,95		1,20	3,44	0,47	3,42	0,55	[85]	
	E25	Basalto	Cuaternario	-97,41	19,29	22,4	46,3	5,2	22,8	4,79	1,52	4,29	0,62		0,67	1,90	0,25	1,88	0,30	[85]	
	E26	Basalto	Cuaternario	-97,34	19,28	23,6	47,1	5,2	22,9	4,80	1,47	4,23	0,59		0,62	1,75	0,22	1,64	0,23	[85]	
	E28	Basalto	Cuaternario	-97,64	19,24	20,3	44	5,3	21,9	4,57	1,35	3,74	0,53		0,56	1,55	0,20	1,50	0,21	[85]	
	MAL01	Basalto	Cuaternario	-98,06	19,47	18,9	45	5,3	23,7	5,10	1,66	5,27	0,84		0,94	2,74	0,35	2,40	0,38	[85]	
	TI206	Basalto	Cuaternario Tardío	-98,91	19,90	13,5	34,9	4,13	19,8	4,31	1,42	4,41	0,7		0,80	2,24	0,28	1,89	0,32	[86]	
	100	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,49	20,37	141	239		127												[96]
	101	Basalto	3,04	-104,53	20,33	143	247		100												[96]
	113	Basalto	2,9	-104,58	20,26	132	252		104												[96]
121	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,52	20,46	71	142		76												[96]	
154	Basalto	2,87	-104,50	20,42	123	286		139	19,6	4,85		1,1	4,9				1,4	0,12		[96]	
155	Basalto	2,5	-104,51	20,41	145	325		150	19,7	4,89		1,15	4,57				1,5	0,2		[96]	
158	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,52	20,58	124	284		131	19,8	4,85		1,1	4,83				1,33	0,17		[96]	
166	Basalto	2,78	-104,50	20,32	121	214		73												[96]	
207	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,50	20,58	152	247		126												[96]	
211	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,49	20,37	107	186		89												[96]	
213	Basalto	3,3	-104,43	20,46	135	200		94												[96]	
227	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,53	20,68	72	107		59												[96]	
231	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,47	20,64	145	256		152												[96]	
241	Basalto	3,16	-104,39	20,25	110	209		78												[96]	
242	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,43	20,38	132	240		140												[96]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	105	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,56	20,32	23	52													[97]	
	119	Lamprófiro de olivino	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,52	20,36	50	97														[97]
	142	Lamprófiro de olivino	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,53	20,25	100	178		76	14,2	4,06		0,9					1,45	0,19	[97]	
	143	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,51	20,26	86	168														[97]
	145	Traquibasalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,48	20,41	50	104														[97]
	146	Lamprófiro de olivino	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,50	20,33	57	123														[97]
	147	Lamprófiro de olivino	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,53	20,36	57	129														[97]
	164	Traquibasalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,49	20,46	36	81														[97]
	218	Lamprófiro de olivino	2,94	-104,46	20,43	78,5	145		60	11	3,08		0,7					1,23	0,16	[97]	
	220	Traquibasalto	3,43	-104,48	20,41	59,9	105		39	6,25	1,79		0,5					1,13	0,16	[97]	
	232	Traquibasalto	1,73	-104,50	20,47	39	87													[97]	
	239	Lamprófiro de olivino	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,40	20,41	56	105														[97]
	246	Traquibasalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,55	20,46	39	90														[97]
	124A	Lamprófiro de olivino	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,52	20,43	48	113														[97]
	115	Basalto	Cuaternario	-99,27	19,12	45	104														[99]
	232	Basalto	Cuaternario	-99,27	19,12	37	86														[99]
	242	Basalto	Cuaternario	-99,17	19,22	20	59														[99]
	252	Basalto	Cuaternario	-99,20	18,80	26	51														[99]
	257	Basalto	Cuaternario	-98,98	18,97	23	55														[99]
	258	Basalto	Cuaternario	-98,92	18,97	23	64														[99]
	296	Basalto	Cuaternario	-99,10	19,05	17	38														[99]
	307	Basalto	Cuaternario	-99,22	19,23	24	48														[99]
	TX-135	Basalto	Plioceno Tardío	-98,41	20,69	22,3	51,7		32,4	6,86	2,11		1,08		1,28		0,49	3,15	0,45	[64]	
	EAP43	Traquibasalto	1,97	-96,74	19,66	57	106,4	13,09	51,5	10,07	2,88	8,34	1,11	5,26	0,9	2,33	0,33	1,85	0,27	[64]	
	EAP01	Basalto	1,53	-97,48	20,59	20,7	43,5	6,08	27,5	6,4	2,35	6,51	1,12	6,22	1,24	3,4	0,5	2,93	0,41	[64]	
	EAP06	Basalto	1,43	-97,87	20,31	22,5	49,5	6,68	30	6,93	2,52	6,88	1,19	6,52	1,32	3,64	0,53	3,17	0,44	[64]	
	EAP09	Basalto	1,53	-97,52	20,55	17,2	39,3	4,72	20,7	5,5	1,99	5,83	0,94	5,17	0,99	2,81	0,41	2,58	0,39	[64]	
	EAP11	Basalto	1,61	-97,86	20,90	17,1	38	5,22	23,1	5,46	2,08	5,6	0,99	5,5	1,1	3,03	0,45	2,65	0,36	[64]	
	EAP14	Basalto	1,39	-97,90	20,81	17,8	39,2	5,34	24,2	5,83	2,12	5,83	1,02	5,77	1,14	3,17	0,48	2,79	0,38	[64]	
	EAP15	Basalto	1,4	-97,85	20,81	19,1	43,9	5,13	22,3	5,98	2,15	6,37	1,02	5,65	1,09	3,06	0,44	2,75	0,42	[64]	
	PS-29	Basanita	Cuaternario	-96,86	19,66	26,2	54,2		30,3	5,84	1,73	4,89	0,76		0,92		0,36	2,22	0,34	[64]	
	PS-30	Basalto	Cuaternario	-96,96	19,61	23,9	51		28,7	6,34	1,98	5,03	0,91		1,16		0,42	2,56	0,37	[64]	
	PS-41	Basanita	Cuaternario	-96,91	19,66	26	52		25,6	5,8	1,68	5,18	0,75		0,79		0,28	2,23	0,28	[64]	
	PS-102	Basalto	Cuaternario	-96,76	19,56	13,3	29,7		17,9	4,55	1,55	5,28	0,84		0,79		0,4	2,44	0,36	[64]	
	PS-111	Haw ailita	Cuaternario	-96,51	19,78	37,4	76,1		42,4	9,6	2,97	9,69	1,26		1,52		0,52	2,66	0,36	[64]	
	PS-112	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,50	19,78	24,1	49,9		25,3	6,26	1,98	5,92	0,78		1,04		0,27	1,31	0,17	[64]	
	PS-113	Basalto alcalino	Cuaternario	-96,50	19,78	33,8	66,9		34,8	7,92	2,43		0,98		1,16		0,31	1,9	0,29	[64]	
	PS-119	Basalto	Cuaternario	-96,80	19,58	13,1	29,2		15,4	4,56	1,52	5,24	0,72				0,38	2,51	0,33	[64]	
	PS-127	Basalto	Cuaternario	-96,70	19,54	10,9	25,9		14	4	1,38		0,63		0,93		0,36	2,18	0,3	[64]	
	PS-132	Haw ailita	Cuaternario	-96,88	19,62	39,7	83,4		43,3	9,75	2,88		1,26		1,18		0,39	2,81	0,39	[64]	
	Cal-22	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,42	19,74	36,72	70,95	10,02	40,07	8,36	2,24	8,02	1,18	6,91	1,38	3,78	1,62	3,43	0,52	[23]	
	Cal-27	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,43	19,75	31,89	69,06	9,08	36,67	7,71	2,09	7,28	1,08	6,36	1,26	3,5	1,66	3,22	0,48	[23]	
	Cal-49	Basalto	0,37	-98,33	19,76	25,49	58,06	7,7	31,83	7,05	2,04	6,72	1,02	6,01	1,19	3,25	1,65	3	0,44	[23]	
	Cal-54	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,31	19,78	24,46	55,28	7,34	30,37	6,73	1,96	6,44	0,98	5,78	1,14	3,1	1,56	2,87	0,43	[23]	
	Cal-56	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,32	19,78	24,9	55,74	7,41	30,68	6,82	1,98	6,56	0,99	5,83	1,15	3,14	1,59	2,9	0,43	[23]	
	Cal-69	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,32	19,75	19,93	45,44	5,98	25,09	5,69	1,71	5,61	0,86	5,11	1,02	2,77	1,62	2,56	0,38	[23]	
	Cal-71	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,32	19,76	31,32	70,72	9,17	37,45	8,04	2,27	7,57	1,14	6,61	1,3	3,57	1,67	3,28	0,49	[23]	
	Cal-74	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,32	19,77	27,46	61,81	8,17	33,6	7,38	2,13	7,07	1,06	6,22	1,23	3,35	1,62	3,1	0,46	[23]	
	Cal-82	Basalto	0,19	-98,28	19,82	26,62	60,52	7,92	32,61	7,13	2,06	6,84	1,03	6,02	1,19	3,27	1,6	3,01	0,44	[23]	
	Cal-98	Basalto	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,35	19,82	33,1	74,64	9,07	37,63	8,2	2,29	7,67	1,09	6,15	1,17	3,34	1,82	3	0,45	[23]	
	ZIT-99-7	Basalto	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,07	19,07	30,86	62,33	8,37	32,35	6,04	1,8	4,99	0,66	3,45	0,64	1,85	0,26	1,69	0,242	[26]	
	BH-09	Basalto	Cuaternario	-102,42	19,07	21	28		25	4										[11]	
	BH-04	Basalto	Cuaternario	-102,40	19,12	6	5		9	3										[11]	
	BH-11	Basalto	Cuaternario	-102,29	19,09	28	9		13	3										[11]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM4	BH-12	Basalto	Cuaternario	-102,13	19,04	52	96		34	8										[11]	
	BH-14	Basalto	Cuaternario	-101,83	18,94	43	57		31	5											[11]
	BHC-14	Basalto	Cuaternario	-102,11	20,19	44	73		41	7											[11]
	BHC-49	Basalto	Cuaternario	-100,70	19,86	29	88		44	7											[11]
	B43	Lamprófiro de Hbl	Cuaternario	-103,51	19,64	55	121		64	8,9	2,42		0,69	3,4				1,27	0,16		[4]; [37]
	M63A	Andesita	1	-103,68	20,10		68												1,11		[3]
	B95-1	Andesita	1,93	-104,76	20,45	22,850532	42,28	6,77	23,77	4,41	1,44	3,61	0,48	2,46	0,46	1,17	0,18	1,04	0,16		[5]
	B95-2	Andesita basáltica	1,77	-104,65	20,41	34,75	46,04	11,57	39,74	6,63	1,95	5,11	0,62	2,94	0,51	1,26	0,19	1,06	0,16		[5]
	MAS-5	Andesita basáltica	0,166	-104,76	20,52	33,490632	64,78		10	34,06	5,6	1,91	4,46	0,56	2,85	0,52	1,35	0,21	1,19	0,19	[5]
	MAS-911	Andesita	Cuaternario	-100,46	19,44	31	67			35	4										[8]
	Z-106	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	14	14			7	4										[8]
	Z-109	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	15	13			7	4										[8]
	Z-110	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	15	16			10	4										[8]
	Z-112	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	15	15			8	3										[8]
	Z-113	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	18	18			10	4										[8]
	Z-114	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	17	15			9	3										[8]
	Z-115	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	18	14			7	3										[8]
	Z-119	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	32	31			20	3										[8]
	Z-128	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	16	21			11	3										[8]
	Z-130	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	29	72			39	8										[8]
	Z-131	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	37	42			24	2										[8]
	Z-221	Andesita	Cuaternario	-100,43	19,34	15	15			8											[8]
	Z-111	Andesita	0,38	-100,43	19,35	16	13			9	4										[8]; [10]
	Z-129	Andesita	0,24	-100,43	19,43	22	22			14	3										[8]; [10]
	Z-385	Andesita	0,22	-100,21	19,18	23	31			17											[9]
	Z-342	Andesita	0,022	-100,25	19,19	13	27			18											[9]; [10]
	Z-346	Andesita	0,313	-100,25	19,19	11	25			15											[9]; [10]
	Z-348	Andesita	0,37	-100,19	19,19	14	25			13											[9]; [10]
	Z-386	Andesita	0,35	-100,22	19,17	17	33			15											[9]; [10]
	Z-388	Andesita	0,005	-100,26	19,18	14	28			20											[9]; [10]
	Z-137	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,53	19,46	17	45			22	5										[10]
	Z-142	Andesita	Cuaternario	-100,45	19,30	17	33			17	3										[10]
	Z-149	Andesita	Cuaternario	-100,52	19,30	16	35			19	5										[10]
	Z-159	Andesita	Cuaternario	-100,22	19,50	8	28														[10]
	Z-170	Andesita	Cuaternario	-100,49	19,31	18	40			26	3										[10]
	Z-171	Andesita	Cuaternario	-100,46	19,31	16	39			25	2										[10]
	Z-172	Andesita	Cuaternario	-100,48	19,28	19	39			22	1										[10]
	Z-176A	Andesita	Cuaternario	-100,48	19,44	24	45														[10]
	Z-225B	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,44	19,49	24	44			27	4										[10]
	Z-227	Andesita	0,49	-100,47	19,55	25	44														[10]
Z-235	Andesita	Cuaternario	-100,63	19,25	14	47			25	5										[10]	
Z-236	Andesita	Cuaternario	-100,63	19,25	13	36			23	4										[10]	
Z-243	Andesita	Cuaternario	-100,58	19,33	26	55			27	5										[10]	
Z-248	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,42	19,48	26	50			26	6										[10]	
Z-266	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,43	19,51	15	40			21	5										[10]	
Z-269	Andesita	0,52	-100,46	19,56	22	44														[10]	
Z-309	Andesita	0,95	-100,41	19,26	23	54														[10]	
Z-311	Andesita	Cuaternario	-100,27	19,23	23	41			27											[10]	
Z-317	Andesita	Cuaternario	-100,17	19,04	88	154			86	10										[10]	
Z-318	Shoshonita	Cuaternario	-100,20	19,06	66	89			37	8										[10]	
Z-320	Andesita	Cuaternario	-100,10	19,24	11	30			19	4										[10]	
Z-324	Andesita	0,022	-100,04	19,26	4	29			13	4										[10]	
Z-327	Andesita	Cuaternario	-100,14	19,23	23	29			14	4										[10]	
Z-344	Andesita	Cuaternario	-100,28	19,17	15	28			23	4										[10]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	Z-349	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,08	19,08	50	88		48											[10]	
	Z-350	Andesita	Cuaternario	-100,11	19,04	19	45		25	4											[10]
	Z-351	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,15	19,03	66	89		37	8											[10]
	Z-352	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,28	19,05	41	92		44	8											[10]
	Z-353	Shoshonita	Cuaternario	-100,26	19,06	52	106														[10]
	Z-354	Andesita	0,29	-100,26	19,08	14	28														[10]
	Z-356	Andesita	0,31	-100,23	19,18	13	28														[10]
	Z-358	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,16	19,03	16	32														[10]
	Z-370	Andesita	Cuaternario	-100,34	19,44	15	35		18												[10]
	Z-373	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,27	19,06	39	78		41												[10]
	Z-374	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,26	19,05	19	50														[10]
	Z-381	Andesita	Cuaternario	-100,23	19,46	16	29		19												[10]
	Z-383	Andesita	Cuaternario	-100,21	19,18	14	25		8	4											[10]
	Z-389	Andesita	Cuaternario	-100,25	19,18	18	43		23	5											[10]
	Z-391	Andesita	Cuaternario	-100,25	19,18	15	30		15												[10]
	Z-392	Andesita	Cuaternario	-100,27	19,18	17	31		21												[10]
	Z-394	Andesita	Cuaternario	-100,27	19,18	19	27		11	4											[10]
	Z-396	Andesita	Cuaternario	-100,18	19,19	15	27		14												[10]
	Z-398	Andesita	Cuaternario	-100,23	19,17	36	75		34	7											[10]
	Z-401	Andesita	Cuaternario	-100,41	19,60	16	31		17												[10]
	Z-502	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,18	19,00	32	71		34	7											[10]
	Z-503	Andesita	Cuaternario	-100,18	19,01	3	39		22	4											[10]
	Z-504	Andesita	Cuaternario	-100,19	19,03	24	44		22	5											[10]
	Z-506	Andesita	Cuaternario	-100,27	19,12	6	41		20	5											[10]
	Z-507	Andesita	Cuaternario	-100,27	19,11	21	33		18	4											[10]
	Z-508	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,29	19,03	49	119		58	8											[10]
FVTM4	Z-509	Andesita	Cuaternario	-100,11	19,04	29	61														[10]
	Z-510	Andesita	Cuaternario	-100,11	19,04	18	57		24	6											[10]
	Z-511	Andesita	Cuaternario	-100,09	19,02	155	337		164	20											[10]
	Z-512	Andesita	Cuaternario	-100,07	19,04	54	96		48	8											[10]
	Z-513	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,25	19,07	29	69		35	7											[10]
	Z-514	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,22	19,07	26	49		25	5											[10]
	Z-515	Shoshonita	Cuaternario	-100,22	19,04	57	93		35	8											[10]
	Z-516	Shoshonita	Cuaternario	-100,19	19,04	123	252		125	15											[10]
	Z-517	Shoshonita	Cuaternario	-100,19	19,04	189	390		174	22											[10]
	Z-518	Andesita	Cuaternario	-100,18	19,04	19	30		16	4											[10]
	Z-519	Andesita	Cuaternario	-100,22	19,01	42	49		27	5											[10]
	Z-520	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,39	19,52	37	42														[10]
	Z-521	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,39	19,52	30	73		35	7											[10]
	Z-522	Andesita	Cuaternario	-100,39	19,52	20	39		17	5											[10]
	Z-523	Shoshonita	Cuaternario	-100,39	19,52	55	81		39	7											[10]
	Z-525	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,26	19,03	32	40		22	4											[10]
	Z-526	Andesita	Cuaternario	-100,26	19,03	16	39		18	5											[10]
	Z-527	Andesita	Cuaternario	-100,26	19,03	14	38		21	4											[10]
	PO 2	Andesita	Cuaternario	-98,83	18,99	16,6	34,2			3,8	1,55		0,69					2,8			[12]
	PO 3	Andesita	Cuaternario	-98,67	19,08	13,3	29,6			2,9	1,14		0,46					2,00			[12]
	PO 4	Andesita	Cuaternario	-98,67	19,08	25,6	52,9			5,2	1,8		0,64					1,93			[12]
	PO 42	Andesita	Cuaternario	-98,63	19,09	18,7	39,7			4,2	1,29		0,55					1,34			[12]
	PO 43	Andesita	Cuaternario	-98,63	19,09	13,6	26			3,2	1,16		0,49					1,55			[12]
	PO 45	Andesita	Cuaternario	-98,63	19,09	15,8	40,3			3,3	1,12		0,45					1,59			[12]
	PO 5	Andesita	Cuaternario	-98,64	19,08	15,9	33,6			3,4	1,21		0,51					1,84			[12]
	PO 142	Andesita	Pleistoceno	-98,95	19,04	19,2	42,1			4,2	1,31		0,62					2,04			[12]; [72]; [13]
	M.103A	Andesita	Cuaternario	-104,82	20,51	16,5	34,4		17,8	3,56	1,09		0,38	2,14				1,45	0,2		[16]
	M.20	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,79	20,54	27,4	61,3		32,3	6,14	1,74		0,56	2,9				1,38	0,16		[16]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM4	M.19	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,71	20,53	14,5	28,4		17,2	3,54	1,12		0,44	2,58				1,6	0,16	[16]; [31]	
	M.9	Lamprófito de Hbl	Cuaternario	-104,75	20,58	40	92,3		46,6	8,4	2,3		0,74	3,48				1,71	0,21	[16]; [31]	
	MQ55	Andesita basáltica	Plioceno Tardío	-101,16	19,97	23	53														[19]
	MQ56	Andesita	Plioceno Tardío	-101,20	19,96	33	66														[19]
	LH-35	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	0,00		27	53		25	5,3	1,43			0,68					2,2	0,31	[20]
	LH-47	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	0,00		23	47		22	5,2	1,46			0,67					2,1	0,29	[20]
	LH-60	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	0,00		30	60		27	5,8	1,55			0,71					2,3	0,34	[20]
	LH-63	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	0,00		25	52		24	5,5	1,57			0,75					2,4	0,34	[20]
	LH-62	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	0,00		23	48		25	5,5	1,65			0,79					2,5	0,35	[20]
	LH-45	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	-97,41	19,52	28	49		25	5,4	1,48	5,9		0,68					1,9	0,32	[21]; [20]
	LH-17	Andesita	Peistoceno Tardío-Holoceno	-97,33	19,66	27	55		23	5,3	1,2			0,71					2,8	0,42	[20]
	APA132	Andesita	Peistoceno	-98,79	19,74	13	27		16	3,4	1,2			0,5					1,83	0,27	[22]
	APA175	Andesita basáltica	Peistoceno	-98,55	19,81	28,4	56		31	6,1	1,75			0,7					2,27	0,34	[22]
	APA176	Andesita	Peistoceno	-98,50	19,95	28,4	47		22	4,5	1,4			0,7					2,25	0,4	[22]
	PS-99-2	Andesita basáltica	Peistoceno	-96,90	19,66	28,64	58,17	6,96	27,8	5,6	1,64	4,9	0,73	4,07	0,79	2,12			1,98	0,3	[25]
	MAS108	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,91	20,56		32		24												[32]
	MAS132	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,92	20,57	18	39		14												[32]
	MAS137	Andesita	Cuaternario	-104,72	20,44	26	53		33												[32]
	MAS150	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,92	20,57	8	27		15												[32]
	MAS179	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,89	20,57	27	53		37												[32]
	MAS304	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,92	20,57	39	49		47												[32]
	MA541	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,86	20,55	14	42		16												[32]
	MAS8	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,78	20,58	18	66		30												[32]
	MAS139	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,77	20,85	14	28														[33]
	Col 7	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	12,6	24,5		13	2,73	0,9			0,38	2,6				1,68	0,14	[42]
	Col 2	Andesita	Cuaternario	-103,61	19,53	12,5	25,6	3,22	13,6	3,17	1,07	3,01	0,49	2,85	0,59	1,61	0,24	1,52	0,25		[42]; [31]; [37]; [40]
	COL 9	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,52	12,2	25,2	3,11	13,5	3,27	1,03	3,06	0,5	3,05	0,61	1,73	0,25	1,65	0,27		[42]; [40]
	NC1	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	14	33														[43]
	NC10	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	11	28														[43]
	NC11a	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	12	33														[43]
	NC11b	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	12	27														[43]
	NC12	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	18,23	43,03		21,39	4,21	1,22	3,56		2,79		1,51			1,42	0,21	[43]
	NC15	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	10	31														[43]
	NC16	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	11	27														[43]
	NC17	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	10,97	25,66		13,18	3,07	0,96	2,85		2,71		1,48			1,43	0,23	[43]
	NC2	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	12,74	28,08		13,3	3,15	0,97	2,93		2,55		1,5			1,49	0,19	[43]
	NC23	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-103,64	19,51	24	64														[43]
	NC3	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	12	24														[43]
	NC4	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	15	31														[43]
	NC5	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	23	50														[43]
	NC6	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	20	45														[43]
	NC7	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	21,92	46,34		22,98	4,88	1,36	3,92		2,93		1,6			1,49	0,14	[43]
	NC9	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	12	29														[43]
	17B	Andesita	Cuaternario	-103,53	19,87	27,2	57		22	5,48	1,97		0,78	4,1					1,9	0,15	[43]; [37]
S34	Andesita basáltica	Cuaternario	-103,60	19,51	34	82		49	8,34	2,3		0,68	4					1,7	0,2	[44]	
S33	Andesita basáltica	Cuaternario	-103,60	19,51	54	121		67	9,59	2,54		0,69	3,7					1,52	0,19	[44]; [37]	
JOR 1A	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-101,72	18,97	13	22														[45]; [30]; [29]	
JOR 28	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-101,72	18,97	13	34														[45]; [30]; [29]	
JOR 31	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-101,71	18,98	7	20														[45]; [30]; [29]	
JOR 7	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-101,72	18,97	13	23														[45]; [30]; [29]	
JOR 44	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,72	18,97	7,9	18,3		10	2,65	0,9			0,48	3,11				1,95	0,26	[45]; [31]; [37]; [90]	
JOR 11	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,72	18,97	12,6	29,4		17	3,39	1,12			0,48	2,94				1,7	0,22	[45]; [37]	
Col-204	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	10,4	23,3		11	2,82	0,88			0,43	2,62				1,54	0,23	[46]	
Col-45	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	10,4	23		13	3	0,94			0,44					1,62	0,24	[46]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
FVTM4	Col-46	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	10,4	23,2		14	2,95	0,92		0,43					1,55	0,24	[46]
	M81-12	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	10,2	23,8		13	2,64	1,04		0,41	2,9				1,64	0,22	[46]
	Col-40	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,2	24,9	3,11	13,4	3,24	1,04	3,06	0,5	3,04	0,64	1,7	0,26	1,64	0,27	[46]; [31]; [40]
	1004-404	Andesita	Holoceno	-104,96	21,47	12,7	26	3,24	13,8	3,26	1,02	2,99	0,49	2,88	0,61	1,66	0,24	1,57	0,26	[46]; [40]
	1004-405	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,7	26	3,26	13,9	3,29	1,03	3,14	0,49	2,98	0,62	1,72	0,25	1,6	0,26	[46]; [40]
	1004-406	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,7	26,1	3,27	14	3,26	1,04	3,06	0,49	2,95	0,61	1,65	0,25	1,6	0,26	[46]; [40]
	1004-407	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,9	26,5	3,3	14,1	3,35	1,09	3	0,49	2,99	0,62	1,69	0,25	1,57	0,26	[46]; [40]
	1004-410	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,5	25,5	3,17	13,5	3,22	1	2,92	0,46	2,9	0,59	1,6	0,24	1,53	0,25	[46]; [40]
	1004-412	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,5	25,6	3,17	13,6	3,24	1,02	2,93	0,47	2,84	0,58	1,59	0,24	1,51	0,25	[46]; [40]
	1004-416	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	13,1	26,8	3,32	14,2	3,29	1,07	3,01	0,5	3,05	0,62	1,71	0,25	1,65	0,27	[46]; [40]
	1004-420	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	11,4	24	3,06	13,6	3,41	1,1	3,21	0,54	3,32	0,66	1,82	0,27	1,68	0,26	[46]; [40]
	1004-443	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,2	25	3,17	13,6	3,27	1,01	3,04	0,49	2,97	0,6	1,7	0,25	1,56	0,25	[46]; [40]
	1004-444	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	11,5	23,7	2,94	12,9	3,18	1,01	2,91	0,47	2,85	0,59	1,59	0,24	1,54	0,25	[46]; [40]
	Col-17.1	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,8	26,6	3,32	14,5	3,47	1,1	3,23	0,53	3,24	0,68	1,85	0,26	1,7	0,29	[46]; [40]
	Col-17.2	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,8	26,5	3,26	14,2	3,39	1,05	3,13	0,52	3,17	0,66	1,85	0,27	1,73	0,28	[46]; [40]
	Col-17.3	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	13	26,5	3,34	14,6	3,36	1,06	3,09	0,52	3,13	0,66	1,81	0,27	1,72	0,28	[46]; [40]
	Col-17.4	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,8	26,4	3,25	14	3,27	1,07	3,17	0,51	3,1	0,65	1,78	0,27	1,68	0,27	[46]; [40]
	Col-17.5	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,7	26,4	3,27	14	3,28	1,03	3,05	0,53	3,13	0,65	1,79	0,27	1,68	0,28	[46]; [40]
	Col-17.6	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	13	26,6	3,32	14,2	3,39	1,08	3,2	0,53	3,15	0,65	1,85	0,27	1,74	0,28	[46]; [40]
	Col-31	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	10,6	22,2	2,83	12,3	3,06	1	2,87	0,48	2,88	0,61	1,66	0,25	1,56	0,25	[46]; [40]
	Col-9A	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	12,4	25,3	3,14	13,7	3,25	1,02	3,08	0,51	3,02	0,64	1,74	0,26	1,65	0,27	[46]; [40]
	Col-9C	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	12,5	25,5	3,14	13,5	3,26	1,03	3,12	0,5	2,96	0,62	1,72	0,25	1,66	0,27	[46]; [40]
	M81-13	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	11,5	23,8	2,94	12,6	3,1	1,02	3,08	0,5	3,03	0,63	1,7	0,25	1,59	0,26	[46]; [40]
	M82-10	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	12,5	25,7	3,22	13,9	3,34	1,08	3,1	0,51	3,14	0,65	1,78	0,27	1,69	0,28	[46]; [40]
	M82-11	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	12,1	25,2	3,12	13,4	3,16	1,06	3,04	0,49	2,96	0,61	1,67	0,25	1,55	0,26	[46]; [40]
	M82-12	Andesita	Cuaternario	-103,62	19,51	11,2	23,7	2,86	12,2	2,95	0,95	2,74	0,44	2,7	0,57	1,53	0,23	1,44	0,24	[46]; [40]
	M82-13	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	12,4	25,5	3,15	13,6	3,34	1,03	3,1	0,51	3,05	0,63	1,74	0,26	1,66	0,27	[46]; [40]
	S-8.1	Andesita basáltica	Holoceno	-103,62	19,51	10,6	23	12,9	3,15	0,93				0,44				1,46	0,23	[46]; [93]
	1004-421	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	11,4	24,2	3,07	13,6	3,4	1,14	3,19	0,53	3,16	0,66	1,85	0,27	1,61	0,27	[46]; [93]; [31]; [40]
	Col-30	Andesita	Holoceno	-103,62	19,51	10,7	22,3	2,82	12,1	3,11	1,03	3,06	0,51	2,98	0,62	1,67	0,25	1,59	0,25	[46]; [93]; [31]; [40]
	M79-169	Andesita	1,66	-103,61	19,82	16,9	34,2		17	3,12	0,91			0,31				1	0,15	[47]
	M79-231	Andesita	1,52	-103,61	19,71	17,4	35,1		16,5	3,07	0,89			0,3				0,96	0,15	[47]
	M79-234	Andesita	Cuaternario	-103,61	19,71	11,64	24,6		13,4	2,84	0,87			0,34				1,2	0,18	[47]
	M81-14A	Andesita	Cuaternario	-103,60	19,81	25,5	38,3		25	4,5	1,24			0,48				1,37	0,2	[47]
	M81-15	Andesita	Cuaternario	-103,61	19,77	16,6	30,9		16	3,25	0,96			0,36				1,21	0,19	[47]
	M81-17	Andesita basáltica	Holoceno	-103,63	19,79	29,1	55,7		32	5,78	1,8			0,59				1,58	0,23	[47]
	M81-22	Andesita	Holoceno	-103,63	19,69	16,9	33,2		20	3,78	1,1			0,41				1,18	0,18	[47]
	M81-23	Andesita basáltica	Holoceno	-103,63	19,70	18	29,9		17	3,46	0,96			0,45				1,7	0,27	[47]
	1004-400	Andesita	Holoceno	-103,64	19,51	10,63	24,2		13,7	3,13	0,99			0,39				1,13	0,17	[36]
	1004-429	Andesita	Holoceno	-103,60	19,53	15,1	33,3		20	3,89	1,19			0,48				1,54	0,24	[36]
	1004-430	Andesita	Holoceno	-103,61	19,53	15,7	33,6		17	3,94	1,18			0,45				1,29	0,19	[36]
	1004-431	Andesita	Holoceno	-103,61	19,53	16	34,3		19	3,95	1,18			0,46				1,3	0,2	[36]
	1004-432	Andesita	Holoceno	-103,61	19,53	16,1	34,2		16	4,03	1,17			0,48				1,31	0,21	[36]
1004-433	Andesita	Holoceno	-103,61	19,53	12,2	25,5		12,3	3,05	0,93			0,43				1,48	0,23	[36]	
1004-435	Andesita	Holoceno	-103,62	19,53	11,2	23,7		11	2,99	0,95			0,45				1,48	0,23	[36]	
1004-436	Andesita	Holoceno	-103,62	19,53	10,7	22,3		11,9	2,87	0,89			0,45				1,5	0,23	[36]	
1004-21	Andesita	Holoceno	-104,97	21,52	19,7	38,7		21,1	3,41	1,14			0,36	2,33			1,23	0,17	[38]	
1004-24	Andesita	Holoceno	-104,97	21,47	17,6	41,7		21,4	3,54	1,16			0,41	2,54			1,22	0,17	[38]; [31]	
1004-33B	Andesita	Holoceno	-104,93	21,51	13,5	29		16,9	2,72	0,96			0,35	2,27			1,16	0,16	[38]; [31]	
108135	Andesita basáltica	Holoceno	-101,76	19,34	11,86	24,33	3,14	14,17	3,6	1,19	3,45	0,55	3,29	0,66	1,75	0,26	1,6	0,24	[39]	
108139	Andesita basáltica	Holoceno	-101,76	19,34	16,26	32,46	4,02	17,73	4,2	1,37	3,75	0,63	3,75	0,74	1,98	0,28	1,78	0,28	[39]	
108153	Andesita basáltica	Holoceno	-101,76	19,34	19,02	37,46	4,67	19,63	4,67	1,49	4,07	0,68	4,07	0,82	2,14	0,3	1,93	0,3	[39]	
116301-4	Andesita	Holoceno	-101,76	19,34	18	35,22	4,25	18,23	4,25	1,3	3,54	0,61	3,54	0,7	1,88	0,27	1,62	0,26	[39]	
Col-47	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,1	23,3	2,92	12,7	3,08	1,01	2,96	0,48	3	0,61	1,69	0,25	1,6	0,26	[40]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	Col-48	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,2	23,4	2,94	12,8	3,19	1,01	3,02	0,5	2,96	0,62	1,69	0,26	1,62	0,26	[40]
	Col-51	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,5	24,1	2,99	12,7	3,22	1,02	3,02	0,5	3,01	0,64	1,71	0,25	1,61	0,26	[40]
	Col-52	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,3	24	3,01	12,9	3,13	1,02	3,12	0,5	3,03	0,63	1,79	0,26	1,65	0,26	[40]
	Col-53	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,3	23,4	2,95	12,6	3,08	1,01	3,02	0,51	3,09	0,63	1,74	0,25	1,61	0,26	[40]
	Col-54	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,3	23,7	2,99	12,8	3,15	1,03	3,07	0,5	3,06	0,62	1,72	0,26	1,61	0,26	[40]
	Col-99A	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,5	23,9	2,99	12,9	3,07	1,02	2,99	0,5	2,97	0,61	1,68	0,26	1,58	0,26	[40]
	Col-99B	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,4	23,7	2,94	12,6	3,12	1,02	3	0,48	2,94	0,6	1,67	0,25	1,56	0,26	[40]
	Col-99C	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	12,2	25,1	3,09	13,3	3,22	1,02	3,01	0,5	3,06	0,61	1,74	0,25	1,6	0,26	[40]
	Col-99D	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,7	24,4	3,03	12,9	3,08	1,01	3,02	0,5	2,99	0,62	1,7	0,25	1,61	0,26	[40]
	Col-50	Andesita	Cuaternario	-103,51	19,62	11,4	23,6	2,99	12,8	3,12	1,03	2,93	0,49	2,99	0,62	1,67	0,25	1,6	0,25	[40]; [31]
	108081	Andesita basáltica	1944	-102,28	19,48	16	35,7	24	4,5	1,39			0,62					2,2	0,29	[53]; [31]; [101]
	FP-16-52	Andesita	1952	-102,28	19,48	19,6	40,9	24,6	4,3	1,29			0,64					1,78	0,28	[53]; [31]; [101]
	W-47-23	Andesita basáltica	1945	-102,28	19,48	16,9	40,4		25	4,2	1,36		0,72					1,88	0,31	[53]; [31]; [101]
	W-47-30	Andesita	1947	-102,28	19,48	17	36,5			4,1	1,34		0,64					1,73	0,28	[53]; [31]; [101]
	W-47-9	Andesita	1947	-102,28	19,48	15,6	35,9		13,6	4	1,27		0,61					1,73	0,28	[53]; [31]; [101]
	51-W-18	Andesita basáltica	1943	-102,28	19,48	13,1	29,6		20,6	3,8	1,32		0,67					1,79	0,28	[53]; [101]
	FP-20-49	Andesita	1949	-102,28	19,48	19,6	43		24	4,5	1,33		0,68					1,95	0,31	[53]; [101]
	FP-20-50	Andesita	1950	-102,28	19,48	19,5	43,4		21	4,4	1,35		0,67					1,72	0,29	[53]; [101]
	FP-5-49	Andesita	1949	-102,28	19,48	19,1	40,5		29	4,2	1,34		0,65					1,96	0,28	[53]; [101]
	W-46-27	Andesita basáltica	1946	-102,28	19,48	17,6	39,6		21	4,4	1,44		0,72					1,84	0,31	[53]; [101]
	W-47-27	Andesita basáltica	1944	-102,28	19,48	18,1	38,9		24	4,6	1,41		0,69					2,06	0,31	[53]; [101]
	W-48-5	Andesita	1948	-102,28	19,48	18,6	41,4			4,2	1,45		0,68					2,09	0,29	[53]; [101]
	D31	Mugearita	Cuaternario	-103,73	20,91	33	69													[54]
	E8	Mugearita	Cuaternario	-103,73	20,91	39	72													[54]
	G30	Mugearita	Cuaternario	-103,73	20,91	34	68													[54]
	H8	Benmoreita	Cuaternario	-103,73	20,91	30	66													[54]
FVTM4	1	Andesita	Pleistoceno	-103,51	19,62	13	17													[55]
	2	Andesita	Pleistoceno	-103,51	19,62	14	18													[55]
	10	Andesita	Pleistoceno	-103,51	19,62	9,7	18		9	2,3	0,73			0,4				1,39		[55]
	12	Andesita	Pleistoceno	-103,51	19,62	12	17													[55]
	10b	Andesita	Pleistoceno	-103,51	19,62	10,2	18		10	2,4	0,75			0,4				1,41		[55]
	10x	Andesita	Pleistoceno	-103,51	19,62	9,8	19		10	2,39	0,73			0,4				1,42		[55]
	C 2 SP	Andesita	Pleistoceno	-97,25	19,32	19	43													[57]
	C1SP	Andesita	Pleistoceno	-97,25	19,33	19	47													[57]
	CP 3	Andesita	Pleistoceno	-97,12	19,54	24	52													[57]
	NH 1	Andesita	Cuaternario	-97,26	18,97	20	39													[57]
	NH 16	Andesita	Cuaternario	-96,81	19,48	45	57													[57]
	NH 2	Andesita	Cuaternario	-97,26	18,98	13	37													[57]
	NH 25	Andesita	Cuaternario	-97,26	19,05	12	31													[57]
	NH 27	Andesita	Cuaternario	-99,76	19,09	11	26													[57]
	NH 28	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,52	19,13	23	58													[57]
	NH 29	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,51	19,12	24	55													[57]
	NH 30	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,54	19,11	20	62													[57]
	NH 31	Andesita	Cuaternario	-97,26	18,99	18	48													[57]
	NH 6	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,53	19,07	9	25													[57]
	NT 14	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,63	19,10	19	40													[57]
	NT 15	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,60	19,10	12	39													[57]
	NT 19	Andesita	Cuaternario	-97,43	18,95	13	40													[57]
	NT 20	Andesita	Cuaternario	-97,43	18,93	8	34													[57]
	NT 21	Andesita	Cuaternario	-97,41	18,94	10	31													[57]
	NT 22	Andesita	Cuaternario	-97,46	18,96	12	41													[57]
	NT 29	Andesita	Cuaternario	-97,31	19,28	23	52													[57]
	NT 30	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,30	19,29	8	30													[57]
	NT 49	Andesita	Cuaternario	-96,78	19,46	31	65													[57]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	NT 51	Andesita	Cuaternario	-96,91	19,53	23	56													[57]	
	NT 55	Andesita	Cuaternario	-96,91	19,56	14	45														[57]
	NT 62	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,92	19,47	21	53														[57]
	NT 63	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,76	19,09	14	44														[57]
	OM 2	Andesita	Cuaternario	-97,23	19,17	28	81														[57]
	U 15	Andesita	Cuaternario	-97,47	19,27	23	72														[57]
	U 16	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,47	19,27	19	59														[57]
	U 17	Andesita	Cuaternario	-97,39	19,19	10	39														[57]
	U 18	Andesita	Cuaternario	-97,37	19,26	30	72														[57]
	U 29	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,94	19,65	31	67														[57]
	U 30	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,92	19,66	17	58														[57]
	U 36	Andesita	Cuaternario	-96,89	19,57	25	59														[57]
	U 37	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,92	19,59	15	35														[57]
	U 38	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,96	19,42	22	57														[57]
	U 39	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,99	19,40	22	60														[57]
	U 40.1	Andesita	Cuaternario	-97,25	19,33	26	67														[57]
	U 40.2	Andesita	Cuaternario	-97,25	19,33	25	57														[57]
	U 41.1	Andesita	Cuaternario	-97,03	19,34	25	50														[57]
	U 41.2	Andesita	Cuaternario	-97,02	19,33	22	62														[57]
	U 42	Andesita	Cuaternario	-97,25	19,33	17	44														[57]
	U 44	Andesita	Cuaternario	-96,41	19,54	20	47														[57]
	U 45	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,79	19,47	66	152														[57]
	NH 26	Andesita	Cuaternario	-97,27	19,04	15	31		18	3	1,1		0,3	2,2				1,2	0,2		[57]; [6]; [7]
	NH 4	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,33	18,90	20	40		20	4	1,4		0,6	3,3				1,8	0,28		[57]; [6]; [7]
	NT 12	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,34	19,52	22	48		23	5	1,6		0,7	4				2,3	0,37		[57]; [6]; [7]
	NT 17	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,59	19,14	21	42		18	4	1,4		0,7	4				1,8	0,28		[57]; [6]; [7]
	NT 18	Andesita	Cuaternario	-97,43	18,96	22	48		27	5	1,6		0,7	3,5				1,8	0,34		[57]; [6]; [7]
	NT 27	Andesita	Cuaternario	-97,15	19,49	30	62		31	6	1,6		0,4	3,7				1,7	0,29		[57]; [6]; [7]
	NT 50	Andesita	Cuaternario	-96,84	19,50	54	72		40	10	2,4		1,6	7,4				3,2	0,48		[57]; [6]; [7]
	NT 7	Andesita	Cuaternario	-97,42	19,30	18	40		21	4	1,3		0,6	3,4				1,7	0,27		[57]; [6]; [7]
	NH 5	Andesita basáltica	Cuaternario	-97,34	18,89	10	34														[57]; [7]
	NT 11	Andesita	Cuaternario	-97,59	19,18	16	48														[57]; [7]
	NT 23	Andesita	Cuaternario	-97,16	19,48	17	53														[57]; [7]
	NT 24	Andesita	Cuaternario	-97,13	19,53	25	53														[57]; [7]
	NT 47	Andesita basáltica	2,24	-96,65	19,40	38	110														[57]; [7]
	NT 54	Andesita	Cuaternario	-96,92	19,56	16	50														[57]; [7]
	NT 57	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,83	19,66	12	49														[57]; [7]
	NT 61	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,97	19,41	22	54														[57]; [7]
	50	Andesita	Cuaternario	-104,73	21,56	53	94														[60]
	200	Andesita	Cuaternario	-104,69	21,42	15	28														[61]
	246	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,72	21,41	14	30														[61]
	Ceb 983-15	Andesita	Holoceno	-104,51	21,13	28,3	56,4		28,6	5,60	1,61		0,75	5,06				2,63	0,41		[58]
	Ceb 983-30	Andesita	Holoceno	-104,51	21,13	28,8	59,2		30,7	5,64	1,63		0,77	4,91				2,61	0,36		[58]
	Ceb 983-33	Andesita	Holoceno	-104,51	21,12	27,7	56,0		27,4	5,47	1,59		0,76	4,65				2,52	0,34		[58]
	Ceb 983-61	Andesita	Holoceno	-104,58	21,09	27,5	56,7		28,8	5,62	1,71		0,78	5,07				2,59	0,34		[58]
	Ceb 983-66	Andesita	Holoceno	-104,47	21,11	18,1	38,6		18,5	3,71	1,13		0,54	3,20				1,77	0,26		[58]
	Ceb 983-105	Andesita	Holoceno	-104,46	21,10	34,0	71,2		34,6	6,77	2,35		1,30	5,72				3,31	0,50		[58]
	Ceb 983-1	Andesita	Cuaternario	-104,50	21,13	28,0	58,9		28,1	5,65	1,66		0,79	4,74				2,76	0,39		[58]
	Ceb 983-348	Andesita	Cuaternario	-104,50	21,13	34,7	67,1		26,2	4,86	1,12		0,64	3,97				2,90	0,42		[58]
	Ceb 983-136	Andesita	Holoceno	-104,47	21,02	30,7	63,4		29,0	7,05	2,59		0,90	6,35				2,95	0,31		[58]; [31]
	Ceb 983-47	Andesita	Holoceno	-104,51	21,11	19,7	42,2		20,5	4,27	1,36		0,59	3,87				1,97	0,28		[58]; [31]; [98]
	PS-117	Shoshonita	Plioceno	-96,65	19,40	72,74	146		70,52	14,67	3,01	12,71	1,85		2,50		0,60	4,81	0,68		[62]
	PS-118	Andesita	Cuaternario	-96,92	19,53	24,62	47		20,83	4,93	1,40		0,55				0,34	1,87	0,26		[62]
	PS-29	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,86	19,66	26,24	54		30,29	5,84	1,73	4,89	0,76		0,92		0,36	2,22	0,34		[62]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	PS-41	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,91	19,66	26,01	52		25,62	5,80	1,68	5,18	0,75		0,79		0,28	2,23	0,28	[62]
	PS-48	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,86	19,55	23,67	46		25,06	4,99	1,49	3,18	0,67		0,68		0,32	1,86	0,28	[62]
	PS-5	Andesita basáltica	Cuaternario	-96,88	19,66	26,69	54		28,33	5,94	1,78	4,33	0,85		0,97		0,52	2,21	0,35	[62]
	SPC 136	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,64	21,22	25,8	48,6		20	6,18	1,76		0,72					2	0,32	[66]
	SPC 15	Andesita basáltica	Pleistoceno	-104,39	21,02	23,3	52,5		25	6,3	2,43		0,88					2,4	0,37	[66]
	SPC 17	Andesita basáltica	0,22	-104,76	21,14	34	80		40											[66]
	SPC 18	Andesita basáltica	0,22	-104,73	21,15	38,4	80		34	8,45	2,49		0,95					3,1	0,54	[66]
	SPC 20	Andesita basáltica	0,22	-104,76	21,05	27	49		29											[66]
	SPC 25	Andesita basáltica	0,22	-104,80	21,09	28,5	58		25	6,7	1,85		1,08					3,1	0,51	[66]
	SPC 27	Andesita basáltica	0,03	-104,65	21,22	24	57		31											[66]
	SPC 29	Andesita basáltica	Pleistoceno	-104,62	21,15	25	65		37											[66]
	SPC 31	Andesita basáltica	Pleistoceno	-104,41	21,05	23	56		32											[66]
	SPC 32	Andesita basáltica	Pleistoceno	-104,41	21,05	25	57		32											[66]
	SPC 36	Andesita basáltica	0,51	-104,36	21,04	39	57		42											[66]
	SPC 48	Andesita basáltica	0,14	-104,58	21,21	18	39		19											[66]
	SPC 49	Andesita basáltica	0,14	-104,59	21,21	23	42		22											[66]
	SPC 50	Andesita basáltica	0,14	-104,59	21,21	17	42		22											[66]
	SPC 51	Andesita basáltica	0,5	-104,59	21,22	26	49		27											[66]
	SPC 54	Andesita basáltica	0,5	-104,60	21,22	20	49		26											[66]
	SPC 6	Andesita basáltica	Pleistoceno Tardío	-104,54	21,18	19	42		25											[66]
	SPC 61	Andesita basáltica	1	-104,75	21,05	34	77		46											[66]
	SPC 64	Andesita basáltica	1	-104,72	21,14	43	70		38											[66]
	SPC 6a	Andesita basáltica	Pleistoceno Tardío	-104,54	21,18	18	48		27											[66]
	SPC 71	Andesita	0,4	-104,68	21,27	9	21		9											[66]
	SPC 77	Andesita	0,48	-104,71	21,27	14	34		18											[66]
	SPC 81	Andesita	0,48	-104,71	21,25	17	14		10											[66]
	SPC 82	Andesita	Pleistoceno	-104,71	21,25	38	18		27											[66]
	SPC 83	Andesita	Pleistoceno	-104,71	21,25	21,2	22		16	4,71	1,35		0,54					2,1	0,33	[66]
	SPC 9	Andesita basáltica	Pleistoceno	-104,57	21,20	18,6	40,3		21	4,59	1,49		0,52					1,6	0,28	[66]
	12	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	36	79													[67]
	48	Andesita	2,18	-104,48	20,68	60	87													[67]
	101	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	37	83													[67]
	102	Andesita basáltica	0,65	-104,48	20,53	38	83													[67]
	110	Andesita	2,89	-104,54	20,63	51	98													[67]
	111	Andesita	Plioceno Tardío	-104,56	20,39	33	56													[67]
	142	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	38	77													[67]
	150	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	41	86													[67]
	151	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	39	83													[67]
	152	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	37	86													[67]
	156	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	32	71													[67]
	161	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,48	20,53	39	78													[67]
	222	Andesita	Plioceno Tardío	-104,48	20,68	20	46													[67]
	243	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,49	20,87	24	60													[67]
	259	Andesita basáltica	2,69	-104,57	20,68	26	55													[67]
	260	Andesita basáltica	2,74	-104,58	20,68	31	65													[67]
	288	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,60	20,91	23	55													[67]
	LV-167	Andesita basáltica	0,67	-104,48	20,52	33,5	67		30	6,13	2,16		0,8					2,5	0,36	[67]
	MAS324	Andesita basáltica	2,47	-104,59	20,94	22	50													[67]
	MAS326	Andesita basáltica	0,64	-104,49	20,91	18	55													[67]
	315	Andesita	Cuaternario	-105,20	21,17	22	44		32											[68]
	326	Andesita basáltica	0,074	-105,16	21,23	28	57		36											[68]
	327	Andesita basáltica	0,07	-105,17	21,23	32	92													[68]
	343	Andesita	Cuaternario	-105,11	21,48	19	79													[68]
	366	Andesita	Cuaternario	-105,11	21,48	22	48		33											[68]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	371	Andesita basáltica	Cuaternario	-105,04	21,21	35	73		48											[68]	
	372	Andesita basáltica	Cuaternario	-105,04	21,21	33	74		44												[68]
	377	Andesita basáltica	2,5	-104,95	21,12	34	62		43												[68]
	410	Andesita basáltica	Cuaternario	-105,05	21,01	15	37		23												[68]
	411	Andesita basáltica	Cuaternario	-105,07	20,80	50	90		53												[68]
	416	Andesita basáltica	Cuaternario	-105,09	20,97	33	67		38												[68]
	447	Andesita	0,15	-104,97	21,48	12	31		21												[68]
	454	Andesita	Cuaternario	-104,66	21,09	10	30		17												[68]
	455	Andesita	Cuaternario	-104,66	21,09	12	34		14												[68]
	456	Andesita basáltica	2,53	-104,87	21,14	40	65		38												[68]
	457	Andesita basáltica	2,5	-104,93	21,08	25	50		29												[68]
	466	Andesita	Cuaternario	-104,66	21,12	20	27		15												[68]
	467	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,82	21,22	20	47		29												[68]
	482	Andesita basáltica	Cuaternario	-104,89	20,96	17	33		25												[68]
	PH 78	Andesita basáltica	Plioceno Tardío	-98,72	20,40	27,4					2,05			0,89							[70]
	PH 123	Andesita basáltica	Cuaternario	-98,58	20,03	17,2					1,87			0,77							[70]
	PO 50	Andesita	Cuaternario	-98,54	19,08	12,5	36			3	1,1		0,46					1,49			[70]; [12]; [13]
	PO 62	Andesita	Cuaternario	-98,44	19,05	16,8	37,7			3,6	1,36		0,57					1,84			[71]; [12]
	PO 68	Andesita	Cuaternario	-98,58	18,91	20,2	46,1			4,2	1,39		0,57					1,9			[71]; [12]
	9002	Andesita	Cuaternario	-97,27	19,03	28	45		23	4,4	1		1	2	1			1,5	0,3		[74]
	9011	Andesita	Cuaternario	-97,27	19,03	31	43		17	4,6	1		1	3	1			1,4	0,3		[74]
	9121	Andesita	Cuaternario	-97,27	19,03	24	44		21	4,1	1		1	2	1			1,6	0,2		[74]
	A2-16	Andesita	Holoceno	-99,23	19,16	22,3	44		19	4,58	1,33		0,6					1,89	0,27		[75]
	A2-21	Andesita	Holoceno	-99,17	19,16	22	43		20	4,58	1,49		0,7					2	0,3		[75]
	A2-22	Andesita	Holoceno	-99,22	19,15	21,9	42		18	4,5	1,32		0,6					1,9	0,28		[75]
	A2-23	Andesita basáltica	Holoceno	-99,14	19,09	13,7	29		16	3,98	1,31		0,6					1,94	0,28		[75]
	A2-24	Andesita	Holoceno	-99,18	19,09	19,5	37		18	4,01	1,09		0,5					1,71	0,25		[75]
FVTM4	A1-01	Andesita	Holoceno	-99,27	19,12	20,4	42		19	3,9	1,21		0,6					1,71	0,21		[75]
	A3-01	Andesita basáltica	Holoceno	-99,12	19,12	44	98		47	9,78	2,78		1,1					3,96	0,51		[75]
	A2-25	Andesita	Holoceno	-99,17	19,14	22,4	42		20	4,58	1,33		0,7					1,92	0,28		[75]
	A1-02	Andesita	Holoceno	-99,26	19,09	19,5	40		17	3,7	1,11		0,6					1,44	0,18		[75]
	A3-02	Andesita basáltica	Holoceno	-99,18	19,09	34,1	80		40	8,3	2,45		1,1					3,74	0,47		[75]
	A2-04	Andesita	Holoceno	-99,20	19,11	23,7	50		22	4,89	1,41		0,6					1,94	0,26		[75]
	A3-04	Andesita basáltica	Holoceno	-99,15	19,14	37,9	85		38	8,71	2,49		1,2					3,65	0,48		[75]
	A2-05	Andesita basáltica	Holoceno	-99,14	19,09	15,8	38		18	4,47	1,47		0,6					2,11	0,28		[75]
	A3-05	Andesita basáltica	Holoceno	-99,19	19,09	41,8	92		43	9,32	2,67		1,2					3,98	0,5		[75]
	A2-06	Andesita	Holoceno	-99,18	19,21	21	43		19	3,99	1,17		0,6					1,63	0,19		[75]
	A3-06	Andesita basáltica	Holoceno	-99,09	19,10	36	81		37	8,23	2,41		1					3,39	0,44		[75]
	A2-07	Andesita	Holoceno	-99,19	19,15	18,9	39		17	3,71	1,07		0,6					1,62	0,2		[75]
	A2-08	Andesita	Holoceno	-99,21	19,15	21	43		19	4,11	1,17		0,6					1,63	0,19		[75]
	A3-08	Andesita basáltica	Holoceno	-99,21	19,09	44	85		42	9,35	2,78		1,2					4,24	0,63		[75]
	A2-10	Andesita	Holoceno	-99,24	19,10	20,4	44		23	4,94	1,46		0,5					1,24	0,16		[75]
	A2-11	Andesita basáltica	Holoceno	-99,20	19,12	12,6	28		14	3,41	1,2		0,5					1,74	0,21		[75]
	A2-12	Andesita	Holoceno	-99,22	19,10	18,1	34		17	3,76	1,14		0,5					1,56	0,2		[75]
	A2-26	Andesita	Holoceno	-99,27	19,12	19,6	37		17	4	1,21		0,6					1,64	0,24		[75]
	A2-05-II	Andesita basáltica	Holoceno	-99,18	19,09	13,6	31		15	3,43	1,2		0,5					1,69	0,2		[75]
	A3-03-II	Andesita basáltica	Holoceno	-99,16	19,12	21,2	49		25	5,49	1,64		0,9					2,67	0,34		[75]
	B2-02	Andesita	Holoceno	-99,22	19,08	36	77		36	7,3	1,85		0,8					1,91	0,26		[75]
	B2-03	Andesita	Holoceno	-99,21	19,08	19	42		21	4,33	1,22		0,5					1,81	0,28		[75]
	B3-02	Andesita basáltica	Holoceno	-99,14	19,02	42,9	94		47	9,72	2,75		1,2					3,89	0,52		[75]
	B3-06	Andesita basáltica	Holoceno	-99,10	19,07	16,4	39		21	4,78	1,49		0,6					2,14	0,29		[75]
	B3-07	Andesita basáltica	Holoceno	-99,10	19,08	20,6	48		22	5,29	1,63		0,6					2,44	0,31		[75]
	B3-08	Andesita	Holoceno	-99,16	19,01	24,8	54		25	5,39	1,5		0,6					1,83	0,25		[75]
	C2-03	Andesita basáltica	Holoceno	-99,22	18,98	40,9	88		39	8,12	2,17		0,9					2,88	0,38		[75]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM4	UNAM-IG	Andesita basáltica	Holoceno	-99,18	19,33	23,1	46		22	5,59	1,75		0,7					2,66	0,39	[75]	
	CP-89	Andesita basáltica	Holoceno	-96,81	19,43	24,05	47,33	5,67	23,93	5,79	1,87	5,45	0,87	5,09	1	2,61	0,38	2,21	0,35	[76]	
	CH25	Andesita basáltica	Holoceno	-99,00	18,97	21,2	46,1		25,80	5,65	1,79			0,93				2,56	0,40	[78]	
	JH-93	Benmoreita	Pleistoceno	-104,73	21,43	73	129														[94] ; [60]
	CH03	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	19,3	42	4,8	23,1	4,1	1,16	3,8	0,6		0,64	1,77	0,24	1,66	0,26	[79]	
	CH05	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	21	46	5,4	12,1	7,1	1,43	4,7	0,8		0,86	2,19	0,34	2,04	0,45	[79]	
	CH06	Andesita basáltica	Pleistoceno	-99,13	19,08	17,7	44	4,9	22,1	4,53	1,41	4,53	0,7		0,8	2,3	0,33	2,14	0,4	[79]	
	CH07	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	23,1	50	6	26,7	5,25	1,48	5,01	0,7		0,78	2,18	0,31	1,98	0,37	[79]	
	CH08	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	18,1	47	5,3	23,3	4,71	1,33	4,1	0,6		0,63	1,7	0,27	1,58	0,35	[79]	
	CH09	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	16,4	38	4	17,4	3,6	1,05	2,91	0,5		0,5	1,4	0,16	0,98	0,24	[79]	
	CH11	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	16,4	35	3,5	14,1	3,01	1,01	3,47	0,7		0,8	1,92	0,28	2,16	0,39	[79]	
	CH12	Andesita	Pleistoceno	-99,13	19,08	10,4	24,4	3,2	20,7	2,8	0,88	2,55	0,45		0,47	1,28	0,19	1,22	0,24	[79]	
	CH76	Traquiandesita			0,00	27,8	50,6	6,7	25,9	5,2	1,42	4,87	0,85		0,79	2,3	0,36	2,1	0,34	[80]	
	CH54	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-97,45	19,68	23	49	5,85	25,1	5,34	1,64	5,36	1		0,92	2,7	0,38	2,62	0,34	[80]	
	CH55b	Andesita basáltica	Holoceno	-97,45	19,68	18,2	39	4,8	21	4,68	1,58	4,86	0,86		0,9	2,5	0,34	2,35	0,36	[80]	
	CH56	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-97,45	19,68	25	54	6,4	27	5,8	1,7	5,6	0,8		0,9	2,7	0,36	2,4	0,32	[80]	
	CH57	Traquiandesita	Holoceno	-97,45	19,68	26	56	6,1	25	5,1	1,47	4,9	0,85		0,84	2,4	0,3	2,3	0,3	[80]	
	CH58	Traquiandesita	Holoceno	-97,45	19,68	27	53	6,8	26	5,6	1,6	5,2	0,74		0,9	2,5	0,36	2,3	0,4	[80]	
	CH60	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-97,45	19,68	20,3	56	5,6	23,8	5,1	1,57	5	0,8		0,82	2,46	0,34	2,24	0,3	[80]	
	CH71	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-97,45	19,68	20,3	56	5,6	23,8	5,1	1,44	5	1		0,82	2,46	0,34	2,24	0,3	[80]	
	CH01	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-99,14	19,02	20,4	50	5,7	26	5,7	1,84	5,49	0,82		0,92	2,57	0,35	2,16	0,40	[81]	
	CH04	Traquiandesita basáltica	Holoceno	-99,18	19,11	35	81	9,7	41	8,4	2,45	8,2	1,3		1,42	3,74	0,53	4,36	0,66	[81]	
	CHF13	Andesita basáltica	Cuaternario	-98,10	19,66	20,7	40	5,2	21,7	4,4	1,27	4,3	0,75		0,73	2,2	0,28	1,97	0,28	[84]	
	CHG01	Andesita basáltica	Cuaternario	-98,10	19,87	16,4	40	4,4	18,2	3,8	1,14	3,7	0,6		0,68	1,9	0,23	1,68	0,27	[84]	
	CHG05	Mugarita	Cuaternario	-98,31	19,95	18,4	46	5,2	21,5	4,5	1,33	4,53	0,68		0,84	2,32	0,32	2,12	0,38	[84]	
	CHG11	Shoshonita	Cuaternario	-98,08	19,72	30,3	65	8,5	34,6	6,9	1,90	5,6	0,82		0,66	1,70	0,22	1,47	0,2	[84]	
	CHG14	Andesita basáltica	Cuaternario	-98,11	19,64	10,5	26	3	12,6	2,6	0,80	2,6	0,42		0,46	1,3	0,18	1,2	0,2	[84]	
	TI201	Andesita basáltica	Cuaternario Tardío	-99,01	19,66	18	43,8	5,05	22,8	4,82	1,48	4,54	0,65		0,75	2,08	0,27	1,9	0,28	[86]	
	TI202	Andesita	Cuaternario Tardío	-98,78	19,97	22,7	53,5	5,8	25	5,02	1,33	4,6	0,68		0,71	2,16	0,28	1,96	0,30	[86]	
	TI204	Mugarita	Cuaternario Tardío	-98,81	19,90	21,4	52,1	6,5	30,2	6,38	2,08	6,36	0,98		1,10	3,01	0,38	2,64	0,42	[86]	
	TI205	Andesita basáltica	Cuaternario Tardío	-98,83	19,85	13,1	35,8	4,45	19,1	4,02	1,3	4,26	0,62		0,70	2,08	0,26	1,81	0,30	[86]	
	122	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,49	20,50	73	126			62											[96]
	102	Andesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,55	20,35	15,3	32			15	3,17	1,13		0,4					1,02	0,14	[97]
	110	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,55	20,37	26	62														[97]
	112	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,57	20,29	20	40														[97]
	114	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,60	20,28	26	59														[97]
	115	Andesita de	1,75	-104,56	20,32	16,8	33			15	3,06	1,1		0,4					1	0,14	[97]
	117	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,52	20,35	44	94														[97]
	120	Traquiandesita	2,68	-104,52	20,38	18,9	37			15	2,86	1,02		0,5					1,09	0,16	[97]
	123	Andesita	1,56	-104,48	20,35	16	33														[97]
	125	Traquiandesita	2,54	-104,58	20,28	25,6	52			21	3,66	1,02		0,5					1,12	0,15	[97]
	128	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,62	20,39	41,2	75			31	5,66	1,79		0,7					1,17	0,15	[97]
	208	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,53	20,41	33	69														[97]
	209	Andesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,50	20,50	27	66														[97]
	219	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,41	20,47	32	80														[97]
	228	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,53	20,51	27	62														[97]
230	Andesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,49	20,47	19	41														[97]	
235	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,46	20,50	8	22														[97]	
236	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,43	20,51	60	125														[97]	
238	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,41	20,41	24	61														[97]	
243	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,43	20,26	42	100														[97]	
245	Traquiandesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,38	20,47	37	73														[97]	
104B	Andesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,53	20,39	21	46														[97]	
222-B	Andesita	Plioceno Tardío-Cuaternario	-104,48	20,40	15	34														[97]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	100	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	24	48													[98]	
	108	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	17	44														[98]
	133	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,68	23	49														[98]
	143	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,68	24	49														[98]
	156	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	31	63														[98]
	171	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	27	49														[98]
	173	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	21	44														[98]
	201	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	43	50														[98]
	202	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	26	49														[98]
	391	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,68	25	51														[98]
	Q-88	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	19	33														[98]
	102	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	22	45														[98] ; [31]
	130	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,68	32	58														[98] ; [31]
	139	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,68	28	51														[98] ; [31]
	160	Andesita	Cuaternario	-103,82	20,78	27	54														[98] ; [31]
	117	Andesita	Holoceno	-104,48	21,15	29,43	59,07		28,6	5,67	1,68		0,81	4,55				2,7	0,43		[98] ; [31]; [58]
	102	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,18	19,10	15	39														[99]
	104	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,13	19,08	43	86														[99]
	110	Andesita	Cuaternario	-99,23	19,10	16	55														[99]
	114	Andesita	Cuaternario	-99,22	19,15	20	47														[99]
	118	Andesita	Cuaternario	-99,08	19,15	23	57														[99]
	123	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,25	19,05	18	42														[99]
	124	Andesita	Cuaternario	-99,25	19,08	17	43														[99]
	125	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,18	18,97	28	67														[99]
	128	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,07	18,97	29	70														[99]
	132	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,07	18,95	24	63														[99]
	134	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,13	19,08	44	90														[99]
FVTM4	135	Andesita	Cuaternario	-99,53	19,08	20	47														[99]
	139	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,47	19,08	20	40														[99]
	141	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,45	19,03	16	46														[99]
	144	Andesita	Cuaternario	-99,10	19,15	11	38														[99]
	145	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,10	19,20	26	60														[99]
	146	Andesita	Cuaternario	-99,08	19,20	13	36														[99]
	151	Andesita	Cuaternario	-99,07	19,20	17	35														[99]
	152	Andesita	Cuaternario	-99,03	19,20	17	40														[99]
	154	Andesita	Cuaternario	-99,02	19,22	16	37														[99]
	202	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,22	19,08	14	35														[99]
	203	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,23	19,10	13	43														[99]
	205	Andesita	Cuaternario	-99,23	19,10	21	55														[99]
	209	Andesita	Cuaternario	-99,22	19,15	19	47														[99]
	214	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,22	19,23	25	58														[99]
	218	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,42	19,15	24	49														[99]
	219	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,02	19,22	12	32														[99]
	228	Andesita	Cuaternario	-98,92	19,15	31	73														[99]
	230	Andesita	Cuaternario	-99,27	19,08	21	47														[99]
	233	Andesita	Cuaternario	-99,25	19,15	19	42														[99]
	236	Andesita	Cuaternario	-99,25	19,17	24	54														[99]
	238	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,23	19,18	12	42														[99]
	239	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,25	19,18	16	33														[99]
	240	Andesita	Cuaternario	-99,28	19,18	17	41														[99]
	244	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,22	19,23	28	59														[99]
	245	Andesita	Cuaternario	-99,20	19,23	15	35														[99]
	247	Andesita	Cuaternario	-99,27	19,20	13	33														[99]
	248	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,28	19,22	29	61														[99]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia		
FVTM4	249	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,30	19,20	24	63														[99]	
	250	Andesita	Cuaternario	-99,30	19,20	19	38															[99]
	251	Andesita	Cuaternario	-99,30	19,13	18	41															[99]
	253	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,18	18,87	23	55															[99]
	255	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,20	18,87	19	39															[99]
	256	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,20	18,73	25	52															[99]
	259	Andesita	Cuaternario	-98,87	19,02	17	38															[99]
	263	Andesita	Cuaternario	-99,32	19,08	19	47															[99]
	265	Andesita	Cuaternario	-99,42	19,05	20	53															[99]
	266	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,60	19,23	17	47															[99]
	271	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,12	18,85	26	57															[99]
	272	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,22	18,85	29	66															[99]
	273	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,12	18,85	17	42															[99]
	274	Andesita	Cuaternario	-100,12	18,87	24	50															[99]
	275	Andesita	Cuaternario	-99,62	19,08	14	37															[99]
	276	Andesita	Cuaternario	-99,63	19,08	15	38															[99]
	277	Andesita	Cuaternario	-99,62	19,08	9	33															[99]
	278	Andesita	Cuaternario	-99,62	19,08	12	35															[99]
	279	Andesita	Cuaternario	-99,52	19,08	15	39															[99]
	280	Andesita	Cuaternario	-99,47	19,08	24	57															[99]
	286	Andesita	Cuaternario	-99,43	19,05	22	51															[99]
	287	Andesita	Cuaternario	-99,38	19,07	33	57															[99]
	290	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,43	19,05	19	50															[99]
	292	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,65	19,37	58	102															[99]
	293	Andesita	Cuaternario	-99,28	19,10	20	53															[99]
	297	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,08	19,07	16	36															[99]
	299	Andesita basáltica	Cuaternario	-99,13	19,08	32	77															[99]
	305	Andesita	Cuaternario	-99,20	19,05	27	67															[99]
	TX-133	Andesita basáltica	Plioceno Tardío	-98,72	20,38	31,1	69,1			38,1	8,14	2,13			1,15		1,03		0,54	3,15	0,42	[64]
	TX-134	Andesita basáltica	Plioceno Tardío	-98,72	20,38	31,3	70,6			39,4	8,23	2,15			1,14		1,21		0,43	3,15	0,43	[64]
	EAP39	Shoshonita	2,04	-96,76	19,62	62	115,7	13,94	54,3	10,22	2,93		7,95	1,1	5,34	0,94	2,46	0,34	2,07	0,28		[64]
	EA P59	Shoshonita	2,23	-96,65	19,40	63,2	128	16,4	66,7	13,3	2,78		11,87	1,72	9,12	1,74	4,91	0,77	4,34	0,65		[64]
	PS-118	Andesita	Cuaternario	-96,92	19,53	24,6	46,8			20,8	4,93	1,4			0,55				0,34	1,87	0,26	[64]
	JO01	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,63	19,69	25,4	45	5,8	23	4,6	1,27	4,5	0,78		0,79	1,9	0,22	1,4	0,21			[87]
	JO02	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,63	19,69	16,5	29,6	4,1	16,7	3,4	0,95	3,1	0,62		0,53	1,4	0,18	1,2	0,24			[87]
	JO03	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,63	19,69	21	40,3	4,9	19,9	4	1,05	3,6	0,69		0,56	1,6	0,24	1,5	0,25			[87]
	JO05	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,65	19,71	24,9	49,1	5,9	23,6	4,8	1,25	4,6	0,79		0,68	2	0,33	2	0,34			[87]
	JO08	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,62	19,79	20,9	43,7	5	20,5	4,1	1,11	3,8	0,68		0,63	1,8	0,25	1,7	0,25			[87]
	OX01	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,59	19,34	20,5	36	4,8	19	3,9	1,09	3,7	0,72		0,64	1,8	0,21	1,1	0,15			[87]
	OX02	Traquiandesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,63	19,69	23,8	35,8	4,3	15,1	3,5	0,92	4,7	0,87		1,06	2,9	0,49	2,1	0,36			[87]
	SMN01	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,80	19,35	12,7	28,2	3,9	14,9	3,3	1,02	3,1	0,54		0,5	1,4	0,16	1,3	0,23			[87]
	SG01	Andesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-99,89	19,59	25,5	66	8,2	34	7,6	2,22	7,1	1		1,1	2,6	0,39	2,6	0,33			[87]
	VT01	Traquiandesita	Plioceno-Pleistoceno	-99,64	19,38	58	127	13,4	48,7	7,5	1,96	5,1	0,8		0,64	1,6	0,19	1,4	0,22			[87]
V A02	Andesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-99,51	20,51	11,7	27,3	4,8	12,6	2,9	1,08	3,7	0,64		0,74	2	0,32	1,8	0,31			[87]	
V A03	Andesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-99,53	20,51	17,8	39	5,2	22,1	4,9	1,61	4,9	0,75		0,86	2,3	0,28	2,1	0,27			[87]	
LC01	Andesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-100,46	19,50	19,9	45	5,4	23,2	5	1,54	4,8	0,81		0,82	2,3	0,34	2,1	0,32			[87]	
TU01	Andesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-100,48	19,54	19,7	43	5,3	21,3	4,6	1,44	4,3	0,74		0,69	1,9	0,26	1,6	0,21			[87]	
LANO01	Traquiandesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-100,35	19,82	35	65	8,6	36,2	7,5	2,08	7,5	1,1		1,28	3,6	0,47	3,1	0,47			[87]	
SLP01	Traquiandesita basáltica	Plioceno-Pleistoceno	-100,92	19,79	16,8	37	5	19	4,2	1,32	4	0,62		0,7	2	0,28	1,8	0,25			[87]	
ZIN01	Andesita	Plioceno-Pleistoceno	-100,82	19,90	74	57	17,4	64	14,1	2,59	17,1	2,3		3,2	9,3	1,28	7,8	1,2			[87]	
Cal-86	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,31	19,83	32,93	60,08	8,63	34,64	7,27	1,92	6,88	1,02		5,96	1,19	3,26	1,41	3,01	0,45		[23]	
Cal-120	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,47	19,78	13,46	30,16	4,04	18,1	4,33	1,48	4,45	0,62		3,77	0,75	2,22	1,11	1,99	0,3		[23]	
Cal-121	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,43	19,83	14,8	32,98	4,5	19,06	4,76	1,49	5,26	0,85		5,42	1,11	3,01	1,4	2,89	0,43		[23]	
Cal-124	Andesita basáltica	0,63	-98,51	19,76	57,8	120,8	14,92	55,34	10,94	2,43	9,5	1,37		7,93	1,53	4,16	1,42	3,92	0,58		[23]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	Cal-125	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,48	19,78	30,27	64,23	8,27	31,8	6,7	1,75	5,94	0,86	5	0,97	2,61	1,12	2,41	0,36	[23]
	Cal-127	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,46	19,80	14	30,38	4,06	17,18	4,02	1,31	4,05	0,61	3,73	0,76	2,1	1,09	2	0,29	[23]
	Cal-130	Andesita basáltica	0,54	-98,40	19,81	14,8	32,98	4,5	19,06	4,76	1,49	5,26	0,85	5,42	1,11	3,01	1,4	2,89	0,43	[23]
	Cal-21	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,41	19,75	25,18	55,31	7,29	29,64	6,36	1,8	6,05	0,92	5,4	1,07	2,92	1,46	2,71	0,4	[23]
	Cal-23	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,42	19,74	24,74	45,07	6,32	24,26	4,59	1,41	4,07	0,6	3,38	0,67	1,8	0,8	1,66	0,24	[23]
	Cal-41	Andesita basáltica	2,5	-98,39	19,77	12,14	25,98	3,78	16,95	3,96	1,37	3,98	0,55	3,26	0,65	1,88	1,01	1,61	0,24	[23]
	Cal-10	Andesita basáltica	2	-98,51	19,63	13,15	28,43	3,85	16,42	3,85	1,25	3,96	0,62	3,77	0,77	2,11	0,98	2,03	0,3	[23]
	Cal-26	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,44	19,74	21,71	46,99	6,14	24,86	5,21	1,61	4,9	0,74	4,27	0,84	2,27	1,57	2,05	0,3	[23]
	Cal-45	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,35	19,73	34,17	72,72	9,21	36,12	7,51	1,98	6,82	1,03	5,97	1,17	3,23	1,48	3	0,45	[23]
	Cal-46	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,34	19,74	30,16	63,9	8,41	33,9	7,17	1,95	6,67	1	5,8	1,14	3,14	1,57	2,89	0,43	[23]
	Cal-58	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,37	19,72	27,76	59,83	7,73	31,11	6,64	1,83	6,15	0,92	5,36	1,05	2,9	1,47	2,68	0,4	[23]
	Cal-59	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,36	19,72	33,21	68,23	8,83	34,96	7,22	1,93	6,61	0,98	5,71	1,13	3,12	1,39	2,88	0,43	[23]
	Cal-126	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,54	19,75	33,59	72,33	9,68	37,66	8,09	2,08	6,87	1,01	5,76	1,07	2,77	1,15	2,56	0,36	[23]
	Cal-128	Andesita basáltica	Plioceno Tardío-Cuaternario	-98,46	19,82	17,39	35	4,92	20,25	4,62	1,44	4,55	0,68	4,14	0,83	2,25	1,15	2,11	0,32	[23]
	ZIT-99-1a	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,20	19,22	13,17	28,3	3,64	15,03	3,19	1,02	3,01	0,46	2,6	0,51	1,42		1,33	0,208	[26]
	ZIT-99-2	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,22	19,19	13,18	28,31	3,66	15,08	3,24	1,01	3,02	0,47	2,71	0,54	1,49		1,5	0,23	[26]
	ZIT-99-5	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,28	19,10	14,73	31,57	4,05	16,66	3,56	1,13	3,12	0,45	2,42	0,48	1,3		1,25	0,19	[26]
	ZIT-99-17	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,15	19,40	12,48	25,31	3,61	14,39	3,2	0,93	3,09	0,48	2,73	0,52	1,55	0,24	1,44	0,206	[26]
	ZIT-99-19	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,20	19,45	11,24	20,55	3,07	11,83	2,5	0,88	2,38	0,36	2,02	0,39	1,17	0,17	1,1	0,158	[26]
	ZIT-99-20	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,34	19,43	11,68	23,99	3,32	13,17	2,69	0,91	2,46	0,36	1,96	0,36	1,07	0,15	1	0,142	[26]
	ZIT-99-28	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,43	19,39	11,87	25,51	3,58	15,22	3,38	1,11	3,11	0,47	2,85	0,54	1,54		1,55	0,242	[26]
	ZIT-99-29	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,47	19,49	16,27	34,24	4,71	18,88	4,18	1,38	4,1	0,67	3,82	0,72	2,17	0,32	1,94	0,285	[26]
	ZIT-99-27	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,44	19,41	11,58	24,99	3,45	14,16	3,08	1,1	2,95	0,47	2,72	0,53	1,56	0,24	1,48	0,222	[26]
	ZIT-99-31	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,49	19,41	14,91	32,39	4,27	18	4,06	1,36	4,01	0,64	3,85	0,78	2,23		2,17	0,338	[26]
	ZIT-99-30	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,49	19,42	14,17	29,91	4,01	16,94	3,58	1,18	3,24	0,48	2,7	0,51	1,41		1,37	0,203	[26]
	ZIT-99-25	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,47	19,44	33,15	73,94	9,86	40,49	7,03	2,01	5,18	0,69	3,14	0,57	1,42		1,38	0,202	[26]
	ZIT-99-8	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,06	19,05	44,87	91,89	12,04	48,76	8,92	2,46	6,82	0,9	4,24	0,77	2,01		1,8	0,271	[26]
FVTM4	ZIT-99-9	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,09	19,03	55,14	102,98	14,28	56,72	10,17	2,88	8,16	1,14	5,63	1,03	2,68		2,5	0,375	[26]
	ZIT-99-10	Andesita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,10	19,04	35,32	58,78	9,49	39,44	7,14	2,07	6,34	0,89	4,91	0,95	2,58		2,48	0,366	[26]
	ZIT-99-11	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,14	19,03	30,26	63,25	8,64	33,09	6,17	1,82	4,98	0,66	3,53	0,63	1,84	0,25	1,61	0,233	[26]
	ZIT-99-12	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,19	19,05	79,51	155,45	19,78	79,58	14,71	3,82	12,1	1,61	8,24	1,44	3,64		3,26	0,459	[26]
	ZIT-99-14	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,25	19,07	24,47	47,88	6,69	26,88	5,16	1,56	4,48	0,64	3,4	0,67	1,78		1,69	0,26	[26]
	ZIT-99-24	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,45	19,46	20,84	43,75	5,97	23,75	5,08	1,62	4,82	0,74	4,25	0,8	2,43	0,36	2,2	0,319	[26]
	ZIT-99-26	Andesita basáltica	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,46	19,43	46,85	95,78	12,64	51,9	9,8	2,79	8,16	1,13	5,89	1,06	2,75		2,54	0,361	[26]
	SA M-32	Andesita basáltica	Cuaternario	-103,58	20,43	26,88	53,62	6,39	26,72	5,68	1,72	5,42	0,72	4,36	0,9	2,5	0,36	2,25	0,33	[52]
	BV M-48	Andesita basáltica	Cuaternario	-103,65	20,41	12,3	26,3	3,34	14,5	3,3	1,15	3,08	0,51	2,78	0,54	1,6	0,235	1,43	0,221	[52]
	SA JR-65	Andesita basáltica	Cuaternario	-103,58	20,43	26,46	54	6,59	26,82	5,71	1,74	5,37	0,74	4,29	0,9	2,52	0,36	2,24	0,32	[52]
	JQ M-8	Traquiandesita	Cuaternario	-103,60	20,47	34,9	69,7	8,2	35,7	6,69	1,84	5,23	0,67	3,69	0,68	2,05	0,29	1,72	0,27	[52]
	PL M-33	Traquiandesita	Cuaternario	-103,56	20,44	26,8	45,6	5,88	23,4	4,83	1,52	4,48	0,68	3,59	0,68	2,1	0,304	1,89	0,277	[52]
	CEB1	Traquiandesita	Holoceno	-104,58	21,09	23,9	51,2	6,01	23,4	4,92	1,45	4,62	0,66	3,66	0,71	1,93	0,31	1,79	0,46	[95]
	BH-07	Andesita	Cuaternario	-102,57	19,20	22	35		10	4										[11]
	BH-06	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,52	19,15	8	37		15	5										[11]
	BH-05	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,46	19,14	26	38		24	4										[11]
	BH-05 Dique	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,46	19,14	34	40		22	5										[11]
	BH-03	Andesita	Cuaternario	-102,37	19,11	29	39		11	6										[11]
	BH-01	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,34	19,11	25	38		17	3										[11]
	BH-02	Andesita	Cuaternario	-102,34	19,10	33	40		17	4										[11]
	BH-13	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,14	19,04	28	61		31	5										[11]
	BHC-01	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,39	20,23	17	55		28	6										[11]
	BHC-02	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,37	20,22	14	48		13	7										[11]
	BHC-03	Andesita	Cuaternario	-102,36	20,22	27	38		14	5										[11]
	BHC-04	Andesita	Cuaternario	-102,35	20,20	26	37		15	5										[11]
	BHC-06	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,35	20,20	12	53		29	4										[11]
	BHC-11	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,34	20,25	22	27		18	4										[11]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia		
FVTM4	BHC-07	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,33	20,20	27	49		27	5										[11]		
	BHC-10	Andesita	Cuaternario	-102,32	20,20	39	63		28	6											[11]	
	BHC-09	Andesita	Cuaternario	-102,29	20,18	39	40		24	4											[11]	
	BHC-08	Andesita	Cuaternario	-102,16	20,17	35	49		24	6											[11]	
	BHC-12	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,10	20,23	18	47		38	4											[11]	
	BHC-13	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,10	20,23	20	37		20	5											[11]	
	BHC-16	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,07	20,14	22	25		7	4											[11]	
	BHC-17	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,04	20,11	18	35		16	5											[11]	
	BHC-15	Andesita basáltica	Cuaternario	-102,03	20,17	19	28		17	4											[11]	
	BHC-18	Andesita	Cuaternario	-101,99	20,09	16	35		17	4											[11]	
	BHC-19	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,97	20,07	22	58		32	6											[11]	
	BHC-21	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,96	20,25	44	60		32	6											[11]	
	BHC-22	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,95	20,04	16	76		39	6											[11]	
	BHC-24	Andesita	Cuaternario	-101,91	20,02	22	53		22	5											[11]	
	BHC-25	Andesita	Cuaternario	-101,87	19,99	33	53		22	7											[11]	
	BHC-26	Andesita	Cuaternario	-101,85	19,99	37	55		24	5											[11]	
	BHC-27	Andesita	Cuaternario	-101,84	19,99	44	67		33	6											[11]	
	BHC-29	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,80	19,99	43	58		25	6											[11]	
	BHC-28	Andesita	Cuaternario	-101,77	19,97	35	92		51	7											[11]	
	BHC-30	Andesita	Cuaternario	-101,74	19,97	35	59		24	6											[11]	
	BHC-31	Andesita	Cuaternario	-101,73	19,97	30	32		18	4											[11]	
	BHC-32	Andesita	Cuaternario	-101,71	19,96	4	30		15	4											[11]	
	BHC-33	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,68	19,96	22	33		18	5											[11]	
	BHC-34	Andesita	Cuaternario	-101,62	19,94	18	25		16	4											[11]	
	BHC-35	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,55	19,88	30	54		27	6											[11]	
	BHC-61	Andesita	Cuaternario	-101,46	19,88	8	46		22	5											[11]	
	BHC-37	Andesita	Cuaternario	-101,45	19,88	19	28		7	4											[11]	
	BHC-36	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,44	19,80	7	46		25	4											[11]	
	BHC-38	Andesita	Cuaternario	-101,44	19,88	45	54		24	5											[11]	
	BHC-53	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,12	19,90	16	39		22	4											[11]	
	BHC-54	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,11	19,89	25	30		13	4											[11]	
	BHC-56	Andesita basáltica	Cuaternario	-101,07	19,89	11	25		19	4											[11]	
	BHC-57	Andesita	Cuaternario	-100,98	19,89	25	62		30	6											[11]	
	BHC-42	Andesita	Cuaternario	-100,91	19,80	25	48		25	4											[11]	
	BHC-40	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,91	19,79	17	60		36	6											[11]	
	BHC-39	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,91	19,78	33	55		28	6											[11]	
	BHC-58	Andesita	Cuaternario	-100,90	19,89		48		23	5											[11]	
	BHC-41	Andesita	Cuaternario	-100,89	19,80	25	42		26	4											[11]	
	BHC-44	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,84	19,77	40	64		32	6											[11]	
	BHC-46	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,82	19,80	23	56		26	6											[11]	
	BHC-47	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,81	19,80	41	60		33	5											[11]	
	BHC-48	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,81	19,80	48	86		51	6											[11]	
	BHC-45	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,79	19,77	27	60		30	6											[11]	
	BHC-52	Andesita	Cuaternario	-100,78	19,86	35	86		56	6											[11]	
	BHC-59	Andesita	Cuaternario	-100,76	19,90	47	59		28	6											[11]	
	BHC-51	Andesita basáltica	Cuaternario	-100,75	19,89	29	58		38	5											[11]	
	BHC-60	Andesita	Cuaternario	-100,73	19,89	23	72		30	6											[11]	
	Z-357	Dacita		0,31	-100,23	19,19	16	32		18											[9]	
	MAS-907	Dacita			-100,18	19,43	15	35														[10]
	MAS-910	Dacita			-100,23	19,46	19	32														[10]
	Z-101	Dacita			-100,17	19,43	15	25														[10]
	Z-133	Dacita			-100,34	19,39	10	26														[10]
	Z-144	Dacita			-100,42	19,38	12	32														[10]
	Z-157	Dacita			-100,31	19,34	12	28														[10]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
	Z-224	Dacita	Cuaternario	-100,54	19,41	19	36													[10]	
	Z-315	Dacita	Cuaternario	-100,08	19,24	12	22			0,22											[10]
	Z-333	Dacita	0,051	-100,38	19,53	15	25		18												[10]
	Z-338	Dacita	Cuaternario	-100,39	19,62	19	32		20												[10]
	Z-340	Dacita	Cuaternario	-100,37	19,61	18	31		23												[10]
	Z-343A	Dacita	Cuaternario	-100,25	19,18	16	32		18												[10]
	Z-345	Dacita	Cuaternario	-100,28	19,17	14	26		13	4											[10]
	Z-347	Dacita	Cuaternario	-100,26	19,18	19	31		18	4											[10]
	Z-355	Dacita	Cuaternario	-100,24	19,18	23	31		15	4											[10]
	Z-361	Dacita	Cuaternario	-100,31	19,15	14	22		15												[10]
	Z-368	Dacita	Cuaternario	-100,18	19,40	13	28														[10]
	Z-372	Dacita	Cuaternario	-100,24	19,08	15	24		18												[10]
	Z-390	Dacita	Cuaternario	-100,25	19,18	18	32		16												[10]
	Z-393	Dacita	Cuaternario	-100,27	19,18	34	51		22	6											[10]
	Z-491	Dacita	Cuaternario	-100,44	19,78	34	54		21	6											[10]
	PO 46	Dacita	Cuaternario	-98,63	19,09	15,3	32,4			3,2	0,99		0,45					1,72			[12]
	PO A	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,10	19,1	42			4,4	1,3		0,53					1,95			[12]; [13]
	PO E	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,10	16,5	31,8			3,6	1,16		0,47					1,87			[12]; [13]
	PO I	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,10	19	38,9			4,3	1,27		0,53					1,92			[12]; [13]
	PO K	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,10	19,4	42,7			4,3	1,31		0,54					2			[12]; [13]
	PO 111	Dacita	Pleistoceno	-98,60	19,09	19,1	44,1			4,3	1,1		0,5					1,9			[12]; [13]
	PO 117c	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,06	20,1	44,1			4,4	1,44		0,55					2,4			[12]; [13]
	PO 117s	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,06	20,6	45			4,7	1,42		0,57					2,4			[12]; [13]
	PO 120s	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,06	20,2	39,1			4,5	1,41		0,56					2,3			[12]; [13]
	PO 124	Dacita	Pleistoceno	-98,54	18,94	12,3	28,2			3	1,07		0,45					1,38			[12]; [13]
	PO 144	Dacita	Pleistoceno	-98,65	19,04	20	45,3			4,2	1,39		0,55					1,73			[12]; [13]
FVTM4	PO 148	Dacita	Pleistoceno	-98,62	19,03	16,9	38,2			3,5	1,24		0,5					1,36			[12]; [13]
	PO 149	Dacita	Pleistoceno	-98,62	19,03	16,9	42,9			3,5	1,23		0,5					1,71			[12]; [13]
	PO 64	Dacita	Pleistoceno	-98,48	18,97	12	25,2			3	1,05		0,45					1,25			[12]; [13]
	PO 66	Dacita	Pleistoceno	-98,55	18,95	19	46,5			4,3	1,42		0,56					1,68			[12]; [13]
	PO 67c	Dacita	Pleistoceno	-98,56	18,92	15,8	32,8			3,4	1,11		0,45					1,19			[12]; [13]
	PO 67s	Dacita	Pleistoceno	-98,56	18,92	15,3	30,5			3,3	1,07		0,44					1,24			[12]; [13]
	PO 120c	Dacita	Pleistoceno	-98,59	19,06	20,7	44,3			4,4	1,51		0,57					2,1			[12]; [72]
	PO 147	Dacita	Cuaternario	-98,64	19,04	15,2	35,5			3,3	1,26		0,45					1,51			[12]; [72]; [13]
	PO 150	Dacita	Cuaternario	-98,62	19,02	16,3	39,9			3,6	1,33		0,51					1,32			[12]; [72]; [13]
	PO 161	Dacita	Cuaternario	-98,61	19,02	16,5	38,7			3,5	1,27		0,5					1,47			[12]; [72]; [13]
	PEL 02	Dacita	Cuaternario	-100,29	19,35	18	39														[15]
	PEL 02A	Dacita	Cuaternario	-100,29	19,35	17	39														[15]
	PEL 06	Dacita	Cuaternario	-100,25	19,37	18	41														[15]
	PEL 10	Dacita	Cuaternario	-100,29	19,34	15	30														[15]
	PEL 17	Dacita	Cuaternario	-100,28	19,31	22	48														[15]
	PEL 31	Dacita	Cuaternario	-100,19	19,38	21	56														[15]
	PEL 34B	Dacita	Cuaternario	-100,22	19,32	16	39														[15]
	PEL 42	Dacita	Cuaternario	-100,23	19,41	11	34														[15]
	PEL 45	Dacita	Cuaternario	-100,22	19,41	17	39														[15]
	PEL 49	Dacita	Cuaternario	-100,20	19,46	21	44														[15]
	PEL 56	Dacita	Cuaternario	-100,28	19,40	16	35														[15]
	PEL 58	Dacita	Cuaternario	-100,29	19,40	31	45														[15]
	PEL 62	Dacita	Cuaternario	-100,26	19,37	15	36														[15]
	PEL 64	Dacita	Cuaternario	-100,26	19,28	16	46														[15]
	VAL 22	Dacita	Cuaternario	-100,14	19,32	21	46														[15]
	VAL 32	Dacita	Cuaternario	-100,16	19,40	17	44														[15]
	VAL 40	Dacita	Cuaternario	-100,16	19,40	19	44														[15]
	VAL 52	Dacita	Cuaternario	-100,14	19,37	20	54														[15]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia	
FVTM4	VAL 68	Dacita	Cuaternario	-100,17	19,31	24	58													[15]	
	VAL 75	Dacita	Cuaternario	-100,11	19,30	63	102														[15]
	ZIT 02	Dacita	Cuaternario	-100,24	19,44	16	38														[15]
	ZIT 103	Dacita	Cuaternario	-100,34	19,36	14	35														[15]
	ZIT 109	Dacita	Cuaternario	-100,36	19,42	23	60														[15]
	ZIT 13	Dacita	Cuaternario	-100,39	19,42	16	38														[15]
	ZIT 51	Dacita	Cuaternario	-100,34	19,37	16	40														[15]
	ZIT 58	Dacita	Cuaternario	-100,35	19,33	21	45														[15]
	ZIT 64	Dacita	Cuaternario	-100,39	19,32	21	50														[15]
	ZIT 65	Dacita	Cuaternario	-100,38	19,32	21	55														[15]
	ZIT 69	Dacita	Cuaternario	-100,37	19,34	20	43														[15]
	ZIT 69A	Dacita	Cuaternario	-100,37	19,34	19	50														[15]
	ZIT 69B	Dacita	Cuaternario	-100,37	19,34	19	44														[15]
	ZIT 71	Dacita	Cuaternario	-100,34	19,37	19	38														[15]
	ZIT 71A	Dacita	Cuaternario	-100,34	19,32	17	40														[15]
	ZIT 81	Dacita	Cuaternario	-100,43	19,42	18	52														[15]
	ZIT 88	Dacita	Cuaternario	-100,34	19,44	16	41														[15]
	ZIT 93	Dacita	Cuaternario	-100,34	19,37	22	52														[15]
	ZIT 94	Dacita	Cuaternario	-100,32	19,35	17	41														[15]
	ZIT 95	Dacita	Cuaternario	-100,32	19,36	16	40														[15]
	ZIT 96	Dacita	Cuaternario	-100,32	19,36	22	51														[15]
	LH-16	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	-97,33	19,66	31															[21]
	LH-6	Riolita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		43	81			30	5,8	0,19	5,3	0,91					3,3	0,55	[20]
	LH-7	Riolita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		40	76			24	5,3	0,18		0,75					3,6	0,55	[20]
	LH-14	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		31	61			24	4,4	0,54		0,62					3,1	0,48	[20]
	LH-23	Riolita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		43	70			29	4,9	0,17	4,8	0,68					2,5	0,47	[20]
	LH-30	Riolita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		43	73			29	5,3	0,41	5,2	0,83					2,9	0,53	[20]
	LH-31	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		36	71			27	5,3	0,85		0,73					3,3	0,51	[20]
	LH-36	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		35	69			28	5,5	1,04		0,77					3,1	0,46	[20]
	LH-44	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		40	68			27	5,6	1,03	5,9	0,85					2,6	0,45	[20]
	LH-86	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		38	67			30	5,5	1,06	5,6	0,81					2,6	0,48	[20]
	LH-90	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	0,00		39	68			32	5,9	1,1	5,1	0,81					2,7	0,49	[20]
LH-11	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	-97,25	19,69	34	65			26	4,7	0,58	5	0,73					2,7	0,44	[20]	
LH-41	Riodacita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	-97,41	19,67	38	68			30	5,9	0,9	5,7	0,86					2,6	0,48	[20]	
LH-8	Riolita	Pleistoceno Tardío-Holoceno	-97,25	19,69	43	73			29	5,5	0,18	6,6	0,83					2,8	0,51	[20]	
NC8	Dacita	Holoceno	-103,64	19,51	13	30														[43]	
1004-437	Dacita	Holoceno	-103,63	19,53	11,18	24,4			13,9	3,2	1,01		0,41						1,2	0,18	[36]
1004-442	Dacita	Holoceno	-103,62	19,53	10,11	21,8			9,5	2,52	0,78		0,35						1,17	0,19	[36]
1004-10	Dacita	Holoceno	-104,94	21,52	18,2	36,3			15,9	2,5	0,77		0,27	1,62					1,16	0,18	[38]
1004-11	Riolita	Holoceno	-104,94	21,52	14,1	29,9			16	3	1,05		0,39	2,33					1,27	0,15	[38]
1004-23	Dacita	Holoceno	-104,98	21,52	16,6	32,4			15,6	2,83	0,97		0,4	2,3					1,22	0,15	[38]
1004-28	Dacita	Holoceno	-104,98	21,47	14,7	29,8			16,5	2,88	0,94		0,37	2,48					1,32	0,2	[38]
1004-3	Riolita	Holoceno	-104,94	21,52	19,8	37,7			13,9	2,72	0,724		0,314						1,19	0,183	[38]
1004-4	Riolita	Holoceno	-104,94	21,52	19,1	36,8			12,6	2,57	0,78		0,28	1,84					1,17	0,18	[38]
1004-6	Riolita	Holoceno	-104,94	21,52	18,5	37,9			14	2,7	0,725		0,289						1,15	0,173	[38]
M79-3	Riolita	Cuaternario	-105,11	21,48	19,7	41,2			20,4	3,46	1,11		0,46	2,66					1,53	0,24	[38]
1004-22	Riolita	Holoceno	-104,98	21,52	15	34,8			19,7	3,55	1,18		0,47	2,88					1,65	0,24	[38]; [31]; [98]
1004-1	Dacita	Holoceno	-104,94	21,52	19,5	37,3			14,1	2,41	0,67		0,28	1,74					1,2	0,18	[38]; [98]
79	Riolita	83600	-103,51	20,64	51	116			49	9,6	0,08	8,6	1,5				0,81	5,8	0,84	[49]; [50]	
89	Riolita	96700	-103,57	20,72	79	171			62	10,6	0,12	9	1,46				0,79	5,7	0,87	[49]; [50]	
92	Riolita	99700	-103,56	20,71	81	174			65	11,8	0,11	9,7	1,46				0,84	5,8	0,86	[49]; [50]	
133	Riolita	96800	-103,53	20,63	80	170			64	11,3	0,12	9,6	1,47				0,81	5,8	0,84	[49]; [50]	
186	Riolita	100400	-103,51	20,68	50	112			47	9,3	0,07		1,46					6	0,73	[49]; [50]	
252	Riolita	95200	-103,51	20,68	66	140			54	11,6	0,07	9,1	1,6				0,88	6	0,88	[49]; [50]	

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	317	Riolita	111100	-103,52	20,67	66	134		54	10,8	0,06	9,3	1,62				0,83	5,9	0,85	[49]; [50]
	15	Riolita	31900	-103,47	20,65	35	78		35	7,9	0,03	6,8	1,24				0,72	5,4	0,78	[49]; [50]; [51]
	37	Riolita	91800	-103,51	20,72	82	169		68	11,4	0,13		1,46					6	0,77	[49]; [50]; [51]
	67	Riolita	25500	-103,48	20,60	38	87		38	8,4	0,06	7,5	1,35				0,77	5,5	0,79	[49]; [50]; [51]
	174	Riolita	73000	-103,58	20,65	56	119		54	10,1	0,09		1,53					6,3	0,94	[49]; [50]; [51]
	193	Riolita	123300	-103,58	20,69	46	108		45	9,3	0,07	8,5	1,49				0,87	6,2	0,93	[49]; [50]; [51]
	218	Riolita	96700	-103,51	20,68	64	136		54	11,5	0,06	9,3	1,57				0,8	6	0,87	[49]; [50]; [51]
	90	Riolita	144,000-100,000	-103,51	20,68	76	162		64	11,6	0,1	9,5	1,54				0,87	6	0,94	[50]
	175	Riolita	75000	-103,58	20,65	60	130		51	10,6	0,09	9,4	1,53				0,83	6	0,88	[50]
	234	Riolita	95,000-100,000	-103,51	20,68	80	164		60	11,4	0,11	8,7	1,49				0,77	5,6	0,82	[50]
	290	Riolita	144,000-100,000	-103,54	20,50	55	122		50	10,6	0,09	9,7	1,57				0,95	5,9	0,88	[50]
	73	Riolita	60000	-103,51	20,57	40	90		39	8,5	0,06	8,3	1,34				0,8	5,7	0,83	[50]; [51]
	184	Riolita	95,000-100,000	-103,51	20,68	40	89		54	12,7	0,12		2,5					10,5	1,37	[50]; [51]
	283	Riolita	95,000-100,000	-103,54	20,69	79	167		65	11	0,12	9,2	1,55				0,83	5,5	0,84	[50]; [51]
	J5	Traquita	Cuaternario	-103,73	20,91	37	84													[54]
	CP 2	Dacita	Pleistoceno	-97,13	19,54	30	66													[57]
	NT 10	Riolita	Cuaternario	-97,51	19,36	13	40													[57]
	NT 4	Riolita	Cuaternario	-97,54	19,33	16	42													[57]
	NT 8	Riolita	Cuaternario	-97,41	19,29	27	70													[57]
	NT 9	Riolita	Cuaternario	-97,49	19,37		16													[57]
	NT 9B	Riolita	Cuaternario	-99,76	19,09		12													[57]
	OM 1	Dacita	Cuaternario	-97,24	19,18	21	57													[57]
	U 21	Dacita	Cuaternario	-97,14	19,63	70	116													[57]
	U 28	Dacita	Cuaternario	-96,92	19,64	55	145													[57]
	NT 1	Dacita	Cuaternario	-97,57	19,35	18	36		18	3	1,2		0,3	2,9				1,4	0,23	[57]; [6]
	NH 33	Riolita	Cuaternario	-97,50	19,37	4	11		4	2	0,1		0,4	3,6				2	0,27	[57]; [6]; [7]
	NT 5	Riolita	Cuaternario	-97,47	19,25	39	77		41	5	1		0,4	1,2					0,2	[57]; [6]; [7]
	NH 33*	Riolita	Cuaternario	-97,49	19,36		10													[57]; [7]
	5	Dacita	Cuaternario	-104,68	21,54	125	90													[60]
	84	Dacita	Cuaternario	-104,69	21,53	130	91													[60]
	85	Dacita	Cuaternario	-104,69	21,53	97	81													[60]
	92	Riolita	Cuaternario	-104,71	21,52	7	101													[60]
	97	Riolita	Cuaternario	-104,73	21,47	80	90													[60]
	108	Riolita	Cuaternario	-104,72	21,52	257	236													[60]
	114	Riolita	Cuaternario	-104,73	21,54	155	148													[60]
	115	Dacita	Cuaternario	-104,73	21,55	50	87													[60]
	116	Riolita	Cuaternario	-104,73	21,54	138	139													[60]
	132	Riolita	Cuaternario	-104,70	21,51	22	88													[60]
	133	Dacita	Cuaternario	-104,74	21,55	68	81													[60]
	142	Dacita	Cuaternario	-104,74	21,61	21	40													[60]
	202	Dacita	Cuaternario	-104,65	21,49		42													[60]
	205	Riolita	Cuaternario	-104,69	21,49	89	154													[60]
	123a	Dacita	Cuaternario	-104,71	21,50	55	113													[60]
	152A	Riolita	Cuaternario	-104,68	21,49	113	130													[60]
	189A	Riolita	Cuaternario	-104,61	21,49	100	129													[60]
	56	Dacita	Cuaternario	-104,78	21,43	28	79													[61]
	224	Dacita	Cuaternario	-104,74	21,50	20	38													[61]
	323	Dacita	Cuaternario	-104,69	21,45	47	84													[61]
	337	Dacita	Cuaternario	-104,76	21,44	44	71													[61]
	Ceb 983-3	Riodacita	Holoceno	-104,51	21,13	32,6	75,7		31,4	5,38	1,49		0,86	5,81				3,56	0,42	[58]
	Ceb 983-55	Dacita	Holoceno	-104,51	21,12	30,6	60,8		28,7	5,44	1,62		0,73	4,55				2,71	0,39	[58]
	Ceb 983-106	Dacita	Holoceno	-104,51	21,06	30,5	64,5		28,4	5,78	1,66		0,85	4,21				2,90	0,44	[58]
	Ceb 983-113	Riodacita	Holoceno	-104,52	21,13	39,4	78,1		33,3	6,63	1,60		0,97	5,41				3,78	0,53	[58]
	Ceb 983-122	Riodacita	Holoceno	-104,46	21,09	34,2	67,9		28,3	4,64	1,03		0,64	3,75				2,90	0,45	[58]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
	Ceb 983-181	Riodacita	Holoceno	-104,52	21,13	39,9	80,0		35,3	6,73	1,62		0,97	5,57				3,79	0,53	[58]
	Ceb 983-353	Riodacita	Holoceno	-104,57	21,07	33,6	66,8		25,8	4,62	1,00		0,63	3,44				2,89	0,46	[58]
	Ceb 983-364	Riodacita	Holoceno	-104,51	21,17	33,5	68,0		27,2	4,63	0,98		0,64	3,66				2,90	0,46	[58]
	PS-124	Latite	Plioceno	-96,72	19,68	52,39	101		46,16	8,94	2,26		1,09				0,46	3,04	0,42	[62]
	PS-126	Traquita	Plioceno	-96,71	19,60	61,74	107		45,93	8,87	1,97	8,54	1,06				0,51	3,69	0,52	[62]
	PO 51	Dacita	Cuaternario	-98,55	19,07	17,6	35,2			3,8	1,41		0,59					1,54		[70]; [12]
	PO 79	Dacita	Cuaternario	-98,59	19,06	15	32,5			3,2	1,11		0,47					1,62		[71]; [12]
	PO 81	Dacita	Cuaternario	-98,59	18,88	15,5	32,8			3,3	1,13		0,46					1,62		[71]; [12]
	PO 85	Dacita	Cuaternario	-98,62	19,03	15,3	36,3			3,1	1,12		0,45					1,27		[71]; [12]
	PO 87	Dacita	Cuaternario	-98,62	19,03	16,5	38,4			3,5	1,23		0,51					1,36		[71]; [12]
	9007	Dacita	Cuaternario	-97,27	19,03	30	43		21	4,6	1			2	1			1,8	0,3	[74]
	9028	Dacita	Cuaternario	-97,27	19,03	27	41		23	4,4	1			3				1,9	0,3	[74]
	9120	Dacita	Cuaternario	-97,27	19,03	29	44		21	4,3	1		1	3	1			2	0,3	[74]
	A2-17	Dacita	Holoceno	-99,23	19,15	21,6	38		17	4,13	1,29		0,5					1,6	0,24	[75]
	CH42	Riolita	Holoceno	-97,45	19,68	12,6	24,9	2,4	8,9	1,9	0,43	1,96	0,34		0,45	1,5	0,22	1,48	0,3	[91]; [80]
	HF15	Riolita	Holoceno	-97,45	19,68	31	57	6,3	21	4	0,24	3,69	0,64		0,81	2,8	0,4	3	0,5	[91]; [80]
	LD-22A	Riolita	0,48	-104,73	21,43	23	47		34	4,4										[94]
	CH02	Dacita	Pleistoceno	-99,13	19,08	17,2	48	4,5	19,3	4,1	1,12	3,9	0,58		0,72	2,11	0,28	1,99	0,38	[79]
	CH10	Dacita	Pleistoceno	-99,13	19,08	10,8	23	2,8	19,3	2,65	0,85	2,62	0,4	0,43	1,24	0,19	0,19	1,3	0,15	[79]
	HF239	Riolita		0,00		34	61	6,7	23	4,5	0,42	4	0,58		0,94	3,2	0,44	3	0,51	[80]
	HF238	Riolita		0,00		21,5	40	4	14,2	2,72	0,32	2,68	0,49		0,72	2,4	0,31	2,4	0,44	[80]
	HF76	Riolita		0,00		17	30	3,6	13,6	2,7	0,48	2,6	0,48		0,64	2,56	0,31	2,34	0,4	[80]
	HF2	Riolita		0,00		17	29	3,7	14	2,7	0,6	2,7	0,42		0,61	2,12	0,3	2,22	0,37	[80]
	CH59	Traquita		0,00		32	67	6,8	26,2	5,1	1,19	4,8	0,8		0,97	2,84	0,4	3,06	0,52	[80]
	CH52a	Traquita	Holoceno	-97,45	19,68	35,9	65	8,2	29	5,9	1,34	5,1	0,91		1,1	2,9	0,46	3,1	0,5	[80]
	CH75	Traquita	Holoceno	-97,45	19,68	18,2	50,1	3,4	12,8	2,4	0,58	2,3	0,8		0,49	1,7	0,22	1,66	0,4	[80]
	CHG04	Riolita	Cuaternario	-98,22	19,96	16,2	20,8	2,82	9,5	1,61	0,14	1,4	0,26		0,31	0,96	0,12	1,02	0,16	[84]
FVTM4	TIZ03	Dacita	Cuaternario Tardío	-98,75	19,97	16,2	30,3	3,25	12,8	2,67	0,73	2,96	0,44		0,52	1,51	0,18	1,28	0,20	[86]
	152	Dacita	Cuaternario	-103,82	20,78	22	47													[98]
	334	Dacita	Cuaternario	-103,82	20,68	29	56													[98]
	Q-39	Dacita	Cuaternario	-103,82	20,68	34	54													[98]
	104	Riodacita	Holoceno	-104,45	21,09	46,09	92,86		39,3	7,71	0,32		1,2	8,31				5,32	0,71	[98] ; [58]
	346	Riodacita	Holoceno	-104,51	21,17	33,61	66,69		26	4,73	1,08		0,63	3,59				2,88	0,44	[98] ; [58]
	123	Dacita	Cuaternario	-103,82	20,68	24	46													[98] ; [31]
	204	Dacita	Cuaternario	-103,82	20,78	24	46													[98] ; [31]
	67	Riodacita	Holoceno	-104,52	21,13	39,5	84,09		29,1	6,57	1,65		0,81	6,08				3,7	0,45	[98] ; [31]; [58]
	100	Dacita	Cuaternario	-99,32	19,08	18	48													[99]
	101	Dacita	Cuaternario	-99,32	19,08	22	44													[99]
	113	Dacita	Cuaternario	-99,28	19,12	16	43													[99]
	116	Dacita	Cuaternario	-99,28	19,15	18	37													[99]
	117	Dacita	Cuaternario	-99,07	19,13	19	55													[99]
	131	Dacita	Cuaternario	-99,03	18,97	16	34													[99]
	206	Dacita	Cuaternario	-99,28	19,12	23	47													[99]
	208	Dacita	Cuaternario	-99,28	19,12	17	47													[99]
	223	Dacita	Cuaternario	-99,05	19,13	17	43													[99]
	225	Dacita	Cuaternario	-99,02	19,10	13	42													[99]
	235	Dacita	Cuaternario	-99,25	19,17	18	43													[99]
	241	Dacita	Cuaternario	-99,28	19,17	24	39													[99]
	243	Dacita	Cuaternario	-99,18	19,23	20	37													[99]
	260	Dacita	Cuaternario	-99,32	19,08	21	40													[99]
	285	Dacita	Cuaternario	-99,43	19,08	24	45													[99]
	288	Dacita	Cuaternario	-99,40	19,05	14	34													[99]
	PS-124	Latita	Plioceno Tardío	-96,72	19,68	52,4	101,2		46,2	8,94	2,26		1,09				0,46	3,04	0,42	[64]
	PS-126	Traquita	Plioceno Tardío	-96,71	19,60	61,7	107,2		45,9	8,87	1,97	8,54	1,06				0,51	3,69	0,52	[64]

Provincia	Nombre Muestra	Tipo de roca	Edad	Longitud	Latitud	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Referencia
FVTM4	J004	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,63	19,69	18,5	44,5	4,4	17,5	3,6	0,82	3,3	0,61		0,6	1,7	0,23	1,7	0,23	[87]
	J006	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,59	19,74	22,2	40,6	5,1	19,6	4	0,94	3,9	0,72		0,6	1,8	0,34	1,5	0,26	[87]
	J007	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,60	19,74	30,2	58	6,6	24,7	4,9	1,14	4,9	0,89		0,8	2,3	0,38	2,3	0,36	[87]
	SC01	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,40	19,32	12,8	22,7	3,4	13,9	3,1	0,92	2,9	0,52		0,48	1,3	0,18	1,2	0,15	[87]
	SC02	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,46	19,31	13,5	24,2	3,6	14,5	3,2	1,05	3,1	0,58		0,52	1,3	0,19	1,2	0,18	[87]
	VT02	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,71	19,54	16,4	30,7	3,6	14,8	2,9	0,82	2,7	0,57		0,48	1,2	0,14	1,1	0,13	[87]
	VT03	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-99,77	19,74	25,3	52	5,9	24,6	4,7	1,15	4,2	0,74		0,72	1,9	0,22	1,8	0,25	[87]
	ATH01	Riolita	Plioceno-Pleistoceno	-99,62	20,59	18,7	31	4,8	17,9	3,6	0,29	3,4	0,68		0,85	2,8	0,46	3,1	0,38	[87]
	SF02	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,46	19,61	12,5	20,7	3,1	12,1	2,5	0,81	2,2	0,44		0,34	0,9	0,1	0,8	0,09	[87]
	AG01	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,48	19,46	19,5	33	3,9	15,5	3,4	0,75	4,1	0,7		0,8	2,5	0,35	2,6	0,42	[87]
	AG02	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,48	19,46	12	16,5	2,4	9,3	2,2	0,59	2,7	0,54		0,47	1,4	0,16	1,4	0,19	[87]
	AG03	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,48	19,46	18,4	33	4,1	13,2	3,1	0,8	3,3	0,58		0,5	1,5	0,19	1,5	0,2	[87]
	SF01	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,48	19,46	10,1	18,5	3,2	10,9	2,2	0,71	1,7	0,28		0,25	0,61	0,07	0,6	0,09	[87]
	PUR02	Riolita	Plioceno-Pleistoceno	-100,45	20,12	17,6	51	5,9	25,1	7,6	0,18	8,4	1,4		1,9	5,5	0,81	4	0,6	[87]
	SFT01	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,02	19,81	16,8	29,2	3,9	15,2	3,3	0,99	2,8	0,48		0,43	1,2	0,17	1,1	0,17	[87]
	ZIN02	Riolita	Plioceno-Pleistoceno	-100,79	19,87	9,3	22,5	2,9	11,7	2,9	0,21	2,9	0,61		0,62	1,9	0,27	1,9	0,23	[87]
	CALA01	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,58	19,89	23	43	5,5	21,2	4,1	1,06	3,7	0,65		0,62	1,8	0,22	1,6	0,27	[87]
	CALA02	Dacita	Plioceno-Pleistoceno	-100,57	19,91	30	55	7,5	28	5,5	1,3	4,9	0,82		0,84	2,3	0,3	2,1	0,31	[87]
	DOCO01	Riolita	Plioceno-Pleistoceno	-100,57	19,91	4,5	14	2,2	11,2	4,8	0,16	6,9	1,1		1,65	5,4	0,8	5,2	0,72	[87]
	AZ01	Riolita	Plioceno-Pleistoceno	-100,70	19,76	25	43	5,4	17,9	3,3	0,48	2,9	0,56		0,66	1,8	0,32	1,9	0,27	[87]
	Cal-06	Riolita	1,1	-98,58	19,52	16,87	33,33	3,9	13,75	2,77	0,45	2,32	0,38	2,24	0,47	1,48	0,12	1,52	0,24	[23]
	Cal-65	Riolita	3	-98,28	19,80	22,46	43,28	4,9	17,17	3,07	0,73	2,69	0,42	2,45	0,51	1,46	0,4	1,64	0,25	[23]
	Cal-92	Riolita	1,27	-98,32	19,85	53,91	113,85	11,84	41,41	7,96	0,29	7,23	1,21	7,55	1,5	4,57	0,14	5,39	0,81	[23]
	ZIT-99-1B	Dacita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,20	19,22	12,86	26,43	3,44	13,36	2,78	0,97	2,66	0,4	2,24	0,43	1,31	0,19	1,2	0,18	[26]
	ZIT-99-3	Dacita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,26	19,18	10,46	22,13	2,91	12,12	2,62	0,88	2,37	0,35	2	0,38	1,05		1,06	0,162	[26]
	ZIT-99-18	Dacita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,16	19,40	14,64	30,11	3,87	15,53	3,17	1,03	2,76	0,41	2,21	0,43	1,16		1,17	0,179	[26]
	ZIT-99-23	Dacita	Plioceno Medio-Cuaternario	-100,39	19,32	14,65	29,43	3,71	13,78	2,52	0,85	2,24	0,32	1,76	0,33	1,02	0,15	1	0,14	[26]
	GA M-13	Dacita	Cuaternario	-103,58	20,50	26,12	47,97	5,5	21,55	4,36	1,05	3,78	0,51	3,03	0,63	1,8	0,26	1,69	0,24	[52]
	LM JR-14	Dacita	Cuaternario	-103,57	20,39	22,08	41,31	5,18	21,69	3,56	0,94	3,54	0,46	2,64	0,51	1,39	0,2	1,29	0,2	[52]
	PZ JR-99	Dacita	Cuaternario	-103,58	20,35	28,91	50,1	5,95	22,44	4,19	1,07	3,74	0,51	2,91	0,6	1,72	0,26	1,69	0,25	[52]
WP JR-20	Pumita	Cuaternario	-103,61	20,42	38,33	69,65	7,8	28,25	5,04	0,89	4,18	0,57	3,55	0,75	2,19	0,35	2,27	0,34	[52]	
BP JR-22	Pumita	Cuaternario	-103,61	20,42	31	63,2	7,19	31,5	6,57	1,95	5,67	0,81	4,7	0,89	2,78	0,41	2,46	0,4	[52]	
LP01	Riolita	Cuaternario	-103,57	20,71	78	171	17,3	60	10,7	0,28	9	1,41		1,69	5,2	0,71	4,9	0,7	[95]	
BH-08	Dacita	Cuaternario	-102,47	19,07	32	59		20	7										[11]	

[1] Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Bellon, H., 2009, Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 187 (1), 33-52.

[2] Aguirre-Díaz, G.J., 2001, Recurrent magma mingling in successive ignimbrites from Amealco caldera, central Mexico: Bulletin of Volcanology, 63, 238-251.

[3] 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, 97, 473-485.

[4] Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1984, Lamprophyric lavas in the Colima Graben, SW Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, 88 (3), 203-216.

[5] Bandy, W.L., Urrutia-Fucugauchi, J., McDowell, F.W., Morton-Bermea, O., 2001, K-Ar ages of four mafic lavas from the Central Jalisco Volcanic Lineament: Supporting evidence for a NW migration of volcanism within the Jalisco block, western Mexico: Geofisic

[6] Besch, T., Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Tobschall, H.J., 1988, Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, 27, 641-633.

- [7] Besch, T., Verma, P.S., Kramm, U., Negendank, J.F.W., Tobschall, J.H., Emmermann, R., 1995, Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Transmexican Volcanic Belt. Evidence from Sr and Nd isotopes: *Geofísica In*
- [8] Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998, Plagioclase-free andesites from Zitácuaro Michoacán, Mexico: petrology and experimental constraints: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 121-138.
- [9] Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 2001, Hydrous phase equilibria of a Mexican high silica andesite: A candidate for mantle origin?: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 4043-4065.
- [10] Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., Deino, A.L., Renne, P.R., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt; basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava: *GSA Bulletin*, 113, 1324-1342.
- [11] Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010, Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 67-84
- [12] Boudal, C., 1985, Petrologie d'un gran volcan andesitique mexicain: le Popo—le rôle de mélanges de magmas dans les dynamismes de l'activité: Université de Clermont-Ferrand II, Centre de Recherches Volcanologiques, Ph. D. Thesis, 140 pp.
- [13] Boudal, Ch., Robin, C., 1988, Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl: *Can. Journal Earth Sci.*, 25, 955-971.
- [14] Cantagrel, J., Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks -relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- [15] Capra, L., Macías, J.L., Garduño, V.H., 1997, The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: *Geofísica Internacional*, 36 (3), 161-179.
- [16] Carmichael I.S.E., Lange, R.A., 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*, 124, 302
- [17] Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 2000a, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic Tectonics an*
- [18] Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, Ch.M., Manetti, P., 2000b, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- [19] Ferrari, L., Garduño, V.H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G., Vaggelli, G., 1994, A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional*, 33, 107-123.
- [20] Ferriz, H., Mahood, G.A. 1987 Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt: *Journal of Petrology*, 28 (1), 171-209.
- [21] Ferriz, H., Mahood, G.A., 1984, Eruptive rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- [22] García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican volcanic belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- [23] García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., Solé, J., Correa-Tello, J.C., Núñez-Castillo, E.Y., Guillou, H., Monroy-Rodríguez, E., 2015, Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (1), 100-122
- [24] Gilbert, C.M., Mahood, G.A., Carmichael, I.S.E., 1985, Volcanic Stratigraphy of the Guadalajara area: *Geofísica Internacional*, 24 (1), 169-191.
- [25] Gómez Tuena, A., LaGatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; *Mantle Sources, Slab Contributions and Crustal Contaminat*

- [26] Gómez Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007, Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, 48 (3), 537-562.
- [27] Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- [28] Hasenaka, T., 1986, *The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico*: University of California, Berkeley, 330 p.
- [29] Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985a, A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 577-607.
- [30] Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985b, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico; their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- [31] Hochstaedter, A.G., Ryan, J.G., Luhr, J.F., Hasenaka, T., 1996, On B/Be ratios in the Mexican Volcanic Belt: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 613-628.
- [32] Lange, R.A., Carmichael, I.S.E., 1990, Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in western Mexico: *Journal of Petrology*, 316, 1225-1259.
- [33] Lange, R.A., Carmichael, I.S.E., 1991, A potassic volcanic front in western Mexico; the lamprophyric and related lavas of San Sebastian: *GSA Bulletin*, 103, 928-940.
- [34] Lassiter, J.C., Luhr, J.F., 2001, Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: Evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 103-114.
- [35] Leroy, J.L., Rodríguez-Ríos, R., Dewonck, S., 2002, The topaz-bearing rhyolites from the San Luis Potosi area (Mexico): characteristics of the lava and growth conditions of topaz: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173 (6), 579-588.
- [36] Luhr, J.F., 1993, Petrology and geochemistry of stage-I andesites and dacites from the caldera wall of Volcan Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, 324, 591-603.
- [37] Luhr, J.F., 1997, Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: *Canadian Mineralogist*, 35, 473-500.
- [38] Luhr, J.F., 2000, The geology and petrology of Volcan San Juan Nayarit, Mexico, and the compositionally zoned Tepic Pumice: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 109-156.
- [39] Luhr, J.F., 2001, Glass inclusions and melt volatile content at Paricutin Volcano, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 261-283.
- [40] Luhr, J.F., 2002, Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcán de Colima, México: implications for the end of the current eruptive cycle: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 169-194.
- [41] Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A., Hasenaka, T., 1989, Primitiva calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, 94, 4515-4530.
- [42] Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980, The Colima Volcanic Complex, Mexico; I, post-caldera andesites from volcan Colima: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343-372.
- [43] Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1981, The Colima volcanic complex, Mexico; II, Late-Quaternary cinder cones: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 127-147.
- [44] Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1982, The Colima volcanic complex, Mexico; III, Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of volcano Colima: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 803, 262-275.
- [45] Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985, Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774); The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 142-161.
- [46] Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1990a, Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcan Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 235-260.
- [47] Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1990b, Geology of Volcan de Colima: Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Instituto de Geología, Boletín 107, 100 p.

- [48] Luhr, J.F., Lazaar, P., 1985, The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 691-700.
- [49] Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center; Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 199-230
- [50] Mahood, G.A., 1981, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center; Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, 129-140.
- [51] Mahood, G.A., 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*, 100 (2), 183-191.
- [52] Maldonado-Sánchez, G., Schaaf, P., 2005, Geochemical and isotope data from the Acatlán Volcanic Field, western Trans-Mexican Volcanic Belt: Origin and evolution: *Lithos*, 82, 455-470.
- [53] McBirney, A.R., Taylor, H.P., Armstrong, R.L., 1987, Paricutin re-examined; a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20
- [54] Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- [55] Mora, J.C., Macias, J.L., Saucedo, R., Orlando, A., Manetti, P., Vaselli, O., 2002, Petrology of the 1998-2000 products of Volcán de Colima, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 195-212.
- [56] Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., 2009, Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, 00 (0), 1-30.
- [57] Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations on the eastern Trans Mexican volcanic belt: *Geofísica Internacional*, 24, 477-575.
- [58] Nelson, S., 1980, Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, México: *Geological Society of America Bulletin*, 91, 2290-243.
- [59] Nelson, S.A., Carmichael, I.S.E., 1984, Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 321-335
- [60] Nelson, S.A., Hegre, J., 1990, Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt: *Bulletin of Volcanology*, 52 (3), 186-204.
- [61] Nelson, S.A., Livieres, R.A., 1986, Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico: *GSA Bulletin*, 97, 798-808.
- [62] Orozco-Esquivel, M.T., 1995, Zur Petrology des Vulkangebietes con Palma Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus: Germany, Universität Karlsruhe, Doctoral dissertation, 167 p.
- [63] Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 37-56.
- [64] Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007, Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Slab detachment in a subduction zone with varying dip: *Lithos*, 93, 149-174.
- [65] Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., and Vezzoli, L., 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán, Mexico: *Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH 072*, 1 sh
- [66] Petrone, Ch.M., Francalanci, L., Carlson, R.W., Ferrari, L., Conticelli, S., 2003, Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro–Ceboruco graben Na
- [67] Richter, K., Carmichael, I.S.E., 1992, Hawaiites and related lavas in the Atenguillo Graben, western Mexican volcanic belt; with Suppl. Data 92-35: *Geological Society of America Bulletin*, 104 (12), 1592-1607.

- [68] Richter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., Renne, P.R., 1995, Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican volcanic belt: *GSA Bulletin*, 107 (5), 612-626.
- [69] Richter, K., Rosas-Elguera, J., 2001, Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican volcanic belt: geology and petrology of Ayutla and Tapalpa volcanic fields: *Journal of Petrology*, 42, 2333-2361.
- [70] Robin, C., 1982, Relations Volcanologie–Magmatologie–Geodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain Axe trans-mexicain et Province Alcaline Orientale: *Annales Scientifiques de L'université de Clermont-Fer*
- [71] Robin, C., 1984, Le volcan Popocatepetl (Mexique); structure, evolution petrologique et risques: *Bulletin Volcanologique*, 47(1), 1-23
- [72] Robin, C., Boudal, Ch., 1987, A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311 (2), 115-130.
- [73] Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (3), 328-343.
- [74] Siebe, C., Abrams, M., Sheridan, M.F., 1993, Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba Volcano, Mexico; implications for future hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 1-33.
- [75] Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2003, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico city: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1
- [76] Siebert, L., Carrasco-Nuñez, G., 2002, Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards: *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 115,179-215.
- [77] Torres-Alvarado, I.S., Lenhardt, N., Arce, J.L., Hinderer, M., 2016, Geochemical and isotopic composition of volcanic rocks of the heterogeneous Miocene (23-19 Ma) Tepoztlán Formation , early Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 316, 72-84.
- [78] Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2001, First partial melting inversion model for a rift-related origin of the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field, central Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 788-817.
- [79] Verma, S.P., 1999, Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 151-171.
- [80] Verma, S.P., 2000a, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, 164 (1-2), 35-60.
- [81] Verma, S.P., 2000b, Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Special Paper* 334, 195-222.
- [82] Verma, S.P., 2001a, Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic evidence for a combined assimilation and fractional crystallisation process for volcanic rocks from the Huichapan Caldera, Hidalgo, Mexico: *Lithos*, 56 (2-3), 141-164.
- [83] Verma, S.P., 2001b, Geochemical evidence for a rift-related origin of bimodal volcanism at Meseta San Juan, north-central Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 475-493.
- [84] Verma, S.P., 2001c, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 31-51.
- [85] Verma, S.P., 2002, Absence of Cocos Plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico; a unique case on Earth?: *Geology*, 30 (12), 1095-1098.
- [86] Verma, S.P., 2003, Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for a rift-related origin of magmas in Tizayuca Volcanic Field, Central Mexican Volcanic Belt: *Journal Geological Society of India*, 61, 257-276.

- [87] Verma, S.P., 2015, Present state of knowledge and new geochemical constraints on the central part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc in terms of near and far trench magmas: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24, 399-460.
- [88] Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., 2003, Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcan Zamorano, central Mexico; implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces: *International Geology Review*, 45 (8), 7
- [89] Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G., Milán, M., 1991, Geology and geochemistry of Amealco caldera, Qro., Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 105-127.
- [90] Verma, S.P., Hasenaka, T., 2004, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, west-central Mexican Volcanic Belt: *Geochemical Journal*. *Geochemical Journal*
- [91] Verma, S.P., Lopez-M., M., 1982, Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico: *Bulletin Volcanologique*, 451, 63-79.
- [92] Verma, S.P., López-Martínez, M., Terrell, D.J., 1985, Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, Northeast Jalisco, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24 (1), 31-45.
- [93] Verma, S.P., Luhr, J.F., 1993, Sr-Nd-Pb isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline andesites from Volcan Colima, Mexico: *Geofísica Internacional*, 32 (4), 617-631.
- [94] Verma, S.P., Nelson, S.A., 1989, Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, 94, 4531-4544.
- [95] Verma, S.P., Pandarinath, K., Rivera-Gómez, M.A., 2016, Evaluation of the ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 125-148.
- [96] Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1989, Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican volcanic belt; petrology, chemistry, and origin: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1034, 470-492.
- [97] Wallace, P., Carmichael, I.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*, 111, 423-439.
- [98] Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1994, Petrology of Volcan Tequila, Jalisco, Mexico; disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1174, 345-361.
- [99] Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1999, Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1
- [100] Webber, K.L., Fernandez, L.A., Simmons, W.B., 1994, Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, Southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico: *Geofísica Internacional*, 33 (1), 77-89.
- [101] Wilcox, R.E., 1954, Petrology of Parícutin volcano, Mexico: *U. S. Geological Survey Bulletin*, 281-354.

Anexo 2. Concentraciones de ETR en ppm en *Condrita*, *Shale Promedio Mundial (WSA)*, *Shale Compuesto Norteamericano (NASC)* y *Shale Australiano Postarqueano (PAAS)*. *Condrita* es tomada de Sun & McDonough (1989), *WSA* de Piper (1974), *NASC* de Gromet *et al.*, 1984, y *PAAS* de McLennan (2001).

ETR	Condrita	WSA	NASC	PAAS
La	0,237	41	31,1	38,2
Ce	0,612	83	66,7	79,6
Pr	0,095	10,1	7,7	8,83
Nd	0,467	38	27,4	33,9
Sm	0,153	7,5	5,59	5,55
Eu	0,058	1,61	1,18	1,08
Gd	0,2055	6,35	4,9	4,66
Tb	0,0374	1,23	0,85	0,774
Dy	0,254	5,5	4,17	4,68
Ho	0,0566	1,34	1,02	0,991
Er	0,1655	3,75	2,84	2,85
Tm	0,0255	0,63	0,48	0,405
Yb	0,17	3,53	3,06	2,82
Lu	0,0254	0,61	0,46	0,433

Anexo 3. Límites de detección de ETR en ppm del espectrómetro de masas usado para medir las concentraciones en las muestras de agua.

ETR	LD
La	0,000001
Ce	0,000002
Pr	0,000001
Nd	0,000004
Sm	0,000002
Eu	0,000001
Gd	0,000002
Tb	0,000001
Dy	0,000001
Ho	0,000001
Er	0,000001
Tm	0,000001
Yb	0,000001
Lu	0,000001

Anexo 4. Constantes de formación (en unidad logarítmica) para especies acuosas de ETR usadas para la especiación en la zona de estudio (Tomadas de Munemoto *et al.*, 2015)

	$\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$	LnCO_3^+	LnCl^{+2}	LnCl_2^+	LnCl_3	LnCl_4^-	LnHCO_3^{+2}	LnOH^{+2}	LnSO_4^+
La	9,36	3,6	-0,74	-0,51	0,39	0,82	-2,34	8,64	-3,64
Ce	8,9	3,27	-0,68	-0,46	0,39	0,74	-2,31	8,42	-3,69
Pr	8,58	3,1	-0,71	-0,45	0,32	0,74	-2,25	8,27	-3,69
Nd	8,49	3,05	-0,71	-0,47	0,32	0,74	-2,28	8,13	-3,64
Sm	8,13	2,87	-0,67	-0,42	0,39	0,82	-2,34	7,98	-3,64
Eu	8,03	2,85	-0,69	-0,44	0,47	0,89	-2,47	7,91	-3,64
Gd	8,18	2,94	-0,71	-0,46	0,47	0,89	-2,36	7,91	-3,4
Tb	7,88	2,87	-0,67	-0,43	0,467	0,89	-2,46	7,83	-3,64
Dy	7,75	2,77	-0,7	-0,43	0,47	0,89	-2,5	7,83	-3,64
Ho	7,66	2,78	-0,71	-0,45	0,47	0,89	-2,46	7,76	-3,57
Er	7,54	2,72	-0,7	-0,45	0,47	0,89	-2,49	7,76	-3,57
Tm	7,39	2,65	-0,71	-0,46	0,467	0,89	-2,52	7,69	-3,57
Yb	7,36	2,53	-0,69	-0,44	0,76	1,18	-2,53	7,61	-3,57
Lu	7,29	2,58	-0,67	-0,43	1,2	1,77	-2,49	7,61	-3,57

Anexo 5. Elementos que permiten definir zonas de recarga y descarga en los sistemas de flujo de agua subterránea

La teoría de los sistemas de flujo de agua subterránea fue planteada y desarrollada por Tóth en 1963. Se trata de un modelo analítico bidimensional en el que se describe el movimiento del agua subterránea en una cuenca simétrica y cuyos límites están definidos por la superficie topográfica en el tope, una superficie horizontal impermeable en la base y dos planos verticales impermeables bajo las divisorias de aguas.

Los factores que controlan el régimen de agua subterránea, es decir, los patrones de flujo, en un área dada son: la topografía, la geología y el clima. La topografía determina la energía disponible para el movimiento del agua en un punto determinado; la geología proporciona el medio a través del cual el agua se mueve controlando así la cantidad, distribución y tasa de flujo, además de determinar la química del agua y aportar fuentes locales o regionales de energía; y el clima es determinante en la cantidad y distribución de agua que entra al sistema en cualquier región (Tóth, 1999). Parámetros como la geometría de la cuenca (relación profundidad: extensión lateral y configuración del nivel freático), la anisotropía, el contraste de permeabilidades entre las unidades del subsuelo y sus respectivas geometrías y posiciones estratigráficas dentro de la cuenca son controlados por la topografía y la geología, y son determinantes en el régimen de flujo del agua subterránea (Tóth, 1963; Freeze & Whitherspoon, 1967).

Considerando la distribución del potencial hidráulico y las líneas de flujo se reconocen tres sistemas de flujo: local, intermedio y regional (Figura 5.1)

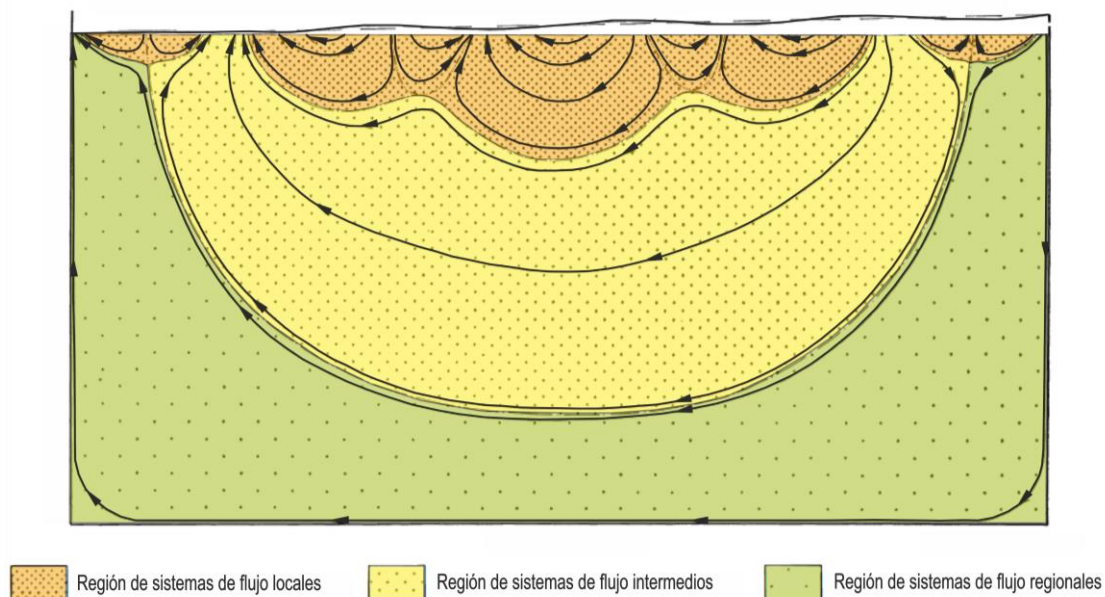


Figura 5.1 Sistemas de flujo definidos por Tóth (1963)

Los sistemas de flujo locales tienen su recarga en un alto topográfico y su descarga en un bajo topográfico adyacente, la longitud de los caminos de flujo es corta, hay una mayor densidad de líneas de flujo, se presentan en la parte más somera de la cuenca y son más susceptibles a ser afectados por procesos superficiales como los fenómenos climáticos. En los sistemas de flujo intermedios uno o más altos y bajos topográficos pueden estar entre su recarga y descarga, y éstas no ocupan las partes más alta y más baja, respectivamente, los caminos de flujo son más largos y la cantidad de flujo es menor que en los sistemas locales. En los sistemas de flujo regionales la divisoria corresponde al área de recarga y el fondo del valle a la zona de descarga, la longitud de los caminos de flujo es mayor, el flujo es significativamente menor que en los demás sistemas, y alcanza las mayores profundidades del sistema. Debido a las diferencias en la posición de las zonas de recarga y la longitud de los caminos de flujo, la composición química del agua subterránea puede cambiar drásticamente en los límites de los diferentes sistemas de flujo.

Cada sistema de flujo, sea local, intermedio o regional, tiene un área de recarga y un área de descarga que pueden ser identificadas en superficie mediante procesos y manifestaciones naturales 1) hidrológicas e hidráulicas, 2) químicas y mineralógicas, 3) en la vegetación, 4) en la mecánica de suelos y rocas, 5) geomorfológicas, y/o 6) de transporte y acumulación, que resultan de la interacción del agua subterránea con su entorno y de la distribución de los caminos de flujo (Tóth, 1999).

La recarga ocurre donde las cargas hidráulicas son relativamente altas y disminuyen en profundidad, la dirección de flujo del agua subterránea se aleja del nivel freático y es divergente, mientras que en una zona de descarga las cargas hidráulicas son bajas y aumentan hacia abajo dando como resultado que la dirección de flujo del agua subterránea es convergente y hacia el nivel freático (Freeze & Whitherspoon, 1967; Tóth, 1999). A continuación se presentan algunas manifestaciones naturales cuya asociación puede ser indicativa de zonas de recarga o descarga.

Manifestaciones en zonas de recarga:

- Flujo descendente
- Rasgos geomorfológicos positivos
- Nivel freático relativamente profundo y fluctuación anual importante
- Deficiencia de humedad
- Bajo contenido de sólidos totales disueltos
- Dióxido de carbono y oxígeno libre relativamente elevados
- Potencial redox positivo
- pH ácido
- Suelos y rocas químicamente lixiviadas
- Vegetación xerófila

Manifestaciones en zonas de descarga:

- Flujo ascendente
- Depresiones topográficas
- Nivel freático somero
- Pozos brotantes
- Exceso de humedad
- Alto contenido de sólidos totales disueltos
- Potencial redox negativo
- pH básico
- Vegetación freatofita y/o vegetación halófila
- Suelos suaves debilitados por la humedad
- Terrenos movedizos
- Deslizamientos y/o desprendimientos
- Géiseres
- Valles fluviales
- Humedales
- Manantiales
- Acumulaciones de sal
- Cuerpos de agua eutrofizados

Algunos ejemplos de la delimitación de los sistemas de flujo en México a partir de las evidencias en superficie de recarga y descarga han sido presentados para las cuencas del Valle de México y del Río Amacuzac por Ortega & Farvolden (1989) y Morales y colaboradores (2016), respectivamente. Para el caso del Valle de México se hace una reconstrucción del sistema de flujo de agua subterránea en estado estable, es decir anterior al bombeo excesivo, considerando la información actual e histórica de manifestaciones superficiales naturales como son cuerpos de agua, manantiales, topografía y vegetación, e integrando información química

e isotópica. En el modelo del funcionamiento de los sistemas de flujo de agua subterránea de la Cuenca del Río Amacuzac, al considerar la información geológica, hidráulica y geoquímica, se logra reproducir con gran precisión las observaciones hidrogeoquímicas. Peñuela & Carrillo (2013) resaltan la importancia de ciertos elementos naturales en superficie como son el tipo de suelo, la vegetación, la elevación topográfica, la presencia histórica de manantiales y cuerpos de agua, la posición del nivel freático y la litología, en la definición de zonas de recarga y descarga en la zona Centro-Sur de la Mesa Central. De igual manera señalan la necesidad de complementar esta información con estudios de carácter geoquímico e isotópico así como con el funcionamiento hidráulico y la configuración geológica de la cuenca.

En el caso de estudio, elementos y manifestaciones del sistema como la topografía, la configuración del nivel estático, el tipo de vegetación, la presencia de manantiales y la dirección de flujo del agua subterránea permiten definir las zonas de recarga y descarga en la Cuenca del Bajío (Figuras 5.2 y 5.3).

Elevación topográfica: los rasgos topográficos más prominentes corresponden a las Sierras de Guanajuato y Codornices al norte, y la Sierra de Pénjamo al occidente de la zona de estudio, con alturas próximas a los 2300 msnm; mientras que los bajos topográficos corresponden a las llanuras de inundación de los principales ríos con alturas de alrededor de 1700 msnm.

Profundidad al nivel estático: El nivel estático se encuentra a mayor profundidad en las proximidades de las sierras de Guanajuato, Pénjamo y Codornices y tiende a disminuir hacia el eje de los valles. Además de las sierras principales, se reconoce una estructura con orientación NE-SW entre las sierras de Pénjamo y Guanajuato con niveles estáticos profundos y que sirve de parteaguas de los ríos Turbio y Silao. Por otra parte, en sectores como Celaya e Irapuato se evidencian depresiones piezométricas de gran magnitud en las que la profundidad del agua supera los 100 metros bajo la superficie del terreno.

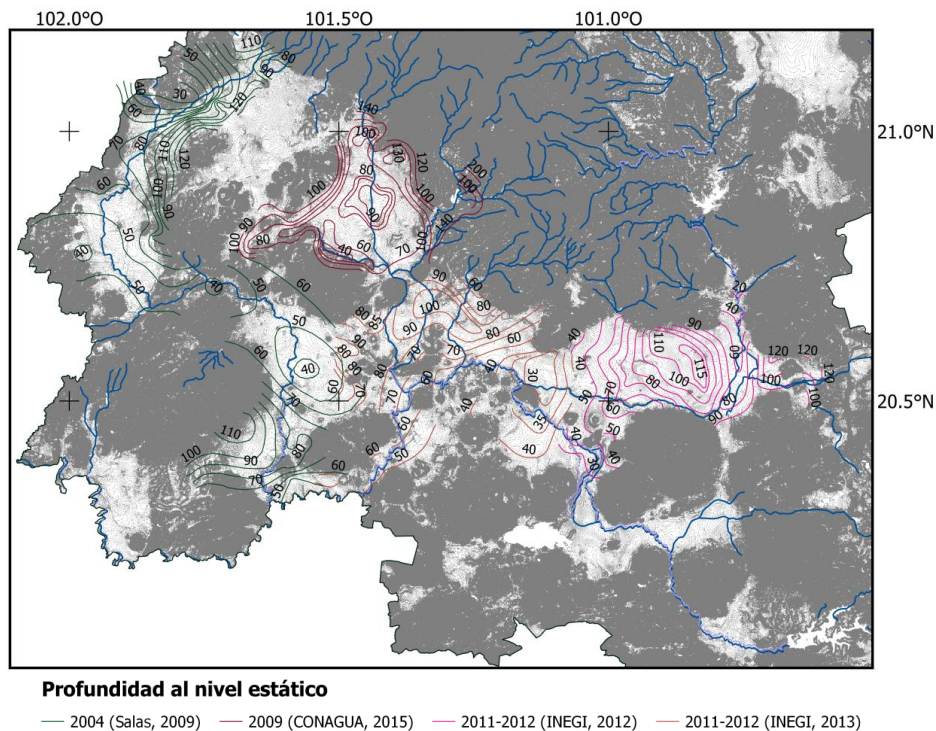


Figura 5.2 Mapa de profundidad al nivel estático con mediciones hechas en diferentes años y por diferentes autores. Los tonos más oscuros corresponden a altos topográficos y los más claros a bajos topográficos

Tipo de vegetación: En los altos topográficos predominan la selva caducifolia, el bosque de encino, y los pastizales. El matorral xerófilo es escaso y se localiza en los bordes de las pequeñas sierras al NW de la cuenca. Pastizales halófilos y agricultura de humedad, correspondientes a manifestaciones de zonas de descarga, se encuentran muy localmente en el costado oriental de la laguna de Yuriria, a unos 10 km al

suroeste de Salamanca y en el quiebre de pendiente de algunas sierras en las inmediaciones de Pénjamo y Manuel Doblado.

Manantiales: Se encuentran principalmente en los cambios abruptos de pendiente en las sierras de la zona estudio.

Dirección de flujo: El agua subterránea se mueve predominantemente de las sierras a los valles.

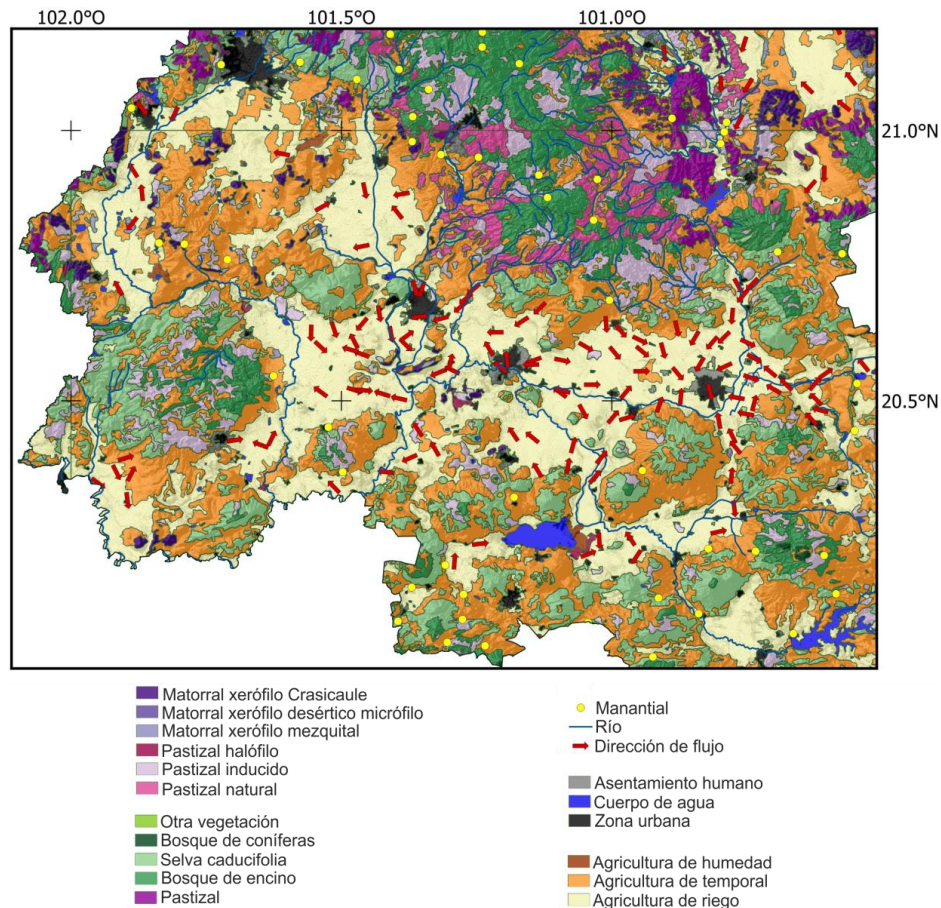


Figura 5.3 Mapa de uso del suelo y vegetación (Modificado de INEGI, 2011-2013) con información de ubicación de manantiales y dirección de flujo (tomada de INEGI, 1984, 2012, 2013)

En conclusión, las zonas de recarga corresponden a las principales sierras de la zona de estudio y a la estructura orientada NE-SW al norte de la Sierra de Pénjamo, y las zonas de descarga se ubican en los bajos topográficos a lo largo de los valles de los ríos Lerma, Turbio, Silao, Guanajuato y Laja.

Referencias

- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2015, Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Silao-Romita (1110) Estado de Guanajuato
- Freeze, R.A., Whitherspoon P.A., 1967, Theoretical analysis of regional groundwater flow, 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation: Water resources research, v. 3-2, p. 623-634
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2012, Zona Hidrogeológica Valle de Celaya
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2013, Zona Hidrogeológica Valle de Irapuato
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Conjunto de Datos Vectoriales de la Carta de Aguas Subterráneas escala 1:250 000 Serie I (Guanajuato y Querétaro). Editado en 1984

- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Conjunto de datos vectoriales de Uso del Suelo y Vegetación Escala 1:250 000, Serie V (Conjunto Nacional). Datos generados de 2011 a 2013
- Morales C., E., Guinzberg B., J., Ortega G., A., 2016, Regional groundwater flow and geochemical evolution in the Amacuzac River Basin, Mexico: *Hydrogeology Journal*, 18 p.
- Ortega, A., Farvolden, R.N., 1989, Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the basin of Mexico: *Journal of hydrology*, v. 110, p. 271-294
- Peñuela A., L.A., Carrillo R., J.J., 2013, Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México: *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, v. 81, p. 18-32
- Salas, M.A., 2009, Análisis para opciones de manejo de la subcuenca del Río Turbio en el Estado de Guanajuato: Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México
- Tóth, J., 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins: *Journal of geophysical research*, v. 68-16, p. 4795-4812
- Tóth, J., 1999, Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations: *Hydrogeology Journal*, v. 7, p. 1-14