

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Vulcanismo en la secuencia evaporítica de la Formación Minas Viejas, Galeana N.L.

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Presenta

EUSEBIO FEDERICO LOERA GARCÍA

Linares, Nuevo León

Julio de 2016

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Vulcanismo en la secuencia evaporítica de la Formación Minas Viejas, Galeana N.L.

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

EUSEBIO FEDERICO LOERA GARCÍA

Vo.Bo. Comité de titulación

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

Dr. Fernando Velasco Tapia

Dr. Uwe Jenchen

Linares, Nuevo León

Julio de 2016

¿Es que el hombre no tiene derecho al sudor de su propia frente?

¡No!, exclama el hombre del Vaticano. ¡Pertenece a Dios!

Yo rechazo todas esas ideas.

¡El hombre elige!

Para mi cerebro matemático, de números puros, pensar en la vida extraterrestre es algo del todo racional. El verdadero desafío es descubrir cómo podrían ser estos extraterrestres.

Stephen Hawking

Mi desgracia no es consecuencia de mi manera de pensar, sino de la de los demás.

Marqués de Sade

Dedicatoria

A mis padres Josefina Gracia Medina y Federico Loera Saldaña, por haberme apoyado durante toda mi formación universitaria, ¡Gracias! Por su tiempo, amor, comprensión, trabajo y sacrificios. Con ayuda de eso he llegado hasta aquí.

A Mi hermano José Fermín Loera García ¡Gracias! Por ayudarme en mis malos y buenos momentos y por enseñarme que no importa lo que haga: las cosas se deben hacer bien.

A mi novia Jessica Briseño Pineda, te dedico esto con todo mi amor y cariño. ¡Gracias! Por estar siempre presente, por apoyarme, darme fuerzas y ánimos, sin ti no hubiese concluido esta etapa.

A mis hermanos: Melissa González González y Jorge Iván Garza González, gracias por el apoyo y por enseñarme que siempre podré contar con ustedes y que, a pesar de no contar con la misma sangre, estarán siempre presentes en mi vida.

Agradecimientos

Primeramente, agradezco a mi asesor de tesis al **Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández**, por ayudarme en todo momento a sacar esto adelante, por los regañones que nunca serán suficientes, por los consejos que me ha brindado. Ha sido un privilegio contar con su guía y ayuda.

Al **Dr. Fernando Velasco Tapia**, por el apoyo durante la realización de la presente tesis, todas sus clases, regañones y motivaciones siempre han sido de ayuda durante toda mi carrera.

Al **Dr. Uwe Jenchen** por ayudarme en todo este camino con sus comentarios, ayudas y sugerencias. Además, por el apoyo de todos los análisis químicos realizados.

Al CONACyT, ya que sin su apoyo en cada paso de la investigación este proyecto no hubiese sido posible.

A todo el personal docente de la Facultad de Ciencias de la Tierra: **Dr. Francisco Medina Barrera (Director)**, Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, Dr. Gabriel Chavez Cabello, Dr. Javier Aguilar Perez, Dra. Yolanda Pichardo Barrón, Dr. José Rosbel Chapa Guerrero, Dr. Carlos Aguilar Madera, M.C. Andrés Ramos Ledezma, M.C. Federico Viera Decida, Ing. Ana María Garza Castillo, a todos, por ayudarme durante la realización de mi tesis, por todas las clases, ayudas y sugerencias infinitamente ¡Gracias!

A todo el personal administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra del área escolar y archivo.

A todos mis compañeros de Posgrado Angélica María Martínez Solís, Raúl Gerardo Medina Pedraza, Immer Ramírez Rodríguez, Edgar Gilberto Paz Martínez, Edith Gómez Mancha, Jesica Reyes y Rocío Sosa.

A Adrián Salinas Jasso, Darío Torres, Eduardo Alemán, Gerardo Vargas Contreras, Moisés Casas Peñas, Manuel Lingonio y Siboney Treviño García, ¡Gracias por todo!

A mis amigos, Melissa Gonzáles Gonzáles, Jorge Iván Garza Gonzáles, Luis Jaime Constante Martínez, Santos García, José Fernando Flores Paras, Pedro de Jesús Daniel Gonzáles Palacios, Edgar Omar Juárez, Raymundo Daniel Vega Aranda, Jesús Ángel Quiroga Aranda, Alfredo Gonzáles, Alejandro Gonzáles, Michelle Alejandro Gutiérrez Suarez ¡Gracias!

CONTENIDO

1	Introducción	1
1.1	Generalidades	1
1.2	Localización del área de estudio	5
1.3	Características geológicas del área de estudio	7
1.4	Carbonatitas	7
1.4.1	Introducción	7
1.4.2	Magmas Carbonatíticos	8
1.4.2.1	Mineralogía	9
1.4.2.2	Clasificación	9
1.4.3	Importancia petrológica	11
1.4.4	Génesis	12
1.4.5	Reportes de carbonatitas en México	13
1.4.5.1	Rancho el Picacho (Tamaulipas)	13
1.4.5.2	Villa Ahumada, Chihuahua	14
1.4.5.3	Galeana (Nuevo León)	14
1.5	Hipótesis	15
1.6	Objetivos y metas	16
1.6.1	Objetivos	16
1.6.2	Metas	16
1.7	Metodología	16
1.7.1	Métodos ICP-MS y OES	18
2	Geología Regional	21
2.1	Introducción	21
2.2	Geodinámica de la Sierra Madre Oriental	21
2.2.1	Elementos tectónicos presentes en el Noreste de México	21
2.2.1.1	Provincias tectónicas	22
2.2.2	Tectónica en el Noreste de México	25
2.2.2.1	Paleozoico Tardío, reconstrucción de Pangea	25
2.2.2.2	Triásico Tardío a Calloviano, etapa de rift	25
2.2.2.3	Cretácico	27
2.3	Formación Minas Viejas	27

2.3.1	Descripción estratigráfica	28
2.3.1.1	Localidad Tipo.....	28
2.3.1.2	Descripción	28
2.3.2	Miembro La Nieve.....	28
2.3.2.1	Localidad Tipo.....	28
2.3.2.2	Descripción	28
2.3.3	Miembro Tranquitas.....	29
2.3.3.1	Localidad Tipo.....	29
2.3.3.2	Descripción	29
2.3.4	Miembro La Cruz	29
2.3.4.1	Localidad Tipo.....	29
2.3.4.2	Descripción	29
2.3.5	Miembro La Chimenea	30
2.3.5.1	Localidad Tipo.....	30
2.3.5.2	Descripción	30
2.3.6	Miembro Cañón de Lobos	30
2.3.6.1	Localidad Tipo.....	30
2.3.6.2	Descripción	30
2.3.7	Miembro Los Cuervos.....	31
2.3.7.1	Localidad Tipo.....	31
2.3.7.2	Descripción	31
2.3.8	Miembro Las Mulas	31
2.3.8.1	Localidad Tipo.....	31
2.3.8.2	Descripción	31
2.3.9	Miembro La Primavera	31
2.3.9.1	Localidad Tipo.....	31
2.3.9.2	Descripción	32
2.3.10	Miembro Loma Larga	32
2.3.10.1	Localidad Tipo	32
2.3.10.2	Descripción.....	32
2.3.11	Miembro Cerro Conchudo	32
2.3.11.1	Localidad Tipo	32
2.3.11.2	Descripción.....	32
2.3.12	Miembro El Yeso	33

2.3.12.1	Localidad Tipo	33
2.3.12.2	Descripción.....	33
2.3.13	Miembro El Potosí	33
2.3.13.1	Localidad Tipo	33
2.3.13.2	Descripción.....	33
2.3.14	Modelos depositacionales de evaporitas.....	33
3	Vulcanismo Jurásico	38
3.1	Estratigrafía del Anticlinal El Potosí.....	38
3.2	Geología del Miembro La Primavera.....	42
3.3	Geología de La Enramada	42
3.4	Componentes del Miembro La Primavera	44
3.4.1	Sección estratigráfica del Miembro La Primavera (Cerro Largo)	44
3.4.1.1	Caliza laminar:	45
3.4.1.2	Toba volcánica alterada con cristales de hematita:.....	45
3.4.1.3	Toba volcánica con esferulitas y pómez	46
3.4.1.4	Toba Rosácea.....	47
3.4.1.5	Toba cristalina con litofisas	48
3.4.1.6	Toba volcánica cristalina gris:	49
3.4.1.7	Toba soldada:	50
3.4.2	Sección estratigráfica del Miembro La Primavera (Cañón Arroyo Colorado)	52
3.4.2.1	Toba microcristalina alterada	53
3.4.2.2	Toba feldespática con pómez	53
3.4.3	Sección estratigráfica Miembro La Primavera (La Agüita).....	55
3.4.3.1	Yesos de la Fm. Minas Viejas	56
3.4.3.2	Toba con esferulitas y especularita.....	56
3.4.3.3	Arenisca volcanoclástica de grano fino	57
4	Petrografía	60
4.1	Análisis petrográfico	61
4.1.1	Petrografía Cerro Largo, La Mesita	61
4.1.1.1	Muestra: LM-01	61
4.1.1.2	Muestra: LM-02.....	62
4.1.1.3	Muestra: LM-03.....	64
4.1.1.4	Muestra: LM-04.....	65
4.1.1.5	Muestra: LM-05.....	67
4.1.1.6	Muestra: LM-06.....	68

4.1.1.7	Muestra: LM-07	69
4.1.1.8	Muestra: LM-08	71
4.1.1.9	Muestra: LM-09	72
4.1.1.10	Muestra: LM-10	74
4.1.1.11	Muestra: LM-11	75
4.1.1.12	Muestra: LM-13	76
4.1.2	Petrografía Arroyo Colorado, La Mesita	77
4.1.2.1	Muestra: LM-14	78
4.1.2.2	Muestra: LM-15	79
4.1.2.3	Muestra: LM-16	81
4.1.3	Petrografía La Agüita	82
4.1.3.1	Muestra: AG-01	82
4.1.3.2	Muestra: Ag-03	84
4.1.3.3	Muestra: Ag-04	85
4.1.4	Petrografía La Enramada	86
4.1.4.1	Muestra: EN-2	87
5	Geoquímica	88
5.1	Elementos mayores	88
5.1.1	Diagrama TAS	93
5.1.2	Diagrama AFM	94
5.1.3	Diagramas Harker	95
5.2	Elementos traza	98
5.2.1	Diagramas multielementos	98
5.3	Tierras raras (REE)	102
5.4	Diagramas de rocas alteradas	105
5.4.1	Diagrama Si_2O-Zr/TiO_2	105
5.4.2	Diagrama Zr/Ti-Nb/Y	106
5.4.3	Diagrama de discriminación Y-Zr	107
5.4.4	Diagrama de discriminación Th-Co	108
5.4.5	Diagrama Th-Ta-Yb(ppm)	109
5.4.6	Diagrama Th/Yb-Ta/Yb	110
5.5	Reacciones de isótopos de C y O,	111
5.6	Comentarios sobre la geoquímica	114

6	Modelo Geológico	114
6.1	Explicación del modelo.....	117
7	Conclusiones y recomendaciones	122
7.1	Conclusiones.....	122
7.2	Recomendaciones.....	125
8	Bibliografía	126

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1: Tabla estratigráfica de la Fm. Minas Viejas, con cada uno de los miembros propuestos por Cross (2012).....	4
Figura 1-2: Mapa de Galeana mostrando los afloramientos de rocas volcánicas señalando las áreas de estudio y el anticlinal el Potosí, Kroeger y Stinnesbeck (2003).....	6
Figura 1-3: Diagrama de clasificación química de carbonatitas. Tomado de Le Bas y Streckeisen (1991.)	10
Figura 1-4: Vista ampliada de un espectrómetro de masas y cada uno de sus componentes. Tomado de Thomas (2001).	19
Figura 2-1: Elementos tectónicos regionales del noreste de México (Goldhammer, 1999; modificado).....	24
Figura 2-2: Configuración paleogeografía en el Oxfordiano/ Kimerigiano temprano (Kroeger y Stinnesbeck, 2003).....	35
Figura 2-3: Espectro de ambientes sedimentarios, mostrando la diferencia entre una marisma evaporítica y un salar. Warren (2006).....	36
Figura 3-1: Mapa geológico del Anticlinal el Potosí. En el núcleo afloran rocas triásicas mientras que hacia los flancos afloran rocas jurásicas y en dirección noreste/suroeste inicia la secuencia marina del Cretácico. Así mismo en este mapa se señala el área de interés. (Modificado de Cross, 2012).	39
Figura 3-2: Tabla estratigráfica de la Fm. Minas Viejas, donde se describe a detalle cada uno de los miembros propuestos por Cross (2012), se puede apreciar también la localización exacta de las rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes a la Fm. Minas Viejas. Modificado de Cross (2012).....	41
Figura 3-3: Mapa geológico del área de estudio, donde se muestra las formaciones que afloran en el lugar además de las zonas de muestreo, y las zonas donde aflora el Miembro La Primavera. Modificado de Cross (2012).	44
Figura 3-4: Muestra de la caliza laminar con una falla inversa, que incluye estratos arcillosos de coloración parda con ligero desplazamiento.	45
Figura 3-5: Toba volcánica altamente alterada a carbonatos: calcita, dolomita y siderita. A) Nódulos de hematita presentes en roca fresca, B) Veta de carbonatos y C) cristales idiomorficos de hematita (4 mm aprox.).....	46
Figura 3-6: Toba volcánica con fiamme y microlitofisas. A) Muestra de toba cristalina con fiamme y microlitofisas, B) Contacto del afloramiento entre la toba volcánica y la toba alterada con nódulos de hierro.	47
Figura 3-7: Toba volcánica rosácea alterada. Esta unidad es masiva y presenta una ligera alteración con vetillas. A) Toba rosada con una pequeña oquedad parda,	

símbolo de su alteración. B) Muestra de mano de toba con ondulaciones por flujo piroclástico, y vetillas de alteración.	48
Figura 3-8: Toba volcánica cristalina, afloramiento masivo con un espesor aproximado de 3 m. Esta unidad en contraste con la unidad anterior, no presenta marcas de ondulación. A) Afloramiento, toba rosácea con alteración a tonos naranja. B) Litofisas abundantes principalmente rellenas de cuarzo y calcita en algunos sectores, presencia de fiamme aislado y en menor proporción.	49
Figura 3-9: Toba gris masiva y fina. A) Afloramiento de la toba aproximadamente 10 m, B) Microcristales de dolomita presentes en la roca.	50
Figura 3-10: Afloramiento de la toba soldada. Esta presenta un fracturamiento más intenso, y una coloración más clara en contraste con la unidad de las tobas grises. Contiene minerales reemplazados, y más abundante dolomita, calcita y siderita. Las oquedades presentes en esta unidad son el resultado de un reemplazamiento de los minerales primarios, posiblemente feldespatos.	51
Figura 3-11: Sección estratigráfica de las unidades perteneciente al Miembro La Primavera en el Cerro Largo. En este perfil se muestra en detalle la distribución de las unidades, así como el espesor aproximado y en que unidad se recolectaron muestras.	52
Figura 3-12: Contacto basal de la toba microcristalina con los yesos de la Fm. Minas Viejas. Las tobas se encuentran alteradas posiblemente por el contacto con las evaporitas, durante el evento eruptivo.	53
Figura 3-13: Tobas con matriz feldespática, roca masiva de coloración morada con una matriz criptocristalina, A) Afloramiento de la toba feldespática en campo y en contacto con una unidad de tobas gris. B) Zona de contacto con las tobas feldespáticas; en la transición se pueden observar gran cantidad de minerales de fierro, como es el caso de la siderita los minerales tenían tamaño de hasta 10 mm.	54
Figura 3-14: Sección estratigráfica perteneciente al Miembro La Primavera, en donde se describen un paquete de aproximadamente 16 m de tobas en contacto directo con la Fm. Minas Viejas y de donde se realizó muestreo. Basado en Cross (2012).	55
Figura 3-15: Afloramiento de las evaporitas de la Fm. Minas Viejas, A) marcas de chicken wire presentes en las evaporitas y marcas de karstificación, B) Presencia de azufre en el yeso.	56
Figura 3-16: Afloramiento de las tobas, A) Laminación por la depositación de caída de la toba, B) Vetillas de cuarzo con rellenos de cristales de hematita, en este caso especularita.	57
Figura 3-17: Afloramiento de la unidad, A) fracturamiento de la roca así como la alteración, la diferencia de tonalidades nos habla del cambio textural en el	

- tamaño de grano en este caso de la arenisca volcanoclástica, B) estructura encontrada donde se puede apreciar un fragmento de roca carbonatada que está rodeada de una roca silíceas, también se pueden apreciar las oquedades de los minerales previos de la roca volcánica..... 58
- Figura 3-18: Perfil de la Agüita, en donde se aprecia el contacto con las unidades las evaporitas se encontraban tanto en la parte basal como en el techo de la estructura, las zonas donde se realizó el muestreo y el espesor de estas 4 unidades..... 59
- Figura 4-1: La muestra presenta una textura de grano fino, con una matriz carbonatada. La roca está dominada por la matriz en su totalidad, y presenta gran cantidad de minerales de feldespato (Fs) dispersos por toda la roca. Se puede apreciar la característica de este mineral casi en su estado tabular, el cual es idiomórfico. A) Se puede observar cristales creciendo a partir de otro mineral y algunos con corrosión posiblemente por el ambiente de formación, B) La mayoría de los minerales tiene un promedio de lado de casi 5 mm, y un maclado Carlsbad. El término autógeno nos señala que estos minerales fueron creados durante la misma depositación de esta caliza. Muestra LM-01 NX..... 62
- Figura 4-2: La textura observada es una textura de granos grueso en algunos casos de hasta .8 mm, la mayor parte de estos granos son de dolomita, calcita y siderita. A) Dolomitas idiomórficas sideritizadas por la presencia de hierro en la muestra. B) Sectores de gran cantidad de feldespatos con golfos de corrosión y con maclado, además de la presencia minerales de hematita como minerales opacos. Muestra Lm-02 NX..... 63
- Figura 4-3: La roca presenta una textura porfirítica, presenta zonas de alteración, así como zonas donde se preserva la roca. A) Zona de menor alteración en donde se puede observar la presencia de cuarzo xenomórfico (Qz) así como la presencia de clorita (C) en pequeñas proporciones, B) Zona de alteración en donde se observa la alteración a carbonatos debido a la disolución de los feldespatos (Fs)..... 65
- Figura 4-4: La roca presenta una textura porfirítica, dentro de esta roca hay divisiones e inicios de alteración, A) En esta sección se puede apreciar el inicio de la alteración y los cristales de siderita idiomórficos. B) Roca sin presencia de alteración la abundancia de cuarzo, feldespato de mayor abundancia, así como los cristales de clorita están en mayor proporción..... 66
- Figura 4-5: La muestra presenta una textura fina. A) Se observa los cristales xenomórficos de cuarzo dentro de la roca y la presencia de epidota dentro de la matriz vítrea, B) Se puede observar el crecimiento de los cristales de feldespato dentro de un cristal xenomórfico de cuarzo, los cristales de feldespato generalmente son idiomórficos y algunos presentan golfos de corrosión. 68
- Figura 4-6: Roca con textura porfirítica y con microcristales de cuarzo y feldespato. A) Fragmento de pómez aislado y fragmentos de cuarzo y feldespato en la

matriz. B) Dolomita hipidiomórfica, así como minerales de feldespato y cuarzo xenomórficos e hipidiomórficos.	69
Figura 4-7: Cristales de dolomita y siderita dentro de una matriz criptocristalina, A) Cristales de dolomita con núcleos oxidados por fierro, esto producto de la alteración, los óxidos de fierro son de forma similar al cristal que están reemplazando. B) Cristal de siderita idiomórfico el cual presenta un crecimiento anormal y presenta vestigios de la matriz dentro del cristal.	70
Figura 4-8: Cristales de dolomita, siderita y cuarzo en una matriz criptocristalina. A) Cristales de dolomita dentro de una matriz criptocristalina, con presencia de oxidación en su núcleo, también se puede observar microcristales de cuarzo distribuidos por toda la roca y un microcristal de clorita. B) Cristales de dolomita y siderita hipidiomórficos con bordes desgastados y el grado de oxidación más avanzado. Los cristales aun preservan marcas de la matriz criptocristalina. ...	72
Figura 4-9: Cristales de dolomita y siderita dentro de una matriz microcristalina. A) Cristales de dolomita hipidiomórficos con crecimiento los cuales presentan golfos de corrosión, también se encuentran microcristales de feldespato en la matriz. B) Cristal de dolomita crecido con cristales de siderita en su interior, también se pueden observar que los cristales de siderita tienen en su núcleo óxidos de fierro.	73
Figura 4-10: Cristales de dolomita en una matriz vítrea. A) Cristal crecido de dolomita con un relieve claramente alto. B) Cristales de siderita en una matriz microcristalina posiblemente de feldespatos, además de feldespatos aislados que se encuentran distribuidos en la roca.	75
Figura 4-11: cristales idiomórficos de dolomita en una matriz microcristalina, A) Cristales idiomórficos e hipidiomórficos de dolomita, B) Cristal de dolomita con centro de siderita causado por la alteración, cristales de feldespato dentro de un cristal hipidiomórfico crecido de dolomita, se pueden observar microcristales por toda la roca de feldespato y cuarzo, NX.	76
Figura 4-12: Cristales crecidos de dolomita con intercalaciones de cristales de siderita. A) Intercalaciones de siderita dentro de los cristales xenomórficos más grandes de dolomita, B) Cristales de siderita idiomórficos e hipidiomórficos resultado de la alteración.	77
Figura 4-13: Cristales de feldespato en la muestra, A) Cristal de feldespato hipidiomórfico, dentro de la matriz microcristalina, B) cristales de feldespato xenomórficos los cuales presentan alteración y algunos pequeños golfos de corrosión, cristales de epidota de coloración amarillo/pardo, esparcidos por toda la muestra.	79
Figura 4-14: Cristales aislados de feldespato y cuarzo, A) Cristales de feldespatos embebidos en una matriz criptocristalina de feldespato y cuarzo, B) Microcristal de cuarzo hipidiomórfico embebido en la matriz.	80

Figura 4-15: Microcristales de cuarzo dentro de la muestra, A, B) Microcristales de cuarzo embebidos en la matriz criptocristalina.....	82
Figura 4-16: Cristales de carbonato embebidos en una matriz microcristalina, A) Cristales de siderita totalmente alterados con una coloración parda e hipidiomórficos a xenomórficos, B) Cristal de siderita con golfos de corrosión símbolo de la alteración en contacto con cristales de gran tamaño de dolomita.	83
Figura 4-17: Cristales de cuarzo y feldespatos xenomórficos en la muestra, A) Se pueden observar cristales homogéneos de feldespatos, pero los cuales presentan formas que indican que fueron retransportados B) Cristales con bordes casi redondeados de cuarzo y feldespato, marcando así una evidencia más fuerte del transporte. Los cristales en su totalidad son de cuarzo y feldespato los pequeños microcristales marón encontrados son epidotas.	85
Figura 4-18: Muestra de lámina delgada de la arenisca volcániclaística, A) Clasto con textura porfirítica dentro de la lámina, se puede observar el comportamiento de los minerales bordeando el clasto. B) Cristales de feldespatos de gran tamaño xenomórficos causados por la transportación.	86
Figura 4-19: Muestra de lámina delgada de la traquita, en donde se puede observar A) Orientación de los microcristales producida por el flujo de lava, B) Cristales tabulares de feldespatos con la misma orientación de la matriz.	87
Figura 5-1: Diagrama TAS (álcalis vs sílice), propuesto por Le Bas et al. (1986), en donde se puede observar la clasificación química del volcanismo de la zona de estudio.....	94
Figura 5-2: Diagrama ternario AFM, en donde cada extremo se muestra una componente de álcalis, magnesio y fierro, diagrama propuesto por Kuno (1968).	95
Figura 5-3: Diagramas de variación de Harker, para las rocas de La Mesita (Cerro Largo y Arroyo colorado), La Agüita, y La Enramada.....	97
Figura 5-4: Diagrama multielemental de la localidad la Mesita, en la sección Arroyo Colorado, de donde se analizaron 3 muestras. Diagrama tomado de Rollinson, 1993.	100
Figura 5-5: Diagrama multielemental de la localidad denominada La Agüita. Diagrama obtenido de Rollinson (1993).	100
Figura 5-6: Diagrama multielemental de la localidad La Mesita en la sección Cerro Largo. Diagrama obtenido de Rollinson (1993).	101
Figura 5-7: Diagrama multielemental de la localidad La Enramada en la sección Cerro Largo. Diagrama obtenido de Rollinson (1993).	101

Figura 5-8: Diagrama REE normalizados contra condrita para el Cerro Largo (Nakamura, 1974).	103
Figura 5-9: Diagrama REE normalizados contra Condrita para El Arroyo Colorado (Nakamura, 1974).	103
Figura 5-10: Diagrama REE normalizados contra Condrita para La Agüita (Nakamura, 1974).	104
Figura 5-11: Diagrama REE normalizados contra Condrita para La Enramada (Nakamura, 1974).	104
Figura 5-12: Diagrama SiO ₂ -Zr/TiO ₂ , para rocas volcánicas alteradas, en donde BA= Basaltos alcalinos, Sub-BA= Sub-basaltos alcalinos, TrAn= Traquiandesitas, Bas/Traq/Nef= Basanitas, Traquibasánitas, Nefelinitas, Com/Pam= Comenditas y Pantelleritas, tomado de Floyd y Winchester (1978).	106
Figura 5-13 Diagrama Zr/Ti-Nb/Y, para rocas volcánicas alteradas en donde la mayoría de las muestras está en el espacio de la riodacita, propuesto por Floyd y Winchester, 1978.	107
Figura 5-14: Diagrama de discriminación en base a elementos inmóviles como el yodo y el zircón (Y/Zr), este diagrama es utilizado para la determinación de la afinidad magmática en rocas volcánicas alteradas. Modificado de MacLean y Barrett (1993).	108
Figura 5-15: Diagrama de discriminación y clasificación para rocas volcánicas alteradas, en donde se muestran ambientes IAT (arco de isla toleítico), CA (Calco-alcalino), H-K (Calco-alcalino con alto potasio), tomado de Hastie et al, 2007.	109
Figura 5-16 Diagrama de discriminación tectonomagmática, en donde se observa que las muestras para las distintas localidades están en el rango de margen continental activo. (Gorton y Schandal, 2002).	110
Figura 5-17 Diagrama de discriminación Th/Yb-Ta/Yb, tomado de Pearce 1982.	111
Figura 5-18 Diagrama δ ¹⁸ O _{SMOW} vs. δ ¹³ C _{PDB} % de los carbonatos analizados en el miembro La Primavera en La Mesita. Obtenido de Jones et al. (2013).	113
Figura 6-1: Configuración del jurásico tardío para el Noreste de México, se puede observar el margen del arco magmático cordillerano. Stern y Dickinson (2010).	115
Figura 6-2: Eventos tectónicos asociados al Noreste de México, en donde se detallan los eventos, se puede observar la actividad del Arco Nazas, durante el Jurásico Tardío, y se ubica a que tiempo estaría asociado el evento volcánico del miembro La Primavera. Stern y Dickinson, (2010).	118

Figura 6-3: Modelo geodinámico de una erupción freatoplíniana. Este modelo está asociado para la génesis de las tobas del Miembro La Primavera dentro de la Fm. Minas Viejas. Se propone que la explosión fue puntual, debido a esto las proporciones pequeñas del Miembro. Modificado de Stern y Dickinson (2010).
..... 119

Figura 6-4: Correlación entre el Triásico superior hasta el Cretácico temprano, desde el noreste-norte de México hasta el suroeste de Arizona, la estrella señala espacialmente donde está ubicado el vulcanismo del Miembro La Primavera, Lawton (2014). 120

Figura 6-5: Mapa ilustrando el margen de arco continental correspondiente al arco Nazas el cual atraviesa México desde Sonora (NO), hasta Tamaulipas (NE), la estrella señala donde se encuentra ubicado espacialmente el Miembro La Primavera, Lawton (2014). 121

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1-1: Coordenadas geográficas del área de estudio.....	5
Tabla 3-1: Ubicación de los puntos de muestreo de rocas volcánicas en la Formación Minas Viejas Áreas: LM: La Mesita, LA: La Agüita, EN. La Enramada	43
Tabla 4-1: Muestra: LM-01	61
Tabla 4-2: Muestra: LM-02	62
Tabla 4-3: Muestra: LM-03	64
Tabla 4-4: Muestra: LM-04	65
Tabla 4-5: Muestra: LM-05	67
Tabla 4-6: Muestra: LM-06	68
Tabla 4-7: LM-07	69
Tabla 4-8: Muestra: LM-08	71
Tabla 4-9: Muestra: LM-09	72
Tabla 4-10: Muestra: LM-10	74
Tabla 4-11: Muestra: LM-11	75
Tabla 4-12: Muestra: LM-13	76
Tabla 4-13: Muestra LM-14	78
Tabla 4-14: Muestra. LM-15	79
Tabla 4-15: Muestra: LM-16	81
Tabla 4-16: Muestra: AG-01	82
Tabla 4-17: Muestra: AG-03	84
Tabla 4-18: Figura. AG-04.....	85
Tabla 4-19: Muestra EN-2	87
Tabla 5-1: Tabla de elementos mayores menores y traza para las rocas volcánicas de las localidades, en donde Agüita AG, Cerro Largo (CL), Arroyo Colorado (AC) y Enramada (EN).....	90
Tabla 5-2: Valores de isotopía para las muestras de La Mesita.....	113

RESUMEN

La columna estratigráfica de la Sierra Madre Oriental incluye una Formación del Jurásico (Oxfordiano) denominada Minas Viejas, la cual está formada por carbonatos y evaporitas. En la última década, se han reportado rocas volcánicas dentro de esta unidad y este miembro fue denominado La Primavera.

Originalmente se tenía la hipótesis que asociaba este vulcanismo a eventos carbonatíticos, correlacionados a la expansión del Golfo de México, y que estas rocas habían sido emplazadas dentro de la Formación Minas Viejas. Esto se debió a que las rocas presentan un alto contenido en carbonatos, tales como calcita, dolomita y siderita. Esto agregado a la masividad de los cuerpos, dio pie a la interpretación de que se trataban de rocas carbonatíticas dentro de la Formación Minas Viejas.

Sin embargo, estudios mineralógicos y geoquímicos han permitido descartar que se trata de rocas carbonatíticas. Más bien son rocas volcánicas que se encuentran altamente alteradas por el medio en el cual fueron generadas. La Formación Minas Viejas es una unidad evaporítica formada en mayor parte por carbonatos y sulfatos, que constituyen un ambiente geoquímico agresivo para la generación de estas rocas.

La presente tesis se enfocó en el estudio petrológico de las rocas volcánicas del Miembro La Primavera. Estas se componen principalmente de tobas y rocas vulcanosedimentarias, así como como areniscas epiclásticas.

Se propone un modelo genético para estas tobas, asociándolas a un evento final del arco Nazas, posiblemente freatoplíniano, el cual generó una gran estela de ceniza la cual fue sindeposicional a la Formación Minas Viejas.

ABSTRACT

Sierra Madre Oriental stratigraphic column includes a Jurassic formation (Oxfordian) called Minas Viejas, which consists of carbonates and evaporites. Within the last decade, volcanic rocks have been reported within this unit, being called La Primavera member.

Originally this volcanism was associated to carbonatitic events related to the the Gulf of Mexico expansion. These rocks should be emplaced within the Minas Viejas Formation. Because the rocks are rich in carbonates such as calcite, dolomite and siderite, this added to the massiveness of the bodies, led to the hypothesis that the rocks were carbonatites within the Minas Viejas Formation.

However, mineralogical and geochemical studies have ruled out as carbonatites that they are not carbonatitic rocks. Rather they represent altered volcanic rocks. Minas Viejas Formation is an evaporite unit formed mainly of carbonates and sulfates, adding a factor of an aggressive geochemical environment for the generation of these rocks.

This work focused on the petrological analysis to determine rock type and its petrogenesis. La Primavera Member is mainly composed by altered tuffs and epiclastic sandstones.

A genetic model for the formation of these tuffs, a petrogenetic model is proposed, in which the tuffs where originated by pheatroplinian event linked to the Nazas arc. The volcanic products, mainly ashes, where syndepositional to the gypsum and limestone of the Minas Viejas Formation.

1 Introducción

1.1 Generalidades

La Sierra Madre Oriental (SMO) es una cordillera producto del levantamiento y deformación de rocas sedimentarias principalmente mesozoicas y de su basamento heterogéneo. Por otra parte, el desarrollo del frente plegado y cabalgado ocurrió durante el periodo de deformación Laramídica al que De Csema (1960) denominó Hidalgoense (Eguiluz et al 2000).

Por otra parte, el área de Galeana se encuentra situada geológica y morfológicamente en un alto estructural de la SMO, a una altura aproximada de 1,700 msnm. Sus afloramientos están conformados por rocas del Triásico tardío al Cretácico. Las rocas más antiguas están comprendidas por secuencias de lechos rojos del denominado Grupo Huizachal, que son sobreyacidas por secuencias sulfatadas y carbonatadas del Jurásico.

De esta forma, el Triásico tardío y el Jurásico temprano en la SMO están referidos como el Grupo Huizachal, siendo constituido por las siguientes formaciones:

- Fm Alamar: Compuesta de limolita, arenisca, arenisca-conglomerática, e intercalaciones mal ordenadas con madera petrificada de color rojizo, aproximadamente del Triásico tardío (Barboza et al., 2008).
- Formación La Joya: Está compuesta por un conglomerado de 5 a 20 m. contiene areniscas y lutitas. Es una Formación no fosilífera, pero puede ser datada como Oxfordiana (Kroeger y Stinnesbeck, 2003).
- Formación La Boca: Constituida de lutita, limolita y arenisca (Mixon et al., 1959; Imlay et al., 1948; Carillo Bravo, 1961; Belcher, 1979; Michalzik, 1988, 1991; Salvador, 1991b; Rueda-Gaxiola et al., 1993a; Rueda-Gaxiola, 1999; y Barboza-Gudino et al., 1999). Esta unidad roja tiene un

espesor aproximadamente de 200 m, sin que aflore su base. Además, afloran limolitas rojas a ocre con interestratificaciones de tobas de grano fino del mismo color, conglomerados, areniscas conglomeráticas, riolitas, ignimbritas y lavas con una edad de 189 a 193 Ma. (Barboza et al., 2008).

Por encima de estas unidades se encuentra la Formación Minas Viejas, la cual fue formalmente introducida por Humphrey (1956) para describir paquetes de yesos, calizas, dolomías y limolitas intercaladas. Götte (1990) le asignó una edad del Calloviano al Oxfordiano. De acuerdo a sus características litológicas esta formación se depositó en aguas someras con una fuerte evaporación.

Más recientemente, Cross (2012) describió la Formación Minas Viejas y la dividió como una sucesión evaporítica-carbonatada con once miembros, en donde cada componente se ajustó al código estratigráfico de Norte América (Figura 1-1).

De acuerdo a Kroeger y Stinnesbeck (2003) el Miembro Las Minas, dentro de la Formación Minas Viejas, está constituido por calizas rojas con un espesor aproximadamente de 20 a 30 m. Estas son packstones y grainstone con peloides, los cuales probablemente se tratan de pellets fecales.

Entre las regiones de La Primavera y San Marcos se encuentran estas calizas de color rojo, en donde el contenido faunístico disminuye (bivalvos *nannogyra* y gasterópodos *nerineideos*). Los cristales detríticos de albita están presentes en estas capas rojas constituyendo aproximadamente el 50% de ellas. Estos individuos son de menos de 0.1 mm, de hábito tabular y con maclas Carlsbad. Los feldespatos contienen bordes redondeados, los cuales indican transporte y redepositación.

Cross (2012) describió que el Miembro Las Minas no constituye una unidad estratigráfica, sino que la dividió en varios miembros: Miembro Tranquitas, La Chimenea Cuervos y Loma Larga,

El Miembro La Primavera está constituido por rocas alcalinas volcánicas de edad probablemente Oxfordiana. Este miembro tiene un espesor aprox. de 20 m, mostrando intercalaciones con calizas. La base de este miembro está compuesta por rocas con una alteración propilítica, contienen fenocristales de feldespato hipidiomórfico de aprox. 3 mm de diámetro los cuales están reemplazados por dolomita en una matriz microcristalina cuarzo-feldespática (Kroeger y Stinnesbeck, 2003).

Las rocas sedimentarias del miembro son de color rojo, se trata de calizas y areniscas compuestas por cuarzo, feldespato y hematita. Las rocas volcánicas son grises a verdes con una textura afanítica conteniendo fenocristales de cuarzo y feldespato también se encuentran pseudomorfos de carbonatos (Kroeger y Stinnesbeck, 2003).

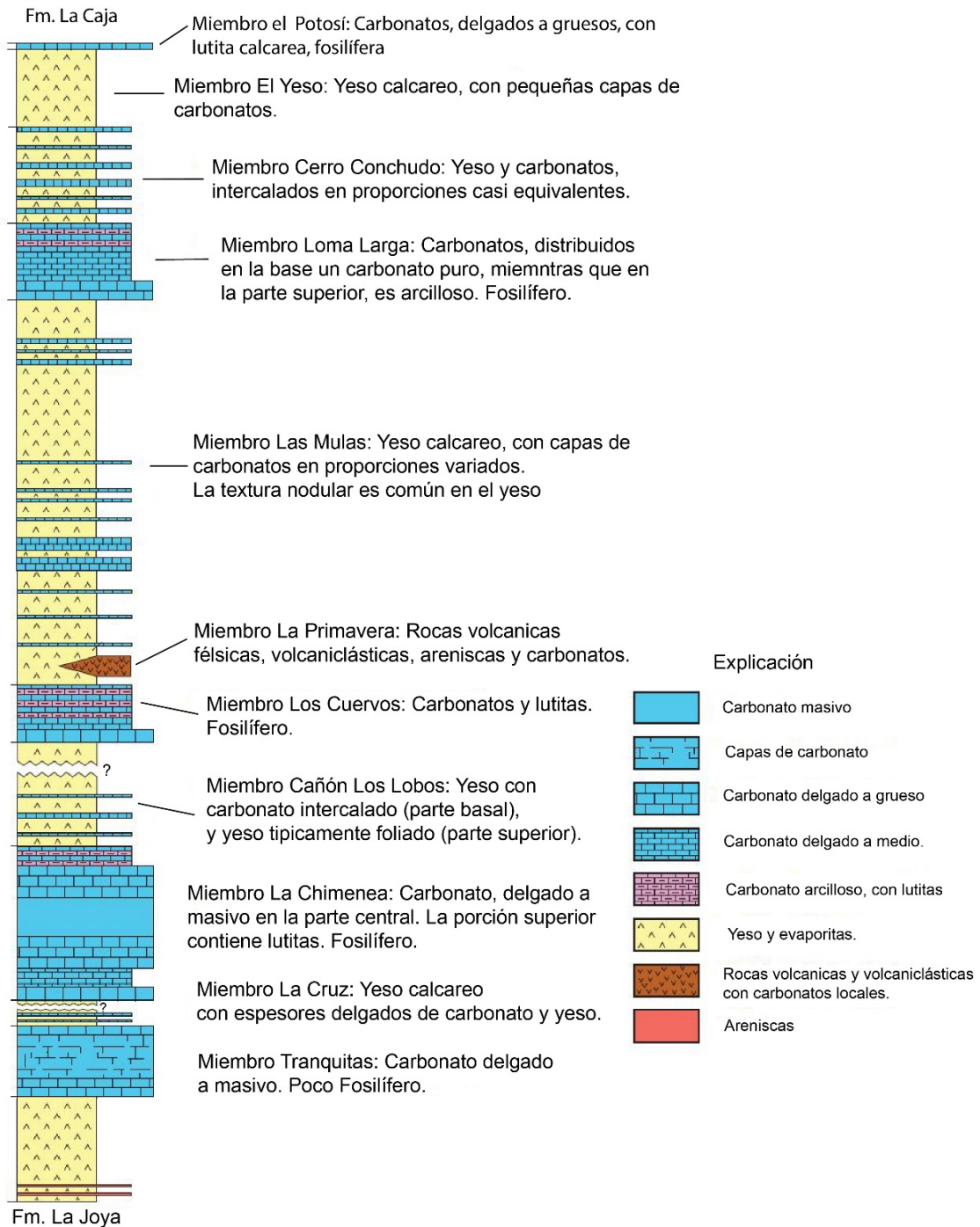


Figura 1-1: Tabla estratigráfica de la Fm. Minas Viejas, con cada uno de los miembros propuestos por Cross (2012).

1.2 Localización del área de estudio

Los cuerpos carbonatados que incluyen rocas volcánicas de la secuencia oxfordiana se encuentran situados en el Anticlinal El Potosí, Galeana N.L. el cual está dentro de la provincia geológica de la Sierra Madre Oriental (Figura 1-2).

El acceso los cuerpos carbonatados del Miembro La Primavera se da a través de la carretera estatal 58, por medio del poblado denominado La Mesita, el cual se ubica a un costado de esta carretera y permite el acceso a los diferentes puntos tales como el Cerro Largo y Cañón Arroyo Colorado (Tabla 1-1).

Del mismo modo para obtener acceso al siguiente sector llamado La Agüita, es por medio del poblado con el mismo nombre ubicado varios kilómetros al norte de la carretera.

Tabla 1-1: Coordenadas geográficas del área de estudio.

#	Localidad	Este	Norte	Msnm
1	La Mesita	386102	2730902	2,144
2	La Agüita	384788	2732927	2151

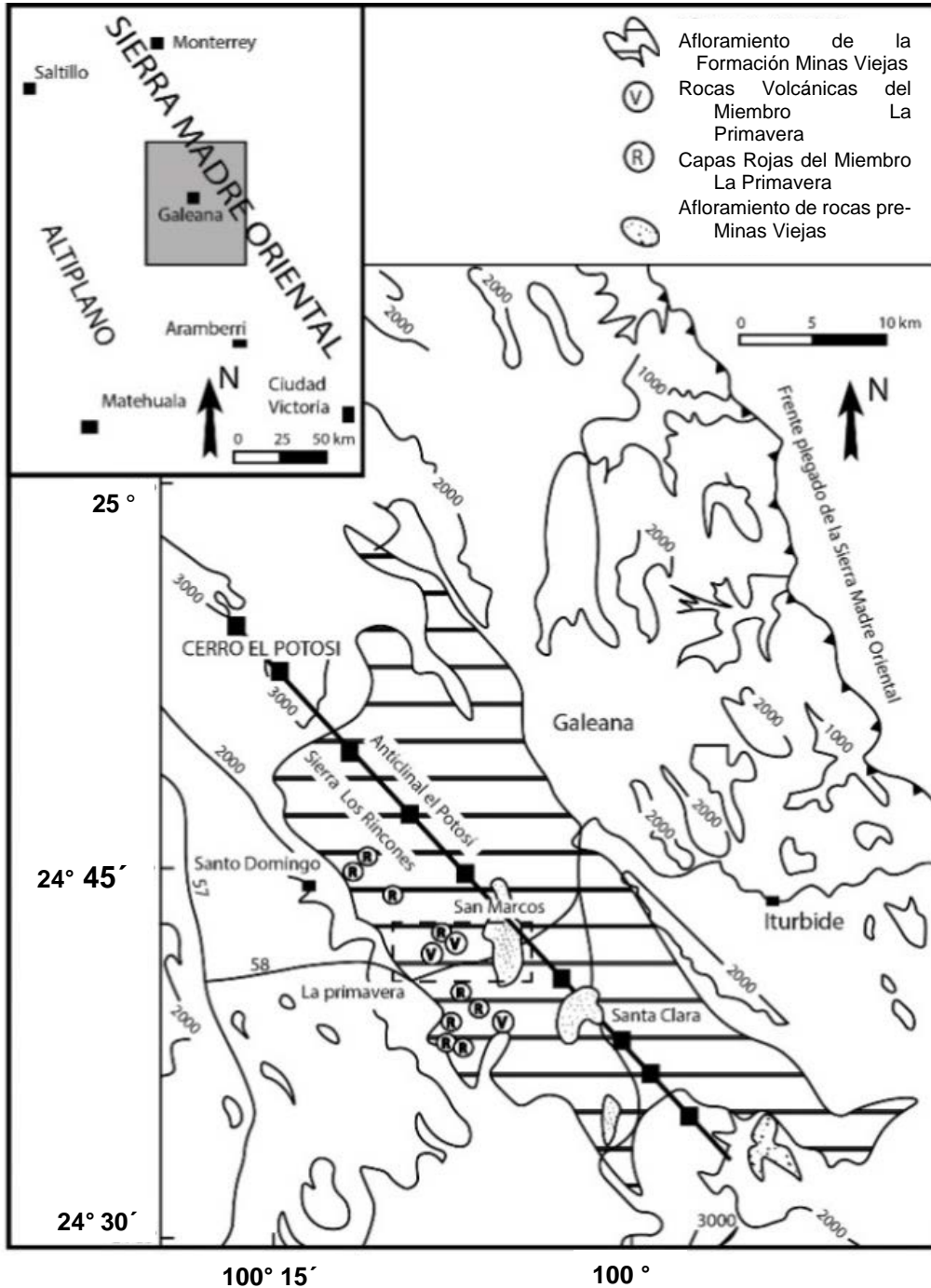


Figura 1-2: Mapa de Galeana mostrando los afloramientos de rocas volcánicas señalando las áreas de estudio y el anticlinal el Potosí, Kroeger y Stinnesbeck (2003).

1.3 Características geológicas del área de estudio

El Anticlinal El Potosí es un levantamiento que buza hacia el NW. Este anticlinal deja expuesta un área de la zona de despegue del Jurásico superior (Oxfordiano) que pertenece a las evaporitas. Alrededor del Anticlinal El Potosí, la zona de despegue de la falla abarca varios kilómetros y las rocas post-Oxfordianas han sido removidas para dejar así expuestas las rocas de la zona de despegue.

Dentro del Anticlinal El Potosí se encuentra la Formación Minas Viejas la cual está compuesta de yeso-anhidrita, carbonato y en algunas zonas con sucesiones de rocas volcánicas félsicas y volcanoclásticas (Götte, 1988, 1990; Kroeger y Stinnesbeck, 2003).

1.4 Carbonatitas

1.4.1 Introducción

La principal interpretación de las rocas del Miembro La Primavera fue documentada por Kroeger y Stinnesbeck (2003), quienes propusieron que dicho vulcanismo estaba asociado a un evento carbonatítico relacionado a la expansión del Golfo de México.

Las carbonatitas son rocas poco comunes y en las últimas décadas han sido altamente estudiadas. Su génesis aún se encuentra en debate, pero actualmente se han propuesto algunos mecanismos fundamentales (Carmody, 2012).

Estas rocas ígneas pueden tener ocurrencias de todo tipo: intrusiva, extrusiva, en forma de diques, etc. por definición estas deben tener una composición modal \geq 50% de carbonatos (Streckeisen, 1980; Le Maitre, 2002; Woolley, 1982).

Son consideradas “exóticas” por su escasez, aunque se tienen reportes de más de 500 ocurrencias a nivel mundial. Actualmente son encontradas en todos los continentes incluyendo la Antártica, pero la mayoría son encontradas en África,

Brasil, Canadá y Rusia. Alrededor del 50% de las carbonatitas están asociadas a ambientes extensionales, como sistemas de rift (Bell, 2001).

Recientemente, han sido definidas y clasificadas de acuerdo a Mitchell (2005) en dos grandes grupos: carbonatitas primarias y carbonatitas de residuos carbótermas. De acuerdo a esta clasificación, las carbonatitas primarias pueden llegar a ser divididas en grupos asociados a nefelinitas, kimberlitas y derivados del manto. Las carbonatitas de residuos carbótermas, son formadas por fundidos de baja temperatura derivados de cuerpos magmáticos dominados por carbonatos, pero que a la par contienen una gran cantidad de agua y flúor (Carmody, 2012).

1.4.2 Magmas Carbonatíticos

De acuerdo con la IUGS (*International Union of Geological Sciences*), las carbonatitas se definen como rocas ígneas con más del 50 % modal de carbonatos. Éstas se encuentran típicamente formando cuerpos hipabisales como diques y sills, pero también constituyen aparatos volcánicos además se asocian a rocas alcalinas silicatadas (Barker, 1990).

La base de datos más actualizada incluye 527 ocurrencias de carbonatitas a través del mundo. La mayor parte de carbonatitas conocidas son encontradas en zonas de rift (Por ejemplo, Rift de África del Este) o en zonas intermedias a rifts (Carmody, 2012).

Estas litologías han sido reconocidas por muchos años como una clase importante de rocas ígneas, gracias a su composición y su mineralogía inusual. Estas han ganado una atención considerable de los petrólogos alrededor del mundo especialmente después de la última mitad del siglo pasado.

Los magmas carbonatíticos están asociados a zonas extensionales, estudios recientes han revelado ocurrencias de carbonatitas en contacto con cinturones orogénicos.

Las condiciones necesarias para la producción de magmas carbonatíticos se establecieron para el final del Arqueano y su producción fue incrementándose con el tiempo.

1.4.2.1 Mineralogía

Las carbonatitas tienen una composición mineralógica compleja, habiéndose reportado más de 300 especies minerales, incluyendo minerales ricos en hierro y Tierras Raras (REE). Su gran capacidad de almacenamiento de REE y la alta solubilidad hace que estas rocas contengan una mineralogía tan compleja.

Comúnmente están compuestas de calcita, dolomita, ankerita, siderita, nantrolita, sodalita, apatito, barita, fluorita, flogopita, olivino, magnetita, hematita, titanita, piroxenos, anfíbol y, en algunas ocasiones, pueden incluso llegar a presentar vermiculita, thorita y monazita, también contienen minerales como zirkelita, la baddeleita, calzitita, entre otros, que son minerales que contienen REE.

1.4.2.2 Clasificación

1.4.2.2.1 Carbonatitas Primarias

Las carbonatitas son rocas que se pueden dividir en cuatro grupos de acuerdo a su clasificación modal, la división más importante carbonatitas está basada principalmente en su composición mineralógica y química (Figura 1-3).

- **Calcocarbonatita**, en la cual el carbonato principal es calcita. Si es de grano grueso puede ser llamada sovita y alvikita si es de grano muy fino o medio.

- **Dolocarbonatita**, el carbonato principal es la dolomita, puede ser llamada beforsita.
- **Ferrocarnatita**, carbonatitas en donde predominan principalmente los carbonatos de hierro como la siderita.
- **Natrocarnatita**, carbonatitas que reportan altos niveles de sodio, potasio y calcio.

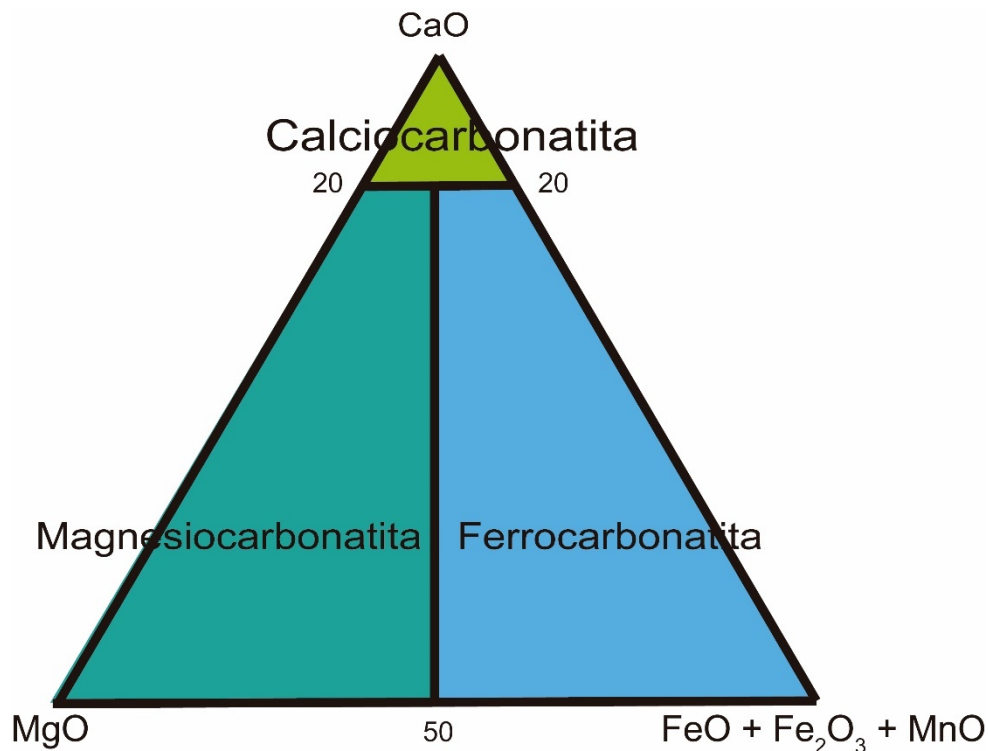


Figura 1-3: Diagrama de clasificación química de carbonatitas. Tomado de Le Bas y Streckeisen (1991.)

1.4.2.2 Carbonatitas residuales o carbótermas

Las carbonatitas residuales o carbótermas están asociadas comúnmente a rocas potásicas plutónicas por ejemplo en Mountain Pass (California), Rocky Boy

(Montana), Little Murun (Yakutia), etc. La característica común de estas rocas es su asociación con litologías sieníticas potásicas sobresaturadas y altas abundancias de tierras raras asociadas a carbonatos (Mitchell, 2005).

Estas carbonatitas están consideradas comúnmente como rocas magmáticas pero realmente su origen es un residuo carbótermal derivado de la cristalización fraccionada de un magma potásico (Mitchell, 2005). Se dividen en dos grupos:

- **Carbonatitas sódicas**, carbonatitas residuales o carbo (hidro) termales, que están asociadas principalmente a sienitas peralcalinas, y a menudo contienen altos contenidos de sodio y calcio y tierras raras.
- **Carbonatitas de REE-F**, muestran un alto contenido de REE, Sr y Nb y están asociadas principalmente a vetas, estas son producidas principalmente por fluidos volátiles emplazados en la corteza superior.

1.4.3 Importancia petrológica

Las carbonatitas aportan una gran cantidad de datos a la petrología ya que están enriquecidas en elementos traza. Además, estas rocas son vías importantes para traer a la superficie xenolitos del manto, los cuales son de gran importancia ya que aportan información para el entendimiento de la composición interna de la Tierra, en particular del manto (Rock, 1991).

La química de las carbonatitas es caracterizada por el enriquecimiento extremo de elementos traza, incluyendo una alta concentración de lantánidos (REE). El enriquecimiento en elementos de campo fuerte (HFSE), tales como el niobio y el tántalo.

1.4.4 Génesis

Actualmente se han propuesto tres teorías importantes para explicar el origen de las carbonatitas:

- Subproductos durante la fusión parcial de nefelinita o melililita (Gittins, 1989; Gittins y Jago 1998). Esta teoría se basa en un magma nefelinítico rico en CO₂, el cual estabiliza los carbonatos y permite la cristalización de estos.

La producción de magma carbonatítico a partir de un magma nefelinítico por cristalización fraccionada pudiera generar una variedad de rocas intermedias entre nefelinitas y carbonatitas.

- Fundidos primarios del manto generados por fusión parcial de peridotitas ricas en CO₂ (Wallace y Green 1988; Sweeney 1994; Harmer y Gittins 1998; Harmer et al. 1998; Ying *et al.* 2004). Este modelo se basa en la idea que Na₂CO₃ se forma a partir de un componente jadeítico del clinopiroxeno, así como también por la solución sólida calcita-dolomita. El manto carbonatado es metasomatizado por fluidos ricos en F que transportan Nb, P, REE, Sr y fundentes para formar magma carbonatado.
- Inmiscibilidad de fundidos saturados en CO₂ fraccionados de fundidos silicatados (Freestone y Hamilton 1980; Amundsen 1987; Kjarsgaard y Hamilton 1988, 1989; Brooker y Hamilton 1990; Kjarsgaard y Peterson 1991; Church y Jones 1995; Lee y Wyllie 1997; Dawson 1998; Halama *et al.* 2005; Brooker and Kjarsgaard 2011). Este modelo ha sido propuesto por Le Bas (1977, 1981, 1987) y explica que las rocas se formaron por la separación de una fase líquida inmiscible rica en CO₂ de otra fase líquida nefelinítica. Ambas provienen de una misma fuente a altas profundidades.

1.4.5 Reportes de carbonatitas en México

Las carbonatitas en México han sido encontradas en diferentes localidades que incluyen Tamaulipas, el Norte del estado de Chihuahua y Galeana N.L. de acuerdo a Kroeger y Stinnesbeck (2003).

1.4.5.1 Rancho el Picacho (Tamaulipas)

Ramírez-Fernández y Keller (1997): Estos autores realizaron estudios dentro de la localidad del rancho El Picacho para dar una explicación petrogenética de las rocas carbonatíticas. La interpretación se basó en el análisis de datos petrográficos y geoquímicos.

El Picacho es un complejo magmático del Paleógeno de tipo anular de aproximadamente 9 km² que se localiza en la parte occidental de la Sierra de Tamaulipas, a 70 km de Ciudad Victoria. Dicho complejo geológico está emplazado en un valle elíptico bordeado por calizas de la Formación Tamaulipas Superior. El complejo consta principalmente de gabros alcalinos bordeados de manera irregular por cuerpos subhorizontales de granitos y de sienitas nefelínicas. El centro del complejo pertenece a un cuello el cual está compuesto por rocas nefelínicas (sienitas nefelínicas, ijolitas, melteigitas, entre otras).

En el Picacho existen por lo menos dos afloramientos de carbonatitas ricas en Th e Y. El primero corta a las rocas nefelínicas y en el otro donde se emplazaron los gabros. Las primeras, soevitas, son de grano grueso y contienen calcita y óxidos de hierro en bandas, además de pirita, calcedonia, cuarzo, siderita y basanita (La y Ce). Por otro lado, las segundas, alikvitas, contienen calcita, ankerita, pirita, plagioclasa, ilmenorutilo, siderita y por lo menos tres tipos de minerales enriquecidos en REE.

Fueron clasificadas utilizando un diagrama triangular CaO-(FeO + Fe₂O₃ +MnO)-MgO, según Woolley y Kempe (1989) de acuerdo a este esquema las rocas serían ferrocarbonatitas (soevitas) y calciocarbonatitas (aliquitas).

1.4.5.2 Villa Ahumada, Chihuahua

Nandigam (2000): Las carbonatitas que han sido identificadas a los alrededores de Villa Ahumada, al norte de Chihuahua, México, ocurren como stocks, cuerpos de brecha, diques y rellenos de fracturas. Estas rocas están enriquecidas en zinc y elementos de tierras raras ligeras (LREE).

1.4.5.3 Galeana (Nuevo León)

Kroeger y Stinnesbeck (2003): Estos autores propusieron la existencia de rocas volcánicas sindeposicionales a la Formación Minas Viejas. Productos volcánicos como cristales de feldespatos redepositados y capas de ceniza son componentes asociados del Miembro Las Minas y el Miembro La Primavera dentro de la Formación Minas Viejas y fueron utilizados en el estudio para correlacionarlos.

La mineralogía de las rocas volcánicas es muy inusual, la paragénesis mineral en el miembro La Primavera se limita a dolomita, calcita, cuarzo, y hematita. Las rocas de La Mesita pueden ser el resultado de metasomatismo sódico ya que es posible que la textura original de la roca se conserva durante el proceso de fenitización.

De acuerdo a dichos autores el magmatismo carbonatítico está asociado al alto contenido de carbonatos en las rocas del Miembro La Primavera. El vulcanismo carbonatítico comúnmente se relaciona a un rift continental en respuesta a un levantamiento litosférico, y zonas de fallas importantes. Esto apoya una conexión entre las etapas finales del vulcanismo oxfordiano en la zona del miembro La Primavera en Galeana y la expansión del Golfo de México.

Cross (2012): Realizó un intenso mapeo en la zona de Galeana en donde describió el Miembro La Primavera. En su tesis sugiere que las rocas del Miembro La Primavera presentan alteración que pudo haber sido producto del emplazamiento en un ambiente geoquímico agresivo, descartando así la posibilidad de un vulcanismo carbonatítico.

De acuerdo a este autor los flujos piroclásticos emplazados en entornos marinos poco profundos suelen absorber grandes cantidades de vapor (Cas y Wright, 1987). En este caso, el vapor se deriva de la ebullición de agua de mar hipersalina o de los fluidos de los poros de las rocas subyacentes. Después de su emplazamiento los fluidos continúan infiltrándose en la pila volcánica durante el enfriamiento. Estos fluidos representan una fuente rica en Mg, Ca, y CO₂ para la formación de dolomita durante la alteración.

1.5 Hipótesis

Existen dos puntos de vista para la naturaleza de las rocas volcánicas del Miembro La Primavera, pero ninguno de los dos está plenamente comprobado por datos geoquímicos.

Kroeger y Stinnesbeck (2003), sugieren que las rocas volcánicas del Miembro La Primavera están relacionadas a un vulcanismo carbonatítico.

Cross (2012), sugiere que estas rocas son producto de una alteración geoquímica debido al ambiente agresivo que predominaba durante la génesis de estas rocas volcánicas.

La hipótesis versa que son rocas volcánicas carbonatadas, y de acuerdo al ambiente tectónico en ese tiempo, potencialmente se tratan de carbonatitas.

1.6 Objetivos y metas

1.6.1 Objetivos

El propósito del estudio de las rocas volcánicas del miembro La Primavera es establecer su petrología a partir del análisis de la información de campo, petrografía y geoquímica.

1.6.2 Metas

Para llegar al posible modelo y génesis de las carbonatitas se realizarán diferentes estudios a las rocas y la zona de interés:

1. Cartografía de los cuerpos geológicos encontrados en la zona
2. Muestreo de forma sistemática de las rocas volcánicas dentro de las áreas de interés.
3. Análisis petrográfico de las rocas volcánicas
4. Análisis geoquímicos de muestras selectas
5. Interpretación petrológica, a partir de la Integración de datos geológicos petrográficos y geoquímicos
6. Propuesta de modelo petrológico para las rocas volcánicas en relación con el marco geodinámico.

1.7 Metodología

- **Consulta bibliográfica:** Se realizó una búsqueda continua de literatura adecuada que guardara relación con el tema a investigar. Después se

realizó una selección entre los artículos encontrados y del mapa geológico adecuado, en este caso la carta G14-C66 San José de Raíces, (Servicio Geológico Mexicano, 2007)

- **Cartografía geológica del área de estudio:** Se realizó un mapeo geológico con el propósito de entender, localizar y puntuar las áreas de estudio, identificar las litologías presentes y corroborar los mapas tanto el de Kroeger y Stinesbeck (2003), como la carta geológica G14-San José de Raíces.
- **Muestreo:** El muestreo se realizó de forma sistemática dentro de las localidades de La Mesita y La Agüita, en donde se extrajeron muestras de tamaño considerable para todos los procesos que se utilizarían para la obtención de datos, es decir; la elaboración de láminas delgadas y la extracción de muestra triturada para la geoquímica.
- **Preparación de muestras para láminas delgadas:** Se prepararon alrededor de 30 muestras en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. El procedimiento que se llevó a cabo fue el estándar que consiste en preparar una muestra de roca en forma de cubo con una cortadora adiamantada para obtener el tamaño adecuado. Posteriormente se llevó a cabo el pulido el cual sirve para eliminar alguna huella de corte y obtener el plano más liso. Después el pegado de la superficie con el portaobjetos con resina epóxica. El bloque se corta nuevamente para que alcance un espesor mínimo, y para finalizar se realiza un desbaste con polvos abrasivos de # 800 hasta llegar al pulido adecuado de 30 μm .
- **Petrografía:** Este método consiste en la caracterización y el reconocimiento de minerales a través del microscopio, en este caso se utilizó un microscopio marca Leica, a partir de sus características visuales

y sus asociaciones minerales tanto como sus texturas se reconocieron las rocas del estudio.

- **Geoquímica en laboratorios ACME:** La geoquímica fue llevada a cabo en ACME Labs, en donde se utilizó el método ICP-MS también conocido como Espectroscopía de Plasma-Masa Inductivamente Acoplada, para determinar elementos mayores y traza.

1.7.1 Métodos ICP-MS y OES

- **ICP-MS**

Es un método de alta resolución que permite la detección de concentraciones de elementos mayores y traza en el orden de partes por millón (Schäfer, 2006; Kamber y Webb, 2007).

La técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo ICP-MS, del nombre en inglés (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), es una variante de las técnicas de análisis por espectrometría de masas. Las ventajas principales de esta técnica radican en la alta precisión y los bajos límites de detección.

En este método el plasma (Ar) se energiza (ioniza) con una bobina electromagnética por calentamiento e inducción (Figura 1-4), y contiene una concentración suficiente de iones y electrones para hacer el gas eléctricamente conductor. Incluso un gas parcialmente ionizado en que se ioniza tan poco como 1% de las partículas puede tener las características de un plasma (es decir, la respuesta a los campos magnéticos y alta conductividad eléctrica). Los plasmas utilizados en el análisis espectroquímico son eléctricamente neutrales, con cada carga positiva en un ion equilibrada por un electrón libre. En estos plasmas los iones positivos son casi todos de una sola carga y hay pocos iones negativos, por lo que

hay cantidades casi iguales de iones y electrones en cada unidad de volumen de plasma (Thomas, 2001).

Para maximizar la temperatura del plasma (y por lo tanto la eficiencia de ionización) y la estabilidad, la muestra debe ser introducida a través del tubo central con poco líquido (disolvente) como sea posible.

Debido a las temperaturas a las que es sometido el plasma una proporción significativa de los átomos de los elementos químicos se ionizan, cada átomo pierde su electrón para formar un ion de una sola carga. La temperatura de plasma se selecciona para maximizar la eficiencia de ionización, para elementos con una alta energía de ionización hasta elementos con una baja energía de ionización.

En el núcleo el plasma alcanza temperaturas de hasta 10,000 °K, el nebulizador perfora el plasma y las moléculas de muestra son calentadas por conducción y radiación cuando atraviesan el plasma anular.

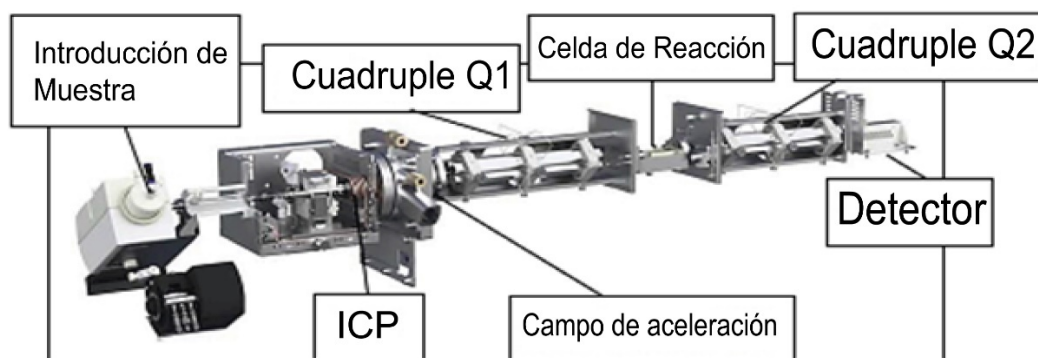


Figura 1-4: Vista ampliada de un espectrómetro de masas y cada uno de sus componentes. Tomado de Thomas (2001).

En el centro del canal se alcanzan temperaturas de 5,000 a 7,000 °K el plasma de Ar excita los átomos presentes en la muestra a un estado M^+ (iones). Conociendo la temperatura en el canal central y los valores de las primeras energías de ionización, se sabe que la mayoría de los elementos se ionizarán y aquellos átomos con valores inferiores a 10 eV lo harán en más de un 50% (Thomas, 2001).

- **ICP-OES**

El plasma de acoplamiento inductivo (ICP) es una fuente de ionización que junto a un espectrofotómetro de emisión óptico (OES) constituye el equipo de ICP-OES.

En esta técnica, la introducción continua de la muestra líquida y un sistema de nebulización forma un aerosol que es transportado por el argón a la antorcha del plasma, acoplado inductivamente por radio frecuencia. En el plasma, debido las altas temperaturas generadas, los analitos son atomizados e ionizados generándose los espectros de Emisión atómicos de líneas características. Los espectros son dispersados por la red de difracción y el detector sensible a la luz se encarga de medir las intensidades de las líneas.

2 Geología Regional

2.1 Introducción

Una de las provincias geológicas en México es la Sierra Madre Oriental. Eguluz (2001) la denominó como un rasgo orográfico, formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana, que emerge de la Planicie Costera del Golfo de México con alturas que sobrepasan los 2,500 msnm, la cual tiene más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud.

La Sierra Madre Oriental se ha denominado como una cordillera con un relieve abrupto el cual se debe a la deformación de rocas mesozoicas. Esta provincia geológica descansa sobre un basamento que varía desde gneises precámbricos, esquistos paleozoicos, lechos rojos de edades triásico-jurásico. Sobre esta base se depositaron evaporitas oxfordianas y una potente secuencia de paquetes de calizas cretácicas.

2.2 Geodinámica de la Sierra Madre Oriental

El basamento de la Sierra Madre Oriental consiste en una serie de rocas que varían en litologías y edades desde gneises precámbricos en el Anticlinorio Huizachal Peregrina, Tamaulipas, esquistos preoxfordianos que aparecen en diversas zonas como Aramberri, N.L. y Miquihuana, Tamaulipas y sedimentos Paleozoicos pertenecientes al Anticlinorio Huizachal Peregrina, Estas rocas están fuertemente deformadas y transportadas ya que son pertenecientes a orogenias previas (Goldhammer, 1999).

2.2.1 Elementos tectónicos presentes en el Noreste de México

La configuración estratigráfica y tectónica en el noreste de México representa una evolución compleja, debido a la gran cantidad de eventos que están asociados a esta región (Goldhammer, 1999).

Los lechos rojos son evidencia de que en el noreste de México existió un rifting durante el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio, el cual fue contemporáneo con los estadios tempranos del rompimiento de Pangea y un arco magmático que se establece en el centro y el norte de México (Barboza-Gudiño, 1999).

Sintectónicamente al evento de rifting, se inició la actividad magmática del arco continental del Jurásico (Arco Nazas), con rocas volcánicas félsicas intermedias, flujos piroclásticos de la Formación Nazas, las cuales están expuestas en el centro-norte y noreste de México y estas sobreyacen directamente a las rocas siliciclásticas del Triásico Superior (Zavala, 2012).

Subsecuentemente a la apertura del Golfo de México se estableció un margen pasivo durante Cretácico y tuvo lugar la depositación de la secuencia estratigráfica del Noreste de México. Todos estos eventos culminaron con la deformación Laramídica en el Cretácico tardío-Paleógeno (Goldhammer, 1999).

2.2.1.1 Provincias tectónicas

Diversos autores han dividido a México en provincias tectonoestratigráficas (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004) en función de sus rasgos y características estratigráficas. En el del noreste de México se encuentran algunas de estas provincias tectonoestratigráficas.

- 1) Bloque Coahuila: Esta provincia se caracteriza por que contiene domos que reflejan deformación Laramídica de baja intensidad principalmente en los carbonatos del Cretácico, el bloque contiene un basamento rígido en el cual la estratigrafía es de intrusivos de granitos y granitoides del Pérmico y el Triásico. Dichas intrusiones representan un sistema de islas que fue creado al sur de la orogenia Ouachita Marathon.

- 2) El cinturón cabalgado y plegado de la Sierra Madre Oriental: Está caracterizado por anticlinales elongados que buzan de este a oeste y se curvan hacia el sur. Los sectores de deformación están principalmente en las secuencias de las rocas del Triásico superior (rift) y las rocas del Cretácico.
- 3) Las evaporitas del Calloviano fueron depositadas en una cuenca restringida. Esto fue debido a que durante este periodo la cuenca se encontraba entre lo que se conoce como el archipiélago de Tamaulipas al sureste y el bloque de Coahuila al Noroeste (Figura 2-1).

Dentro de la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental existen estudios acerca relacionados con la deformación Laramídica, el rol de las evaporitas del Calloviano como una zona de despegue, el acortamiento lateral tectónico. (Goldhammer, 1999).

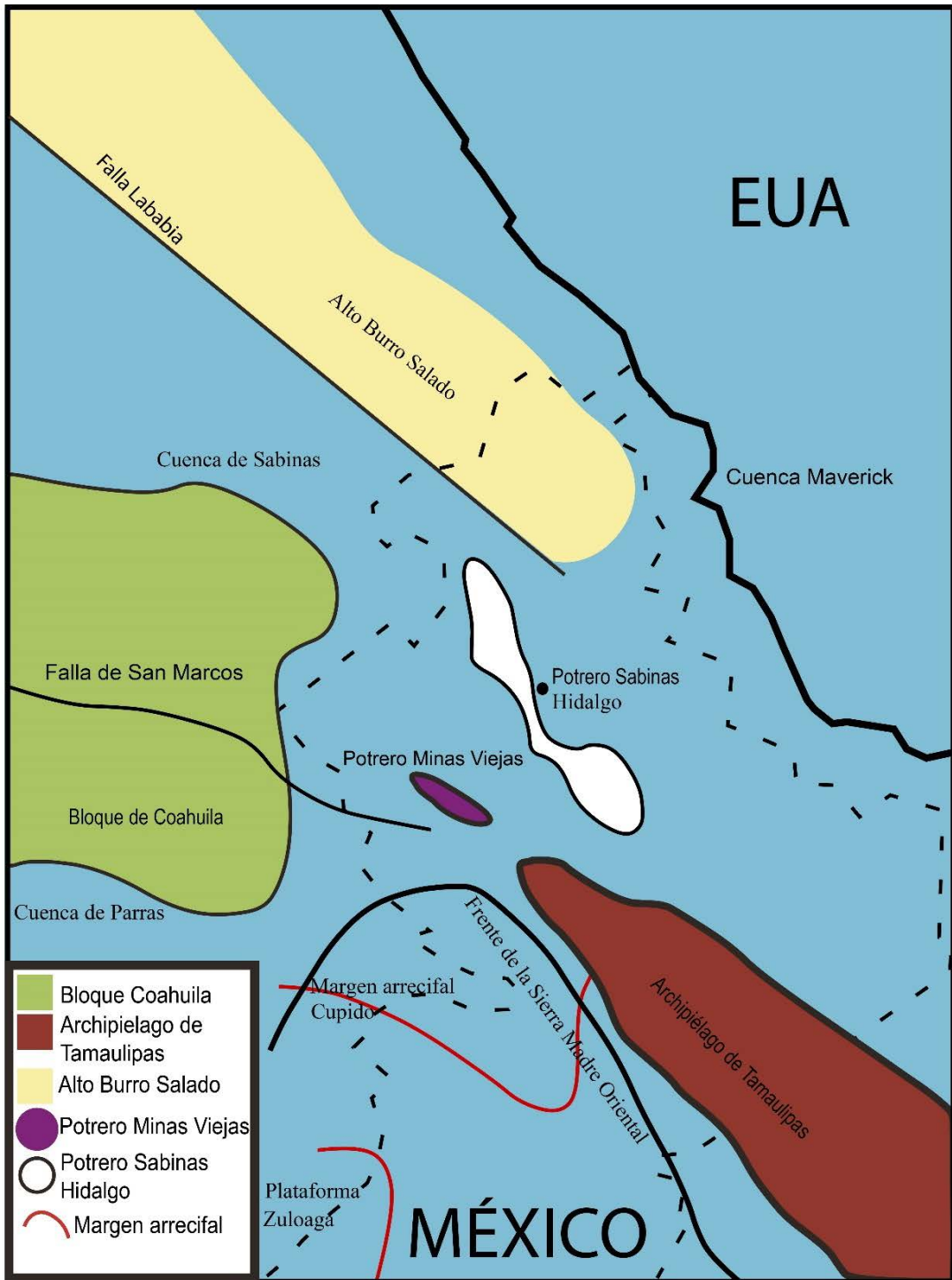


Figura 2-1: Elementos tectónicos regionales del noreste de México (Goldhammer, 1999; modificado).

2.2.2 Tectónica en el Noreste de México

Los depósitos mesozoicos del Golfo de México corresponden a un margen divergente formado durante la extensión de Pangea, acompañado de la ruptura y la expansión del piso oceánico y la migración de varias placas tectónicas frías. Se han propuesto varios escenarios para la configuración de las placas y sus movimientos. (Goldhammer, 1999)

2.2.2.1 Paleozoico Tardío, reconstrucción de Pangea

Los patrones estructurales de los bloques de basamento, tuvieron una influencia posterior en la estratigrafía del Mesozoico en el noreste de México. Los efectos se vieron reflejados desde el Mississípico tardío hasta el Pérmico temprano con la sutura de Ouachita Marathon en Norte América. (Salvador y Green, 1980; Pindel, 1985; Pindel y Barret, 1990). Esto dio como resultado, complejos metamorfizados y no metamorfizados del Pérmico-Carbonífero. Las zonas de sutura en el noreste de México están localizadas entre el cinturón orogénico Marathon y las rocas intrusivas del Bloque de Coahuila. (Goldhammer, 1999).

2.2.2.2 Triásico Tardío a Calloviano, etapa de rift

El periodo de rifting y de sedimentación inicial de Pangea, está caracterizado por unidades de basamento en el noreste de México que ocurren como “altos estructurales” (Bloque de Coahuila, Alto de Burro-Salado, Archipiélago de Tamaulipas) (Figura 2.1) y “bajos estructurales” (Cuenca de Sabinas, Cuenca de Parras). Las fallas generadas durante el Pérmico-Triásico en conjunción con las fallas dieron lugar a una serie de grabenes y semigrabenes. Esta morfología controló la distribución de las facies subsecuentes.

La sedimentación de rift y la actividad ígnea acompañada del fallamiento del bloque continental son factores que controlaron la estratigrafía. La secuencia de rift consiste en capas rojas de un espesor de 100 a 300 metros que se acumulan en los

grabenos, seguido por la depositación de las evaporitas con un espesor aproximado de 1000 metros (Goldhamer, 1999). La separación entre Norteamérica y Sudamérica durante el Calloviano provocó a que se inundaran las cuencas de rift.

En el Jurásico Superior, el Mar Tethisiano inundó áreas bajas, extensas y planas, donde se depositaron primero evaporitas de la Formación Minas Viejas, terrígenos y carbonatos, que formaron amplias plataformas interconectadas entre sí a través de canales separados por islas. Posteriormente estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos.

Hacia el Oxfordiano la Cuenca de Sabinas actuó primero como un paleogolfo y posteriormente durante del Tithoniano quedó comunicada con la cuenca de Chihuahua y flanqueada por plataformas cretácicas (Eguiluz, 2001).

Durante la expansión del piso oceánico en el Golfo de México en el Oxfordiano temprano (Bufler y Sawyer, 1985; Pindell, 1985) el bloque de Yucatán migró hacia el sur en dirección al archipiélago de Tamaulipas.

La depositación de la Formación Minas Viejas, con una estratigrafía de evaporitas en una cuenca restringida, ocurrió durante el Oxfordiano temprano y estas rocas marcan una incursión inicial del mar hacia el continente ya que la transgresión marina inundó las cuencas de rift restringidas que existían en ese periodo (Goldhammer, 1999).

2.2.2.3 Cretácico

Los procesos tectónicos involucrados en la apertura del Golfo de México dieron lugar a una condición de margen pasivo. Esto permitió el depósito de aproximadamente 2000 m de sedimentos en la región del noreste de México entre el Jurásico medio y el Cretácico Superior. Es importante señalar que la estructura del basamento y, posteriormente el evento Laramídico de fines del Cretácico controlaron el proceso de sedimentación (Goldhammer, 1999).

2.3 Formación Minas Viejas

Las sucesiones evaporíticas ocurren en cuencas sedimentarias alrededor del mundo. Las evaporitas son rocas que se forman cuando la cuenca marina se encuentra restringida durante largos períodos de tiempo (Cross, 2012).

Las unidades evaporíticas pueden acumularse durante las primeras etapas de incursiones marinas hacia la cuenca sedimentaria, o durante períodos futuros cuando la cuenca este aislada del océano global por el cambio del nivel del mar y/ o la formación de una barrera tectónica o sedimentaria. Las unidades evaporíticas más potentes son aquellas que se acumulan en cuencas que están restringidas o aisladas por una barrera tectónica. Estas son aquellas donde la evaporación de salmuera puede llegar generar de varios kilómetros de espesor de sal (Warren, 2006).

Una transgresión marina en el noreste de México tuvo lugar en el Jurásico temprano. Esta transgresión ocurrió durante los inicios del Calloviano en la región este-central de México, la cual se desarrolló hasta Monterrey-Salttillo en el Oxfordiano y hacia Chihuahua en el Kimerigdiano. (Cross, 2012)

2.3.1 Descripción estratigráfica

El término Formación Minas Viejas fue propuesto originalmente por Humphrey y Díaz (1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) para definir una secuencia de yeso (anhidrita) con lutita, arenisca y caliza que aflora en el Golfo de Sabinas.

2.3.1.1 Localidad Tipo

Humphrey y Díaz (1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003) toman como localidad tipo el Potrero de Minas Viejas ubicado a 45 km al noroeste de Monterrey, Nuevo León.

2.3.1.2 Descripción

Descripción: La Formación Minas Viejas consiste de yeso granular de color gris, blanco y café amarillento con intercalaciones de cuerpos lenticulares de lutita laminar calcárea gris oscura y caliza argilácea gris oscura. En Potrero de Obayos, el yeso es masivo y contiene intercalaciones de arenisca de color rojizo y amarillo. Hacia el sur de Monterrey consiste de una intercalación de lutita carbonosa y caliza en estratos laminares a medios con intercalaciones limoníticas (Díaz, 2003).

Cross (2012), realizó una descripción detallada de la unidad dividiéndola en once miembros:

2.3.2 Miembro La Nieve

2.3.2.1 Localidad Tipo

El Cerro La Nieve.

2.3.2.2 Descripción

Este miembro se encuentra dividido en 2 submiembros, el submiembro A y el submiembro B.

El submiembro A, está compuesto principalmente por yeso nodular en forma de mosaico, intercalaciones de areniscas de grano fino. Los nódulos presentes tienen una coloración de blanco a gris.

El submiembro B, está compuesto por milonitas de yeso foliado, textura parecida al mármol. Estas milonitas indican la zona de cizalla presente en el Miembro La Nieve.

2.3.3 Miembro Tranquitas

2.3.3.1 Localidad Tipo

San Pablo Tranquitas, poblado.

2.3.3.2 Descripción

Está compuesto principalmente por capas de carbonatos la mayoría no fosilíferas, contiene facies de carbonatos y limolitas. El contenido fósil que fue identificado en algunas capas consiste en braquiópodos, gasterópodos y bivalvos. Se identifican cristales de calcita pseudomorfos, reemplazando cristales de yeso.

2.3.4 Miembro La Cruz

2.3.4.1 Localidad Tipo

El Cerro La Cruz

2.3.4.2 Descripción

Está compuesto principalmente por yeso calcáreo, e intercalaciones de carbonatos, dichas intercalaciones están compuestas por carbonatos o calizas mudstone, con pseudomorfos de calcita abundante reemplazando cristales yesos.

2.3.5 Miembro La Chimenea

2.3.5.1 Localidad Tipo

El Cerro La Chimenea

2.3.5.2 Descripción

Está compuesto por una serie de carbonatos, y está dividido en submiembros. El Submiembro A está compuesto por carbonatos cristalinos con abundantes vetas de calcita. El Submiembro B está compuesto por carbonatos y arcillas principalmente. El Submiembro C contiene carbonatos de espesores medianos y con coloraciones variables. El Submiembro D contiene carbonatos masivos de coloración gris. El Submiembro E está compuesto por carbonatos de espesores variables similares al Submiembro C. El Submiembro F está compuesto principalmente de carbonatos masivos con textura similar a mármoles.

2.3.6 Miembro Cañón de Lobos

2.3.6.1 Localidad Tipo

Cañón de los Lobos

2.3.6.2 Descripción

Está compuesto principalmente de carbonatos con intercalaciones de yesos, dividido en 2 submiembros. El Submiembro A, tiene un espesor aproximado de 50 m y está compuesto por yesos los cuales típicamente son calcáreos.

El Submiembro B, está compuesto por yeso con intercalaciones de carbonatos, así mismo, los nódulos de yesos son apreciables.

2.3.7 Miembro Los Cuervos

2.3.7.1 Localidad Tipo

Cerro Los Cuervos

2.3.7.2 Descripción

Está compuesto principalmente por carbonato, carbonato arcilloso y lutita, este miembro presenta dos diferentes facies, la facie 1 es menos arcillosa y más plegada, mientras que la facie 2 es más arcillosa y tiene contenido fósil como amonites.

2.3.8 Miembro Las Mulas

2.3.8.1 Localidad Tipo

Arroyo Las Mulas

2.3.8.2 Descripción

La sección tipo de este miembro tiene un espesor aproximado de 300 m de yeso calcáreo con intercalaciones de carbonatos de aproximadamente 5m de espesor. La mayor parte de las intercalaciones de carbonatos son laminares y son limos mudstone. Algunas de las capas más delgadas, están compuestas por yeso carbonatado con abundantes pseudomorfos de calcita reemplazando cristales de yeso, estas capas contienen abundantes gasterópodos y bivalvos.

2.3.9 Miembro La Primavera

2.3.9.1 Localidad Tipo

Kroeger y Stinesbeck (2003), introducen el término “Miembro La Primavera” para describir discontinuidades laterales de rocas volcánicas y sedimentos volcanoclásticos, entre el poblado de San Marcos y La Primavera.

2.3.9.2 Descripción

La sección para el Miembro La Primavera tiene un espesor aproximado de 50 m y está compuesto principalmente por tobas, y rocas volcánicas como areniscas. Las tobas tienen una coloración que varía entre gris y verde y una transición irregular a tobas purpuras. Estas tobas contienen una matriz cuarzo feldespático y cristales de dolomita y siderita.

2.3.10 Miembro Loma Larga

2.3.10.1 Localidad Tipo

Rancho Loma Larga.

2.3.10.2 Descripción

La sección tipo para el miembro tiene un espesor aproximado de 60 m y este miembro contiene 2 Submiembros. El Submiembro A está compuesto de carbonatos no fosilíferos, mientras que el Submiembro B está compuesto por carbonatos más oscuros y una alta presencia de fósiles tales como bivalvos.

2.3.11 Miembro Cerro Conchudo

2.3.11.1 Localidad Tipo

El Cerro Conchudo.

2.3.11.2 Descripción

La sección tipo para este miembro tiene un espesor aproximado de 75 m y su composición principalmente es de carbonatos y yeso calcáreo. Dentro de las intercalaciones se pueden observar diferentes tipos de yeso tales como yeso

nodular, en forma de mosaico, entre otros. Además, este miembro los horizontes calcáreos son no fosilíferos.

2.3.12 Miembro El Yeso

2.3.12.1 Localidad Tipo

El Yeso es un asentamiento abandonado, a 1.4 km del poblado La Primavera.

2.3.12.2 Descripción

Este miembro tiene un espesor aproximado de 60 m de yeso calcáreo y presenta intercalaciones entre yesos, yesos carbonatados y carbonatos, los carbonatos intercalados presentes se encuentran en la base de la formación y tienen una coloración gris oscura además de ser laminares.

2.3.13 Miembro El Potosí

2.3.13.1 Localidad Tipo

Valle El Potosí

2.3.13.2 Descripción

Este miembro tiene un espesor aproximado de 6.3 m y contiene carbonatos y lutitas rojas intercaladas. La mayor parte de las capas de carbonatos son fosilíferas conteniendo fragmentos de braquiópodos o bivalvos.

2.3.14 Modelos depositacionales de evaporitas

Las facies carbonatadas y evaporíticas de la Formación Minas Viejas en la región de Galeana indican que fueron depositadas en una plataforma. Las evaporitas de

plataforma típicamente se acumulan a lo largo de cuencas sedimentarias y consisten de sulfato de calcio intercalado con carbonatos marinos (Warren, 2010).

Las evaporitas del Jurásico (Oxfordiano), pertenecientes a la Formación Minas Viejas, se acumularon durante periodos tempranos de transgresión marina hacia las cuencas del noreste de México (Goldhammer, 1999).

La halita se presenta en algunas sucesiones de plataforma (especialmente en zonas de cuencas intracratónicas), pero volumétricamente es menor que los sulfatos. Warren (2010) hizo una distinción entre dos tipos de sistemas de plataformas de “mega sulfatos”. En ambos sistemas, ocurren dos factores deposicionales.

1. Rampas evaporíticas (Figura 2-3): Marismas evaporíticas, las cuales consisten en “extensiones laterales, sabkhas, salinas y pantanos”.
2. Plataformas evaporíticas (Figura 2-3): Salares, los cuales literalmente son “ríos con marismas evaporíticas”.

Las marismas evaporíticas pueden formarse de forma independiente o a lo largo de salares. Los ambientes de tipo salar al contrario de los anteriores requieren una presencia continua de una barrera topográfica o hidrográfica, para que estas separen la cuenca evaporítica de la directa conexión con el agua marina (Figura 2-4). El nivel del mar tiene que oscilar entre rangos normales y restringidos, dando como resultado, una intercalación entre carbonatos y sulfatos (Cross, 2012).

Algunas de las facies características de la Formación Minas Viejas en la Sierra Madre Oriental, indican que existió un ambiente de plataforma evaporítico (Figura 2-2). Las marismas evaporíticas alternadas con ambientes marinos de plataforma, dan como resultado intercalaciones de yeso con carbonatos.

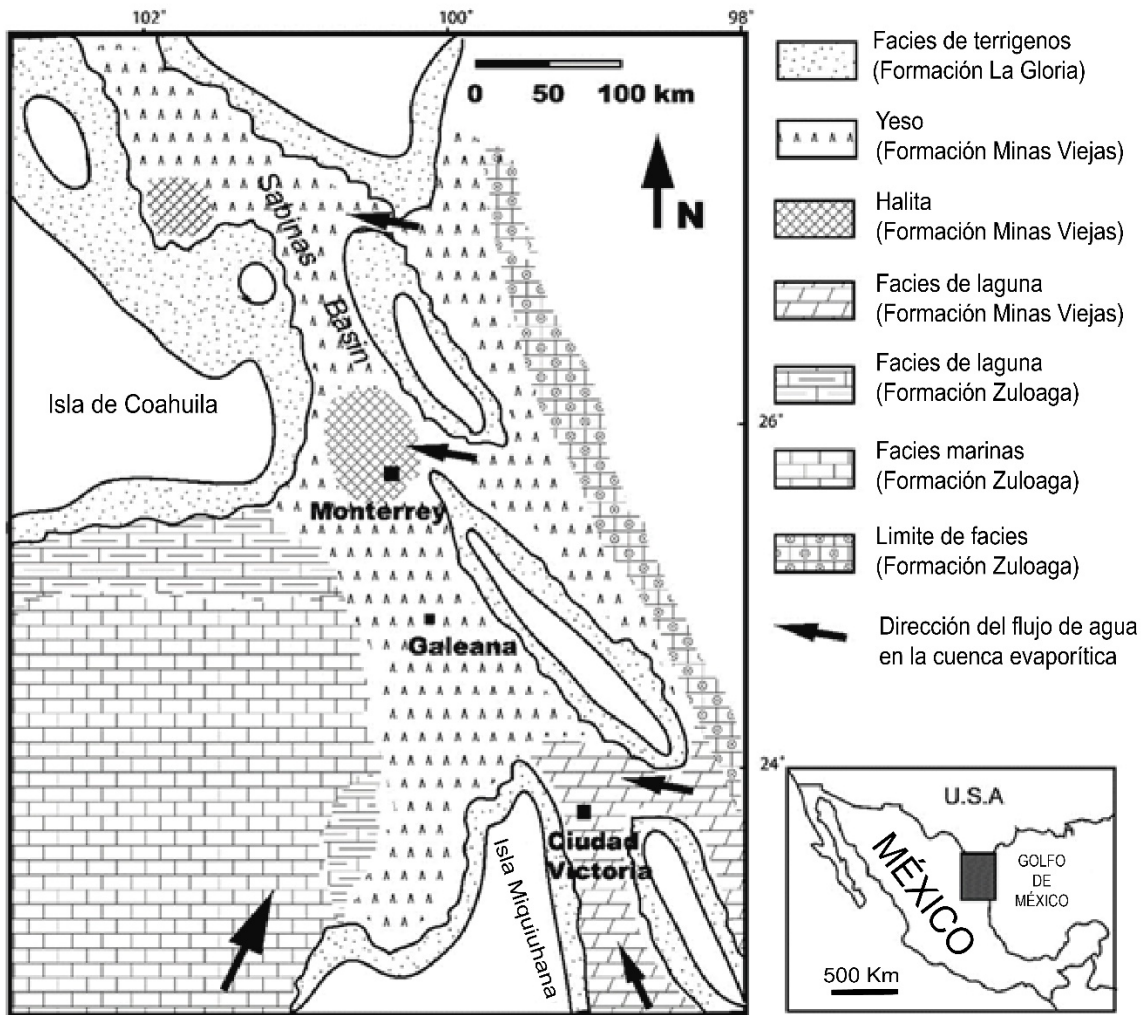


Figura 2-2: Configuración paleogeografía en el Oxfordiano/ Kimerigdiano temprano (Kroeger y Stinnesbeck, 2003).

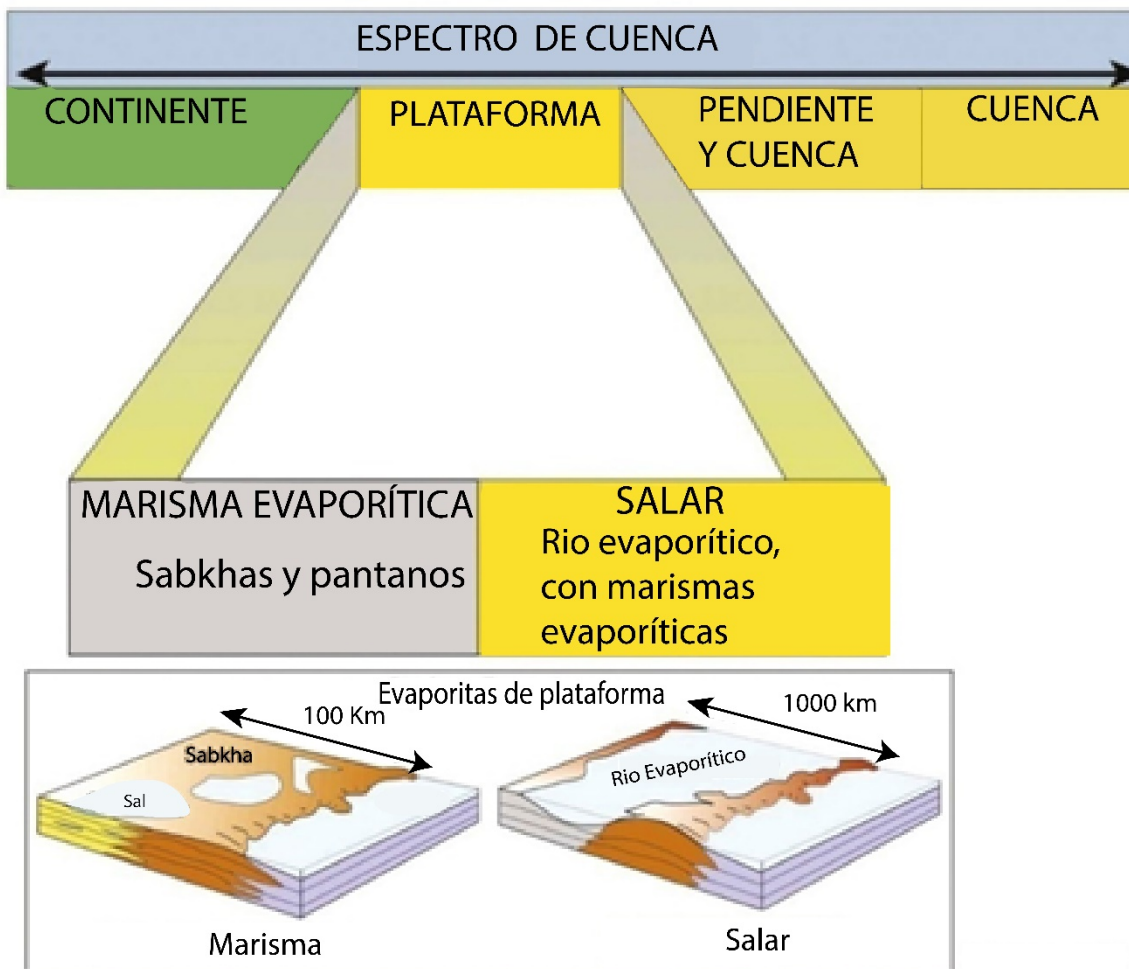


Figura 2-3: Espectro de ambientes sedimentarios, mostrando la diferencia entre una marisma evaporítica y un salar. Warren (2006).

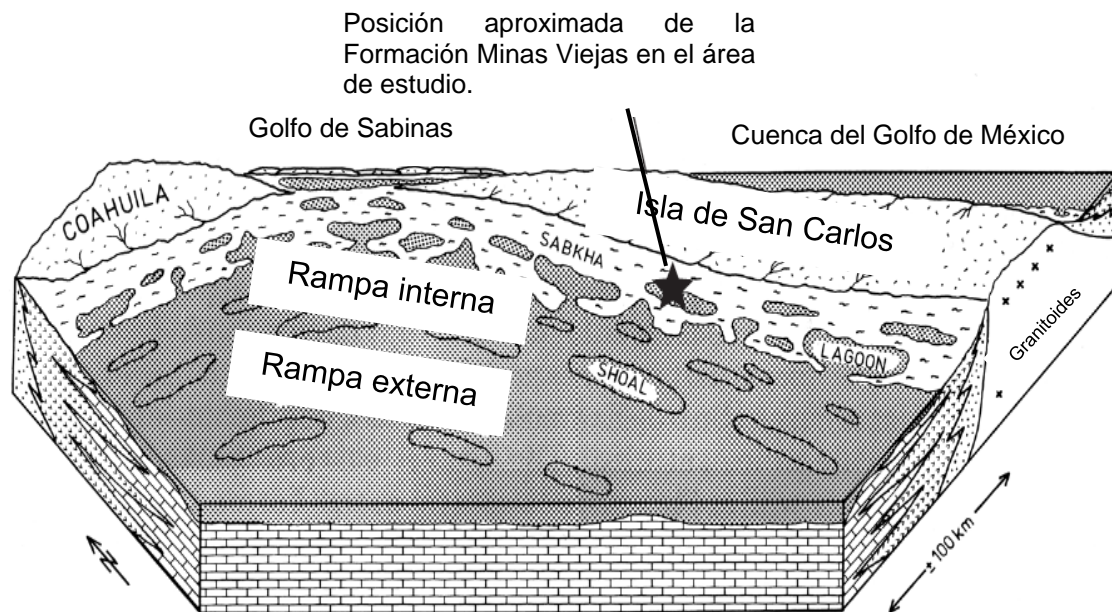


Figura 2-4: Paleogeografía de la Fm. Minas Viejas, señalando los diferentes altos estructurales que existían para el Jurásico (Oxfordiano) Bloque de Coahuila, isla de San Carlos. Dando como resultado una cuenca restringida. Tomado de Götte y Michalzik (1992).

3 Vulcanismo Jurásico

La zona en donde se desarrolló este trabajo, el Anticlinal El Potosí, es una estructura cuyo eje está orientado noroeste-sureste. La sección de importancia en el estudio del Miembro La Primavera se encuentra en la parte central suroeste del Anticlinal el Potosí, en donde fueron descritas las rocas volcánicas.

La estratigrafía del Anticlinal El Potosí inicia con lechos rojos del Triásico Superior/Jurásico, expuestos en el núcleo del anticlinal (Figura 3-1). Estas rocas subyacen a yesos, anhidritas, y a rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico, mientras que algunas zonas le sobreyacen rocas carbonatadas del Cretácico.

3.1 Estratigrafía del Anticlinal El Potosí

El anticlinal el Potosí es una de las más grandes zonas donde aflora la Formación Minas Viejas en la Sierra Madre Oriental. Las rocas más antiguas expuestas en el alto El Potosí son capas rojas del Triásico tardío las cuales diversos autores denominan como Huizachal (Padilla y Sánchez, 1978, 1985; Moor, 1980; Michalzik, 1991) y otros como La Boca (Barboza-Gudiño et al., 1999; Kroeger y Stinnesbeck, 2003; Davis, 2005) pero que más recientemente Barboza-Gudiño et al. (2010) denominó Formación El Alamar.

La Formación El Alamar contiene en algunas zonas traquiandesitas, diques y sills con afinidad calco-alcalina. Barboza-Gudiño et al. (2008) correlacionaron estas rocas volcánicas con las rocas del Jurásico inferior-medio.

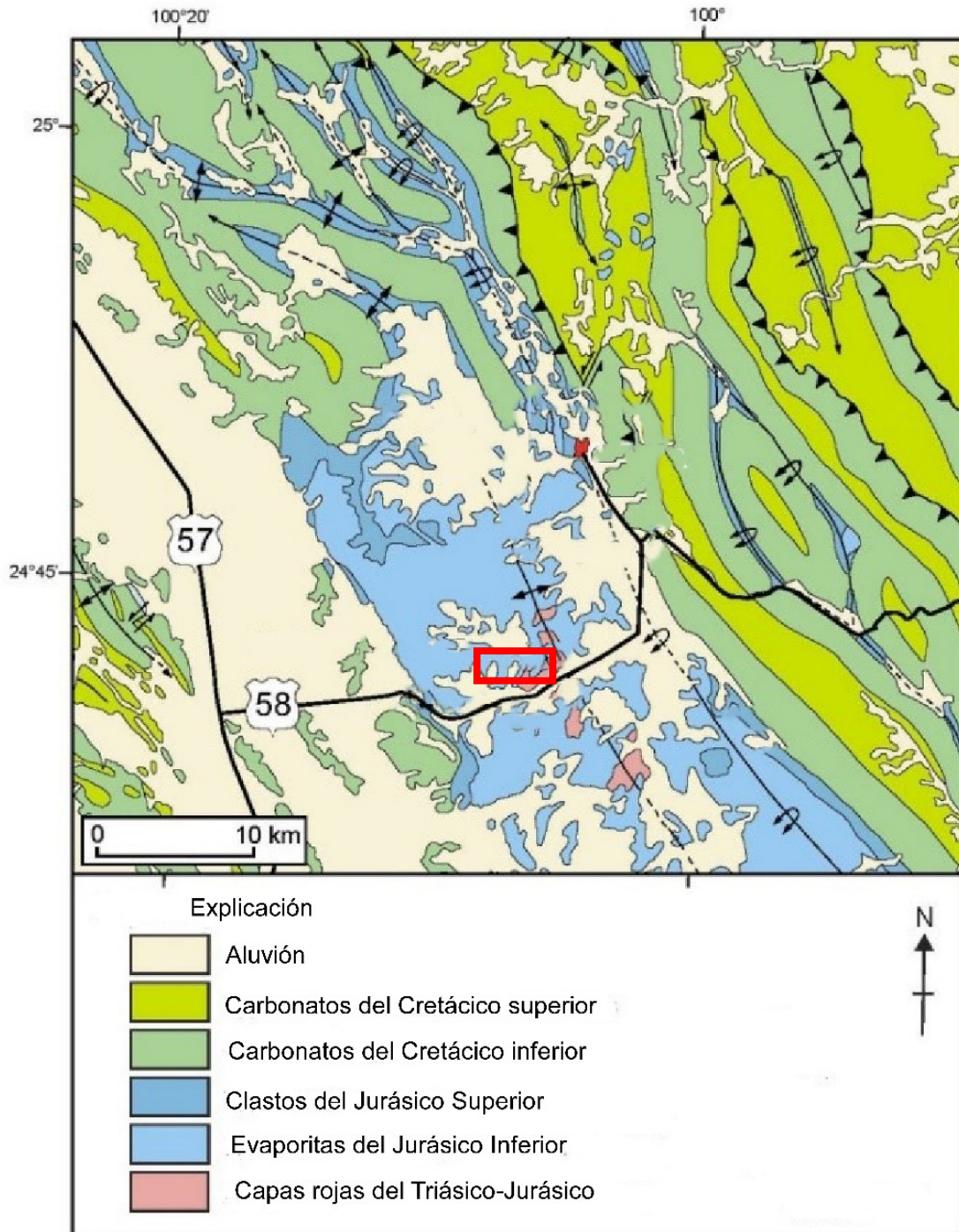


Figura 3-1: Mapa geológico del Anticlinal el Potosí. En el núcleo afloran rocas triásicas mientras que hacia los flancos afloran rocas jurásicas y en dirección noreste/suroeste inicia la secuencia marina del Cretácico. Así mismo en este mapa se señala el área de interés. (Modificado de Cross, 2012).

La Formación La Boca está constituida de lutitas, limolitas y areniscas. Estas unidades tienen un espesor aproximadamente de 200 m, sin que aflore su base. Además, afloran limolitas con interestratificaciones de tobas de grano fino del mismo color, conglomerados, areniscas conglomeráticas, riolitas, ignimbritas y lavas con una edad de 189 a 193 Ma.

Formación La Joya sobreyace a la Formación La Boca y está compuesta por un conglomerado de 5 a 20 m. conteniendo areniscas y lutitas. Es una formación datada como Oxfordiana (Kroeger y Stinnesbeck, 2003).

Rocas carbonatadas y evaporíticas de la Formación Minas Viejas, sobreyacen a la Formación La Joya. La Formación Minas Viejas tiene un espesor aproximado de 920 m y está compuesto por yeso a escala de metros, intercalado con calizas y en zonas puntuales algunas exposiciones de rocas volcánicas.

La definición formal de la Formación Minas Viejas se encuentra en el Capítulo 2 (Geología Regional). La Formación Minas Viejas es de gran importancia en el acortamiento tectónico de piel delgada de la Sierra Madre Oriental, y por consecuencia muestra una intensa deformación interna (de Cserna, 1956; Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Estudios recientes muestran que la Formación Minas Viejas ha sido dividida por Cross (2012) en once miembros (Figura. 3-2). Dentro de estos miembros que conforman la Formación se encuentra un miembro volcánico-volcanoclástico denominado Miembro La Primavera, el cual aflora en diferentes localidades de Galeana.

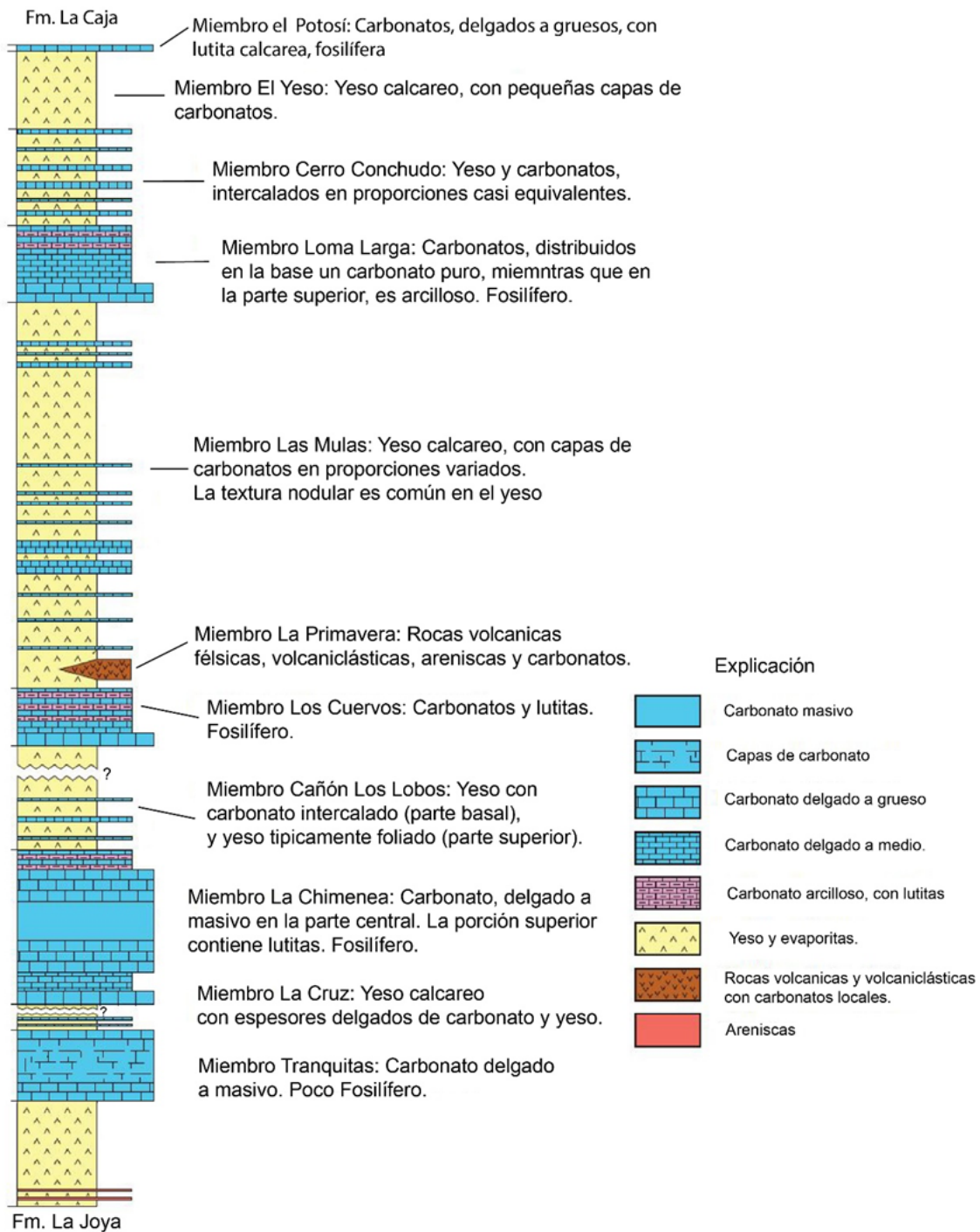


Figura 3-2: Tabla estratigráfica de la Fm. Minas Viejas, donde se describe a detalle cada uno de los miembros propuestos por Cross (2012), se puede apreciar también la localización exacta de las rocas volcánicas y volcániclasticas pertenecientes a la Fm. Minas Viejas. Modificado de Cross (2012).

3.2 Geología del Miembro La Primavera

El Miembro La Primavera originalmente fue introducido por Kroeger y Stinesbeck (2003), quienes lo describen como un intervalo de rocas volcánicas y sedimentos volcánicos. Estos cuerpos están ubicados dentro del flanco oeste del Anticlinal el Potosí entre los poblados de San Marcos y La Primavera (Figura 3-3).

Dichos autores también propusieron además un miembro “Las Minas”, el cual consiste de una serie de calizas las cuales están distribuidas en las regiones del Cerro la Nieve y la Sierra los Rincones. A lo largo de estas localidades el contenido fósil de esta unidad varía, desde pellets hasta bivalvos *Nanyagora* y *Nerinea*.

Cross (2012) realizó una revisión del miembro Las Minas, y propuso que este corresponde estratigráficamente a cuatro diferentes unidades: Miembro Tranquitas, La Chimenea, Los Cuervos y Loma Larga.

La distribución exacta del miembro La Primavera se muestra en el mapa (Figura 3-3), en el cual se incluyen los afloramientos destacados y las coordenadas de su ubicación. Las zonas en las que se encuentran mejor preservados son: La Mesita y La Agüita.

El Miembro La Primavera tiene un espesor de aproximadamente 50 m. Dentro de estos están distribuidas rocas carbonatadas y una sección de aproximadamente 20 m de tobas volcánicas félsicas que sobreyacen directamente a los yesos de la Formación Minas Viejas. La tabla 3-1 contiene el listado de las muestras colectadas en el presente trabajo.

3.3 Geología de La Enramada

La Enramada presenta 2 montículos en forma de domos, altamente alterados, con rocas ígneas félsicas, las cuales presentan oquedades tabulares (posiblemente por la alteración de feldespatos).

Tabla 3-1: Ubicación de los puntos de muestreo de rocas volcánicas en la Formación Minas Viejas
Áreas: LM: La Mesita, LA: La Agüita, EN. La Enramada

MUESTRA	ÁREA	COORDENADAS UTM	
LM-01	LM	14R0386095	2730901
LM-02	LM	14R0386099	2730898
LM-03	LM	14R0386099	2730898
LM-04	LM	14R0386099	2730898
LM-05	LM	14R0386115	2730904
LM-06	LM	14R0386124	2730903
LM-07	LM	14R0386124	2730903
LM-08	LM	14R0386124	2730903
LM-09	LM	14R0386133	2730893
LM-10	LM	14R0386133	2730893
LM-11	LM	14R0386133	2730893
LM-12	LM	14R0386130	2730890
LM-13	LM	14R0386130	2730890
LM-14	LM	14R386120	2730900
LM-15	LM	14R386120	2730900
LM-16	LM	14R386120	2730900
AG-01	LA	14R0384788	2732927
AG-02	LA	14R0384809	2732891
AG-03	LA	14R0384809	2732891
AG-04	LA	14R0384832	2732866
AG-05	LA	14R0384849	2732857
AG-06	LA	14R0384869	2732885
AG-07	LA	14R0384886	2732839

MUESTRA	ÁREA	COORDENADAS UTM	
EN-1, EN-2, - EN-3	EN	14R0389351	2721929

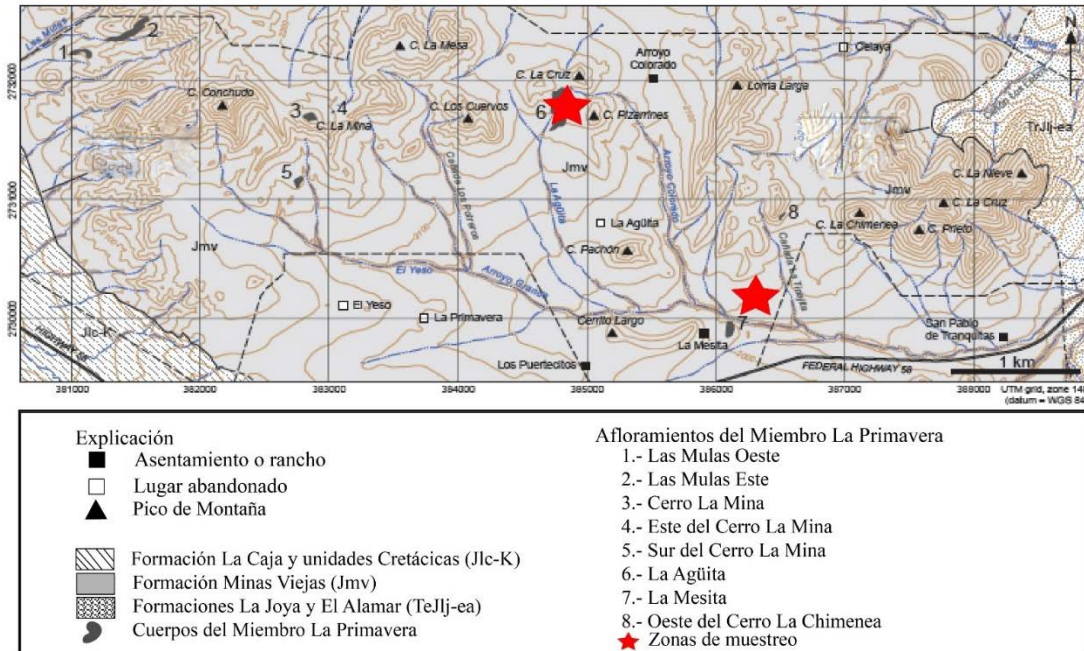


Figura 3-3: Mapa geológico del área de estudio, donde se muestra las formaciones que afloran en el lugar además de las zonas de muestreo, y las zonas donde aflora el Miembro La Primavera. Modificado de Cross (2012).

3.4 Componentes del Miembro La Primavera

3.4.1 Sección estratigráfica del Miembro La Primavera (Cerro Largo)

La primera sección tomada del Miembro La Primavera fue descrita en el Cerro Largo el cual está compuesto principalmente de una serie de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias, de las cuales se recolectaron muestras y están descritas a continuación:

3.4.1.1 Caliza laminar:

Esta primera unidad presenta rocas grises laminadas con estratificación, calcáreas y arcillosas; dentro de estas rocas se encontraban paralelos a la estratificación pequeños horizontes arcillosos de coloración parda los cuales no presentaban efervescencia. Esta unidad cuenta con zonas altamente fracturadas y ocasionalmente fallas menores. Se determinó que presenta una estratificación con una orientación promedio de $190-195^{\circ}/90^{\circ}$; asimismo se definieron los datos de la falla $260^{\circ}/70^{\circ}$ (Figura 3-4)



Figura 3-4: Muestra de la caliza laminar con una falla inversa, que incluye estratos arcillosos de coloración parda con ligero desplazamiento.

3.4.1.2 Toba volcánica alterada con cristales de hematita:

Esta unidad sobreyace directamente a la caliza laminada. Es una unidad altamente contrastante ya que tiene una coloración roja-naranja, con presencia de vetillas, además de una distribución altamente inusual de nódulos de hematita. Además, efervesce intensamente al contacto con HCl. Presenta una textura porfirítica y su mineralogía a simple vista son carbonatos como calcita y algunos sectores de siderita, las cuales le dan la tonalidad naranja a la roca (Figura 3-5). El cuerpo de toba presenta una orientación de $195^{\circ}/65^{\circ}$



Figura 3-5: Toba volcánica altamente alterada a carbonatos: calcita, dolomita y siderita. A) Nódulos de hematita presentes en roca fresca, B) Veta de carbonatos y C) cristales idiomorficos de hematita (4 mm aprox.).

3.4.1.3 Toba volcánica con esferulitas y pómez

En esta unidad, las rocas presentan una tonalidad morada-rosácea y contienen signos de alteración. A simple vista están compuestas por una matriz porfirítica, con cristales idiomórficos de hematita.

La roca contiene dos tipos de oquedades. La primera se debe a la disolución de los cristales previos a la alteración. La segunda son restos de fiamme, es decir restos de pómez colapsado y propio de flujos piroclásticos. (Figura 3-6 A). Además, se determinó la presencia de esferulitas de dimensiones pequeñas (aprox. 4mm).



Figura 3-6: Toba volcánica con fiamme y microlitofis. A) Muestra de toba cristalina con fiamme y microlitofis, B) Contacto del afloramiento entre la toba volcánica y la toba alterada con nódulos de hierro.

3.4.1.4 Toba Rosácea

Paralelamente a la unidad anterior se encuentra una unidad que muestra menor alteración. Presenta escasos nódulos de hematita, y así también la presencia de feldespatos reemplazados. Dentro de esta unidad se determinó la posible existencia de marcas de flujo, que pueden ser observadas en la Figura 3-7. Estas ligeras ondulaciones posiblemente son por la misma acción de la gravedad al momento de depositarse.

Estas ondulaciones dan evidencia de la interacción que tuvo esta toba al momento de la depositación de un probable flujo, además de que posteriormente sufrió un evento posiblemente una alteración la cual fue causante de estas vetillas



Figura 3-7: Toba volcánica rosácea alterada. Esta unidad es masiva y presenta una ligera alteración con vetillas. A) Toba rosada con una pequeña oquedad parda, símbolo de su alteración. B) Muestra de mano de toba con ondulaciones por flujo piroclástico, y vetillas de alteración.

3.4.1.5 Toba cristalina con litofisas

Esta unidad litológica presenta una característica notoria respecto a la unidad anterior. Su grado de alteración es pobre, con abundantes litofisas rellenas de cuarzo, matriz porfirítica, con feldespatos alterados embebidos en la matriz de forma irregular.

El cuarzo en esta unidad está concentrado especialmente en las litofisas, los cristales son hipidiomórficos y de tamaño pequeño (Figura 3-8).

En esta unidad los cristales de hematita son más pequeños, con caras menos definidas, y menos abundante.



Figura 3-8: Toba volcánica cristalina, afloramiento masivo con un espesor aproximado de 3 m. Esta unidad en contraste con la unidad anterior, no presenta marcas de ondulación. A) Afloramiento, toba rosácea con alteración a tonos naranja. B) Litofisas abundantes principalmente rellenas de cuarzo y calcita en algunos sectores, presencia de fiamme aislado y en menor proporción.

3.4.1.6 Toba volcánica cristalina gris:

Esta unidad presenta un contacto bien definido con la unidad anterior. Las tobas de coloración rosácea entran en contacto con estas rocas masivas, sin estratificación y con una coloración verdosa a gris (Figura 3-9). Esta roca muestra oquedades de minerales previos a la alteración; internamente tiene minerales entrecrecidos posiblemente producto de una alteración carbonatada. Los cristales de dolomita están embebidos en una matriz microcristalina, porfirítica de tamaño muy fino, posiblemente de feldespatos. Esta unidad contiene pequeñas cantidades de hematita.



Figura 3-9: Toba gris masiva y fina. A) Afloramiento de la toba aproximadamente 10 m, B) Microcristales de dolomita presentes en la roca.

3.4.1.7 Toba soldada:

Esta unidad presenta cambios notorios en contraste con la anterior, aunque presenta muchas características visibles similares como una matriz fina microcristalina posiblemente de feldespatos y dolomita, físicamente esta roca es masiva y muy fracturada. Presenta marcas de flujo acompañadas de una serie de oquedades orientadas (Figura 3-10). Estas oquedades son minerales previos a la alteración, posiblemente feldespatos. La orientación de las marcas de flujo nos provee información de la orientación del material al momento de la depositación.



Figura 3-10: Afloramiento de la toba soldada. Esta presenta un fracturamiento más intenso, y una coloración más clara en contraste con la unidad de las tobas grises. Contiene minerales reemplazados, y más abundante dolomita, calcita y siderita. Las oquedades presentes en esta unidad son el resultado de un reemplazamiento de los minerales primarios, posiblemente feldespatos.

La Figura 3-11 contiene la sección estratigráfica del Miembro La Primavera levantada en La Mesita, específicamente en el Cerro Largo. En esta sección se muestra a detalle cada uno de los componentes descritos previamente, también se proporciona el lugar estratigráfico en donde fueron recolectadas cada una de las muestras.

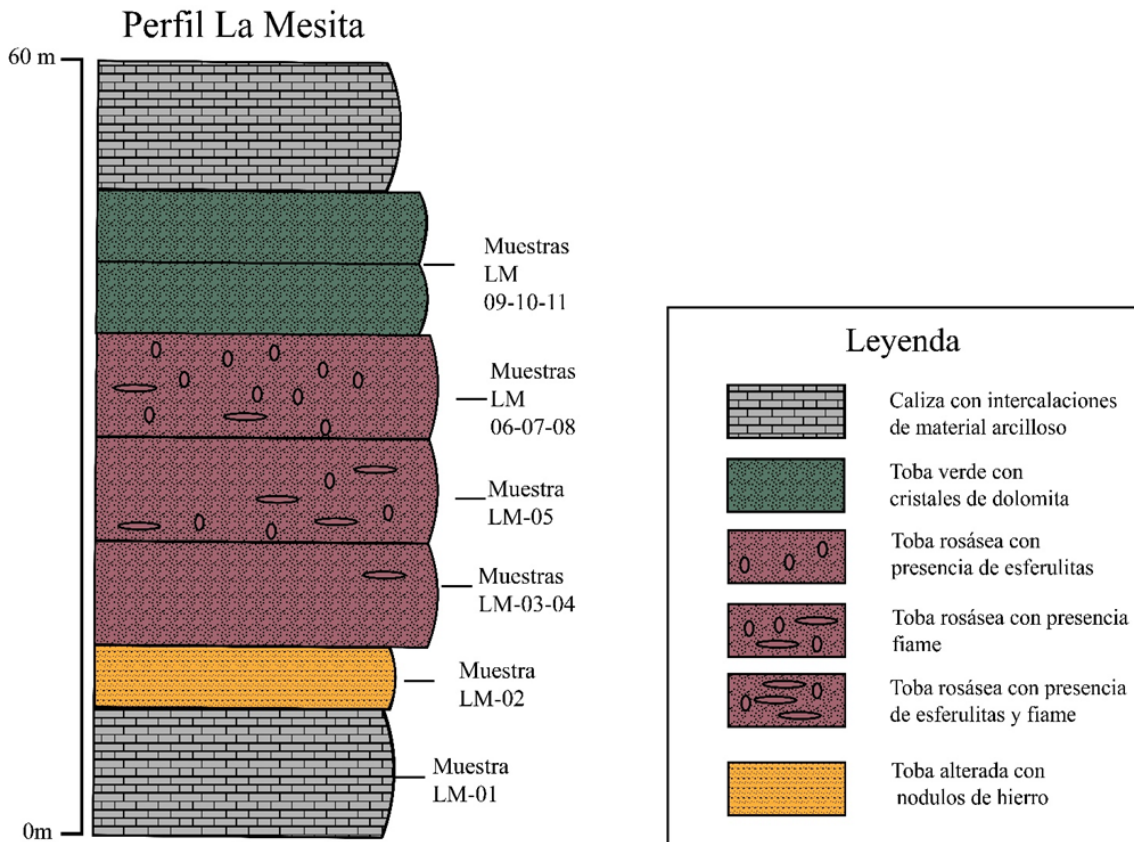


Figura 3-11: Sección estratigráfica de las unidades perteneciente al Miembro La Primavera en el Cerro Largo. En este perfil se muestra en detalle la distribución de las unidades, así como el espesor aproximado y en que unidad se recolectaron muestras.

3.4.2 Sección estratigráfica del Miembro La Primavera (Cañón Arroyo Colorado)

La segunda sección del Miembro La Primavera fue tomada en el Cañón del Arroyo Colorado colindante a la localidad denominada La Mesita (Figura 3-3)

Esta sección abarca rocas volcánicas, la cual fue descrita por Cross (2012). En base a esto se realizó un análisis geológico de dicha sección que abarca aproximadamente 16 m y de la cual también fueron recolocadas muestras.

3.4.2.1 Toba microcristalina alterada

La primera unidad que consiste de tobas microcristalinas las cuales sobreyacen a los yesos de la Fm. Minas Viejas (Figura 3-12). Esta unidad tiene un color verde y es de grano muy fino con una matriz criptocristalina, y con cristales pequeños de dolomita y siderita. La matriz podría ser cuarzo-feldespática y contiene pequeñas marcas de flujo y escasa presencia de vetillas.

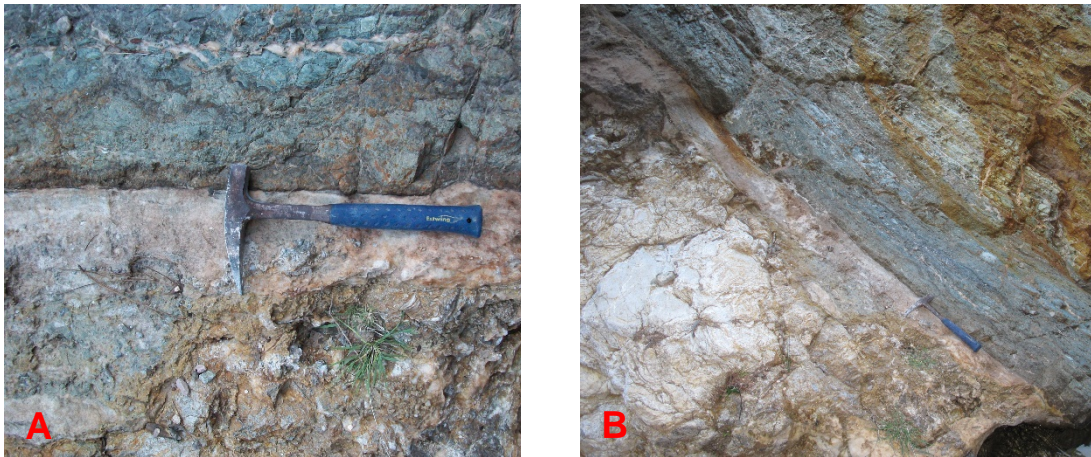


Figura 3-12: Contacto basal de la toba microcristalina con los yesos de la Fm. Minas Viejas. Las tobas se encuentran alteradas posiblemente por el contacto con las evaporitas, durante el evento eruptivo.

3.4.2.2 Toba feldespática con pómez

Esta unidad litológica es rosácea con una matriz microcristalina de feldespato en su mayoría. La unidad contiene una alteración claramente pervasiva, esto implica que los cristales de siderita y calcita se encuentran reemplazando a los fenocristales originales. Esta unidad al estar en contacto con la de coloración gris tiene en sus planos cristales de gran tamaño de siderita (Figura 3-13).

Esta toba feldespática contiene pequeños sectores con pómez, además de fiamme paralelo a los contactos, pero en menor proporción.

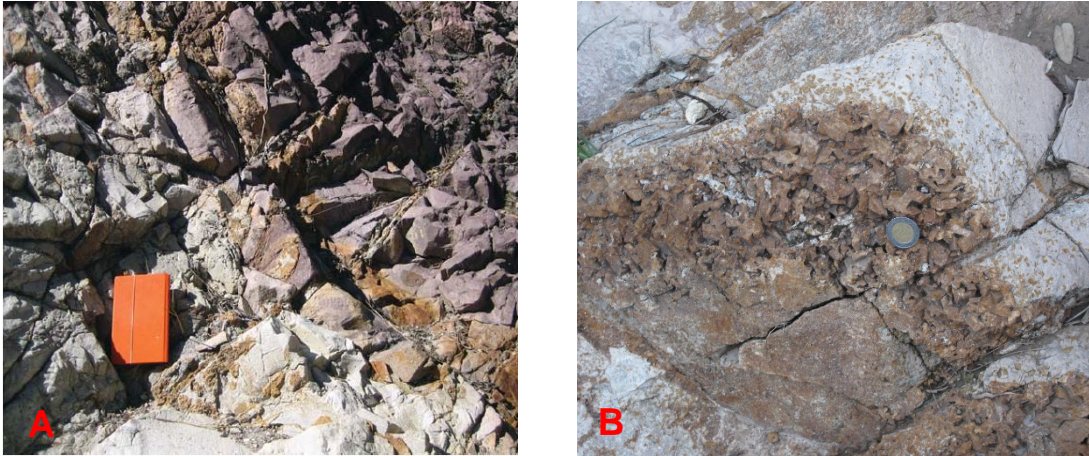


Figura 3-13: Tobas con matriz feldespática, roca masiva de coloración morada con una matriz criptocristalina, A) Afloramiento de la toba feldespática en campo y en contacto con una unidad de tobas gris. B) Zona de contacto con las tobas feldespáticas; en la transición se pueden observar gran cantidad de minerales de hierro, como es el caso de la siderita los minerales tenían tamaño de hasta 10 mm.

Los resultados del levantamiento del perfil Arroyo Colorado se encuentran en el perfil de la Figura 3-14, en donde se puede observar la potencia del paquete rocoso, la descripción puntual de cada uno de los componentes de esta sección. También se reportan los puntos de muestro para esta zona. Este perfil fue basado en el estudio previamente realizado por Cross (2012).

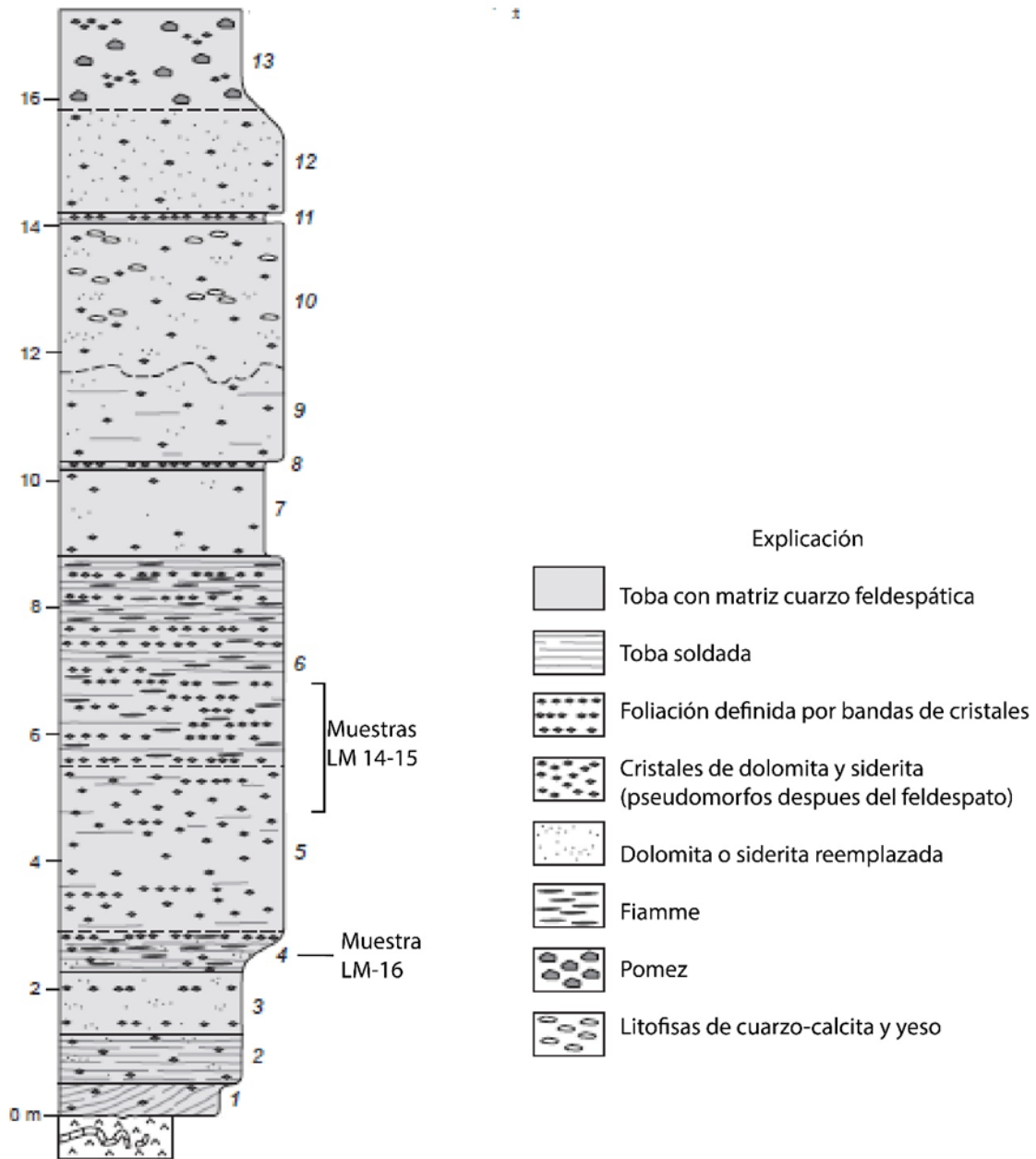


Figura 3-14: Sección estratigráfica perteneciente al Miembro La Primavera, en donde se describen un paquete de aproximadamente 16 m de tobas en contacto directo con la Fm. Minas Viejas y de donde se realizó muestreo. Basado en Cross (2012).

3.4.3 Sección estratigráfica Miembro La Primavera (La Agüita)

La tercera sección obtenida del miembro La Primavera corresponde a una localidad denominada La Agüita (Figura. 3-3) en la cual se obtuvieron diferencias estratigráficas.

3.4.3.1 Yesos de la Fm. Minas Viejas

Este paquete de rocas evaporíticas de coloración blanca se consideraron como yesos de la Fm. Minas Viejas directamente sobreyaciendo a las rocas volcánicas del Miembro La Primavera. Los yesos tenían estructuras de karstificación así como estructuras de “*chicken wire*”, las cuales se generan por el intemperismo. Contiene vestigios de estratificación, además, de manchones amarillos de azufre (3-15b).



Figura 3-15: Afloramiento de las evaporitas de la Fm. Minas Viejas, A) marcas de chicken wire presentes en las evaporitas y marcas de karstificación, B) Presencia de azufre en el yeso.

3.4.3.2 Toba con esferulitas y especularita

La toba de tonalidad rosácea presenta una textura microcristalina posiblemente de cuarzo-feldespática, con abundantes esferulitas de aproximadamente 1mm de diámetro, rellenas de cuarzo-feldespato y clorita en algunos casos. La toba tiene

vetillas principalmente de cuarzo y contiene huecos llenos con óxidos de hierro en forma laminar de hábito especular (3-16B).

En algunos sectores se encuentra la presencia de laminación paralela, lo que indica un ambiente de depositación tipo caída.

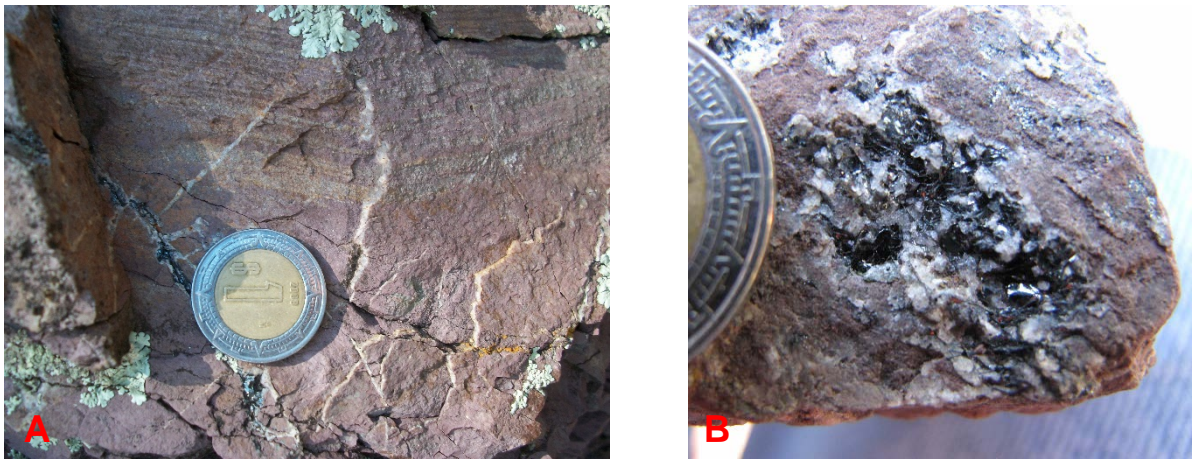


Figura 3-16: Afloramiento de las tobas, A) Laminación por la depositación de caída de la toba, B) Vetillas de cuarzo con rellenos de cristales de hematita, en este caso especularita.

3.4.3.3 Arenisca volcanoclástica de grano fino

La siguiente unidad es un paquete de rocas de tonalidad verde claro, el cual estaba en contacto directamente con las tobas moradas. Esta roca presenta una textura de grano fino. Además de su alteración, se pueden observar los cambios de coloración presentes en la roca debido a la variedad de sus componentes. El material de color más oscuro es una arenisca, mientras que el más claro corresponde a una limolita.

Esta roca contiene vestigios de una posible estratificación, indicando la depositación del material (Figura 3-17).

Dentro de la zona de ocurrencia de esta unidad se reconocieron estructuras de rocas carbonatadas bordeadas por sílice microcristalino, probablemente de origen synvolcánico.

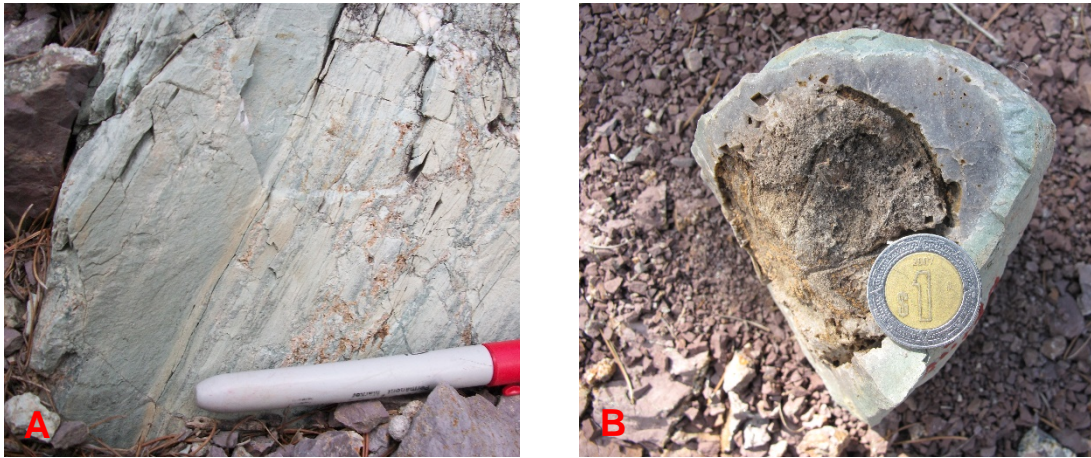


Figura 3-17: Afloramiento de la unidad, A) fracturamiento de la roca así como la alteración, la diferencia de tonalidades nos habla del cambio textural en el tamaño de grano en este caso de la arenisca volcanoclástica, B) estructura encontrada donde se puede apreciar un fragmento de roca carbonatada que está rodeada de una roca silícea, también se pueden apreciar las oquedades de los minerales previos de la roca volcánica.

La información obtenida de cada uno de los componentes de esta sección estratigráfica fue incluida en el siguiente perfil de la Figura 3-18 en donde se puede apreciar el espesor del paquete rocoso que abarca esta zona. También se incluyeron las zonas de muestreo, y en qué nivel estratigráfico exactamente fue tomada la muestra.

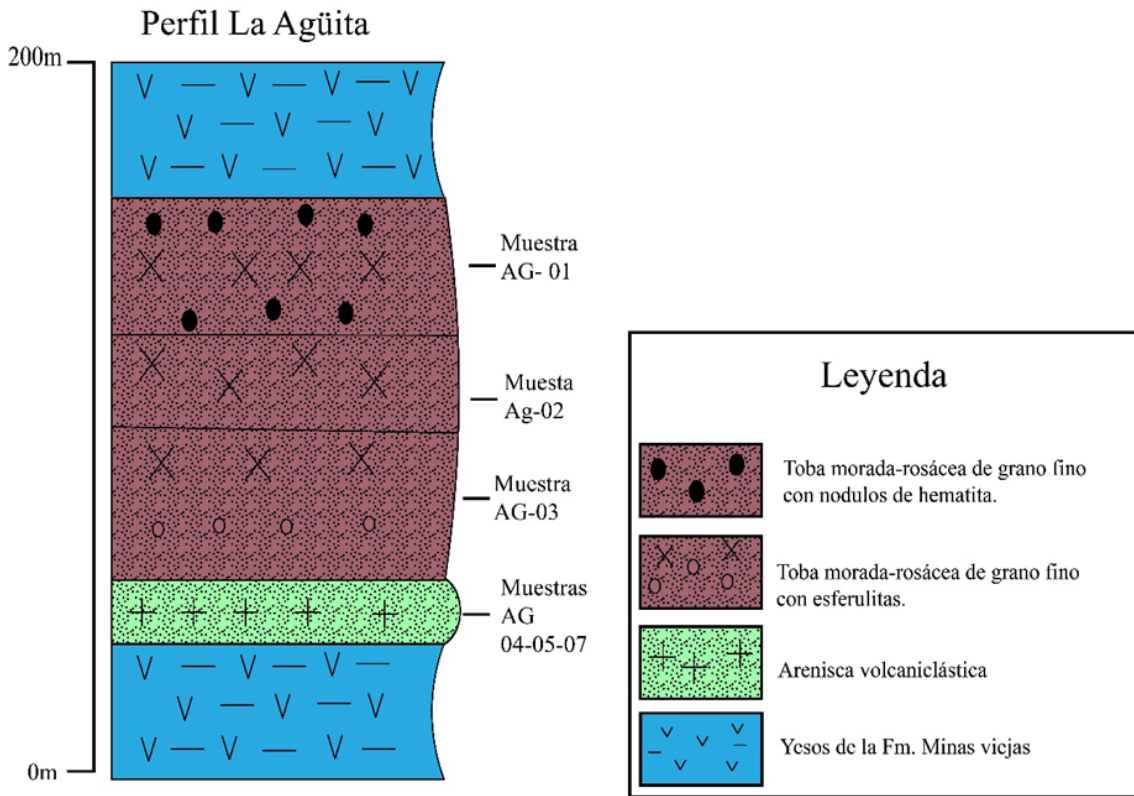


Figura 3-18: Perfil de la Agüita, en donde se aprecia el contacto con las unidades las evaporitas se encontraban tanto en la parte basal como en el techo de la estructura, las zonas donde se realizó el muestreo y el espesor de estas 4 unidades.

4 Petrografía

Este capítulo muestra con detalle los resultados obtenidos del análisis petrográfico a 19 muestras tomadas en diferentes afloramientos del miembro La Primavera, en específico del Cerrito Largo, Cañón Arroyo Colorado y La Agüita.

Las muestras obtenidas para el análisis petrográfico se seleccionaron por ser representativas de cada litología de los componentes del miembro La Primavera. Las láminas delgadas fueron realizadas en la Facultad de Ciencias de La Tierra, UANL en el Laboratorio de Preparación.

La petrografía consistió en la descripción de texturas, tipo de mineralogía, conteo de minerales y el análisis de la matriz.

Cada una de las muestras colectadas fue ubicada en un perfil estratigráfico levantado en las zonas de estudio, los cuales se reportan en la sección previa. Las primeras 12 muestras fueron tomadas de una sucesión volcánica de tobas depositadas entre calizas, en la localidad La Mesita (El Cerro Largo).

La segunda toma de muestras se llevó a cabo, en el Cañón Arroyo Colorado, en donde se encontraban tobas volcánicas en contacto directo con evaporitas de la Fm. Minas Viejas, aquí se tomaron 3 muestras.

La tercera serie de muestras se tomó en la localidad La Agüita donde también las rocas volcánicas y volcanoclásticas se encuentran dentro de la Fm. Minas Viejas.

Finalmente se tomaron 3 muestras para el análisis petrográfico en la localidad La Enramada, pero se realizó lamina delgada de solo una.

4.1 Análisis petrográfico

4.1.1 Petrografía Cerro Largo, La Mesita

Las muestras analizadas petrográficamente fueron agrupadas por afloramiento, las primeras 12 muestras (LM-01 a LM-13) pertenecen al afloramiento denominado Cerro Largo, la localización del afloramiento puede ser observado en la Figura 3-3.

4.1.1.1 Muestra: LM-01

Tabla 4-1: Muestra: LM-01

Muestra: LM-01
Unidad: Caliza arcillosa

Coordenadas: 14R0386095E, 2730901N

Mineralogía

Minerales
Fs 30%

Matriz
70% carbonatos
(calcita)

Clasificación: Caliza con autógenos de feldespato

La roca en su mayoría presenta una textura de grano muy fino, la matriz está compuesta por calcita y presenta una serie de zonas de estilolitas

Por otro lado, la mineralogía de esta roca consta de fenocristales de feldespato, los cuales no presentan desgaste visualmente son idiomórficos. Esto implica que son autógenos ya que no presenta características físicas que señalen redepositación, como bordes redondeados.

Los cristales de feldespatos son euhedrales y de tamaños variables, los más grandes presentan crecimiento de otros más pequeños en los bordes y se encuentran dispersos dentro de toda la roca de manera uniforme (Figura 4-1)

Estos minerales presentan lados aproximados de .3 mm a .5 mm en los especímenes más grandes, además de la presencia de un maclado denominado Carlsbad el cual es típico en feldespatos.

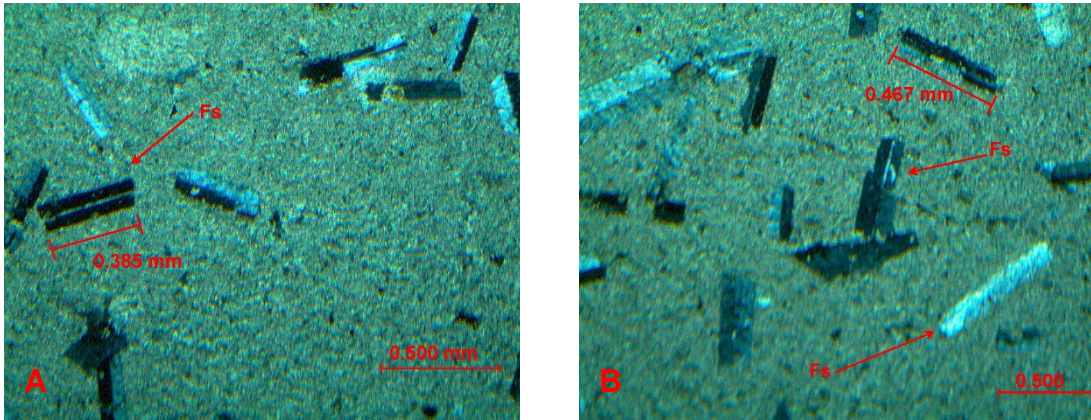


Figura 4-1: La muestra presenta una textura de grano fino, con una matriz carbonatada. La roca está dominada por la matriz en su totalidad, y presenta gran cantidad de minerales de feldespato (Fs) dispersos por toda la roca. Se puede apreciar la característica de este mineral casi en su estado tabular, el cual es idiomórfico. A) Se puede observar cristales creciendo a partir de otro mineral y algunos con corrosión posiblemente por el ambiente de formación, B) La mayoría de los minerales tiene un promedio de lado de casi 5 mm, y un maclado Carlsbad. El término autógeno nos señala que estos minerales fueron creados durante la misma depositación de esta caliza. Muestra LM-01 NX.

4.1.1.2 Muestra: LM-02

Tabla 4-2: Muestra: LM-02

Muestra: LM-02
Unidad: Toba alterada

Coordenadas: 14R0386099E, 2730898N

Mineralogía

Minerales

Dol 50%
Sd 20%
Ca 10%

Minerales accesorios

Fs 10%
He 10%

Clasificación: Toba alterada a carbonatos

La roca presenta una textura de grano grueso, que en su mayoría están constituidos por dolomita, siderita y en algunos sectores calcita. Algunas dolomitas contienen bordes sideritizados u oxidados productos de la alteración.

Dentro de la roca se aprecia una gran cantidad de feldspatos pseudomorfos inmersos en una textura porfírica, a su vez en algunos sectores de la lámina la se encuentran feldspatos bordeando cristales idiomórficos de dolomita (Figura4-2).

Los cristales de dolomita son producto del remplazamiento de feldespatos y el crecimiento reemplaza la matriz. Esto explicaría la presencia de algunos cristales de feldespato inmersos dentro de dolomitas.

La alteración da lugar a los carbonatos presentes en la roca, este ambiente contiene una gran cantidad de estos, los cuales proveen los elementos necesarios para generar minerales como dolomita y siderita. Esto deja en algunos sectores vestigios de la roca preexistente, en estos se puede apreciar gran cantidad de feldespatos unidos en una matriz microcristalina

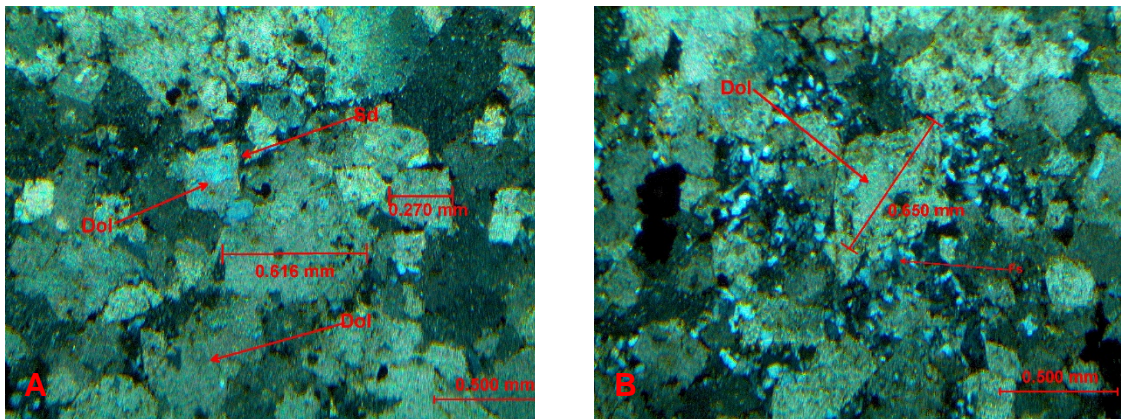


Figura 4-2: La textura observada es una textura de granos grueso en algunos casos de hasta .8 mm, la mayor parte de estos granos son de dolomita, calcita y siderita. A) Dolomitas idiomórficas sideritizadas por la presencia de hierro en la muestra. B) Sectores de gran cantidad de feldespatos con golfos de corrosión y con maclado, además de la presencia minerales de hematita como minerales opacos. Muestra Lm-02 NX.

4.1.1.3 Muestra: LM-03

Tabla 4-3: Muestra: LM-03

Muestra: LM-03
Unidad: Toba con
fiamme

Coordenadas: 14R0386099E, 2730898N

Mineralogía

Minerales

Dol 45%

Sd 15%

Qz 15%

Minerales accesorios

Fs 15 %

He 5 %

Cl 5%

Clasificación: Toba con alta alteración

La roca presenta una coloración rojiza-guinda, una textura porfirítica, se encuentran microcristales de feldespato maclado, cuarzo, cristales de dolomitas y calcitas los cuales son de un tamaño mayor.

Los cristales de dolomita están crecidos de una forma irregular, estos se encuentran en contacto con otros minerales de dolomita y contienen en sus bordes feldespatos idiomórficos, perfectamente preservados. Debido a que algunos de los cristales de feldespatos tabulares se encuentran inmersos dentro del cristal de dolomita se puede determinar que este mineral creció y absorbió la matriz, también se encuentran cristales de minerales opacos (óxidos) como de hematita.

Los cuarzos que se encuentran son xenomórficos, estos están en zonas aisladas de la roca donde existe menos alteración, también en estas zonas se pueden encontrar pequeños minerales de clorita (Figura 4-3 A).

La alteración presente en la roca está dada principalmente por la presencia de carbonatos, estos minerales carbonatados tales como la siderita, dolomita y calcita, en zonas aisladas de la roca provee información del progreso de la alteración en la roca.

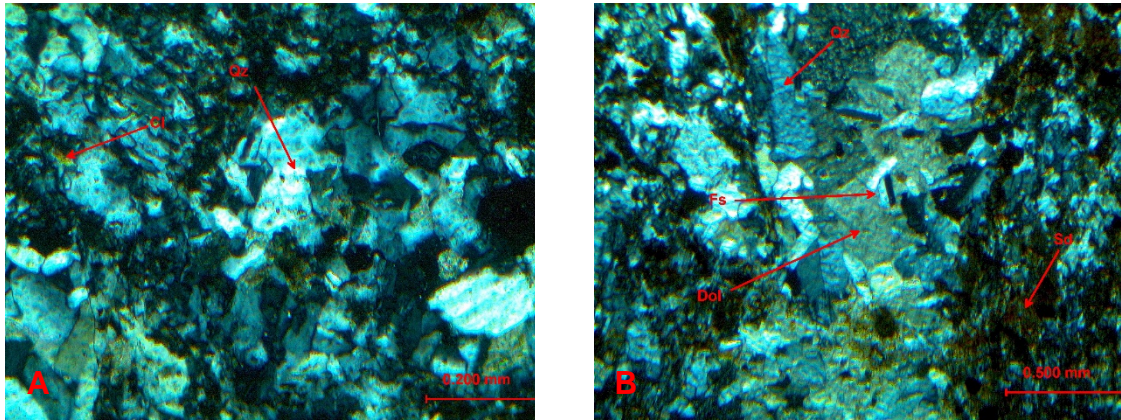


Figura 4-3: La roca presenta una textura porfirítica, presenta zonas de alteración, así como zonas donde se preserva la roca. A) Zona de menor alteración en donde se puede observar la presencia de cuarzo xenomórfico (Qz) así como la presencia de clorita (Cl) en pequeñas proporciones, B) Zona de alteración en donde se observa la alteración a carbonatos debido a la disolución de los feldespatos (Fs).

4.1.1.4 Muestra: LM-04

Tabla 4-4: Muestra: LM-04

Muestra: LM-04
Unidad: Toba alterada

Coordenadas: 14R0386099E, 2730898N

Mineralogía

Minerales

Dol 30%
Qz 15%
Fs 15 %
Sd 15%

Minerales accesorios

Cl 10%
Ep 5%
Matriz
10%

Clasificación: Toba con alta alteración

La roca presenta una coloración rosada-morada, con una textura porfirítica, contiene una gran variabilidad en el tamaño de los cristales, la mineralogía consta de feldespato, dolomita, cuarzo, siderita, epidota y clorita.

Los feldespatos se encuentran como pseudomorfos y contienen maclas. La roca contiene una matriz porfirítica, existen sectores con dolomita de gran tamaño, en algunos casos .8 mm (Figura 4-4). Estas dolomitas contienen en sus bordes

pequeños cristales de feldspatos los cuales tienen una forma irregular (xenomórfica), pero se encuentran alineados en algunos sectores.

El crecimiento de los cristales de dolomita indica el funcionamiento de la alteración a carbonatos, debido a que los carbonatos ya sean siderita, dolomita o calcita crecen a medida que la alteración aumenta, ocasionando que la matriz desaparezca pero dejando vestigios tales como pequeños cristales de feldspatos pseudomorfos.

Dentro de esta roca también se puede apreciar diferentes sectores los cuales presentan menos alteración, dentro de estos se observa una zona controlada principalmente por cuarzos y feldspatos además, la presencia de clorita es contrastante en comparación con los sectores más carbonatados.

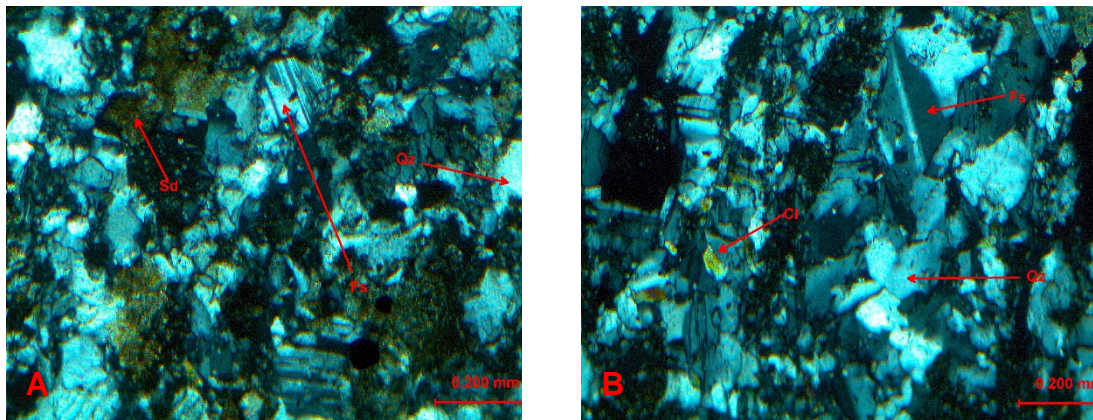


Figura 4-4: La roca presenta una textura porfírica, dentro de esta roca hay divisiones e inicios de alteración, A) En esta sección se puede apreciar el inicio de la alteración y los cristales de siderita idiomórficos. B) Roca sin presencia de alteración la abundancia de cuarzo, feldspato de mayor abundancia, así como los cristales de clorita están en mayor proporción.

4.1.1.5 Muestra: LM-05

Tabla 4-5: Muestra: LM-05

Muestra: LM-05
Unidad: Toba alterada

Coordenadas: 14R0386115E, 2730904N

Mineralogía

Minerales

Qz 25%
Fs 20%
Sd 20%

Minerales accesorios

Ep 5%
Matriz
**30% cuarzo-
feldespática**

Clasificación: Toba

La muestra presenta una textura afanítica de coloración parda-morada, muestra una alteración propilítica y contiene cristales idiomórficos de siderita, estos cristales están dispuestos en toda la roca.

Dentro de la mineralogía contiene cristales pseudomorfos de siderita, subredondeados. La muestra tiene variaciones drásticas en cuanto a su granulometría, los cristales de gran tamaño son de cuarzo (Qz) y están subredondeados mientras que los cristales de menor tamaño son feldespatos (Fs) maclados y presentan una geometría angular.

Además, en esta muestra se puede apreciar la epidota (Figura 4-5), en proporciones menores, e inmersa en la matriz, este mineral puede ser una base para la interpretación de la alteración.

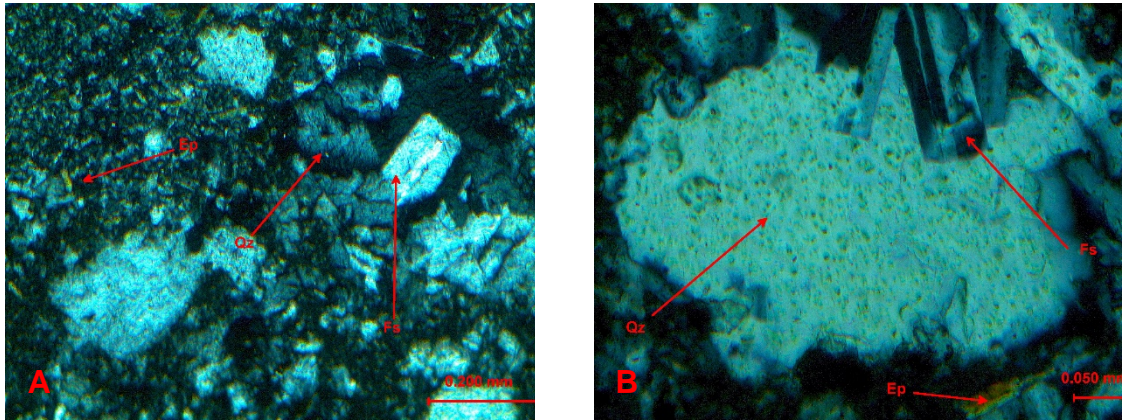


Figura 4-5: La muestra presenta una textura fina. A) Se observa los cristales xenomórficos de cuarzo dentro de la roca y la presencia de epidota dentro de la matriz vítrea, B) Se puede observar el crecimiento de los cristales de feldespato dentro de un cristal xenomórfico de cuarzo, los cristales de feldespato generalmente son idiomórficos y algunos presentan golfos de corrosión.

4.1.1.6 Muestra: LM-06

Tabla 4-6: Muestra: LM-06

Muestra: LM-06
Unidad: Toba alterada

Coordenadas:14R0386124E, 2730903N

Mineralogía

Minerales
Dol 20%
Fs 20%
Qz 10%

Minerales accesorios
Cl 5%
Matriz
45% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba con poca alteración

La roca tiene una coloración roja-rosácea, muestra una textura porfirítica, con microcristales de cuarzo y feldespatos, en algunos sectores contiene dolomita y clorita, la matriz es principalmente de feldespato.

La muestra presenta litoclastos angulares, así como fragmentos redondeados en menor cantidad, la mayor parte de los fragmentos de tamaño pequeño son de cuarzo y feldespato, mientras que los de mayor tamaño son de cuarzo casi en su totalidad.

La mineralogía consta de dolomita, feldespato, cuarzo y clorita como mineral accesorio. Las dolomitas se encuentran aisladas y son hipidiomórficas, así también los cristales de cuarzo y feldespato presentan una forma similar.

En la lámina delgada se encontró la presencia de pómez bordeando microcristales de cuarzo y feldespato (Figura 4-6 A).

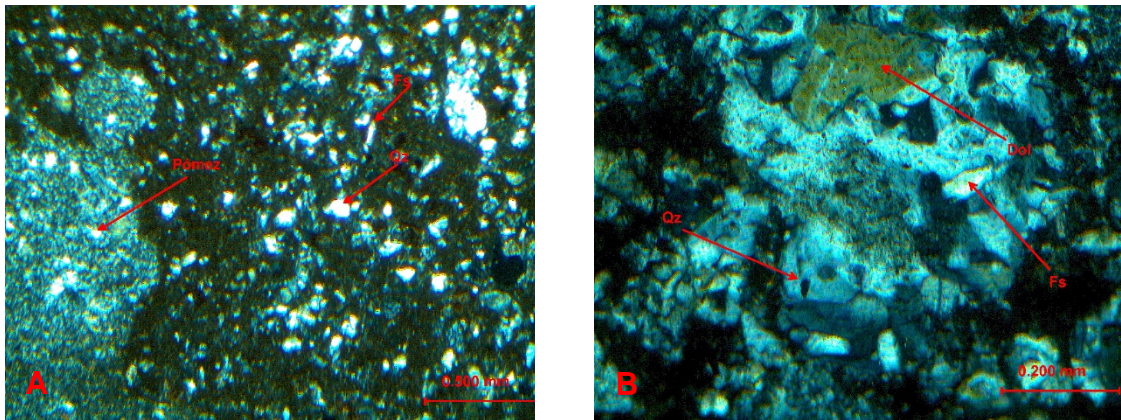


Figura 4-6: Roca con textura porfirítica y con microcristales de cuarzo y feldespato. A) Fragmento de pómez aislado y fragmentos de cuarzo y feldespato en la matriz. B) Dolomita hipidiomórfica, así como minerales de feldespato y cuarzo xenomórficos e hipidiomórficos.

4.1.1.7 Muestra: LM-07

Tabla 4-7: LM-07

Muestra: LM-07
Unidad: Toba alterada

Coordenadas: 14R0386124E, 273090N

Mineralogía

Minerales

Sd 10%

Dol 15%

Ca 15%

Clasificación: Toba con alteración

Minerales accesorios

Fs 10%

He 5%

Matriz

**45% cuarzo-
feldespática**

La roca presenta una textura vítrea microgranular con una coloración pardarósacea, con una alteración propilítica.

La roca presenta una textura afanítica microgranular con una coloración parda, con una alteración propilítica.

La mineralogía está compuesta principalmente de pseudomorfos de feldespatos, calcita, dolomita y siderita. Los cristales de dolomita son idiomórficos, pero estos minerales presentan una forma típica de los feldespatos debido a que los feldespatos fueron reemplazados por la alteración, además, están siendo reemplazados por óxidos de hierro en su núcleo (Figura 4-7).

La alteración de la roca proporciona información sobre los cristales de dolomita y que previamente fueron feldespatos, algunos cristales de dolomita presentan crecimiento de una forma masiva y contienen otros cristales dentro de estos mismos. El crecimiento de estos cristales afecta a la matriz ya que estos cristales presentan la misma textura de la matriz.

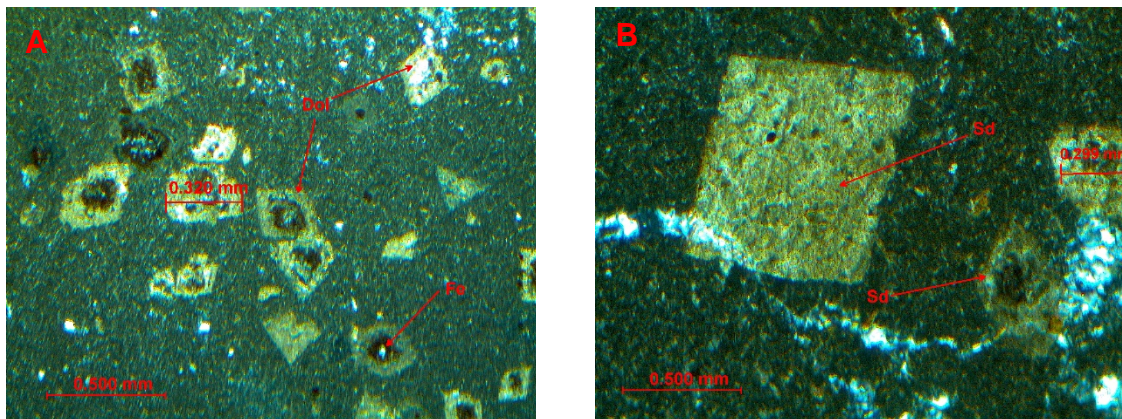


Figura 4-7: Cristales de dolomita y siderita dentro de una matriz criptocristalina, A) Cristales de dolomita con núcleos oxidados por hierro, esto producto de la alteración, los óxidos de hierro son de forma similar al cristal que están reemplazando. B) Cristal de siderita idiomórfico el cual presenta un crecimiento anormal y presenta vestigios de la matriz dentro del cristal.

4.1.1.8 Muestra: LM-08

Tabla 4-8: Muestra: LM-08

Muestra: LM-08
Unidad: Toba alterada

Coordenadas: 14R0386124E, 2730903N

Mineralogía

Minerales

Sd 20%

Dol 15%

Ca 15%

Clasificación: Toba con alteración

Minerales accesorios

Fs 10%

Qz 5%

Matriz

**35% cuarzo-
feldespática**

La roca es de una coloración rosa-parda, muestra una textura porfirítica, con cristales de diferente tamaño, algunos angulares, matriz microcristalina cuarzo feldespática.

La mineralogía que se encuentra en la roca es de dolomita, feldespatos, cuarzo y hematita (opacos). Los cristales de dolomita presentes en la roca están dispersos en toda la muestra, algunos son idiomórficos, mientras que otros crecieron de manera masiva (Figura 4-8 A y B).

Los carbonatos se encuentran en un estado de alteración mayor, la alteración primaria lleva a que los feldespatos sean reemplazados a carbonatos, mientras que aquí se puede observar que estos carbonatos están siendo alterados.

Los cristales de siderita conservan en sus bordes algunos microcristales de la matriz, esto indica que estos cristales ya han sido cristales con un crecimiento. Las formas de estos minerales son hipidiomórficos ya que sus bordes presentan una alteración mayor y adquieren formas diferentes. Los microcristales de cuarzo y feldespato están distribuidos uniformemente por toda la roca.

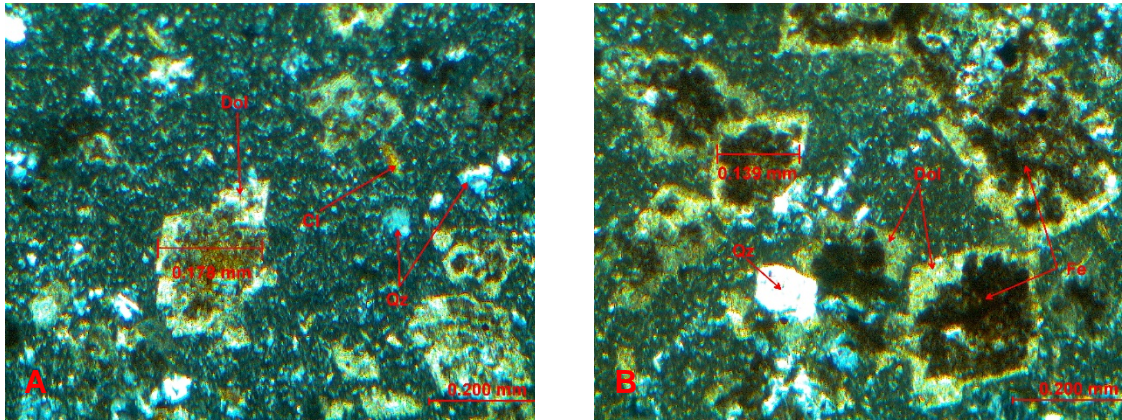


Figura 4-8: Cristales de dolomita, siderita y cuarzo en una matriz criptocristalina. A) Cristales de dolomita dentro de una matriz criptocristalina, con presencia de oxidación en su núcleo, también se puede observar microcristales de cuarzo distribuidos por toda la roca y un microcristal de clorita. B) Cristales de dolomita y siderita hipidiomórficos con bordes desgastados y el grado de oxidación más avanzado. Los cristales aun preservan marcas de la matriz criptocristalina.

4.1.1.9 Muestra: LM-09

Tabla 4-9: Muestra: LM-09

Muestra: LM-09
Unidad: Toba verde alterada

Coordenadas: 14R0386133E, 2730893N

Mineralogía

Minerales
Dol 20%
Sd 15%

Minerales accesorios
Fs 10%, He 5%
Matriz
50%

Clasificación: Toba con alteración

La roca presenta una coloración verde, con una textura afanítica y una matriz microcristalina compuesta por feldespatos, embebidos en esta matriz se encuentran cristales de gran tamaño y otros más pequeños. La mineralogía de la roca está compuesta de feldespatos y dolomitas la mayor parte de la roca está constituida por la matriz.

Dentro de la matriz se pueden observar microcristales de feldespato en abundancia.

Los cristales de dolomita tienen un tamaño irregular y son grandes, estos son hipidiomórficos a xenomórficos y en algunas zonas presentan un relieve contrastante con los demás minerales, además de presentar zonas irregulares también se observan minerales más pequeños de siderita con núcleos de hematita (Figura 4-9 B).

Algunos cristales de dolomita presentan fracturas a micro fracturas, también el clivaje es visible en el mineral.

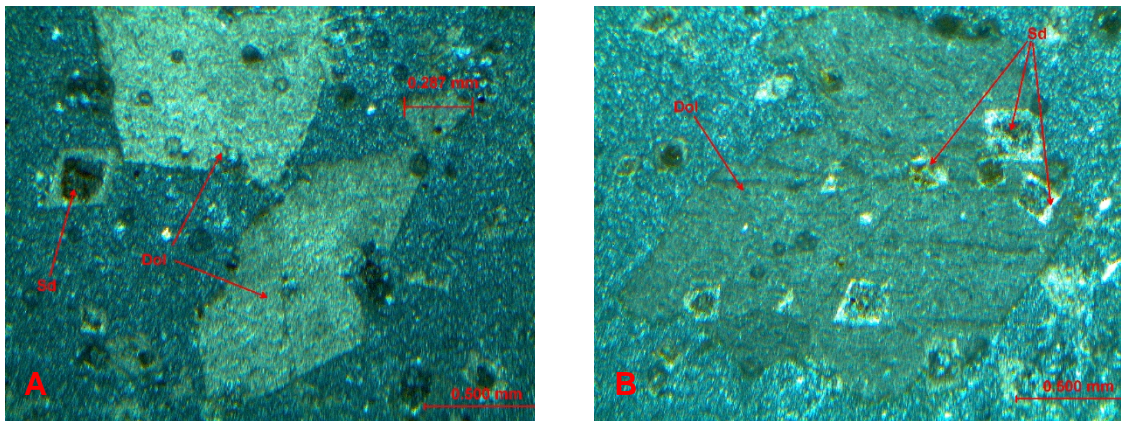


Figura 4-9: Cristales de dolomita y siderita dentro de una matriz microcristalina. A) Cristales de dolomita hipidiomórficos con crecimiento los cuales presentan golfos de corrosión, también se encuentran microcristales de feldespato en la matriz. B) Cristal de dolomita crecido con cristales de siderita en su interior, también se pueden observar que los cristales de siderita tienen en su núcleo óxidos de hierro.

4.1.1.10 Muestra: LM-10

Tabla 4-10: Muestra: LM-10

Muestra: LM-10
Unidad: Toba verde
alterada

Coordenadas: 14R0386133E, 2730893N

Mineralogía

Minerales
Dol 25%
Sd 20%

Minerales accesorios
He 5%
Matriz
50% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba con alteración

La roca presenta una textura afanítica y una matriz microcristalina compuesta por feldespatos. La mineralogía de la roca es uniforme, los cristales visibles son de dolomita, siderita y hematita.

Los cristales de dolomita están crecidos, presentan una coloración gris y algunos están en contacto entre otros, estos cristales están reemplazando feldespatos. La dolomita presenta un relieve alto en los cristales más crecidos (Figura 4-10 A).

Las dolomitas presentan en su estructura interna pequeños cristales de siderita, estos minerales dolomita tienen una textura similar a la matriz lo que indica crecimiento.

Los individuos pequeños son sideritas aisladas en una matriz y son hipidiomórficos, en algunos sectores se puede ver la presencia de microcristales de feldespatos pertenecientes a la matriz.

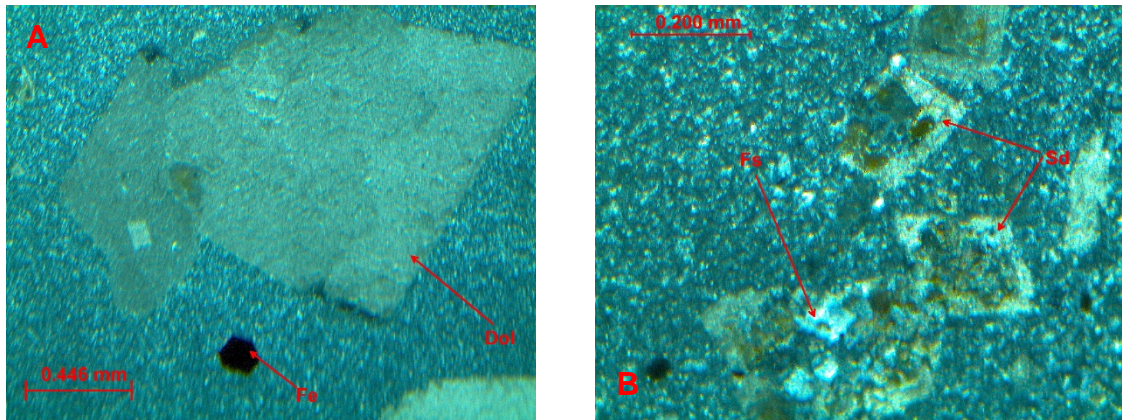


Figura 4-10: Cristales de dolomita en una matriz vítrea. A) Cristal crecido de dolomita con un relieve claramente alto. B) Cristales de siderita en una matriz microcristalina posiblemente de feldespatos, además de feldespatos aislados que se encuentran distribuidos en la roca.

4.1.1.11 Muestra: LM-11

Tabla 4-11: Muestra: LM-11

Muestra: LM-11
Unidad: Toba verde alterada

Coordenadas: 14R0386133E, 2730893N

Mineralogía

Minerales
Dol 35%
Sd 10%

Minerales accesorios
He 5%
Matriz
50% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba con alteración

La roca tiene una textura afanítica, con una matriz microcristalina con microcristales de feldespatos y cuarzo en abundancia. La roca presenta una coloración verdosa y tiene una mineralogía uniforme conformada principalmente de dolomita y siderita.

La roca presenta una gran cantidad de cristales de gran tamaño de dolomita, idiomórficos, mientras que otros se encuentran crecidos, en las dolomitas se puede apreciar vestigios de matriz, además contienen otros cristales de dolomita idiomórficos de menos tamaño dentro.

Los cristales de menor tamaño presentan un centro oxidado en referencia al borde, esto es signo de una alteración secundaria. Las dolomitas también tienen feldespatos en el interior (Figura 4-11 A).

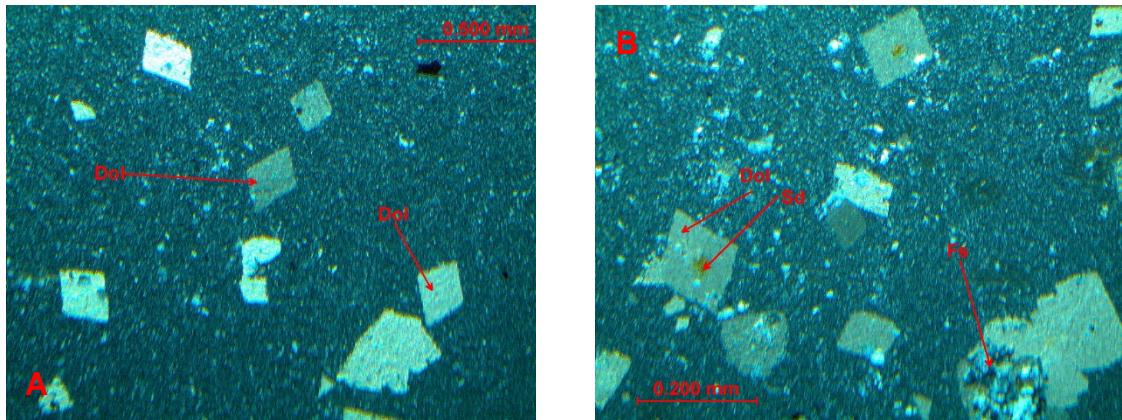


Figura 4-11: cristales idiomórficos de dolomita en una matriz microcristalina, A) Cristales idiomórficos e hipidiomórficos de dolomita, B) Cristal de dolomita con centro de siderita causado por la alteración, cristales de feldespato dentro de un cristal hipidiomórfico crecido de dolomita, se pueden observar microcristales por toda la roca de feldespato y cuarzo, NX.

4.1.1.12 Muestra: LM-13

Tabla 4-12: Muestra: LM-13

Muestra: LM-13
Unidad: Toba verde
alterada

Coordenadas: 14R0386130E, 2730890N

Mineralogía

Minerales
Dol 10%
Sd 25%
Fs 10

Minerales accesorios
He 10%
Matriz
45% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba con alteración

La roca presenta una coloración gris con una textura afanítica, una matriz microcristalina, la mineralogía consta de: dolomita, siderita, feldespatos y hematita los microcristales son de feldespatos.

Dentro de la matriz se pueden reconocer líneas las cuales son causadas por la orientación de los minerales en este caso pertenecientes a la matriz microcristalina (feldespato y cuarzo).

La muestra presenta una gran variedad de cristales de gran tamaño, los cuales son de dolomita algunos presentan su relieve bien definido con coloración gris y son idiomórficos, mientras otros están siendo reemplazados en su núcleo por siderita.

Algunos cristales de dolomita están crecidos y tienden a presentar en algunas zonas vestigios de la matriz y en su núcleo tienden a presentar cristales idiomórficos de siderita (Figura 4-12 B).

En esta muestra en comparativa con las tobas anteriores la sideritización es más pronunciada, se encuentran mayor cantidad de cristales de dolomita alterados por la siderita

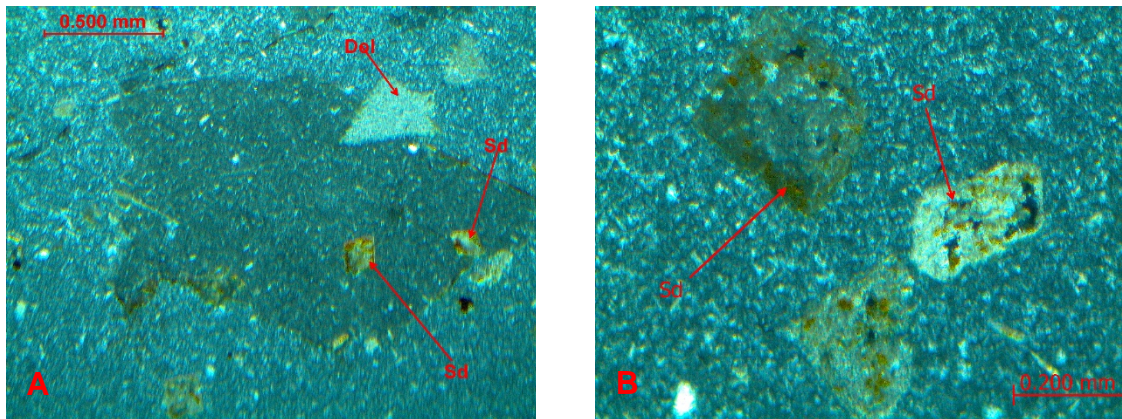


Figura 4-12: Cristales crecidos de dolomita con intercalaciones de cristales de siderita. A) Intercalaciones de siderita dentro de los cristales xenomórficos más grandes de dolomita, B) Cristales de siderita idiomórficos e hipidiomórficos resultado de la alteración.

4.1.2 Petrografía Arroyo Colorado, La Mesita

Las muestras de la segunda sección pertenecen a una zona cercana a La Mesita, denominada Arroyo Colorado, en donde se recolectaron 3 muestras representativas

(LM-14 a LM-16), la localización puede ser obtenida mediante el mapa de la Figura 3-3.

4.1.2.1 Muestra: LM-14

Tabla 4-13: Muestra LM-14

Muestra: LM-14
Unidad: Toba guinda

Coordenadas: 14R386120E, 2730900N

Mineralogía

Minerales

Qz 10%

Fs 25%

Ca 10

Minerales accesorios

Ep 5%

Matriz

**60% cuarzo-
feldespática**

Clasificación: Toba

La muestra presenta una coloración guindo, con una textura afanítica y una matriz microcristalina la matriz está compuesta principalmente por microcristales de feldespato y cuarzo, mientras que la mineralogía de la roca contiene cristales hipidiomórficos de feldespato, cuarzo, calcita y epidota.

Los microcristales de epidota presentan pequeños golfos de corrosión y están esparcidos por toda la muestra, los cristales de feldespato son angulares y algunos están maclados van de hipidiomórfico a xenomórfico (Figura 4-13).

Existe poca presencia de cristales de carbonato en menor cantidad y en cristales que se identificaron como calcita, son hipidiomórficos y están distribuidos en diversos sectores, estos cristales de calcita son de color blanco y algunos están fracturados. La muestra contiene un sector con pumita, dentro de la cual se encuentran grandes cristales de feldespatos y una matriz vítrea posiblemente de cuarzo y feldespato.

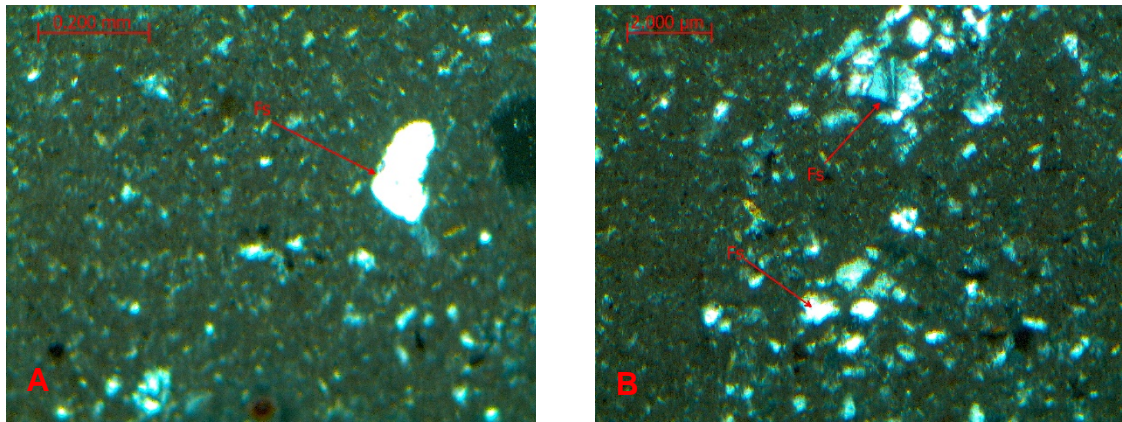


Figura 4-13: Cristales de feldespato en la muestra, A) Cristal de feldespato hipidiomórfico, dentro de la matriz microcristalina, B) cristales de feldespato xenomórficos los cuales presentan alteración y algunos pequeños golfos de corrosión, cristales de epidota de coloración amarillo/pardo, esparcidos por toda la muestra.

4.1.2.2 Muestra: LM-15

Tabla 4-14: Muestra. LM-15

Muestra: LM-15
Unidad: Toba

Coordenadas: 14R386120E, 2730900N

Mineralogía

Minerales
Fs 25 %
Ca 10%

Minerales accesorios
He 8%
Ep 7%
Matriz
50% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba rosácea

La muestra tiene una coloración rosa/ guinda, con una textura afanítica y una matriz microcristalina, la matriz está conformada por cuarzo y feldespatos.

La mineralogía está compuesta de cristales de feldespatos, cuarzos, epidota y carbonatos. Los cristales que se pueden apreciar a simple vista son cristales de feldespatos alcalinos estos fenocristales son hipidiomórficos a xenomórficos (Figura 4-14) y se encuentran aislados. Los cristales de carbonato son poco abundantes pero los que están en la muestra se encuentran con presencia de bordes de alteración, así como alteración interna, alterando al mineral a siderita.

Los minerales accesorios encontrados en la roca fueron la epidota y la hematita, la epidota se encuentra con coloración parda y en microcristales aislados por toda la roca, mientras que la hematita presenta cristales hexagonales perfectamente formados o idiomórficos.

La alteración en esta muestra es pobre y la presencia de carbonatos es menor, los pocos carbonatos encontrados son microcristales hipidiomórficos a xenomórficos con bordes de alteración.

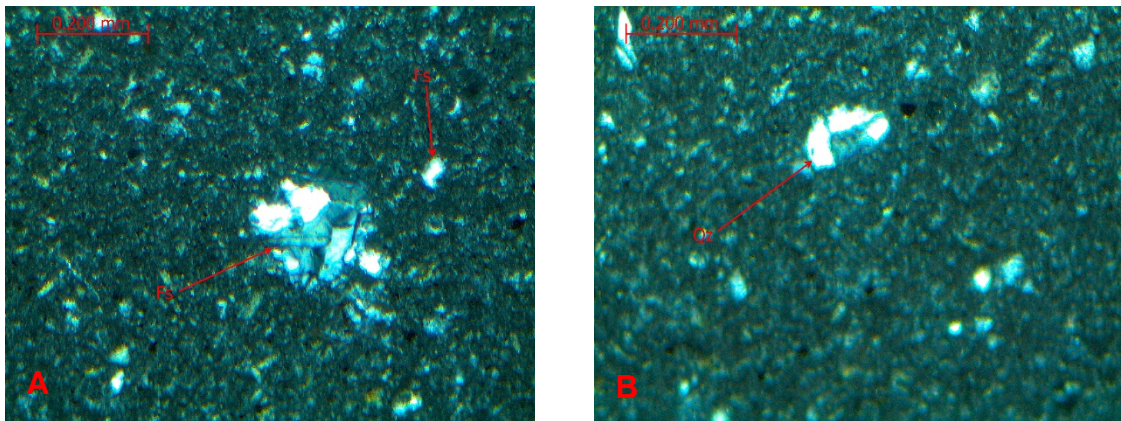


Figura 4-14: Cristales aislados de feldespato y cuarzo, A) Cristales de feldespatos embebidos en una matriz criptocristalina de feldespato y cuarzo, B) Microcristal de cuarzo hipidiomórfico embebido en la matriz.

4.1.2.3 Muestra: LM-16

Tabla 4-15: Muestra: LM-16

Muestra: LM-16
Unidad: Toba grisácea

Coordenadas: 14R386120E, 2730900N

Mineralogía

Minerales

Qz 30%

Fs 10%

Minerales accesorios

Ep 5%

Matriz

**55% cuarzo-
feldespática**

Clasificación: Toba grisácea

La muestra tiene una coloración verde, con una textura afanítica y una matriz microcristalina, la matriz está conformada por microcristales de feldespato y cuarzo casi en su totalidad.

La mineralogía de la muestra está compuesta de cristales de cuarzo en su mayoría, este cuarzo es hipidiomórfico a xenomórfico (Figura 4-15 A). La toba es de grano muy fino, no presenta marcas de flujo, tampoco tiene presencia de carbonatos como calcita, dolomita o siderita como en muestras anteriores.

La alteración en esta roca es casi nula, esta toba se encontraba encima de las rocas que se encontraban en contacto directo con la Fm. Minas viejas. En esta roca no se detectaron minerales de hierro tales como la hematita, y contiene poca alteración.

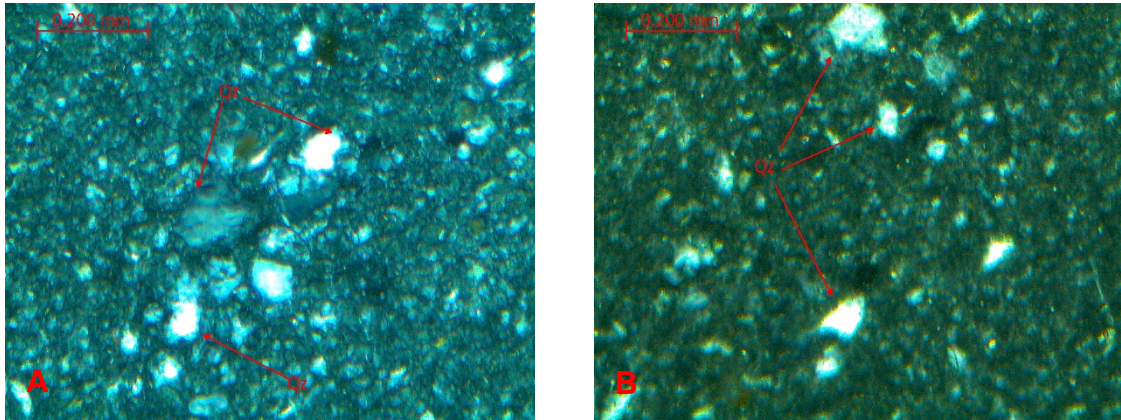


Figura 4-15: Microcristales de cuarzo dentro de la muestra, A, B) Microcristales de cuarzo embebidos en la matriz criptocristalina.

4.1.3 Petrografía La Agüita

Las muestras pertenecen a la localidad denominada La Agüita, y fueron seleccionadas 3 muestras representativas (AG-01, AG-03, AG-04), la ubicación del afloramiento puede ser observada en la Figura 3-3.

4.1.3.1 Muestra: AG-01

Tabla 4-16: Muestra: AG-01

Muestra: AG-01
Unidad: Toba alterada

Coordenadas: 14R0384788E, 2732927N

Mineralogía

Minerales

Sd 30%
Dol 10%

Minerales accesorios

He 10%
Matriz
50% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba alterada

La roca contiene una coloración gris, tiene una textura afanítica microcristalina que consta principalmente de feldespato.

La mineralogía de la muestra consta de una gran cantidad de minerales carbonatados en su totalidad, como siderita y dolomita estos cristales son hipidiomórficos, estos cristales presentan una alteración avanzada y presentan crecimiento del cristal teniendo así otros cristales más pequeños dentro de los mismos.

La mayoría de los cristales carbonatados presentan un halo de alteración a diferencia de las muestras de La Mesita, estas muestras presentan alteración del borde a su núcleo, estos cristales de gran tamaño a menudo presentan golfos de corrosión símbolo de la alteración avanzada (Figura 4-16B).

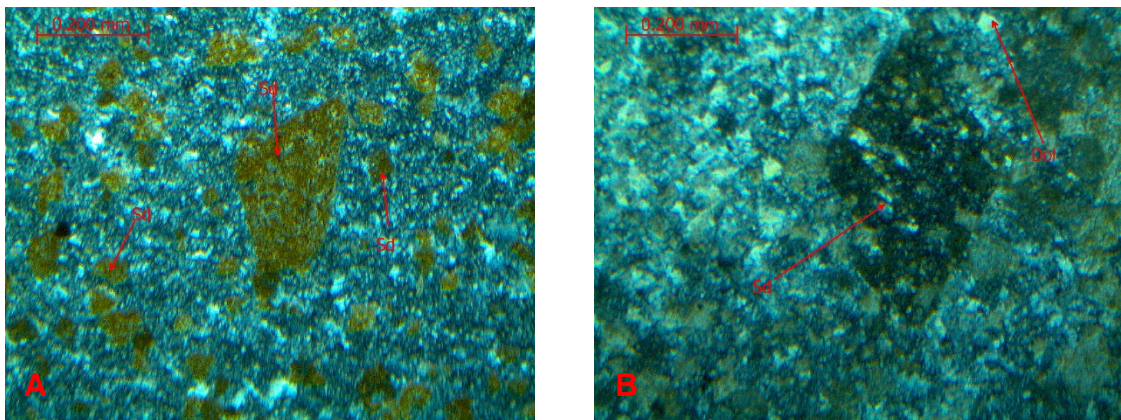


Figura 4-16: Cristales de carbonato embebidos en una matriz microcristalina, A) Cristales de siderita totalmente alterados con una coloración parda e hipidiomórficos a xenomórficos, B) Cristal de siderita con golfos de corrosión símbolo de la alteración en contacto con cristales de gran tamaño de dolomita.

4.1.3.2 Muestra: Ag-03

Tabla 4-17: Muestra: AG-03

Muestra: Ag-03
Unidad: Toba
volcanoclástica

Coordenadas: 14R0384809E, 2732891N

Mineralogía

Minerales
Qz 20%
Fs 15%
Sd, Dol 10%

Minerales accesorios
Ep 5%
Matriz
50% cuarzo-
feldespática

Clasificación: Toba volcanoclástica

La roca muestra una textura granuda llena de clastos casi del mismo tipo, es homogénea en el tamaño de los granos, salvo algunos granos aislados, la coloración presente en la roca es pardo-morado.

La mineralogía de la roca es de cuarzo, feldespato y carbonatos, los cristales de menor tamaño son cuarzos y feldespatos xenomórficos y se puede observar que son cristales retransportados, mientras que los cristales de mayor tamaño se encuentran aislados son carbonatos carbonatos tales como dolomita y siderita, pero estos minerales no son idiomórficos mas bien son hipidiomórficos, los minerales accesorios que se pudieron encontrar, fueron microcristales de epidota.

La roca presenta una granulometría homogénea, y con una variación en la presencia de carbonatos, esta roca presenta más semejanzas con una mineralogía volcánica (Figura 4-17). La alteración de la roca es pobre y puede interpretarse como una roca epiclástica

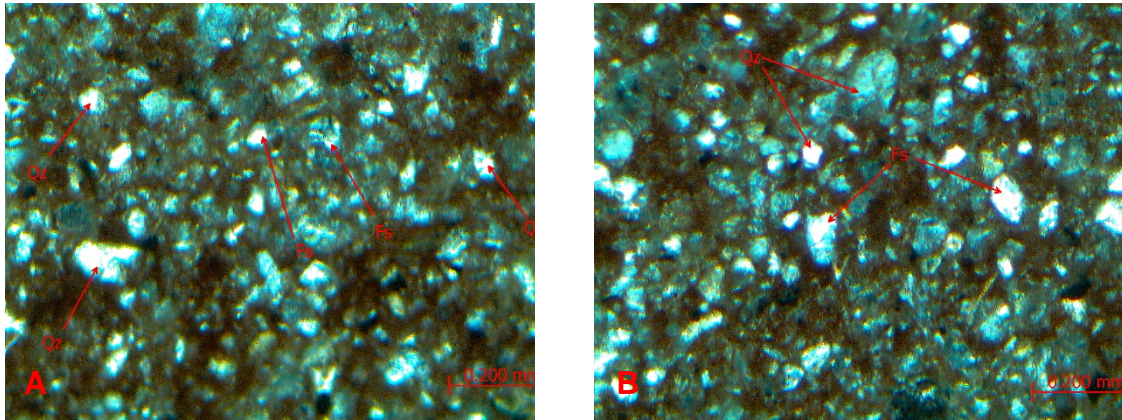


Figura 4-17: Cristales de cuarzo y feldespatos xenomórficos en la muestra, A) Se pueden observar cristales homogéneos de feldespatos, pero los cuales presentan formas que indican que fueron retransportados B) Cristales con bordes casi redondeados de cuarzo y feldespato, marcando así una evidencia más fuerte del transporte. Los cristales en su totalidad son de cuarzo y feldespato los pequeños microcristales marón encontrados son epidotas.

4.1.3.3 Muestra: Ag-04

Tabla 4-18: Figura. AG-04

Muestra: Ag-04
Unidad: Arenisca
volcanoclástica

Coordenadas: 14R0384832E, 2732866N

Minerales
Qz 30%

Mineralogía

Matriz
35% cuarzo-
feldespática

Fs 35%

Clasificación: Arenisca volcanoclástica

La roca presenta una coloración gris-verdosa, pero presenta internamente una granulometría diferente, presenta cristales pequeños tanto como cristales grandes, y se pueden observar clastos que presentan una textura porfirítica interna, arrojando así resultado del origen de estos cristales

La mineralogía de la roca en su mayor parte está compuesta de cuarzo y feldespato, los cristales son xenomórficos en su mayoría y algunos hipidiomórficos.

Los litoclastos en su mayoría encontrados contienen una textura porfirítica y una matriz microcristalina, preferencialmente de cuarzo y feldespato (Figura 4-18).

La roca no presenta ningún símbolo de alteración, esta roca a diferencia de las muestras extraídas en La Mesita, no existe presencia de cristales de carbonato de ningún tipo, ni dolomita, calcita o siderita.

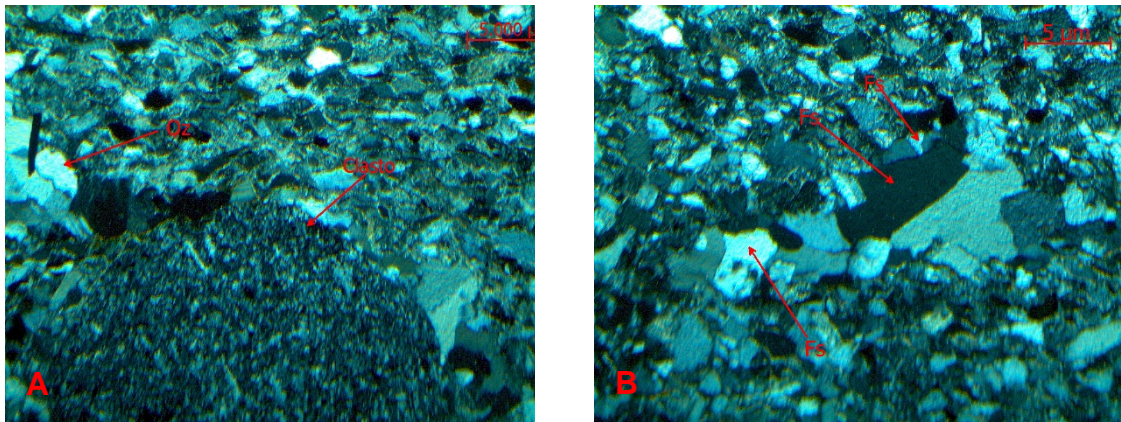


Figura 4-18: Muestra de lámina delgada de la arenisca volcániclastica, A) Clasto con textura porfirítica dentro de la lámina, se puede observar el comportamiento de los minerales bordeando el clasto. B) Cristales de feldspatos de gran tamaño xenomórficos causados por la transportación.

4.1.4 Petrografía La Enramada

Esta muestra pertenece a la localidad La Enramada, en donde se tomaron 3 muestras EN-01, EN-02 y EN-03. La muestra EN-02 fue analizada petrográficamente

4.1.4.1 Muestra: EN-2

Tabla 4-19: Muestra EN-2

Muestra: EN-2
Unidad: Roca
volcánica

Coordenadas: 14R0389351E, 2721929N

Minerales
Qz 20%
Fs 70%

Mineralogía

Matriz
10% feldespática

Clasificación: Traquita

La muestra tiene una textura traquítica, está compuesta principalmente de feldespatos en una matriz microlítica fluidal, y tiene algunos cristales de cuarzo. (Figura 4-19)

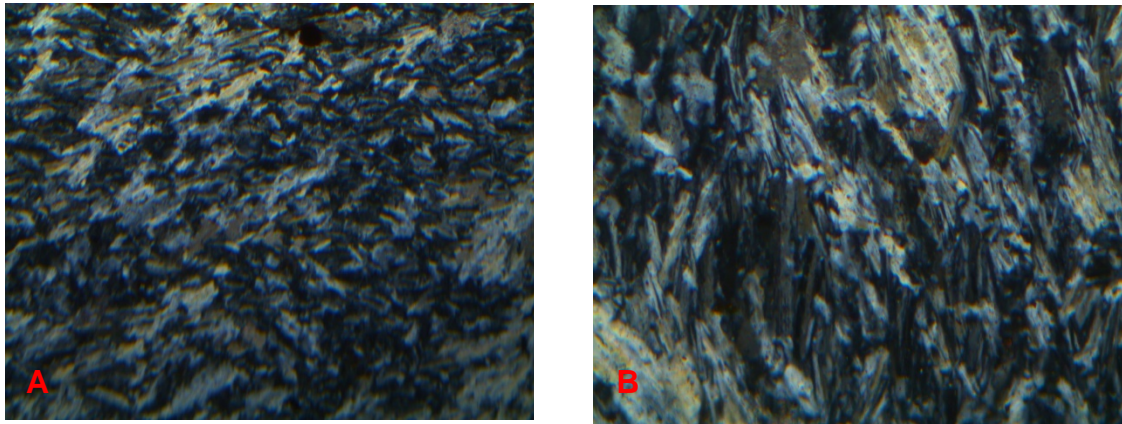


Figura 4-19: Muestra de lámina delgada de la traquita, en donde se puede observar A) Orientación de los microcristales producida por el flujo de lava, B) Cristales tabulares de feldespatos con la misma orientación de la matriz.

5 Geoquímica

El análisis geoquímico se efectuó para 9 muestras de la localidad denominada La Mesita, dividida en dos zonas Cerro Largo y Arroyo Colorado, 3 muestras de la localidad La Agüita y 3 muestras de La Enramada, dando un total de 15 muestras (Figura 3-3).

Los estudios fueron realizados en laboratorios comerciales ACME (Canadá) por espectrometría de emisión óptica acoplada inductivamente a plasma (ICP-OES) para determinar elementos mayores y por espectrometría de masas acoplada inductivamente a plasma (ICP-MS)

Cabe denotar que el arreglo mineralógico y la textura de cada una de las muestras de toba alterada se encuentra reportado en la sección anterior (4 *Petrografía*). Es importante recordar que, la alteración superficial de las rocas ígneas puede provocar cambios pequeños en la química total, mientras que una alteración intensa está acompañada en cambios en los elementos mayores, como Na_2O , K_2O y CaO y en elementos traza móviles, tal como Rb, Sr y Ba (Gill, 2010). Es probable que la alteración pervasiva detectada en las muestras bajo estudio fue propiciada por el ambiente de depósito evaporítico. La abundancia de carbonatos y óxidos de hierro es un indicador de la alteración.

La composición química en elementos mayores y traza (Tabla 5-1) de las muestras bajo estudio ha sido utilizada para elaborar diversos diagramas de clasificación, de REE normalizados a condrita, multielemental normalizados a manto primordial y de afinidad tectónica. En los siguientes apartados se explica la aplicación de estos grupos de elementos en la solución del problema petrológico.

5.1 Elementos mayores

Se denominan así porque están presentes en altas concentraciones e incluyen a Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K y P. Su composición se expresa en unidades de %

peso del óxido. Estos elementos controlan la cristalización de minerales a partir de fundidos. También son responsables de propiedades tal como la viscosidad, densidad, difusividad, conductividad, resistencia a estrés mecánico o térmico, etc. La composición de elementos mayores se ha utilizado como un medio de clasificación de rocas ígneas y sedimentarias.

Tabla 5-1: Tabla de elementos mayores menores y traza para las rocas volcánicas de las localidades, en donde Agüita AG, Cerro Largo (CL), Arroyo Colorado (AC) y Enramada (EN).

M	LM-06	LM-07	LM-08	LM-09	LM-10	LM-11	LM-14	LM-15	LM-16	AG-03	AG-04	AG-07	EN1	EN2	EN3
Zona	CL	CL	CL	CL	CL	CL	AC	AC	AC	AG	AG	AG	EN	EN	EN
<i>(a) Elementos Mayores (% en peso)</i>															
SiO ₂	70.85	61.84	55.59	58.36	58.16	59.06	59.07	60.18	54.52	63.92	71.09	59.87	75.53	69.22	69.2
TiO ₂	0.70	0.72	0.65	0.60	0.62	0.66	0.67	0.65	0.65	0.60	0.66	0.63	0.67	0.47	0.57
Al ₂ O ₃	16.14	16.52	14.97	16.17	16.74	17.59	17.06	17.43	17.92	13.66	11.77	16.53	14.14	17.23	13.35
Fe ₂ O ₃	1.40	1.45	1.49	1.17	1.31	0.69	5.46	4.11	4.64	5.94	4.77	4.70	0.2	6.84	0.97
MnO	0.01	0.04	0.05	0.02	0.08	0.05	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05
MgO	0.68	2.28	4.18	3.14	3.02	2.45	6.65	4.91	10.62	4.34	3.80	6.94	0.02	0.02	0.29
CaO	0.51	3.37	5.75	4.79	4.42	3.66	0.37	1.06	0.42	1.89	0.24	1.05	0.13	0.21	0.43
Na ₂ O	8.45	8.61	7.94	7.72	7.90	10.01	6.78	7.77	5.77	1.79	3.20	1.25	7.37	7.15	9.89
K ₂ O	0.04	0.29	0.23	0.88	0.99	0.05	0.03	0.22	0.03	2.64	1.06	3.54	0.09	0.07	0.15
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.11	0.13	0.12	0.12	0.06	0.13	0.15
PPI	1.00	4.60	8.90	6.90	6.50	5.50	3.60	3.40	5.10	4.90	3.10	5.00	1.10	2.00	4.20
Total	99.91	99.87	99.88	99.88	99.88	99.86	99.83	99.87	99.79	99.84	99.84	99.67	99.24	99.38	99.25
CO ₂	0.17	2.74	7.33	5.1	4.63	4.71	0.03	0.27	0.04	1.13	0.02	0.53	0.01	0.08	0.08

Tabla 5-1 (Cont.)

M	LM-06	LM-07	LM-08	LM-09	LM-10	LM-11	LM-14	LM-15	LM-16	AG-03	AG-04	AG-07	EN1	EN2	EN3
Zona	CL	CL	CL	CL	CL	CL	AC	AC	AC	AG	AG	AG	EN	EN	EN
(a)	<i>Elementos Traza (ppm)</i>														
Rb	0.5	8.5	6.4	24.9	29.2	0.6		9.6	0.4	74.6	31.8	104.8	1	1	7
Sr	33.4	40.7	44.4	32.7	32.8	29.7	30.9	31.1	29.7	20.2	18.7	15.5	102	343	72
Ba	64	44	10	12	15	10	8	17	7	189	69	211	28	23	78
Co	0.7	0.8	1.2	8.2	1.5	0.9	5.4	4.0	7.7	13.2	12.4	17.2	0	1	2
Cu	2.0	3.0	2.4	1.7	1.8	2.3	0.3	0.4	0.1	0.8	1.3	0.9	0.01	7.4	17.1
Cr	28.3	33.9	28.3	28.3	31.1	31.1	28.3	25.4	25.4	25.4	16.9	31	20	27	34
Ni	27	34	26	50	41	20	44	47	59	41	37	44		1	17
V	91	92	122	126	132	131	110	118	116	89	74	124	83	63	69
Zn	2	2	1	1	1	1	2	3	4	4	3	5		4	19
Zr	186	169	183	150	160	169	170	163	149	140	242	140	207	164	158
Y	20.2	21.5	24.6	21.6	22.0	23.3	27.3	25.9	19.9	22.6	13.0	24.4	9.2	9.6	13.8
Nb	11.0	10.6	10.7	10.9	10.6	11.7	11.4	11.7	11.3	8.7	8.9	10.8	7	5.9	6
Pb	0.7	0.4	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	1.5	1.1	0.3	01	1	3.1	1.8
Th	9.5	9.8	10.1	10.7	11.3	12.9	11.9	11.6	11.6	8.1	6.4	10.3	4	3.2	3.7
Cs	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.4	0.2	3.4	0.6	5.3	0.5	0.3	0.5
Ga	19.3	19.7	18.7	18.8	20.3	19.3	21.4	19.6	23.9	14.2	9.4	19.8	18	19.6	17.5
Hf	5.3	5.7	5.1	4.4	4.4	4.9	4.9	4.9	4.7	4.1	6.7	4.1	5.4	4.4	4.2
Sn	3	4	3	2	3	3	2	3	2	2	1	3	1	2	1
Ta	0.9	0.8	0.8	0.7	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8	0.6	0.5	0.7	0.4	0.6	0.4
U	1.5	3	2.2	2.6	3.4	3.5	4	2.8	3.2	1.6	2.1	3.1	3.6	6.7	0.8

Tabla 5-1 (Cont.)

M	LM-06	LM-07	LM-08	LM-09	LM-10	LM-11	LM-14	LM-15	LM-16	AG-03	AG-04	AG-07	EN1	EN2	EN3
Zona	CL	CL	CL	CL	CL	CL	AC	AC	AC	AG	AG	AG	EN	EN	EN
<i>(a) Elementos de las Tierras Raras (ppm)</i>															
La	17.8	19.2	24.8	10.5	16.7	52.2	27.9	35.2	30.2	24.4	14.9	30.3	11.1	21	12
Ce	40.2	43.4	56.9	25.3	39.7	117	63.9	81.9	66.8	54.4	33.9	67.6	24.4	43.3	15.6
Pr	4.37	4.79	6.15	2.8	4.24	13.04	7.04	8.48	7.42	6.31	3.81	7.56	2.93	5.79	2.76
Nd	17.2	18.5	24	11.1	16.7	49.5	28.1	31.3	28.4	24.8	15	29.1	11.4	25.5	11
Sm	3.49	3.72	4.64	2.23	3.36	8.26	5.1	5.67	4.93	4.95	2.98	5.28	2.26	4.46	2.6
Eu	0.92	0.81	1.02	0.43	0.53	1.10	0.92	1.08	0.84	1.01	0.52	0.91	0.56	1.3	0.58
Gd	3.25	3.43	4.42	2.73	3.30	5.93	4.56	4.75	3.82	4.63	2.41	4.76	1.69	3.72	2.36
Tb	0.57	0.61	0.79	0.52	0.55	0.72	0.76	0.76	0.57	0.71	0.42	0.73	0.24	0.46	0.39
Dy	3.58	3.7	4.94	3.58	3.69	4.01	4.65	4.6	3.38	4.43	2.45	4.10	1.43	1.85	2.34
Ho	0.72	0.78	1.03	0.72	0.81	0.78	0.95	1.01	0.76	0.80	0.54	0.91	0.3	0.35	0.46
Er	2.29	2.59	2.87	2.55	2.62	2.62	3.09	2.97	2.5	2.39	1.55	2.59	0.9	1.09	1.41
Tm	0.36	0.40	0.44	0.37	0.40	0.43	0.45	0.44	0.39	0.34	0.21	0.40	0.16	0.17	0.19
Yb	2.62	2.64	2.84	2.55	2.60	3.04	3.20	3.08	2.67	2.23	1.74	2.72	1.09	1.09	1.45
Lu	0.39	0.41	0.43	0.38	0.41	0.45	0.48	0.44	0.39	0.35	0.25	0.43	0.18	0.18	0.22

5.1.1 Diagrama TAS

En primera instancia, la composición química de elementos mayores ha sido utilizada para clasificar las rocas bajo estudio por medio del diagrama de álcalis totales vs. Sílice (Le Bas et al., 1986). Las muestras pertenecientes a la localidad Cerro Largo (LM-06 a LM-11) muestran un contenido entre 55 y 70 % de sílice y uno 8 y 9% de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Por su parte, el grupo de Arroyo Colorado (LM-14 a LM-16) muestra un contenido entre 55 y 60% de sílice y de 6 a 8% de álcalis totales. El grupo de La Agüita (AG-03, AG-04, AG-07) tiene entre 60 y 70% de sílice y de 3 a 4% de álcalis totales. Las últimas tres muestras de la Enramada (EN-1, EN-2, EN-3) se caracterizan por mostrar 69-75% de sílice y 7-10% de álcalis totales.

La aplicación del diagrama de TAS (Figura 5-1) refleja una composición traquiandesítica para Cerro Largo, mientras que para Arroyo Colorado se tiene una composición de traquiandesita basáltica a traquiandesita. Las muestras de la Agüita se encuentran en el campo de andesita a dacita, mientras que el último grupo de la Enramada describe una composición riolítica.

Sin embargo, estos resultados tienen que ser tomados con cautela, ya que los procesos de alteración seguramente provocaron variaciones en las composiciones de los elementos mayores.

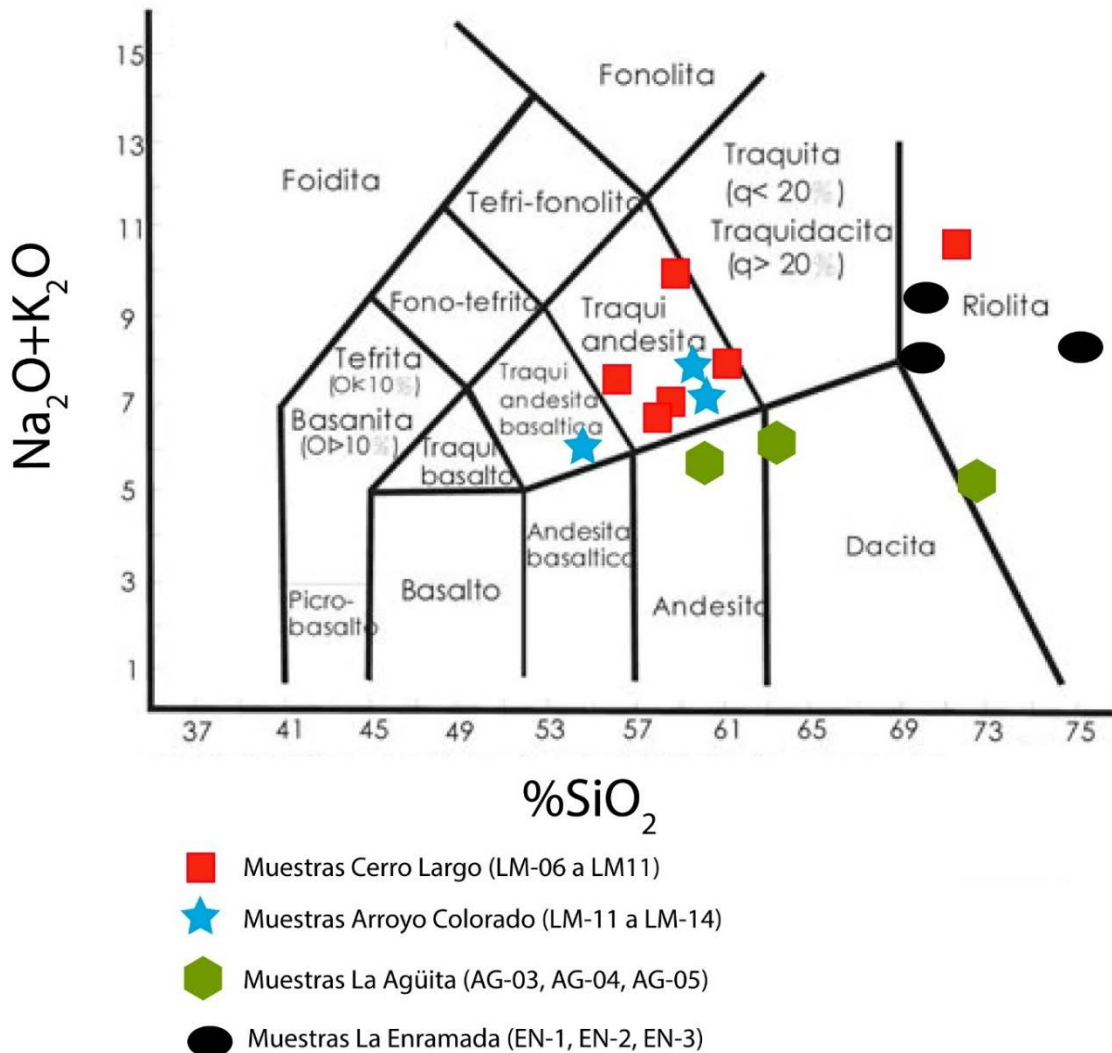


Figura 5-1: Diagrama TAS (álcalis vs sílice), propuesto por Le Bas et al. (1986), en donde se puede observar la clasificación química del volcanismo de la zona de estudio.

5.1.2 Diagrama AFM

De acuerdo a la aplicación del diagrama AFM (Figura 5-2), las muestras de las localidades La Agüita, Carro Largo, Arroyo Colorado y La Enramada presentan una afinidad química de tipo calco-alcalina. Sin embargo, las rocas de Cerro Largo y La Enramada tienden a ser alcalinas.

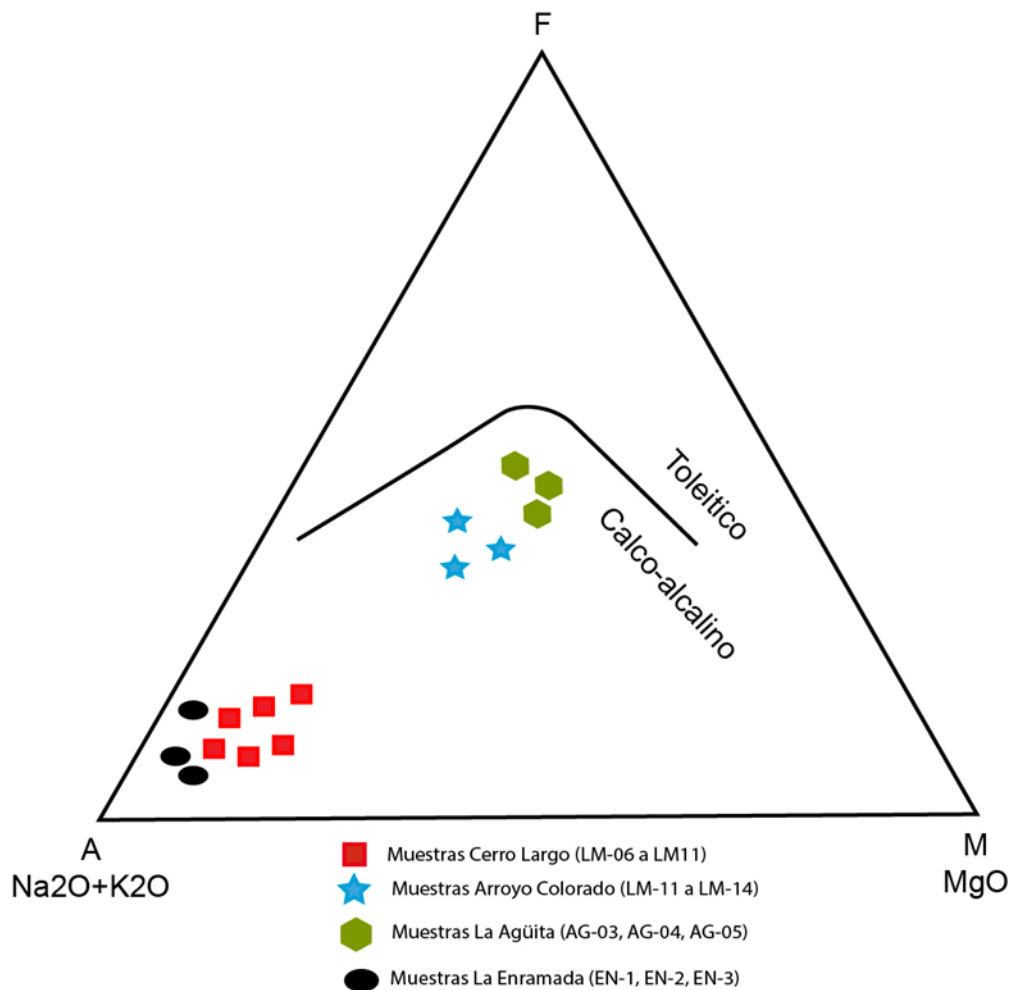


Figura 5-2: Diagrama ternario AFM, en donde cada extremo se muestra una componente de álcalis, magnesio y fierro, diagrama propuesto por Kuno (1968).

5.1.3 Diagramas Harker

Otro tipo de herramienta en donde se utilizan los elementos mayores son los diagramas de variación en función del contenido de SiO₂. Estos diagramas han sido utilizados para estudiar la evolución química de magmas cogenéticos (derivados de una fuente común) y también con fines clasificatorios.

En el diagrama de Harker se grafica en la abscisa el contenido de SiO₂ y en la ordenada los valores de los otros óxidos de elementos mayores. Partiendo de una

evolución cogenética, se esperaría la disminución de concentración de los elementos asociados a minerales ferromagnesianos con el incremento de SiO_2 , mientras que Na_2O y K_2O deberían de aumentar su contenido. El aluminio en este tipo de diagramas muestra muy poca pendiente, con un pequeño incremento en la zona correspondiente a porcentajes en sílice intermedios (56-65%), como consecuencia de la fraccionación de aluminosilicatos.

Los diagramas de variación Harker de Na_2O y K_2O para las muestras de Arroyo Colorado, Cerro Largo, La Agüita y La Enramada se reportan en las Figuras 5-3a y 5-3b. En ambos casos, no existe un patrón claro de variación ni de incremento con el aumento de SiO_2 . Este hecho confirma que la variación geoquímica no se encuentra controlada por un proceso de cristalización fraccionada simple.

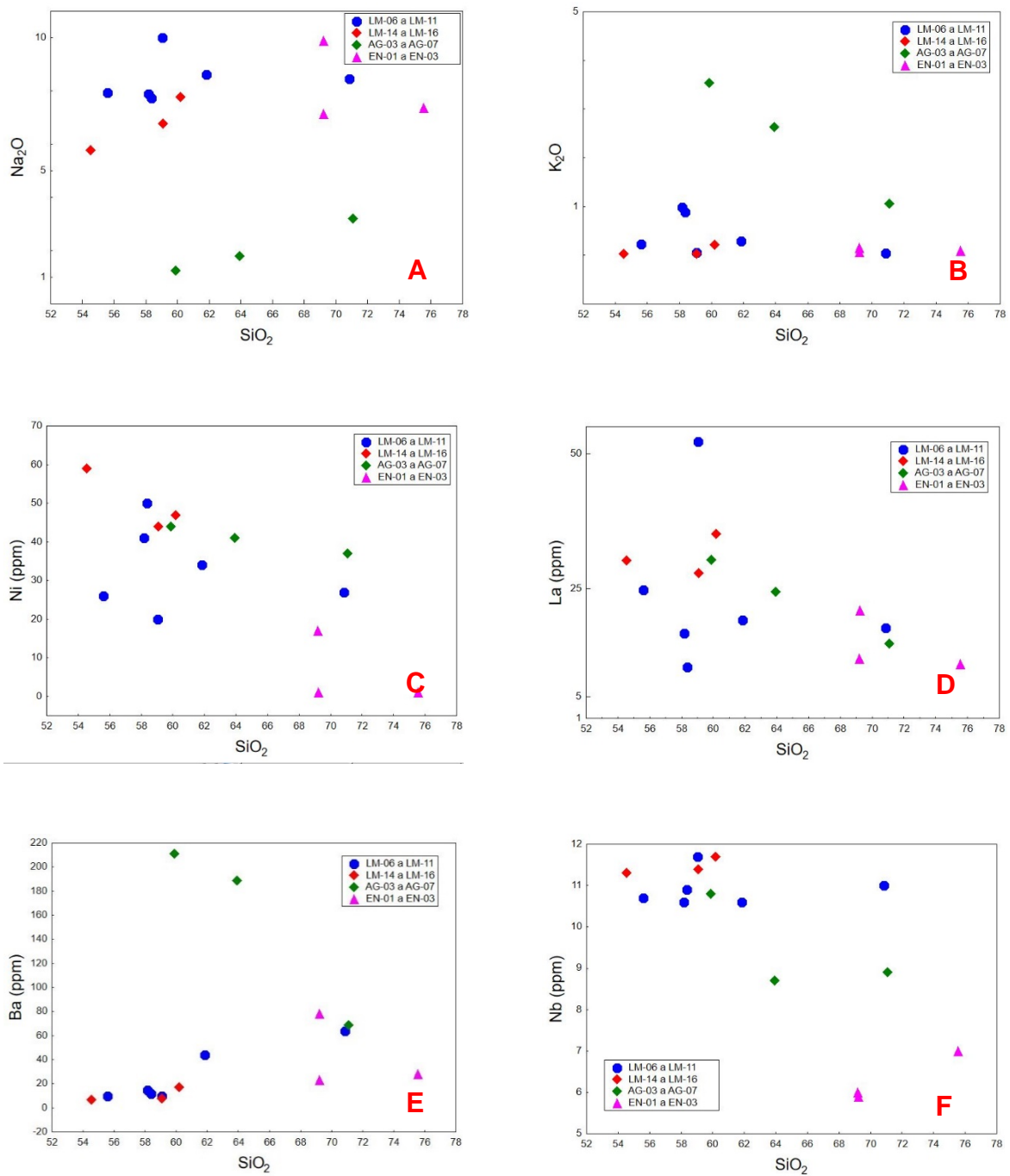


Figura 5-3: Diagramas de variación de Harker, para las rocas de La Mesita (Cerro Largo y Arroyo colorado), La Agüita, y La Enramada.

5.2 Elementos traza

Los elementos menores sustituyen a algunos elementos mayores en minerales principales. Si llegan a estar en concentraciones suficientemente altas pueden llegar a formar minerales independientes, que se denominan accesorios. Por ejemplo, si existe suficiente Zr se forma circón o si hay suficiente P disponible se forma apatito; Ti puede formar rutilo o titanita, o si hubiera suficiente Fe o Ti se puede formar ilmenita (Winter 2001). La composición de elementos traza se ha utilizado como un indicador de procesos magmáticos. En el caso de rocas ígneas alteradas, los elementos traza de baja movilidad se han utilizado para clasificar las rocas. A continuación, se reportan algunas herramientas de uso en petrología que se basan en la aplicación de elementos traza

5.2.1 Diagramas multielementos

Su principal aplicación es el reconocer características de un amplio número de elementos traza en referencia a algún un reservorio conocido, tal como el manto primordial. En los diagramas multielementos, el orden de los elementos en eje de las abscisas se basa en el incremento de incompatibilidad de derecha a izquierda durante la fusión parcial del manto. Otro punto importante es que los elementos incompatibles deben enriquecerse en el fundido durante la fusión parcial, particularmente para condiciones de grado de fusión bajo, o a través de la cristalización fraccionada (Taylor y McLennan, 1985).

El comportamiento de un elemento químico en un ambiente geológico depende mucho de su tamaño y carga. Los elementos incompatibles no cristalizan con gran facilidad en un ambiente magmático. Debido a esto, las concentraciones estos elementos han sido utilizadas para la caracterización de diversos tipos de magmas y procesos.

En los diagramas multielementos realizados para las localidades bajo estudio (Figuras 5-4 a 5-8), la principal característica que se puede observar es que los patrones muestran un comportamiento en zig-zag, con un máximo de Th y U normalizados de 100X con respecto al manto, baja concentración de Ba, K y Sr (asociada posiblemente a la gran movilidad de estos elementos bajo condiciones de intemperismo), así como una anomalía negativa de P (posiblemente asociada a la fraccionación de apatito).

Los diagramas de multi-elementos con evidencia de zig-zag se han reportado como característicos para magmas generados en ambientes de arco (Wilson, 1989).

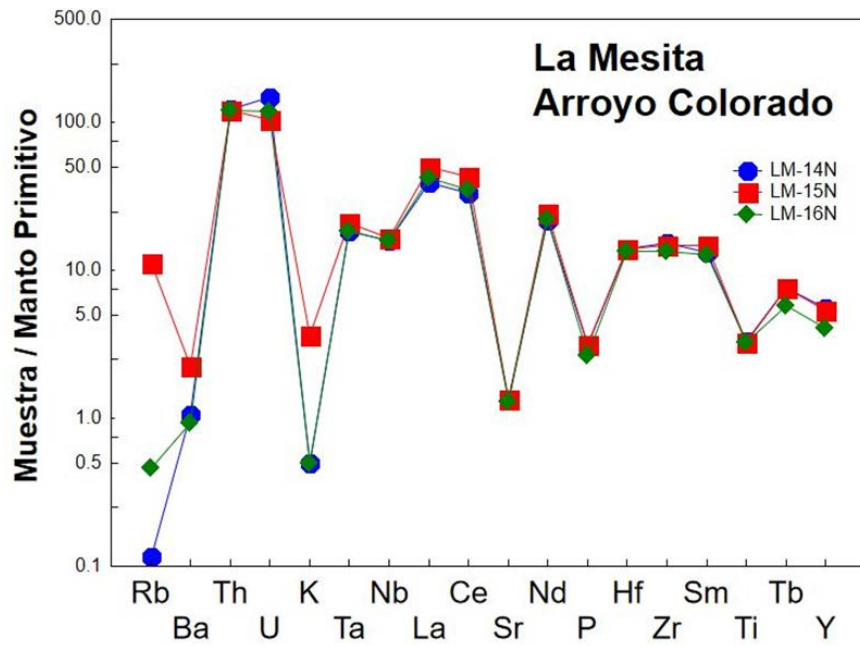


Figura 5-4: Diagrama multielemental de la localidad la Mesita, en la sección Arroyo Colorado, de donde se analizaron 3 muestras. Diagrama tomado de Rollinson, 1993.

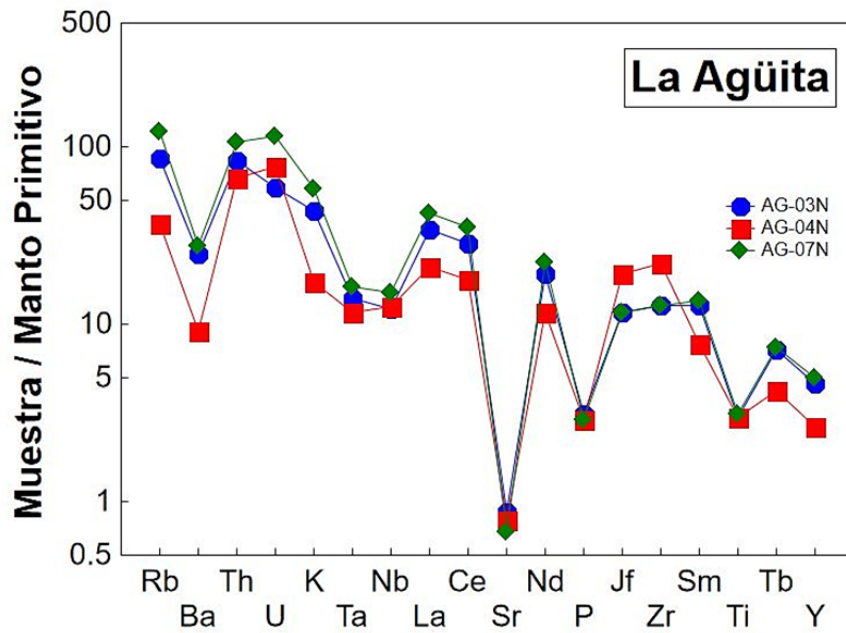


Figura 5-5: Diagrama multielemental de la localidad denominada La Agüita. Diagrama obtenido de Rollinson (1993).

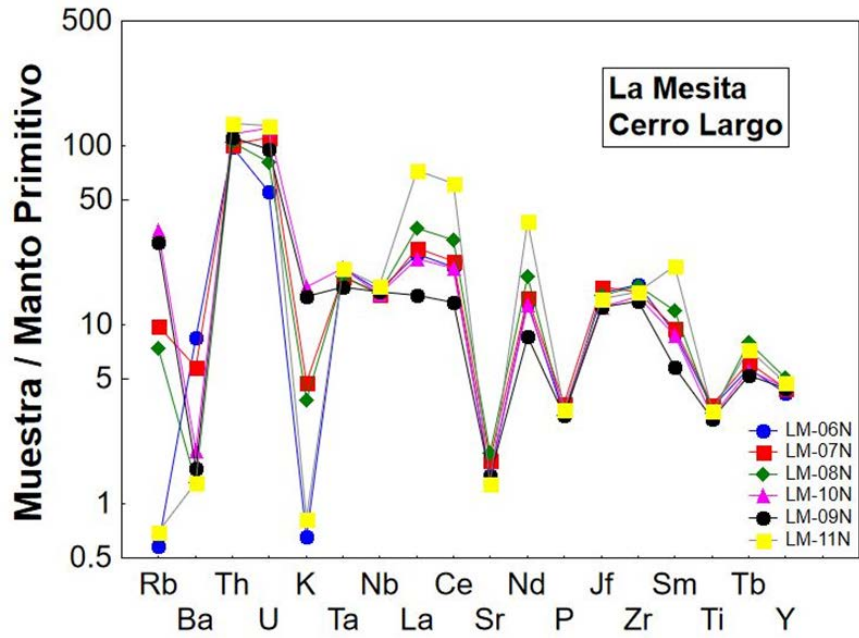


Figura 5-6: Diagrama multielemental de la localidad La Mesita en la sección Cerro Largo. Diagrama obtenido de Rollinson (1993).

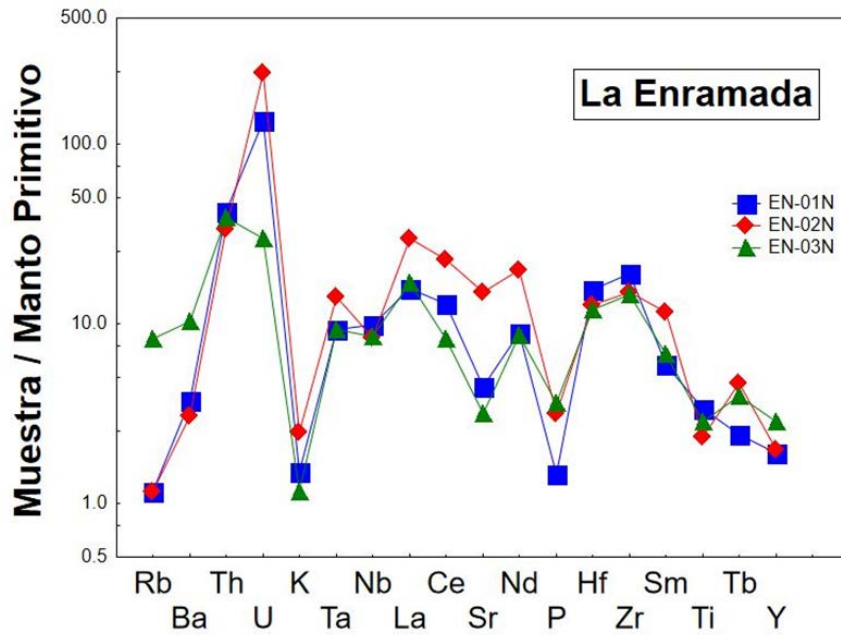


Figura 5-7: Diagrama multielemental de la localidad La Enramada en la sección Cerro Largo. Diagrama obtenido de Rollinson (1993).

5.3 Tierras raras (REE)

Estos elementos tienen una importante aplicación para la petrología ígnea. El grupo incluye a aquellos elementos que cubren el intervalo de 57 a 71 de número atómico en la Tabla Periódica. Se distingue por mostrar cargas de +3 y radios iónicos similares y que, a diferencia de otros grupos, este parámetro disminuye con el aumento de Z. De forma tradicional, la información de REE se reporta como concentraciones de la roca normalizadas a condrita (Nakamura, 1974).

En términos generales, las rocas bajo estudio presentan patrones de REE que se distinguen por (Figuras 5-8 a 5-11): (a) un enriquecimiento en REE ligeros (40 – 100X con respecto a condrita), (b) una pequeña anomalía negativa de Eu (ausente en las muestras de Enramada) y (c) un patrón plano para REE pesadas.

Es importante señalar que no se observa en los diagramas un incremento de concentración de REE con el aumento de SiO₂. Este comportamiento puede ser indicativo de la generación de líquidos desde una fuente heterogénea y se descarta a la cristalización fraccionada como proceso dominante

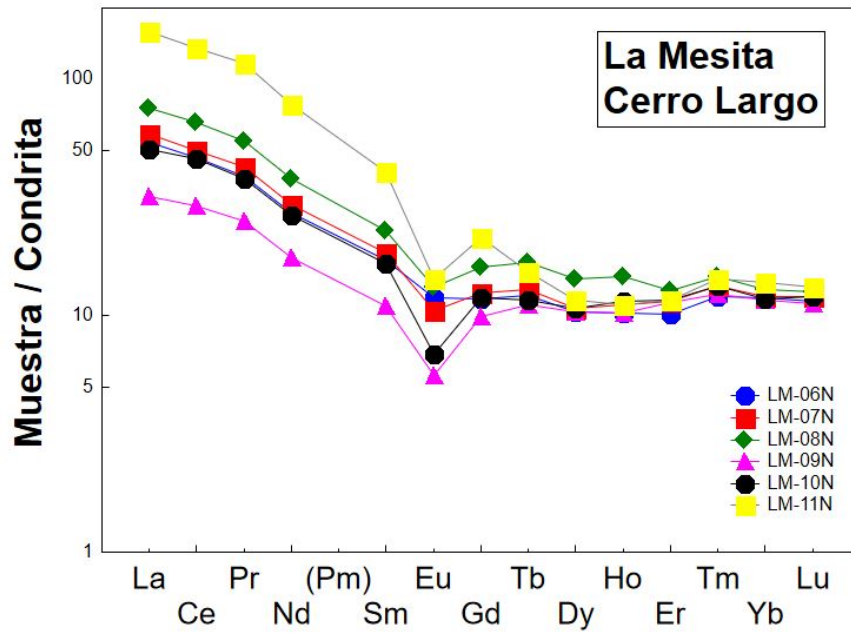


Figura 5-8: Diagrama REE normalizados contra condrita para el Cerro Largo (Nakamura, 1974).

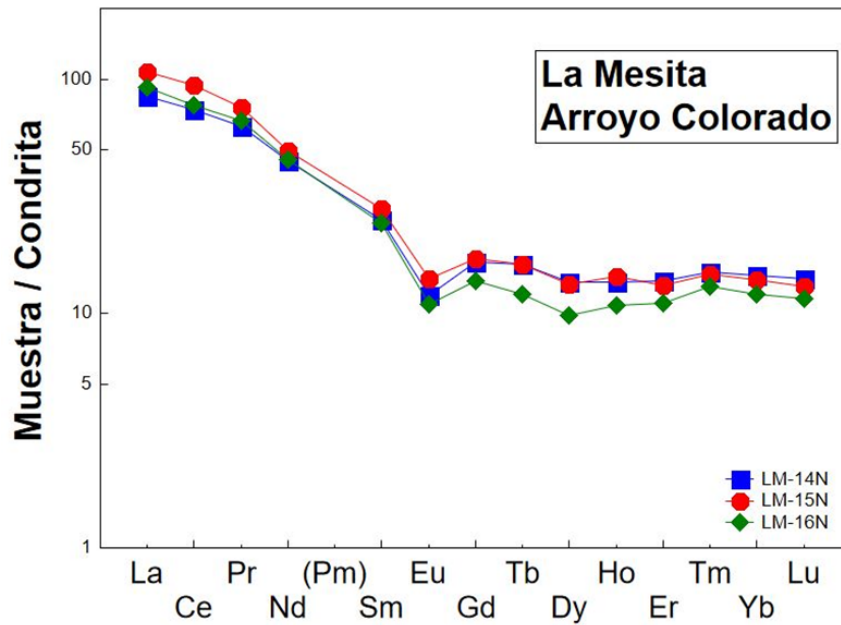


Figura 5-9: Diagrama REE normalizados contra Condrita para El Arroyo Colorado (Nakamura, 1974).

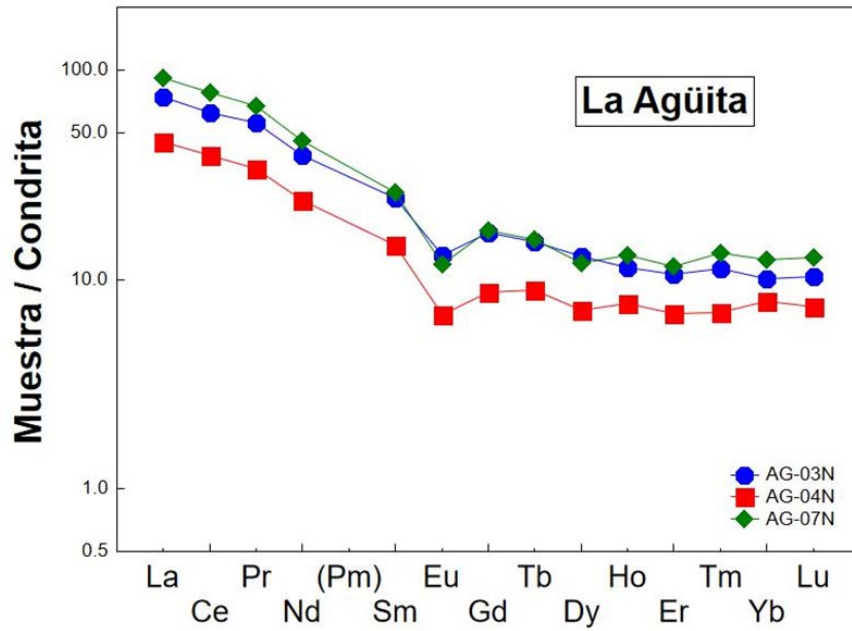


Figura 5-10: Diagrama REE normalizados contra Condrita para La Agüita (Nakamura, 1974).

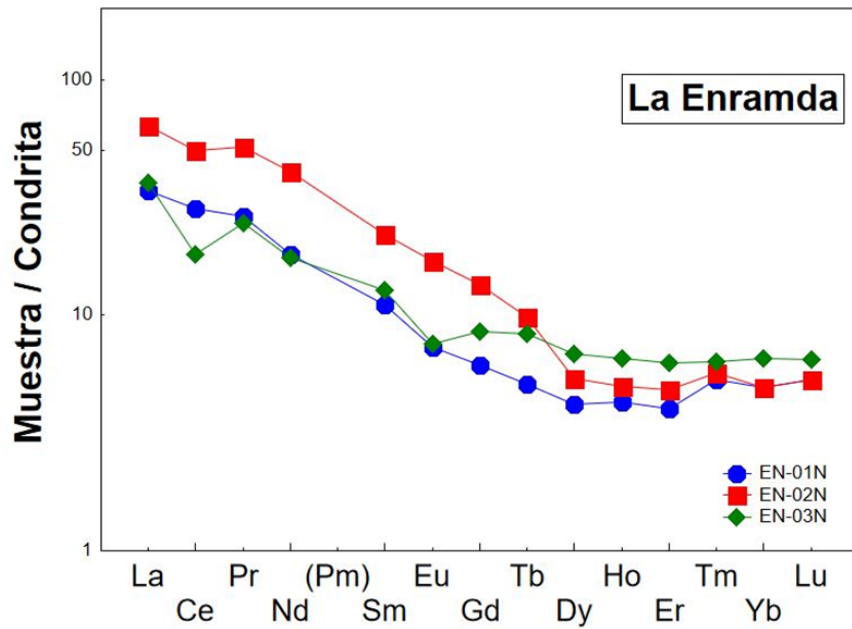


Figura 5-11: Diagrama REE normalizados contra Condrita para La Enramada (Nakamura, 1974).

5.4 Diagramas de rocas alteradas

Considerando que las rocas bajo estudio se caracterizan por una alteración evidente, el construir un modelo que explique su origen y afinidad tectónica implica el uso de elementos inmóviles, que incluyen los de tipo HFSE (Zr, Ti, Y, Hf, etc.) y REE (La – Lu) (Herrmann, 2005). De acuerdo a la literatura, no son afectados por intemperismo, alteración o procesos diagenéticos. Las proporciones de estos elementos son la base en la construcción de diagramas de clasificación y de discriminación tectono-magmática (Floyd y Winchester, 1978)

5.4.1 Diagrama $\text{Si}_2\text{O}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$

El diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr}/\text{TiO}_2$, propuesto por Floyd y Winchester (1978), se ha utilizado para la clasificación de rocas volcánicas alteradas, considerando la inmovilidad del Zr y TiO_2 (Figura 5-12). La aplicación de esta herramienta indica que las rocas de La Mesita y La Agüita muestran una composición riodacítica, mientras que aquellas de La Enramada se distribuyen en los campos riodacíticos y riolíticos. Podría considerarse que estos resultados reflejan una clasificación más consistente que la observada en el diagrama TAS.

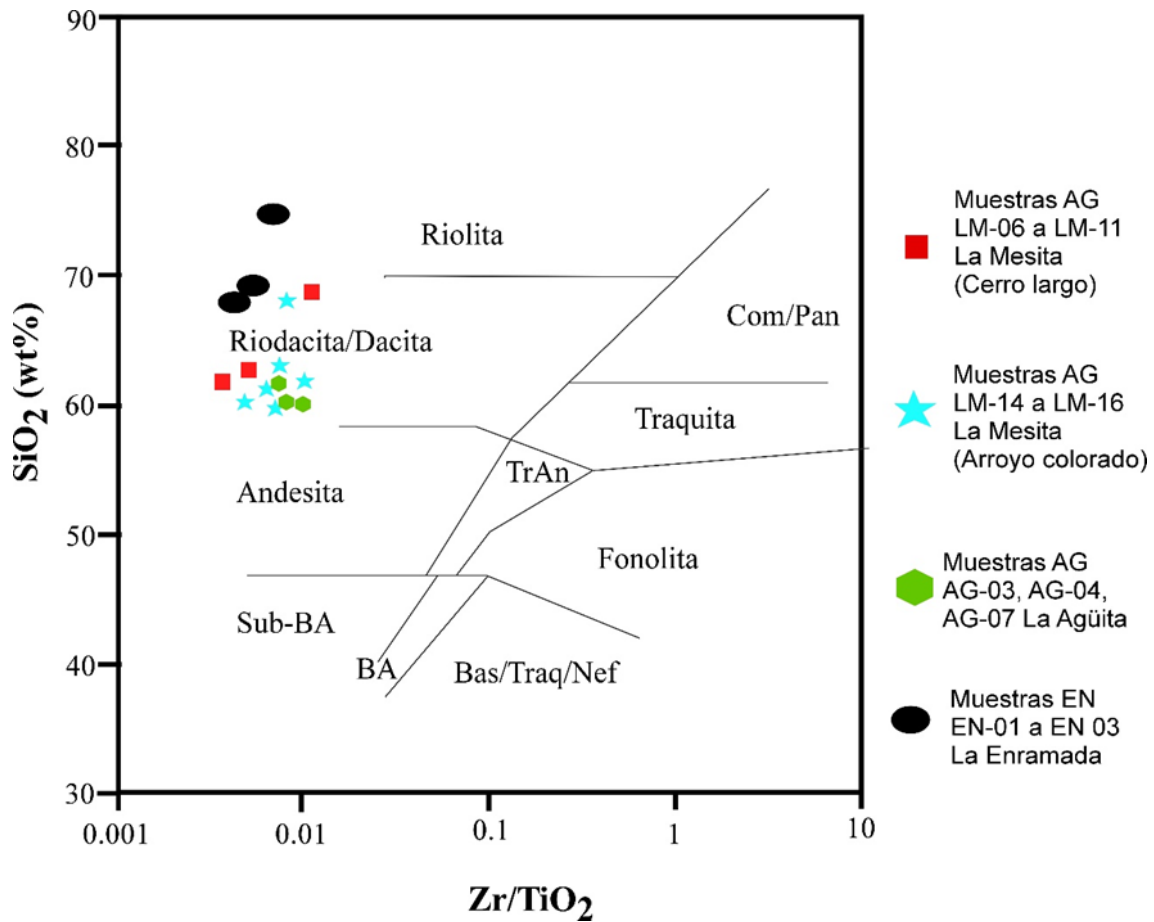


Figura 5-12: Diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, para rocas volcánicas alteradas, en donde BA= Basaltos alcalinos, Sub-BA= Sub-basaltos alcalinos, TrAn= Traquiandesitas, Bas/Traq/Nef= Basanitas, Traquibasanitas, Nefelinitas, Com/Pam= Comenditas y Pantelleritas, tomado de Floyd y Winchester (1978).

5.4.2 Diagrama Zr/Ti-Nb/Y

El diagrama Zr/Ti-Nb/Y (Figura 5-13) es otra herramienta de clasificación que se basa en el uso de elementos inmóviles. Su aplicación confirma la clasificación observada en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, confirmando una composición Riódacítica.

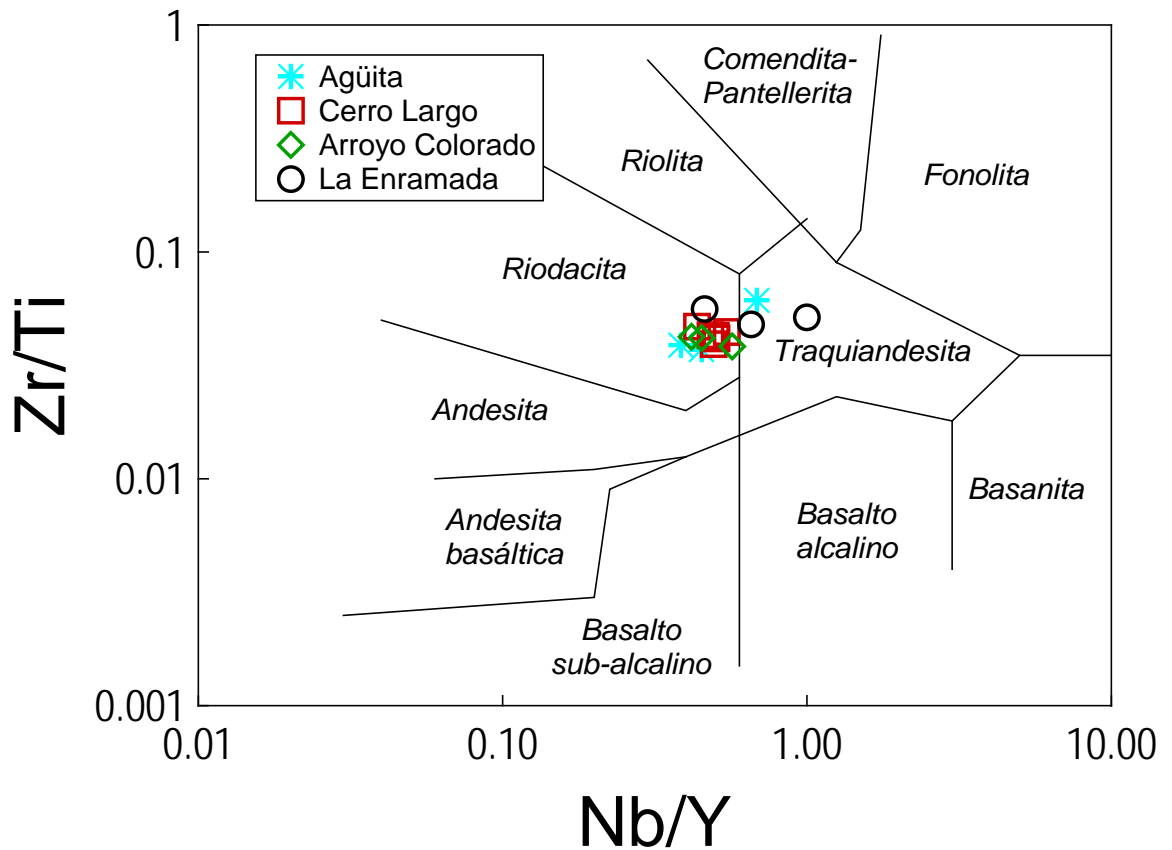


Figura 5-13 Diagrama Zr/Ti-Nb/Y, para rocas volcánicas alteradas en donde la mayoría de las muestras está en el espacio de la riodacita, propuesto por Floyd y Winchester, 1978.

5.4.3 Diagrama de discriminación Y-Zr

De acuerdo a los elementos inmóviles itrio y zirconio, las rocas bajo estudio presentan características calco-alcalinas ($Y/Zr = 7 - 25$) y, en algunos casos, transicionales ($Y/Zr < 7$) (Figura 5-14). Este comportamiento es usual en magmas de arcos.

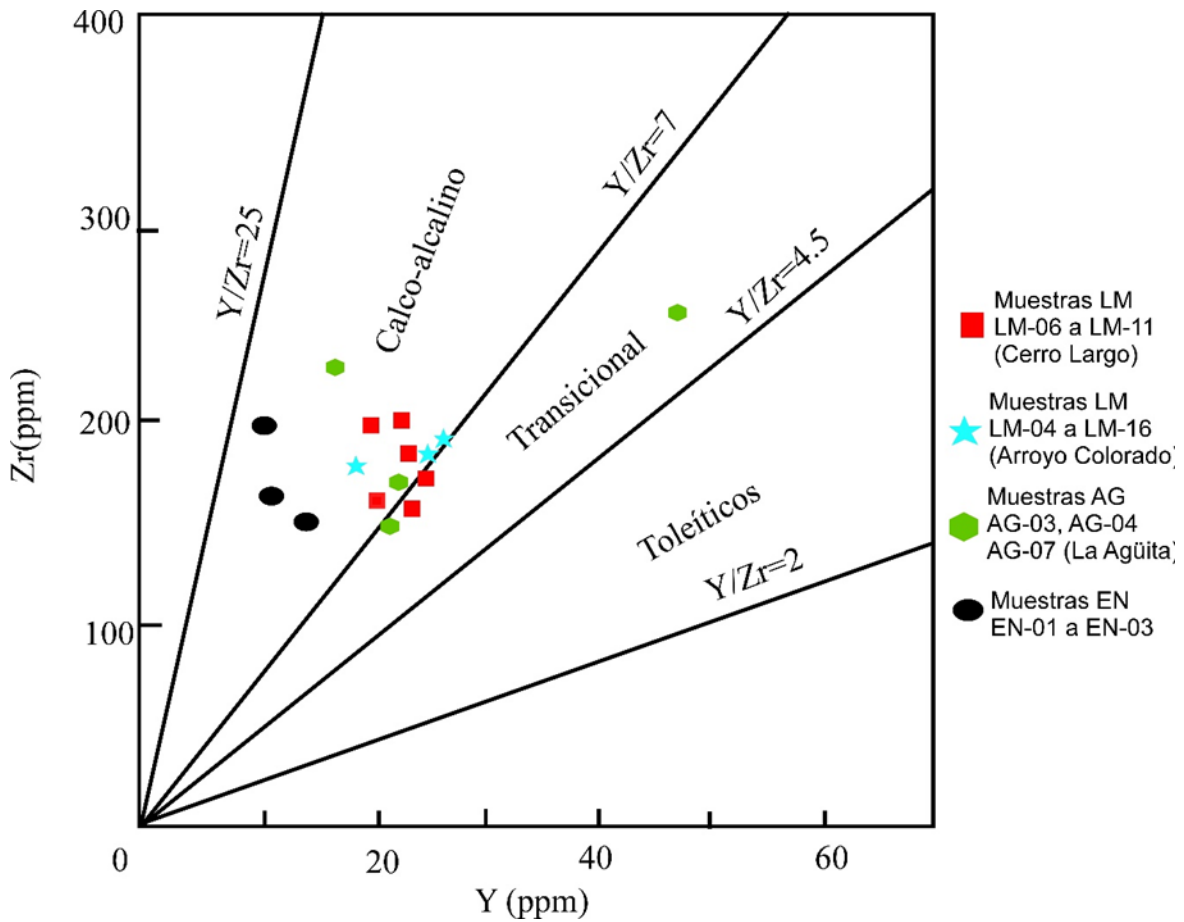


Figura 5-14: Diagrama de discriminación en base a elementos inmóviles como el yodo y el zirconio (Y/Zr), este diagrama es utilizado para la determinación de la afinidad magmática en rocas volcánicas alteradas. Modificado de MacLean y Barrett (1993).

5.4.4 Diagrama de discriminación Th-Co

El diagrama Th-Co (Figura 5-15), dos elementos inmóviles, se utiliza para establecer la afinidad de rocas volcánicas alteradas. En el caso particular, las muestras presentan bajas concentraciones de Co (<15 ppm), combinadas con altas concentraciones de Th (> 5 ppm), que son características para magmas calco-alcalinos de alto K.

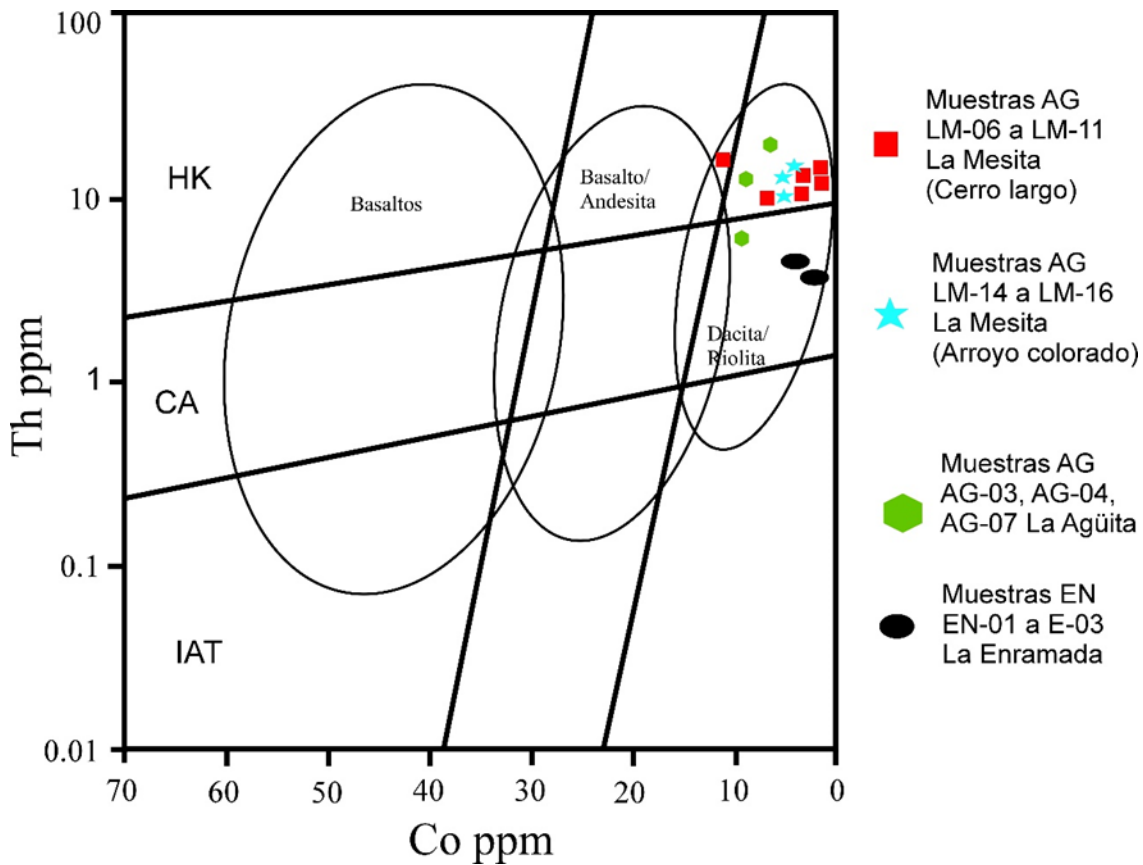


Figura 5-15: Diagrama de discriminación y clasificación para rocas volcánicas alteradas, en donde se muestran ambientes IAT (arco de isla tóleítico), CA (Calco-alcálido), H-K (Calco-alcálido con alto potasio), tomado de Hastie et al, 2007.

5.4.5 Diagrama Th/Ta-Yb(ppm)

La afinidad tectónica de las rocas bajo estudio se ha establecido considerando también el uso de elementos inmóviles. Gorton y Schandal (2002) propusieron el diagrama Th/Ta – Yb para discriminar magmas intermedios a félsicos entre los ambientes MORB – basaltos de intraplaca, zona volcánica de intraplaca, margen continental activo y arcos oceánicos. La aplicación de esta herramienta ha permitido establecer que las rocas bajo estudio se encuentran asociadas a un margen continental activo (Figura 5-16).

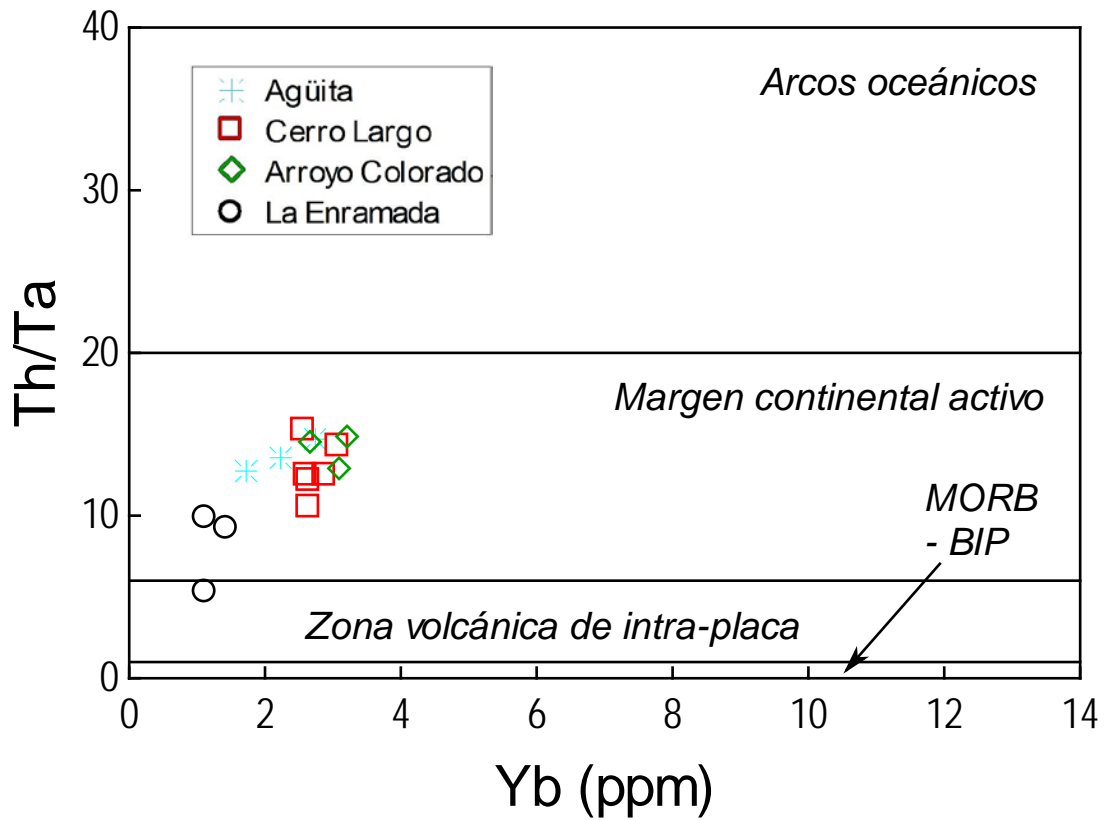


Figura 5-16 Diagrama de discriminación tectonomagmática, en donde se observa que las muestras para las distintas localidades están en el rango de margen continental activo. (Gorton y Schandal, 2002)

5.4.6 Diagrama Th/Yb-Ta/Yb

La aplicación del diagrama Th/Yb-Ta/Yb (Figura 5-17) propuesto por Pearce (1982) permite confirmar la afinidad de las rocas bajo estudio a un margen continental activo, debido al enriquecimiento en Th.

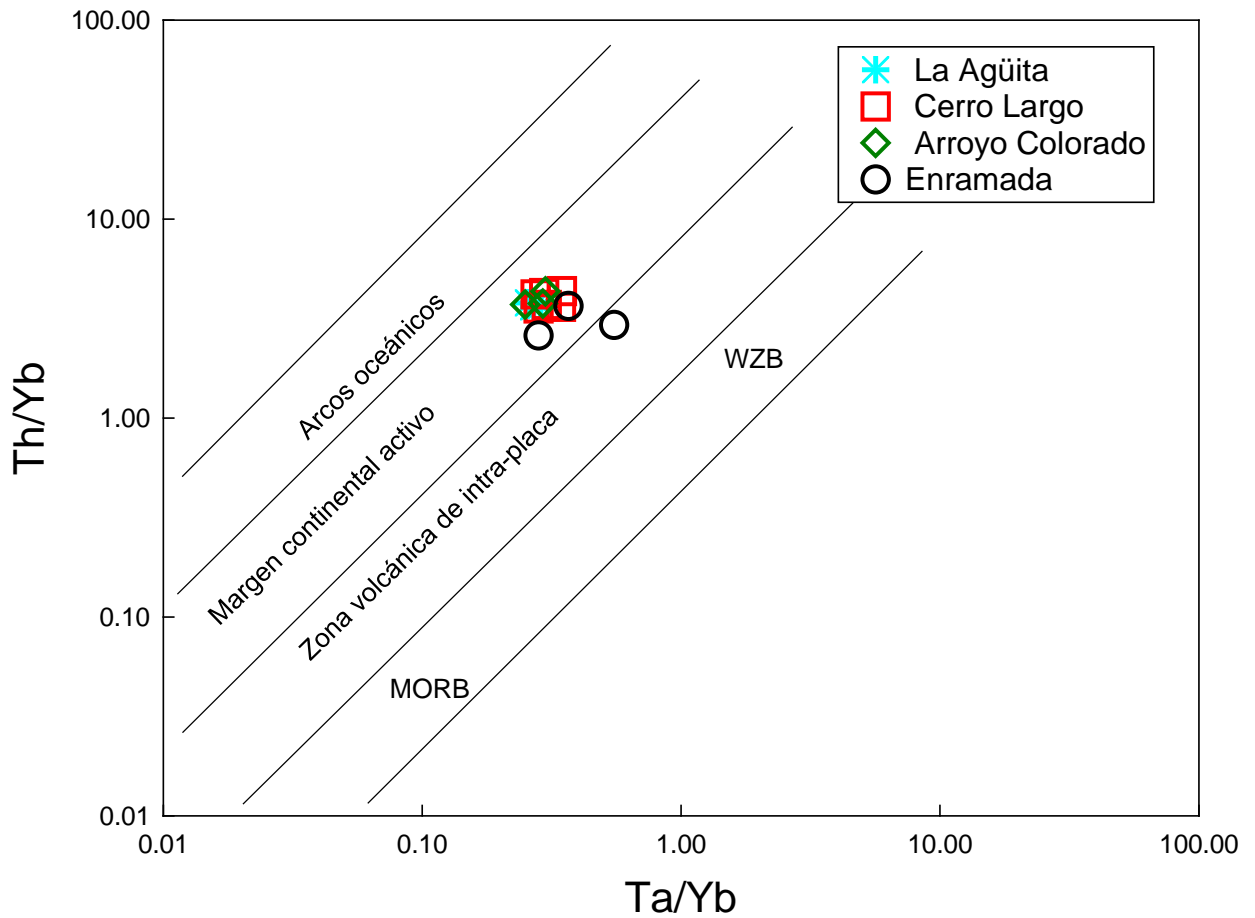


Figura 5-17 Diagrama de discriminación Th/Yb-Ta/Yb, tomado de Pearce 1982.

5.5 Reacciones de isótopos de C y O,

El estudio de los isótopos de C y O puede aportar información muy valiosa referente al origen y evolución de los carbonatos, ya que el ambiente y los procesos de alteración post-magmáticos generan firmas isotópicas características y diferenciadas (Olivera Cordeiro et al., 2011). El objetivo del presente apartado fue el de analizar la composición isotópica de C y O en calcita y dolomita, para así corroborar con un método independiente su naturaleza.

Se analizaron isótopos estables en dos muestras del miembro La Primavera aplicando el método Espectrometría de Masas de Isótopos Estables (Sistema Gas Bench II con plancha ajustada a 70°C, acoplado a un Espectrómetro de Masas MAT 253). Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ y $\delta^{13}\text{C}$ PDB obtenidos para los carbonatos del miembro La Primavera están representados en la Figura 5-18.

Los resultados obtenidos de isotopía de estables muestran que efectivamente estas rocas no son carbonatitas, sino que el carbonato se ha incorporado durante la alteración por el ambiente en el cual fueron depositadas. Los análisis obtenidos exhiben valores más altos de las relaciones de C y O en comparación a las carbonatitas analizadas por Jones (2013) en el volcán Ol Doinyo Lengai. La Formación Minas Viejas que está constituida por evaporitas y carbonatos, provee los elementos necesarios para explicar el tipo de arreglo mineralógico, que incluye siderita, calcita y dolomita, coexistiendo con las tobas volcánicas.

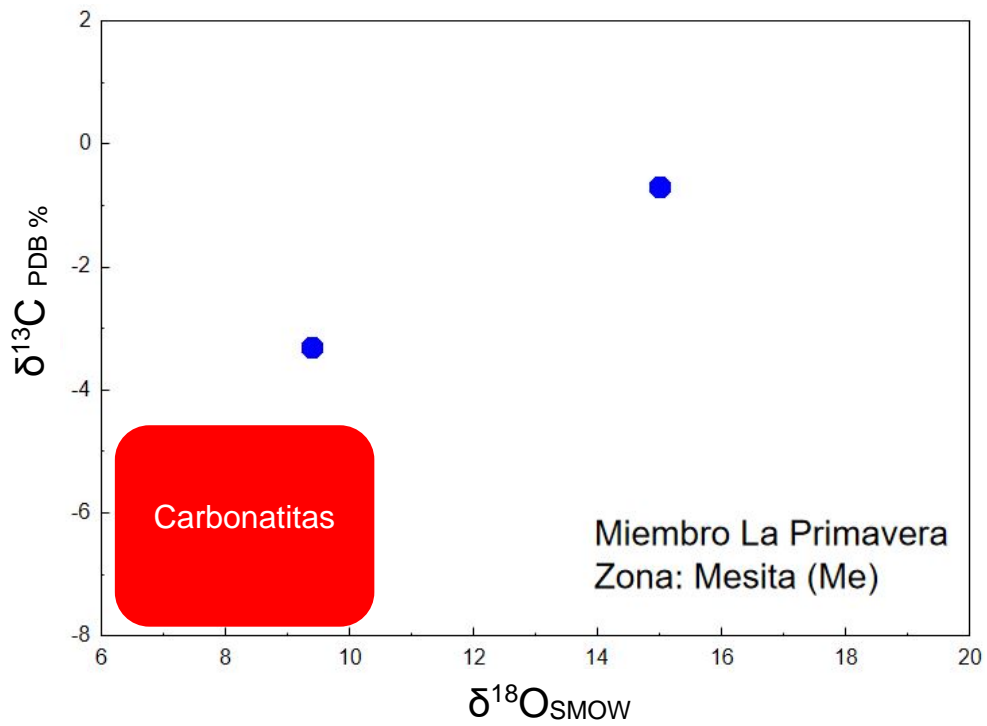


Figura 5-18 Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\%$ de los carbonatos analizados en el miembro La Primavera en La Mesita. Obtenido de Jones et al. (2013).

Tabla 5-2: Valores de isotopía para las muestras de La Mesita.

Clave-Laboratorio	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}(\text{‰})$	Composición
Pri-2	-3.3	-9.4	-21.3	CaCo_3
Me-2	-0.7	-15	-15.4	CaCo_3

5.6 Comentarios sobre la geoquímica

De acuerdo a lo observado durante el manejo de la información geoquímica, es posible señalar que el material volcánico del miembro La Primavera: (a) se encuentra fuertemente alterado, (b) procede de una actividad preferentemente félsica (riodacita), (c) asociada a un régimen tectónico de arco y (d) que su modificación ha sido el resultado de la interacción con el material evaporítico y carbonatado de la Formación Minas Viejas. Se descarta la posibilidad de clasificar al material como una carbonatita.

6 Modelo Geológico

La secuencia volcánica contenida dentro del Miembro La Primavera de la Formación Minas viejas fue interpretada por Kroeger y Stinnesbeck (2003) como una unidad carbonatítica.

En base a esta premisa se estableció la hipótesis la cual trataba de revelar que eran carbonatitas. Pero de acuerdo a análisis petrográficos y en datos geoquímicos, se obtuvieron resultados de rocas volcánicas ácidas tipo riodacíticas, y en base a la petrografía se estableció que eran tobas volcánicas.

Otro estudio determinaba que eran rocas volcánicas alteradas, Cross (2012) por otra parte consideró que estas rocas son parte de una secuencia volcánica aislada, posiblemente asociada al Arco Nazas (Figura 6-1).

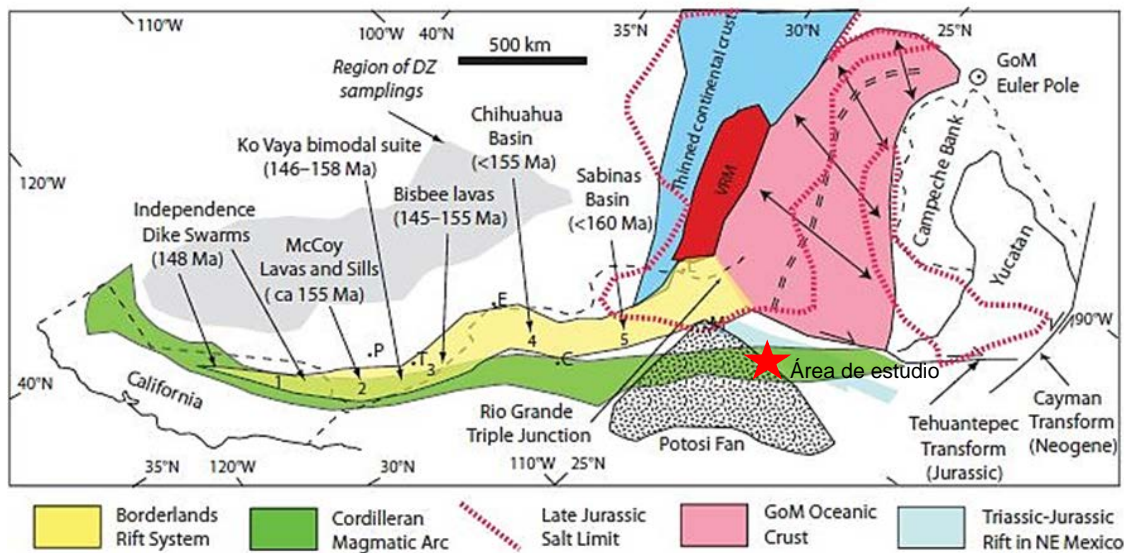


Figura 6-1: Configuración del jurásico tardío para el Noreste de México, se puede observar el margen del arco magmático cordillerano. Stern y Dickinson (2010).

Stern y Dickinson (2010), propusieron un arco cordillerano durante el Triásico-Jurásico Tardío presente en el Noreste de México, las rocas volcánicas ácidas, descritas en el presente trabajo, eventualmente pertenecen a este arco continental.

De acuerdo a Lawton (2014), el arco Nazas es de tipo continental asociado al desarrollo tectónico regional del mesozoico a lo largo del borde de Pangea siendo la principal característica que define la tectónica del margen continental.

Debido a que existió un arco magmático presente en el Jurásico (Figura 6-2), se presenta la posibilidad de que hayan existido pulsos magmáticos, los cuales al contacto con un tirante de agua (debido a la Formación Minas Viejas) provocarían una erupción tipo freatoplínica, la cual es una erupción asociada a magmas ácidos en contacto con agua y con un alto grado de explosividad.

Esto concordaría con que el vulcanismo sea aislado solo en ciertas regiones de la Fm. Minas Viejas, este es un mecanismo para la existencia de un vulcanismo ácido en la región.

Otro factor importante es el ambiente que predominaba durante el Jurásico en el noreste de México, de acuerdo a la situación estratigráfica en donde se encuentra el miembro (Figura 3-2) este se depositó cuando se tenía un ambiente de cuenca restringida, por lo que las rocas volcánicas fueron pervasivamente alteradas a carbonatos, debido a que las evaporitas principalmente están compuestas por sulfatos y carbonatos.

De acuerdo a todos estos factores tanto químicos, como geológicos, se llegó al modelo (Figura 6-3) en el cual se interpreta que el arco magmático propicia la generación de rocas acidas posiblemente riolítica o riodacítica. Este magma al contacto con agua, del mismo ambiente de cuenca restringida, propicia una explosión freatoplíniana, posteriormente la depositación de las tobas en dicho periodo provoca que estén en contacto con la Fm. Minas viejas (Figura 3-12).

En base al modelo propuesto para la génesis de las tobas del Miembro La Primavera, se establece que las rocas tienen una composición acida (riodacitas), y que son calco alcalinas con alto contenido en potasio.

La distribución estratigráfica puntual es debido a que posiblemente se trató de un vulcanismo aislado alejado de la zona de subducción. Los mecanismos de anatexis o fusión cortical proveen una forma de generar magma, esto agregado a una diferencia de densidades y un tirante de agua somero provocan un vulcanismo freatoplíniano.

La depositación de las tobas volcánicas del Miembro La Primavera sucedió durante la generación de las evaporitas de la Formación Minas Viejas, debido a esto

el miembro se encuentra intercalado con la Formación, por lo cual podemos encontrar rocas como yesos y carbonatos en la base (?) y en el techo.

La zona en donde se puede apreciar toda la secuencia volcánica aflorando y en contacto directo con la Fm. Minas Viejas es en el segundo lugar de muestreo, en Arroyo Colorado.

6.1 Explicación del modelo

La secuencia volcánica de tobas que se encuentran dentro de la Fm. Minas Viejas en el propuesto Miembro denominado La Primavera, es una serie de tobas calco-alcálicas las cuales fueron depositadas directamente en un ambiente salino, debido a esto se tiene una alteración primaria al mismo tiempo que la depositación.

Para el modelo existe una alternativa que es un magmatismo local, aislado que estuvo en contacto con agua somera de la Formación. Debido a que el mecanismo de ascenso de magma no es estrictamente en una dirección cabe la posibilidad que una pequeña cantidad de magma haya ascendido por una fisura y entrado en contacto con agua.

Para el modelo se tomó como arco, el Arco Nazas en occidente, el cual estaba en subducción para el periodo sindeposicional de las tobas, mientras que en oriente se encontraban los estadios iniciales de la apertura del Golfo de México (Stern y Dickinson, 2010)

Debido a que una explosión freática se ajusta a las rocas generadas, tobas de grano fino y algunas soldadas, podría tratarse de un pequeño pulso alejado de la fuente el cual generó estas rocas

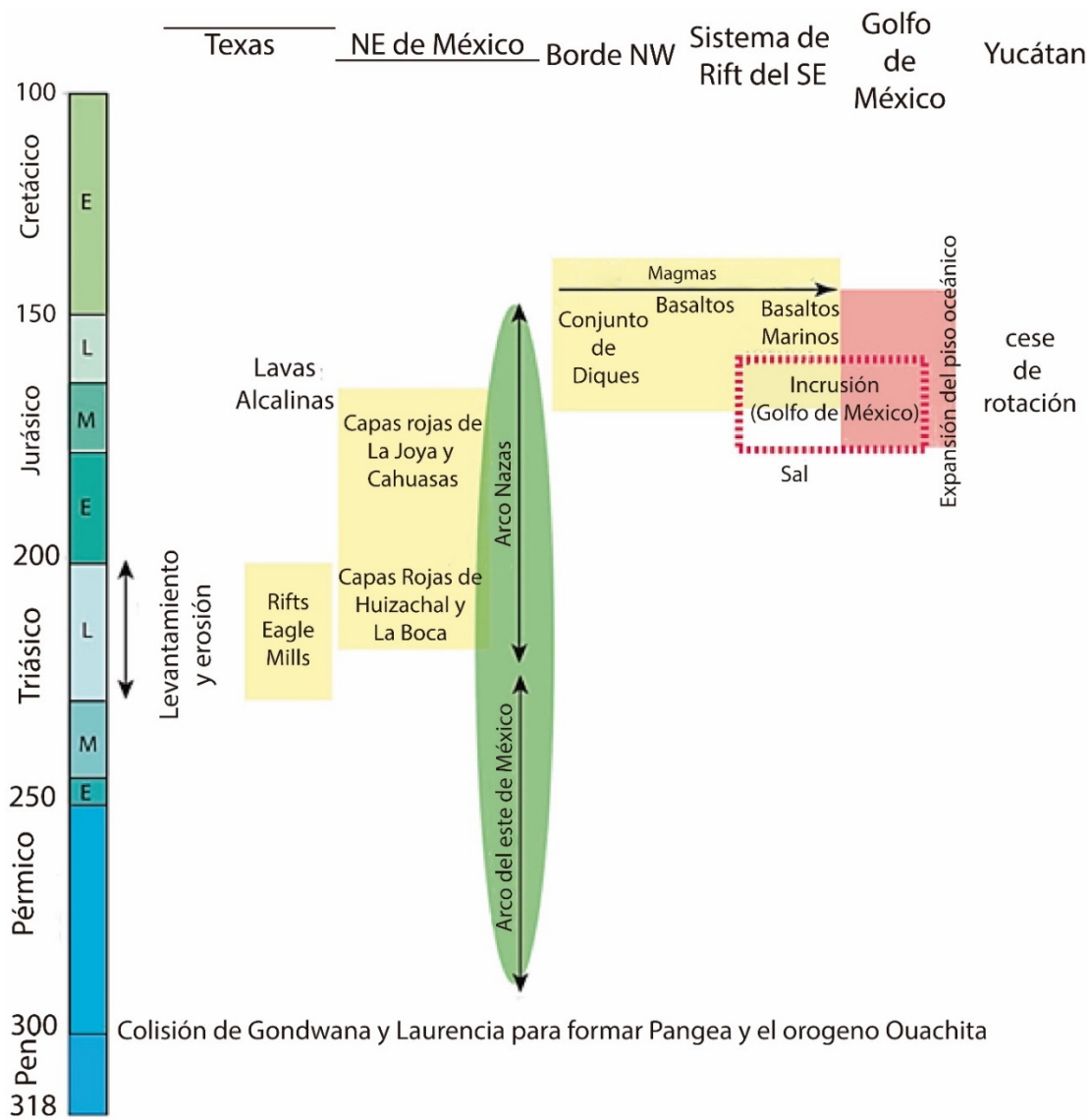


Figura 6-2: Eventos tectónicos asociados al Noreste de México, en donde se detallan los eventos, se puede observar la actividad del Arco Nazas, durante el Jurásico Tardío, y se ubica a que tiempo estaría asociado el evento volcánico del miembro La Primavera. Stern y Dickinson, (2010).

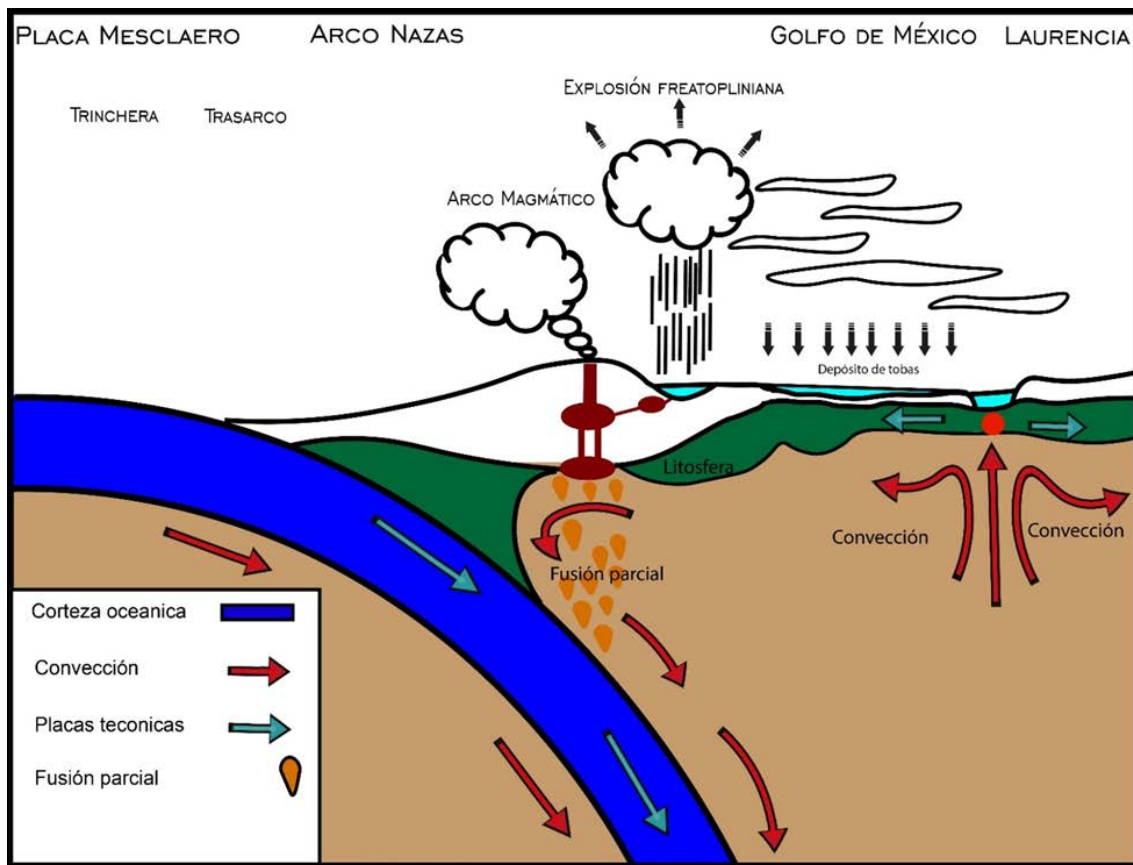


Figura 6-3: Modelo geodinámico de una erupción freatoplíniciana. Este modelo está asociado para la génesis de las tobas del Miembro La Primavera dentro de la Fm. Minas Viejas. Se propone que la explosión fue puntual, debido a esto las proporciones pequeñas del Miembro. Modificado de Stern y Dickinson (2010).

De acuerdo a Lawton (2014), el Arco Nazas se había extinto ya durante el depósito de la Fm. Minas Viejas, cesando completamente en el Jurásico Medio (170 Ma.), sin embargo y de acuerdo a Stern y Dickinson (2010) este arco Jurásico pudo haberse extendido hasta el Jurásico tardío.

Como se Marca en la Figura 6-4, el vulcanismo del Arco Nazas no ha sido reportado en el noreste de México excepto por Stern y Dickinson (2010), pero debido a la evidencia encontrada de vulcanismo sindeposicional con la Formación Minas Viejas se puede corroborar que la actividad tuvo un cese en el Jurásico tardío.

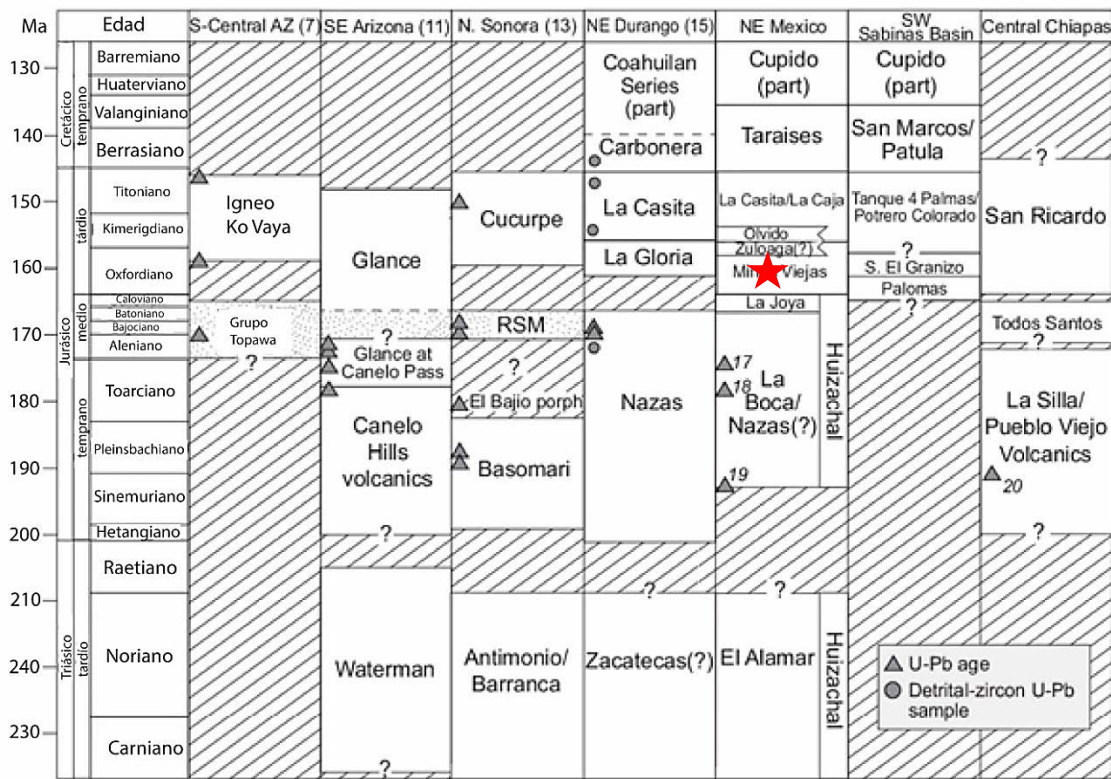


Figura 6-4: Correlación entre el Triásico superior hasta el Cretácico temprano, desde el noreste-norte de México hasta el suroeste de Arizona, la estrella señala espacialmente donde está ubicado el vulcanismo del Miembro La Primavera, Lawton (2014).

En base al mapa propuesto tanto por Stern y Dickinson (2010) y Lawton (2014) (Figuras 6-1 y 6-5) el vulcanismo del Arco continental Nazas se coloca cerca de la zona donde se depositaron las tobas del Miembro La Primavera.

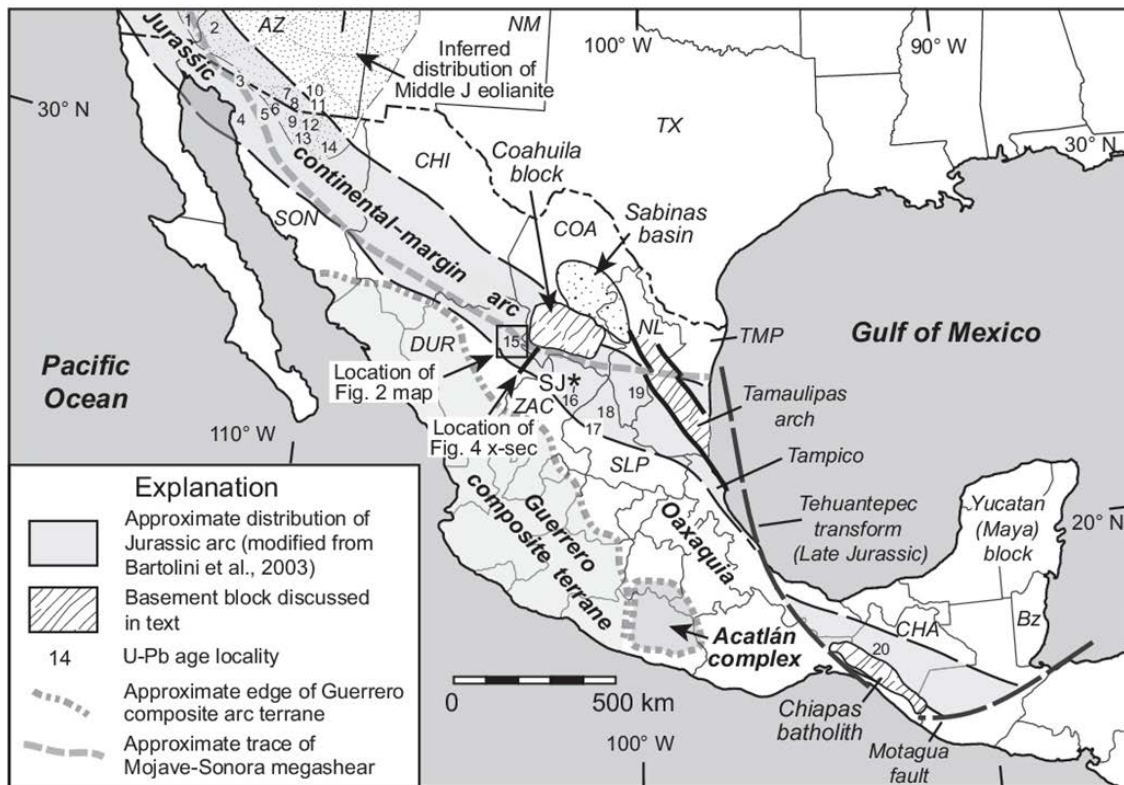


Figura 6-5: Mapa ilustrando el margen de arco continental correspondiente al arco Nazas el cual atraviesa México desde Sonora (NO), hasta Tamaulipas (NE), la estrella semana donde se encuentra ubicado espacialmente el Miembro La Primavera, Lawton (2014).

7 Conclusiones y recomendaciones

7.1 Conclusiones

El Miembro La Primavera de la Fm. Minas Viejas, fue descrito en las localidades de La Mesita en Cerro Largo y Arroyo Colorado, y La Agüita, este se encontró en contacto directo con la Fm. Minas Viejas.

De acuerdo a diversos estudios realizados durante la realización de la presente tesis, en base a estos resultados, se descarta la hipótesis inicial. En esta se establecía que las rocas volcánicas eran carbonatitas. Tal y como se mencionó en el capítulo 1, estas se asocian típicamente a zonas extensionales como rifts.

Debido a que los resultados de los análisis descartaron toda posibilidad de que se tratasen de rocas carbonatíticas, se ajustó la hipótesis en base a que fueran o no carbonatitas. Con esto se tenían 2 posibilidades que se trataran de carbonatitas o que se trataran de rocas volcánicas alteradas.

Cross (2012) sugiere que estas rocas son producto de una alteración geoquímica, debido al ambiente agresivo que predominaba durante la genesis de estas rocas volcánicas.

En base a la petrografía y la geoquímica se caracterizaron las rocas, en la petrografía se obtuvo información acerca de las características y se llegó a la conclusión que estas rocas se tratan de tobas volcánicas alteradas, dicha información fue corroborada por parte de la química, con ayuda de los diagramas.

En el análisis de láminas delgadas se encontró que la mineralogía se encuentra alterada, es decir; se encuentran minerales que no concuerdan con el tipo de roca que se observa.

La mineralogía más abundante dentro de las rocas, son carbonatos como calcita, dolomita y siderita, estos carbonatos fueron producto de la alteración geoquímica del ambiente al cual fueron expuestos.

El diagrama tipo TAS de elementos mayores, muestra resultados de 5 muestras de Cerro Largo como traquiandesitas y una riolita, 2 muestras de Arroyo Colorado como traquiandesita y 1 muestra como traquiandesita basáltica, para las muestras de La Agüita, se obtuvieron 3 diferentes resultados para cada muestra andesita, dacita, riolita y para las muestras de La Enramada se tienen 3 muestras en el campo de las riolitas.

La variedad de estos resultados es debido a la movilidad de los elementos mayores al ser expuestos a la alteración, la mayor parte de los elementos al ser móviles tienden a ser movilizados durante la alteración.

Los diagramas multielementales muestran una forma en zig-zag y anomalías en potasio, estroncio, bario, titanio y fósforo, son debidas a que estos elementos se encuentran reemplazando a otros elementos en minerales.

En los diagramas de Tierras Raras (REE) se observa un enriquecimiento en LFSE y un paralelismo y empobrecimiento en HSFE.

Para los diagramas de alteración, tanto el de Th-Co, $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ y el de Zr/Ti-Nb/Y muestran resultados de magmatismo riodacítico. En el de $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ se tienen 14 de 15 muestras en el campo riodacítico y una sola muestra perteneciente a La Enramada en el campo riolítico. Para el gráfico Th-Co se tienen 14 de 15 muestras en el campo riolita/dacita y una muestra de Cerro Largo en basalto/andesita, así como para el diagrama Zr/Ti-Nb/Y se tienen 14 muestras en el campo riodacítico y una en el campo traquiandesítico.

Todos los diagramas de alteración muestran un resultado similar, debido a que los elementos incompatibles de la roca, no son movilizados por la alteración del ambiente en el que fueron depositadas las tobas.

Los diagramas de alteración química o diagramas de elementos incompatibles, proveen información para este tipo de rocas alteradas. En base a los resultados de los diagramas: Zr/Y, Th-Co y $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, se propuso un modelo genético para la formación de estas tobas en la parte central de la Fm. Minas Viejas.

Los diagramas AFM tanto como el Y/Zr muestran resultados de magmatismo calco-alcantino, esto debido a que la afinidad expresada en el diagrama corresponde principalmente a magmatismos con alto contenido en sodio y potasio.

El diagrama Zr-Y provee la afinidad magmática debido a los elementos inmóviles, el gráfico Th-Co también genera resultados de afinidad magmática y provee información similar al esquema anteriormente mencionado.

El diagrama Th-Co en conjunción con el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, provee información del tipo de roca ambos, arrojaron resultados para magmatismo riolítico, dacítico. Esto se ajusta a un vulcanismo freatoplínico propuesto en el modelo y debido a que fueron eventos aislados se tiene solo una zona en donde aflora toda la secuencia volcánica tobacea.

En los diagramas de discriminación Th-Ta-Y y Th/Yb-Ta/Yb se obtuvieron resultados correspondientes a márgenes continentales activos, debido a esto se propone que las rocas del Miembro La Primavera están asociadas a un margen continental activo para el Jurásico, como parte final del denominado arco de Nazas.

Los resultados obtenidos de la isotopía muestran valores diferentes a los esperados en las carbonatitas, los valores elevados en el oxígeno claramente son debido al ambiente donde fueron depositadas, agregando la alteración a la cual fueron expuestas estas rocas.

Los datos isotópicos representados en el diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ vs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}\%}$, descartan completamente la teoría de que estas rocas se trataran de carbonatitas.

En base a los análisis geoquímicos, petrográficos y la interpretación geodinámica el Miembro La Primavera está compuesto por una secuencia de tobas volcánicas alteradas, sindeposicionales a las evaporitas de la Fm. Minas Viejas, debido a un vulcanismo freatoplíniano durante la subducción del Arco Nazas

7.2 Recomendaciones

Con ayuda del método U/Pb, realizar un estudio geocronológico a las rocas pertenecientes al Miembro La Primavera, con esto se tendrían resultados sobre:

- Comprobar que las rocas tienen una edad similar al Arco Nazas, para el Jurásico (Oxfordiano).
- Asociar estas rocas a un evento sintectónico, y sindeposicional con la depositación de la Formación Minas Viejas.

8 Bibliografía

Amundsen, H.E.F., 1987, Evidence of liquid Immiscibility in the upper mantle. Nature 327: p. 692-695.

Anderson, T.H. & Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 941-966.

Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M. & Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p. 197-210.

Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M. & Zavala Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 25, p. 49-63.

Bakker, R.J. & Jansen, J.B.H., 1990, Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. Nature, 345, 58-60.

Belcher, R.C., 1979, Depositional environments, paleomagnetism, and tectonic significance of the Huizachal Red Beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico [Ph.D. thesis]: Austin, University of Texas, 276 p.

Bell K. & Tilton G.R., 2001, Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. J. Petrology 42(10):1927-1945.

Brooker R.A. & Hamilton D.L., 1990, The liquid immiscibility and the origin of carbonatites. Nature 346: 459-462.

- Brooker R.A. & Kjarsgaard B., 2011**, Silicate-carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O- Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-CO}_2$ at 0.1-2.5 GPa with applications to carbonatite genesis. *J Petrol* 52(7-8):1281- 1305.
- Buffler, R.T. & Sawyer, D.S., 1985**, Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin: Transactions – Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 35, p. 333-344.
- Campa-Uranga. M.F. & Coney. P., 1983**, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.20.p. 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., 1961**, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*,v. 13, p. 1-98.
- Carmody L., 2012**, geochemical characteristics of carbonatite- related volcanism and sub-volcanic metasomatism at Oldoinyo Lengai, Tanzania; 338pp.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V., 1987**, Volcanic successions: London, Unwin Hyman, 528p.
- Church A.A. & Jones A.P., 1995**, Silicate-Carbonate Immiscibility at Oldoinyo Lengai. *J Petrology* 36(4):869-889.
- Cordeiro, P.F., Brod, J.A., Santos, R.V., Dantas, E.L., Oliveira, C.G., Barbosa, E.S., 2011**. Stable (C, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotopes of carbonates as indicators of magmatic and post-magmatic processes of phoscorite-series rocks and carbonatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161(3), 451–464
- Cross G.E., 2012**, Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt, thesis, and 575 p.
- Davis, M.H., 2005**, The tectonics of Tranquitas: A field study of rift through passive margin development and Laramide deformation in Triassic and Jurassic strata of

- the Sierra Madre Oriental, NE Mexico [M.S. thesis]: Austin, The University of Texas, 106 p.
- Dawson J.B., 1998**, Peralkaline nephelinite-natrocarbonatite relationships at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J Petrol* 39(11-12):2077-2094 pp.
- De Cserna, Z., 1956**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón Monterrey: D.F., Mexico, XX Congreso Geológico Internacional, Monograph, 87 p.
- Dickinson, W.R. & Coney, P.J., 1980**, Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico, in Pilger, R.H., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic*: Baton Rouge, Louisiana State University. p. 27-36
- Dickinson, W.R. & Lawton, T.F., 2001**, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142–1160, doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1142: CTCAAF>2.0.CO; 2.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-Gómez, M. & Marret, R., 2000**, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 1–26.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001** Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *American Association Petroleum Geologists*, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*: Memoir 75, p. 241-270.
- Freestone, I.C. & Hamilton DL, 1980**, the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites, an experimental study. *Contrib Mineral Petrol* 73(2):105-117.
- Gifkins, C.; Herrmann, W. & Large, R, 2005**, *Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation*. CODES - Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania. 286 pp.

- Gill, R., 2010**, *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, 440 pp, ISBN 978-06320-6377-2
- Gittins, J., 1989**, the origin and evolution of carbonatite magmas. In: *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Bell K (ed) Unwin Hyman, London, p 580-600.
- Gittins, J. & Jago B.C., 1998**, Differentiation of natrocarbonatite magma at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania. *Mineral Mag* 62:759-768.
- Goldhammer, R.K., 1999**, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, p. 1–58.
- Götte, M., 1988**, Estudio geológico–estructural de Galeana/N. L., México y sus alrededores: *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*, v. 3, p. 61–87.
- Götte, M., 1990**, Halotektonische Deformationsprozesse in Sulfatgesteinen der Minas Viejas-Formation (Ober-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nordost-Mexiko: Ph.D. Thesis, University of Darmstadt, Darmstadt, Germany, 270 pp.
- Götte, M. & Michalzik, D., 1992**, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico): *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, Teil I*, 1991, 1445-1466.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002**. Application of high-field-strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, v. 97, No.3, p. 629-642.
- Halama, R., Vennemann, T., Siebel, W. & Markl, G., 2005**, The Gronnedal-Ikcarbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. *J Petrol* 46(1):191-217.
- Harmer, R.E. & Gittins, J., 1998**, The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma. *J Petrol* 39(11- 12):1895-1903.

- Harmer, R.E., Lee, C.A. & Eglington, B.M., 1998**, A deep mantle source for carbonatite magmatism; evidence from the nephelinites and carbonatites of the Buhera district, SE Zimbabwe. *Earth Planet SciLett* 158:131-142
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. & Mitchell, S.F., 2007**, Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2341-2357.
- Herman, J., 2005**, Fingerprinting the water site in mantle olivine *Geology* 33 (11), 869-872.
- Humphrey, W.E., 1956**, Tectonic framework of northeast Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 6, 25–35.
- Imlay, R.W., 1937**, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, p. 587-630.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Alvarez, M. & Diaz, T., 1948**, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 32, p. 1750-1761.
- Keppie, J.D. & Ortega-Gutiérrez, F., 1995**, Middle American Precambrian basement: a missing part of there constructed 1 Ga orogen, en Ramos, V. S., y Keppie, J. D., eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. *Geological Society of America Special Paper* 336, p. 199–210.
- Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega- Rivera, A., Lee, J.K.W. & Hames, W.E., 2004**, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the cooling history of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Tectonic implications, in Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J.B., and Bartholemew, M.J., eds., *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America: Geological Society of America Memoir* 197, p. 771–781.
- Kjarsgaard, B. & Hamilton, D.L., 1988**, Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineral Mag* 52:43-55

- Kjarsgaard, B. & Hamilton, D.L., 1989**, the genesis of carbonatites by immiscibility. In: Carbonatites: Genesis and Evolution. Bell K (ed) Unwin Hyman, London, p 388-404.
- Kjarsgaard, B. & Peterson, T., 1991**, Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: Petrographic and experimental evidence. Mineral Petrol 43(4):293-314.
- Kamber, B.S. & Webb, G.E., 2007**, Transition metal abundances in microbial carbonate: A pilot study based on in situ LA-ICP-MS analysis: Geobiology, 5, 375-389.
- Kendall, A.C., 1992**, Evaporites, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., Facies models: Response to sea level change: Geological Association of Canada, St. Johns, p. 375-409.
- Kroeger, K.F. & W. Stinnesbeck, W., 2003**, The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the area of Galeana, northeastern Mexico: Significance of syndepositional volcanism and related barite genesis in the Sierra Madre Oriental, AAPG Memoir 79, p. 515–528.
- Kuno, H., 1968**, "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". Bulletin Volcanologique, 32(1), 141-176.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, 1991**, The IUGS systematics of igneous rocks, Journal Geological Society, London, Vol 48, 825-833.
- Le Bas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986**, A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. Journal of Petrology 27(3): 745-750.
- Le Maitre, 2002**, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Cambridge University Press.

- Lee, W.J. & Wyllie, P.J., 1997**, Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions. *Contrib Mineral Petrol* 127(1):1-16.
- López-Ramos, E., 1981**, Geología de México, Tomo II: México, D.F., Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, 454 p.
- Michalzik, D., 1988**, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordo "stlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko— Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentrands: Ph.D.Thesis, University of Darmstadt, Darmstadt, Germany, 247 p.
- Michalzik, D., 1991**, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 71, p. 243-259.
- Mitchell, R.H., 2005**, Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *Can Mineral* 43(6): 2049-2068pp.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Diaz, T.G., 1959**, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico, *AAPG Bulletin*, v. 43, p. 757–771.
- Moor, A., 1980**, Structure and stratigraphy of the Potosi anticline, Nuevo Leon, Mexico [M.S. thesis]: Austin, The University of Texas, 116 p.
- Nandigam, R., 2000**, Geología y Geoquímica de las recién descubiertas carbonatitas terciarias cerca de zona de villa ahumada, Basin and Ranges, Chihuahua, al norte de México, tesis como requisito para obtener el grado de Ph.D.
- Nandigam, R., 1997**, Zinc and LREE-bearing carbonatites in northern Mexico, Geological society of America, south-central section, 31st annual meeting and rocky mountain section, 50th annual meeting.
- Padilla y Sánchez, R., 1978**, Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León:

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 45-54.

Padilla y Sánchez, R., 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 1-20.

Padilla y Sanches, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*. V. 25, p. 157-206.

Pearce, J.A., Harris N.B., Tindle A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of petrology*, 1984, V 25, 956-983.

JA Pearce, NBW Harris, AG Tindle - *Journal of petrology*, 1984

Pindell, J.L., 1985, Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean Sea: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39, doi: 10.1029/TC004i001p00001.

Pindell, J.L. & Barrett, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective, en Dengo, G., Case, J.E., eds. 1990, *The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v.H, p, 405-432.

Pindell, J.L. & Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1. P 179-211.

Ramírez, R.C., 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 5-42.

Ramírez-Fernández, J.A. & Keller, J., 1995, Eastern Mexican Alkaline Province-The Sierra de Tamaulipas: *Terra Novia*, v. 7, núm. 1, p. 302 (resumen).

- Ramírez-Fernández, J.A., 1996**, Zur Petrogenese des Alkali komplexes der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko: Feiburg, Alemania, Universidad de freiburg, 316p. (inédita)
- Ramirez-Fernandez, J.A. & Keller, J., 1996**, Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 44-65, 200pp.
- Rollinson, H, 1993**, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Wiley.
- Rock, N.M.S., 1991**, *Lamprophyres*. Blackie, Glasgow, U.K.
- Rueda-Gaxiola, J., Lopez-Ocampo, E., Duenas, M.A. & Rodriguez, J.L, 1993**, Los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huyacocotla: Dos partes de la fosa de Huyacocotla –El Alamar, I. El Alogrupo Los San Pedros: *Boletín de Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 18-1, 1–33pp.
- Rueda-Gaxiola, J., 1999**, Paly no stratigraphy method; its application to understanding the origin, evolution and distribution of red beds, in C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds, *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 339–346pp.
- Salvador, A. & Green, A.R., 1980**, Opening of the Caribbean Tethys in Aubouin, J., Delbelmos, J., and Latreille, M., eds., *Geologie de Chaines Alpines Issues de la Thethys- Geology of the Alpine Chains born of the Tethys: Bureau Recherche Geologique Minerieres Memoir 115*.p. 224-229.
- Salvador, A., 1991**, Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The geology of North America*, v. J, p. 131–178.
- Salvador, A., 1991**, Origin of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America*.

- Servicio Geológico mexicano, 2007**, Carta (G14-C66) San José de Raíces.
- Schäfer, N., 2006**, Ni-Anomalien in Cold-Seep Karbonaten aus dem nordwestlichen Schwarzen Meer: Ist Ni ein kritisches Element bei der anaeroben Oxidation von Methan?: Göttingen, Alemania, Universidad de Göttingen, tesis de maestría, 80 p.
- Schreiber, B.C. & El Tabakh, M., 2000**, Deposition and early alteration of evaporites: *Sedimentology*, v. 47, p. 215-238.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. & Speed, R.C., 1993**, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper* 278, p. 153.
- Sweeney, R.J., 1994**, Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth Planet SciLett* 128 (3-4): 259-270.
- Stern, R.J. & Dickinson, W., 2010**, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin *Geosphere* 6: 739-754.
- Streckeisen, A., 1980**, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 69, 194 – 207.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M, 1985**, *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks.* Blackwell, Oxford. 312.
- Thomas, R., 2001**, A Beginner's Guide to ICP-MS Part VII: Mass Separation Devices—Double-Focusing Magnetic-Sector Technology. *Spectroscopy* 16(11):22–27.
- Wallace, M.E. & Green, D.H., 1988**, an experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335:343-346.
- Warren, J.K., 2006**, *Evaporites*: Berlin, Springer, 1035 p.

- Warren, J.K., 2010**, Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits: *Earth-Science Reviews*, v. 98, p. 217-268.
- Wilson, J.L. & Selvius, D.B., 1984**, Early Cretaceous in the Monterrey Saltillo area of northern Mexico, in Wilson, J. L., Ward, W. C., and Finneran, J., eds, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems. Monterrey-Saltillo area, northeast Mexico: Gulf Section, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, 76 p.
- Wilson, J.L., 1990**, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico – A review, in Tucker, M., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.F., and Reed, J.F., eds., Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication 9, p. 235-255.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977**, Geochemical discrimination of different mafic series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325--343.
- Winter, J. D., 2001**, An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall. 697 p.
- Wolley, 1982**, A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites. *Mineralogical Magazine*, 46, 7-13.
- Ying, J., Zhou, X. & Zhang, H., 2004**, Geochemical and isotopic investigation of the Laiwu–Zibo carbonatites from western Shandong Province, China, and implications for their petrogenesis and enriched mantle source. *Lithos* 75(3-4):413-426.