

**UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO – DIVISIÓN DE  
INGENIERIAS / DEPARTAMENTO DE MINAS,  
METALURGIA Y GEOLOGÍA**

**“PETROLOGIA Y GEOCRONOLOGIA DE LOS  
INTRUSIVOS EN LA PORCION SUR DE LA SIERRA DE  
TAMAULIPAS, PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL  
MEXICANA”**

TESIS PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIATURA DE  
INGENIERO GEOLOGO**

PRESENTA:

**OLVIN ISAIAS CASTELLANOS EUCEDA**

ASESOR INTERNO:

**DR. ISIDRO LOZA AGUIRRE**

ASESOR EXTERNO:

**DR. TOMAS ALEJANDRO PEÑA ALONSO**

## **DEDICATORIA.**

*Antes que nada, deseo dedicar mi esfuerzo a Dios Nuestro Señor, por haberme dado la vida y por haber permitido las circunstancias que me han llevado a estar hoy aquí.*

*De igual manera, a mi Santísima Madre La virgen María por nunca soltar mi mano y por interceder por mi familia y por mí siempre.*

*A mi madre Suyapa por sus lágrimas, desvelos, oraciones amor, y sobre todo por su comprensión y paciencia. Doy gracias al Señor por haberme permitido ser tu hijo.*

*A mi padre Olbin por no perder la confianza en mí y sobre todo por sus sacrificios, sin los cuales esto no hubiera sido posible. Doy gracias al Señor por haberme permitido ser tu hijo.*

*A mi hermano Eduard sencillamente por haber nacido y porque te quiero.*

*A mis abuelos Isaías y Concepción a los que les mando un enorme abrazo al cielo. Sé que desde allá ahora cuidan de mí.*

*A mis abuelas Bonifacia y Antonia por su cariño, consejos y la confianza que han depositado en mí.*

*A mi novia Michelle, mi compañera de este gran viaje, por creer en mí, por la motivación y por tu amor.*

*A mis tías y tios, en particular a mi Tía Elvia, Tía Dunia, Tía Claudia, Tío Edwin, Tío Fredy y Tío Salvador por siempre creer en que lo lograría.*

*A mis primas y primos, en especial a Maryuri, Fredy, Dulce María, Bella, Edwin, Ángel y Claudia. Además de Malcolm por recibirme y aconsejarme con sus experiencias propias.*

*A mis amigos de México, Fernando, Gerardo, Areli, Tania, Julia, Diana, Isabel, Viridiana, Saul por tantas risas, alegrías y recuerdos en un país que ahora considero mi segundo hogar. A toda la familia Ballesteros que abrieron su puerta como si fuera mi propia casa.*

*A mis amigos de Honduras, Tarquino y Carlos, que a pesar de la distancia permanecieron a mi lado como los hermanos que los considero.*

*A cada una de las personas que de alguna manera estuvo involucrada directa e indirectamente en cualquier aspecto de mi vida para llegar a ser la persona que soy ahora.*

*Finalmente dedico esta tesis a mi patria Honduras, que a pesar de las difíciles circunstancias que atraviesa el país creo que es posible salir adelante y espero este trabajo sea el reflejo de ello, ya que en ningún momento olvido la tierra que me vio nacer, crecer y dio todo lo que ahora tengo.*

## **AGRADECIMIENTOS.**

Primero y, antes que nada, dar gracias a Dios, por estar conmigo en cada paso que doy, por fortalecer mi corazón e iluminar mi mente y por haber puesto en mi camino a aquellas personas que han sido mi soporte y compañía durante todo el periodo de estudio que llega a su cierre.

Agradecer con todo mi amor para mis padres Olbin Ovidio Castellanos Tinoco y Suyapa Euceda los seres más importantes en mi vida y a quienes les debo todo, les agradezco por apoyarme siempre y porque me dieron la oportunidad de desarrollarme y tener una profesión que amo, no fue fácil pues hubo momentos en los que creí no poder, pero siempre estuvieron conmigo con palabras de aliento y guiando mi camino. A mi hermanito Eduard Mauricio Castellanos Euceda por su apoyo, amor, compañía y palabras de ánimo en todo momento. A mí amada Michelle Cadena Larriva quien ha estado a mi lado compartiendo mis alegrías y angustias por el ánimo para que me supere día con día, el apoyo incondicional y la ayuda de siempre.

Quiero agradecer hoy y siempre a mi familia porque a pesar de no estar presentes físicamente, sé que procuran mi bienestar desde mi país, Honduras. Son las personas que desde el primer momento me brindaron y me brindan todo el apoyo, colaboración y cariño sin ningún interés, son las personas por las cuales hoy por hoy puedo afirmar que, a pesar de haber venido solo a continuar mis estudios, jamás me he sentido así, porque ellos han estado a mi lado cada día durante estos años.

De igual manera quiero agradecerles a mis asesores de tesis, al Dr. Tomas Peña y Dr. Isidro Loza, por la acertada orientación, el soporte y discusión crítica que me permitió un buen aprovechamiento en el trabajo realizado, y que ésta tesis

llegara a un buen término. De igual manera quiero agradecer a los Drs. Alexander Iriondo y Juliana Estrada, cuya colaboración ha sido importante en el desarrollo de este trabajo en los ensayos de laboratorio. También quiero agradecer los sinodales de la presente tesis: la Dra. Pooja Kshirsagar y el Dr. Raúl Miranda, por ser parte del comité de revisión de mi tesis.

Quisiera agradecer a la Universidad de Guanajuato, a mi honorable Departamento de Minas, Metalurgia y Geología, y a todos los profesores que a lo largo de mi camino por la carrera me brindaron su apoyo además de la oportunidad de integrar los conocimientos suficientes para poder llamarme Ingeniero. Al mismo tiempo agradezco al Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México y su personal ya que dentro de sus instalaciones me han colaborado sin ponerme ningún impedimento,

Finalmente, a mis amigos y compañeros por haberme apoyado en cada una de mis etapas en la universidad, con los que comparto las mismas experiencias y nos ponemos el hombro cada vez que se necesita, por su apoyo y ánimo que viene a lo largo de estos años de estudio.

# Tabla de Contenido.

Resumen.....	16
Capitulo I. Generalidades .....	16
I.1. Introducción.....	16
I.2. Área de Estudio.....	18
I.2.1. Localización y Vías de Acceso.....	18
I.2.2. Fisiografía y Geomorfología.....	20
I.2.3. Clima y Vegetación.....	22
I.2.4. Hidrología.....	23
I.3. Antecedentes.....	24
I.4. Justificación.....	31
I.5. Objetivo General.....	32
I.6. Objetivos Específicos.....	32
I.7. Metodología.....	32
I.7.1. Trabajo de Recopilación y Análisis de Literatura.....	32
I.7.2. Fotointerpretación Preliminar.....	32
I.7.3. Trabajo de Campo.....	33
I.7.4. Elaboración de Láminas Delgadas.....	33
I.7.5. Preparación para Fechamientos por el Método U-Pb.....	34
I.7.5.1. Procesos Físicos.....	34
I.7.5.2. Procesos Químicos.....	39
Capitulo II. Marco Geológico Regional.....	41
II.1. Provincias Fisiográficas.....	41
II.1.1. Planicie Costera del Golfo de México (PCG).....	41
II.1.2. La Sierra Madre Oriental (SMOr).....	41
II.2. Provincias Geológicas.....	42
II.2.1. La Provincia Transpecos, EE. UU y México (P-T).....	42
II.2.2. La Sierra Madre Oriental (SMOr).....	42
II.2.3. El Eje Neovolcánico Transmexicano (TMVB).....	43

II.3. Estratigrafía Regional.....	44
II.3.1. Triásico Superior-Jurásico Inferior.....	45
II.3.2. Jurásico.....	46
II.3.3. Cretácico.....	48
II.4. Geología Estructural.....	53
Capítulo III. Tectónica y magmatismo.....	57
III.1. Tectónica del Noreste de México.....	57
III.1.1. Antecedentes tectónicos.....	57
III.1.2. Paleogeografía.....	61
III.1.3. ¿Migración de un arco magmático?.....	66
III.2. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM).....	69
III.3. La PAOM en Tamaulipas.....	73
Capítulo IV. Geología Local.....	77
IV.1. Estratigrafía de la región de estudio.....	77
<b>IV.1.1. Rocas del Cretácico.....</b>	<b>81</b>
IV.1.1.1. Formación Tamaulipas Inferior (KhapTI).....	81
IV.1.1.2. Formación Otates (KapO).....	82
IV.1.1.3. Formación Tamaulipas Superior (KaceTS).....	83
IV.1.1.4. Formación Agua Nueva (KcetAN).....	84
85	
IV.1.1.5. Formación San Felipe (KcocSF).....	85
IV.1.1.6. Formación Méndez (KcmM).....	86
IV.1.2. Rocas del Cenozoico.....	88
IV.1.2.1. Formación Velasco (CpaeV).....	88
IV.1.2.2. Formación Chapopote-Tantoyuca (CeoC-T).....	89
IV.1.2.3. Formación Mesón (CoM).....	90
IV.1.2.4. Serie Infraturada.....	90
IV.1.2.4. Formación Reynosa (CplR).....	94
IV.1.2.5. Serie Saturada.....	95

Capítulo V. Discusión y Conclusión.....	105
V.1. Discusión. ....	105
V.2. Conclusión. ....	107
Bibliografía.....	107
Anexos.....	119

## Apéndices.

Apéndice 1. Fundamentos Teóricos de la datación por el Metodo U-Pb/Th. ....	119
Apéndice 2. Fundamentos de la clasificación de rocas feldespáticas de Frost y Frost (2008). ....	121

## Índice de Figuras.

Figura 1. A) División Municipal del estado de Tamaulipas, con la ubicación del área de estudio remarcada en el recuadro negro. El área de estudio se encuentra al norte de los municipios de Aldama y González. B) El área de estudio vista desde Google Maps remarcada en el recuadro negro. Las ciudades más populosas y cercanas al área de estudio son Ciudad Victoria al NW y Tampico al SW. ....	18
Figura 2. A) Vista en <i>Google Maps</i> de las carreteras principales para acceder al área de estudio (señalado con un recuadro). B) Vías y caminos dentro del área de estudio para acceder a la parte sur de la Sierra de Tamaulipas.....	20
Figura 3. A) División de las Provincias Fisiográficas en la República Mexicana. B) División de las Subprovincias Fisiográficas en la República Mexicana.....	22
Figura 4. A) Mapa de la División Hidrológica de México, con recuadro del área de estudio. B) Hidrografía dentro del estado de Tamaulipas, con un recuadro que indica el área de estudio.....	24
Figura 5. Procedimientos físicos, químicos y maquinas utilizadas para el procesamiento de las muestras. A) Elaboración de láminas delgadas, B) Trituración de muestra, C) Separación Magnética, D) Montaje de Circones con Microscopio de luz reflejada, E) Circones en LA-ICPMS. ....	40
Figura 6. Columna crono-estratigráfica del NE de México. Parches de arrecifes y construcciones aisladas de carbonatos se muestran como pequeños domos con líneas concéntricas internas (Tomado de Goldhammer et al., 1999). ....	45

Figura 7. A) Vista en Google Maps donde se encuentra la zona de estudio en recuadro negro. B) Estructuras geológicas dentro del área de estudio que afectaron las formaciones en la Sierra de Tamaulipas.....	56
Figura 8. A) División de las Provincias Fisiográficas en la República Mexicana. B) Las cuencas ubicadas dentro de la La Provincia del Golfo de México (PGM).....	58
Figura 9. Modelo tectónico de la evolución de la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) y la Provincia del Golfo de México (PGdM). Esta sección esquemática atraviesa el Norte de México de Oeste a Este (Goldhammer et al., 1999). .....	60
Figura 10. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Jurásico Tardío (Tomado de González - García et al., 1976). La apertura del Mar de Tethys y la formación del Golfo de Sabinas, Península de Aldama, Cuenca de Chihuahua, la Península y el Archipiélago de Tamaulipas. ....	62
Figura 11. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Oxfordiano (Tomado de Alfonso - Zwangler et al., 1978).....	63
Figura 12. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Kimmeridgiano - Tithoniano (Tomado de Alfonso - Zwangler et al., 1978).....	63
Figura 13. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Necomiano y Aptiano inferior (Tomado de González - García et al., 1976).....	65
Figura 14. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Albiano - Cenomaniano (Tomado de González - García et al., 1976). ....	66
Figura 15. Localidades de la Provincia Alcalina Oriental de Norte a Sur: SB= Sierra Blanca (EU); T-P= Trans-Pecos (EU); LC= La Cueva; CM= Candela Monclova; SP= Sierra de Picachos; SC= Sierra San Carlos; ST= Sierra de Tamaulipas; PT= Planicie costera de Tampico; PS= Palma Sola. Provincias magmáticas: 1. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM); 2. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), (LT= Los Tuxtlas); 3. Sierra Madre Occidental; 4. Provincia de Cuencas y Sierras; 5. Sierra Madre Oriental (Tomado de Ramírez - Fernández et al., 2000). ....	74
Figura 16. Bosquejo de la distribución de rocas ígneas alrededor de la sierra de Tamaulipas. El volcán de Las Flores es considerado en este trabajo como parte del campo volcánico del E de San Luis Potosí (Tomada de Aranda -Gómez et al., 2005). ....	76
Figura 17. Mapa Geológico del Sur de la Sierra de Tamaulipas a escala 1:250,000, que corresponde al área de estudio.....	78



Figura 18. Secciones Geológicas elaboradas en base al Mapa Geológico del Sur de la Sierra de Tamaulipas (Fig. 17). .....	79
Figura 19. Columna Estratigráfica correspondiente al área de estudio. ....	80
Figura 20. Capas sedimentarias de tipo calcáreo, se muestra una estratigrafía horizontal con las fracturas típicas que permiten el paso de agua y favorecen la formación de cavidades. ....	82
Figura 21. Imagen de un estrato de la Formación Otates en contacto con la Formación Tamaulipas Superior. ....	83
Figura 22. En la fotografía se muestra las capas cretácicas sujetas a esfuerzos verticales, el tipo de plegamientos que formaron el anticlinal conocido como la sierra de Tamaulipas. ....	84
Figura 23. Imagen de las calizas arcillosas-carbonosas de color gris oscuro en estratificación mediana y delgada que conforma la Formación Agua Nueva. ....	85
Figura 24. Muestras tomadas de la Formación San Felipe, una secuencia de estratos delgados de calizas ligeramente arcillosas de color café claro verdoso y claro, con intercalaciones de bentonita verde y blanca. ....	86
Figura 25. Imagen de la formación Méndez, la constituyen secuencias de lutitas calcáreas y margas calcáreas en estratos delgados laminares. ....	87
Figura 26. Un depósito con aspecto fallado, con una discordancia entre la Formación Méndez (Lutitas-Margas) y la Formación Velasco (Arenas). ....	89
Figura 27. Afloramiento de un posible cono de escoria muy vesicular, corresponde a una lava basáltico fisural, denso, compacto, de textura afanítica. ....	91
Figura 28. Imagen de una roca con fracturamiento columnar y algunos horizontes con estratificación, estas rocas pertenecen a la Serie Sie (TeoSi), en este caso fue la toma de la muestra ST-22. ....	92
Figura 29. Imagen en la que se puede observar la abundancia de rodados/caídos de lo que parece ser rocas pertenecientes a la Serie Infraturada, tienen una textura similar la muestra ST-22. ....	93
Figura 30. Afloramiento de la muestra ST-26, con fracturamiento columnar. Las fracturas se observan inclinadas. La muestra está muy erosionada y no quedan minerales máficos en la muestra de mano. ....	94
Figura 31. Imagen de la formación Reynosa (CpIR), constituida por fragmentos de caliza y de rocas ígneas de composición riolítica-ignimbrítica, se encuentran sedimentos con granulometrías que varían de gravas a arcillas. ....	95

Figura 32. Imágenes de las rocas intrusivas correspondientes a la Serie Saturada de grano fino y porfirítico con fenocristales de piroxenos y una matriz compuesta de plagioclasas, clinopiroxeno, biotita y poco o nada de cuarzo. ....	96
Figura 33. Fechamiento por el método U-Pb en circones, realizados en muestras de Sienita Nefelinica (ST-02), perteneciente a la unidad litológica de Serie Infrasaturada (CeoSI). ....	97
Figura 34. Fechamiento por el método U-Pb en circones, realizados en muestras de Sienita (ST-06), perteneciente a la unidad litológica de Serie Saturada. ....	98
Figura 35. Diagrama triangular con 3 lados divididos en 10 partes iguales. ....	100
Figura 36. Ejemplo de localización de un punto en un diagrama triangular. ....	101
Figura 37. Subdivisión de los diferentes lados de un diagrama ternario o triangular. ....	102
Figura 38. Diagrama QAPF (Diagrama de Streckeisen) modificado para clasificar rocas intrusivas y extrusivas, correspondientes al área de estudio. ....	104

## **Índice de Anexos.**

Anexo 1. Anexos Petrográficos. ....	1
-------------------------------------	---

## **Resumen.**

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) representa una región con actividad magmática de una historia relativamente larga, que en ocasiones se le ha asociado a la región cordillerana del pacífico. Está constituida por rocas ígneas de composición predominantemente alcalina. Las rocas de la PAOM afloran como un cinturón de ~1500 km de longitud que se distribuye a lo largo de la zona costera del Golfo de México, desde el sur de Veracruz y Tamaulipas, y que se desvía hacia el NNW abarcando parte de Nuevo León y Coahuila. En Tamaulipas, la PAOM está definida por la Sierra de San Carlos (SC) y la Sierra de Tamaulipas (ST).

La Sierra de Tamaulipas (ST) constituye un domo anticlinal regular con una extensión longitudinal de ~100 km. Tiene una topografía escarpada con un drenaje radial que ha promovido la disección intensa en los afloramientos. La litología de las rocas de la ST que encajonan a las rocas ígneas está dominada por rocas calcáreas cretácicas en estratos levemente inclinados.

El objetivo principal de este trabajo es contribuir a la caracterización del magmatismo cenozoico de la PAOM a través de análisis petrográficos y de fechamientos isotópicos por el método U-Pb en circón.

De acuerdo con los análisis petrográficos, se pueden distinguir dos series magmáticas. Una serie saturada en sílice constituida por granitos y sienitas alcalinos de textura traquítica (serie 1). La segunda es una serie infrasaturada en sílice con contenido variable de feldespatoides, que pueden clasificarse como sienitas nefelínicas, gabros nefelínicos y gabros (serie 2). Según observaciones de campo e información de la literatura, gran parte de los intrusivos fueron emplazados en las rocas calcáreas como sills o lacolitos.

De las muestras correspondientes a la serie 1 se obtuvieron dos edades U-Pb en circón. La muestra ST-02 tiene una edad de  $38.4 \pm 0.11$  Ma, mientras que la muestra ST-06 tiene una edad de  $22.55 \pm 0.14$  Ma.

## **Capítulo I. Generalidades**

### **I.1. Introducción.**

El magmatismo cenozoico del noreste de la República Mexicana está caracterizado, en gran parte, por la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). La PAOM está constituida por localidades magmáticas que en conjunto forman un

cinturón discontinuo de ~ 1500 km longitud paralelo a la costa del Golfo de México. La PAOM se extiende de sur a norte, de Veracruz a Coahuila. Las rocas de una de las localidades magmáticas de la PAOM están expuestas en la Sierra de Tamaulipas (ST), ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo (PCG).

El propósito general de este estudio es obtener datos de unidades litológicas de una zona restringida de la PAOM en Tamaulipas, específicamente al sur de la Sierra de Tamaulipas, para contribuir con análisis petrográficos y geocronológicos al origen del magmatismo cenozoico del noreste de México. Entre los objetivos específicos de este trabajo está la elaboración de un mapa geológico donde se definan las principales estructuras, los límites de los cuerpos ígneos, y estratigrafía presente en la zona de estudio. Procesar muestras para analizar mediante fechamientos isotópicos por el método de U-Pb en circón y análisis petrográficos de las mismas.

El origen del magmatismo de esta provincia no es claro. Ya que no se ha encontrado una explicación en la que concuerde el origen del magmatismo de los cuerpos ígneos en general, y aquellos que conforman a la PAOM en particular. Por ejemplo, las anomalías de Nb que reporta Viera-Décida y Ramírez-Fernández (1998), a partir de análisis de tierras raras de un complejo intrusivo de la Sierra de Tamaulipas, pueden indicar que esos magmas fueron generados por subducción. Por otro lado, la geoquímica de otros intrusivos de la ST exhibe una contribución muy importante de fusión parcial de manto litosférico (Ramírez-Fernández *et al.*, 2000; 2010). A partir de tales datos, se han propuesto hipótesis contradictorias. Algunos autores sugieren la subducción de muy bajo ángulo de una losa proveniente del margen pacífico que migró hacia el este hasta alcanzar a estar por debajo del noreste de México (e.g., Clark *et al.*, 1982; Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Otros vislumbran un ambiente de extensión o rift continental (Cruz-Goicochea y Verma, 2013). Una tercera hipótesis consiste en el desgarre de una parte de losa en subducción correspondiente a la placa Fallaron, a partir de la cual ascendió material astenosférico (Ferrari *et al.*, 2005; Poliquin, 2009).

## I.2. Área de Estudio

La zona de estudio se localiza en la Sierra de Tamaulipas (ST), al sureste de Ciudad Victoria y al norte de los municipios de Aldama y González. Esta sierra representa el 7% del territorio del estado de Tamaulipas. Son las rocas ígneas del Cenozoico expuestas en esta sierra las que pertenecen a la PAOM. El área de estudio incluye porciones de las cartas Geológicas-Mineras a escala 1:250,000 editadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) de Ciudad Victoria (Primera Edición Septiembre, 2004) y de Tampico (Primera Edición Octubre, 2004) (Fig. 1).

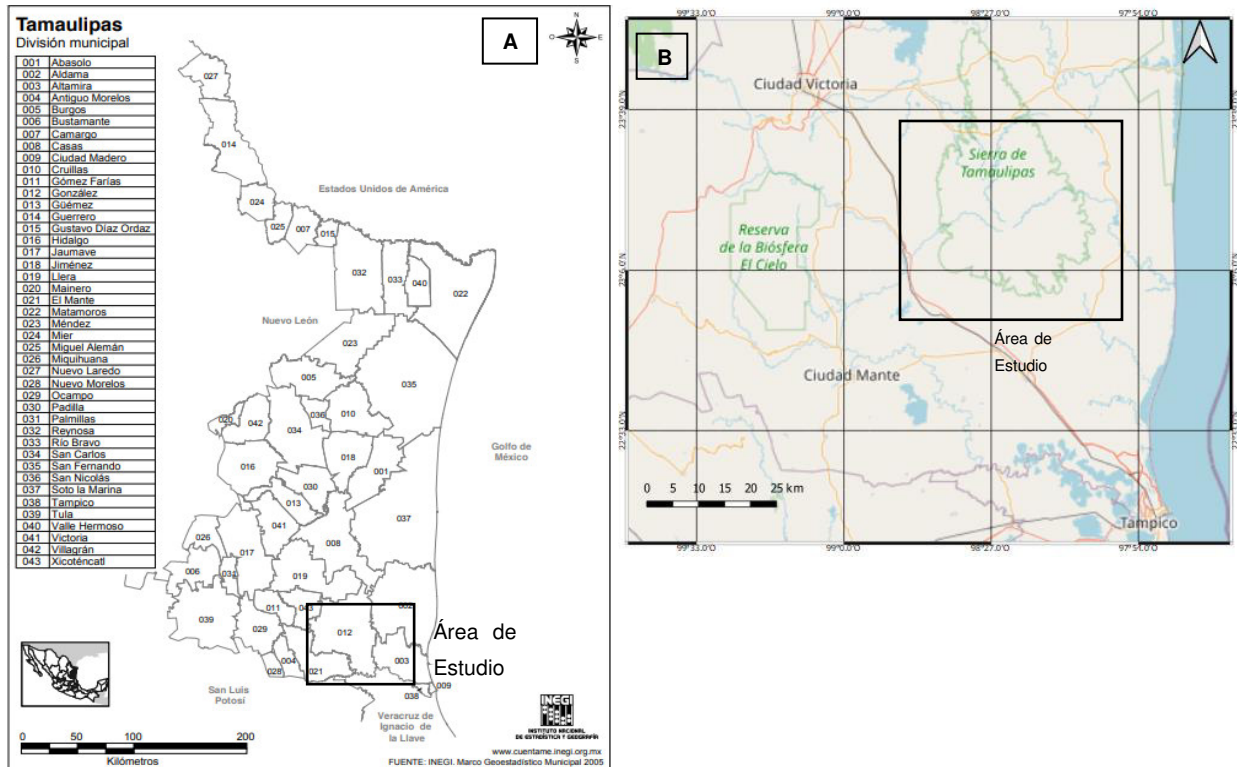


Figura 1. A) División Municipal del estado de Tamaulipas, con la ubicación del área de estudio remarcada en el recuadro negro. El área de estudio se encuentra al norte de los municipios de Aldama y González. B) El área de estudio vista desde *Google Maps* remarcada en el recuadro negro. Las ciudades más populosas y cercanas al área de estudio son Ciudad Victoria al NW y Tampico al SE.

### I.2.1. Localización y Vías de Acceso.

La ciudad más populosa y cercana a la Sierra de Tamaulipas es Ciudad Victoria. A sus alrededores también se encuentran los municipios de Casas, Soto La Marina, González y Aldama. Desde San Luis Potosí es posible llegar tomando la carretera federal 80 con dirección a Ciudad Mante. Las carreteras en mejor estado

que están más próximas de la sierra y que permiten visitar sus afloramientos son la carretera federal 70 Victoria a Soto la Marina y la carretera estatal 75 de Casas a Soto la Marina. También es posible llegar a la zona sur del sistema montañoso desde la ciudad de Tampico por la carretera federal 180 (Fig. 2.A).

Existen pocos accesos directos a la sierra y, en general, aproximadamente más del 50% de su extensión es inaccesible en vehículo, por lo que se requieren mulas y caballos para recorrer los sitios más remotos. Se pueden visitar sus afloramientos pasando por el poblado de Castellano. Asimismo, cerca del municipio de González existe un acceso al poblado de El Almagre. También hay otros tres accesos desde la carretera 180 en los alrededores del municipio de Aldama, para dirigirse hacia los ejidos de Yucas, la Peña y la Piedra. Todos los accesos mencionados son caminos de terracería. Encima de alrededor de los 600 metros de altitud los caminos de terracería suelen ser sustituidos por brechas angostas. Los poblados mencionados en este párrafo se encuentran al inicio de la montaña (Fig. 2.B).

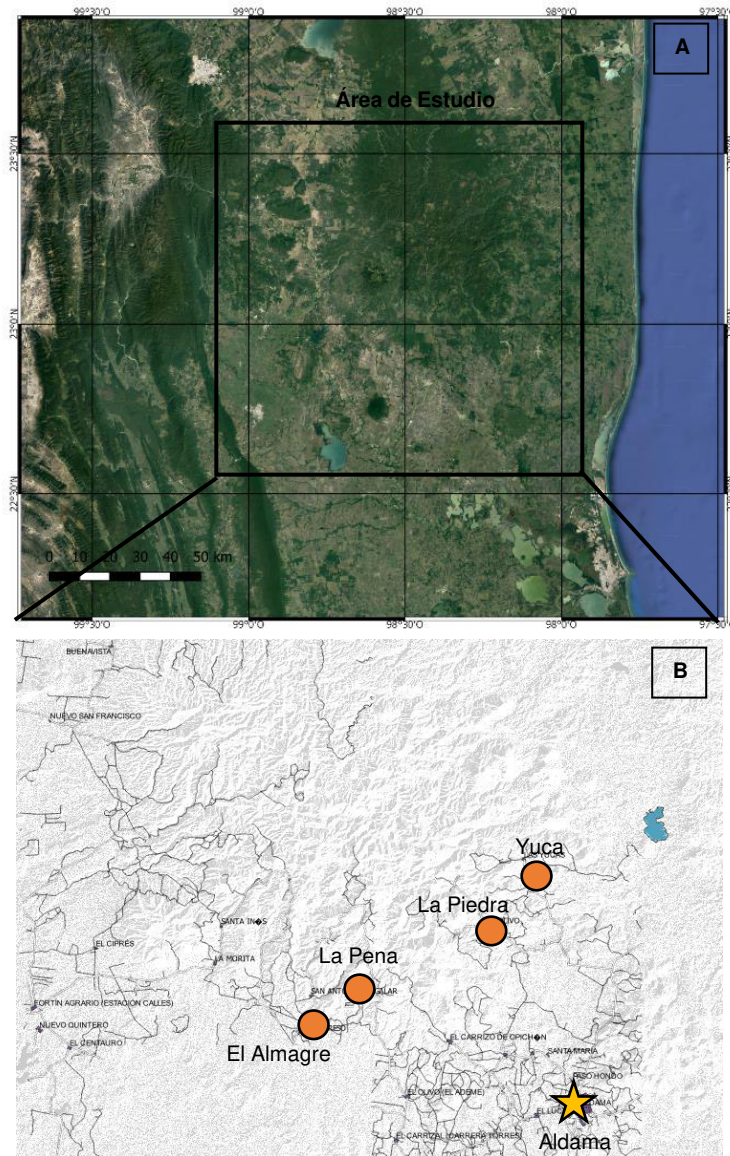


Figura 2. A) Vista en *Google Maps* de las carreteras principales para acceder al área de estudio (señalado con un recuadro). B) Vías y caminos dentro del área de estudio para acceder a la parte sur de la Sierra de Tamaulipas.

### I.2.2. Fisiografía y Geomorfología.

El área de estudio abarca cuatro grandes provincias fisiográficas del país (Fig. 3.A). (1) Al suroeste se encuentra la Sierra Madre Oriental (SMOr). (2) Al sureste se presenta una pequeña parte del Eje Neovolcánico Transmexicano (TMVB). (3) Las extensas áreas de las llanuras costeras y valles presentes en la zona corresponden a la Llanura Costera del Golfo Norte. Finalmente, (4) la porción noroeste en la que predominan lomeríos suaves alternados con llanuras es la región de la provincia de

las Grandes Llanuras de Norteamérica (mayor parte se encuentra en los Estados Unidos de América).

Estas cuatro provincias se pueden dividir en siete subprovincias que son: la Gran Sierra Plegada, las Sierras y Llanuras occidentales, la Llanura Costera Tamaulipeca, las Llanuras y Lomeríos, la Sierra de San Carlos, la Sierra Tamaulipas, y las Llanuras de Coahuila y Nuevo León (Fig 3.B).

De estas subprovincias destaca la Sierra de Tamaulipas (ST), que tiene aproximadamente 110 km de norte a sur, y 60 km de este a oeste en su punto más ancho al sur de la cordillera. Es un macizo montañoso de contorno ovalado de dirección NNW-SSE. La ST abarca 3340 km<sup>2</sup> y se encuentra entre las coordenadas 23° y 24° latitud Norte y 98° y 99° longitud Oeste. La mayor superficie de la ST se localiza en el municipio de Casas, seguido por Soto La Marina; aunque también incluye parte de los municipios de Abasolo, Casas, Aldama, Llera y González. El mayor relieve se encuentra en la porción sur de Casas, Aldama, González y Llera. Su elevación se extiende desde los 300 hasta los 1,460 msnm. En el núcleo de la sierra se levantan los picos Sierra Azul y Picacho, con altitudes de 1,400 y 1,200m respectivamente.



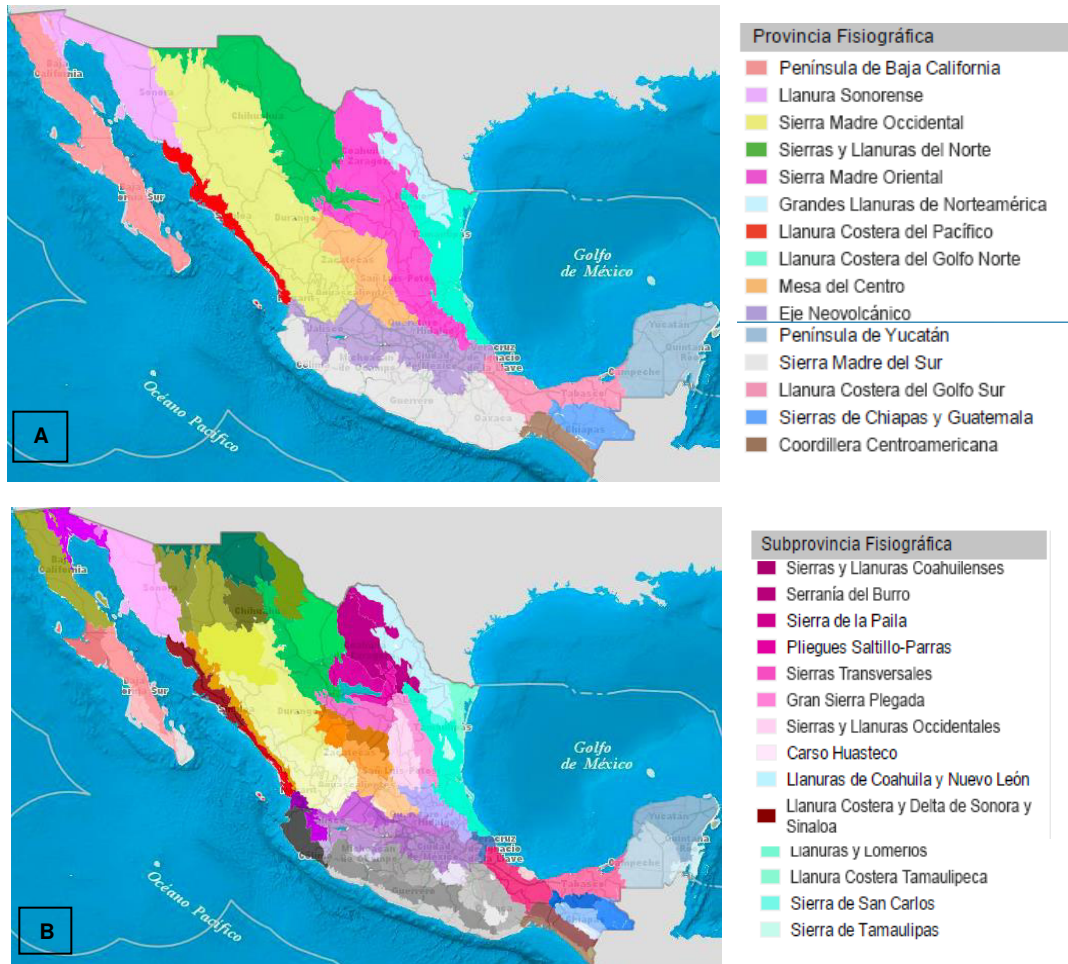


Figura 3. A) División de las Provincias Fisiográficas en la República Mexicana (INEGI). B) División de las Subprovincias Fisiográficas en la República Mexicana (INEGI).

### I.2.3. Clima y Vegetación.

La sierra contiene cinco tipos de clima, tres de los cuales son los relevantes, desde secos y cálidos al norte hasta climas húmedos y áridos al sur. Gran parte de la Sierra de Tamaulipas y sus alrededores tienen un clima semiárido con una prolongada estación seca entre noviembre a mayo.

Por otra parte, debido a su altitud, el centro de la sierra tiene un clima fresco. La temporada de lluvias es de junio a septiembre con precipitaciones anuales de 1000 a 1500 milímetros y una temperatura media anual mayor de 20°C. Las llanuras que rodean la sierra son cálidas y secas sobre todo al Oeste y al Norte. Las temperaturas más frías son menores a 15°C en el mes de enero, mientras que las

temperaturas más calientes son mayores a 25°C de Junio a Agosto (INEGI *et al.*, 2009).

#### **I.2.4. Hidrología.**

La ST aporta corrientes superficiales de excelente calidad a dos regiones hidrológicas: “San Fernando - Soto La Marina” y “Pánuco – Tamesí”. San Fernando - Soto la Marina se encuentra en la parte central y meridional de Tamaulipas. Su extensión de hasta 43,319 km<sup>2</sup> equivale a un 55.31% de la superficie total del Estado. La región Pánuco-Tamesí tiene un área de 16,025 km<sup>2</sup> y abarca el 20.46% del territorio estatal (Fig. 4). La ST también favorece a tres cuencas hidrológicas: “Lagunas Morales - Laguna San Andrés”, “río Soto La Marina” y “río Guayalejo – Tamesí”, que a su vez se reparten en ocho subcuencas: río Barberena, río Tigre, río Carrizales, río Pescados, río Soto La Marina, arroyo Grande, arroyo el Cabrito y arroyo la Cañada (SGM *et al.*, 2006).

El relieve alto que presentan distintas zonas de la ST favorece la condensación del vapor de agua arrastrado por los vientos desde el Golfo de México. Este vapor de agua en contacto con los suelos calizos permite la infiltración de grandes cantidades de agua. Las corrientes subterráneas provenientes de la sierra permiten la existencia de cenotes en del municipio de Aldama y de pozos y acuíferos en la periferia de la ST, las cuales en ocasiones emergen como corrientes superficiales a cierta distancia de la serranía.

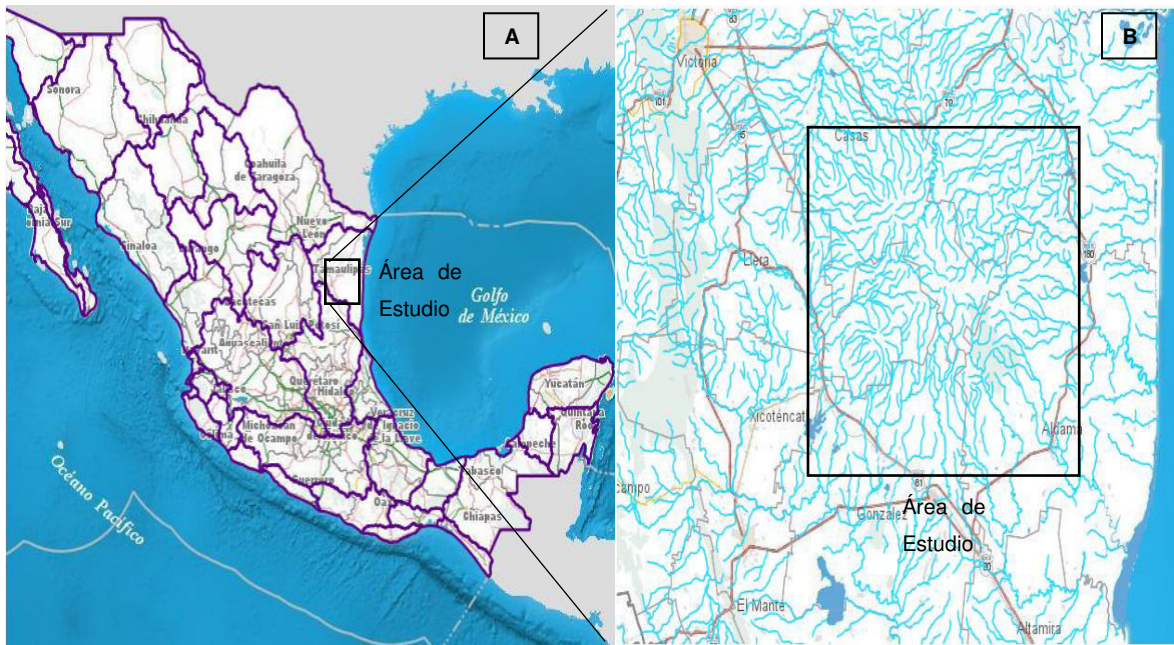


Figura 4. A) Mapa de la División Hidrológica de México, con recuadro del área de estudio. B) Hidrografía dentro del estado de Tamaulipas, con un recuadro que indica el área de estudio.

### I.3. Antecedentes.

A continuación, se enlista y menciona brevemente, en orden cronológico, los estudios geológicos consultados en la literatura que están asociados directa o indirectamente con la Sierra de Tamaulipas.

**Richardson (1904)**, describió las rocas ígneas del distrito minero de San José localizado, en la porción septentrional de la Sierra de San Carlos (Fig 3.B), como intrusivos emplazados en caliza cretácica. Este autor identificó las siguientes rocas ígneas: sienita de nefelina (la roca más antigua), diorita, andesita, derrames de basalto y diques de diabasa, camptonita y vogesita.

**Kemp (1905)**, estudió la mineralización en las minas de oro de San José de San Carlos, al sur de Soto de La Marina, en la parte oriental de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B). Describió los depósitos sedimentarios cretácicos dominados por calizas y pizarras. La caliza está metamorfozada en algunos sitios, en donde se presenta grosularia y vesuvianita.

**Staub (1922)**, asocia la actividad volcánica de la región del Golfo al Cretácico tardío y lo relaciona con movimientos tectónicos. Describe nefelinas presentes en sienitas emplazadas como lacolitos en la ST.

**Muir (1934)**, mostró la distribución de rocas dioríticas y sienítica, al igual que coladas de basalto y andesita, en la región de San José. Reportó que la diorita y la sienita en la Sierra de Tamaulipas se presentan en forma de tapones y diques con ramificaciones.

También mencionó que los diques de composición basáltica, numerosos en la Sierra de Tamaulipas, cortan capas del Oligoceno y son abundantes en la planicie costera, por lo que les asignó una edad miocénica.

**Watson (1937)** describió las rocas ígneas de la Sierra de San Carlos (Fig 3.B) en las áreas de San José y San Miguel. Reportó en el área de San José gabros emplazados en forma de lacolito, pórfidos dioríticos y diques.

**Bloomfield y Cepeda-Dávila (1973)** reportaron tres edades K-Ar correspondientes al Oligoceno tardío en rocas de la Sierra de San Carlos (Fig 3.B). Las rocas fechadas son sienita rica en feldespato alcalino (pulaskita;  $27.9 \pm 1.1$  Ma.), sienodiorita ( $28.5 \pm 1.2$  Ma.), y sienita de nefelina ( $29.6 \pm 1.2$  Ma.). Ellos consideraron una relación estructural probable entre el magmatismo alcalino oligocénico de San Carlos con el rift del Rio Grande en Nuevo México, EUA.

**Cepeda - Dávila y Padilla Lara (1975; 1976)** describieron petrográficamente rocas que forman parte del complejo ígneo de la Sierra San Carlos (Fig 3.B). Concluyeron que monzodioritas, en la parte norte, y gabros, en la parte sur del complejo, están relacionados a un ambiente de subducción. Mientras que sienitas alcalinas y nefelínicas de la parte central y basaltos al este del complejo, corresponden a un ambiente de intraplaca post-laramídica.

**Demant y Robín (1975)** definieron cuatro provincias magmáticas en México en un esquema geodinámico desde el Cretácico: (1) el Eje Neo-Volcánico

Transmexicano (TMVB), (2) la Provincia Oriental, (3) la Provincia de la Sierra Madre Occidental y (4) la Provincia Californiana o Pacífica. Fueron los primeros en llamar al magmatismo del este de México como Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) (Fig. 3.A).

Reportaron una serie de intrusiones y rocas volcánicas que se encuentran en las planicies costeras desde el norte del estado de Tamaulipas hasta Veracruz. Cerca de las planicies costeras, reportaron diques riolíticos y traqui-sieníticos en sedimentos del Cretácico y del Cenozoico Inferior de la Sierra de San Carlos y la de Tamaulipas (Fig 3.B).

También reportaron que los intrusivos y las rocas volcánicas se alinean en una dirección NNW-SSE y los asociaron con derrames de lava, que fluyen a lo largo de una rotura, que cubren parcialmente sedimentos mesozoicos y cenozoicos plegados de la Sierra Madre Oriental (Fig 3.A). Estos autores notaron que, al oeste de la PAOM, sobre el altiplano (entre Río Verde y Pachuca), notaron rocas de composición calco-alcalina. Asimismo, al oeste y sur de Tampico reportaron una serie diferenciada (nefelinitas - basanitas - basaltos alcalinos - hawaitas mugearitas) de edad miocénica y pliocénica.

**Robín (1976)**, documentó la petrografía y geoquímica del vulcanismo de la planicie costera, en las zonas de Ciudad Mante-Ébano y Cerro Azul-Chicontepepec. El vulcanismo en estas zonas se presenta en forma de cuellos volcánicos, sills, domos y derrames, y presenta varias composiciones que incluyen basanita, tefrita, basalto, hawaiita y mugearita.

**Robín y Tournon (1978)** se percatan que las rocas intrusivas o extrusivas a lo largo de la costa del Golfo de México tienen características químicas y mineralógicas alcalinas. A lo largo del borde oriental de la Sierra Madre Oriental, los derrames de lava varían químicamente desde la serie alcalina o de transición a la toleiítica. Estos autores se dieron cuenta que hay una relación espacial de estas lavas con un complejo de fallas de dirección norte-sur que separan estructuralmente la Sierra Madre Oriental de la llanura costera (Fig 3.A). Estos autores también sugirieron que las andesitas del TMVB y las rocas alcalinas de la PAOM son genéticamente diferentes y ocurren en diferentes niveles estructurales.

**Cantagrel y Robín (1979)** compararon rocas andesíticas del Mioceno-Cuaternario del TMVB, y el magmático alcalino del Oligoceno-Cuaternario de la PAOM. Obtuvieron 28 edades K-Ar aplicado en distintas fases minerales. Dos de esas edades corresponden a una intrusión basáltica ( $21 \pm 0.6$  Ma) y a un sill de fonolita ( $7 \pm 0.2$  Ma), situados en el flanco oriental y en la parte central de la Sierra de Tamaulipas, respectivamente. También encontraron derrames alcalinos de basalto ubicados al norte de Tampico que representan, según ellos, el evento más tardío.

**Moran Zenteno (1982):** consideró que las rocas ígneas en la Sierra Madre Oriental y en la Llanura Costera tienen edades del Cenozoico (Fig 3.A). Identificaron plutones aislados, emplazados en la secuencia sedimentaria mesozoica y en algunos derrames de la Sierra Madre Occidental y del TMBV, así como de la PAOM. En la Sierra de San Carlos, en Tamaulipas, identificó sienitas nefelínicas, gabros y monzonita emplazados como lacolitos y diques (Fig 3.B). Propone que estas rocas representan la continuación hacia el sur de la Provincia Alcalina en Estados Unidos, que se presenta en el área del Big Bend, en Texas.

**Elías-Herrera (1984)**, describió la mineralización de tremolitas asociadas a rocas alcalinas en El Picacho, al oriente de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B). Realizó análisis petrográficos y cartográficos preliminares de rocas pertenecientes a un complejo intrusivo alcalino.

**Camacho Angulo (1987)** analizó las rocas ígneas del área de Barra del Tordo, en la zona costera en latitudes similares a las de la Sierra de Tamaulipas, y las comparó con rocas ígneas más septentrionales de la PAOM situadas en la Planicie Costera del Golfo (Fig 3.A). Las clasificó como rocas alcalinas intrusivas, hipabisales y extrusivas de composición básica a intermedia emplazadas en el Terciario Medio. Reporta que las rocas intrusivas afloran en forma de grandes domos, los cuales constituyen el núcleo topográfico de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B). De esos domos, los más ácidos sobresalen de las rocas sedimentarias del Cretácico, mientras que los más básicos forman lomas bajas con pendientes suaves.

Las rocas intrusivas de grano fino a medio se encuentran como diques y cuellos volcánicos y los asocia con los domos mencionados en el párrafo anterior.

Las rocas volcánicas se encuentran en la parte noroccidental y en la mitad oriental de Barra del Tordo. Al noroeste de la región encontró mesas aisladas. En la mitad oriental reportó rocas volcánicas de mayor diversidad composicional que afloran como derrames de lava que formaron mesetas, domos y conos cineríticos. También señala que existen en el norte y sur del área de estudio afloramientos pequeños de basaltos, andesitas y traquitas, de aparente edad cuaternaria. Reportó edades K-Ar que oscilan entre 31.5 y 17.5 Ma para varias rocas intrusivas de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B).

**Hernández-Palacios (1989)**, hace una breve mención de la existencia de carbonatitas en el cerro de El Picacho, ubicado al occidente de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B). Sugiere que una parte del centro del complejo representa una zona de fenitización, el cual representa el primer afloramiento comprobado de carbonatitas en México.

**Elías-Herrera (1991)**, realizaron un estudio petrológico de la mineralización de tierras raras de El Picacho, definido ya como un complejo intrusivo alcalino. Obtuvieron una edad de  $24 \pm 1$  Ma en roca total para el complejo intrusivo. Entre las rocas que identificaron se incluye gabro de olivino, diorita de kaersutita, sienita nefelínica, rocas hiper-alcalinas con nefelina, diques de carbonatita y vetas hidrotermales ricas en apatito, britholita y calcedonia.

**Ramirez-Fernandez y Viera Decida (1998)**, proporcionaron información sobre la distribución geológica y forma de emplazamiento de las rocas intrusivas del complejo magmático ígneo Rancho El Salvador, al suroeste de la Sierra de Tamaulipas. Establecieron la clasificación de estas rocas intrusivas por estudios petrográficos y mediante estudios geoquímicos de elementos traza, mayores y diagramas (Spider, Harker y TAS). Definieron si las rocas presentan una signatura de subducción y si existe una relación con el Complejo Intrusivo Central de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B). Concluyeron que: 1) la distribución irregular de los intrusivos se haya originado por diferentes pulsos magmáticos, 2) las texturas

porfíricas que se identificaron en el estudio petrográfico indican emplazamientos a profundidades someras, 3) la petrografía al igual que el diagrama de Harker indican un desarrollo comagmático de acuerdo con las tendencias de Lemeyre y Bowden (1982) que va de gabros a cuarzosienitas de feldespatos alcalinos, 4) el diagrama de TAS indica que los intrusivos del Rancho El Salvador pertenecen a la serie alcalina al igual que las rocas del Complejo Intrusivo Central de la Sierra de Tamaulipas. 5) el diagrama de spider para elementos traza muestra que los intrusivos de Rancho el Salvador fueron generados en ambiente de subducción comprobable por una anomalía negativa de Nb.

**Ramírez-Fernández (2000)**, describió ampliamente al complejo intrusivo de El Picacho, que asemeja a un complejo tipo anular. Está bordeado en su totalidad por calizas micríticas masivas de la Formación Tamaulipas Superior (Cretácico Inferior), con rumbos tangenciales al complejo producto de levantamiento provocado por su emplazamiento. Cerca del 70% de la superficie del complejo está litológicamente dominada por rocas gabroicas con fuertes variaciones petrográficas. Las rocas gabroicas están bordeadas por sills de granito y de sienita nefelínica. En la parte central del complejo identificaron rocas nefelínicas expuestas en una superficie circular de aproximadamente 600 m de diámetro.

Con base en las relaciones geológicas, y sus resultados mineralógicos y geoquímicos, estos autores propusieron que las rocas gabroicas se produjeron por un proceso de inmiscibilidad líquida a partir de un magma silíceo carbonatado. Las rocas subsaturadas y ricas en nefelina representarían un miembro silicatado. Un segundo proceso de inmiscibilidad separó un magma rico en fósforo del carbonatítico, para luego emplazarse en forma de diques.

También sugieren que el complejo El Picacho es una de las pocas localidades de la PAOM donde afloran carbonatitas. Otras zonas probables en donde se presentan carbonatitas son la Sierra de San Carlos y otras partes de la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B).

**Aranda-Gómez (2005)**, expone que la Sierra de Tamaulipas es un anticlinorio con orientación N-S desarrollado en rocas calcáreas cretácicas (Fig 3.B). Describe que en una región de aproximadamente 3 600 km<sup>2</sup> están expuestos intrusivos con



composiciones que van de gabro a granito. Las rocas de El Picacho las interpreta como una asociación característica de carbonatitas e ijolitas; éstas últimas son rocas félsicas alcalinas desarrolladas en un ambiente de tipo intraplaca a partir de magmas provenientes del manto.

En la periferia de la Sierra de Tamaulipas estudió varios campos volcánicos del Cenozoico tardío. Para su descripción los dividen en los campos volcánicos de Llera de Canales, ubicado al oeste de la sierra y de Aldama-Sierra de Maratínez, localizado al este. Al sur de la sierra reporta afloramientos aislados de rocas alcalinas.

**Ferrari *et al.*, (2005)**, estudiaron la PAOM en la mitad septentrional de Veracruz para poder explicar cómo se generó el magmatismo en esta zona. Proponen que el ascenso de los magmas alcalinos fue generado por un desgarre y desacople de una parte de la losa en subducción. Asimismo, identificaron cuellos volcánicos, fumarolas y alineaciones de fallas con orientación NE-ENE y NW-NNW paralelas a fallas transcurrentes y normales. Como estas fallas pudieron formarse durante la apertura del Jurásico Superior del Golfo de México, sugieren que el ascenso en la corteza del material alcalino pudo estar controlado por estructuras preexistentes en el basamento.

**Goguitchaichvili (2007)**, analizó el origen del magmatismo de la PAOM en el área de Veracruz. Propusieron la ocurrencia de tres episodios magmáticos: (1) un episodio del Mioceno medio (aproximadamente 15– 11 Ma) en la parte sur; (2) un pulso de máfico alcalino del Mioceno tardío al Plioceno temprano (aproximadamente 7.5–3 Ma); y (3) una transición tardía del Plioceno al Cuaternario hacia un volcanismo calco-alcalino.

**Poliquin (2009)**, analizó la geoquímica de intrusiones ígneas y depósitos minerales ubicados al noreste de México, al igual que la determinación de 26 edades U-Pb de circón, 6 edades Ar-Ar en distintas fases y 26 análisis de isótopos U-Pb de sulfuro y feldespato. Identificó una anomalía del Eoceno al Pleistoceno, asociada a los depósitos minerales.

De las muestras que analizó, colectó una en la Sierra de Tamaulipas (Fig 3.B). Se trata de una sienita de grano medio. Este autor propone que el magmatismo de la PAOM está asociada al retroceso de una losa en subducción que alcanzó hasta el margen oriental de México.

#### **I.4. Justificación.**

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) representa una región de actividad magmática con una historia compleja. El magmatismo y la deformación del Cenozoico, asociados con la generación y emplazamiento/depósito de las rocas de la PAOM, tuvieron una enorme influencia en la distribución tanto de las unidades post-miocénicas como de las estructuras y yacimientos minerales presentes en el noreste de México. Sin embargo, su origen todavía no está claro, ni la relación que existe entre ellas.

El estado de Tamaulipas contiene un número importante de yacimientos petrolíferos (Eguiluz de Antuñano, *et al.*, 2011) y yacimientos minerales (Grauch y Orris, 2002). Estos yacimientos son una fuente importante tanto de empleo, como de ingresos para la ciudadanía. A pesar de esto, la región cuenta con muy pocos estudios geológicos ajenos a la explotación petrolera. La comprensión de la evolución del magmatismo y deformación cenozoica de Tamaulipas enriquecería la poca literatura geológica que se tiene en el estado y, al mismo tiempo, permitiría continuar ayudando a la comprensión de la geología en México.

Los principales cuerpos que definen a la PAOM en Tamaulipas son las sierras de San Carlos y Tamaulipas (Fig 3.B). La geología de Tamaulipas y los reportes petrológicos que se han realizado en las Sierras de Tamaulipas y San Carlos no son claras ni directas (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Todavía no está clara la génesis de los yacimientos minerales en la región (Elías-Herrera *et al.*, 1984; Ramírez Fernández, 2000), no se han cuantificado las reservas minerales y tampoco se conoce el impacto que pueda tener su explotación irresponsable hacia el medio ambiente.

De los cuerpos ígneos expuestos e identificados en Tamaulipas, la región de mayor extensión corresponde a la Sierra de Tamaulipas (~4,300 km<sup>2</sup>). Por lo tanto, presenta la mayor cantidad de afloramientos para poder hacer estudios.

## **I.5.Objetivo General.**

El objetivo principal de este trabajo es contribuir a la caracterización del magmatismo cenozoico de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana de la Sierra de Tamaulipas, a través de análisis petrográficos y fechamientos isotópicos por el método U-Pb en circón.

## **I.6.Objetivos Específicos.**

Los objetivos específicos que se establecieron son los siguientes:

- Elaborar un mapa geológico donde se definan las principales estructuras, los límites de los cuerpos ígneos, y estratigrafía presente en la zona de estudio.
- Llevar a cabo un muestreo de las diferentes unidades de roca más representativas del área.
- Realizar el análisis petrográfico de muestras representativas.
- Procesar algunas de las muestras para analizar mediante fechamientos isotópicos por el método de U-Pb en circón.

## **I.7.Metodología.**

Para poder llevar a cabo el presente trabajo, y obtener mejores resultados, se dividió el trabajo realizado de la siguiente manera:

### **I.7.1. Trabajo de Recopilación y Análisis de Literatura.**

Primero se revisaron publicaciones anteriores a este trabajo que mencionan a la PAOM y sus correspondientes análisis para usarlos como punto de referencia. Al mismo tiempo, se hizo un análisis de la cartografía existente para hacer un reconocimiento de la estratigrafía y de las estructuras de la región. Posteriormente, se definieron zonas de interés para visitar y organizar el trabajo de campo.

### **I.7.2. Fotointerpretación Preliminar.**

Se revisaron las cartas topográficas de escala 1:50,000 editadas por el INEGI y cartas geológicas-mineras de escala 1:50,000 y 1:250,000 editadas por el Servicio Geológico Mexicano. Se importaron imágenes de las cartas antes mencionadas a *Googe Earth*. Utilizando la documentación previamente recopilada se realizó el

trabajo de fotointerpretación. Se elaboró un mapa geológico preliminar que permitió ubicar las zonas de interés en un panorama general. Con base en este mapa preliminar se definieron el número de salidas necesarias para cubrir todas las zonas de interés que se visitarían.

### **I.7.3. Trabajo de Campo.**

Se determinaron dos salidas al campo con una semana de duración cada una. El objetivo general del trabajo de campo fue visitar cuerpos intrusivos para obtener muestras para fechamientos isotópicos y análisis petrográficos. Durante las salidas de campo se recorrió la zona de estudio recolectando datos estructurales y reconociendo las principales unidades de roca a partir de la descripción de los afloramientos. Se recolectaron muestras con base en observaciones de campo, su localización y grado de alteración. Las muestras recolectadas se colocaron en una bolsa de plástico rotulada con su clave correspondiente. Las muestras podían tener un peso de 1 a 5 kilogramos. Concluido el trabajo de campo se hizo una base de datos con las descripciones y características correspondientes de todas las muestras tomadas. Con base en esta información obtenida se pudo completar y modificar el mapa preliminar.

### **I.7.4. Elaboración de Láminas Delgadas.**

Al terminar las salidas de campo, se llevaron las muestras recolectadas para comenzar la elaboración de las láminas delgadas. Las láminas se elaboraron en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Los pasos que se siguieron son los siguientes (Fig. 5):

- Preparar las rocas que se van a cortar, marcando las siglas de la zona del proyecto (ST-Sierra de Tamaulipas, en este caso) con un marcador permanente. Se elige el plano de corte.
- Cortamos las rocas en prismas rectangulares, de dimensión aproximada 4x3x1 cm. Para cortar las rocas se utiliza una cortadora de disco adiamantado y refrigerado por agua.
- Se tiene que lijar una de las caras de los prismas, utilizando polvo de carburo de silicio de diferente tamaño de grano (desde 100  $\mu\text{m}$  hasta 1000  $\mu\text{m}$ ). Se agrega agua como lubricante encima sobre portaobjetos esmerilados.
- Se pega el prisma a un portaobjetos, sobre la cara pulida, utilizando resina epoxi. Se debe hacer presión para evitar burbujas.
- Con un lápiz de diamante se escribe la clave de la muestra en el portaobjetos, posteriormente se pasa a cortar el prisma.

- Se realiza un corte del prisma, sacando una lámina de 1mm de espesor. El corte se elabora con una cortadora adiamantada-rectificadora.
- La lámina de 1mm se monta en un porta muestras, en la parte rectificadora de la cortadora. Después se hace otro corte para reducir la lámina a 300 $\mu$ m.
- La lámina de 300 $\mu$ m se lleva a la desbastadora para someterla a una abrasión programada y se reducen a 30 $\mu$ m. Este procedimiento se puede hacer igual a mano utilizando el carburo de silíceo.
- Para dar mejores resultados se pasa la lámina por la pulidora con abrasivos muy finos para dar un mejor acabado.
- Se checa la lámina bajo el microscopio petrográfico para controlar el espesor de la lámina. Si todavía es muy gruesa se repite los pasos hasta no encontrar colores de interferencia.

### **I.7.5. Preparación para Fechamientos por el Método U-Pb.**

A partir de la descripción petrográfica se seleccionaron varias muestras cuya génesis de los afloramientos que representan sea de interés. Una de las técnicas usadas para hacer fechamientos de los eventos geológicos, ya sea de la cristalización de una roca ígnea o la edad de yacimientos minerales, consiste en medir la concentración de un isótopo radioactivo cuya tasa de decaimiento sea conocida. Entre los isótopos usados para realizar fechamientos se encuentran el  $^{14}\text{C}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  y el  $^{238}\text{U}$ . El método U-Th-Pb se basa en la desintegración radiactiva del U y Th en isótopos estables de Pb. El Uranio ocurre en la naturaleza como isótopos radiogénicos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}$ , mientras que el Torio ocurre principalmente como  $^{232}\text{Th}$ .

La preparación de estas muestras se llevó a cabo en las instalaciones del Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro y en conjunto con la Universidad de Guanajuato, Campus Guanajuato, Guanajuato (Fig. 5). Antes de poderse llevar a cabo los fechamientos las muestras se prepararon en dos etapas:

*I.7.5.1. Procesos Físicos*, etapa en la cual los minerales son separados de la roca, en este caso los circones.

#### *I.7.5.1.1. Trituración de la Muestra*

Las muestras de 1-5kg se trituraron en un taller de molienda para dar paso a la separación mineral. De estas muestras se guardó cierta cantidad para futuras separaciones, en caso de que se haya obtenido muy poca cantidad de minerales para el fechamiento. Igualmente se dejó una muestra de mano como testigo,

además del caso de ser necesaria la elaboración de una nueva lamina delgada. A continuación, se enlista el proceso que se llevó a cabo en el laboratorio de molienda para la trituración de la muestra (Fig. 5).

- Aseo total del taller de molienda para evitar la contaminación de las muestras. Se lavan y limpian paredes, maquinas trituradoras y herramientas manuales, como martillos o cinceles, antes de tratar cada una de las muestras.
- Limpieza de las muestras, consiste en eliminar las zonas superficiales alteradas de las muestras recolectadas.
- Las muestras limpias deberán de fragmentarse a tamaños menores a 5 cm para su introducción en los alimentadores de los molinos de quijadas y otras máquinas trituradoras. La fragmentación se puede realizar utilizando martillos pesados y maquinaria específica.
- Antes de colocar las muestras en las máquinas trituradoras se lavaron los fragmentos obtenidos para cada muestra (diámetro menor a 5 cm), utilizando agua destilada, cepillo de cerdas de plástico, acetona y guantes de hule. Las muestras lavadas se dejan secar a temperatura ambiente en un área protegida para evitar su contaminación.
- Se “contamina” los equipos de trituración con la muestra por procesar. Se introduce una porción de la muestra en la trituradora de quijadas, se descarta esta parte de la muestra. Esto evitará que residuos de muestras anteriores no contaminen la muestra en proceso.
- Se procesan las muestras para obtener un concentrado de minerales, la trituración se repetirá en varias ocasiones para obtener el tamaño deseado de fragmentos.

#### *1.7.5.1.2. Tamizado de Muestras*

El tamizado es la siguiente fase de la separación mineral en la que la muestra triturada se clasificó por tamaño. Es importante mantener la limpieza de todo el equipo utilizado para evitar contaminación de otras muestras procesadas en el mismo espacio. El proceso llevado a cabo en esta etapa consistió en:

- La utilización de tres tamices (40, 60, 80 espectivamente) y, al final, de la malla para partículas menores que 180 $\mu$ m.
- La agitación de los tamices en manera circular para que los minerales comiencen a descender conforme a su tamaño correspondiente. El contenido que se acumula arriba de cada tamiz es guardado en un contenedor con su etiqueta correspondiente.

- Los minerales que quedaron debajo del tamiz de 80µm son los que se utilizaron para la separación magnética.

#### *1.7.5.1.3. Separación Magnética*

Los granos de minerales resultantes del tamizado vienen todos en una concentración de minerales magnéticos y no magnéticos. Los circones, que son los minerales que se pretenden obtener, tienden a ser minerales no magnéticos por lo que la separación concentrara en mayor número los circones que se analizaran. Esta separación puede llevarse a cabo varias veces hasta encontrar la menor cantidad de minerales magnéticos en el concentrado mineral para facilitar su recolección manual.

- Antes de hacer la separación magnética se lavan las muestras para despojarlas de material arcilloso. Posteriormente, se meten a secar en un horno a 80°C.
- Se utiliza un instrumento con el nombre de FRANTZ para hacer la separación magnética. Su principal componente es un magneto. Debajo de él hay una placa con dos separaciones. Al final de cada separación hay un contenedor en donde se almacenan los minerales separados en magnéticos o no magnéticos. En los no magnéticos justamente es donde se espera encontrar los circones.
- Se vacía la muestra en el compartimiento que controlará el flujo con el que caerá el concentrado en la placa por el FRANTZ para la separación magnética. Hay que prestar mucha atención a este flujo porque si se sobrecarga de material el magneto se obstruirá.
- Se enciende el FRANTZ y utilizando el panel que controla las vibraciones del magneto se calibra hasta encontrar un flujo constante. Para evitar obstrucciones se limpia el magneto durante ciertos intervalos de tiempo aumentando las vibraciones del panel de control.
- Una vez que toda la muestra es separada por el FRANTZ se aparta el contenedor de los minerales no magnéticos.

#### *1.7.5.1.4. Separación Mineral por Líquidos Pesados utilizando Yoduro de Metileno*

Los minerales no magnéticos que se obtienen de la separación magnética pueden todavía contener algunos minerales descartables de la preparación de la muestra. Una de las maneras de seguir descartando estos minerales es la separación mineral por líquidos pesados para disminuir la cantidad de minerales descartables y dejar un concentrado más limpio. En este caso se utilizó yoduro de metileno (MI) por ser un líquido pesado más barato y por la ventaja de poder reutilizarlo varias veces. Al verter el líquido pesado en el recipiente de los minerales

no magnéticos, los circones tenderán a concentrarse en el fondo por su alta densidad, mientras que el resto tenderán a flotar en la superficie del líquido por su contraste de menor densidad. Esto ayuda a que el trabajo de montaje se facilite drásticamente. Este paso debe realizarse dentro de una campana de extracción de gases y con ropa y guantes protectores de reactivos. El yoduro de metileno es carcinogénico y se debe tener mucho cuidado para evitar respirar los humos o entrar en contacto con el MI. A continuación, se especifica el procedimiento realizado para este paso.

1. Se colocan en la campana extractora los siguientes elementos:
  - Embudo de separación con tapón y anillas.
  - 4 filtros (25  $\mu$ m) plegados en 4tos.
  - 2 matraces de 1000 ml, 2 matraces de 500 ml
  - 4 embudos
  - Capsula de Petri, varilla de vidrio, cuchara, cuchara recolectora
  - Bolsa ziplock etiquetado
  - Muestra(s)
  - Encender luz ultravioleta
  - Cubeta de acetona y embudo (en el suelo)
2. Se montan los embudos, filtros y matraces. Se coloca un matraz debajo del embudo de separación.
3. Se vierte el MI reciclado en un embudo de separación cerrado.
  - a. El embudo debe estar  $\sim$  2/3 lleno desde la parte superior.
4. Se coloca la muestra en la superficie de MI.
5. Se mezcla la muestra 3-4 veces.
6. Si se tiene una gran cantidad de muestra y quedan granos flotantes, se recogen con la cuchara recolectora los granos flotantes para colocar en un contenedor de desechos.
7. Se repiten los pasos 4 y 5 según sea necesario.
8. Se vierten los minerales densos (circones) en un filtro abriendo el embudo de separación solo por un instante.
9. Se vierten los minerales menos densos cambiando el matraz debajo del embudo de separación. Se escurre el embudo de separación y se cierra el embudo.



10. Se coloca el MI puro en los dos matraces en un contenedor de "MI puro".
11. Se enjuaga todo con acetona para eliminar los restos del MI.
12. Se descarga cuidadosamente el enjuague de acetona en un frasco de "Acetona + MI".
13. Se transfieren los minerales densos (circones) y los minerales de menor densidad a filtros nuevos y limpios.
  - a. Se enjuagan los granos varias veces con acetona. Se regresa la acetona a el frasco de "Acetona Puro".
  - b. Cuando estén completamente secos se llevan los matraces y los embudos a la luz UV para secar durante 10-15 minutos.
14. Se deposita la muestra seca en papel de peso y se almacena en tubos de plástico etiquetados.
15. Los minerales densos (circones) bajo el microscopio. Si hay muchos magnéticos, la muestra se deba pasar por el FRANTZ nuevamente.

#### *1.7.5.1.5. Montaje de Circones*

Una vez que ya se tiene un concentrado de minerales de alta densidad, los cuales se espera que en su mayoría sean circones, se debe utilizar una de las distintas técnicas para montar estos circones en una probeta que se analizará por el método U-Pb. En este estudio se utilizó la técnica de *pick-up* (montaje a mano) para seleccionar al menos 30 circones representativos por muestra.

- Primero se coloca la muestra en una cápsula Petri, la cual se analizó debajo de un microscopio de luz reflejada para identificar los circones.
- Se recogen los circones utilizando unas pinzas de disección con punta fina para colocarlos en un portaobjetos con cinta de doble cara transparente.
- Los circones deben ir alineados sobre la cinta doble cara para que a la hora de pulir la probeta una superficie de los circones quede expuesta. Por lo general, en una probeta se pueden colocar los concentrados de dos muestras.
- Posterior a los montajes de los circones se delimita un área en la cinta doble cara para colocar un molde del tamaño de la probeta que será rellena con resina epoxi. La cantidad de epoxi debe ser correspondiente al tamaño del molde.
- Se vierte la resina en el molde, evitando que se formen burbujas. Luego se cubre con papel aluminio para colocarlo en un horno a 60°C por 24 horas.

Una vez seca la probeta se remueve el portaobjetos y el molde para obtener una probeta sólida.

- Una vez lista la probeta se pule con pasta de diamante de 6 a 1  $\mu\text{m}$  hasta que tienen expuesta una superficie para su medición.
- Previo a la medición, los cristales expuestos y pulidos se fotografiaron a través de un microscopio óptico. Se incidió rayos X para fotografiar el fenómeno de cátodo-luminiscencia emitido por la concentración de elementos de tierras raras. Esto es importante para detectar zonas internas dónde se concentran estos elementos, así como etapas de crecimiento.
- Con la finalidad de eliminar cualquier posible contaminación de plomo, las muestras se lavan previo a la medición con agua.

*1.7.5.2. Procesos Químicos:* consiste en la segunda etapa, con pasos que proceden luego de hacer la probeta correspondiente que tiene los minerales separados en los procesos físicos.

#### *1.7.5.2.1. Proceso LA-ICPMS*

La probeta con los circones separados se somete al sistema de ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICPMS por sus siglas en inglés). Estos sistemas son usados directamente en la medición isotópica y elemental de muestras sólidas (Pérez Arvizu *et al.*, 2010). La ablación se realiza en una celda de nueva generación de doble volumen que puede alojar hasta 4 muestras de diferente tamaño, forma y grosor. Los fotones del sistema láser son enfocados dentro de un pulso energético de alto poder que interactúa con la superficie de la muestra analizada, removiendo pequeñas partículas, átomos, iones de la superficie de la probeta, formando un aerosol. La duración de cada pulso del láser es de 23 ns y el aerosol obtenido de la desmagnificación es transportado por medio de un gas inerte como el He y un poco de N<sub>2</sub> para incrementar la temperatura del plasma en el ICP-QMS. Después de la vaporización, atomización e ionización de las partículas en el ICP se utilizan distintos tipos de analizadores (magnéticos o cuadripolares) para separar cada isótopo en función de su masa nominal y carga (Pérez Arvizu *et al.*, 2010). El protocolo analítico desarrollado en el laboratorio permite la detección secuencial de isótopos de U (Th)- Pb, tierras raras (REE) así como Si, P, Ti, Y, Zr, Nb y Hf.

Para descartar resultados erróneos, cada vez que se analiza una muestra se utilizan las referencias de circón de Témora y Plešovice (Jiří Sláma *et al.*, 2008). Los datos obtenidos del ICP-QMS son interpretados en una hoja de cálculo del programa de cómputo Excel en el siguiente orden:

- Seleccionando la intensidad de la señal de los elementos medidos en la probeta y los materiales de referencia.
- Calculando la intensidad promedio de cada elemento medido tanto para el blanco, las muestras desconocidas y los materiales de referencia.
- Sustrayendo el promedio de la señal de cada isótopo medido en la probeta y materiales de referencia.
- Calculando las relaciones isotópicas de interés, así como su error asociado a  $1 \sigma$ .

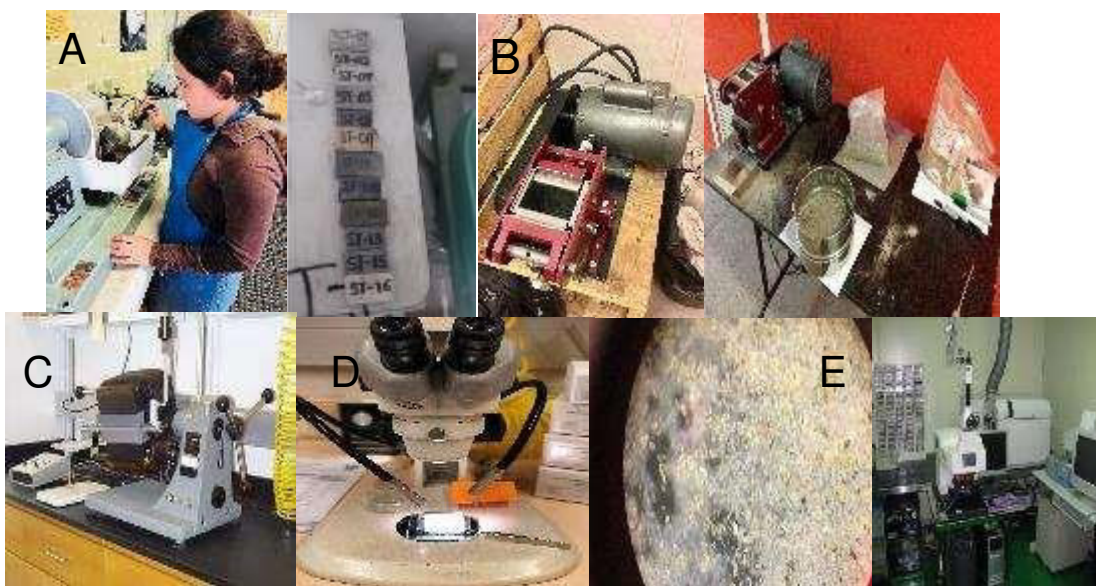


Figura 5. Procedimientos físicos, químicos y maquinas utilizadas para el procesamiento de las muestras. A) Elaboración de láminas delgadas, B) Trituración de muestra, C) Separación Magnética, D) Montaje de Circones con Microscopio de luz reflejada, E) Circones en LA-ICPMS.

## **Capítulo II. Marco Geológico Regional.**

### **II.1. Provincias Fisiográficas.**

La PAOM abarca parte de las siguientes provincias fisiográficas: la Planicie Costera del Golfo (PCG), la provincia Transpecos (P-T) localizada desde Big Bend en Texas, Estados Unidos hasta el noreste de México (Coahuila y Nuevo Leon), la Sierra Madre Oriental (SMOr) en el estado de Coahuila, y algunos autores creen que también incluye parte del Eje Neovolcánico Transmexicano (TMVB) en Los Tuxtlas, al norte de Veracruz.

A continuación, se describe brevemente cada una de estas provincias fisiográficas.

#### **II.1.1. Planicie Costera del Golfo de México (PCG).**

En la porción septentrional de la PCG predomina un relieve de superficies planas, inclinadas hacia el oriente. También están presentes superficies onduladas y lomeríos con una altitud máxima de 200-300 m. Localmente, se levantan grandes montañas, como la Sierra de Tamaulipas y la Sierra de San Carlos.

La planicie correspondiente a la zona Tampico-Veracruz se extiende transversalmente desde la costa del Golfo de México hasta las faldas de la Sierra Madre Oriental, aproximadamente a los 400 m de altitud. Está constituido por lomeríos, ondulaciones y planos ligeramente inclinados hacia el oriente. Las elevaciones locales corresponden, por lo general, a crestas de anticlinales.

#### **II.1.2. La Sierra Madre Oriental (SMOr).**

La Sierra Madre Oriental es un macizo montañoso angosto y alargado situado en el oriente de la República Mexicana. Surge a partir de la PCG hasta alcanzar alturas que sobrepasan los 2,500 msnm. La altitud se reduce hacia el oeste de su cresta hasta encontrarse con un extenso altiplano situado en el centro del país. Es una provincia fisiográfica con más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud.

## **II.2. Provincias Geológicas.**

### **II.2.1. La Provincia Transpecos, EE. UU y México (P-T).**

La P-T se extiende desde el cruce de las fronteras de los estados de Nuevo México y Texas, en EE.UU., hacia el sur con los estados de Chihuahua y Coahuila, en México. En la P-T, James y Henry (1991) aparentemente documentaron un cambio en la composición geoquímica de las rocas ígneas, de arco magmático continental a volcanismo de tipo intraplaca asociado a una variación en el régimen tectónico (marca el inicio de la extensión Cuencas Sierras en esa región) y que sucedió en el lapso ~ 32-28 M.a.

En la actualidad se pueden caracterizar en esta provincia tres grupos de edades relacionadas con diferentes regímenes tectónicos:

1. Rocas volcánicas e intrusiones relacionadas con el arco calcoalcalino de 38 a 31 M.a. (Price y Henry *et al.*, 1984).
2. Una caldera de 30 a 28 M.a. formando tobas de flujo de ceniza y suites infrasaturadas en sílice (Nelson *et al.*, 1987).
3. 27 a 17 M.a. volcanismo alcalino de transición a ambiente intraplaca (James y Henry *et al.*, 1991).

Si estas interpretaciones son correctas, el último grupo de rocas encontradas en la P-T podría estar relacionado a la evolución de la PAOM, por su composición alcalina y ambiente de formación.

### **II.2.2. La Sierra Madre Oriental (SMOr).**

La SMOr está compuesta principalmente de rocas sedimentarias marinas evaporíticas, clásticas y calcáreas de edad Jurásico Medio al Cretácico (Calloviano-Eoceno) (Wilson, 1990; Goldhammer, 1991; Goldhammer, 1999; Michalzik, 1988). Estas rocas sedimentarias son correlacionables con las rocas que conforman las litologías de la PAOM, por lo que la deformación que afectó a la SMOr también pudo manifestarse en el área de estudio.

La secuencia marina cubre a rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico, así como a las rocas volcánicas y-plutónicas de los arcos Permo-Triásico (Torres *et al.*, 1999) presentes en el oriente y centro de México. Estos arcos fueron generados en ambiente de arco magmático, producto de la subducción de la placa Farallón bajo el margen occidental de Pangea (Grajales Nishimura *et al.*, 1995; McKee, 1988 y 1999). La secuencia marina también cubre rocas clásticas de origen

continental del conocido Grupo Huizachal del Triásico-Jurásico inferior en el oriente del país (Barbosa Gudiño *et al.*, 2010).

Los sedimentos mesozoicos y cenozoicos plegados de la SMO<sub>r</sub> presentan una amplia variación litológica y geocronológica. Los afloramientos de las rocas más antiguas corresponden a gneises de edad precámbrica, que afloran en Peregrina, Tamaulipas (Carrillo Bravo *et al.*, 1961; Ramírez, 1978; Ortega Gutiérrez, 1995). También afloran esquistos de edad jurásica superior, esparcidos en el Noreste de México (Kellum *et al.*, 1932; King, 1934, y Córdova, 1965) hasta cerca de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Esquisto Granjeno). Por otro lado, en la secuencia marina se encuentran en contacto discordante con sedimentos marinos no metamorfizados del Paleozoico.

### **II.2.3. El Eje Neovolcánico Transmexicano (TMVB).**

El TMVB consiste en un amplio cinturón de volcanes que se extiende transversalmente a lo largo de México en dirección este-oeste alrededor de las latitudes 20-21° N. El tipo de roca es andesita calco-alcalina, aunque también se reportan afloramientos dispersos de basaltos alcalinos y calco-alcalinos. Los principales centros volcánicos alcalinos se encuentran en el extremo occidental y oriental del cinturón. Al occidente, están asociados con un evento de rifting (Luhr *et al.*, 1989; Verma y Nelson, 1989), mientras que en el oriente se le suele asignar un ambiente de tras-arco (Negendank *et al.*, 1985; Besch, 1988; López-Infanzon y Nelson, 1990; López-Infanzon, 1991).

Estudios geofísicos y tectónicos (Nixon *et al.*, 1982; Burbach, 1984; LeFevre y McNally, 1985; Suárez y Singh, 1986; Kim *et al.*, 2012) han demostrado que la subducción se está actualmente llevando a cabo debajo de México, al menos hacia la trinchera del TMVB, y la actual premisa considera que el volcanismo en el TMVB está relacionado de alguna manera con la subducción (Ferrari *et al.*, 2012).

El campo volcánico de Los Tuxtlas (TVF) es una zona de vulcanismo aislada en la llanura costera del golfo de México. Está separado del volcán más cercano en el TMVB, al oeste por unos 230 km, y del Cinturón volcánico centroamericano al sureste a más de 300 km. Las rocas del TVF son considerablemente más basálticas que las rocas calco-alcalinas del TMVB al oeste (Friendlaender y Sonder *et al.*, 1923). Muchas de las rocas del TVF, además, son alcalinas y con bajo contenido de sílice. Varios investigadores (Robin *et al.*, 1976; Tournon, 1978; Cantagrel y Robin,

1979) notaron que los centros volcánicos alcalinos ocurren a lo largo de la costa del Golfo de México, extendiéndose desde la Provincia de Río Grande de los Estados Unidos hasta la TVF en México.

Con base a las edades isotópicas y datos geoquímicos, Ferrari *et al.* (2005) propusieron que este vulcanismo se debió al desgarre de la losa en subducción responsable del TMBV.

### **II.3. Estratigrafía Regional.**

Las rocas de la PAOM afloran en las entidades geográficas de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y Veracruz. La litología de las rocas afectadas por la PAOM está dominada por rocas calcáreas cretáceas depositadas como estratos levemente inclinados y, a menudo, fracturados. Estas rocas representan una secuencia de sedimentos de cuenca y plataforma del Mesozoico. La PAOM se desarrolló a lo largo de estas secuencias. La ST, como parte de la PAOM, está cubierta al oriente por grandes espesores de sedimentos del Cenozoico de composición arcillosa. A continuación, se describen las formaciones que afloran regionalmente en el NE de México, tomando en cuenta un orden cronológico de la más antigua a la más reciente (Fig. 6).

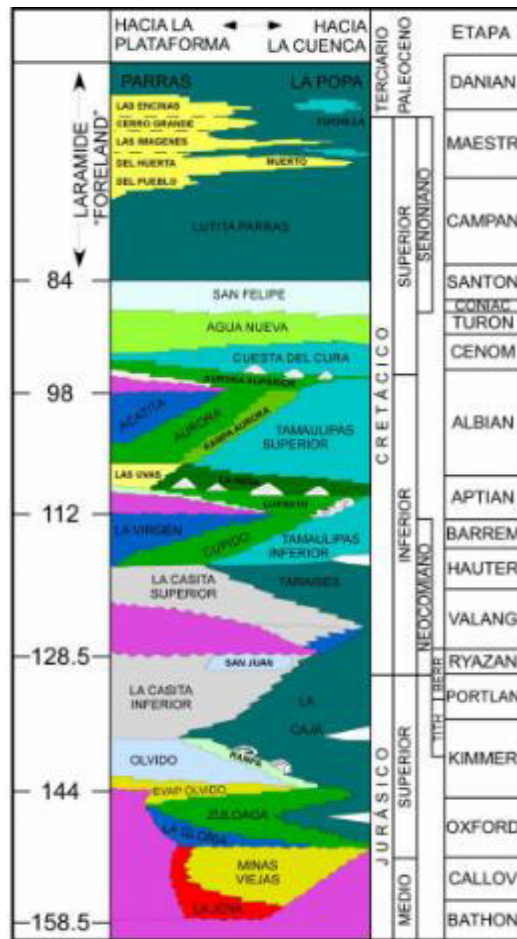


Figura 6. Columna crono-estratigráfica del NE de México. Parches de arrecifes y construcciones aisladas de carbonatos se muestran como pequeños domos con líneas concéntricas internas (Tomado de Goldhammer *et al.*, 1999).

### II.3.1. Triásico Superior-Jurásico Inferior.

#### *Formación Huizachal*

Es una formación compuesta por lutita calcárea de color rojo claro a medio, limolita, arenisca de grano fino, arenisca cuarcítica y conglomerado. En la localidad tipo está caracterizada por un conglomerado con espesores de 5 a 490 m (Imlay *et al.*, 1948). Se sitúa al SW del Valle de Huizachal, cerca de la cabecera del Arroyo Juan Capitán, aproximadamente a 20 km al S-SW de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

En el Cañón de Peregrina, Tamaulipas, la Formación Huizachal está compuesta por: (a) 200 m de lutita, lutita arenosa y arenisca arcillosa de color rojo, distribuidas en capas de 10 cm a cerca de 3 m de espesor; (b) 100 m de conglomerado cuarcífero en capas gruesas (en ocasiones más de 2 m) y lutitas



arenosas y areniscas de grano grueso en estratos de 40 cm a 2 m de espesor. Algunas capas de arenisca presentan estratificación cruzada (Carrillo-Bravo *et al.*, 1961). Esta formación subyace depósitos marinos del Jurásico Superior en el noreste de México y sobreyace a depósitos marinos del Triásico Superior. En el área de Nuevo León, Tamaulipas y Veracruz, se encuentra encima de rocas paleozoicas y, probablemente, del pre-Cámbrico en otros lugares.

En Aramberri, Nuevo León, Meiburg *et al.* (1987) la describen como una brecha sedimentaria y no como una secuencia de arenisca y lutita roja, como se presenta normalmente en otras áreas de la Sierra Madre Oriental. Se reporta que la Formación Huizachal en el Cañón El Alamar del área de Galeana, Nuevo León, está representada por una secuencia compleja de conglomerado, arenisca conglomerática, arenisca color gris, verde y rojizo en alternancia con limolita y lodolita color rojo o rojo-pardusco. La geometría de las capas es lateralmente discontinua (Michalzik *et al.*, 1991).

### **II.3.2. Jurásico.**

#### *Formación La Joya*

Consiste en un conglomerado polimíctico con fragmentos sub-redondeados de rocas volcánicas y meta-sedimentos. El diámetro de los clastos varía desde 3 hasta 10 cm. También presenta areniscas conglomeráticas, areniscas finas de color café rojizo, limolitas y lutitas de color rojo violáceo a café rojizo en la parte superior. Estas limolitas y lutitas se presentan en capas de 20 a 30 cm con un marcado clivaje pizarroso. Por sus relaciones estratigráficas, esta secuencia se considera como la base del Jurásico Superior o la parte alta del Jurásico Medio (Michalzik *et al.*, 1991).

Es una secuencia clástica continental constituida en la base por conglomerados y limolitas, y en la parte superior por arcillas rojas, limolitas y areniscas conglomeráticas. Aflora en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al oeste de Cd. Victoria, Tamaulipas. Su localidad tipo se encuentra en el rancho La Joya Verde, en el Cañón del Huizachal (Mixon *et al.*, 1959).

La Formación La Joya también está expuesta en la parte central y en el flanco NW de la Sierra de Catorce. En dicha zona, estos depósitos continentales de espesores variables de hasta 200 m (Carrillo-Bravo *et al.*, 1961) sobreyacen a una

secuencia vulcanogénica correlacionable con la Formación Nazas, la cual aflora en los estados de Coahuila, Durango y Zacatecas.

#### *Formación Minas Viejas*

El término de Formación Minas Viejas fue propuesto originalmente por Humphrey y Díaz (1956; 2003) para definir una unidad de yeso (anhidrita) acompañado de lutitas, areniscas y calizas que aflora en el Golfo de Sabinas. Esta formación conforma al Grupo Zuloaga junto con las formaciones Novillo, La Gloria, Olvido y Caliza Zuloaga. Esta formación corresponde a la facie lagunar de la parte inferior del Grupo Zuloaga.

Well *et al.* (1961) utilizan el termino Yeso Minas Viejas como una unidad informal para designar a las capas yesíferas que afloran en el Anticlinal Minas Viejas ubicado a 30 km al norte de Monterrey. Götte y Michalzik *et al.* (1992) interpretan que la formación Minas Viejas es correlacionable con la Formación Olvido, que aflora en el área de Victoria, Tamaulipas.

#### *Formación Zuloaga*

Esta formación está constituida por *mudstones* y, en porciones específicas, por *wackestones* (Dunham, *et al.*, 1962) de color gris oscuro que intemperiza a gris parduzco. Sus estratos presentan espesores que varían de 0.40 a 5 m. En su localidad tipo presenta 550 m de espesor. Esta formación incluye huellas de contaminación kárstica, estilolitas y nódulos de pedernal gris claro a negro, al igual que corales que, en ocasiones, presentan fragmentos de bivalvos y gasterópodos. En otras localidades, cercanas a Concepción del Oro, se han medido de esta unidad espesores de 200 a 400 m.

El contacto inferior con las unidades del Triásico (Formación Minas Viejas) es brusco y discordante, mientras que el contacto con la Formación La Casita es nítido y concordante. Según estudios estratigráficos realizados por diversos investigadores, la Formación Zuloaga es correlacionable con los Yesos Olvido (García Calderon, *et al.*, 1974) expuestos en el Cañón de la Peregrina, Tamaulipas.

#### *Formación La Casita*

Esta formación está integrada por tres miembros: (1) el inferior con lutitas carbonosas, que cambian a facies de arenas costeras hacia los márgenes de la

cuenca; (2) el miembro intermedio contiene areniscas, interestratificadas con carbonatos, cuyo tamaño de grano aumenta hacia las orillas de la formación; y (3) el miembro superior formado por lutitas calcáreas negras y limolitas (Eguiluz de Antuñano, 2001). Los espesores de esta formación varían de 60 a 800 m y su edad abarca desde el Kimmeridgiano hasta la base del Berriasiano.

#### *Formación Olvido*

La Formación Olvido se encuentra ampliamente distribuida en el noreste de México, en los estados de Nuevo León, Coahuila, Tamaulipas y San Luis Potosí (Carrillo-Bravo *et al.*, 1961). En el estado de Tamaulipas, particularmente en el Anticlinorio de Huizachal, se ha reportado en el Valle del Huizachal, en los cañones de Novillo, de la Peregrina, de Caballeros, de Santa Lugarda, de la Boca, del Olvido, del Rosario, de Guayabas, de los Mimbres y el Río Purificación (Carrillo-Bravo *et al.*, 1961). Anteriormente, Imlay *et al.* (1943) mencionaron que la formación Olvido puede incluir estratos de la Formación La Casita en la Sierra Madre Oriental y áreas adyacentes en el norte de México.

La descripción original, considera que esta unidad está constituida principalmente por caliza de color amarillo a naranja al intemperismo y por dolomita, con lutita verde, roja y violeta, algunas areniscas y bloques de yeso (Heim *et al.*, 1940). Heim *et al.* (1940) mencionan que, en el Anticlinorio de Huizachal, la base de esta formación está constituida por lutitas yesíferas que, en algunos lugares, incluyen intercalaciones de lutita verde y amarilla, caliza de grano fino, margas y algunas capas de yeso. Con base en el contenido fósil, Humphrey y Díaz (2003) le asignan una edad Oxfordiano.

### **II.3.3. Cretácico.**

#### *Formación Tamaulipas Inferior*

En las primeras descripciones formales de la Formación Tamaulipas Inferior la caracterizan como una serie de calizas cristalinas con tonalidades blanco a gris claro y, en ocasiones, amarillenta. En algunas localidades puede presentarse rastros de pedernal blanco (Muir *et al.*, 1936). Está constituido por *mudstones* y *wackestones* de color gris y gris oscuro, con abundante microfauna de organismos

planctónicos dispuestas en capas gruesas a bancos con niveles de estratificación lenticular (boudinada), lentes y bandas de pedernal. Ocasionalmente contiene intercalaciones de lutitas negras laminares (PEMEX, 1988).

En otras localidades se reporta como calizas criptocristalinas de color crema amarillenta, gris crema y gris acero en bancos gruesos. Llegan a contener estilolitos paralelos a los planos de la estratificación y nódulos esferoidales a elipsoidales de pedernal de colores claros. En ocasiones incluyen intercalaciones de caliza microcristalina. Se determina una edad de Hauteriviano-Aptiano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

#### *Formación Tamaulipas Superior.*

La base de esta unidad está constituida por caliza blanca compacta con pedernal blanco o por caliza estilolítica de colores claros de 76,2 m de espesor. Estas calizas sobreyacen a calizas compactas de color gris oscuro con pedernal negro a café oscuro de 91 – 100 m de espesor. En la parte superior se encuentra caliza blanca de apariencia de porcelana y pedernal blanco de 9 m de espesor (Muir *et al.*, 1936). Está constituida por capas medianas a gruesas de *mudstone-wackestone* de color gris claro a crema (PEMEX, 1988; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente *et al.*, 1989).

Puede estar alternando con calizas arcillosas de capas delgadas y margas de capas laminares (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) y, en algunas áreas, se le identifica con intercalaciones laminares de lutitas y margas. Ocasionalmente presentan intercalaciones de lutitas calcáreas color gris claro y negras en horizontes de pocos centímetros. Su edad asignada es del Albiano-Cenomaniano (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2008).

#### *Formación Cuesta del Cura*

Esta formación se compone principalmente de capas delgadas de caliza ondulosa y compacta de color gris oscuro a negro, que incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal (Rogers *et al.*, 1957; Ledezma-Guerrero, 1967; Echanove-Echanove, 1986; MitreSalazar, 1989; Aranda-Gómez, 2004). Algunas capas de caliza están finamente laminadas e intercaladas por bandas grises y negras (Imlay *et al.*, 1936). Tiene un espesor aproximado de 64 m que se mantiene

a lo largo del Cañón Taraises, en el estado de Coahuila. A lo largo del Cañón Platanos, en el estado de Nuevo Leon, su espesor es de aproximadamente 70 m. La edad asignada es del Albiano-Cenomaniano (Barboza-Gudiño et al, 2004).

#### *Formación Agua Nueva*

Las rocas en su localidad tipo son calizas con intercalaciones de horizontes delgados de pedernal y lutita carbonosa negra de 61 a 92 m de espesor. Imlay *et al.* (1936) mencionaron que, en esta misma localidad, las rocas contienen delgados horizontes de bentonita.

Esta formación consiste en una alternancia de *mudstones* y *wackestones* con nódulos y bandas de pedernal e intercalaciones de lutita laminar carbonosa y *mudstone* carbonoso; así como de cuerpos de margas bentoníticas y de lechos de bentonita. Son comunes los cuerpos de espesor medio y grueso en las lutitas y las margas (PEMEX *et al.*, 1988).

Stephenson (1922) reconoció por primera vez esta unidad. Muir (1936) estudió a detalle esta formación en la Sierra de Tamaulipas, definiendo su localidad tipo cerca del Cañón de la Borrega, al oeste de las colinas de la Sierra de Tamaulipas, en los alrededores del rancho Agua Nueva (hoy Colonia San Eugenio), Tamaulipas. Ice y McNulty (1980; en Ice, 1984), asignaron a la porción inferior de esta formación una edad equivalente que va de la parte tardía del Cenomaniano a la parte media del Turoniano. Muir (1936) reporta un espesor de 91.5 m en la localidad tipo.

#### *Formación San Felipe.*

La formación San Felipe está separada en dos miembros. El miembro inferior está constituido por caliza arcillosa de color gris oscuro y calizas de gris verdoso en la base y por capa tobáceas de color lila en la cima. El miembro superior, por su parte, está conformado por una alternancia de calizas y lutitas de color blanco a gris (Muir *et al.*, 1936).

La unidad San Felipe está caracterizada por una alternancia de calizas, lutitas grises, calizas arcillosas, margas grises y verdes y lutitas bentónicas; así como pequeños nódulos de pedernal y nodulos de pirita y materiales tobáceos. También puede presentar una secuencia de calco-arenitas de color gris interestratificadas

con lutitas y limolitas. O bien, como caliza-marga de color gris oscuro de textura *wackestone* a *packstone* en capas de 0.1m a 0.5m con intercalaciones de lutita calcárea de color gris oscuro. Esta caliza en ocasiones altera a tonalidades rojizas y ocasionalmente verdosas debido al contenido de glauconita diagenética (Padilla y Sánchez *et al.*, 1978; PEMEX, 1988; Mendoza-Torres y García-González, 2010). La edad asignada alcanza del Cenomaniano tardío al Campaniano temprano (Martínez-Paco *et al.*, 2012).

#### *Formación Méndez.*

Esta unidad consiste en capas gruesas masivas de lutita de color rojizo con intemperismo semi-esferoidal y algunos fragmentos subangulares. En algunos niveles las capas llegan a ser delgadas. Muir *et al.* (1936) mencionan que los afloramientos de esta unidad consisten de caliza arcillosa, de color azul-gris a gris-amarillento, fracturada, con frecuentes intercalaciones de marga y lutita calcárea dura y quebradiza.

Está representada por estratos gruesos de lutita gris oscura poco carbonosa que sobresalen entre alternancias más delgadas de caliza, lutita calcárea y grauvaca. Es una sucesión de capas uniformes de lutita calcárea de color gris verdoso o gris azulado que, hacia la cima de la unidad, contiene capas rojas (Bondelos *et al.*, 1956). La Formación Méndez incluye limolita y *mudstone* calcáreo variando el color de gris claro a café, blanco y rojo. De acuerdo con Carrillo-Bravo *et al.* (1971), se define como una lutita y marga de color gris y gris verdoso, en capas medianas y gruesas, que con frecuencia alternan con capas delgadas de bentonita blanca. Pertenece al Maastrichtiano en base al contenido de foraminíferos planctónicos (Alerget y Thomas, 2001).

### **II.3.4. Cenozoico**

#### *Formación Velasco*

Es una unidad lutita homogénea de grano fino con capas delgadas de bentonita de color verdoso. Los sedimentos de la Formación Velasco expuestos a lo largo del flanco oriental y de la porción sureste del Sinclinal de Magiscatzin (noroeste de la Cuenca de Tampico-Misantla) consisten en lutita gris verdosa, gris azulado, pardo o rojizo, ligeramente calcárea, que ocasionalmente presentan

láminas de yeso. Alternan con escasas capas de areniscas de cuarzo de grano medio a fino bien cementadas en capas de 1-10 cm de espesor (López-Ramos *et al.*, 1956,1979).

Hay distintos lugares donde aflora la Formación Velasco con espesores variables: Al norte de Tampico, entre 1235 y 1245 m, Al suroeste de Tampico, de 230 m. Al este de la Faja de Oro, de 90 m. En el frente de la Sierra Madre Oriental de 70 m y al suroeste de Poza Rica, Región de Ayotoxco, de 125 m de espesor. En la Cuenca de Burgos, la Formación Velasco alcanza un espesor de 250 a 800 m. Se extiende de Norte a Sur a lo largo del Sinclinal de Magiscatzin, desde Ciudad Victoria hasta Tullillo, Tamaulipas; al igual que en el flanco occidental del Campo Ebano-Pánuco, en la parte oriental de la Faja de Oro y en todo el frente de la Sierra Madre Oriental (Sutter *et al.*, 1990). Pertenece al Paleoceno (Daniano) en base a la presencia de foraminíferos (Alegret y Thomas, 2001).

#### *Formación Chapopote-Tantoyuca*

Ésta formación está constituida principalmente por arenisca de color crema que intemperiza a pardo, de grano medio a conglomerático, principalmente de cuarzo anguloso y abundante pedernal negro. Inmediatamente encima se observa un conglomerado formado en su mayoría por cantos rodados, bien redondeados y de todos tamaños, de calizas cretácicas y de pedernal negro, cementado con aglutinante calcáreo. La sección se continúa con una serie de arenisca conglomerática y lutita arenosa gris (Nájera-Chiapa *et al.*, 1952). De manera general se ha descrito como una secuencia representada por sedimentos de tipo molasa, en donde alternan conglomerados, areniscas y lutitas (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera *et al.*, 1984; Moreira-Rivera, 1997).

En sus primeros reportes el espesor documentado fue de hasta 1000 m. Posteriormente, se registran espesores que varían de unos cuantos metros a 400 m (Nájera-Chiapa *et al.*, 1952). Se encuentra distribuida en las cercanías del poblado Tantoyuca, Veracruz (Buitrón y Silva, 1979) y en la porción central del área en la Ranchería Yucas localizada al oriente de Aldama, Tamaulipas (Moreira-Rivera *et al.*, 1997). Esta unidad ha sido asignada a al Eoceno Tardío con base a su contenido faunístico (Moreira-Rivera *et al.*, 1997).

### *Formación Mesón*

Está constituida por arenisca, en algunos casos escasamente consolidados, lutita y conglomerado. En la parte inferior contiene fósiles retrabajados (López-Ramos, 1979). En el subsuelo de la Cuenca de Burgos, esta unidad tiene un espesor que varía de 20 a 300 m (López-Ramos, 1979).

Esta unidad se encuentra en el subsuelo de la Cuenca de Burgos, abarcando los estados de Nuevo León y Tamaulipas (López-Ramos, 1979; PEMEX, 1988). Esta unidad es característica de la superficie oriental de esta cuenca. Por su contenido de foraminíferos se infiere una edad del Mioceno (PEMEX, 1988).

### *Formación Reynosa*

Esta unidad comprende un conglomerado con una mezcla de gravas cementadas por limo carbonatado, gravas no cementadas, calizas que sirven de matriz para guijarros y cantos, y cantidades relativamente pequeñas de arcilla (Ramírez-Gutiérrez *et al.*, 2003). Hay variaciones constituidas por fragmentos de caliza y de rocas ígneas de composición riolítica - ignimbrítica en una matriz arcillo-arenosa o de carbonato de calcio (Ramírez-Gutiérrez *et al.*, 2000).

Se han reportado diversos espesores que van de 5 a 10 m al sureste de la ciudad de Linares, Nuevo León, y en las inmediaciones de los municipios de Ciudad Victoria y Reynosa, Tamaulipas. Se le asigna una edad pliocénica (Herrera-Monreal *et al.*, 2003).

## **II.4. Geología Estructural.**

Las rocas en el Estado de Tamaulipas fueron afectadas por diversos procesos geodinámicos. Gran parte de la morfología actual fue el resultado de eventos de deformación de la Orogenia Laramide asociada a la formación de la Sierra Madre Oriental. Esta orogenia comenzó en el Cretácico Superior hace 70 u 80 Ma y terminó hace 35 a 30 Ma (Coney, 1976; Dickinson *et al.*, 1988; Dickinson, 2004). Esta orogenia dio como resultado el levantamiento y plegamiento de grandes depósitos de rocas sedimentarias, así como el desarrollo de fallas y fracturas. Se piensa que la Orogenia Laramide promovió la formación de la Sierra Madre Oriental, hace 40 a 20 Ma.



Con base en la cartografía geológica de las Cartas Geológico-Minera Ciudad Victoria clave F14-2 (2004), Ciudad Mante F14-2 (1999) y Tampico F14-3-6 (2003) en escala 1:250,000 editadas por Servicio Geológico Mexicano, se pueden deducir estructuras producto de deformación dúctil y dúctil-frágil. Las estructuras regionales sobresalientes en el área de estudio son:

#### *Anticlinal Rancho Viejo*

Se ubica entre los límites Municipales de González y Aldama al Norte del poblado El Olvido (El Ademe). Se trata de un anticlinal inferido que tiene una longitud de aproximadamente nueve kilómetros en dirección de Norte-Sur afectando las rocas de las formaciones San Felipe y Agua Nueva.

#### *Anticlinal Los Laureles*

Se sitúa al sur de la zona de estudio y al norte de la localidad El Carrizo de Opichán, en el Municipio de Aldama. La estructura presenta un rumbo de NE 29° SW con longitud de 19 km afectando las formaciones de San Felipe, Agua Nueva, Tamaulipas Inferior, Horizonte Otates y Tamaulipas Superior.

#### *Sinclinal Las Ánimas*

Ubicado al sur de la zona de estudio en los límites municipales entre González y Llera, al Noroeste de la localidad Los Laureles. Esta estructura se prolonga hacia el norte y presenta una dirección NW 19° SE en longitud de 3km atravesando a la Formación Agua Nueva.

#### *Sinclinal La Esperanza*

Se sitúa al noreste del área de estudio en el municipio de Aldama, pasando por el poblado Las Alazanas. Presenta una dirección general norte-sur con dos deflexiones en dirección NW 23° SE y de NE 02° SW y una longitud de 31 km proyectándose hasta el municipio de Soto la Marina. Afecta a la Formación Méndez.

#### *Sinclinal Magiscatzin*

Se localiza al noroeste de la ciudad de González, en la localidad Fortín Agrario (Estación Calles). Se trata de una estructura inferida que presenta una

dirección de NW 24° SE con una longitud de aproximadamente 9 km. Deforma secuencias de rocas de la Formación Méndez.

#### *Otras estructuras*

Al sureste del área de estudio se encuentra una falla normal en dirección E-W con longitud aproximada de 11 km, se encuentra a el norte del municipio de Aldama y el oriente de la localidad de Las Yucas. Afecta a las formaciones Méndez y San Felipe.

Por otra parte, la distribución de los sistemas de fracturamiento se presenta en casi toda la zona de estudio con direcciones diversas, prevaleciendo aquellas de dirección NW-SE y NE-SW, con una longitud promedio de 5 km (Fig. 7).

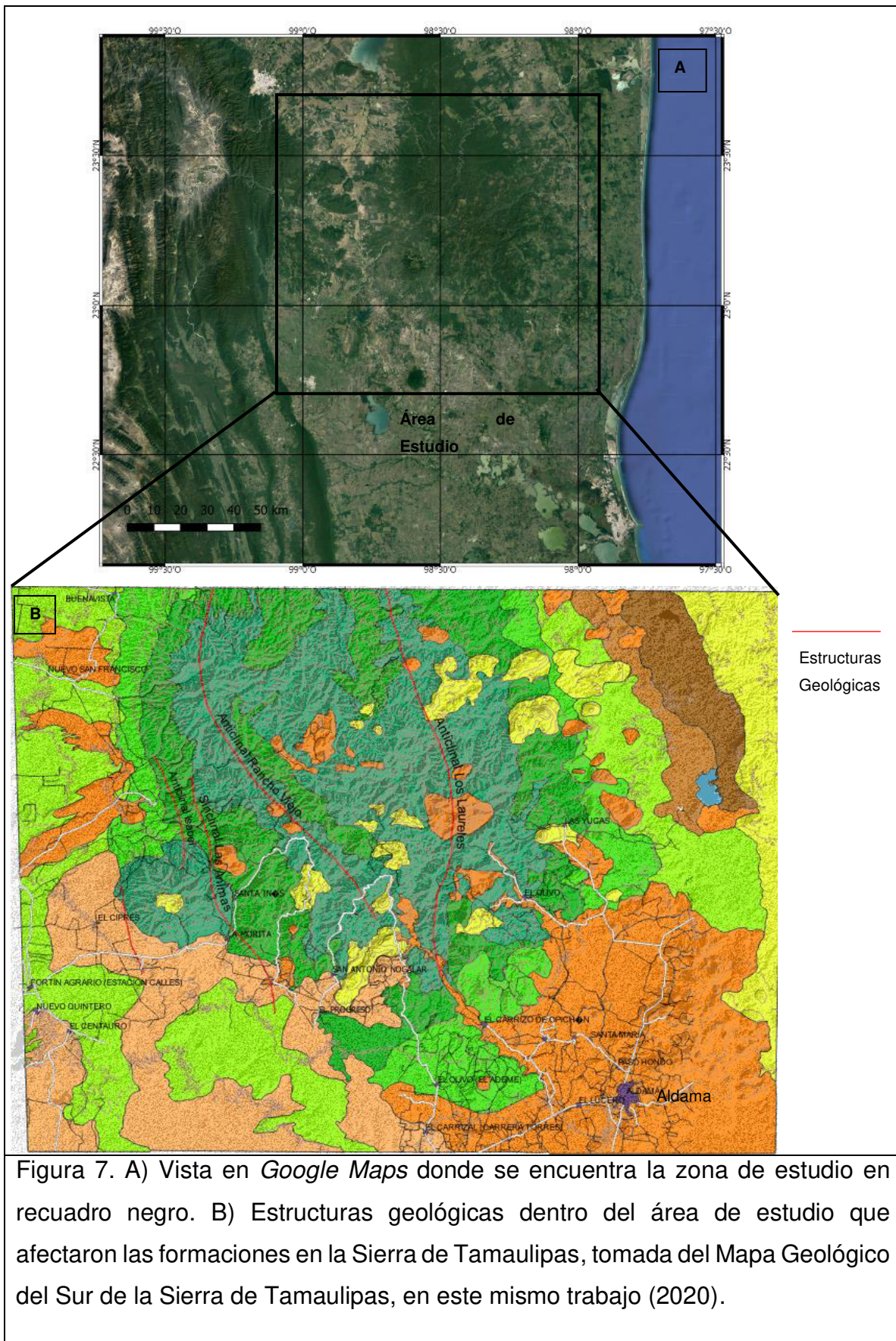


Figura 7. A) Vista en *Google Maps* donde se encuentra la zona de estudio en recuadro negro. B) Estructuras geológicas dentro del área de estudio que afectaron las formaciones en la Sierra de Tamaulipas, tomada del Mapa Geológico del Sur de la Sierra de Tamaulipas, en este mismo trabajo (2020).

## **Capítulo III. Tectónica y magmatismo.**

### **III.1. Tectónica del Noreste de México.**

#### **III.1.1. Antecedentes tectónicos.**

La estratigrafía y la tectónica del noreste de México han sido controladas, por un lado, por la apertura del Golfo de México y, por el otro, por la actividad tectónica y la magmática del Pacífico (Goldhammer *et al.*, 1999). El noreste de México es la unión de dos provincias tectono-estratigráficas: el margen pasivo que representa la Provincia del Golfo de México (PGdM) y el margen activo de la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) (Sedlock, 1993). Ambas provincias tectono-estratigráficas han tenido evoluciones independientes y, por lo tanto, han desarrollado paquetes estratigráficos y estilos estructurales distintos; por lo que es importante estudiar y entender los ambientes tectónicos de ambas provincias (De Scerna *et al.*, 1989; Sedlock, 1993; Moran-Zenteno, 1994 y Goldhammer, 1999).

La PGdM está conformada por las cuencas Sabinas, La Popa, Parras, Burgos y Tampico-Misantla; al igual que el canal de Monterrey, al sur de Texas, y la cuenca Salada al este de Texas (Goldhammer *et al.*, 1999) (Fig. 8). La evolución en las cuencas ha sido en gran parte controlada por cambios eustáticos (Todd y Mitchum *et al.*, 1977; Vail, 1987; Scott, 1988; Goldhammer, 1991; Haq, 1993; Yurewicz, 1993).

La PPOM incluye la cuenca mesozoica de Chihuahua, el Geosinclinal Mexicano del Norte (Imlay *et al.*, 1936; Lopez Ramos, 1985), la Península de Aldama (Goldhammer, 1999), y parte de la Mesa Central al oeste del Bloque Coahuila. Su evolución estratigráfica estuvo contralada por el tectonismo mesozoico del Pacífico (De Cserna, 1970, 1979, 1989; Gonzalez-Garcia, 1976; Tardy, 1977; Dickinson, 1981, 1986; Moran-Zenteno, 1994 y Grajales-Nishimura, 1992).



Figura 8. Mapa de las provincias petroleras de México. Subdirección de Exploración, PEMEX.

Se han realizado varios estudios sobre la PGdM y la PPOM. Con base en estos trabajos se ha propuesto un modelo que relaciona la evolución de ambas provincias. Este modelo se divide en cuatro fases (Johnson et al., 1989). Describas a continuación en orden del más viejo al más reciente.

### *Paleozoico*

La colisión de Gondwana y Laurasia generada por una antigua zona de subducción durante el Carbonífero-Pérmico, originó la formación del supercontinente Pangea. Una posterior colisión generó el cinturón Ouachita-Marathon (Sedlock *et al.*, 1993). La PPOM sufrió dos ciclos principales de extensión y compresión tras-arco.

### *Triásico-Jurásico*

Se presenta el primer período de extensión tras-arco, que dio lugar a la formación del Canal de Chihuahua y al Geosinclinal Mexicano del Norte (GMN), ambos localizados al oeste del Bloque Coahuila. Al este del Bloque Coahuila, Yucatán comienza su desplazamiento girando en sentido antihorario durante las primeras etapas del rift.

### *Jurásico Tardío*

Ocurre un acercamiento parcial e inversión de las cuencas tras-arco preexistentes, provocando cabalgamiento en algunos lugares. Este evento pudo inducir a un levantamiento y reactivar el Bloque Coahuila (Johnson *et al.*, 1989; Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986).

### *Cretácico Temprano*

Durante esta época, se presentó una fase de extensión tras-arco al este del arco y al oeste del Bloque Coahuila, lo que provocó la reactivación de la cuenca de Chihuahua y del GMN. El GMN recibió gran aporte de material volcánoclastico (Dickinson *et al.*, 1981). Al este del Bloque Coahuila, el margen pasivo del Golfo de México sufrió una subsidencia desacelerada. La reactivación del Bloque Coahuila durante el Cretácico Temprano (McKee *et al.*, 1984,1990) y el depósito de cuarzo clástico próximo al Bloque de Coahuila, provocó que la PGdM conservara rasgos de este evento.

### *Cretácico Tardío*

La PPOM experimentó la inversión del GMN y de la cuenca de Chihuahua, que había fungido como un centro de depósito de sedimentos tipo flysch durante el Cretácico Inferior a la mitad del Cretácico. El desarrollo del arco Alisitos coincide con el levantamiento regional en dirección este y la deformación contraccional que da lugar al supuesto inicio del desarrollo de la Sierra Madre Oriental (De Cserna *et al.*, 1989; Sedlock, 1993; Moran-Zenteno, 1994; Goldhammer, 1999).

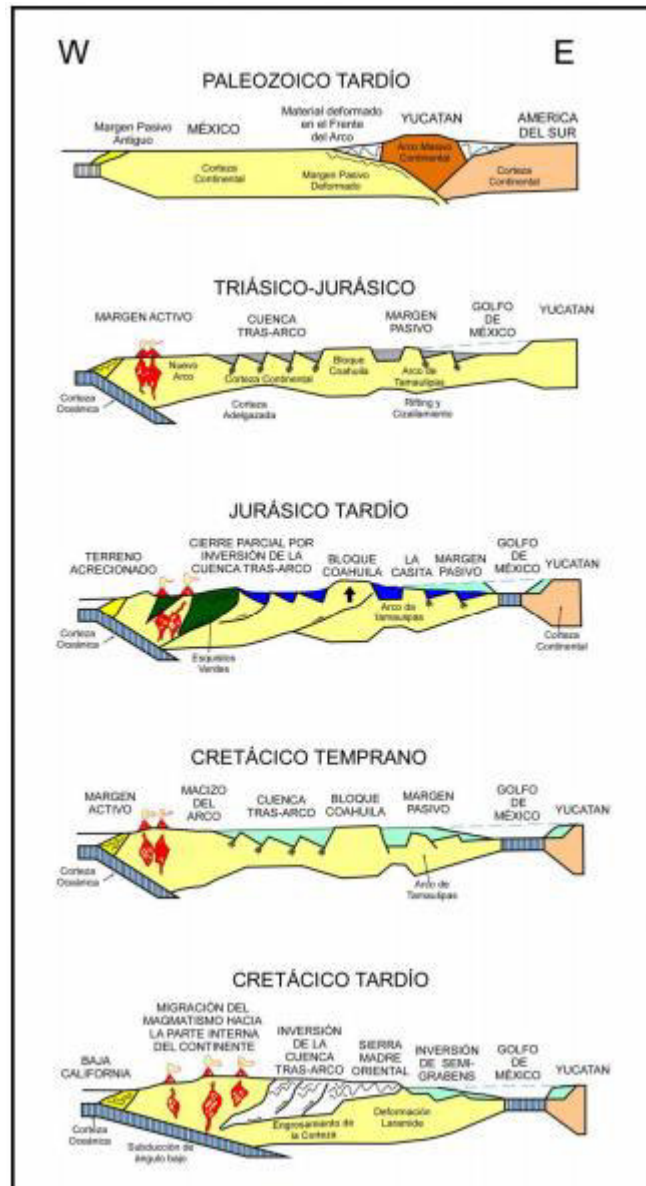


Figura 9. Modelo tectónico de la evolución de la Provincia Pacífica del Oeste de México (PPOM) y la Provincia del Golfo de México (PGdM). Esta sección esquemática atraviesa el Norte de México de Oeste a Este (Goldhammer *et al.*, 1999).

### III.1.2. Paleogeografía.

#### *Triásico*

El basamento del noreste de México ha sido interpretado como una extensión del cinturón Ouachita-Marathon. Resultados obtenidos mediante fechamientos de U-Pb en circones y estudios isotópicos de clastos paleozoicos sugieren que las rocas expuestas a lo largo de México están subyacidas por bloques aislados asociados al orógeno Greenvilliano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

Durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior, el norte del Bloque de Yucatán experimentó un adelgazamiento cortical seguido de una etapa de rift. Esta etapa de rift dio origen a altos estructurales del basamento (Bloque de Coahuila, isla de la Mula, Bloque del Burro-Peyotes-Salado, Arco o Archipiélago de Tamaulipas) y depresiones (Cuenca de Sabinas, Cuenca de Maverick, Cuenca Mexicana, Cuenca de Magiscatzin, Canal de Monterrey, Canal de Chihuahua), que controlaron el depósito de los sedimentos mesozoicos (Padilla y Sánchez *et al.*, 1986; Wilson, 1990,1999; Goldhammer, 1993,1999). Durante este período comenzó el depósito de sedimentos continentales (lechos rojos) de la Formación Huizachal (Imlay *et al.*, 1948; Padilla y Sánchez, 1982).

#### *Jurásico*

La estratigrafía de la PGdM puede dividirse en cuatro super-secuencias deposicionales de segundo orden, de aproximadamente 15 Ma de duración (Goldhammer *et al.*, 1999).

Durante el Jurásico Superior temprano inició la apertura del Mar de Tethys, lo que originó la formación del Golfo de Sabinas, la Isla de Coahuila, la Península de Tamaulipas y el Archipiélago de Tamaulipas. Con este evento se generó una transgresión que dio lugar al depósito de sedimentos terrígenos, rocas evaporíticas (Minas Viejas y Olvido) y calizas someras (Formación Zuloaga). Durante la etapa extensiva, el basamento sufrió una rápida subsidencia, dando lugar al depósito de sedimentos de mar abierto, representados por las formaciones La Casita (sedimentos terrígenos), La Caja (calizas de agua somera y lutitas) y Pimienta (lutitas de agua profunda y carbonatos; Padilla y Sánchez *et al.*, 1982).



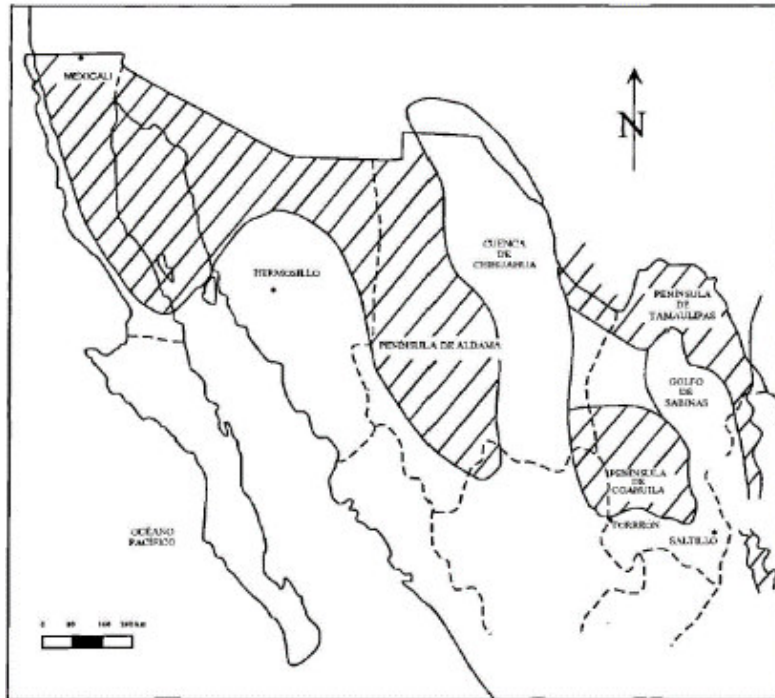


Figura 10. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Jurásico Tardío (Tomado de González - García *et al.*, 1976). La apertura del Mar de Tethys y la formación del Golfo de Sabinas, Península de Aldama, Cuenca de Chihuahua, la Península y el Archipiélago de Tamaulipas.

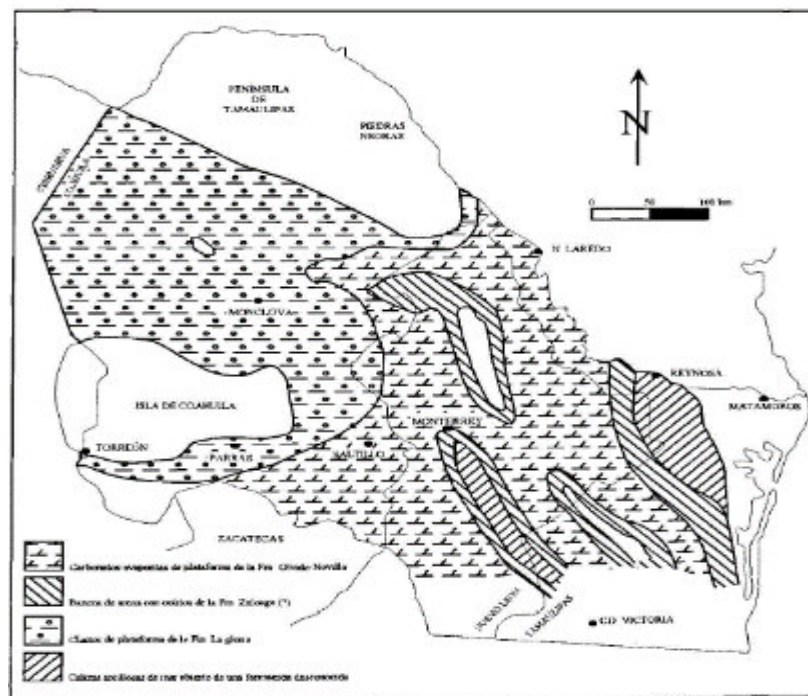


Figura 11. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Oxfordiano (Tomado de Alfonso – Zwangler, 1978).

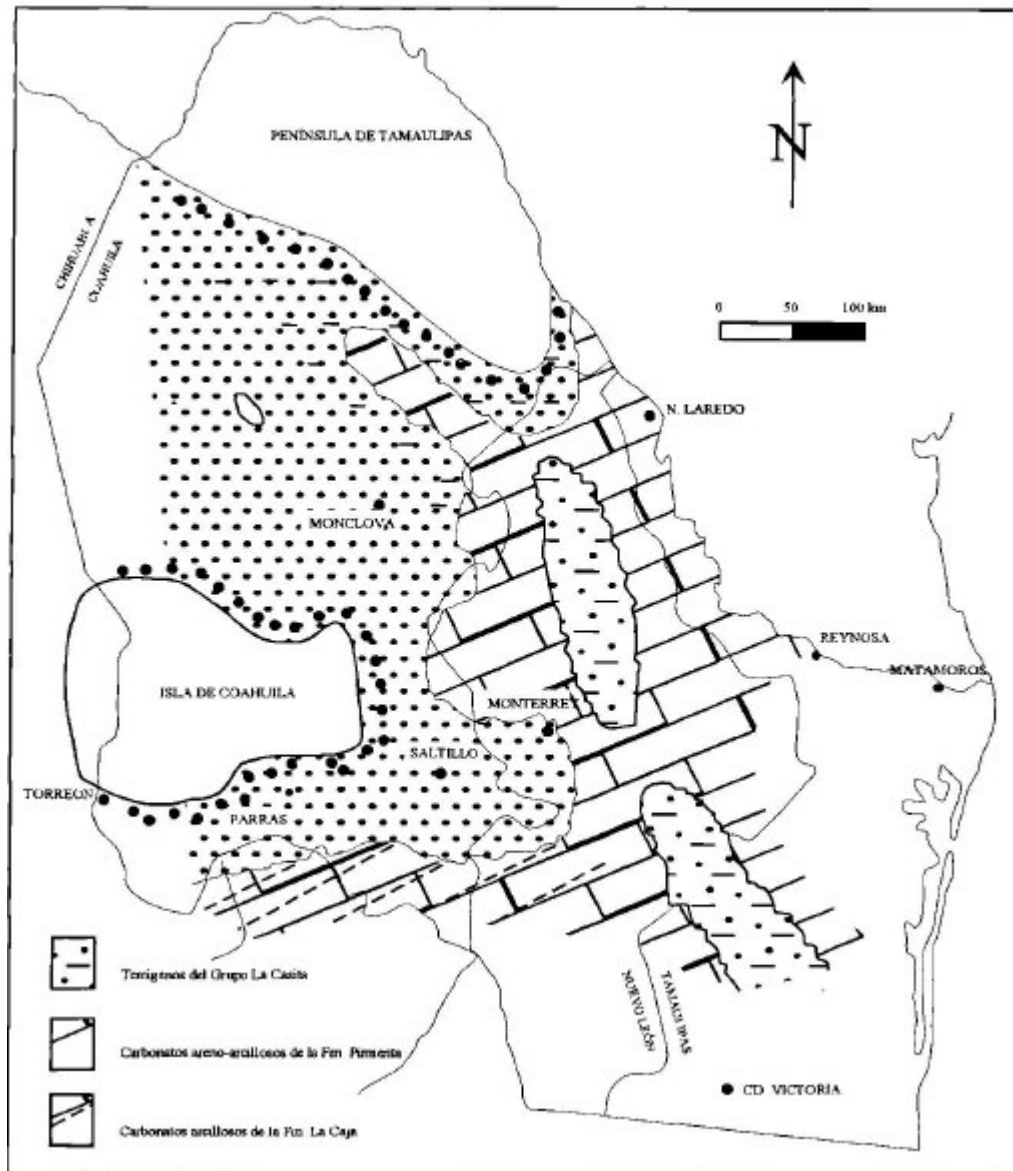


Figura 12. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Kimmeridgiano - Tithoniano (Tomado de Alfonso - Zwangler *et al.*, 1978).

## *Cretácico*

La transgresión comenzó durante el Cretácico temprano con el depósito de las formaciones San Marcos (constituida por sedimentos clásticos) y Menchaca (calizas con intercalaciones de margas y lutitas), que representa la base de la secuencia de la plataforma del Neocomiano; al igual que el de las formaciones de plataforma Barril Viejo (lutitas y areniscas), Taraises (calizas), La Mula (calcáreoarcilloso), Padilla (calizas y lutitas) y La Virgen (calizas, dolomitas y evaporitas). La configuración de la Formación San Marcos presenta intercalaciones con formaciones depositadas contemporáneamente en ambientes de plataforma marina. Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano, se depositaron distintas facies de los sedimentos calcáreos del noreste.

Posteriormente, durante el Albiano-Cenomaniano, ocurrió el depósito de sedimentos someros y de rocas evaporíticas sobre la Península de Tamaulipas y la Isla de Coahuila, representados por las formaciones Aurora (calizas), Acatita (evaporitas), Tamaulipas Superior (calizas de agua profunda) y Grupo Washita (Padilla y Sanchez *et al.*, 1982).

Al sur del noreste de México, se depositó una delgada secuencia de carbonatos (Formación Indidura) y, al este, se depositó la Formación Agua Nueva durante el Coniaciano-Santoniano. Al sur de la Formación Agua Nueva, se depositó la Formación Caracol (areniscas y lutitas) y, entre lo que ahora es Torreón y Monterrey, se depositó la Formación Parras (lutitas).

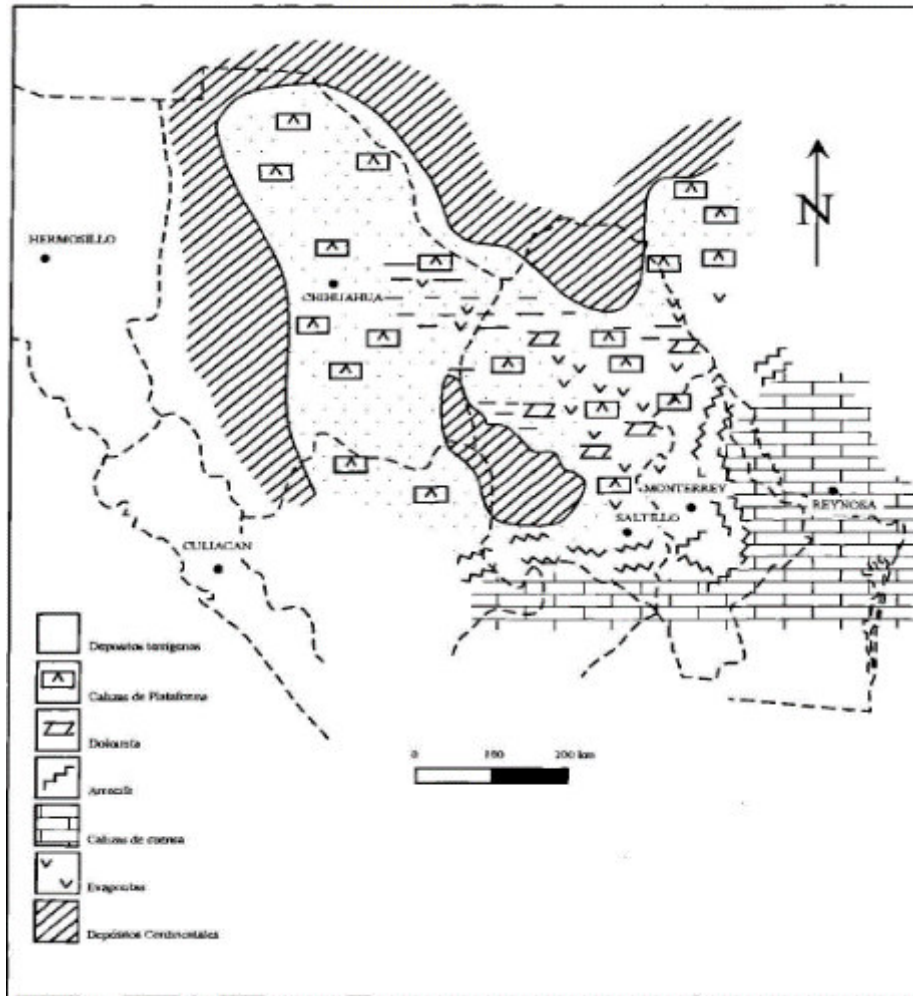


Figura 13. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Necomiano y Aptiano inferior (Tomado de González - García *et al.*, 1976).

Durante el Cretácico Superior, el noreste de México estaba cubierto por sedimentos terrígenos provenientes del oeste, originados por un evento orogénico.

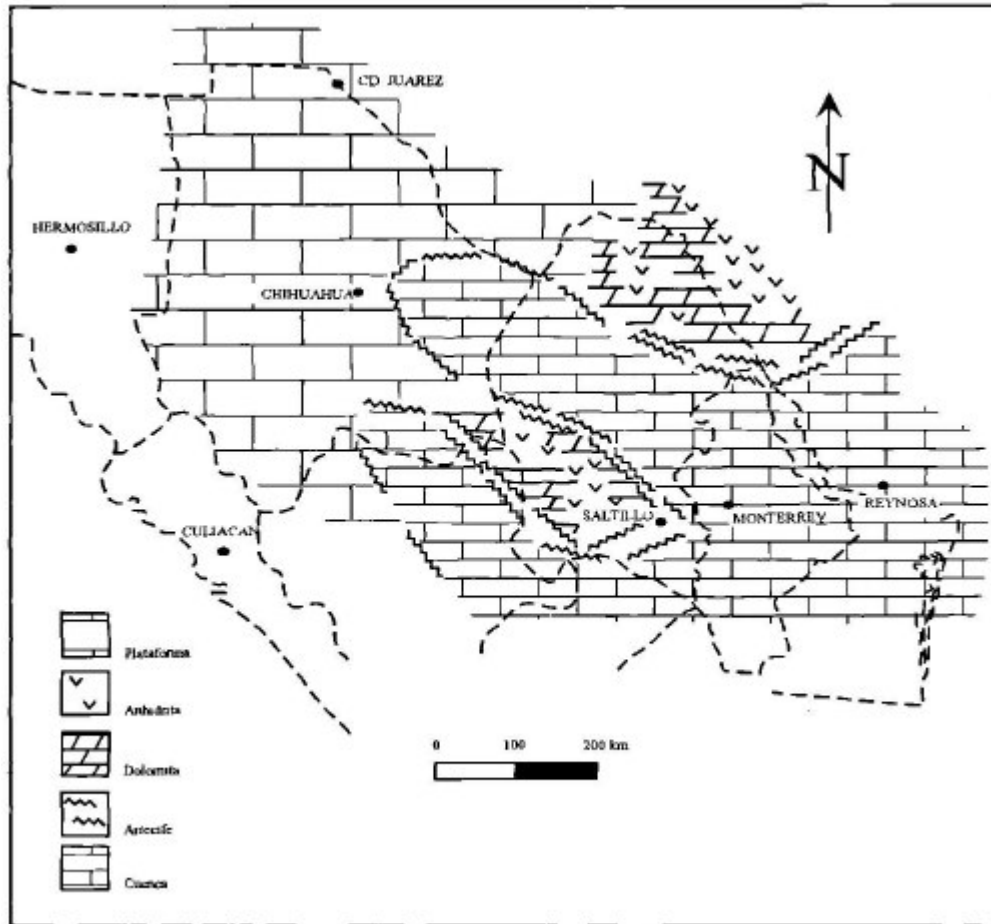


Figura 14. Paleogeografía del Norte y Noreste de México durante el Albiano - Cenomaniano (Tomado de González - García *et al.*, 1976).

### *Cenozoico*

A partir de la orogenia mencionada anteriormente, el noreste de México tuvo un importante aporte de sedimentos continentales, también inducidos por un fallamiento normal generado hace aproximadamente 30 Ma. Durante el Oligoceno se presentaron episodios magmáticos aislados de sienita nefelínica (Bloomfield y Cepeda, 1973). Estos episodios magmáticos forman parte de la PAOM. También se incluyen derrames basálticos del Plioceno y del Cuaternario.

#### **III.1.3. ¿Migración de un arco magmático?**

Según varios autores, el arco magmático originado por la subducción de la placa Farallón bajo de la placa de Norteamérica experimentó una migración hacia el este y, posteriormente, un retroceso de la losa durante el Cretácico Superior al Oligoceno (Clark *et al.*, 1982).

Durante la última década, ha surgido una nueva visión sobre la génesis y los vínculos entre la gran provincia ígnea silíceo de Sierra Madre Occidental, el Grupo Comondú de Baja California y el rift del Golfo de California. Anteriormente, la gran provincia ígnea silíceo de la Sierra Madre Occidental y el Grupo Comondú habían sido considerados como volcanismo de supra-subducción. El Grupo Comondú definía la ubicación del arco volcánico de la zona de supra-subducción del Mioceno inferior según esta consideración. Según un análisis regional realizado por Ferrari et al. (2018), este magmatismo continental que ocurrió durante la última fase de subducción de la placa Farallon entre el Eoceno superior y el Mioceno muestra poca o ninguna conexión petrogenética con el límite activo de la placa y está más fuertemente relacionado con el adelgazamiento progresivo de la placa superior y el establecimiento de un manto astenosférico debajo del oeste de México (Ferrari et al., 2018). Esto quiere decir que la región noroeste de México nunca alcanzó a tener una influencia de subducción de placa durante el Terciario.

El margen pacífico de México está bordeado por dos arcos magmáticos principales. Uno extinto que abarca parte del terreno Guerrero (e.g., Centeno-García et al., 2008) y el más reciente en el Eje Neovolcánico Transmexicano (TMVB).

El Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) es un arco continental neógeno de 1000 km de largo que muestra una gran variación en la composición y el estilo volcánico, y una tectónica extensional intra-arco. Se encuentra sobre las placas tectónicas de Rivera y Cocos, que muestran cambios marcados en la geometría (Ferrari et al., 2012).

Ferrari et al., (2012) define la evolución del TMVB se produjo en cuatro etapas:

- (1) De ~ 20 a 10 M.a., el arco andesítico inicial varió hacia una fusión progresivamente más seca que presentó al final de la etapa características de fusión de placa, lo que sugiere el aplanamiento de la placa subducida.
- (2) Desde ~ 11 M.a., un pulso de vulcanismo máfico migró de oeste a este llegando al Golfo de México hace 7 M.a. Estas lavas máficas marcan la propagación lateral de una rotura de placa, desencadenada por el cese de la subducción debajo de Baja California.

(3) A partir de entonces, el frente volcánico comenzó a moverse hacia la trinchera, con una fase marcada de volcanismo silíceo entre 7,5 y 3 M.a. El emplazamiento local de basaltos intraplaca de pequeño volumen ocurrió desde hace 5 M.a. y el desarrollo de fallas extensionales. Estas características están relacionadas con el retroceso de la placa, mejorando el flujo de astenosfera en la cuña del manto y promoviendo la fusión parcial de la corteza.

(4) El arco moderno consiste en un cinturón frontal dominado por la fusión de la placa y un cinturón caracterizado por rocas más diferenciadas o por lavas máficas con poca o ninguna evidencia de fluidos de subducción, pero mayor contenido de astenosfera.

Un patrón evolutivo distintivo de migración y regresión de magmatismo se encontró en el suroeste de los Estados Unidos (Coney y Reynolds *et al.*, 1977). Un patrón similar se ha reconocido en el noroeste de México, en el que se sugiere que el magmatismo migró del margen Pacífico hacia el este hasta 800 km. La subsecuente regresión del arco hacia el oeste, al margen continental del Pacífico en Baja California, controló una extensión cortical que exageró la amplitud entre la paleotrinchera y las manifestaciones magmáticas hasta este por 1000 km según Henry y Aranda (2001).

En general, se han reconocido tres regímenes magmáticos desde hace 180 Ma. El primer evento es un magmatismo Jurásico-Cretácico. El segundo está definido por magmatismo muy extenso en tiempo entre 140 a 16 Ma que, aparentemente, tuvo un progreso hacia el este hasta el occidente de Texas desde el antiguo margen Pacífico, permaneciendo estacionario durante un período corto entre 42 y 28 Ma. Posteriormente, regresó al margen continental en el Mioceno tardío. Lo anterior se basó en varios trabajos que han reportado actividad magmática en diversos puntos de México y Estados Unidos (Silver *et al.*, 1963; Gastil, 1975; Bonneau, 1970; McDowell y Clabaugh, 1979; Cameron, 1980; Geyne, 1956; Bloomfield y Ceped-Davila, 1973; Barker, 1977 y Cantagrell y Robin, 1979).

El magmatismo alcalino en el cual se incluye la antigua actividad de Trans-Pecos, Texas, el Cinturón Candela Monclova y la Sierra de San Carlos, ha sido relacionado a un ángulo bajo de subducción (Henry *et al.*, 1991; Morton-Bermea,

1995 y Nick, 1988), esto para las actividades magmáticas más antiguas dentro de la PAOM. Mientras que un magmatismo de tipo intraplaca ha sido documentado como más joven en el área de Trans-Pecos (James y Henry *et al.*, 1991), Sierra de Picacho (Morton y Altherr *et al.*, 1991) y San Carlos (Nick *et al.*, 1988), en la parte norte de la PAOM. Sin embargo, la separación en edad y los modelos petrogenéticos del magmatismo propuestos aún son controversiales.

### **III.2. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM).**

La PAOM está representada por rocas tanto volcánicas como intrusivas de composición predominantemente alcalina. Estas rocas se distribuyen como un cinturón de orientación NNW-SSE de ~1500 km de longitud sub-paralelo a la paleo-trinchera del Pacífico vigente durante el Oligoceno (Ramírez-Fernández *et al.*, 2000).

Las rocas de la PAOM que se encuentran en la entidad geográfica de Coahuila se ubican a lo largo del cinturón magmático Candela-Monclova (CM) (Sewell *et al.*, 1968) y tienen edades del Eoceno-Oligoceno (Robin y Tournon *et al.*, 1978; Aranda-Gómez, 2005). Las edades de estas rocas llegan a traslaparse con aquellas pertenecientes a la Sierra Madre Oriental y a la T-P (Henry *et al.*, 1991). El CM está conformado por al menos 16 intrusivos alineados en dirección E-W de edades entre 43 y 35 Ma (Sewell *et al.*, 1968), en su mayoría subvolcánicos de textura porfírica (Molina-Garza *et al.*, 2008). En la localidad de La Cueva, Coahuila, se identificaron tres pulsos magmáticos que producen una composición, dominada por rocas máficas (Daugherty *et al.*, 1963).

El magmatismo presente en el área de T-P es alcalino, aunque su grado de alcalinidad varía. De la misma manera, se observan diferencias significativas en cuanto a composición y volumen, aunque aparentemente ocurrió de manera continua entre hace 48 y 17 Ma. A partir de estas diferencias, Henry *et al.*, (1991), propusieron dos ambientes tectónicos distintos, el más antiguo como un arco volcánico y el más reciente como un ambiente de extensión regional.

Según Clark *et al.* (1982), el incremento en la alcalinidad de estas rocas puede estar relacionado con un cambio de régimen del ángulo de subducción. Si tal



fue el caso, la fusión parcial debió generarse en las partes más profundas de la cuña de manto.

Robin *et al.*, (1978) proponen una migración hacia el sur de la actividad magmática de la PAOM, que se extiende desde T-P hasta Los Tuxtlas. Los fechamientos isotópicos realizados por K-Ar desde la Sierra de Tamaulipas hasta Los Tuxtlas muestran edades del Oligoceno al reciente. Si tal migración hacia el sur realmente sucedió, no corresponde con la supuesta migración hacia el occidente de la losa asociada con la TMVB.

Robin *et al.*, (1979) dedujeron un supuesto descenso en la edad de cristalización de los principales cuerpos plutónicos de norte a sur de 54 a 17 Ma. Por otro lado, cuerpos predominantemente andesíticos y basálticos pliocénicos y cuaternarios frecuentemente presentan xenolitos del manto (Treviño-Cazares *et al.*, 2001), dispersados aleatoriamente a lo largo de la PAOM (Valdés-Moreno *et al.*, 2001).

Robin y Tournon (1978) fueron de los primeros autores que intentaron caracterizar a las rocas de la PAOM, separándolas en dos grupos, las “series de la Planicie Costera del Golfo (PCG)” y las “series de trampa (*trap series*)”.

Las *series de la Planicie Costera del Golfo* están constituidas por una amplia variedad de lavas sub-saturadas. Estas series se pueden a su vez dividir en:

- A. Riolitas alcalinas a peralcalinas del Mioceno (23.03–5.03Ma).
- B. Diques y sills de sienita de feldespatoides del Oligoceno-Mioceno (33.9–5.3Ma) intrusionando calizas del Cretácico y domos riolíticos miocénicos en las sierras de Tamaulipas y San Carlos.
- C. Traquitas sobre-saturadas y fonolitas del Mioceno Superior (11.63–5.3Ma) en el estado de Tamaulipas, al igual que traquitas de fayalita del Plioceno-Cuaternario (< 5.3 Ma) asociados a basaltos alcalinos.
- D. Derrames de lavas infra-saturadas de basanitas y nefelinas cerca de la Sierra de Tamaulipas, al igual que basaltos alcalinos y traquibasaltos del Mioceno-Plioceno (23.03-2.58Ma). Tales rocas constituyen la mayor parte del volcán Tuxtla, ubicado en las planicies de Tampico y Poza Rica.

Las *series de trampa*, por su parte, están compuestas por basaltos, hawaiitas, mugearitas, al igual que basaltos transicionales y toleitas, localizadas en las zonas de falla del borde oriental de la SMOr.

Robin *et al.* (1982) interpretó que el origen de la PAOM está asociado a un rift con dirección N-S, donde la apertura del Golfo de México favorece la generación de rocas alcalinas y peralcalinas. Trabajos más recientes han sugerido que muchas de las rocas de algunas localidades de la PAOM tienen un origen asociado a la fusión de una losa oceánica bajo la placa de Norteamérica (Nick *et al.*, 1988; Morton, 1995; James y Henry 1991; OrozcoEsquivel, 1995 y Clark, 1982).

Robin y Tournon (1978) asociaron el volcanismo de la PAOM a un ambiente intraplaca y asociaron la migración hacia el sur a un fallamiento normal contemporáneo y a una subsecuente extensión al este de México. Sin embargo, Orozco-Esquivel *et al.*, (2003) realizaron una exhaustiva caracterización geocronológica de K-Ar en roca total y, entre sus resultados, no hallaron una sucesión ordenada que fuera consistente con una progresiva migración del volcanismo hacia el sur tal como lo propusieron Robin y Tournon (1978).

A partir de la interpretación de las rocas de El Picacho en la Sierra Tamaulipas, se ha sugerido una asociación de carbonatita- ijolita- roca félsica alcalina proveniente del manto en ambiente tipo intraplaca. El manto como una fuente principal en la generación del magma de la PAOM es también sugerida por Ramírez-Fernández *et al.* (2002),

Veracruz es la región de la PAOM mejor estudiada. Se reconocieron cinco campos volcánicos en esta parte de la provincia según estudios de campo, geocronológicos de K-Ar y geoquímicos (Orozco-Esquivel *et al.*, 2003) que, de norte a sur, son:

- A. Basanitas a hawaiitas con edades de 7.4 – 5.7 Ma en el área Tlanchinol-Huautla.
- B. Basaltos alcalinos con edades de 7.5 – 6.6 Ma en el campo volcánico El Álamo.
- C. Basaltos alcalinos y hawaiitas con edades de 1.6 – 1.3 Ma en el área Poza Rica.
- D. Basaltos alcalinos y hawaiitas con edades de 7.0 – 2.0 Ma en el área Chiconquiaco-Palma Sola.

E. Rocas del campo volcánico Los Tuxtlas de composición máfica alcalina entre 7.9 y 3.4 Ma, y asociadas a subducción a partir del Plioceno tardío (< 3.6 Ma).

En el área de Palma Sola se presentan dos series magmáticas. La primera es una serie calcoalcalina, en la que predominan andesitas básicas de olivino; e incluye andesitas, dacitas e intrusiones microdioríticas. Esta fase se relaciona con la actividad miocéntrica del TMVB (Thorpe *et al.*, 1977) en el área noroeste del estado de Veracruz. Está cubierta por derrames basálticos de espesores de hasta 1,500 m, en ocasiones intercalados con rocas sedimentarias. En el área de Misantla se presenta la segunda serie, conformada por andesitas básicas en la base de una secuencia de derrames con composición alcalina diferenciada (traquibasaltos) hacia la cima. Más hacia el sur, abundan lavas de carácter intermedio con cuarzo e hiperstena normativos.

Orozco-Esquivel *et al.* (2003) reconocieron que las rocas del campo volcánico de la región de Los Tuxtlas son de composición alcalina y tienen edades entre 7.9 y 3.4 Ma. Comentan que las más viejas están asociadas a OIB (oceanic island basalt) y podrían haberse generado por porcentajes bajos de fusión parcial de lherzolita con presencia de granate y hornblenda, mientras que las de edad más reciente que el Plioceno tardío (< 3.6 Ma) están asociadas a subducción.

Ferrari *et al.* (2005) sugieren que muchas de esas rocas fueron generadas durante tres episodios magmáticos: el primero al sur durante el Mioceno medio (15-11Ma); el segundo a lo largo de Veracruz por un volcanismo máfico alcalino del Mioceno superior a Plioceno inferior (7.5–3 Ma); y el tercero al sur por magmas transicionales a calco-alcalinos del Plioceno superior al Cuaternario (<3.6 Ma).

A diferencia de las rocas de la PAOM en Coahuila y Tamaulipas, la firma geoquímica de subducción de aquellas en Veracruz es más consistente. Por ejemplo, Nelson *et al.*, (1995) identificaron una firma geoquímica de arco en el campo Los Tuxtlas, Veracruz, y definió tres fuentes involucradas: manto, fluidos provenientes de losa en subducción y corteza continental.

Considerando la fuerte firma geoquímica de subducción en Veracruz, Ferrari *et al.* (2005) sugirieron que el ascenso del magma alcalino se debió a un desgarre y desacople de la losa en subducción. Asimismo, reconocieron cuellos volcánicos, fumarolas y fallas alineadas en dirección NE-ENE y NW-NNW, paralelos a fallas

transcurrentes y normales asociados a la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Superior. Por lo tanto, también se sugiere que el ascenso en la corteza del material alcalino pudo estar controlado por estructuras preexistentes en el basamento.

En resumen, la PAOM presenta dos tipos de fuentes magmáticas. La más antigua aparentemente está relacionada a subducción y la más joven a volcanismo de tipo intraplaca. Sin embargo, este panorama se sustenta a través de los datos obtenidos en Veracruz.

### **III.3. La PAOM en Tamaulipas.**

Las principales zonas en donde se concentran la mayor cantidad de rocas asociadas a la PAOM en Tamaulipas son las sierras de San Carlos y Tamaulipas.

La Sierra de San Carlos es un complejo alcalino extenso ( $\sim 2000 \text{ km}^2$ ) que incluye: (1) plutones de gabro-sienita-monzonita emplazados en calizas y lutitas mesozoicas (Aranda-Gómez *et al.*, 2005) durante el Oligoceno (32-28 Ma: *et al.*, Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Romer y Heinrich, 1998); (2) diques de basalto (> fonolita) y enjambres de sills de gabro porfirítico; y (3) cuellos volcánicos y derrames basálticos (Aranda-Gómez *et al.*, 2005) que pueden contener xenolitos de manto (Treviño-Cázares *et al.*, 2005). Se interpreta a la Sierra de San Carlos como producto de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas estratificadas (Ramírez-Fernández *et al.*, 2002). Se desconoce la edad isotópica de las rocas volcánicas de tipo intra-placa post-oligocénicas.

La Sierra de Tamaulipas ( $\sim 4,300 \text{ km}^2$ ) representa un anticlinorio de dirección N-S desarrollado en rocas calcáreas cretácicas (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). En una región dentro de la Sierra de Tamaulipas (ST) de  $\sim 3,000 \text{ km}^2$  están expuestos intrusivos alcalinos de composición gabróica a granitoide (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1992). Uno de los cuerpos de la ST más estudiados es el complejo El Picacho. En donde se han reportado gabro de olivino, diorita de kaersutita, sienita nefelínica, rocas hiper-alcalinas con nefelina, diques de carbonatita (Ramírez-Fernández *et al.*, 2000) y vetas hidrotermales ricas en apatito, britholita y calcedonia (Elías-Herrera *et al.*,

1984, 1990, 1991). Las rocas alcalinas del complejo El Picacho han sido interpretadas como producto de un ambiente intra-placa típico (Alterr *et al.*, 1991). Las relaciones de campo sugieren que las rocas intrusivas pueden tener edades entre 31.5 y 17.5 Ma (Cantagrel y Robin, 1978).

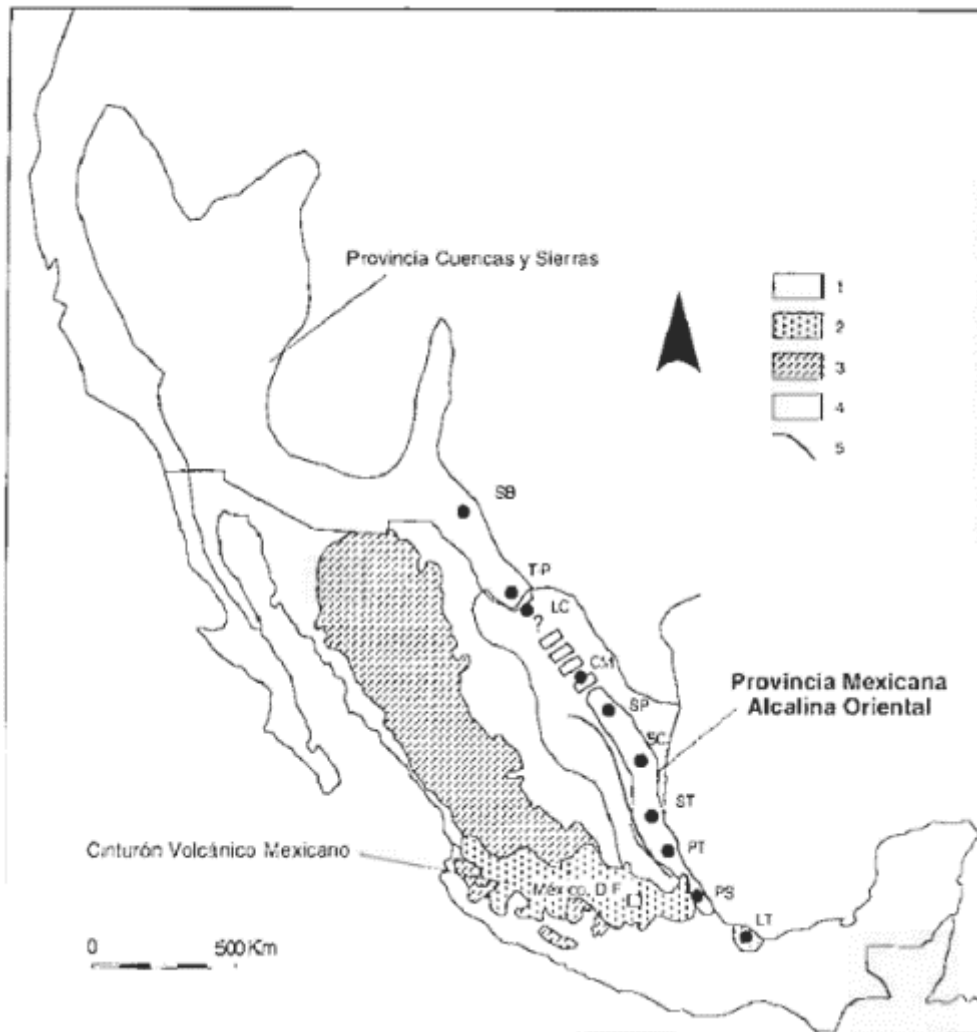


Figura 15. Localidades de la Provincia Alcalina Oriental de Norte a Sur: SB= Sierra Blanca (EU); T-P= Trans-Pecos (EU); LC= La Cueva; CM= Candela Monclova; SP= Sierra de Picachos; SC= Sierra San Carlos; ST= Sierra de Tamaulipas; PT= Planicie costera de Tampico; PS= Palma Sola. Provincias magmáticas: 1. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM); 2. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), (LT= Los Tuxtlas); 3. Sierra Madre Occidental; 4. Provincia de Cuencas y Sierras; 5. Sierra Madre Oriental (Tomado de Ramírez - Fernández *et al.*, 2000).

En los alrededores de la ST se encuentran varios campos volcánicos menores del Cenozoico tardío. De estos se incluyen el campo volcánico de Llera de Canales, el campo volcánico de Aldama, la Sierra de Maratínez, el cerro del Bernal de Horcasitas, y los cerros Auza, Nopal y El Murciélago, estos tres últimos ubicados en la Planicie Costera del Golfo.

El campo volcánico de Llera de Canales está localizado al oriente de la SMOr y al occidente de la ST. Aquí afloran cuellos volcánicos y derrames con 10 m de espesor en una serie de mesetas a 200 m sobre el nivel de los ríos principales de esa región (ArandaGómez *et al.*, 2005). Las rocas máficas que típicamente se encuentran en los cuellos y derrames de este campo presentan composiciones que incluyen basanitas, basaltos alcalinos y hawaiitas (Ramírez-Fernández *et al.*, 1997). Fechamientos isotópicos por el método Ar-Ar que se reportan en esta área arrojan edades del Plioceno temprano (~5 Ma: Aranda-Gómez *et al.* 2002).

El campo volcánico de Aldama, con un área de alrededor de 800 m<sup>2</sup>, se localiza dentro de la PCG, en el margen oriental de la ST. En él se encuentran aproximadamente 20 manifestaciones volcánicas, en su mayoría conos cineríticos y derrames asociados de traquita a basalto alcalino (con basalto subalcalino y hawaiita). Las rocas de este campo son isotópicamente similares (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Las traquitas, que incluyen sanidino y anortosita, pueden dividirse en dos grupos, el primero contiene nefelina y olivino y el segundo hiperstena y cuarzo.

La Sierra de Maratínez, localizada al norte del campo volcánico de Aldama, presenta afloramientos aislados muy intemperizados y alineados a 60 km de longitud con rumbo N-NW (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) de rocas volcánicas máficas del Cenozoico medio o tardío (23 Ma) (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). En la Sierra de Tamaulipas predominan las rocas con afinidad de ambiente intraplaca (Ramírez-Fernández *et al.*, 1996), a excepción de una pequeña localidad conocida como Rancho El Salvador, en donde se documentó la presencia de rocas relacionadas a subducción por exhibir anomalías negativas de Niobio (Nb) (Viera-Decida *et al.*, 1998).

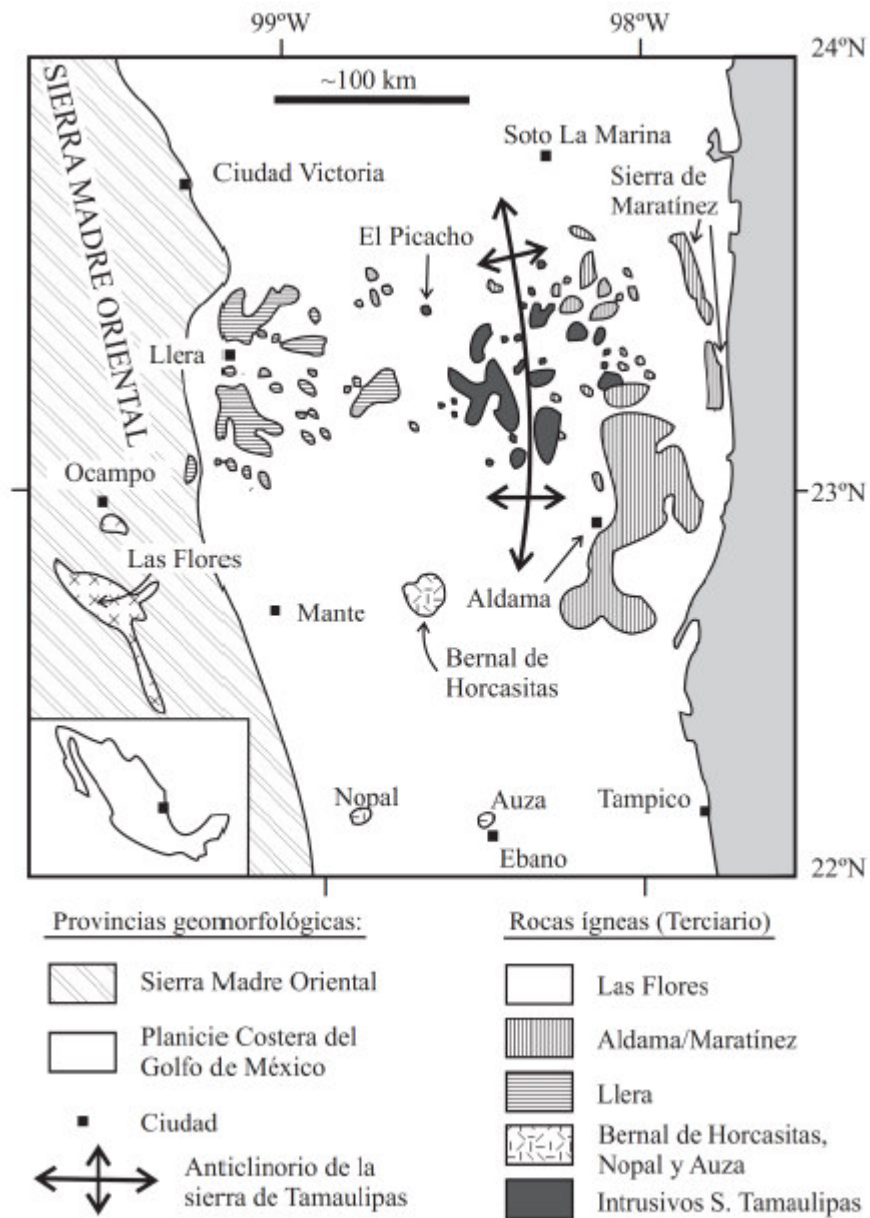


Figura 16. Bosquejo de la distribución de rocas ígneas alrededor de la sierra de Tamaulipas. El volcán de Las Flores es considerado en este trabajo como parte del campo volcánico del E de San Luis Potosí (Tomada de Aranda -Gómez *et al.*, 2005).

## **Capítulo IV. Geología Local.**

### **IV.1. Estratigrafía de la región de estudio.**

La Sierra de Tamaulipas tiene una topografía escarpada con una disección fuerte y drenaje radial. Está esencialmente formada por rocas calizas cretáceas dispuestas en estratos levemente inclinados y a menudo seccionados por la erosión, el conjunto del macizo constituye un domo anticlinal regular con un radio de curvatura grande. La sierra está constituida por las calizas duras y macizas (Formación Tamaulipas Superior, Formación Agua Nueva, Formación San Felipe, etc.) que forman lo esencial de los estratos del cretáceo inferior y cretáceo medio, afloran sobre todo en el centro de la sierra.

Durante el cenozoico las rocas ígneas se abrieron paso a través de los estratos calcáreos de la Sierra de Tamaulipas y llanuras circundantes, a partir de los análisis del presente trabajo se logró distinguir dos series magmáticas: una serie saturada que es la serie en que los magmas tenían suficiente sílice que a partir de ellas se cristalizó cuarzo, está constituida por granitos alcalinos de estructura traquítica y sienitas. La segunda es una serie infrasaturada en la que los magmas no tuvieron suficiente sílice para que se cristalizara el cuarzo pero contienen feldespatoides, está constituida por sienitas nefelínicas y gabros. En su mayoría estas rocas fueron inyectadas en las calizas bajo la forma de sills o de lacolitos.



# Mapa Geológico del sur de la Sierra de Tamaulipas.

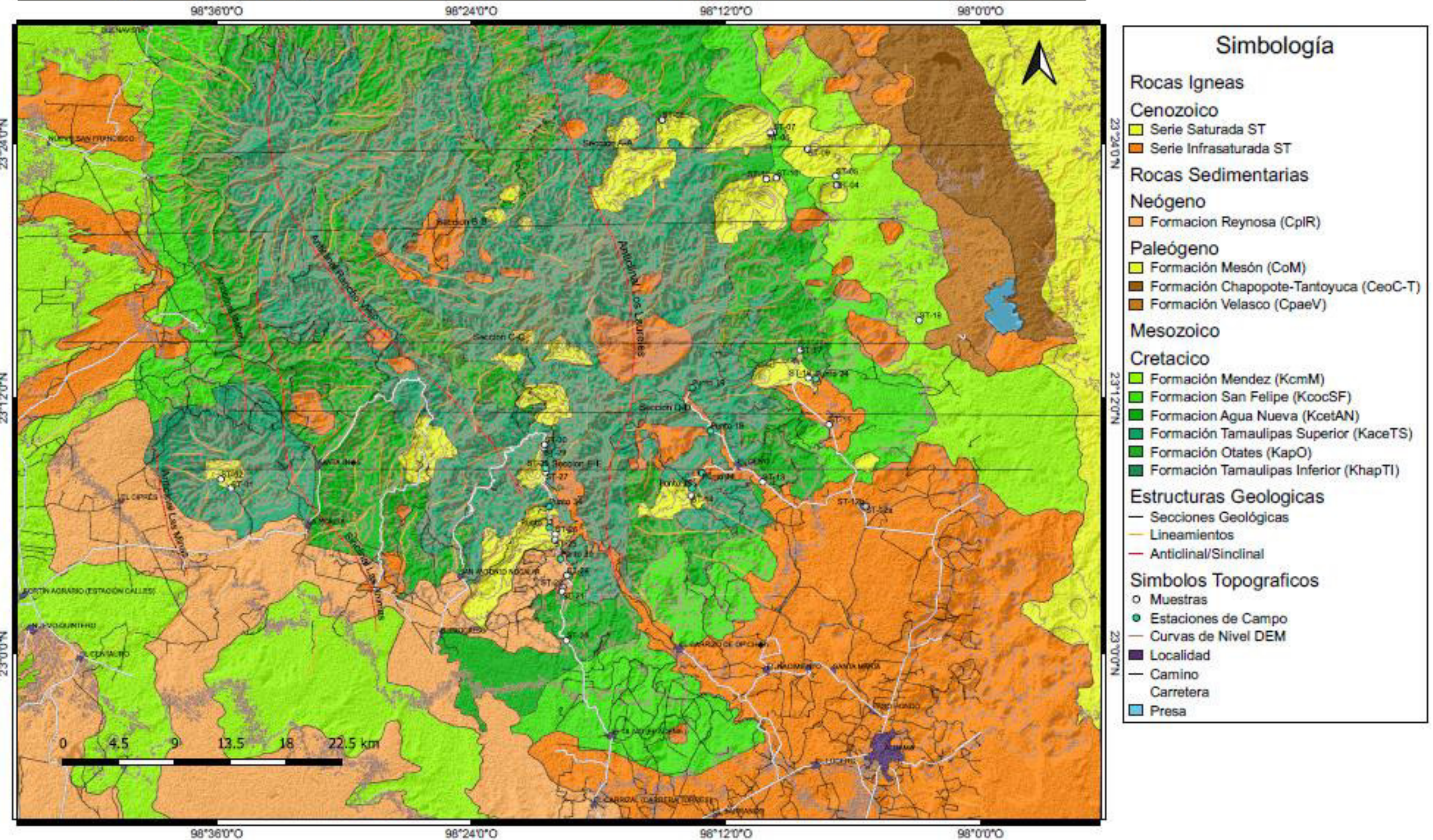


Figura 17. Mapa Geológico del sur de la Sierra de Tamaulipas a escala 1:250,000, que corresponde al área de estudio.

# Secciones Geológicas en base al Mapa Geológico Sur de la Sierra de Tamaulipas

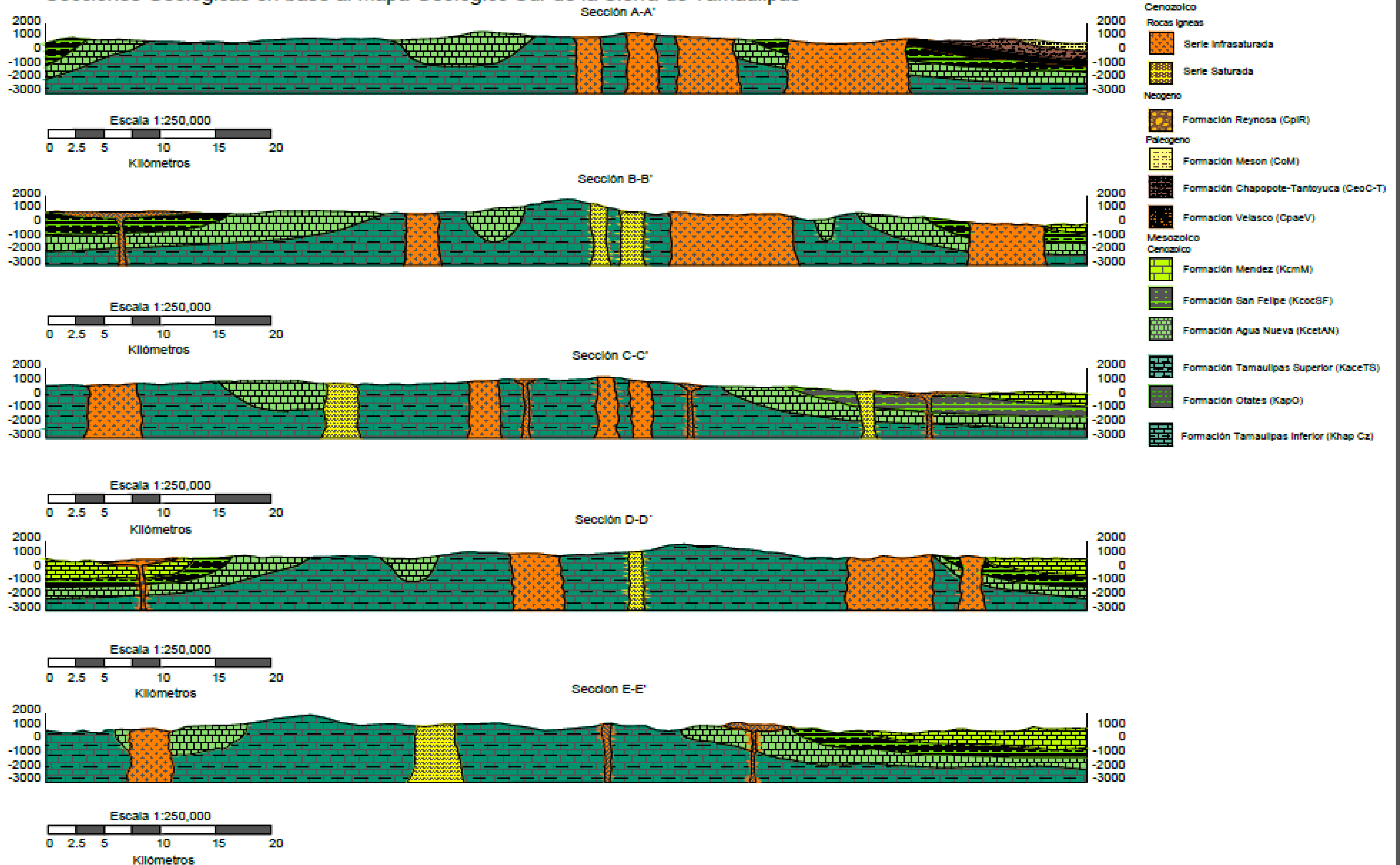


Figura 18. Secciones Geológicas elaboradas en base al Mapa Geológico del Sur de la Sierra de Tamaulipas (Fig. 17).

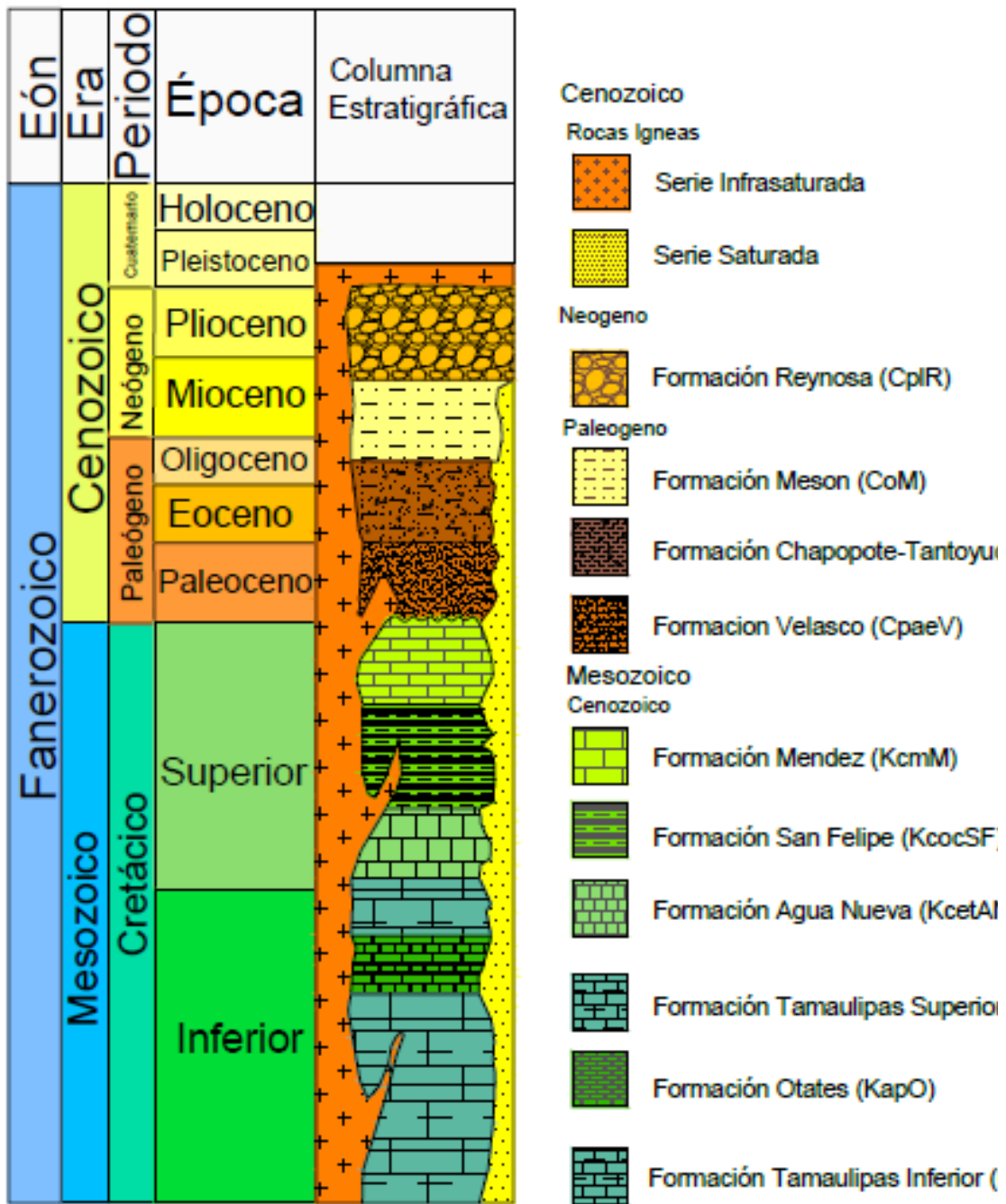


Figura 19. Columna Estratigráfica correspondiente al área de estudio.

#### **IV.1.1. Rocas del Cretácico.**

##### *IV.1.1.1. Formación Tamaulipas Inferior (KhapTI).*

**Descripción litológica:** Secuencias de calizas criptocristalinas de color crema en estratos de espesor variable de 10 a 50 cm. Se caracterizan por tener líneas estilolíticas a lo largo de los planos de estratificación con fuerte presencia de calcita recristalizada en vetillas perpendiculares y paralelas a la estratificación. Incluye bandas y lentes de pedernal y calizas con horizontes arcillosos. También se presenta como mudstone en estratos de 1.2 m de espesor (Hernández de la Fuente et al., 1989).

En muestra de mano se observa como una caliza cristalina con tonalidades blanco a gris claro y, en ocasiones, amarillas. Usualmente no contiene pedernal aunque, en algunas localidades, pueden presentarse rastros de pedernal blanco. Está constituido por mudstone y wackestone de color gris y gris oscuro con abundante microfauna de organismos planctónicos.

**Distribución geográfica:** En la ST tiene un espesor de 285 m y, aflora al noreste del área de estudio, entre los límites con los municipios de Casas al noreste de González en la localidad La Torrecilla y al noroeste de Aldama, en los poblados El Pueblito y La Laguna (Camacho Angulo, 1987). En esta localidad también se pueden observar el Horizonte Otates (Kap Cz-Lu) y la formación Tamaulipas Superior (Kace Cz). Esta unidad se encuentra aflorando en los puntos 14 y 17 de los datos tomados en el trabajo de campo (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Subyace concordantemente con el Horizonte Otates y, por su fauna fósil, se sitúa en el Cretácico Inferior (Camacho Angulo, 1987). Se determina una edad de Hauteriviano-Aptiano (Barboza-Gudiño et al., 2004).



Figura 20. Capas sedimentarias de tipo calcáreo, se muestra una estratigrafía horizontal con las fracturas típicas que permiten el paso de agua y favorecen la formación de cavidades.

#### *IV.1.1.2. Formación Otates (KapO).*

**Descripción litológica:** Está formado por una secuencia arcillo-calcárea que separa a las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Consiste en calizas arcillosas de color gris oscuro de espesor variable de 3 a 15 m. Está distribuida en estratos medianos, intercalados con algunos nódulos de pedernal y de lutitas carbonosas y limolitas. Presenta bandas de pedernal, así como estratos arcillosos y cristales de marcasita diseminados. También se reporta una alternancia de mudstones y lutitas (Muir et al., 1936). A nivel de afloramiento se observa como una caliza (*mudstone-wackestone*) de color gris claro a crema, con pedernal de color gris a negro en nódulos.

**Distribución geográfica:** Aflora al noroeste de Aldama, en la localidad de Las Yucas, colindando con la localidad de La Torrecita, en los poblados de El Pueblito y La Laguna. Se localiza al noreste del área de estudio, en el punto 21 de los datos de campo (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Sobreyace a rocas de la Formación Tamaulipas Inferior y, en un cambio brusco concordante marcado por la presencia de arcillas y capas de pedernal, subyace a rocas de la Formación Tamaulipas

Superior. Se le considera del Cretácico Inferior. La edad asignada es del Albiano-Cenomaniano (Barboza-Gudiño et al, 2004).



Figura 21. Imagen de un estrato de la Formación Otates en contacto con la Formación Tamaulipas Superior.

#### *IV.1.1.3. Formación Tamaulipas Superior (KaceTS).*

**Descripción litológica:** Secuencia de calizas de grano fino de colores crema y gris, que se vuelven arcillosas hacia la cima. Se intercalan con margas y lutitas negras. Se distribuye en estratos medianos de espesor variable entre 10 y 40cm, con intercalaciones de arcillas, pedernal y pirita. Los estratos están ocasionalmente ondulados, con líneas estilolíticas a lo largo de los planos de estratificación y nódulos de pedernal gris oscuro. Cabe mencionar que dicho espesor incluye a la Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior y al Horizonte Otates.

**Distribución geográfica:** Aflora al noroeste y noreste de Aldama y González, respectivamente y presenta un espesor compuesto variable entre 270 a 400 m. Se extiende desde la localidad de Buena Vista, hasta el poblado de El Olivo. Abarca toda la porción central de la zona de estudio, presente en los puntos 24 y 25 (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Estratigráficamente sobreyace al Horizonte Otates y subyace a la formación Agua Nueva. El contacto con ambas formaciones

es transicional y concordante. Su edad asignada es del Albiano-Cenomaniano (Carrasco-Velázquez et al, 2008)



Figura 22. En la fotografía se muestra las capas cretácicas sujetas a esfuerzos verticales, el tipo de plegamientos que formaron el anticlinal conocido como la sierra de Tamaulipas.

#### *IV.1.1.4. Formación Agua Nueva (KcetAN).*

**Descripción litológica:** Está formada por calizas arcillosas-carbonosas de color gris oscuro en alternancia con láminas de lutitas carbonosas a arenosas. Presenta abundantes fósiles y capas de bentonita verde. En la base incluyen lentes de pedernal negro de espesores de 20 a 30 cm. Se depositó en un ambiente de borde de plataforma (Carillo-Bravo *et al.*, 1971).

En muestra de mano se reconoce como caliza de grano fino a medio de color gris a negro, que llega a presentar pigmentos verdes, posiblemente por la presencia de glauconita. Se caracteriza por su contenido de lentes o láminas de pedernal negro.

**Distribución geográfica:** En Tamaulipas, está expuesta en los alrededores de Cd. Victoria, al norte de Gómez y alrededor de la ST. Sus afloramientos se encuentran en la zona norte de las localidades Los Laureles y Pénjamo (La Torrecilla) en González y, al noroeste de Aldama, en las comunidades El Huamúchil, Cerro Verde y en Olmos. Según la literatura, su espesor varía de 150 a 200 m. Se observó en el punto 30 de los datos tomados de campo (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Se le sitúa en el Cretácico Superior, sobreyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Superior y subyace a la Formación San Felipe. Se le asigna una edad equivalente que va de la parte tardía del Cenomaniano a la parte media del Turoniano.



Figura 23. Imagen de las calizas arcillosas-carbonosas de color gris oscuro en estratificación mediana y delgada que conforma la Formación Agua Nueva

#### IV.1.1.5. Formación San Felipe (KcocSF).

**Descripción litológica:** Secuencia de estratos delgados de calizas ligeramente arcillosas de color gris verdoso y claro, con intercalaciones de bentonita verde y blanca. En algunos casos alternan con capas de margas y lutitas. Esta formación del Cretácico Superior presenta diferentes espesores, que van de 130 m a hasta un máximo de 210 m (Sohl *et al.*, 1991).

En muestra de mano se presenta como una caliza-marga de color gris oscuro (*wackestone a packstone*) con nódulos de pirita y materiales tobáceos. Pueden tener



tonalidades amarillentas a verdosas debido al contenido de glauconita diagenética o azulado a la meteorización.

**Distribución geográfica:** En Tamaulipas se reporta en la región de Gómez Farías. La formación se distribuye principalmente al noreste de Aldama, en afloramientos expuestos en algunas localidades como El Yaqui, Las Hermanas, El Rayo, Los Caballos, Cruz Alberto Lozano, entre otros. Sus espesores varían de 60 a 150 m. Esta unidad se observó durante el trabajo de campo en los puntos 31, 32, 33 y 34 (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Sobreyace concordantemente y en forma transicional a la formación Agua Nueva. Subyace de igual manera a la formación Méndez. La edad asignada alcanza del Cenomaniano tardío al Campaniano temprano (Martinez-Paco *et al.*, 2012).



Figura 24. Muestras tomadas de la Formación San Felipe, una secuencia de estratos delgados de calizas ligeramente arcillosas de color café claro verdoso y claro, con intercalaciones de bentonita verde y blanca.

#### *IV.1.1.6. Formación Méndez (KcmM).*

**Descripción litológica:** La constituyen secuencias de lutitas calcáreas y de margas calcáreas del Cretácico Superior, distribuidas en estratos delgados en

alternancia con capas de bentonita. Exhibe fracturamiento concoidal y es deleznable. Presenta algunas variaciones litológicas. Su espesor llega a superar los 1000 m. Ocasionalmente se encuentra cubierta por depósitos de aluvión y derrames basálticos. Las rocas de esta formación se depositaron en un ambiente marino profundo de aguas tranquilas, donde la sedimentación calcárea disminuye y se incrementa el aporte de materiales terrígenos (Carrillo-Bravo *et al.*, 1971).

En muestra de mano se aprecia como una lutita-marga con intemperismo semi-esferoidal. También llegan a contener algunos fragmentos subangulares de color gris y gris verdoso con borde interno arcilloso, al igual que capas delgadas de bentonita blanca.

**Distribución geográfica:** La formación se distribuye en distintas partes de la región. En González se aflora en las comunidades El Milagro, Las Norias y San Juanito sólo por mencionar algunas. En Aldama aflora en las localidades como El Cenizo, Los Ángeles, La Florida, entre otras. Esta unidad se encuentra en los puntos 39 y 40, al S de la zona de estudio (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Descansa concordantemente sobre la Formación San Felipe. Pertenece al Maastrichtiano en base al contenido de foraminíferos planctónicos (Alerget y Thomas, 2001).



Figura 25. Imagen de la formación Mendez, la constituyen secuencias de lutitas calcáreas y margas calcáreas en estratos delgados laminares.

## **IV.1.2. Rocas del Cenozoico.**

### *IV.1.2.1. Formación Velasco (CpaeV).*

**Descripción litológica:** Areniscas interestratificadas con lutitas físciles cementadas por carbonato de calcio, con coloración verdosa, gris azulado y rojiza. Ocasionalmente presentan láminas de yeso. Presenta alternancias con escasas capas de areniscas de cuarzo de grano medio a fino y horizontes de bentonita intercalados con margas. Por su composición arcillosa se alteran fácilmente y forman suelos residuales. Su espesor promedio es de 70 m. Estas rocas se depositaron en aguas moderadamente profundas, en estratos delgados y ondulantes (López-Ramos *et al.*, 1979).

En muestra de mano se presenta como una lutita margosa de color gris, con distinto contenido de material calcáreo y bentonítico. Presenta escasas intercalaciones de arenas con alto contenido de cuarzo.

**Distribución geográfica:** Se distribuye al este de la zona de estudio, dentro del Municipio de González, en las localidades de El Paquete, El Sacrificio, El Salado y La Leyenda, entre otras. Asimismo, aflora en una pequeña porción localizada al noreste de Aldama, en las localidades de Los González, El Patito y El Real Viejo. Se encuentra en el punto 13 de los datos tomados de campo (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Sobreyace discordantemente a la Formación Méndez y subyace concordantemente a la Formación Chapopote. Pertenece al Paleoceno (Daniano) en base a la presencia de foraminíferos (Alegret y Thomas, 2001).



Figura 26. Un depósito con aspecto fallado, con una discordancia entre la Formación Méndez (Lutitas-Margas) y la Formación Velasco (Arenas).

#### *IV.1.2.2. Formación Chapopote-Tantoyuca (CeoC-T).*

**Descripción litológica:** Esta formación está constituida por capas delgadas de arenisca de grano medio a conglomerático. Se presenta de color crema, que intemperiza a pardo. Se caracteriza por exhibir un intemperismo esferoidal. Incluye intercalaciones de pedernal negro. En la cima estratigráfica hay un conglomerado formado, en su mayoría, por rodados muy redondeados.

En muestra de mano se observa como una arenisca intensamente alterada, compuesta principalmente por cuarzo anguloso mal clasificado, cementado con aglutinante calcáreo, y abundante pedernal negro.

**Distribución geográfica:** Aflora en el Municipio de Aldama, al NE del área de estudio, en los poblados de San Rafael, Nuevo Progreso (La Gaviota), La Muralla, Cuestas, Veinte de Febrero y El Verde. Se encuentra aflorando en el punto 21 (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Presenta fauna fósil de foraminíferos que la sitúan en el Eoceno Superior (Moreira-Rivera et al., 1997). Subyace discordantemente a la Formación Mesón del Oligoceno. Esta unidad ha sido asignada a al Eoceno Tardío con base a su contenido faunístico (Moreira-Rivera et al., 1997).

#### *IV.1.2.3. Formación Mesón (CoM).*

**Descripción litológica:** Está compuesta por lutitas y margas arenosas estratigráficamente debajo de arenisca calcárea. En la cima estratigráfica contiene una coquina en una matriz calcárea. Presenta espesores promedio de 140 m. Esta unidad se desarrolló en una zona sublitoral interna y externa de aguas tropicales.

En muestra de mano se presenta como una caliza-lutita de color gris azul de grano fino y medio. Contiene conchas de bivalvos, corales y foraminíferos.

**Distribución litológica:** Aflora en las cercanías a línea costa del municipio de Aldama, en localidades como Agua Zarca, Santa Isabel, El Retiro, El Noventa, El Encanto, Los Jaguares y El Paraíso. Se observó esta unidad en el punto 26 de la zona de estudio (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Por su contenido de fauna fósil se sitúa en el Mioceno Inferior. Descansa discordante sobre la Formación Palma Real y subyace a la Formación Oackville-Lagarto. Por su contenido de foraminíferos se infiere una edad del Mioceno (PEMEX, 1988).

#### *IV.1.2.4. Serie Infraturada.*

**Descripción litológica:** esta serie magmática está conformada por rocas intrusivas hipabisales. Esta contiene rocas de textura afanítica-fanerítica, con minerales de plagioclasa, olivino y ferromagnesianos. Destacan los feldespatos alcalinos y fenocristales de nefelina. Los cristales de feldespato alcalino subhedral se encuentran en una matriz fina, aunque se identificaron pequeñas cantidades de nefelina anhedral en la matriz de algunas muestras. Los minerales máficos generalmente constituyen menos del 10% de estas rocas y están compuestos en gran parte de hornblenda con pequeñas cantidades de biotita y piroxeno en algunos especímenes. La magnetita se encuentra en la matriz de todas las muestras examinadas. Se observan formando bloques, mesetas o coronando casquetes. Estas rocas tienden a formar pequeñas estructuras semicirculares, de las cuales se obtuvieron cuatro muestras.

La primera de ellas, la ST-10, es una sienita de grano medio y está compuesta de cristales de feldespato alcalino tabular subhedral. El piroxeno verde anhedral, el anfíbol y la biotita marrón son intersticiales a los fenocristales de feldespato y se

encuentran en menor cantidad. Esta muestra se procesó para hacer fechamientos, pero no se encontraron circones en ella. Aflora al N de la localidad de Las Yucas, al NW del municipio de Aldama (Fig. 17).

La muestra ST-12B es un gabro de grano medio con su característico color verde oscuro a negro. Contiene principalmente piroxenos, y la plagioclasa se puede distinguir por presentar tonos claros o grisáceos. La roca presenta una textura porfírica, con fenocristales de varios milímetros de tamaño.

La muestra ST-12C consiste es un gabro nefelinico que posee textura porfírica, encontrándose fenocristales tanto de plagioclasa de 1 mm, como de clinopiroxeno en prismas negros. Comúnmente los feldespatoideos presentes son la nefelina y la leucita. Tiene un aspecto de color gris a negro, a menudo porosa, de grano fino con fenocristales.



Figura 27. Afloramiento de un posible cono de escoria muy vesicular, corresponde a una lava basáltico fisural, denso, compacto, de textura afanítica.

La muestra ST-13 es un gabro de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa alargados, olivino y augita, restringidos en una matriz fina. Destaca la presencia de una textura traquítica marcada por la orientación preferencial de los cristales de la matriz.

En la muestra ST-15 se observa un gabro nefelinico similar al de la muestra ST-12C. Posee textura porfirítica, con fenocristales tanto de plagioclasa de grano medio, como de clinopiroxeno. Los feldespatoides presentes son nefelina y leucita. Su aspecto en muestra de mano es a menudo poroso, de color gris a negro.



Figura 28. Imagen de una roca con fracturamiento columnar y algunos horizontes con estratificación, estas rocas pertenecen a la Serie Sie (TeoSi), en este caso fue la toma de la muestra ST-22.

La muestra ST-22 es una sienita de grano fino. Los fenocristales de nefelina y feldespato alcalino están presentes. Los fenocristales con forma euhédrica de feldespato alcalino tienen hasta 0,05 mm de largo. La matriz está compuesta de cristales de feldespato alcalino subhedral. Se obtuvo la muestra al NE del área de estudio, cerca de la localidad de El Olivo, el municipio de Aldama (Fig. 17).

Se colectó la muestra ST-24, se trata de una sienita con textura de grano fino y matriz microcristalina. Destaca el aspecto claro, debido a la abundancia de feldespato alcalino, con un porcentaje muy bajo de minerales máficos entre los fenocristales. Está compuesta fundamentalmente por feldespato alcalino como anortoclasa. Algunos minerales máficos que se observan son biotita, anfíboles y

clinopiroxeno. Aflora al NW del municipio de Aldama y González, en la porción NE del área de estudio (Fig. 17). Esta muestra fue procesada para fechamientos U-Pb, pero no presentó circones.



Figura 29. Imagen en la que se puede observar la abundancia de rodados/caídos de lo que parece ser rocas pertenecientes a la Serie Infraturada, tienen una textura similar la muestra ST-22.

La muestra ST-26 es una sienita muy similar a la ST-10 pero, a diferencia de esta, se encuentra muy erosionada sin minerales máficos. Tiene grano fino y está compuesta por cristales de feldespato alcalino y nefelina, en menor cantidad. Aproximadamente el 5% de la matriz está compuesta de anfíboles verdes. En la porción NE del área de estudio, en la localidad de Las Yucas se encontró la muestra ST-26.





Figura 30. Afloramiento de la muestra ST-26, con fracturamiento columnar. Las fracturas se observan inclinadas. La muestra está muy erosionada y no quedan minerales máficos en la muestra de mano.

**Relación estratigráfica:** esta serie aflora en la parte sureste y noroeste del área de estudio. En la primera forman mesas aisladas que sobresalen del terreno circundante como remanentes de cuerpos rocosos de mayores dimensiones. En la segunda, la actividad volcánica fue más variada y originó derrames de lava que formaron mesetas burdas, domos y conos cineríticos.

#### *IV.1.2.4. Formación Reynosa (CpIR).*

**Descripción litológica:** Conglomerados constituidos por fragmentos de caliza y de rocas ígneas de composición riolítica. Se encuentran sedimentos continentales con granulometrías que varían de gravas a arcillas. Es una mezcla de gravas cementadas por limo carbonatado, calizas, areniscas, arenas conglomeráticas, pedernal, rocas ígneas; todos ellos soportados por una matriz arcillosa con espesores que varían de 10 a 30 m. Su depósito se efectuó durante el Plioceno en un ambiente continental, en donde ríos y arroyos acarrearón los sedimentos hacia las partes más bajas, dando origen a grandes abanicos deltaicos.

En muestra de mano se observa que es una caliza blanca con nódulos calcáreos de 3-5 cm de diámetro, de color crema-marrón, en una matriz arcillo-arenosa.

**Distribución geográfica:** Las rocas de esta unidad se distribuyen en el sureste de la ciudad de Linares, Nuevo León, y en las inmediaciones de los municipios de Ciudad Victoria y Reynosa, Tamaulipas. Aflora al noreste del área de estudio en diversas localidades del Municipio de González como El Tepehuaje, San Isidro, Chapingo, entre otros poblados. Se encuentra en el punto 29 del área de estudio (Fig. 17).

**Relación estratigráfica y edad:** Diversos autores concuerdan en que los contactos de la Formación Reynosa, tanto en la cima como en la base, son discordantes (Santiago-Carrasco *et al.*, 2000; Herrera Monreal, 2003; Lopez-Garcia, 2004). En este caso se encuentra en contacto discordante sobre la Formación Mesón. Se le asigna una edad pliocénica (Herrera-Monreal *et al.*, 2003).



Figura 31. Imagen de la formación Reynosa (CplR), constituida por fragmentos de caliza y de rocas ígneas de composición riolítica-ignimbrítica, se encuentran sedimentos con granulometrías que varían de gravas a arcillas.

#### IV.1.2.5. Serie Saturada.

**Descripción litológica:** son una serie de rocas de grano fino y porfirítico con fenocristales de piroxenos y una matriz compuesta de plagioclasas, clinopiroxeno, biotita y cuarzo. Se le considera una serie saturada porque los magmas contenían suficiente sílice como para que haya cristalizado cuarzo. La composición de las rocas es granítica. Más del 50% de las rocas contienen plagioclasa alterada. El

feldespato alcalino se encuentra en la matriz de todas las muestras. El feldespato alcalino parece representar menos del 10 al 20% de las muestras examinadas. La plagioclasa también domina la matriz, que también incluye clinopiroxeno en <10%, hornblenda y en menor cantidad biotita. La magnetita es muy común en la matriz de todas las rocas. Raramente se observaron fenocristales de piroxeno y hornblenda en la misma roca. El feldespato alcalino se encuentra en la matriz, pero es difícil de identificar en lamina delgada. A continuación, se enlistan y describen las muestras que conforman a la serie saturada.

ST-01 es un sieno-granito con marcado carácter porfídico, pudiéndose identificar fenocristales de plagioclasa grises y de cuarzo con brillo vítreo, además de algunos cristales de biotita. La matriz está conformada por vidrio volcánico y pequeños cristales de plagioclasa. La muestra de mano esta algo intemperizada por lo que hay minerales alterados. Aflora en la parte centro del área de estudio, en el límite de la localidad de La Torrecilla, en el punto 1 (Fig. 17).



Figura 32. Imágenes de las rocas intrusivas correspondientes a la Serie Saturada de grano fino y porfirítico con fenocristales de piroxenos y una matriz compuesta de plagioclasas, clinopiroxeno, biotita y poco o nada de cuarzo.

La ST-02 es una sienita de grano fino. Los fenocristales de feldespato alcalino están presentes. Los fenocristales con forma euhédrica de feldespato alcalino tienen hasta 0,05 mm de largo. La matriz está compuesta de cristales de feldespato alcalino subhedral. Se obtuvo la muestra en la comunidad de La Morita, al NW de Aldama,

corresponde al SE del área de estudio (Fig. 17). Esta es una de las muestras que fueron fechadas por el método U-Pb, la isócrona muestra una edad de  $38.5 \pm 0.11$  Ma (Fig. 29).

Los datos de U-Pb de 16 granos de circón de esta muestra ST-02 graficados en un diagrama de Wetherill (Fig. 29) muestran relaciones entre 0.04 y 0.05 de  $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{Pb}$  con edades discordantes. En el diagrama de concordia muestra una edad de intercepta inferior de  $36.53 \pm 0.54$  Ma y una edad de intercepta superior de  $2415 \pm 283$ , con la desviación media ponderada al cuadrado (MSWD) de 2.3 (Fig. 29). La edad definida por la intercepta inferior,  $36.53 \pm 0.54$  Ma, concuerda con la edad obtenida de la isócrona de  $38.5 \pm 0.11$ Ma con MSWD de 3.14. Los valores de MSWD, indican que las edades están dispersas con respecto a las incertidumbres analíticas establecidas, pero dentro de un rango aceptable.

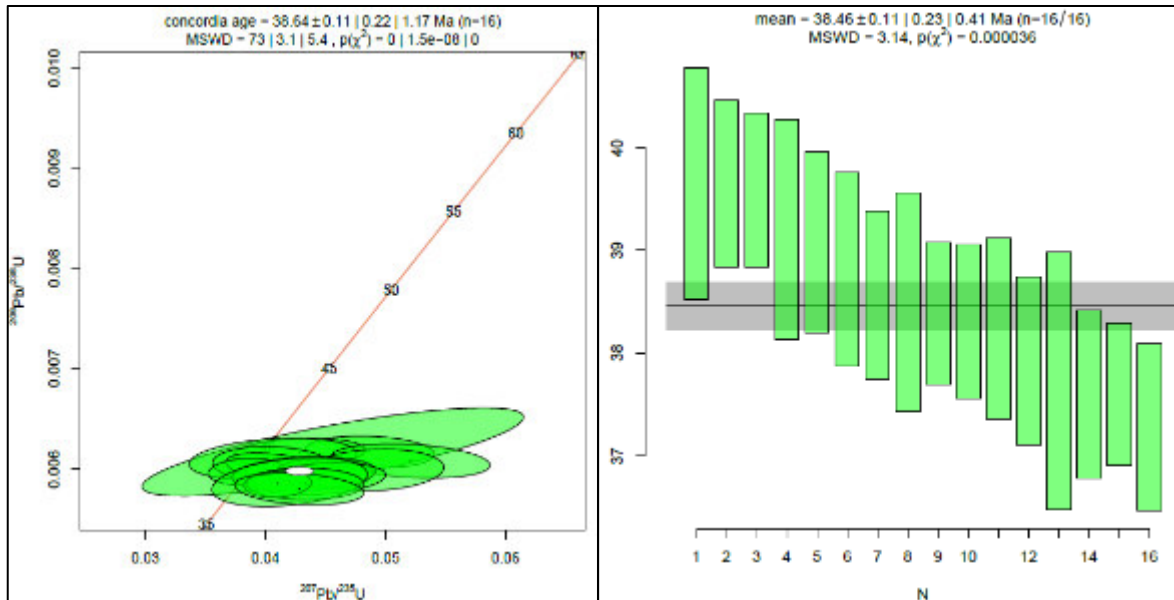


Figura 33. Fechamiento por el método U-Pb en circones, realizados en muestras de Sienita Nefelinica (ST-02), perteneciente a la unidad litológica de Serie Infraturada (CeoSI).

ST-04 es un sieno-granito con textura hipocristalina y perlítica, con fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo. Tiene colores grises blanquecinos. La matriz está conformada por vidrio volcánico y pequeños cristales de plagioclasa. Al NE de la localidad de La Torrecilla, en la parte central del área de estudio, en el punto 3, se obtuvo la muestra ST-04 (Fig. 17). Esta muestra se procesó para obtener circones; sin embargo, no se encontraron.

ST-06 es una sienita de grano medio alterada por intemperismo. Su matriz esta mayormente compuesta por plagioclasa y máficos. También hay feldespato alcalino y nefelifina intersticial. Aflora al N de Aldama, corresponde al S del área de estudio (Fig. 17). Esta muestra también fue tomada en cuenta para fechamiento por el método U-Pb, la isócrona muestra una edad de  $22.55 \pm 0.14$  Ma (Fig. 30).

Los datos de U-Pb de 15 granos de circón de esta muestra ST-06 graficados en un diagrama de Wetherill (Fig. 30) muestran relaciones entre 0.03 y 0.05 de  $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{Pb}$  con edades discordantes. En el diagrama de concordia muestra una edad de intercepta inferior de  $18.90 \pm 0.55$  y una edad de intercepta superior de  $4505 \pm 215$  con la desviación media ponderada al cuadrado (MSWD) de 7.3 (Fig. 30). La edad de la intercepta inferior,  $18.90 \pm 0.55$  Ma, está en sintonía con la edad obtenida de la isócrona de  $22.55 \pm 0.11$ Ma con MSWD de 10.7. Los valores de MSWD, indican que las edades están dispersas con respecto a las incertidumbres analíticas establecidas.

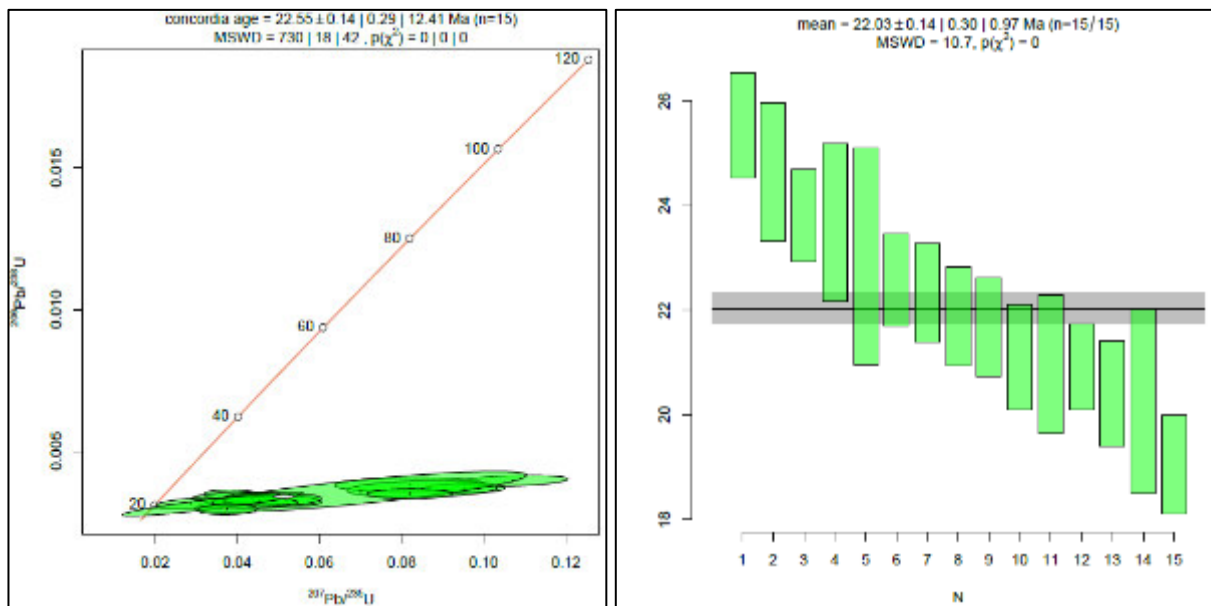


Figura 34. Fechamiento por el método U-Pb en circones, realizados en muestras de Sienita (ST-06), perteneciente a la unidad litológica de Serie Saturada.

ST-08 es un sieno-granito que se compone predominantemente de cuarzo, feldespato potásico y biotita. Se caracteriza por presentar textura porfiritica, donde los fenocristales son de cuarzo, sanidina, biotita y plagioclasa, envueltos en una

matriz vítrea. Aflora al NE de Aldama, en el N del área de estudio en la localidad de Llera al poniente en el punto 5 (Fig. 17).

ST-14 se trata de un monzo-granito de feldespato alcalino, suavemente gris, con textura granular porfirítica. Se componen de ortoclasa, cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, magnetita y accesorios como apatita y anfíboles. Esta muestra se obtuvo en la parte N del área de estudio en el punto 9, al NE de Aldama entre las localidades de Llera al Poniente y La Torrecilla.

ST-16 es un monzo-granito en la que se identifican cuarzo, feldespato potásico y biotita. Muestra una textura porfirítica, donde los fenocristales son de cuarzo, sanidina, biotita y plagioclasa, envueltos en una matriz vítrea. Aflora al N del área de estudio en el punto 20, al NE del municipio de Aldama, en el límite entre las localidades de Llera al Poniente y La Torrecilla.

ST-18 resalta como un monzo-granito de feldespato alcalino de color gris claro, con textura porfirítica. Está compuesto principalmente de ortoclasa, cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, magnetita y minerales accesorios como apatita y anfíboles. Los feldespatos están alterados por el intemperismo que se ven en la matriz compuesta en su mayoría por plagioclasa. Esta muestra se tomó entre las localidades de Llera al Poniente y La Torrecilla, al noreste del municipio de Aldama, en la porción norte del área de estudio en el punto 22.

ST-28 y ST-29 son rocas muy similares con contenido modal distinto. La ST-28 es un sienogranito que se compone predominantemente de cuarzo, feldespato potásico y biotita. Se caracteriza por presentar una textura porfirítica, donde los fenocristales son de cuarzo, sanidina, biotita y plagioclasa, envueltos en una matriz vítrea. La muestra ST-29 es un monzo-granito con textura hipocristalina y perlítica, con fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo. Tiene colores grises blanquecinos. La matriz está conformada por vidrio volcánico y pequeños cristales de plagioclasa. Muestran colores grises blanquecinos a levemente rosados por el contenido de feldespato potásico. Afloran al NE de Aldama, en la porción N del área de estudio en los puntos 38 y 39 cerca de las localidades de Llera al Poniente y La Torrecilla.

**Relación estratigráfica:** Las rocas de la serie saturada afloran en forma de grandes domos en la parte central del área de estudio, atraviesan las rocas sedimentarias del Cretácico en forma muy notoria, en forma de diques y cuellos volcánicos. Éstos pueden relacionarse con toda la actividad ígnea desarrollada en la región durante el Cenozoico, ya que los diques se asocian con el emplazamiento de los domos y los cuellos con actividad volcánica. En la parte centro-oriental del área es donde se encuentra con mayor frecuencia, ya que en este lugar existe un enjambre de diques y cuellos volcánicos de consideración.

### V.3. Petrología.

En este apartado se realizó el análisis petrográfico de todas las muestras del área de estudio de las que se obtuvieron lámina delgada. Esto con el objetivo de clasificar cada muestra de las series magmáticas presentes en la ST según su moda. Se hizo énfasis en reconocer a los feldespatoideos.

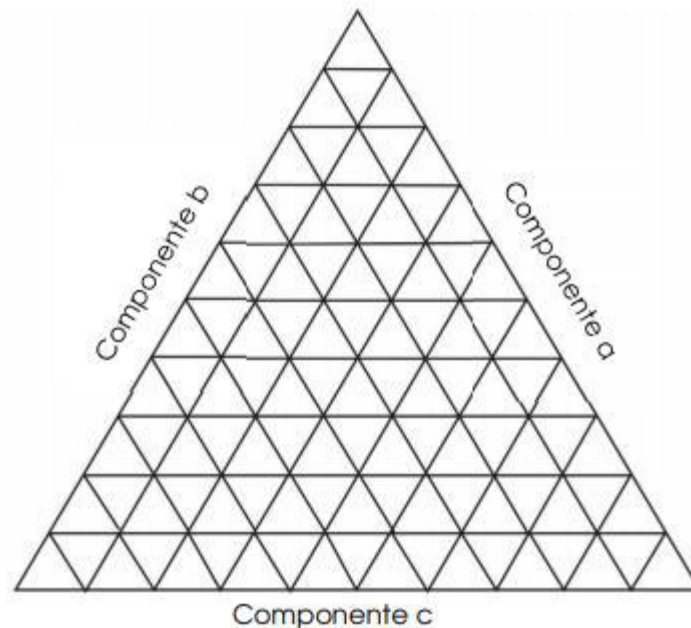


Figura 35. Diagrama triangular con 3 lados divididos en 10 partes iguales.

Al realizar la petrografía se clasificaron las rocas utilizando diagramas ternarios. Estos diagramas tienen forma de un triángulo equilátero. Sus lados representan tres componentes de un sistema a estudiar. El porcentaje relativo de cada una de esas tres componentes se cuantifica en uno de los tres lados del diagrama ternario (Fig. 36).

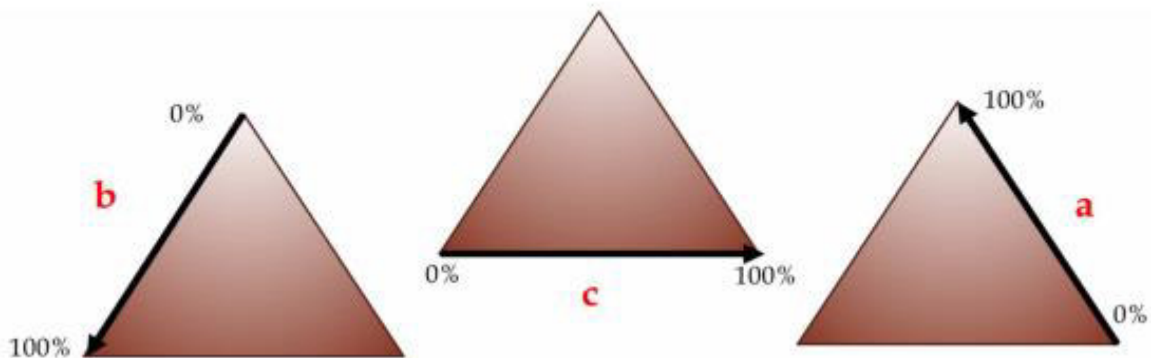


Figura 36. Ejemplo de localización de un punto en un diagrama triangular.

La suma del porcentaje relativo de cada una de las variables implicadas siempre es igual a una constante K. Por más comodidad, los valores suelen indicarse en porcentaje siendo la constante en ese caso 1,0 o 100%. De este modo, si tenemos una muestra con la siguiente proporción en los componentes a, b y c, la localizaremos en un punto específico (Fig. 37).

Para poder obtener dicho resultado, se debe dividir cada uno de los lados del diagrama en 10 partes iguales. En este caso, se divide en 10 partes al estar hablando de porcentajes. La concentración de cada componente crece en sentido antihorario, por lo que, al inicio, la concentración de dicho componente es 0%, siendo el extremo opuesto del lado del triángulo el que presenta una concentración del 100%, para cada uno de los componentes: a, b y c (Fig. 38).



a	20%
b	50%
c	30%
$\Sigma$	100%

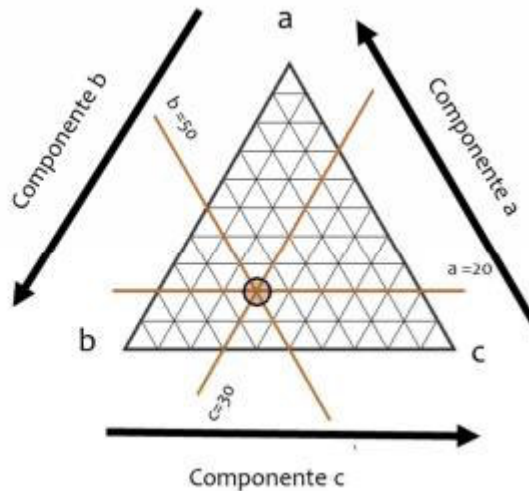


Figura 37. Subdivisión de los diferentes lados de un diagrama ternario o triangular.

El diagrama QAFP es un diagrama ternario utilizado para la clasificación de las rocas ígneas. Estos diagramas están configurados con dos triángulos ternarios contiguos en los que Cuarzo y Feldespatoides son compuestos antagónicos que no pueden estar juntos para la clasificación de una roca. El término QAFP se corresponde con los principales grupos de minerales de este tipo de rocas:

- “Q” representa al cuarzo (*quartz*) y a otros minerales de  $\text{SiO}_2$ .
- “A” representa al feldespato alcalino (*alkali feldspar*), en el que se incluyen los feldespatos potásicos como la ortoclasa, hialofano y anortoclasa.
- “F” representa a los feldespatoides, como la leucita, calsilita, nefelina, sodalita, noseana, hauyna, cancrinita, analcima y los productos de transformación de estos minerales.
- “P” representa a la plagioclasa (feldespato de calcio y sodio, incluyendo a la albita, andesina, anortita, oligoclasa, bytownita y labradorita).

Para aplicar el Diagrama QAPF, o también conocido como Diagrama de Streckeisen, se debe de estimar el porcentaje relativo del cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y feldespatoides. La metodología utilizada para la estimación relativa de los minerales (moda) fue el método de conteo por punto.

El contenido mineral, la composición química y la textura, junto con la forma y el tamaño del mineral, constituyen las principales propiedades de las rocas

consideradas. El análisis modal es uno de los métodos más comunes para la clasificación de rocas, es importante para establecer tendencias evolutivas; proporciona dos series de datos de la siguiente manera: (a) cantidades relativas de minerales formadores de rocas y (b) distribución microscópica del tamaño de grano de las rocas. El conocimiento de las proporciones relativas de las fases minerales en una muestra de roca es indispensable para su clasificación.

El conteo de puntos es el método estándar para establecer la proporción modal de minerales en muestras de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de grano grueso. Esto requiere que se realicen observaciones en posiciones regulares de la muestra, es decir, en las intersecciones de la lámina delgada. En cada posición, se decide a qué mineral pertenece el punto de cuadrícula respectivo. Contando el número de puntos encontrados para cada mineral, es posible calcular los porcentajes que estos valores representan del total de puntos contados. Estos porcentajes representan las proporciones relativas aproximadas de los minerales en una roca. Antes de iniciar el procedimiento de conteo, se debe establecer el número de puntos en base al tamaño del grano más pequeño de cada fase mineral presente en la muestra. En este estudio se utilizó una retícula puesta en una fotografía a través de un editor de imágenes (InkScape). Las dimensiones de la retícula puesta sobre la imagen fue de 100 mm x 50 mm para tener un total de 2000 puntos de intersección considerados para este conteo.

Una vez que se estimó la composición porcentual de todos los minerales, para cada una de las muestras, se recalcularon únicamente teniendo en cuenta los minerales de interés (Fig. 38). Una vez recalculados los porcentajes de los 3 componentes a introducir en el diagrama, se proyectaron en el diagrama (Fig. 39).

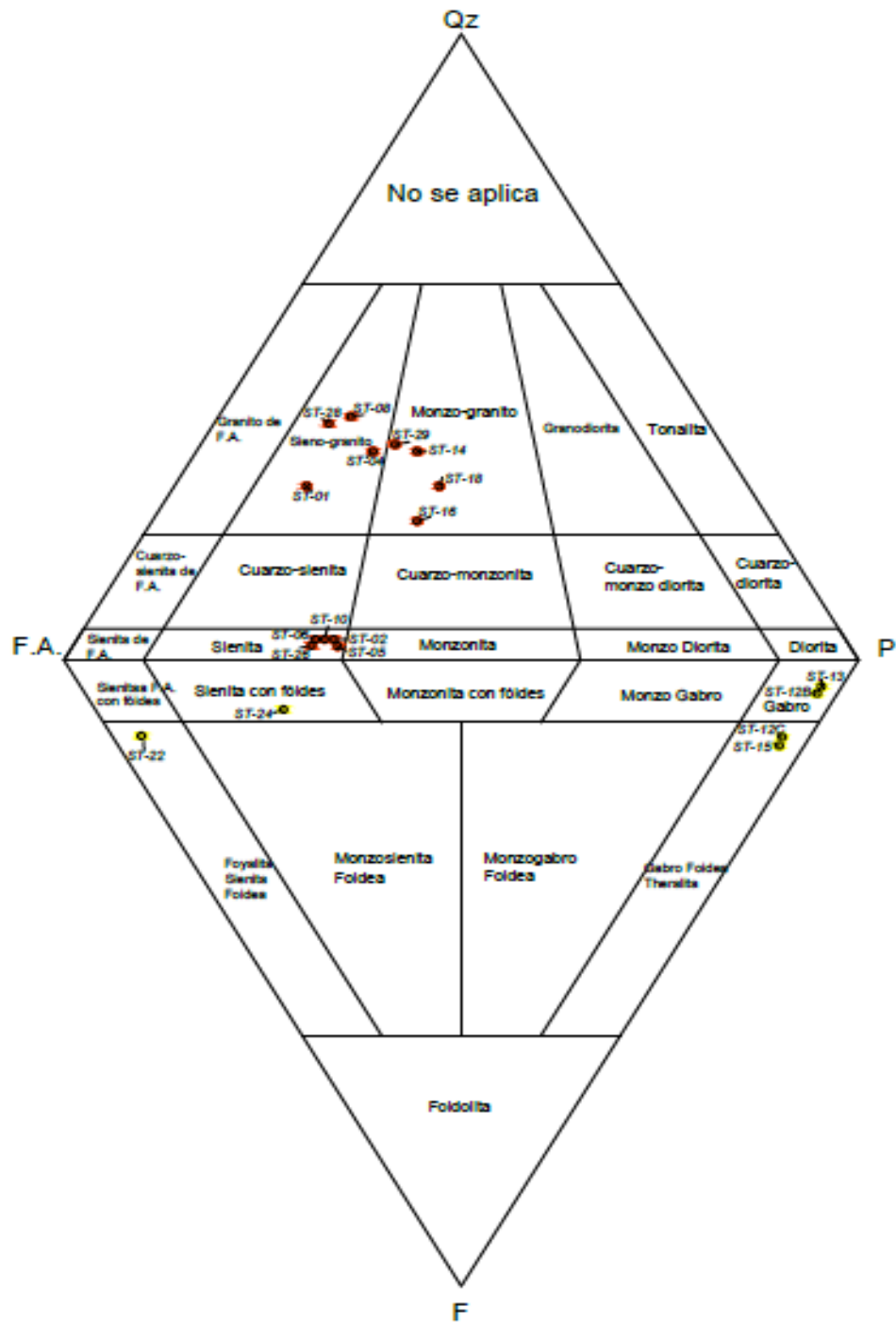


Figura 38. Diagrama QAPF (Diagrama de Streckeisen) modificado para clasificar rocas intrusivas y extrusivas, correspondientes al área de estudio.

## Capítulo V. Discusión y Conclusión.

### V.1. Discusión.

Los estratos calcáreos de la Sierra de Tamaulipas sirvieron como roca encajonante de las rocas intrusivas. Tanto las rocas intrusivas como las extrusivas del Terciario que fueron analizadas en este estudio pueden clasificarse de acuerdo con su contenido de cuarzo y feldespatoides en dos series magmáticas: la Serie saturada y la Serie infrasaturada.

La Serie Saturada es compuesta por sieno-granitos, monzo-granitos y sienitas de las que se obtuvieron 8 muestras para análisis. Las rocas de esta serie contienen: plagioclasa, feldespato alcalino cuarzo, clinopiroxeno (egirina-augita, biotita) y óxidos de hierro. Suelen tener grano fino y textura porfirítica. Sus fenocristales son de egirina-augita embebidos en una matriz compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno, biotita y un contenido reducido o prácticamente nulo de cuarzo. El feldespato alcalino se encuentra en la matriz de todas las muestras.

La Serie Infrasaturada está conformada por rocas con una mayor variación en su moda, incluyendo sienitas nefelínicas, gabros nefelínicos y gabros, de acuerdo con el análisis de 10 muestras. Son rocas plutónicas que tienen textura de grano fino a porfiríticas con matriz afanítica y fenocristales de piroxenos y feldespatoides. Los cristales de feldespato alcalino se encuentran soportados por un matriz fina, aunque se identificaron feldespatoides también.

De acuerdo con el análisis petrográfico se observó que las sienitas contienen: feldespato k (ortosa, plagioclasa), anfíboles (Hornblenda), clinopiroxenos (augita, biotita), ortopiroxenos (enstatita), óxidos de hierro y un contenido pobre de feldespatoides (nefelina). Los gabros muestran: feldespato k (ortosa, plagioclasa), anfíboles (hornblenda), clinopiroxenos (augita, biotita), ortopiroxenos (enstatita), feldespatoides (nefelina, haüyna, leucita) y óxidos de hierro.

El relativamente alto contenido de feldespato potásico en las rocas de la serie saturada, definida por las composiciones monzo-graníticas y sieno-graníticas, al igual que por la presencia de feldespato alcalino en la matriz de prácticamente todas

las muestras obtenidas, sugiere que podrían clasificarse como granitos y sienitas alcalinos.

Utilizando los índices geoquímicos de alcalinidad (AI) y de saturación de sílice-feldespatoides (FSSI), de acuerdo con Frost y Frost (2008), se pueden discriminar las rocas metaluminosas de las rocas peralcalinas y las rocas saturadas de las rocas infrasaturadas. El esquema de clasificación se puede aplicar a toda la gama de rocas feldespáticas; es decir, rocas en las que los feldespatos (cuarzo o feldespatoides) son los minerales dominantes. Sin embargo, haciendo referencia a estos índices solo podemos inferir cuales podrían ser los magmas parentales de las rocas alcalinas que se encuentran en la ST.

De las 7 muestras procesadas para realizar fechamientos isotópicos por el método U-Pb solo 2 presentaron circones, ambas pertenecientes a la serie saturada.

La muestra ST-02 (Sienita) arrojó una edad de  $38.4 \pm 0.11$  Ma. Los datos de U-Pb de 16 granos de circón se analizaron, graficados en un diagrama de Wetherill. La edad de intercepción inferior,  $36.53 \pm 0.54$  Ma, está de acuerdo con la edad obtenida de la isócrona de  $38.5 \pm 0.11$  Ma con MSWD de 3.14.

Mientras que la muestra ST-06 (Sienita) mostró una edad de  $22.55 \pm 0.14$  Ma. En la muestra ST-06, los datos de U-Pb de 15 granos de circón se analizaron, graficados en un diagrama de Wetherill. La edad de intercepción inferior,  $18.90 \pm 0.55$  Ma, está de acuerdo con la edad obtenida de la isócrona de  $22.55 \pm 0.11$  Ma con MSWD de 10.7. Los valores de MSWD, indican que las edades están dispersas con respecto a las incertidumbres analíticas establecidas, pero dentro de un rango aceptable.

Las edades obtenidas para las sienitas de ca. 38 a 23 Ma implica que la contribución de los magmas parentales de la serie saturada estuvo vigente al menos 15 millones de años durante la formación de la ST.

Rocas con una composición similar a las sienitas, pero volcánicas, fueron reportadas por Camacho-Angulo (1987) en la Sierra de San Carlos. Se trata de latitas con edades K-Ar en roca total de  $19.8 \pm 1.0$  y  $23.0 \pm 1.0$  Ma.

Por otro lado, también se han reportado rocas en los alrededores de la ST con equivalencias composicionales a la serie infrasaturada. Por ejemplo, a 70 km al

suroeste de la ST, Cantagrel y Robin (1978) fecharon una nefelinita en el Cerro del Bernal en  $28.0 \pm 0.8$  Ma por el método de K-Ar en roca total.

La petrografía de las rocas de la ST, con un relativamente alto contenido de álcalis, y las relaciones petrogenéticas de las rocas de ambas series sugieren un ambiente intraplaca para la formación de los magmas de la ST, al menos desde la mitad del Eoceno hasta el Oligoceno Superior. Este panorama, sin embargo, no concuerda con datos geoquímicos reportados por Viera-Décida y Ramírez-Fernández (1998) en rocas del complejo plutónico El Salvador, al noroeste de la ST, del cual fue obtenida la muestra ST-02. Tales datos incluyen arcnigramas de elementos incompatibles con anomalías negativas de Nb, que es una firma geoquímica típica de zonas de subducción (Rollinson, 1993).

## **V.2. Conclusión.**

El estudio realizado en las rocas al sur y oriente de la Sierra de Tamaulipas pueden agruparse en las series saturada e infrasaturada, cuya génesis y ambiente tectónico asociado pueden ser excluyentes. Es probable que las rocas de la serie infrasaturada pudieran provenir de la cristalización en la corteza inferior de magmas parentales toleíticos o de basaltos transicionales o, en el caso de las sienitas nefelínicas, de basaltos alcalinos o basanitas. Esta última alternativa implicaría una fuente de manto enriquecido, ajeno a la presencia de una losa subducida.

Más estudios son requeridos para poder definir una historia coherente sobre la evolución magmática de la Sierra de Tamaulipas y, a nivel regional, sobre la PAOM.

## **Bibliografía.**

- Alegret, L., Thomas, E., 2001, Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico: *Micropaleontology*, 47(4), 269-316.
- Alfonzo-Zwaziger J. A., 1978; *Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido. Boletín Asoc. Mex. Geol. Petroleros. V 30 No. 1 y 2.*
- Anderson J. L., 1983; Proterozoic Anorogenic Plutonism of North America. In Menderis L, G., Byers C.W., Mickelson D. M. and Shanks W.C. (eds.) *Proterozoic Geology; Selected Papers From An International Proterozoic Symposium. GSA Memoir 161: 133-154.*
- Anderson T. H. y 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* 94: 941-966.
- Aranda-Gómez, J. J., Carranza-Castañeda, O., Luhr, J. F., Housh, T.B., 2002a, Origen de los sedimentos continentales en el valle de Jaumave, Tamaulipas: *Geos*, v. 22, p. 327.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 57, p. 187-225.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México: *Geofísica Internacional*, 37, 283-292.
- 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, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340*, 197-210.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 299-319.
- 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*, 25, 49-63.

- Barboza Gudiño, J.R.; et al. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern México: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, October 2010, v. 6; No. 5, pp. 621-640.
- Barker, D.S., 1977. Northern trans-Pecos magmatic province: introduction and comparison with the Kenya Rift. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1421-1427.
- Barker, D.S., 1979b. Cenozoic magmatism in the Trans-Pecos Province: relation to the Rio Grande Rift. En: RIECKER, R.E. (Ed.). *Rio grande Rift: Tectonics and Magmatism*. Am. Geophys. Union: 382-392.
- Bloomfield, K., Cepeda-Dávila, L., 1973, Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico: *Geological Magazine*, v. 110, p. 551-555.
- Bondelos, A.J., 1956, Notas sobre la geología de la Sierra Madre en la sección Zimapán Tamazunchale (libro guía), en XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F.: México, D.F., Excursiones A-14 y C-6, 293-309.
- Burbach G. Frohlich, C., Pennington., Matumoto, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Coco's Plate. *J. Geophys. Res.* 89(B9), 7719-7735.
- Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., 1984, Estratigrafía-Sedimentología de la Cuencas Terciarias: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 36(2), 3-55.
- Carrasco-Velázquez, B.E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., Solé-Viñas, J., 2008, Estratigrafía de la Formación Metztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1), 83-99.
- Camacho-Angulo, F., 1987, Estudios geológicos regionales y semidetalle alrededor del Sitio de Barra El Tordo, Tamaulipas, p. 57-67.
- Camacho-Angulo, F., 1993, *Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México: Veracruz, Ver., Comisión Federal de Electricidad, Subdirección Técnica, Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil, Subgerencia de Estudios Geológicos, Departamento de Geología, Zona Golfo, 169 p.*
- Cameron K. L., Cameron M., Bagby W. C., Moll E. J., 1980; *Petrologic Characteristics Of Mid-Tertiary Volcanic Suites, Chihuahua, Mexico: Geology* 8: 87-91.
- Carrillo Bravo, B.J. (1961). Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, pp. 1-98.
- Carrillo Bravo, B.J. (1965). Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17, pp. 73-96.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles San Luis Potosí, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-6), 102 p.
- Cantagrel, J.-M., Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks- relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 99-114.



- Cepeda-Dávila, L., Padilla-Lara, P. & Bloomfield, K., 1975, Complejo Alcalino de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, Conv. Nac. Acapulco, Gro., AIMMGM, Mem. XI, 332-372.
- Centeno-Garcia, E. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 436, 279.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis doctoral, 266 p., 1 mapa, 1 disco compacto.
- Clark, K. F., Foster, C. T., Damon, P. E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of America Bulletin, 93, 533-544.
- Coney, P.J. (1976). Plate tectonics and the Laramide Orogeny. New México. Geological Society Special Publication, v. 6, pp. 5-10.
- Daugherty F., 1963: La Cueva Intrusive Complex And Dome, Northern Coahuila, Mexico. GSA. Bull 74: 1429-1439.
- De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, Monografía, 60 p.
- De Cserna, Z. (1970). Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern México, in: Seewald, K.; Sundeen, D. Eds. The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford. Midland, West Texas Geological Society, pp. 99-117.
- Demant, A., Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, v. 75, p. 66-79.
- Dickinson, W.R., et al. (1988). Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. Geological Society of American Bulletin, v. 100, pp. 1023-1039.
- Dickinson, W.R. (2004). Evolution of the Northamerican Cordillera. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2004. v. 32, pp. 13–45 doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120257.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate Rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121.
- Echanove-Echanove, O., 1986, Geología petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I); Consideraciones Geológico Petroleras: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38(1), 3-39.

- Elías-Herrera, M., 1984, Rocas alcalinas y mineralización de lantánidos en el área El Picacho, Sierra de Tamaulipas: *Geomimet*, v. 127, p. 61-75.
- Elías-Herrera, M., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R., Sánchez-Zavala, J.L., 1990, Petrología y mineralización de Tierras Raras del complejo ígneo El Picacho, Sierra de Tamaulipas: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 108, p. 24-97.
- Elías-Herrera, M., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R., Sánchez-Zavala, J.L., 1991, Nepheline-rich foidolites and rare-earth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, northeastern Mexico: *Canadian Mineralogist*, v. 29, p. 319-336.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 241-270.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011. Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, p. 323-332.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central Mexico. *Geology*, v. 32, p. 77– 80.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., JacoboAlbarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 146, p. 284-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Friedlander, I. y R. A. Sonder, 1923. Uber das Vulkangebiet von San Martín Tuxtla in México. *Zeitsch. Vulkanol.*, 7 162-187.
- Frost, B. R., Frost, C. D., A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks, *Journal of Petrology*, Volume 49, Issue 11, November 2008, Pages 1955–1969.
- Frost, B. R. & Lindsley, D. H. (1992). Equilibria among Fe<sup>Ti</sup> oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. *American Mineralogist* 77, 1004<sup>1020</sup>.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033<sup>2048</sup>.
- Frost, B. R., Frost, C. D., Cornia, M., Chamberlain, K. R. & Kirkwood, R. (2006). The Teton<sup>Wind River</sup> domain: a 2<sup>68</sup>2<sup>67</sup> Ga active margin in the western Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 1489<sup>1510</sup>.

- Frost, C. D. & Frost, B. R. (1997). High-K, iron-enriched rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 647-650.
- Frost, C. D. & O'Nions, R. K. (1985). Caledonian magma genesis and crustal recycling. *Journal of Petrology* 26, 515-544.
- Frost, C. D., Frost, B. R., Chamberlain, K. R. & Edwards, B. R. (1999). Petrogenesis of the  $^{43}\text{Ga}$  Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771-1802.
- Garcia-Calderon, Jorge, 1974. Investigación Hidrológica de la Región de El Cardito-Zacatecas: UNAM. Fac. Ciencias. Tesis Doctoral, 62 p.
- Gastil R. G., Phillips R. P. y Allison E. C., 1975; Reconnaissance Geology Of The State Of Baja California: GSA Memoir 140, 170p.
- Geyne A. R., 1956: Las Rocas Volcanicas y Los Yacimientos Argentinos Del Distrito Minero De Pachuca-Real Del Monte, Estado de Hidalgo: Congreso Geologico Internacional. 20th EXC. A-3 y C-1, p. 47-57.
- Grajales Nishimura, J.M., Terrell, D.J., and Damon, P.E., (1992). Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1-18.
- Goguitchaichvili, A., Petronille, M., Henry, B., Valdivia, L. A., Morales, J., & Urrutia-Fucugauchi, J., 2007. Paleomagnetism of the Eastern Alkaline Province (Mexico): contribution to the time-averaged field global database and geomagnetic instability time scale. *Earth, planets and space*, v. 59, p. 775-783.
- Goldhammer, R.K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of México, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R.K.; Johnson, C.A. (2001). Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, in: Bartolini, C.; Buffler, R. T.; Cantú-Chapa, A. eds. *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, pp. 45-81.
- Goldhammer, R.K., et al. (1991). Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast México, a field guide-book. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- GÖTTE, M. y D. MICHALZIK. 1992. Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1991 (H. 6): 1445-1466.

- Heim, A., 1926.- Notes on the Jurassic of Tamazunchale. Informe inédito NE-M-225 Petróleos Mexicanos.
- Heim, A., 1940.- The front Ranges of the Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Eclog. Geol. Helvetiae*. Vol. 33 pp. 313-362.
- Henderson P., 1984; Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam 2: 488-493.
- Hernández P. D., Parga P. J. de J., and H. T. R.L. (1989), Estudio geológico minero de semidetalle-detalle zona central de la Asignación Picacho, Municipio de Villa de Casas, Tamaulipas. Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia Coahuila, Reporte inédito, 131 pp.
- Herrera-Monreal, J.C., Caballero-Martínez, J.C., Santiago-Carrasco, B., Ramírez-García, M.G., GonzálezReyes, B., 2003, Informe de la Carta Geológico-Minera, Río Bravo, clave G14-8, escala 1:250,000, estados de Nuevo León y Tamaulipas: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, Informe, 54 p.
- Humphrey, W.E., Díaz, T, 1956, Correlation of the Mesozoic strata of northeast Mexico. Correlation chart, en Laredo to Monterrey Field Trip: Corpus Christi Geological Society, Guidebook of the Annual Field Trip, May 11–12.
- Humphrey, E.W., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast Mexico, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 267, 152 p.
- Ice, R.G, McNulty, C.L., 1980, Foraminifers and calcispheres from the Cuesta del Cura and Lower Agua Nueva (?) formations (Cretaceous) in east central Mexico: Gulf Coast Association of Geologic Societies Transactions, 30, 403-425.
- Imlay, R.W., 1939, Upper Jurassic from Mexico: Geological Society of America Bulletin, 50, 1–78.
- Imlay, R.W., 1943, Upper Jurassic Ammonites from the Placer de Guadalupe district, Chihuahua, Mexico: *Journal of Paleontology*, 17(5), 527–543.
- Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E., Álvarez, M. and Díaz, G. T., 1948 Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 2 (9), 1750-1761.
- Imlay, R.W., 1952, Correlation of the Jurassic formations of the North America, exclusive of Canada: *Geological Society of America Bulletin*, 63, 953–992.
- Imlay, R.W., 1961, Late Jurassic ammonites from western Sierra Nevada, California: U.S. Geological Survey, Professional Paper, 374–D, Di–D30.
- Imlay, R.W., 1980, Jurassic Paleobiogeography of the Conterminous United States in its continental setting: U. S. Geological Survey, Professional Paper, 1062, 1–134.
- Imlay, R.W., 1984, Jurassic ammonite successions in North America and biogeographic implications, en Westermann, G.E.G. (ed.), *Jurassic–Cretaceous biochronology and*

paleontology of North America: Geological Association of Canada, Special Paper, 27, 1–12.

James, E. W., Henry, C. D., 1991, Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment: *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), 13561-13575.

Johnson C. A., 1989: Structural Analysis of the Fold and Thrust Belt in the Vicinity of Monterrey, Northeastern Mexico. Houston Texas, Exxon Production Research Company Report (Unpublished), 40 p.

Kemp, J.F., 1905, The copper deposits at San José, Tamaulipas, Mexico: *Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, v. 36, p. 178203.

Kim, Y., Miller, M. S., Pearce, F., & Clayton, R. W. (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(7).

Ledezma-Guerrero, O., 1967, Hoja Parras 13R-1(6), Resumen de la Geología de la Hoja Parras: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1:100,000, 1 mapa con texto.

LeFevre, L.V. and McNally, K.C. (1985). Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the middle america subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 90.

López-Ramos, E., 1956, Terciario marino del este de México (libro guía), en XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F.: México, D.F., Excursiones C-16, 94 p.

López-Ramos, E., 1979, Geología de México, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.

López-Infanzón, M., 1991. Petrologic Study of Volcanic Rocks from the Chiconquiaco–Palma Sola Area, Central Veracruz, Mexico. MS thesis, Tulane University, New Orleans, LA.

Manjarrez-Hernandez, P.P., Hernandez-De la fuente, R.A., 1989, Informe geológico final "Prospecto" Cardel. Mexico: Mexico, D.F., Petroleos Mexicanos, informe inedito, 193 pp.

Martínez-Paco, M., 2012, Análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en Cerro de Labradores Galeana, N.L., Sierra Madre Oriental: Linares, N.L., universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 121 pp.

McDowell F. W. y Clabaugh S. B., 1979: Ignimbrites of The Sierra Madre Occidental and Their Relation to the Tectonic History of Western Mexico: *GSA Special Paper* 180: 113-124.

McKee, J.W.; Jones, N.W.; Anderson, T.H. (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern México. *Geology*, v. 16, pp. 37-40.

- McKee, J.W.; Jones, N.W.; Anderson, T.H. (1999). Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México, in: Bartolini, C.; Wilson, J. L.; Lawton, T. F. eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, pp. 161-189.
- Meiburg, P., Chapa, G.J.R., Grotehusmann, I., Kustusch, T., Lentzy, P., Leòn, G.H., Mansilla, T.M.A., 1987, El basamento precretácico de Aramberri-estructura clave para comprender el dècollement de la cubierta Jurásica-cretácica de la Sierra Madre Oriental, México, Actas Fac. Ciencias Tierra U.A.N.L. Linares 2, p. 15-22.
- Mendoza-torres, A., Garcia-Gonzalez. J.F. 2010. Informe Geológico-Minero y geoquímico Xonacatlan. E14-B25, escala 1:50,000, estado de Puebla, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 90pp.
- Michalzik, D. (1988). Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, México: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Deutschland, Technischen Hochschule Darmstadt, Tesis Doctoral, 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 71 (3-4), 243-259, Elsevier, Netherlands.
- Mitre-Salazar, L.M., 1989, Secuencias estratigráficas invertidas en el área de la Presa del Junco, Estado de Zacatecas: Revista del Instituto de Geología, 8(1), 52-57.
- Mixon, R. B., G.E. Murray, T. Díaz, 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 43 (4), 757-771.
- Moran-Zenteno, D., 1982, Geología de la República Mexicana: México. Secretaria de Programación y Presupuesto Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ingeniería Coedición por convenio entre el instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática y la Universidad Nacional Autónoma de México 2a. Edición: México, D.F., agosto de 1985.
- Moreira-Rivera, F., Flores-Aguillón, G., Reyes-Reyes, N.A., Maldonado-Lee, J.M., Martínez-Rodríguez, L., Carrizales-Aguilar, A., De Santiago-Céspedes, J., López-Alba, L., 1997, Carta Geológico-Minera Ciudad Valles F14-8, San Luis Potosí, Querétaro, Veracruz, Hidalgo y Guanajuato: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, informe, 44 p.
- Muir J. M. 1934. Limestone Reservoir Rocks in the Mexican Oil Fields. Problems of Petroleum Geology, edit. By W. E. Rathert y F. A. Lahee. American Assn. Petrol. Geol.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 280 p.

- Nájera-Chiapa, H., 1952, Estudio de las formaciones del Eoceno en la Región de Poza Rica: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 4(3-4), 71-115.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.* 24, 477–575.
- Nelson, S.A., González-Caver, E., Kyser, K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from Los Tuxtlas Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, v. 122, p. 191– 211.
- Nelson, D.O., Nelson, K.L., Reeves, K.D. y Mattison, G.D., 1987. Geochemistry of Tertiary alkaline rocks of the eastern Trans- Pecos magmatic province, Texas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 72-92.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society America Bulletin* v. 93, p. 514-523.
- Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Petrone, C., 2003. The eastern alkaline province (Mexico) revised: Geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz state, en: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, p. 58.
- Orris, G.J., Grauch, R.I., 2002. Rare earth element mines, deposits and occurrences, v. 2, US Department of the Interior, US Geological Survey, 174 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán- Zenteno, D., Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2.000.000. 5a ed.: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite sureste del estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 2(1), 37-44.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México: University of Texas at Austin, Tesis doctoral, 217 p.
- Petróleos mexicanos (PEMEX), 1988, Estratigrafía de la república mexicana: Mesozoico: México D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229 pp.
- Price, J.G., Henry, C.D., 1984, Stress orientations during Oligocene volcanism in Trans-Pecos Texas: Timing the transition from Laramide compression to basin and range tension: *Geology*, 12, 238–241.
- Ramírez-Fernández, J. A., 1997, Volcanismo intraplaca típico de la planicie costera del Golfo de México; Sierra de Tamaulipas: *Actas INAGEQ*, 3, 232

- Ramírez-Fernández, A.R., Keller, J., Hubberten, H.W., 2000. Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, v. 17, p. 4565.
- Ramírez-Fernández, J.A., Romer, R., Viera- Décida, F. y Orozco-Esquivel, M.T., 1998. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Caracterización de las Fuentes Magmáticas a través de análisis isotópicos y su relación geodinámica regional. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 2a. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, Vol. 20, No. 3, Resúmenes: p. 252.
- Ramírez-Fernández, J. A., Rodríguez-Saavedra, P., Jiménez-Boone, I., CossíoTorres, T., 2000, El complejo magmático Terciario de la sierra de San CarlosCruillas, estado de Tamaulipas: *Geos*, v. 22, p. 250.
- Ramírez-Gutiérrez, J.G., Aranda Osorio, J.N., Valle-Reynoso, O., Romo-Ramírez, J.R., 2003b, Carta Geológica-Minera Nuevo Laredo, G14-2, escala 1:250,000, estados de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas, Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 33 pp.
- Richardson, G.B., 1904, Report of a reconnaissance in Trans-Pecos north of the Texas and Pacific Railway: *University of Texas Bulletin*, 23, 119 p.
- Robin, C., 1974, Volcano-tectonique-première dones sur les séries magmatiques alcalines de la Sierra de Tamaulipas (Est mexicain) – *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279, p. 1741-1744.
- Robin, C., 1976, El vulcanismo de las planicies de la Huasteca (este de México), Datos geoquímicos y petrográficos, *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, Vol. 96, p. 55- 92.
- Robin, C., Tournon, J., 1978. Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 15, p. 16331641.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcu, E., Ulloa, S., 1957, Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, *Boletín* 38, 129 p.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 p.
- Stephenson, L., W., 1922, en Muir, J.M., 1936, *Geology of the Tampico Region, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 280 p.
- Suárez, G., and S.K. Singh, Tectonic interpretation of the Trans- Mexican Volcanic Belt-Discussion, *Tectonophysics*, 127, 155-160, 1986.
- Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí, Escala 1: 100,000: *Revista del Instituto de Geología*, (22), 55 p.
- Thorpe, R.S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico, *Tectonophysics*, v. 40, p. 19-26.



- Torres, R., et al. (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, in: Bartolini, C.; Wilson, J. L.; Lawton, T. F. eds. *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, pp. 1-58.
- Tovar-Cortés, J.A., 2002, Geología y geoquímica del intrusivo Cerro Marcelinos, porción occidental del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 139 p.
- Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Cambridge University Press, 594 pp.
- Viera-Décida, F., Fernández, J.A.R., Tapia, F.V., Esquivel, M.T.O., 2009. Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *CIENCIA- UANL*, v. 12, p. 42-49.
- Watson, E.H., 1937, Igneous rocks of the San Carlos Mountains: in Kellum, L.B. (Ed), *The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico*, University of Michigan Stud., Sci. Ser. 12, 99-156.
- Wilson M., 1989; *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall. London 266 p.
- Wilson, J.L. (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México: a review: in: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León. v. 4, pp. 5-45.
- Whitaker, M. L., Nekvasil, H., Lindsley, D. H. & McCurry, M. (2008). Can crystallization of olivine tholeiite give rise to potassic rhyolites? çan experimental investigation. *Bulletin of Volcanology* 70, 417^434.
- Y. R. Kim, W. Clayton, J. M. Jackson. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of geophysical research*, vol. 115, 2012.
- Yurewicz D. A., Marler T. B., Meyerholtz K. A., y Siroky F. X., 1993; Early Cretaceous Carbonate Platforms, Rim OF The Gulf Of MExico, Mississippi And Lousiana. In Simo J. A. T., Scott R. W. and Masse J. P., *American Association of Petroleum Geologists Memoir*. 56: 35-50.

## Anexos.

### Apéndice 1. Fundamentos Teóricos de la datación por el Metodo U-Pb/Th.

Este es un sistema isotópico especial porque involucra tres sistemas distintos de descomposición, donde los isótopos U y Th se descomponen en isótopos estables de Pb (Faure y Mensing 2005):

- $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\alpha + 6\beta^- + Q$
- $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7\alpha + 4\beta^- + Q$
- $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6\alpha + 4\beta^- + Q$

Las partículas alfa ( $\alpha$ ) son núcleos de He (dos protones y dos neutrones). La radiación beta ( $\beta$ ) representa un electrón. Q es la energía liberada en el proceso de desintegración y se origina por la diferencia de masa entre el núcleo principal y los productos de desintegración.

Los isótopos de U y Th tienen semividas bien definidas y constantes de desintegración  $\lambda$  (Steiger y Jäger, 1977), siendo  $\lambda$  la probabilidad de que un nucleido se desintegre espontáneamente por unidad de tiempo. Cada nucleido tiene su propio  $\lambda$ , que es una función de la velocidad del proceso. La vida media de un isótopo es el tiempo necesario para que se desintegre la mitad de su masa y depende de cuán inestable sea un isótopo, que es una función directa de  $\lambda$ .

Las edades radiométricas se pueden expresar matemáticamente mediante ecuaciones exponenciales negativas:

- $^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \times (e^{\lambda t} - 1)$
- $^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \times (e^{\lambda t} - 1)$

El tiempo  $t$  puede expresarse mediante:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left\{ \ln \left[ \frac{1 + \left( \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Pb}^{204}} \right)_t - \left( \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}} \right)_0}{\left( \frac{\text{U}^{238}}{\text{Pb}^{204}} \right)} \right] \right\}$$

Donde  $^{204}\text{Pb}$  es el Pb común del material analizado más Pb presente en el laboratorio. Por analogía, se obtienen  $^{235}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}$ . En comparación con otros métodos, el sistema geocronológico U-Pb es el único capaz de ofrecer dos

cronómetros radiométricos para un par de elementos de un solo material. Además, la edad  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$  también se puede calcular.

Ahrens (1995) y Wetherill (1956) establecieron el concepto de curva de Concordia, que representa el lugar geométrico de puntos de edades concordantes, obtenido por los dos cronómetros U238 / Pb207 y, en consecuencia, Pb207 / Pb206. Si un punto analítico no se traza en la curva de Concordia, las edades no son más concordantes. Luego, los resultados obtenidos por cada cronómetro son diferentes, caracterizando así una discordancia. La línea que contiene los puntos discordantes se llama Discordia.

La intersección superior de la línea de discordia con la curva de concordia caracteriza el tiempo de cristalización de los minerales analizados. Existen interpretaciones para la intersección inferior que lo relaciona con una pérdida episódica o continua de Pb. La pérdida episódica de Pb generalmente se asocia con un evento tectono-metamórfico y solo será geológicamente significativo si está respaldado por otra evidencia geológica confirmada por otra metodología (Dickin *et al.*, 1995). Además, cuanto más concordantes sean los puntos analíticos, más confiable será la edad definida por la intersección superior (Mezger y Krogstad, 1997).

Los circones primarios pierden Pb por difusión (Cherniak y Watson 2000). Durante un evento térmico, los circones perderán Pb mientras se recrystalizan. Esto puede resultar en edades sin sentido para las intersecciones superiores e inferiores (Mezger y Krogstad, 1997). La difusión continua de Pb se asocia frecuentemente con procesos de metamictización que reflejan inestabilidades en la red cristalina de circón.

Otro aspecto muy común del análisis de circón U-Pb está relacionado con la herencia, ya que los circones preservan la memoria isotópica de las rocas primitivas en sus núcleos, incluso si están afectados por un metamorfismo de alto grado. Esto puede limitar la aplicabilidad del método, especialmente cuando el objetivo del estudio es establecer la edad de cristalización de una roca. Las rocas graníticas pueden contener circones recién formados en núcleos antiguos (que preservan las

características isotópicas primitivas). Cuando se analizan estos cristales, los puntos analíticos se trazan a lo largo de una Discordia, siendo la intersección superior con la curva de Concordia la edad de cristalización primaria (protolito), y la intersección inferior, la edad de recristalización de circón. Esta es una interpretación simplista y el investigador debe tener en cuenta que la metamictización (pérdida de Pb) puede ocurrir durante el crecimiento de un cristal de circón, lo que lleva a conclusiones erróneas (Basei *et al.* 1995). Por lo tanto, el uso de otras técnicas que involucran el sistema U-Pb es obligatorio, así como otras metodologías (Muir *et al.* 1994, Dickin 1995, Roddick y Bevier 1995).

Hay varios minerales que pueden ser utilizados para llevar a cabo estos fechamientos isotópicos, el circón es el mineral más usado. El circón se usa ampliamente debido a sus propiedades físicas y químicas: resistencia a la intemperie, contenido de U, incompatibilidad de Pb (la mayor parte es Pb radiogénico) y estabilidad geocronológica: incluso en condiciones metamórficas intensas, capaz de volver a homogenizar isotópicamente otros cronómetros radiométricos, Los circones pueden preservar registros primitivos (Basei *et al.* 1995). Por lo general, el circón registra un historial de crecimiento muy complejo a temperaturas de cierre (Tc) del sistema U-Th-Pb por encima de 900 ° C (Lee *et al.* 1997, Cherniak y Watson 2003). En este trabajo se recurrió a los fechamientos isotópicos por el método U-Pb en circones.

La reducción y presentación gráfica de los datos se realizaron mediante la utilización del software IsoplotR. IsoplotR actualmente incluye funciones para U-Pb, Pb-Pb,  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf, Re-Os, U-Th-He, trazas de fisión y datación de desequilibrio de la serie U. Implementa la regresión isócrona en dos y tres dimensiones, visualiza conjuntos de datos de múltiples alícuotas como distribuciones de edad acumulativas, estimaciones de densidad del núcleo y gráficos radiales, y calcula las edades medias ponderadas utilizando un criterio de detección de valores atípicos modificados de Chauvenet que explica las incertidumbres analíticas en los conjuntos de datos heterocedásticos (Vermeesch, 2018).

Apéndice 2. Fundamentos de la clasificación de rocas feldespáticas de Frost y Frost (2008).

Una serie magmática es un conjunto de rocas ígneas que comparten características mineralógicas y químicas. Las series magmáticas pueden seguir un mismo patrón de evolución. Su identificación permite hacer inferencias sobre su génesis, las condiciones de temperatura/presión y ambientes tectónicos en los que cristalizan.

Las rocas con una misma fuente magmática o mismo ambiente tectónico pueden tener distinto contenido relativo de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa por diferenciación. Por lo tanto, no hay que confundir diferenciación magmática de serie magmática.

La clasificación de las rocas en series magmáticas ha sido facilitada por diversos autores, siendo las principales y más importantes series toleítica, calco-alcalina y alcalina. Las rocas ígneas de una zona en particular pueden constituir una variedad de asociaciones petrográficas con afinidades que permiten inferir si fueron originadas por una fuente en común.

Según la literatura, los basaltos de alta temperatura suelen ser los magmas parentales de los cuales pueden derivar magmas más evolucionados por medio de la cristalización fraccionada; aunque también pueden involucrarse otros procesos como mezclas de magmas y asimilación. Los magmas calco-alcalinos suelen restringirse a zonas de subducción, mientras que los magmas toleíticos son característicos de las zonas de bordes divergentes de placas (con rocas alcalinas subordinadas, presentes de estadios iniciales de rift continental).

La caracterización química de una roca en relación a su contenido en álcalis y sílice es fundamental. Las dos series originales se pueden agrupar en alcalinas y subalcalina. Las alcalinas, a su vez, se pueden dividir en sódicas, potásicas y de alto contenido en potasio (Iddings 1892, MacDonald 1968, Irvine y Baragar 1971, Middlemost 1975). De esta forma, se puede comprender que los magmas más pobres en sílice suelen ser los más cercanos a la composición del magma original.

Para comprender cada una de estas clasificaciones, es necesario recurrir a la diferenciación conceptual de cada serie magmática.

En la serie toleítica, el hierro en los magmas aumenta durante la diferenciación sin incrementar su contenido de sílice (SiO<sub>2</sub>). Predominan los basaltos y rocas sobresaturadas en SiO<sub>2</sub>. Sus miembros son: Basalto picrítico (oceanita) – Toleíta de olivino – Toleíta de cuarzo – Andesita basáltica (islandita) – Dacita – Riolita.

En la serie calco-alkalina, el sílice de los magmas aumenta con la diferenciación, produciendo una cristalización temprana de los óxidos de Fe y Ti. Sus miembros son: Basaltos ricos en alúmina – Andesitas – Dacitas – Riolitas. Esta serie es típica de las zonas de subducción.

En la serie alcalina, el sílice de los magmas aumenta con la diferenciación, con un enriquecimiento variable en Fe en sus miembros intermedios. Se pueden distinguir dos subseries: moderadamente alcalina y fuertemente alcalina. Sus miembros son: Basalto olivínico/alcalino – Traquibasaltos – Traquiandesitas – Traquitas – Fonolitas.

En el área de estudio están expuestos intrusivos alcalinos de composición gabrónica a granitoide (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1992). Las rocas alcalinas de la ST han sido interpretadas como producto de un ambiente intra-placa típico (Morton y Alterr *et al.*, 1991). Alrededor de la ST hay diversos campos volcánicos menores con rocas máficas que típicamente presentan composiciones que incluyen basanitas, basaltos alcalinos y hawaitas (Ramírez-Fernández *et al.*, 1997).

Frost y Frost (2008) clasifican a las rocas ígneas feldespáticas utilizando cinco variables geoquímicas: índice Fe, el índice cal alcalino modificado (*modified alkali-lime index*; MALI), el índice de saturación de aluminio (*aluminum-saturation index*; ASI), el índice de alcalinidad (*alkalinity index*; AI) y el índice de saturación de sílice-feldespátoides (*feldspathoid silica-saturation index*; FSSI). Los diversos tipos de rocas alcalinas se pueden distinguir utilizando los índices geoquímicos AI y FSSI. Estos índices se grafican (AI vs FSSI) para permitir la discriminación de las rocas metaluminosas de las rocas peralcalinas y las rocas saturadas de sílice de las rocas infrasaturadas de sílice. Por lo tanto, permiten el esquema de clasificación geoquímica de Frost *et al.* (2001) se extienda a las rocas alcalinas.

Las rocas ígneas generalmente tienen su Al más alta cuando FSSI es aproximadamente 0, con el Al disminuyendo a medida que el FSSI aumenta o disminuye. Esto es notable en las rocas ígneas sódicas con nefelina que se han formado por cristalización fraccionada. La disminución del Al con el aumento de hierro para las rocas sódicas indica que el Al tiende a disminuir a medida que la cristalización de la plagioclasa enriquece el magma residual en álcalis. En contraste, otras rocas plutónicas tienden a formar patrones irregulares en las gráficas de Al vs FSSI. Algunas de estas rocas van de infrasaturadas en sílice a saturada de sílice con mayores cantidades de asimilaciones de la corteza (Henderson *et al.*, 1989).

Existen dos procesos que acompañan la diferenciación de rocas ígneas:

(1) Los fundidos parciales generalmente evolucionan lejos de la división termicas (Al=0) hacia mínimos (y en algunas condiciones eutécticos) que involucran feldespatos + feldespatoides o feldespatos + cuarzo. La extracción de fases con bajo contenido de sílice, como el olivino y la hornblenda, enriquece una fusión de hiperstena-normativa en sílice, mientras que la cristalización de fases con alto contenido de sílice, como egirina y feldespato, aleja los fundidos normativos de nefelina del límite de saturación de sílice. La cristalización fraccionada de las fases bajas en sílice, como los óxidos de hierro-titanio y los anfíboles de sodio, puede hacer que algunos basaltos alcalinos evolucionen a riolitas saturadas de sílice (Henderson *et al.*, 1989; Pantelleria, Civetta *et al.*, 1998). La asimilación de la corteza puede causar la transición de magmas (FSSI menor a 0) infrasaturados en sílice a que se saturen en sílice, (FSSI mayor a 0) (Riishuus *et al.*, 2008). No existe un proceso conocido de sistema cerrado que pueda conducir a las masas saturadas al campo de baja saturación.

(2) Existe una tendencia durante la cristalización fraccionada de plagioclasa y feldespato alcalino para enriquecer a los fundidos en sodio mientras se agota su contenido de alúmina. Como resultado, muchas de las rocas pasan de metaluminosas a peralcalinas durante una diferenciación progresiva. La cristalización fraccionada de la plagioclasa portadora de calcio extrae alúmina con preferencia al sodio, disminuyendo así el Al del magma. Este fenómeno, conocido como el "efecto plagioclasa" (Bowen, 1945), puede causar una fusión primaria en la que el calcio molecular es mayor que el Al para evolucionar hacia diferenciales

alcalinos. Para algunas rocas, la transición a composiciones peralcalinas es simplemente una manifestación del efecto plagioclasa (Barberi *et al.*, 1975; Brotzu *et al.*, 1983). Además del efecto plagioclasa, las rocas alcalinas suelen desarrollar fluidos ricos en sodio, y la adición de tales fluidos puede aumentar la alcalinidad de los magmas (Bailey, 1974).

El esquema de clasificación ampliado se puede aplicar a toda la gama composicional de rocas feldespáticas; es decir, rocas en las que los feldespatos son los minerales dominantes, tal como es el caso de la ST. Existe una amplia evidencia de que los granitos, granitos alcalinos y las sienitas alcalinas se forman en entornos extensivos intra-placa similares. Frost *et al.* (2008), propone un esquema rocas ígneas feldespáticas encajan en cuatro familias amplias. En orden de abundancia relativa son (1) rocas de magnesio, (2) rocas ferroanas, (3) leucogranitas y (4) rocas potásicas y ultrapotásicas. El hecho de que casi todas las rocas alcalinas sean ferroanas sugiere que probablemente se formaron a través de la diferenciación extrema o la fusión parcial de magmas máficos toleíticos a alcalinos (Loiselle y Wones, 1979; Frost y Frost, 1997).

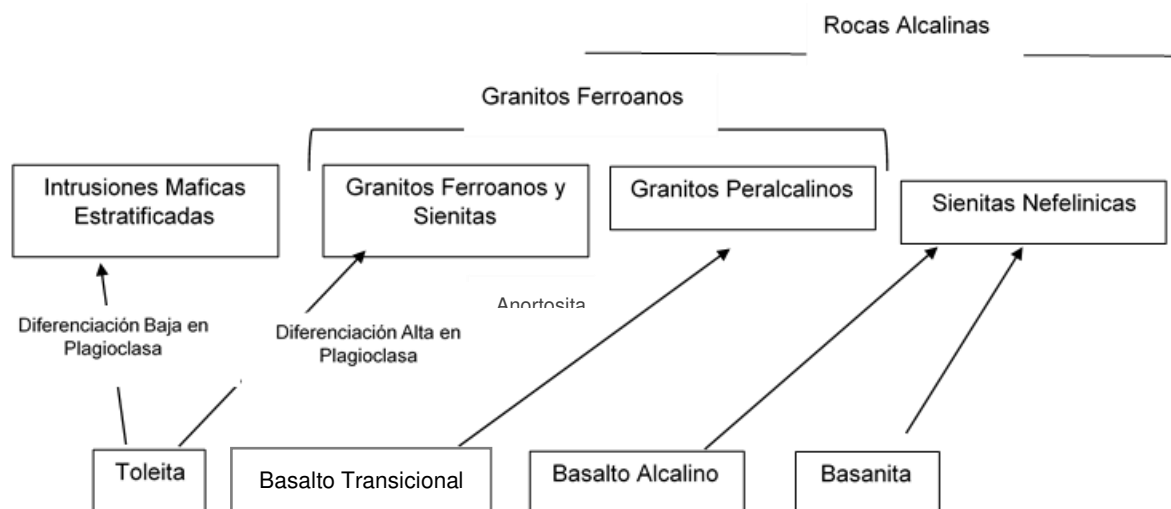
Desde hace tiempo se ha reconocido que el magmatismo basáltico que va desde toleitas a basanitas es común en las grietas intracratónicas (Anthony *et al.*, 1992), aunque la mayoría de las grietas contienen solo una parte de este espectro compositivo. La cristalización fraccionada extrema o la fusión parcial de estos fundidos conduce a riolitas de fayalita (Hildreth *et al.*, 1991; Hanan *et al.*, 2008; Whitaker *et al.*, 2008), riolitas peralcalinas (Barbari *et al.*, 1975), o fonolitas peralcalinas (Brotzu *et al.*, 1983). Las rocas plutónicas equivalentes a estas rocas volcánicas son el granito fayalita, el granito peralcalino y la sieita nefelinica peralcalina, formadas probablemente por los mismos procesos.

El emplazamiento y la diferenciación de magmas toleíticos dentro de la corteza media y superior producen intrusiones maficas en capas, la parte superior de las cuales comúnmente contiene sienitas ferroanas o granófitas (Morse, 1980; Parsons, 1981). El emplazamiento y la diferenciación de magmas similares en la base de la corteza conducen a la acumulación de olivino, augita y plagioclasa (Emslie, 1985; Longhi y Ashwal, 1985). La plagioclasa en estos acumulados generalmente es sódica y considerablemente menos densa que el magma o la



corteza circundante y podría emplazarse diapíricamente a niveles corticales poco profundos (Scoates, 2000). Además, debido a que el campo de cristalización primario para augita se expande con el aumento de plagioclasa, la masa fundida en equilibrio con olivino y clinopiroxeno será aluminoso y cuando se emplaza en niveles poco profundos se ubicaría en el campo de cristalización primario para plagioclasa (Longhi *et al.*, 1993). Ambos procesos podrían conducir a la formación de anortositas.

Los magmas residuales de las anortositas o de la alta diferenciación de plagioclasa de los magmas toleíticos pueden formar granitos ferroanos potásicos (Anderson *et al.*, 2003; Whitaker *et al.*, 2008). La cristalización fraccionada extrema o la fusión parcial de basaltos que son t



ansitorios entre la toleita y el basalto alcalino podrían conducir a la formación de granitos peralcalinos (Barberi *et al.*, 1975; Loiselle & Wones, 1979), aunque los granitos peralcalinos también pueden formarse por asimilación de corteza silicia por magmas fonolíticos (Riishuus *et al.*, 2008). Finalmente, la diferenciación de basaltos alcalinos y basanitas conducirá a la formación de sienitas nefelinicas. Es probable que estas sienitas sean metaluminosas, a menos que el magma original tenga bajas abundancias de feldespatos alcalinos, en cuyo caso el efecto de plagioclasa podría hacer que estas sienitas nefelinicas sean peralcalinas (Bowen, 1945).

Tabla 1. Lista de láminas delgadas elaboradas.

Clave de Lámina Delgada	Tipo de Roca
ST-01	Sieno-granito
ST-02	Sienita
ST-04	Sieno-granito
ST-05	Sienita
ST-06	Sienita
ST-08	Sieno-granito
ST-10	Sienita
ST-12B	Basalto
ST-12C	Tefrita
ST-13	Basalto
ST-14	Monzo-granito
ST-15	Tefrita
ST-16	Monzo-granito
ST-18	Monzo-granito
ST-22	Fonolita
ST-24	Traquita
ST-26	Sienita
ST-28	Sieno-granito
ST-29	Monzo-granito

Tabla 2. Lista de muestras que fueron seleccionadas y trabajadas para fechamientos isotópicos por el método U-Pb.

Proyecto:	ST	Responsable:	Olvin Castellanos				
<b>Tipo de Roca</b>	Muestra	Tamaño de Fracción	Cribado	Tamizado	Lavado	Frantz	MEI
<b>Sienita</b>	ST02	>60	✓	✓	✓	✓	✓
<b>Sieno-granito</b>	ST04	>60	✓	✓	✓	✓	✓
<b>Sienita</b>	ST06	>60	✓	✓	✓	✓	✓
<b>Sienita</b>	ST10	>60	✓	✓	✓	✓	✓
<b>Traquita</b>	ST24	>60	✓	✓	✓	✓	✓
<b>Sienita</b>	ST26	>60	✓	✓	✓	✓	✓

Tabla 3. Notas de cada punto tomado en las salidas de campo.

Coordenadas X	Coordenadas Y	Latitud	Longitud	Altitud	Notas de campo.
567322.71	2561793	23.16	-98.34	838.68	ST-30 Mas calizas con bandas de lutita, pedernal y margas.
567298.58	2561583.26	23.16	-98.34	823.13	ST-29B Se tomó muestra de las calizas con bandas de pedernal. Parece estar intrusionada también por los intrusivos de la zona.
567273.05	2561503.71	23.16	-98.34	827.82	ST-29 Muestra de grano fino. Cristalina.
567369.7	2559948.82	23.15	-98.34	855.78	Punto 38. Vuelven aflorar las calizas vistas anteriormente. Gris oscuro
567458.17	2559761.97	23.15	-98.34	817.97	ST-28 Muestra menos alterada del granitoide que se observó en el punto anterior, alto contenido de cuarzo y plagioclasa.
567400.14	2559754.07	23.15	-98.34	807.66	Punto 36. Claro contacto de las calizas siendo intrusionadas por los intrusivos, muy alteradas.
567418.45	2559405.04	23.14	-98.34	772.92	ST-27 Grandes estratos de caliza entre 15 y 20m de espesor con alto grado de alteración.
567730.34	2556412.51	23.12	-98.34	722.31	Punto 34. Más afloramientos de caliza que se observa estratificada con intercalaciones.
567744.37	2554592.95	23.1	-98.34	768.39	Punto 33. Rodados del granitoide ST-26 tomada en el punto anterior, para comparación.
568217.1	2554018.52	23.09	-98.33	734.94	ST-26 Granitoide de piroxeno con fenocristales, con tamaños de 2-5mm.
568181.84	2553519.58	23.09	-98.33	729.76	ST-25 Caliza intercalada similar a la ST-20.
568639.68	2551865.43	23.07	-98.33	845.13	Punto 31. Aflora lo que parece ser ST-24 con fracturamiento columnar, las fracturas se observan inclinadas.
569158.57	2550427.4	23.06	-98.32	800.12	ST-24 Granitoide con pocos cristales por la alteracion, posible muestra para análisis isotópico.
568852.02	2549384.44	23.05	-98.33	732.17	ST-22 Pequeño afloramiento de lo que parece ser un microgranito. Se observan fenocristales de feldespato, con enclaves maficos o producto de la alteración.
568790.5	2549026.72	23.05	-98.33	663.44	ST-21 Pie de monte con fragmentos de una roca cristalina muy intemperizada, posible granitoide.
569152.27	2544770.02	23.01	-98.33	368.22	ST-20 Caliza estratificada subhorizontal con 20m de espesor.
597372.29	2572777.92	23.26	-98.05	82.11	ST-19 Probable caliza similar a ST-17, posiblemente más lutitas intercaladas.
589092.53	2567629.94	23.22	-98.13	246.5	Punto 25. Colada de Basalto.
588495.12	2567724.33	23.22	-98.14	283.88	ST-18 Se observa probable riolita alterada similar a la muestra ST-16.

587820.96	2570127.17	23.24	-98.14	342.42	ST-17 Probable caliza intercalada con más lutitas y margas de colores oscuros. Posible sill con fracturamiento columnar.
587796.78	2569508.49	23.23	-98.14	288.53	ST-16 Probable riolita, muy alterada. Es muy similar a la muestra ST-14 presenta más de 20m de espesor con fracturamiento columnar mal desarrollado.
590191.23	2563666.53	23.18	-98.12	261.67	ST-15 Colada de basalto.
579165.85	2566795.96	23.21	-98.23	582.63	Punto 22. Afloramiento de basalto vesicular
580659.75	2563074.82	23.17	-98.21	463.66	Punto 21. Al lado derecho del camino se observan fragmentos de caliza.
579229.07	2558325.82	23.13	-98.23	624.95	Punto 20. Continuación de los afloramientos de basalto.
579139.9	2557401.89	23.12	-98.23	618.57	ST-14 Afloramiento reducido de una roca intensamente alterada. Con alto contenido de feldespatos y poco cuarzo.
579192.24	2558076.29	23.13	-98.23	612	Punto 14. Aflora caliza, intercaladas con capas de lutita negra. Cercano parece estar el contacto con la roca de la muestra ST-14.
579977.61	2559393.97	23.14	-98.22	511.89	Continúa aflorando basalto, probable continuación de la colada muestreada en ST-13
584866.03	2558642.86	23.13	-98.17	363.58	ST-13 Colada de basalto, intemperizada.
593041.32	2556564.03	23.12	-98.09	269.87	ST-12B Se encontraron fragmentos con menos vesículas y de tono más oscuro. ST-12C Depósitos piroclásticos, fragmentos de escoria.
593180.57	2556553.82	23.12	-98.09	321.19	ST-12a Probable cono de escoria, muy vesicular.
585001.27	2584991.42	23.37	-98.17	257.8	ST-11 Similar a ST-10, comparable.
585817.77	2585088.51	23.37	-98.16	205	ST-10 Granitoide con significantes cristales de anfíbol/piroxeno.
588317.65	2587595.49	23.4	-98.14	137.73	ST-09 Roca de color oscuro, posible basalto.
576623.24	2590093.13	23.42	-98.25	289.48	ST-08 Roca intemperizada, probable granito.
585550.1	2589102.9	23.41	-98.16	258.86	ST-07 Muy intemperizada, posible granitoide.
585306.18	2589003.36	23.41	-98.17	159.53	ST-06 Aspecto de microdiorita.
590590.4	2585276.78	23.37	-98.11	167.56	ST-05 Granitoide similar a ST-04, de grano fino con enclaves pequeños.
590674.63	2584493.98	23.37	-98.11	132.96	ST-04 Granitoide de mica, cloritizado e intemperizado.
541304.97	2558704.25	23.14	-98.6	602.13	ST-02 Granitoide de piroxeno/anfíbol, con fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Tamaños 4 a 1 mm.
542131.1	2557929.94	23.13	-98.59	479.9	ST-01 Afloramiento de un intrusivo en contacto con las calizas que esta intrusionando.

Tabla 4. Tabla de fechamientos isotópicos corregidos correspondientes a las muestras ST-02 y ST-06 del área de estudio.

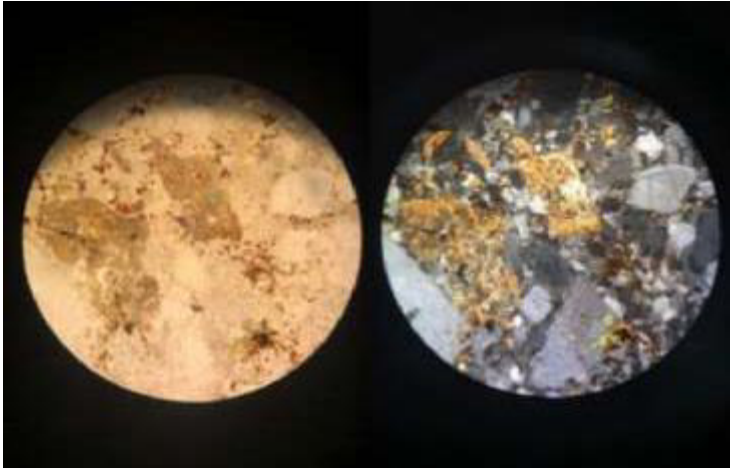
	CORRECTED AGES								
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Best age (Ma)	$\pm 2s$	Disc %
ST-06b_Zrn-01	38.4	0.7	38.2	2.5	20.0	140.0	38.4	0.7	-0.50
ST-06b_Zrn-02	36.3	0.8	35.6	2.1	30.0	120.0	36.3	0.8	-2.02
ST-06b_Zrn-03	38.2	0.9	43.9	4.8	240.0	220.0	38.2	0.9	12.98
ST-06b_Zrn-04	39.2	1.1	40.3	5.5	170.0	250.0	39.2	1.1	2.73
ST-06b_Zrn-05	37.6	0.7	40.8	2.3	210.0	130.0	37.6	0.7	7.84
ST-06b_Zrn-06	38.6	1.8	56.0	10.0	690.0	310.0	38.6	1.8	31.07
ST-06b_Zrn-07	38.3	0.8	44.5	3.2	380.0	160.0	38.3	0.8	13.84
ST-06b_Zrn-08	39.6	1.1	45.0	12.0	320.0	340.0	39.6	1.1	12.00
ST-06b_Zrn-09	39.6	0.9	48.2	4.3	410.0	180.0	39.6	0.9	17.84
ST-06b_Zrn-10	38.6	0.8	40.8	3.5	170.0	180.0	38.6	0.8	5.44
ST-06b_Zrn-11	39.0	0.9	51.5	5.2	620.0	190.0	39.0	0.9	24.27
ST-06b_Zrn-12	39.6	0.8	42.5	4.3	270.0	180.0	39.6	0.8	6.82
ST-06b_Zrn-13	37.9	0.9	44.1	4.3	470.0	180.0	37.9	0.9	14.06
ST-06b_Zrn-14	38.4	0.9	56.5	6.0	970.0	200.0	38.4	0.9	32.04
ST-06b_Zrn-15	38.5	1.1	48.6	4.5	520.0	210.0	38.5	1.1	20.78
ST-06b_Zrn-16	42.5	1.2	65.8	6.9	870.0	240.0	42.5	1.2	35.41
ST-06b_Zrn-17	38.8	1.0	40.3	4.0	100.0	220.0	38.8	1.0	3.70
ST-06b_Zrn-18	36.8	0.9	53.9	9.7	920.0	220.0	36.8	0.9	31.71
ST-06b_Zrn-19	40.7	1.1	70.9	7.5	1280.0	210.0	40.7	1.1	42.60
ST-06b_Zrn-20	40.5	1.6	57.5	6.0	690.0	230.0	40.5	1.6	29.57
ST-06b_Zrn-21	37.6	0.8	43.0	3.9	280.0	190.0	37.6	0.8	12.53
ST-06b_Zrn-22	34.6	1.2	57.1	9.8	1050.0	210.0	34.6	1.2	39.49
ST-06b_Zrn-23	37.7	1.3	41.6	5.1	260.0	240.0	37.7	1.3	9.38
ST-06b_Zrn-24	37.3	0.8	42.5	4.4	270.0	190.0	37.3	0.8	12.24
ST-06b_Zrn-25	39.8	1.0	62.5	5.4	1070.0	150.0	39.8	1.0	36.32
ST-06a_Zrn-01	21.5	1.0	43.9	10.0	1510.0	210.0	21.5	1.0	51.03
ST-06a_Zrn-03	22.1	0.8	37.0	6.6	860.0	340.0	22.1	0.8	40.27

ST-06a_Zrn-04	21.5	1.0	28.0	7.2	480.0	410.0	21.5	1.0	23.21
ST-06a_Zrn-05	19.5	1.1	25.0	7.4	400.0	310.0	19.5	1.1	22.00
ST-02_Zrn04	23.7	1.5	82.0	14.0	2480.0	350.0	23.7	1.5	71.10
ST-02_Zrn06	21.0	1.4	46.3	11.0	1300.0	320.0	21.0	1.4	54.64
ST-02_Zrn09	25.5	1.0	103.0	10.0	2850.0	150.0	25.5	1.0	75.24
ST-02_Zrn10	21.9	0.9	40.0	8.6	1160.0	320.0	21.9	0.9	45.25
ST-02_Zrn11	20.2	1.8	34.0	16.0	690.0	400.0	20.2	1.8	40.59
ST-02_Zrn12	245.6	4.0	255.0	13.0	360.0	120.0	245.6	4.0	3.69
ST-02_Zrn13	22.3	1.0	38.7	5.6	1120.0	270.0	22.3	1.0	42.38
ST-02_Zrn14	23.0	2.1	67.0	30.0	1810.0	310.0	23.0	2.1	65.67
ST-02_Zrn15	20.9	0.8	45.0	7.2	1560.0	270.0	20.9	0.8	53.56
ST-02_Zrn16	20.4	1.0	29.8	6.8	650.0	330.0	20.4	1.0	31.54
ST-02_Zrn18	21.1	1.0	51.1	6.7	1730.0	300.0	21.1	1.0	58.71
ST-02_Zrn19	22.6	0.9	79.0	8.0	2580.0	180.0	22.6	0.9	71.41
ST-02_Zrn20	23.8	0.9	92.2	7.4	2730.0	140.0	23.8	0.9	74.19
ST-02_Zrn21	21.7	1.0	43.2	5.7	1240.0	300.0	21.7	1.0	49.77
ST-02_Zrn22	24.7	1.4	79.0	14.0	2200.0	320.0	24.7	1.4	68.73
ST-02_Zrn24	19.1	1.0	37.3	5.7	1290.0	280.0	19.1	1.0	48.79

Tabla 5. Tabla con la composición % para cada uno de los minerales en las rocas correspondientes a toda el área de estudio.

Mineral (%)	ST-01	ST-02	ST-04	ST-05	ST-06	ST-08	ST-10	ST-12B	ST-12C	ST-13	ST-14	ST-15	ST-16	ST-18	ST-22	ST-24	ST-26	ST-28	ST-29
Feldespato K	50	58	40	58	60	40	59	2.5	3.5	2.5	35	3	40	35	80	65	61	40	35
Plagioclasa	15	29	20	30	27	15	28	87.5	80	88.5	25	79	30	30	3.5	22.5	27	15	25
Cuarzo	25	3	30	2	3	35	3	-	1.5	-	30	1	20	25	1.5	-	2	35	30
Clinopiroxeno	5	3	7	4	3	6	3	2.5	2.5	3	7	2.5	6	7	2.5	2	3	6	7
Ortopiroxeno	3	1	2	1	1	3	1	1.5	1	1	2	1.5	3	2	1	1	1	3	2
Titanita	-	1	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Biotita	1	1	-	1	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-
Feldespatooides	-	1	-	2	2	-	2	5	11.5	4	-	13	-	-	11.5	7.5	2	-	-
Hornblenda	-	2	-	1	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-
Min. Opacos	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

## Anexo 1. Anexos Petrográficos.

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:542131.1002	ESTE:2557929.937
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST - 01:</b> En estas dos imágenes (nicoles paralelos a la izquierda y cruzados a la derecha) se muestra un sieno-granito con textura holocristalina y perlítica. Se observan fenocristales euhedrales con hábito tabular de ortoclasa (maclado color gris), cristales alotriomorfos con hábito prismático de cuarzo (brillo vítreo), cristales euhedrales de biotita con habito prismático (con color marrón-amarillo). En menor cantidad se observan cristales de plagioclasa euhedrales con habito tabular (gris oscuro a claro) que alteran a los fenocristales más grandes a su alrededor, cristales euhedrales con habito prismático de egrina-augita (color verde claro) todos los minerales están alterados por oxidación en la forma de cristales de goethita.		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTANILIDAD	Holocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Inequigranular Seriada	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Medio	
FORMA DE CRISTALES	Euhedrales	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Plagioclasa), Cuarzo	Clinopiroxeno (Egirina, Augita, Biotita)	Óxidos de hierro (Goethita)
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Sieno-granito	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		



**PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA**

**DATOS DE CAMPO**

<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:557929.937</b>	<b>ESTE:2558704.246</b>

**DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 02:** En las imágenes se aprecia una sienita nefelínica con textura holocristalina. Las plagioclasas subidiomorfas (con color gris claro a oscuro) conforman la fina matriz que contribuye a su textura porfirítica, hay cristales euhedrales con habito prismático de ortosa (con color gris oscuro), se aprecian fenocristales de nefelina con habito tabular se encuentran intersticiales a las plagioclasas (con color verde claro a café oscuro, tonos caramelos), igual se encuentran cristales idiomorfos de hornblenda con habito prismático (con color café claro a oscuro) y hay una significativa cantidad de cristales de titánica idiomorfos con habito tabular (con color gris claro a blanco). En menor porcentaje se encuentran los cristales de augita (con color verde claro y amarillo) y biotita (con tonos rosas y azules) euhedrales con hábitos prismáticos y aciculares alterados por las plagioclasas, algunos cristales subidiomorfos de enstatita (con color amarillo) con habito tabular también se puede apreciar. Por último, hay escasos óxidos de hierro en la forma de goethita (con color rojo oscuro y café).

<b>COLOR</b>	Leucocrático
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalina
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Porfirítica
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Criptocristalina
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Tabulares

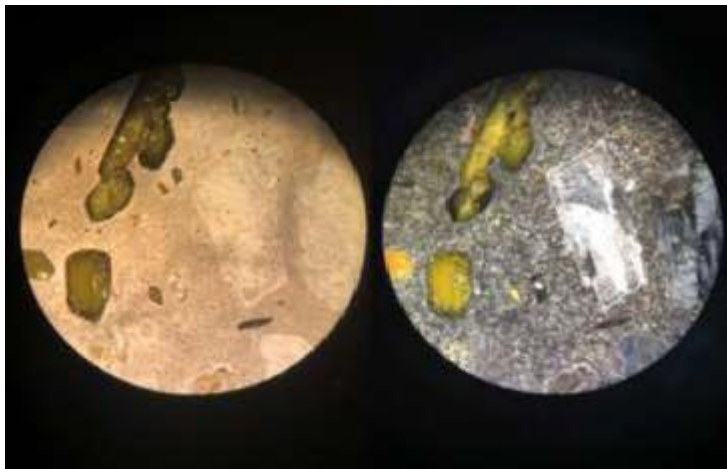
**MINERALOGIA**

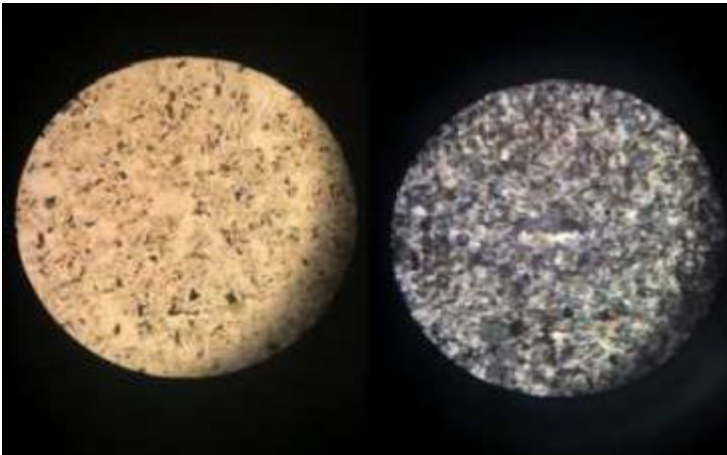
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa), Feldespatoides (Nefelina), Anfiboles (Hornblenda)	Clinopiroxenos (Augita, Biotita), Ortopiroxenos (Enstatita)	Óxidos de hierro (Goethita)

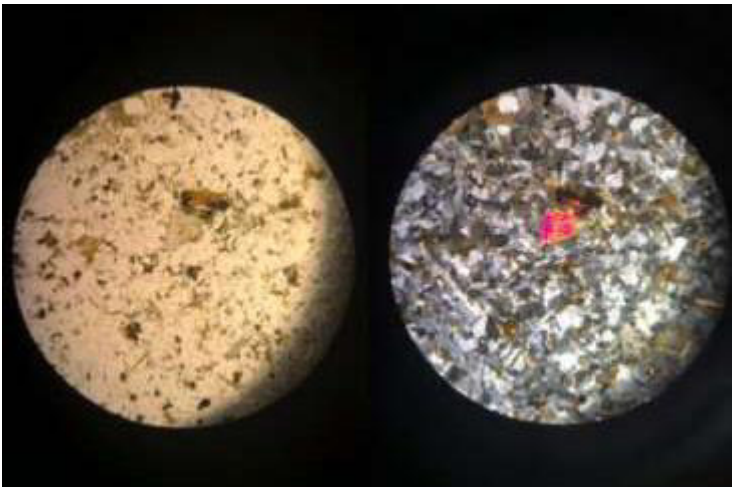
**CLASIFICACION**

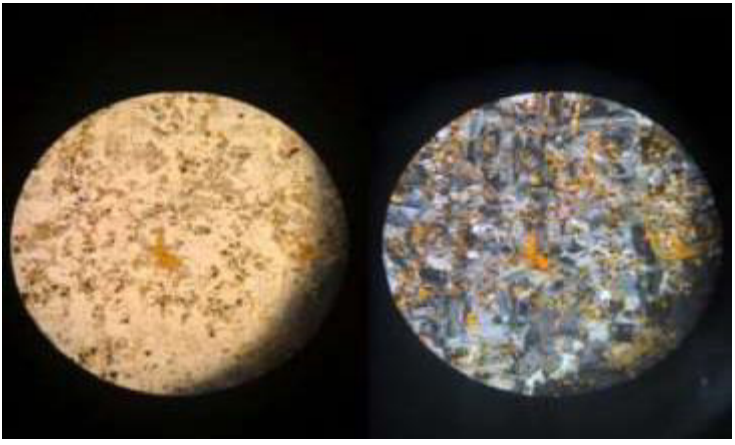
<b>TIPO DE ROCA</b>	Sienita
---------------------	---------

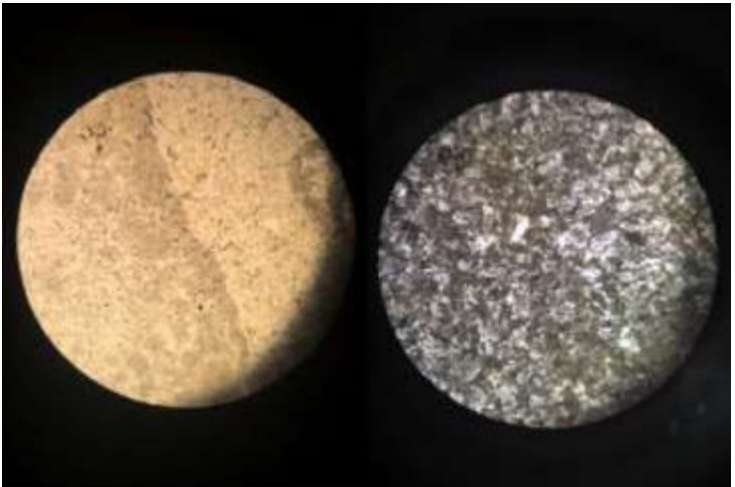
**EVIDENCIA FOTOGRAFICA**

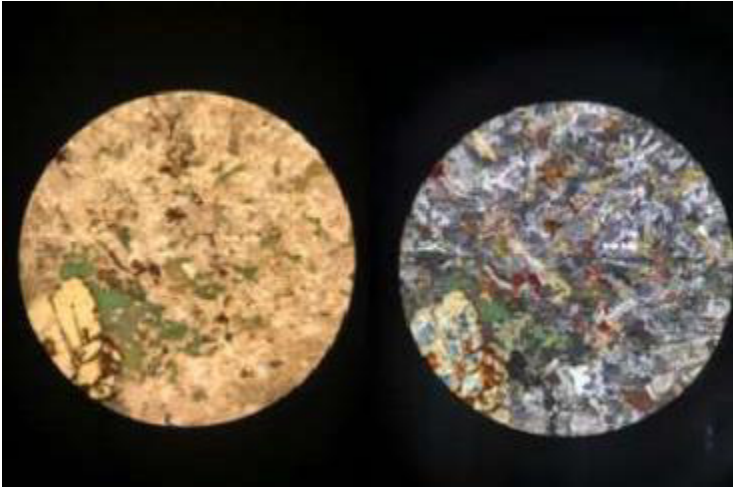


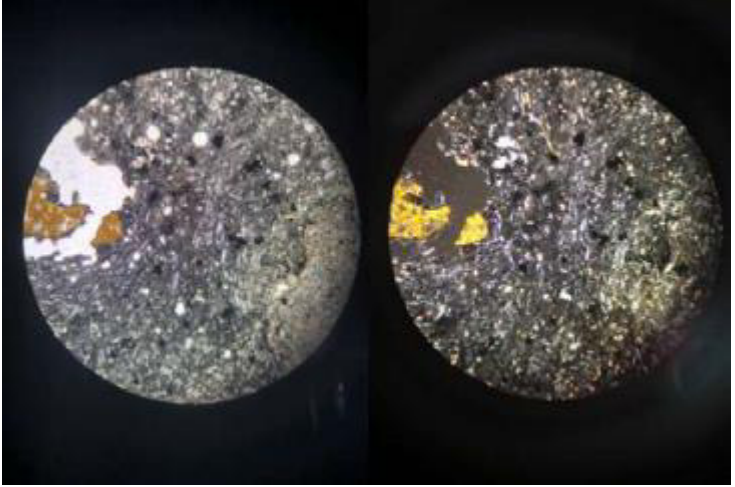
PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:590674.6321	ESTE:2584493.977
DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 04: En estas dos imágenes se muestra un sieno-granito con textura hipidiomorfa. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro).		
COLOR	Leucocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Holocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Equigranular	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Fino	
FORMA DE CRISTALES	Hipidiomorfa	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespatos K (Plagioclasa), Cuarzo	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos	
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Sieno-granito	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		


PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:590590.4014</b>	<b>ESTE:2585276.78</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 05:</b> En las se aprecian imágenes de una sienita con textura holocristalina. Destaca la abundancia de cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, se encuentran cristales de plagioclasa alteradas con habito prismático (con color gris claro), hay fenocristales de egirina-augita con habito tabular y prismático (con color verde claro y café claro), se observan cristales de hornblenda con habito tabular (color café oscuro). Se observan porcentajes menores de nefelina euhedrales con habito prismático (con tono amarillento y café oscuro), con nicoles paralelos la nefelina presenta mayor relieve que los feldespatos, el máfico que aparece en los bordes es biotita subidiomorfa con habito tabular (con tono amarillo y rosa) por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalina	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Equigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Hipidiomorfos	
MINERALOGIA		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa), Feldespatoides (Nefelina)	Anfíboles (Hornblenda), Clinopiroxenos (EgirinaAugita, Biotita)	Óxidos de hierro (Goethita)
CLASIFICACION		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Sienita	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:585306.1834	ESTE:2589003.355
DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 06: En las se aprecian imágenes de una sienita con textura holocristalina. Es una roca muy similar a la muestra ST-04 solo que por su mayor grado de alteración es menor su contenido erigina-augita y nefelina. Destaca la abundancia de cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, se encuentran cristales de plagioclasa alteradas con habito prismático (con color gris claro), se observan cristales de hornblenda con habito tabular (color café oscuro). Se observan porcentajes casi escasos de erigina, augita y nefelina euhedrales con hábitos prismático (con tono amarillento, verdes y café oscuro), cristales con habito tabular de botita (con tono amarillo y rosa) por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Holocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Equigranular	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Fino	
FORMADE CRISTALES	Euhedrales	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa), Feldespatooides (Nefelina)	Anfiboles (Hornblenda), Clinopiroxenos (EgirinaAugita, Biotita)	Óxidos de hierro.
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Sienita	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

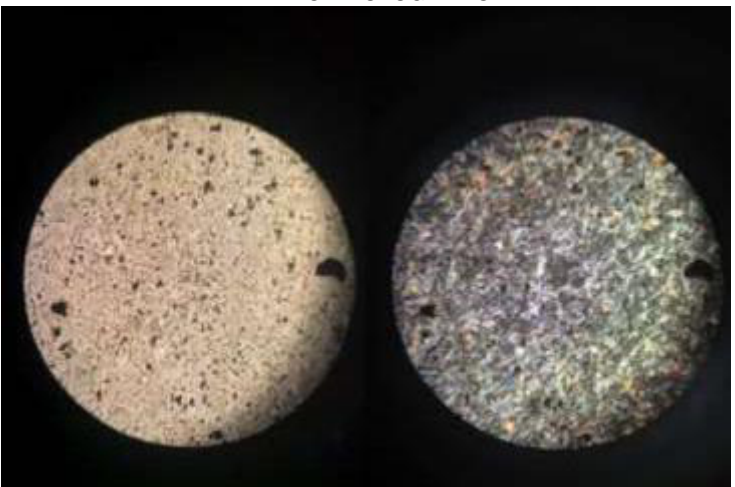
PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:576623.2435</b>	<b>ESTE:2590093.128</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 08:</b> En estas dos imágenes se muestra una riolita con textura hipidiomorfa. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro).		
<b>COLOR</b>	Mesocrática	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalina	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Equigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Euhedrales	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Plagioclasa), Cuarzo	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos	
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Sieno-granito	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		

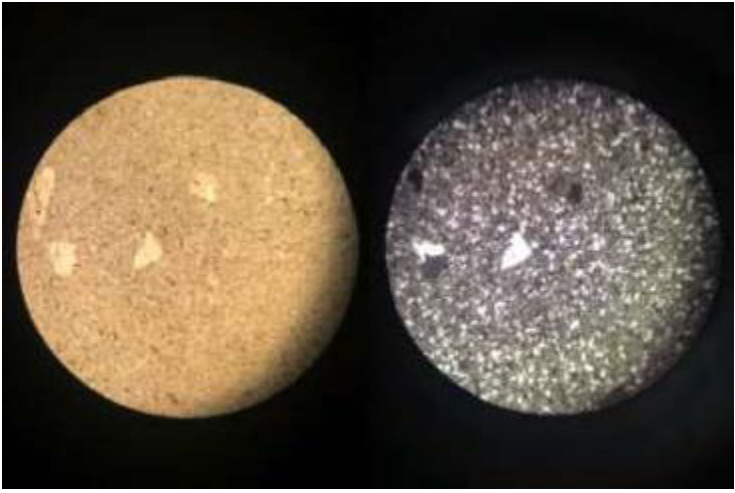
PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:585817.7701	ESTE:2585088.507
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 10:</b> En las imágenes se observa una sienita con textura holocristalina, similar a las muestras ST-05 y ST-06. Igual que en estas muestras anteriores se muestra la abundancia de cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, se encuentran cristales de plagioclasa alteradas con habito prismático (con color gris claro), hay fenocristales de egrina-augtia con habito tabular y prismático (con color verde claro y café claro), se observan cristales de hornblenda con habito tabular (color café oscuro). Al igual que las otras muestras mencionadas, en menores porcentajes se encuentran cristales de nefelina euhedrales con habito prismático (con tono amarillento y café oscuro), con nicoles paralelos la nefelina presenta mayor relieve que los feldespatos, el máfico que aparece en los bordes es biotita subidiomorfa con habito tabular (con tono amarillo y rosa) por último alterando los minerales se encuentra goethita euedral con habito acicular (con color café rojizo).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Holocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Inequigranular	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Medio	
FORMA DE CRISTALES		
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa), Feldespatooides (Nefelina)	Anfíboles (Hornblenda), Clinopiroxenos (Augita, Biotita), Ortopiroxenos (Enstatita)	Óxidos de hierro (Goethita)
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Sienita	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:593041.3223</b>	<b>ESTE:2556564.034</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST - 12B:</b> La muestra ST-12B es una muestra de gabro con textura porfirítica, inequigranular seriada. En las imágenes se aprecian cristales de plagioclasa euhedrales con habito tabular (gris oscuro a claro), cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). Destacan fenocristales de augita subidiomorfos (con color café claro a amarillo) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro). La matriz de la roca muestra que los cristales están orientados en una sola direccion (N-S).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Vítrea	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular Seriada	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino a Medio	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Acicular, Tabular	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldspato K (Ortosa, Plagioclasa),	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos.	
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Gabro	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		


PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:593041.3223	ESTE:2556564.034
DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 12C: Las Imágenes de la muestra ST-12C corresponden a una tefrita con textura porfírica con cristales inequigranulares idiomorfos y subidiomorfos. Destaca la presencia de una textura fluidal marcada por los cristales de la matriz con dirección arriba-izquierda hacia abajo-derecha. Se aprecian cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro), cristales de nefelina euhedrales con habito prismático (con tono amarillento y café oscuro) y cristales de leucita subeuhedrales con habito pragmático (con tono rosado oscuro a café claro). En menor cantidad se pueden encontrar cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Vítreo	
TAMAÑO DE CRISTALES	Inequigranular	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Fino a Medio	
FORMA DE CRISTALES	Subidiomorfo, Tabular y Prismático	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespatos K (Plagioclasa), Clinopiroxenos (Augita)	Feldespatoides (Nefelina, Leucita), Cuarzo, Minerales opacos	
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Gabro-Nefelínico	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

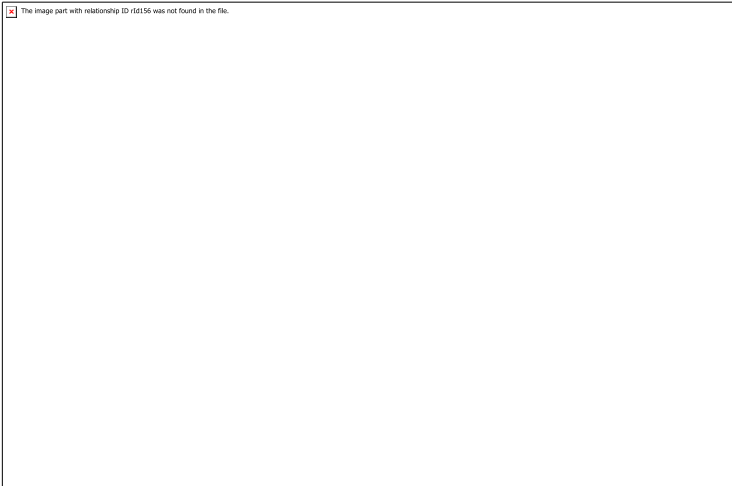


PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:584866.0346	ESTE:2558642.861
DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST-13: La muestra ST-13 es una muestra de gabro con textura porfirítica, inequigranular seriada. En la imagenes se aprecian cristales de plagioclasa euhedrales con habito tabular (gris oscuro a claro), cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se encuentran cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a amarillo), cristales de piroxenoides como la haüyna euhedrales con habito prismático (con color gris claro a café oscuro) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro). La matriz de la roca muestra que los cristales están orientados en una sola dirección (N-S).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRITALINIDAD	Hipocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Inequigranular Seriada	
TAMAÑO DE GRANOS	Grano Fino	
FORMALES DE CRISTALES	Alotriomorfos, Prismáticos y Tabular	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa), Clinopiroxenos (Augita)	Feldespatoides (Haüyna), Minerales opacos.	
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Gabro	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:579139.9033	ESTE:2557401.888
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 14:</b> En estas imágenes se muestra un monzo-granito con textura hipidiomorfa similar a las muestras ST-04 y ST-08. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Aplítica	
TAMAÑO DE CRISTALES	Inequigranular	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Fino a Medio	
FORMA DE CRISTALES	Prismático y Tabular	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Plagioclasa)	Clinopiroxenos (Augita), Cuarzo, y minerales opacos.	
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Monzo-granito	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:590191.2265	ESTE:2563666.533
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 15:</b> Las Imágenes de la muestra ST-15 son similares son muy parecidas a la muestra ST-12C corresponden a un gabro nefelinico textura porfírica con cristales inequigranulares idiomorfos y subidiomorfos. Destaca la presencia de una textura fluidal marcada por los cristales de la matriz con dirección arriba-izquierda hacia abajo-derecha. Se aprecian cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro), cristales de nefelina euhedrales con habito prismático (con tono amarillento y café oscuro) y cristales de leucita subeuhedrales con habito pragmático (con tono rosado oscuro a café claro). En menor cantidad se pueden encontrar cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Hipocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Inequigranular Seriada	
TAMAÑO DE GRANOS	Grano Fino a Medio	
FORMA DE CRISTALES	Prismáticos, Tabulares	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Plagioclasa)	Clinopiroxenos (Augita) Feldespatoides (Nefelina, Leucita), Cuarzo, Minerales opacos.	
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Gabro-Nefelínico	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:587796.7769</b>	<b>ESTE:2569508.494</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 16:</b> En estas imágenes se muestra un monzo-granito con textura hipidiomorfa similar a las muestras ST-04, ST-08 y ST-14. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro) y minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Aplítica	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino a Medio	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Prismáticos	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Plagioclasa), Cuarzo	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos	
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Monzo-granito	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		

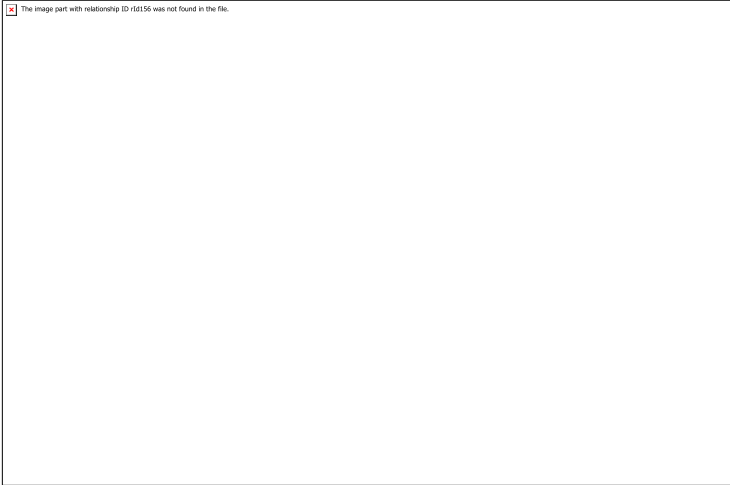
PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	SIERRA DE TAMAULIPAS	
<b>COORDENADAS</b>	NORTE:588495.1154	ESTE:2567724.326
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 18:</b> En estas imágenes se muestra un monzo-granito con textura hipidiomorfa similar a las muestras ST-04, ST-08, ST-14 y ST-16. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro), minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro) y por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalino	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino a Medio	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Prismáticos	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K(Plagioclasa), Cuarzo	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos	
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Monzogranito	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:568852.0155</b>	<b>ESTE:2549384.443</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 22:</b> En las imágenes se aprecia una sienita nefelínica con textura holocristalina. Las plagioclasas subidiomorfas (con color gris claro a oscuro) conforman la fina matriz que contribuye a su textura porfirítica, hay cristales euhedrales con habito prismático de ortosa (con color gris oscuro), se aprecian fenocristales de nefelina con habito tabular se encuentran intersticiales a las plagioclasas (con color verde claro a café oscuro, tonos caramelos), igual se encuentran cristales idiomorfos de hornblenda con habito prismático (con color café claro a oscuro) y hay una significativa cantidad de cristales de titánica idiomorfos con habito tabular (con color gris claro a blanco). En menor porcentaje se encuentran los cristales de augita (con color verde claro y amarillo) y biotita (con tonos rosas y azules) euhedrales con hábitos prismáticos y aciculares alterados por las plagioclasas, algunos cristales subidiomorfos de enstatita (con color amarillo) con habito tabular también se puede apreciar. Por último, hay escasos óxidos de hierro en la forma de goethita (con color rojo oscuro y café).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalina	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Alotiomorfos	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa), Feldespatoides (Nefelina), Anfíboles (Hornblenda)	Clinopiroxenos (Augita, Biotita), Ortopiroxenos (Enstatita)	Óxidos de hierro (Goethita)
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Sienita-Nefelínica	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA		
DATOS DE CAMPO		
LOCALIDAD	SIERRA DE TAMAULIPAS	
COORDENADAS	NORTE:569158.5668	ESTE:2550427.399
DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 24: En las imágenes se observa una sienita con textura porfírica y cristales de grano fino a medio con hábitos prismáticos y tabulares. Las tranquilas por ser el equivalente volcánico de las sienita su composición mineralógica es casi idéntica, pero con la carencia de feldespatoides como la nefelina. Se muestra la abundancia de cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, se encuentran cristales de plagioclasa alteradas con habito prismático (con color gris claro), hay fenocristales de augtia con habito tabular y prismático (con color amarillo claro a café claro), se observan cristales de hornblenda con habito tabular (color amarillo). Al igual que las otras muestras mencionadas, en menores porcentajes se encuentran cristales de biotita subidiomorfa con habito tabular (con tono amarillo y rosa) por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).		
COLOR	Mesocrático	
GRADO DE CRISTALINIDAD	Holocristalina	
TAMAÑO DE CRISTALES	Porfírica	
TAMAÑO DE GRANO	Grano Fino a Medio	
FORMA DE CRISTALES	Prismáticos y Tabulares	
MINERALOGIA		
PRINCIPALES	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
Feldespato K (Ortosa, Plagioclasa)	Anfíboles (Hornblenda), Clinopiroxenos (Augita, Biotita), Ortopiroxenos (Enstatita)	Óxidos de hierro.
CLASIFICACION		
TIPO DE ROCA	Sienita	
EVIDENCIA FOTOGRAFICA		
		

<b>PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA</b>		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:568217.0953</b>	<b>ESTE:2554018.518</b>
<p><b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 26:</b> En las imágenes se observa una sienita con textura holocristalina, similar a las muestras ST-05, ST-06, y ST-10. Igual que en estas muestras anteriores se muestra la abundancia de cristales de ortoclasa (con color gris oscuro) con bordes angulares y habito intersticiales, se encuentran cristales de plagioclasa alteradas con habito prismático (con color gris claro), hay fenocristales de egrina-augtia con habito tabular y prismático (con color verde claro y café claro), se observan cristales de hornblenda con habito tabular (color café oscuro). Al igual que las otras muestras mencionadas, en menores porcentajes se encuentran cristales de nefelina euhedrales con habito prismático (con tono amarillento y café oscuro), con nicoles paralelos la nefelina presenta mayor relieve que los feldespatos, el máfico que aparece en los bordes es biotita subidiomorfa con habito tabular (con tono amarillo y rosa) por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).</p>		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Hipocristalina	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular Seriada	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino a Medio	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Prismáticos y Tabulares	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespatos K (Ortosa, Plagioclasa), Feldespatoides (Nefelina),	Anfiboles (Hornblenda), Clinopiroxenos (Augita, Biotita), Ortopiroxenos (Enstatita)	Oxidos de hierro (Goethita)
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Sienita	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		



<b>PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA</b>		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:567458.1745</b>	<b>ESTE:2559761.967</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 28:</b> En estas imágenes se muestra una riolita con textura hipidiomorfa similar a las muestras ST-04, ST-08, ST-14, ST-16 y ST-18. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro), minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro) y por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalina	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino a Medio	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Tabular y Prismáticos	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Plagioclasa), Cuarzo	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos	
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Sieno-granito	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		

<b>PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE ROCAS DE LA PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL MEXICANA</b>		
<b>DATOS DE CAMPO</b>		
<b>LOCALIDAD</b>	<b>SIERRA DE TAMAULIPAS</b>	
<b>COORDENADAS</b>	<b>NORTE:567273.0473</b>	<b>ESTE:2561503.708</b>
<b>DESCRIPCION MICROSCOPICA / ST – 29:</b> La muestra ST-29 corresponde a una riolita con textura hipidiomorfa similar a las muestras ST-04, ST-08, ST-14, ST-16, ST-18 y ST-28. Se observan cristales equigranulares euhedrales de plagioclasa con habito prismático (maclado color gris claro), igualmente se encuentran cristales equigranulares de ortoclasa con habito tabular (intersticial color gris oscuro), cristales alotriomorfos con habito prismático de cuarzo (con color blanco brillo vítreo). En menor cantidad se observan cristales de augita subidiomorfos (con color café claro a oscuro), minerales opacos con habito prismático, tabular y aciculares (con color negro) y por último alterando los minerales se encuentra goethita euhedral con habito acicular (con color café rojizo).		
<b>COLOR</b>	Mesocrático	
<b>GRADO DE CRISTALINIDAD</b>	Holocristalina	
<b>TAMAÑO DE CRISTALES</b>	Inequigranular	
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	Grano Fino a Medio	
<b>FORMA DE CRISTALES</b>	Prismáticos y Tabulares	
<b>MINERALOGIA</b>		
<b>PRINCIPALES</b>	<b>ACCESORIOS</b>	<b>SECUNDARIOS</b>
Feldespato K (Plagioclasa), Cuarzo.	Clinopiroxenos (Augita), Minerales opacos	
<b>CLASIFICACION</b>		
<b>TIPO DE ROCA</b>	Monzo-granito	
<b>EVIDENCIA FOTOGRAFICA</b>		
		

