



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Geoquímica y geocronología de U-Pb
en circones de la playa Miramar Sur,
estado de Tamaulipas, Golfo de
México, México: implicación de
procedencia**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Tania Sayuri Paulín Zavala

DIRECTOR DE TESIS

Dr. John S. Armstrong Altrin Sam

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

A mi mamá, por darme la vida, por todo su amor y su apoyo incondicional. Gracias por ser quien eres.

A mi papá, por estar ahí siempre para apoyarme, por todos sus consejos y sus enseñanzas que me ayudan a seguir adelante.

A mi hermana, por todo su cariño y paciencia, por escucharme siempre y por ser la mejor amiga de toda la vida.

Agradecimientos

Agradezco de manera especial al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin por permitirme realizar esta tesis bajo su dirección, por compartir conmigo sus amplios conocimientos, por su tiempo y su apoyo durante la realización de este trabajo.

Agradezco al proyecto PAPIIT N° IN106117 por la beca otorgada para la realización de esta tesis.

Muchas gracias a los miembros de mi comité: el Dr. David Alberto Salas de León, la Dra. Laura Mori, el M.C. Noé Santillán Piña, y la Dra. Mayumy Amparo Cabrera Ramírez, por su tiempo y los comentarios realizados a este trabajo.

Agradezco al Ing. Teodoro Hernández Treviño por permitirme emplear el equipo del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) para la separación de circones, así como por su orientación y ayuda para esta actividad.

Gracias al Ing. Carlos Linares López por su apoyo en los estudios de SEM-EDS realizados en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Agradezco a los Dres. Luigi Solari, Carlos Ortega Obregón y Harim Arvizu Gutiérrez, por la datación y geoquímica de circones, realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM.

A la M.C. Laura Elena Gómez Lizárraga del ICML, por el servicio de microscopía electrónica de barrido.

Agradezco especialmente a Mayla A. Ramos Vázquez, pasante de doctorado, por toda su ayuda durante estos meses de trabajo, por sus consejos para mejorarlo, por resolver todas mis dudas y por su amistad. También agradezco a Edith Xiadani Castro Zárate por su asesoría para mejorar esta tesis.

A Vanessa González Marín, por su apoyo y orientación con la separación de circones; también agradezco a todas mis compañeras de laboratorio: Ana Cristina Zavala León, Zaknite Flores Ocampo y Katherine Macías Martínez, por hacer más ameno el tiempo de trabajo, por su apoyo y amistad.

Muchas gracias a mi familia, por el apoyo incondicional que siempre me han dado, por su paciencia y su comprensión, gracias por impulsarme siempre a seguir adelante.

Agradezco a Rodrigo Tonatiuh Alvarado Giner por todo su apoyo, cariño y paciencia, por ayudarme incluso sin tener conocimiento de la materia, por estar siempre ahí para aconsejarme y regañarme cuando era necesario.

A mis amigas y compañeras de carrera Adriana Espinoza Sánchez y Naivy Dennise Rodal Morales, gracias por su gran amistad, su compañía y apoyo y por darme recuerdos inolvidables durante todos estos años de carrera.

A todos mis maestros de la Facultad de Ingeniería, por compartir su conocimiento y estar dispuestos siempre a resolver todas mis dudas.

Finalmente, mi más profundo agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México, la máxima casa de estudios, por darme la oportunidad de estudiar una carrera profesional de la más alta calidad, y ayudarme con mi preparación profesional.

Resumen

La presente tesis tuvo como objetivo estudiar los sedimentos de la playa Miramar Sur, ubicada en Tamaulipas, en el Golfo de México, con la finalidad de conocer sus características texturales, así como analizar la geoquímica y geocronología de circones detríticos para realizar estudios de procedencia.

Los datos obtenidos por medio del análisis granulométrico señalan que los sedimentos de las muestras son arenas finas, que se encuentran de bien clasificadas a muy bien clasificadas. Así mismo, los parámetros estadísticos de tamaño de grano indican un ambiente de playa de alta energía.

Por medio del análisis de SEM-EDS se identificó una composición mineralógica abundante en cuarzo y feldespato potásico, aunque también se encontró plagioclasa, ilmenita, y titano-magnetita, además de cantidades muy bajas de piroxeno, vidrio, circón y calcita.

Las microtexturas identificadas en circones detríticos mediante imágenes de microscopía electrónica de barrido indican principalmente un transporte de alta energía en un medio subacuático, así como un cambio en las condiciones del ambiente, lo que puede ser evidencia de transporte en río y posterior depósito en un ambiente costero. Algunos circones también muestran evidencias de transporte eólico, de lo que se infiere que proceden de dunas cercanas.

Los resultados de los análisis de elementos traza mostraron en su mayor parte una relación de Th/U que es común en circones de origen ígneo. De igual manera, los patrones de tierras raras, junto con la anomalía positiva de Cerio y la anomalía negativa de Europio, son característicos de circones de procedencia ígnea.

Las edades de los circones datados, obtenidas mediante geocronología de U-Pb, presentan una amplia distribución, con una mayor presencia en el Cenozoico y Mesozoico, particularmente en el Paleógeno y Cretácico Superior. Estas edades fueron comparadas con las de otros estudios geocronológicos realizados en el interior del país, encontrándose correspondencia con la Sierra de Tamaulipas perteneciente a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, así como con los circones detríticos de la Mesa Central en el área comprendida entre los límites de San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro; por lo que se infiere que estas zonas son la fuente principal de los sedimentos de la playa Miramar.

Abstract

The objective of this thesis was to study the sediments of the Miramar Sur beach, located in Tamaulipas, in the Gulf of Mexico, in order to know their textural characteristics, as well as analyze the geochemistry and geochronology of detritic zircons to carry out provenance studies.

The data obtained through the granulometric analysis indicates that the sediments of the samples are fine sands, which range from well sorted to very well sorted. Likewise, the statistical parameters of grain size indicate a high-energy beach environment.

Through the SEM-EDS analysis, an abundant mineralogical composition of quartz and potassium feldspar was identified. Plagioclase, ilmenite, and titanomagnetite were also found, in addition to very low amounts of pyroxene, glass, zircon and calcite.

The microtextures identified in detritic zircons by scanning electron microscopy images mainly indicate high-energy transport in a subaquatic environment, as well as a change in environmental conditions, which may be evidence of river transport and subsequent deposition in a coastal environment. Some zircons also show evidence of wind transport, from which it is inferred that they come from nearby dunes.

The results of the trace element analysis showed mostly a Th/U ratio that is common in zircons of igneous origin. In the same way, rare earth patterns, together with the positive anomaly of Cerium and the negative anomaly of Europium, are characteristic of zircons from igneous origin.

The ages of the zircons, obtained by U-Pb geochronology, have a wide distribution, with greater frequency dated in the Cenozoic and Mesozoic, particularly in Paleogene and Upper Cretaceous. These ages were compared with those of other geochronological studies carried out inside the country, being correspondent with the Sierra de Tamaulipas in the Eastern Mexican Alkaline Province, as well as with the detritic zircons of the Mesa Central in the area between the limits of San Luis Potosí, Guanajuato and Querétaro; so it follows that these zones are the main source of sediments of Miramar beach.

Índice

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES	1
1.1 Introducción	1
1.2 Antecedentes	2
1.3 Justificación	4
1.4 Objetivos	5
1.4.1 Objetivo general	5
1.4.2 Objetivos específicos.....	5
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	6
2.1 Sedimentología.....	6
2.1.1 Transporte	7
2.1.2 El comportamiento de los fluidos y de las partículas en los fluidos	8
2.1.3 Ambientes de depósito	10
2.1.4 Playas y sus sedimentos	11
2.2 Parámetros texturales de los sedimentos.....	13
2.2.1 Granulometría	14
2.2.2 Clasificación	16
2.2.3 Forma	16
2.2.4 Esfericidad y redondez	17
2.3 Composición de los sedimentos.....	18
2.3.1 Factores que influyen en la composición de los sedimentos.....	19
2.3.2 Principales minerales detríticos	20
2.4 Arenas.....	22
2.4.1 Origen de los sedimentos arenosos	22
2.4.2 Procedencia de sedimentos arenosos.....	24

2.5 Geoquímica y geocronología.....	25
2.5.1 Geoquímica de circones.....	26
2.5.2 Geocronología: métodos de datación.....	27
2.5.3 Método de datación U-Pb.....	28
2.5.4 Geocronología de circones detríticos.....	31
CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	32
3.1 Geología del Golfo de México	32
3.1.1 Historia geológica y evolución.....	33
3.1.2 Principales corrientes del Golfo de México.....	34
3.2 Geología de la región de estudio (cuenca de Tampico)	37
3.2.1 Geología regional	37
3.2.2 Evolución tectónica	38
3.2.3 Estratigrafía	40
3.2.4 Hidrografía.....	45
3.2.5 Clima.....	46
3.3 Playa Miramar Sur	46
3.4 Mesa Central	47
3.5 Provincia Alcalina Oriental Mexicana.....	50
3.6 Sierra Madre Oriental.....	51
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA	53
4.1 Muestreo de sedimentos en playa.....	53
4.2 Granulometría	54
4.2.1 Mediana (M_d).....	55
4.2.2 Media (M_z).....	55
4.2.3 Desviación estándar (σ_1)	56
4.2.4 Grado de asimetría (Sk_1).....	56

4.2.5 Kurtosis (K_G).....	57
4.3 Mineralogía (SEM-EDS)	57
4.4 Imágenes de microscopía electrónica de barrido	58
4.5 Geoquímica y geocronología de U-Pb en circones.....	58
4.5 Catodoluminiscencia	59
CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y DISCUSIÓN	60
5.1 Análisis granulométrico.....	60
5.1.1 Diagramas bivariantes	62
5.2 Mineralogía (SEM-EDS)	64
5.2.1 Muestra MM1	65
5.2.2 Muestra MM5	67
5.2.3 Muestra MM10	68
5.2.4 Muestra MM15	70
5.2.5 Muestra MM20	73
5.3 Morfología y microtexturas de circones detríticos	75
5.3.1 Imágenes de catodoluminiscencia	75
5.3.2 Imágenes de microscopía electrónica de barrido	78
5.4 Geoquímica y geocronología de circones	87
5.4.1 Geoquímica	87
5.4.2 Geocronología	97
5.5 Procedencia de circones.....	103
5.5.1 Cenozoico	104
5.5.2 Mesozoico	104
5.5.3 Proterozoico	106
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES	110
REFERENCIAS.....	114

Índice de tablas

CAPÍTULO 2

Tabla 2. 1 Clasificación simplificada de los ambientes de depósito. Tomada y modificada de Boggs (2006).	11
Tabla 2. 2 Escala de tamaños de Wentworth, mostrando las clases de tamaño y equivalencia en unidades phi (ϕ). Tomada y modificada de Boggs (2006).	15
Tabla 2. 3 Asociaciones y procedencia de minerales pesados comunes. Tomada y modificada de Pettijohn et al. (1987).	22

CAPÍTULO 4

Tabla 4. 1 Coordenadas de la ubicación de los lugares de muestreo de la Playa Miramar, Tamaulipas.	53
---	----

CAPÍTULO 5

Tabla 5. 1 parámetros estadísticos de tamaño de grano para las muestras de la playa Miramar Sur, Tamaulipas	61
Tabla 5. 2 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM1; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.	66
Tabla 5. 3 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM5; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.	68
Tabla 5. 4 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM10; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.	70
Tabla 5. 5 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM15; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.	72
Tabla 5. 6 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM20; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.	74
Tabla 5. 7 Microtexturas observadas en los circones detríticos analizados por medio de microscopía electrónica de barrido de las muestras MM1 y MM20 de la playa Miramar Sur, Tamaulipas.	82
Tabla 5. 8 Concentraciones en ppm de elementos traza de circones de la playa Miramar Sur, Tamaulipas.	89

Tabla 5. 9 Concentraciones en ppm de tierras raras en circones de la playa Miramar, Tamaulipas.
TREE= Sumatoria total de elementos de tierras raras; LREE= Sumatoria total de tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd y Sm); HREE= Sumatoria total de tierras raras pesadas (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu); anomalía de Eu calculada como $Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN} + Gd_{CN})/2]$; anomalía de Ce calculada como $Ce/Ce^* = Ce_{CN} / [(La_{CN} + Pr_{CN})/2]$; los valores normalizados se obtuvieron con base en los factores de normalización de condrita (CN) propuestos por Taylor y McLennan (1985). 93

Tabla 5. 10 Resultados de geocronología de U-Pb en circones de la playa Miramar, Tamaulipas. 101

Índice de figuras

CAPÍTULO 2

Figura 2. 1 Representación esquemática de los flujos laminar y turbulento. Tomada de Hermenegildo Ruiz (2019), modificada de Boggs (2006).	9
Figura 2. 2 Principales mecanismos de transporte de los sedimentos en un flujo. Tomada y modificada de Boggs (2006).	10
Figura 2. 3 Perfil general de la playa, mostrando sus partes principales. Tomado y modificado de Boggs (2006).	13
Figura 2. 4 Imágenes para estimación visual del grado de selección. Tomada y modificada de Boggs (2006).	16
Figura 2. 5 Formas principales de las partículas sedimentarias. Tomada de Nichols (2009).	17
Figura 2. 6 Imágenes para estimar el grado de esfericidad y redondez de las partículas. Tomado y modificado de Tucker (2003).	18
Figura 2. 7 Proceso de formación de arenas. Tomado y modificado de Pettijohn et al. (1987).	24
Figura 2. 8 Representación gráfica de la historia de crecimiento de un circón en un diagrama de concordia, un circón de 1700 Ma pierde Pb o presenta sobrecrecimiento metamórfico, t_0 es la edad de cristalización, después de 1700 Ma de crecimiento de Pb en sistema cerrado, el circón aparece en la concordia en t_1 ; en t_2 el circón sufre pérdida de Pb o sobrecrecimiento alrededor del núcleo; t' representa los circones que son discordantes después de una pérdida parcial de Pb o un sobrecrecimiento mineral en t_2 . Tomado y modificado de Schoene (2014).	30

CAPÍTULO 3

Figura 3. 1 Unidades geomorfológicas costeras del Golfo de México. Tomado de Tapia-Fernández (2018), modificado de Carranza- Edwards (2001); Fernández-Eguiarte et al. (1992).	33
Figura 3. 2 Circulación en el Golfo de México, A indica zonas de alta presión y B zonas de baja presión. Tomado de Hermenegildo Ruiz (2019), modificado de Monreal et al. (2004).	35
Figura 3. 3 Promedio de la salinidad y corrientes superficiales en el Golfo de México para a) primavera-verano, y b) otoño-invierno. Tomada y modificada de Zavala-Hidalgo et al. (2003).	36
Figura 3. 4 Mapa de la geología de Tampico y sus alrededores. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).	38

Figura 3. 5 Columna estratigráfica de los alrededores de la Playa Miramar. Qho al = aluvión, Qho eo = eólico, Qho li = litoral, Qho lg = lagunar, Tm Ar-Cgp = arenisca, To Ar-Lm = arenisca-limolita, To Ar-Lu = arenisca-lutita, Te Mg-Ar = arga-arenisca, Qpt B = basalto, Tm B = basalto, Tm Gb Di = gabro y diabasa. Tomado de Sánchez Bermeo et al. (2003).	43
Figura 3. 6 Columna estratigráfica de la Provincia de Tampico-Misantla. Tomada y modificada de Nieto Serrano (2010), en PEMEX (2000).	44
Figura 3. 7 Mapa de la geología del área de estudio y sus alrededores. Modificado de Flores Aguillón et al. (1999) y Sánchez Bermeo et al. (2004).	47

CAPÍTULO 4

Figura 4. 1 Localización de los lugares de muestreo en la playa Miramar, Tamaulipas.	54
--	----

CAPÍTULO 5

Figura 5. 1 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968)	62
Figura 5. 2 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Desviación estándar) (Friedman, 1967).	62
Figura 5. 3 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Curtosis) (Friedman, 1967).	63
Figura 5. 4 Diagrama de procesos de energía (Grado de asimetría vs Media) (Hails y Hoyt, 1969; Moiola y Weiser, 1968).	64
Figura 5. 5 Imágenes de catodolumiscencia de circones detríticos (antes del corte y pulido) de la playa Miramar junto con su edad.	77
Figura 5. 6 Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones de la playa Miramar. A) Circón pobremente redondeado con relieve medio, sobrecrecimiento cristalino (sc) y una rotura posiblemente originada por colisión y posterior disolución. B) Aumento de la micrografía anterior resaltando el daño por colisión y disolución (cd) y rasguños en las aristas (ra). C) Aumento de la primera micrografía, resaltando la depresión alargada (flecha). D) Circón redondeado con relieve medio y bordes bulbosos. E) Circón bastante redondeado con relieve medio. F) Aumento de la micrografía anterior destacando una partícula adherida (flecha) y escalones curvos (ec).	79

Figura 5. 7 Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones de la playa Miramar. A) Circón muy pobremente redondeado con relieve medio mostrando caras prismáticas; puede apreciarse una grieta (gr) y evidencias de corrosión por disolución (cd). B) Circón bastante redondeado con relieve alto, señalando la presencia de crestas meándricas. C) Aumento de la micrografía anterior resaltando grietas en forma de V (gV) y escalones curvos (ec). D) Circón bien redondeado con relieve medio y bordes bulbosos. E) Aumento de la micrografía anterior, se observa material adherido de posible origen biológico (pb), así como partículas adheridas, posiblemente de halita (pa). F) Circón anterior, resaltando la presencia de pozos orientados (po).	80
Figura 5. 8 Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones de la playa Miramar. A) Circón bastante redondeado con relieve bajo y algunos rasguños. B) aumento de la micrografía anterior, destacando un posible impacto afectado posteriormente por disolución y precipitación. C) Circón muy pobremente redondeado con relieve alto, resaltando marcas de disolución y con una partícula de circón adherida. D) Circón muy pobremente redondeado con relieve alto, mostrando caras prismáticas con marcas de disolución. E) Circón pobremente redondeado con relieve medio. F) Aumento de la micrografía anterior resaltando rasguños en las aristas, así como escalones rectos y curvos (erc), crestas meándricas (cm) y partículas adheridas (flecha).	81
Figura 5. 9 Gráfica de las relaciones Th/U contra edades por el método U-Pb en circones detríticos de la playa Miramar, Tamaulipas (Wang et al., 2018).	90
Figura 5. 10 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Cenozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).	95
Figura 5. 11 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Mesozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).	95
Figura 5. 12 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Paleozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).	96
Figura 5. 13 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Proterozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).	96

Figura 5. 14 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en los circones detríticos de playa Miramar.....	102
Figura 5. 15 Histograma de distribución de edades obtenidas en los circones detríticos de playa Miramar mediante U-Pb.	103
Figura 5. 16 Histograma de distribución de edades. A) Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Cantagrel y Robin, 1979). B) Región de Sierra de Catorce, S.L.P. (Macusñano et al., 2013; Pinto-Linares, 2008). C) Región de la Herradura, S.L.P. (Sieck et al., 2019). D) Regiones de Río Grande, Zac., y Mexquitic, S.L.P. (Juárez-Arriaga et al., 2019). E) Áreas de Mineral de Pozos, Gto., y Tolimán, Qro. (Ortega-Flores, 2014). F) Formación La Joya en San Luis Potosí (Wengler et al., 2019). G) Formación Zacatecas en S.L.P. (Wengler et al., 2019). H) Circones de la playa Miramar (este estudio).	107

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

1.1 Introducción

Las características texturales, como el tamaño y forma de los granos, así como la composición mineralógica y química de los sedimentos, aportan una gran cantidad de información sobre el ciclo sedimentario, como la roca fuente, el clima, el tipo de ambiente de depósito y las características tectónicas de la cuenca donde ocurre el depósito.

Las características de los sedimentos terrígenos dependen principalmente de cuatro factores: la fuente o procedencia del sedimento, el transporte, el ambiente de depósito y la diagénesis. Por lo general, el análisis de los sedimentos tiene como objetivo el entender uno o varios de estos factores. En apariencia, el factor más sencillo de interpretar es la diagénesis, ya que representa el último proceso que afecta la composición y textura de la roca. Sin embargo, los estudios geoquímicos basados en el contenido de elementos trazas y tierras raras son de suma importancia, ya que sirven para la interpretación de las condiciones de depósito y procedencia del sedimento.

Así mismo, los avances tecnológicos han permitido el desarrollo de técnicas relacionadas con geoquímica isotópica, dando una gran utilidad a la geocronología en los estudios de procedencia de sedimentos, para lo cual se emplea principalmente el método de U-Pb en circones detríticos. El circon es un mineral que por su capacidad para incorporar U y Th en su red es muy útil para realizar fechamientos mediante el método de U-Pb, además de que por su alta estabilidad, dureza y resistencia a la alteración puede conservarse a lo largo de varios ciclos sedimentarios, manteniendo información intacta sobre su composición, y por lo tanto su origen. De esta manera, las edades obtenidas pueden compararse con las de posibles rocas fuente, ayudando a determinar la zona de origen de los sedimentos.

Se han realizado gran cantidad de trabajos enfocados en el análisis de procedencia de sedimentos de playa; sin embargo, la mayoría se basa en estudios geoquímicos y petrográficos. En el presente trabajo se busca analizar la procedencia de los sedimentos de una playa del Golfo de México por medio del estudio geoquímico y datación de circones detríticos. Este tipo de estudios son escasos, pero son de gran ayuda para comprender mejor el proceso de formación de los sedimentos de playa de México.

1.2 Antecedentes

En el Golfo de México se han realizado varias investigaciones enfocadas en el estudio de sedimentos de playa. Estos trabajos incluyen análisis de características texturales, estudios geoquímicos, petrográficos y algunos estudios en circones; los cuales ayudan a conocer las características de los sedimentos, su composición, variaciones a lo largo de las costas y dataciones que permiten inferir su procedencia.

Así mismo, en el interior del país también se han realizado investigaciones que involucran el análisis geocronológico de rocas y sedimentos, permitiendo conocer sus edades y analizarlas como posibles fuentes de procedencia para las arenas de las playas del Golfo de México.

Cantagrel y Robin (1979) hicieron dataciones de K-Ar en rocas volcánicas del este de México, para analizar, observar y estudiar la relación entre el Cinturón Volcánico Transmexicano y la Provincia Alcalina del Este, además de sus periodos de actividad.

Kasper-Zubillaga *et al.* (1999) estudiaron petrográfica y geoquímicamente arenas fluviales, de playa y de dunas procedentes de la misma cuenca (oeste del Golfo de México), para demostrar la utilidad de estos ambientes para determinar las características tectónicas de la fuente.

Carranza- Edwards *et al.* (2001) examinaron química y petrológicamente arenas oscuras de playas del litoral oeste de México, con el objetivo de determinar la relación entre el contenido de minerales pesados y las variaciones de tierras raras. Los resultados mostraron que el contenido de elementos pesados es mayor en las arenas más oscuras y se relaciona con factores como el clima y los procesos sedimentarios del ambiente de depósito, mientras que el contenido de tierras raras y elementos traza está más relacionado con la composición de la roca fuente.

Kasper-Zubillaga y Dickinson (2001) compararon la composición de arenas de playa, duna y río del Golfo de México, además de las costas de Kapiti y Foxton en Nueva Zelanda, con la finalidad de establecer criterios petrológicos para diferenciar los ambientes y subambientes deposicionales y el grado en que sus características dependen de las rocas de origen.

Lawton *et al.* (2009) emplearon petrografía y análisis geocronológicos de circones detríticos para determinar la procedencia de areniscas en la cuenca de antepaís de la Sierra Madre Oriental, así como sus características de depósito.

Armstrong-Altrin *et al.* (2012) realizaron estudios en arenas de playas a lo largo de la parte oeste del Golfo de México, con la finalidad de determinar su procedencia. Las arenas provienen de las playas Playa Azul, Tecolutla y Nautla, y los análisis realizados incluyeron petrografía y geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras. Los resultados revelaron diferencias notables en su composición tanto mineralógica como química, lo que implica que los ríos que transportan las arenas a las playas son el factor más importante que controla la composición geoquímica, mientras que las corrientes litorales tienen menor importancia.

Kasper-Zubillaga *et al.* (2013) realizaron estudios sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos en arenas de playas y dunas en las costas de Tamaulipas, particularmente en las playas Miramar, Boca del Tordo y La Pesca, con el objetivo de mostrar la manera en que los ríos cercanos controlan las características texturales, composicionales y químicas de las arenas.

Ortega-Flores *et al.* (2014) analizaron los registros de circones detríticos de areniscas y rocas volcánicas del Mesozoico en Querétaro y Guanajuato, con el objetivo de examinar los cambios de procedencia de los sedimentos y su relación con los eventos tectónicos de la época.

Armstrong-Altrin *et al.* (2015) hicieron estudios petrográficos y geoquímicos en arenas de las playas de Chachalacas y Veracruz para determinar la procedencia y características tectónicas de la región de origen, concluyendo además que las corrientes costeras no son significantes en la mezcla y homogenización de las arenas.

Tapia-Fernández *et al.* (2017) emplearon análisis geoquímicos y geocronológicos en circones de la playa Brujas en Campeche para realizar estudios de procedencia, confirmando además la importancia del suministro de sedimentos de los ríos al área costera.

Armstrong-Altrin *et al.* (2018) emplearon estudios geoquímicos y de edades en circones de las playas Atasta y Alvarado en el Golfo de México, buscando determinar su procedencia. Los resultados demostraron el papel importante que tienen los ríos que desembocan en el Golfo de México en la definición de la procedencia de los sedimentos de playa.

Juárez-Arriaga *et al.* (2019) realizaron estudios de petrografía y geocronología de circones en arenas de la Mesa Central, para determinar la procedencia y mecanismos de transporte de los sedimentos, así como los mecanismos de depósito en la cuenca de antepaís del noreste de México y su relación con los eventos de arcos magmáticos del Cretácico Tardío-Paleógeno.

Wengler *et al.* (2019) estudiaron areniscas del Triásico y Jurásico en el centro del país, para determinar la procedencia de los sedimentos y su relación con la actividad del arco volcánico Nazas. Los estudios incluyeron análisis petrográfico, geoquímica de elementos traza y tierras raras, así como geocronología de circones detríticos.

Existen estudios similares a lo largo de las costas del Golfo de México; sin embargo, no se han realizado investigaciones sobre la geoquímica y geocronología de circones detríticos ni estudios de procedencia en la playa Miramar en Tamaulipas, que es el objetivo planteado en la presente tesis.

1.3 Justificación

El estudio de las características granulométricas, texturales, composicionales y geoquímicas de los sedimentos es muy importante para llevar a cabo interpretaciones de procedencia. Además, se han realizados numerosos estudios de la geocronología de U-Pb en circones de los terrenos continentales de México, como el Complejo Oaxaqueño, el Complejo Macizo de Chiapas, el Complejo Xolapa y el noroeste de Sonora, los cuales han permitido obtener un mejor conocimiento sobre la evolución tectónica de México.

Aunque se han llevado a cabo algunos estudios de procedencia de sedimentos de playa en el Golfo de México, estas investigaciones no cuentan todavía con un alcance muy amplio, y se basan principalmente en características granulométricas, petrográficas y la geoquímica del sedimento en general. Sin embargo, la inferencia sobre la procedencia de sedimentos de playa basada en la geoquímica de tierras raras y la datación de U-Pb en circones detríticos a lo largo de las áreas costeras del Golfo de México han sido poco documentadas.

Por este motivo, en el presente estudio se pretende utilizar la información obtenida del análisis geoquímico y la datación de circones detríticos para inferir la procedencia de los sedimentos de una playa del Golfo de México, siendo así uno de los pocos estudios de procedencia mediante circones realizados en sedimentos de playa.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es el análisis de sedimentos de la playa Miramar Sur, Tamaulipas, en el Golfo de México, con la finalidad de determinar la procedencia de los mismos. Esto se llevó a cabo por medio de estudios granulométricos y mineralógicos de las muestras de sedimentos, así como la geocronología, composición geoquímica y estudio de microtexturas en circones detríticos.

1.4.2 Objetivos específicos

- Determinar los parámetros texturales de tamaño de grano de los sedimentos de la playa Miramar Sur, en el estado de Tamaulipas, con la finalidad de interpretar el ambiente de depósito de los sedimentos.
- Identificar la mineralogía de los sedimentos por medio de microscopía electrónica de barrido.
- Describir y analizar la morfología y microtexturas presentes en los circones por medio de imágenes obtenidas con catodoluminiscencia y microscopía electrónica, para realizar inferencias sobre su transporte y procedencia.
- Determinar la composición geoquímica de los circones detríticos mediante la técnica LA-ICP-MS, para identificar posibles rocas fuente.
- Obtener las edades de los circones detríticos para compararlas con las edades de rocas de la región, y de esta manera inferir su procedencia.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

En los estudios de procedencia es necesario analizar varias características de los sedimentos, como su composición, tanto mineralógica como química, y sus características texturales. Estas particularidades reflejan diferentes factores y procesos, como el área fuente, el mecanismo de transporte y el ambiente de depósito. Debido a esto, es necesario contar con un conocimiento general de las diferentes características que presentan los sedimentos y sus interpretaciones, en particular con respecto al ambiente de playa, que es el enfoque de este capítulo. Así mismo, dado que el objeto de estudio principal son los circones, se presenta información sobre las características del mineral y los análisis realizados.

2.1 Sedimentología

La sedimentología puede definirse como el estudio de la clasificación, origen, transporte y deposición de los sedimentos, y trata de estudiar su composición, características físicas, químicas y biológicas y los procesos que dan lugar a su formación (Arche, 2010).

Los sedimentos son el material no consolidado producto de la meteorización de las rocas expuestas en superficie. Existen diferentes tipos de sedimentos, que se clasifican de acuerdo a su origen. Los sedimentos clásticos, también llamados terrígenos o detríticos, se producen por la alteración física y química de rocas preexistentes, e incluyen fragmentos de rocas y minerales. Por su parte, dentro de los sedimentos no clásticos se encuentran los sedimentos químicos cuyos componentes fueron disueltos y transportados en solución, y los sedimentos biogénicos, que están formados por restos de animales y plantas.

La meteorización que da lugar a la formación de sedimentos involucra diversos procesos físicos, químicos y biológicos. De acuerdo con Boggs (2006), la meteorización física o mecánica es un proceso en el cual las rocas se parten en fragmentos más pequeños por diversos motivos (por cambios repentinos de temperatura, sometimiento a un esfuerzo, cristalización de sal, etc.), sin que haya un cambio significativo en su composición química o mineralógica. Por otra parte, la meteorización química puede alterar tanto la composición química como mineralógica de la roca. Los minerales se ven atacados por agentes del medio como agua o gases atmosféricos, con lo que algunos componentes se disuelven y transportan en solución, y pueden cristalizarse otros minerales. Esto disminuye la resistencia de la roca, lo que a su vez facilita la meteorización física y viceversa.

Es importante entender la manera en que la meteorización actúa sobre la roca fuente expuesta, ya que puede afectar la composición del sedimento. Así, al combinarse con otros procesos como el transporte, el depósito final no se correlaciona directamente con la composición de la roca fuente.

2.1.1 Transporte

Las rocas sedimentarias se forman debido a un complejo grupo de procesos que comienzan con la meteorización. Algunos de los productos que se obtienen con este proceso se acumulan *in situ* y forman paleosuelos, pero la mayoría son removidos por procesos de erosión y transporte a otros sitios de depósito (Boggs, 2006).

De acuerdo con Nichols (2009), el transporte de sedimentos puede realizarse por diferentes mecanismos, siendo el más simple el transporte por gravedad, en el que las partículas se deslizan por una pendiente y se acumulan en la base de las laderas. Estas acumulaciones de sedimento se componen principalmente de material grueso que no suele trabajarse de nuevo mediante otros procesos.

Sin embargo, el movimiento de los sedimentos es comúnmente ocasionado por flujos de agua, aire, hielo o mezclas densas de sedimento y agua. El transporte con agua es el más importante, ya que pueden encontrarse flujos tanto continentales como marinos, y pueden ser además lo suficientemente fuertes para transportar material grueso en su base y fino en suspensión, durante cientos o miles de kilómetros.

El aire puede recorrer grandes distancias llevando polvo y arena, aunque debido a su baja densidad su capacidad de transporte es baja y limitada a partículas más finas.

El hielo también puede desplazarse durante periodos largos de tiempo, moviéndose lentamente sobre la superficie terrestre. Ya que su viscosidad es elevada, es capaz de transportar grandes cantidades de sedimentos, siendo un medio de transporte significativo en los casquetes polares y montañas con glaciares.

Pueden producirse también flujos por gravedad, como flujos de escombros o corrientes turbidíticas, cuando la concentración de sedimentos en el agua es muy elevada. Estos flujos se comportan de manera diferente a los sedimentos dispersos en el agua, y se mueven por efecto de la gravedad.

2.1.2 El comportamiento de los fluidos y de las partículas en los fluidos

El comportamiento mecánico de los fluidos depende principalmente de la velocidad del flujo, la viscosidad del fluido y la rugosidad de la base sobre la que se produce el flujo (Boggs, 2006). Existen dos tipos de flujo por medio de los cuales se transportan las partículas, los cuales son el flujo laminar y el flujo turbulento (Pettijohn *et al.*, 1987; Boggs, 2006; Nichols, 2009; Prothero y Schwab, 2014).

En el flujo laminar, las llamadas líneas de corriente (curvas imaginarias que conectan las tangentes a los vectores de velocidad de las partículas en un fluido) son paralelas y separadas entre sí, de manera que las partículas en el fluido se mueven en láminas paralelas con respecto de las otras en dirección a la corriente, y no hay transferencia de masa entre capas. Este tipo de flujo se produce cuando la velocidad es baja y la base sobre la que se produce el transporte es lisa.

Por otra parte, las líneas de corriente en el flujo turbulento son complejas y se entrelazan y cambian continuamente de maneras impredecibles, de manera que las partículas se mueven en complejos remolinos con movimientos aleatorios, siguiendo la dirección general del flujo. Estos movimientos se producen cuando la velocidad de flujo es relativamente alta y la viscosidad es baja.

Los movimientos ascendentes del flujo turbulento son agentes más efectivos para la erosión y el transporte de las partículas, ya que no sólo permiten su arrastre, sino que también ayudan a contrarrestar su asentamiento (Prothero y Schwab, 2014). La mayor parte de los flujos que transportan arena en la naturaleza son completamente turbulentos, generándose principalmente en ríos por cizallamiento a lo largo de los bordes al fluir el agua, e incrementa por la rugosidad del fondo; y a lo largo de las costas y en el mar debido a las olas, la tensión del viento en la superficie y la cizalladura entre las corrientes (Pettijohn *et al.*, 1987).

El transporte del sedimento en un fluido involucra la erosión y el levantamiento del sedimento de su fuente, así como el subsecuente desplazamiento del mismo para finalmente ser depositado (Prothero y Schwab, 2014). Generalmente se requiere de mayor energía para iniciar el movimiento de las partículas que para mantenerlo.

Una vez que los sedimentos han sido puestos en movimiento en un fluido, las partículas se desplazan mediante tres mecanismos principales: rodamiento, saltación y suspensión.

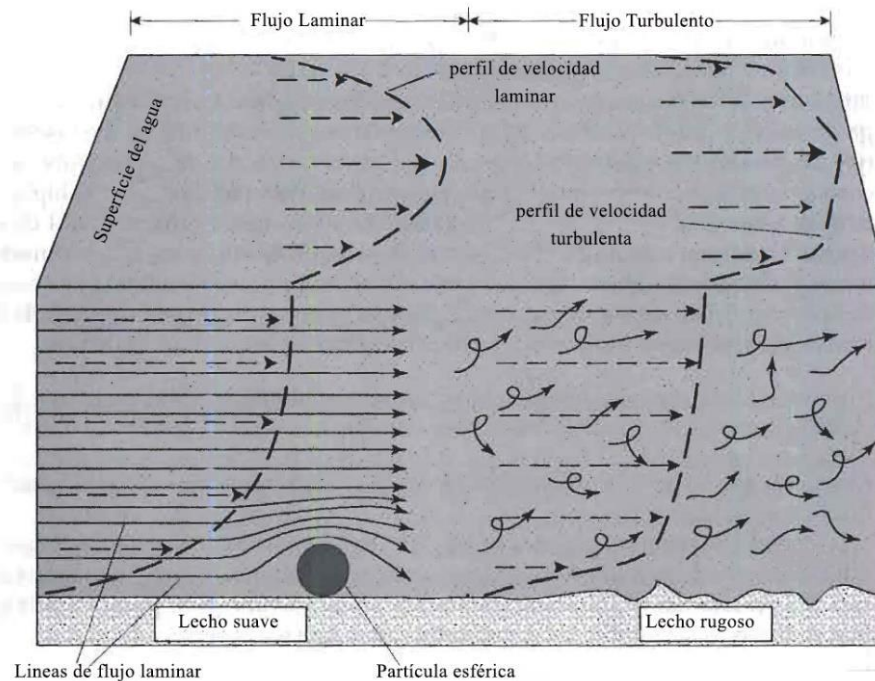


Figura 2. 1 Representación esquemática de los flujos laminar y turbulento. Tomada de Hermenegildo Ruiz (2019), modificada de Boggs (2006).

Las partículas que se mueven mediante rodamiento se desplazan a lo largo de la base del flujo, ya sea por agua o aire, sin perder contacto con la superficie de la base. En el transporte por saltación, los granos, principalmente arenas, tienden a moverse mediante una serie de saltos, dejando periódicamente la superficie en ángulos grandes de alrededor de 45° para recorrer pequeñas distancias en el cuerpo del fluido, antes de descender a la base con un ángulo bajo cercano a 10° , manteniendo un contacto intermitente con la misma (Boggs, 2006). La trayectoria de la saltación puede verse interrumpida por turbulencia o por la colisión con otro grano. Estos mecanismos de transporte son conocidos como carga de base.

En un flujo turbulento se producen suficientes movimientos ascendentes para elevar las partículas y mantenerlas suspendidas dentro del fluido sin tocar la base de manera más o menos continua, transportándose casi a la misma velocidad que el flujo. A este material se le suele llamar carga suspendida.

Los sedimentos transportados por suspensión suelen ser los más finos y los que se componen por los minerales más ligeros, y sufren de ataques físicos mínimos. Por otra parte, los granos más gruesos y compuestos de minerales más pesados se transportan principalmente mediante

rodamiento, de manera que el contacto con el fondo provoca que se desgasten y fracturen, con lo que sus formas se van redondeando y su tamaño va disminuyendo (Williams *et al.*, 1983).

Las partículas de sedimento que son erosionadas pueden ser transportadas por fluidos como el agua y el viento, pero cuando este transporte se detiene los sedimentos se depositan. Esto ocurre cuando las condiciones del fluido, en este caso agua y viento, cambian haciendo que la fuerza del flujo disminuya de manera que no pueda iniciar o mantener el movimiento de las partículas (Boggs, 2006). Las causas son diversas e incluyen cambios en la rugosidad del lecho, cambios en la topografía y pendiente del mismo, pérdida del volumen del fluido, cambios en su velocidad, entre otras.

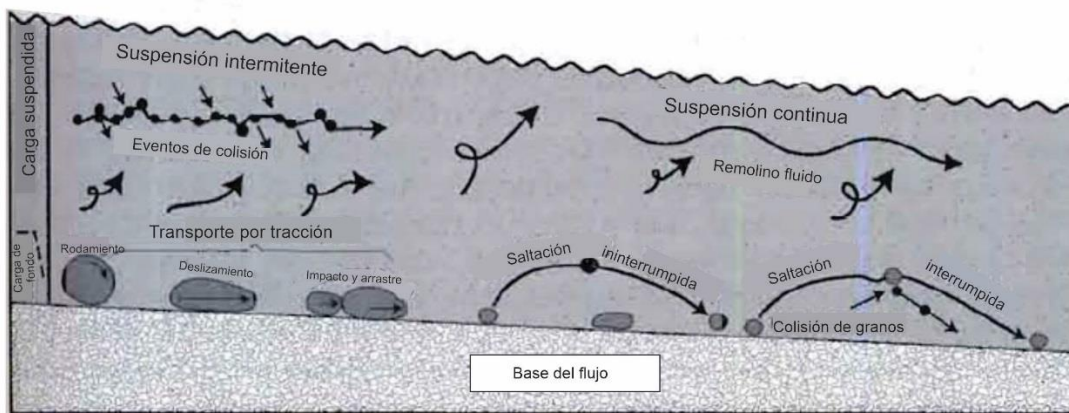


Figura 2. 2 Principales mecanismos de transporte de los sedimentos en un flujo. Tomada y modificada de Boggs (2006).

De acuerdo a Boggs (2006), la deposición de los sedimentos puede ser temporal o permanente, conservándose en una zona durante largos periodos de tiempo hasta finalmente pasar a formar parte del registro geológico o reincorporándose al flujo y sometiéndose a un transporte continuo hasta llegar a una cuenca de deposición final. El tamaño de los granos que se depositan también presenta variaciones en las diferentes zonas de depósito, dependiendo de las condiciones de energía del medio de transporte, así como las estructuras sedimentarias. Sin embargo, esto depende de las características del ambiente de depósito de sedimentos.

2.1.3 Ambientes de depósito

Las características de los sedimentos y las rocas sedimentarias se generan por medio de la combinación de diversos procesos físicos, químicos y biológicos. Estos procesos y condiciones que constituyen el ambiente sedimentario determinan parámetros como las texturas, estructuras, características del lecho, la estratigrafía, entre otras (Boggs, 2006).

Un ambiente de depósito es una unidad geomorfológica en la cual toma lugar la deposición; es una depresión en donde los sedimentos se acumulan, y en su mayoría son ambientes sedimentarios. Las capas de sedimento que se acumulan en los diferentes ambientes de depósito tienen características físicas, químicas y biológicas distintas, de manera que es posible identificar el ambiente para cada capa analizando los sedimentos.

Los ambientes de depósito se suelen clasificar en tres grupos principales: terrestres, marinos y marginales o transicionales, los cuales a su vez se dividen en varios subambientes, como se muestra en la Tabla 2.1.

Depósito primario	Ambiente principal	Subambiente
Continental	*Fluvial	*Abanico aluvial *Corriente trenzada *Corriente meandriforme
	*Eólico	
	Lacustre	
	*Glacial	
Transicional	*Deltaico	*Planicie deltaica *Frente deltaico *Prodelta
	*Playa/Isla de barrera	
	*Estuario/Laguna	
	Marismas	
Marino	Nerítico	Plataforma continental **Arrecife orgánico
	Oceánico	Talud continental Mar profundo
*Depósito predominantemente siliciclástico **Depósito predominantemente carbonatado Los ambientes no marcados con asterisco pueden ser lugares de depósito siliciclástico, carbonatado, evaporítico o mixto dependiendo de las condiciones geológicas.		

Tabla 2. 1 Clasificación simplificada de los ambientes de depósito. Tomada y modificada de Boggs (2006).

2.1.4 Playas y sus sedimentos

Los ambientes transicionales o marginales se encuentran a lo largo de los límites entre los ambientes continentales y marinos, en una zona estrecha dominada principalmente por los procesos de los ríos, olas y mareas. La salinidad es variable, desde agua dulce hasta agua supersalina, y depende de la descarga de los ríos y las condiciones climáticas. Algunos ambientes se encuentran expuestos de manera intermitente y otros se encuentran cubiertos continuamente por aguas poco profundas. La energía también es variable, la mayoría de los ambientes transicionales se caracterizan por ser de

alta energía pero algunos poseen aguas más tranquilas (Boggs, 2006). En muchos lugares presentan morfologías y límites cambiantes, ya que están sujetos a la acción de diversos agentes dinámicos y son muy sensibles a sus cambios (Dabrio, 2010).

Dentro de los ambientes transicionales se encuentran las playas. Las playas son acumulaciones de arena o grava relativamente estrechas pero muy largas, las cuales marcan la costa de mares, lagos, deltas e islas, y presentan condiciones hidrodinámicas muy diversas. Para que se conserven se requiere de un aporte constante de sedimentos que comúnmente proceden de los ríos, aunque también una parte proviene de la erosión de los acantilados y otras acumulaciones arenosas (Dabrio, 2010). Estos ambientes son los más dinámicos de todos, y se encuentran sujetos a cambios generados por procesos principalmente marinos que los mantienen en un estado de flujo prácticamente constante (Boggs, 2006).

Las playas tienen una gran importancia debido a su facilidad de estudio y su relevancia como indicadores de procesos antiguos, además de que tienen importancia económica por la función de sus sedimentos como roca huésped de petróleo, gas natural y uranio. La mayoría de las playas se componen de sedimentos siliciclásticos, pero algunas que se encuentran en plataformas carbonatadas se conforman predominantemente de granos de carbonato de fragmentos de esqueletos, ooides, gránulos y otras partículas (Boggs, 2006).

En cuanto a la morfología de las playas, estas pueden dividirse en varias zonas. Según Dabrio (2010), la trascosta o *backshore* es una zona relativamente plana, que se extiende desde la berma (la parte topográficamente más elevada que separa el *foreshore* del *backshore*) hacia tierra, por encima del nivel de la marea alta, y comúnmente incluye depósitos de dunas. La zona de batida o *foreshore* es la zona de la playa que se encuentra inclinada hacia el mar, y está comprendida entre los límites de las mareas alta y baja. Al pie del *foreshore* se forma una especie de escalón, que es donde se acumulan los sedimentos más gruesos de la playa. La zona sublitoral, *shoreface* o *nearshore* se extiende desde el nivel más bajo de la marea hasta la zona de transición con los sedimentos de plataforma, cuyo límite es el nivel base del oleaje, por lo que es la parte más distal y profunda de la playa.

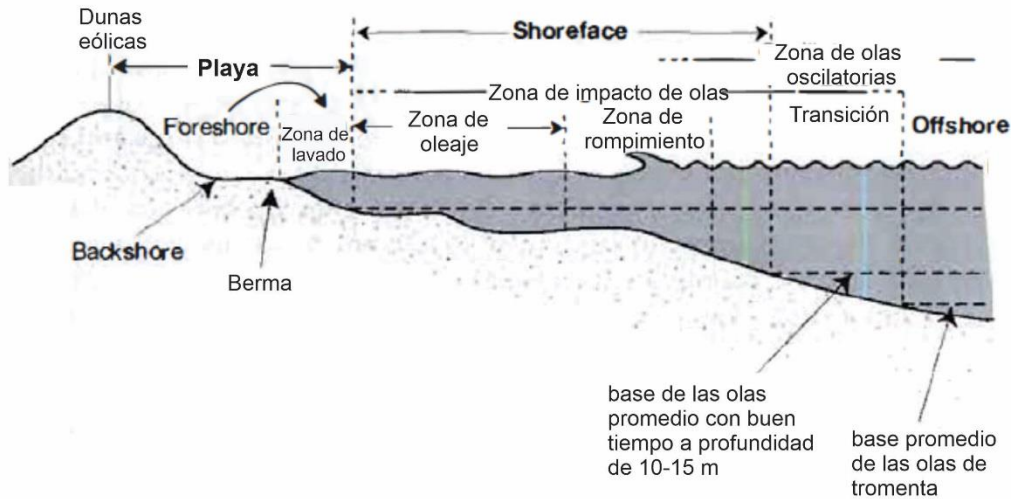


Figura 2. 3 Perfil general de la playa, mostrando sus partes principales. Tomado y modificado de Boggs (2006).

En general, los sedimentos que conforman los depósitos de las playas son arenas bien clasificadas y redondeadas, comúnmente maduros en cuanto a composición y texturalmente, ya que el material es retrabajado y desgastado continuamente por acción del oleaje (Nichols, 2009). La composición de los clastos varía ampliamente, pudiendo contener clastos terrígenos, volcánoclastos o bioclastos. Esto depende del suministro local de los sedimentos, de manera que pueden encontrarse playas de arena puramente de cuarzo a lo largo de márgenes pasivos con clima húmedo, arenas líticas a lo largo de márgenes activos, placeres de minerales pesados en islas volcánicas, entre otros.

2.2 Parámetros texturales de los sedimentos

La textura de los sedimentos es el conjunto de características sedimentológicas que los distinguen unos de otros, como el tamaño de grano, su clasificación, porosidad, permeabilidad, redondez, entre otros. Estos parámetros son importantes ya que aportan información sobre el medio en que las partículas fueron transportadas, la distancia a la fuente de aporte y los procesos y ambientes de sedimentación.

2.2.1 Granulometría

La granulometría es la medición del tamaño de los granos de los sedimentos, así como el cálculo de la abundancia de los mismos, de acuerdo con una escala granulométrica.

El tamaño de los granos es un atributo importante de los sedimentos, ya que pueden reflejar la intensidad de procesos como la meteorización y la erosión, además de las características del transporte subsecuente (Cheel, 2005; Boggs, 2006). Debido a esto es importante emplear técnicas para medir el tamaño de los granos y poder expresarlo en alguna escala, así como contar con métodos para sintetizar la información y presentarla de manera gráfica o estadística y de esta manera poder analizar la genética de los granos.

Los tamaños de los sedimentos varían desde unas pocas micras hasta algunos metros, por lo que las escalas logarítmicas son las más funcionales. La escala más empleada por los sedimentólogos es la escala de Udden- Wentworth (Tabla 2.2), y se trata de una escala geométrica que se basa en un radio constante de dos entre clases sucesivas. Esta escala va desde los $<1/256$ mm hasta >256 mm, y se divide en cuatro clases principales: arcilla, limo, arena, y grava; de las cuales las arenas a su vez se subdividen en arenas muy finas, finas, medias, gruesas y muy gruesas. La escala fue propuesta por Udden en 1898 y modificada por Wentworth en 1922. Posteriormente Krumbein (1934) hizo una modificación agregando la escala logarítmica ϕ , basado en la relación $\phi = -\log_2 d$, donde d es el diámetro de la partícula.

El tamaño de los granos puede ser medido por medio de diferentes técnicas, eligiéndose la más conveniente según el propósito del estudio, el rango de tamaño de los granos y el grado de consolidación de los sedimentos (Boggs, 2006). Para el caso de las arenas, comúnmente se emplea el método de tamices.

	No. de tamiz estándar E.U.	Milímetros		Unidades phi (ϕ)	Clase de tamaño de Wentworth		
GRAVA		4096		-12	Bloque		
		1024		-10			
		256	256	-8			
			64	64	-6	Guijarro	
			16		-4	Guija	
	5	4	4	-2			
	6	3.36			-1.75	Gránulo	
	7	2.83			-1.5		
	8	2.38			-1.25		
	10	2.00	2		-1.0		
ARENA	12	1.68			-0.75	Arena muy gruesa	
	14	1.41			-0.5		
	16	1.19			-0.25		
	18	1.00	1		0.0		
	20	0.84			0.25	Arena gruesa	
	25	0.71			0.5		
	30	0.59			0.75		
	35	0.50	1/2		1.0		
	40	0.42			1.25	Arena media	
	45	0.35			1.5		
	50	0.30			1.75		
	60	0.25	1/4		2.0		
	70	0.210			2.25	Arena fina	
	80	0.177			2.5		
	100	0.149			2.75		
	120	0.125	1/8		3.0		
	140	0.105			3.25	Arena muy fina	
	170	0.088			3.5		
	200	0.074			3.75		
	230	0.0625	1/16		4.0		
LODO	LIMO	270			4.25	Limo grueso	
		325			4.5		
					4.75		
				1/32	5.0		
				1/64	6.0	Limo medio	
			1/128	7.0	Limo fino		
			1/256	8.0	Limo muy fino		
	ARCILLA		0.0020			9.0	Arcilla
			0.00098			10.0	
			0.00049			11.0	
		0.00024			12.0		
		0.00012			13.0		
	0.00006			14.0			

Tabla 2. 2 Escala de tamaños de Wentworth, mostrando las clases de tamaño y equivalencia en unidades phi (ϕ). Tomada y modificada de Boggs (2006).

2.2.2 Clasificación

Se define como la clasificación de los sedimentos a una medida de homogeneidad del tamaño de los granos sobre el tamaño medio. Este parámetro nos permite estimar el nivel de energía del transporte y el tiempo en el que el sedimento fue sometido al mismo. Cuando hay niveles altos de energía y periodos muy largos de transporte, la selección de los sedimentos tiende a ser buena. Por otra parte, los niveles de energía bajos y transporte corto reflejan una clasificación más pobre del sedimento.

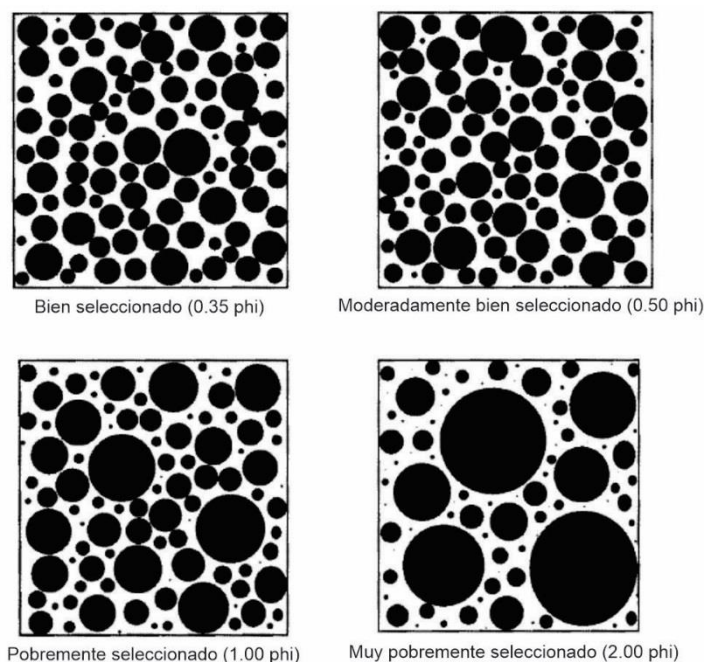


Figura 2. 4 Imágenes para estimación visual del grado de selección. Tomada y modificada de Boggs (2006).

2.2.3 Forma

La forma de los clastos de los sedimentos está determinada principalmente por el tipo de roca fuente, aunque también en menor medida por su historia subsecuente. De esta manera, rocas laminadas como los esquistos tienden a originar granos tabulares mientras que rocas isotrópicas como los granitos producen granos ecuanes (Selley, 2000).

La forma de las partículas refleja su configuración general (contorno) y está determinada por la relación que existe entre la medida de los ejes del clasto. Zingg (1935) definió cuatro formas principales para clasificar los granos: discoidal u oblada, ecuanter, tabular y cilíndrica o prolada (Figura 2.5).

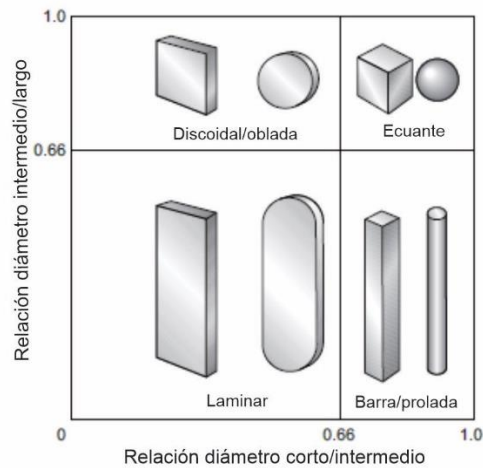


Figura 2. 5 Formas principales de las partículas sedimentarias. Tomada de Nichols (2009).

2.2.4 Esfericidad y redondez

La esfericidad es una característica que indica el grado en que la forma de una partícula se aproxima a la de una esfera (Davis, 1983). Aunque existen varias maneras de determinar la esfericidad, lo más común es comparar la relación entre las longitudes relativas de los tres ejes del grano. Cuando éstos son casi iguales, la partícula tiene una esfericidad alta; por el contrario, cuando las longitudes son notablemente diferentes, la esfericidad es baja.

La redondez se refiere a la angulosidad o alisamiento de los bordes y esquinas de los granos, y es normalmente afectada por la abrasión mecánica (Davis, 1983). De esta manera, las partículas poco redondeadas presentan esquinas y bordes afilados o angulares, mientras que los clastos bien redondeados tienen bordes lisos.

Existen fórmulas que expresan de manera matemática la esfericidad y redondez de las partículas, sin embargo el proceso de cálculo es laborioso, por lo que la mayoría de los investigadores prefiere trabajar con estimaciones visuales.

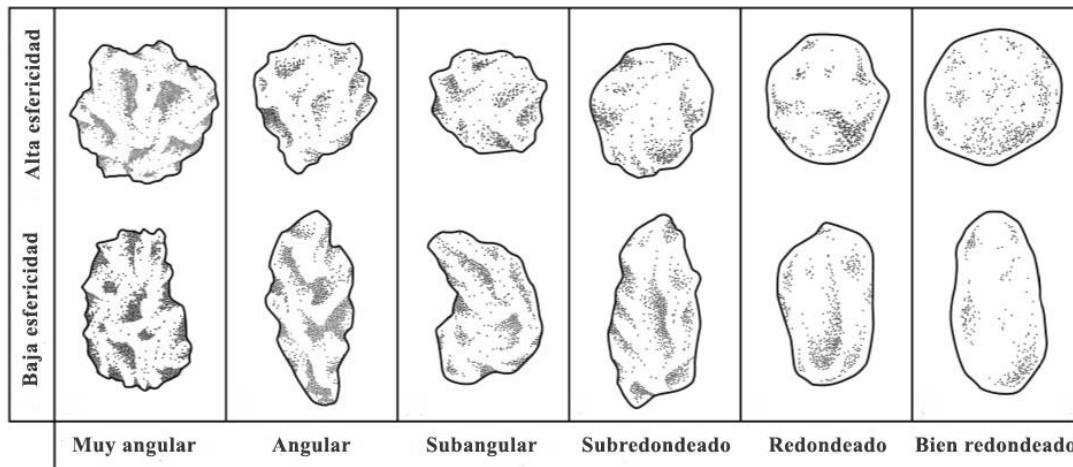


Figura 2. 6 Imágenes para estimar el grado de esfericidad y redondez de las partículas. Tomado y modificado de Tucker (2003).

2.3 Composición de los sedimentos

De acuerdo con Arribas Mococho (2010), existen tres maneras en que puede expresarse la composición de los sedimentos: en función de la distribución de sus elementos químicos, las especies minerales o sus componentes petrográficos. De esta manera, pueden considerarse tres diferentes tipos de composición: la composición química, la mineralógica y la petrográfica.

La composición química es la distribución de los elementos que conforman la roca o el sedimento sobre la roca total. Se formula con el porcentaje de los elementos mayores y menores, expresados como óxidos, y la concentración en ppm de los traza. Este tipo de composición puede obtenerse fácilmente mediante técnicas analíticas como la absorción atómica, fluorescencia de rayos X, plasma, etc. Es útil para el estudio de rocas de origen químico o bioquímico, pero su utilidad en rocas detríticas es muy limitada, ya que se analizan conjuntamente elementos de fases clásticas y diagenéticas, siendo su mayor utilidad en estas rocas el análisis de elementos detríticos concretos.

La composición mineralógica es la distribución en porcentaje de todas las fases minerales que contiene una roca. Se obtiene con técnicas rutinarias como la difracción de rayos X. Se emplea principalmente para la caracterización de depósitos de grano muy fino y difícilmente en depósitos con clastos de mayor tamaño, ya que la información que se obtiene ignora el origen de las fases minerales y sus relaciones texturales. Sin embargo, puede ser útil para analizar fases determinadas, como minerales densos o cementos.

La composición petrográfica hace referencia a la información textural y mineralógica de los distintos elementos que componen la roca, siendo su unidad de análisis el clasto o las fases cementantes. De esta manera, la composición petrográfica es la distribución de los distintos clastos y fases minerales cementantes, y se realiza por medio del microscopio petrográfico óptico.

2.3.1 Factores que influyen en la composición de los sedimentos

Las arenas y los sedimentos en general se componen de una mezcla de granos minerales y fragmentos de roca, los cuales provienen de la disgregación y erosión natural de todo tipo de rocas, por lo que su composición puede ser sumamente variable. Sin embargo, no está determinada únicamente por la composición de la roca de procedencia, sino que hay algunos procesos que pueden modificar la constitución final del sedimento a lo largo de su transporte y depósito.

El principal factor que influye en las características composicionales del sedimento es la propia composición del área fuente, que además influye en la textura y tamaño cristalino de los clastos (Johnsson, 1993). La generación de los granos depende de la presencia y características de los planos de debilidad en la roca original, pues permiten disgregarla con menor o mayor facilidad dependiendo de las características del material. De esta manera, la composición de los depósitos arenosos no refleja directamente las proporciones mineralógicas en las áreas fuentes, pues está condicionada por la litología que posea una mayor capacidad de generar arenas (Arribas Mococho, 2010).

La meteorización, tanto física como química, es otro factor que altera la composición de la roca fuente al transformarse en sedimento, modificando los minerales principalmente por alteración química (Boggs, 2006). Esto tiene como consecuencia la disminución de los minerales inestables (como carbonatos, sulfatos y cloruros que tienden a disolverse) en favor de los más estables (principalmente silicatos). La serie de Goldich (1938), que coincide con la serie de cristalización de Bowen, puede considerarse como una escala de estabilidad en la cual los minerales más inestables ocupan los primeros estadios de la serie, cuyas condiciones de formación son muy diferentes a las de los ambientes sedimentarios. El grado de alteración y por lo tanto la cantidad de residuos y minerales que queden de la roca original dependen de la intensidad y duración de la alteración.

Durante el transporte de los sedimentos, pueden añadirse nuevos componentes, lo que influye en la composición final del sedimento (Johnsson, 1993). Además, la abrasión diferencial por rocas e impactos entre clastos que se produce durante el transporte hace que los minerales más suaves

disminuyan de tamaño o se redondeen más en relación con los más estables (Arribas Mocochoa, 2010).

2.3.2 Principales minerales detríticos

Las arenas pueden estar constituidas por una gran variedad de minerales, pero la mayor parte de este tipo de sedimentos está formada por unos cuantos minerales principales, los cuales por sus diferentes características pueden analizarse para estudiar aspectos sobre su procedencia.

- **Cuarzo:** Los granos de cuarzo son los constituyentes más comunes de la mayor parte de las arenas y areniscas, representando comúnmente alrededor del 60 a 70% de su composición total (Prothero y Schwab, 2014). Es un mineral relativamente fácil de identificar, aunque puede ser confundido con el feldespato. Ya que presenta una gran dureza y estabilidad química, los granos de cuarzo pueden permanecer prácticamente intactos a lo largo de grandes distancias y periodos de transporte, además de que pueden ser reciclados varias veces, aunque en general presentan cierto grado de redondeamiento. Puede encontrarse de manera monocristalina o policristalina, y presentar diferentes grados de extinción al observarse con el microscopio óptico, propiedades que pueden ser empleadas para inferir su fuente de procedencia. Generalmente proviene de rocas ígneas plutónicas de composición félsica, rocas metamórficas y otras areniscas.
- **Feldespato:** Los feldespatos son comúnmente el segundo mineral más abundante en los depósitos arenosos y las areniscas, con un promedio del 10 al 20 % de la composición total (Prothero y Schwab, 2014). El feldespato tiene una dureza menor y es químicamente más inestable que el cuarzo, de manera que se rompe y redondea más fácilmente, por lo que es difícil que se preserve durante varios ciclos de reciclaje y en general el transporte es más corto. Los granos de feldespato potásico son más comunes que las variedades de sodio y calcio, aunque es difícil distinguirlas entre sí y del cuarzo. Su procedencia es principalmente de rocas ígneas y metamórficas, y suele determinarse con base en la identificación del feldespato por medio de sus maclas, zoneado y composición mineralógica, pero los estudios son difíciles de realizar y no siempre son confiables. De acuerdo con Pettijohn *et al.* (1987), también permite inferir el ambiente tectónico, pues la estabilidad química de los feldespatos está en función del clima y a su vez del relieve.
- **Micas:** Las micas son minerales relativamente comunes en los sedimentos arenosos, aunque en la mayoría son un constituyente menor. Las más comunes son la biotita y la

moscovita, y son fáciles de identificar incluso si se encuentran alteradas. Su estabilidad química no es muy alta, por lo que su presencia es indicador de que el sedimento no ha sufrido mucho transporte. Ya que la moscovita tiene una mayor estabilidad química que la biotita, su abundancia suele ser mayor. Se derivan de rocas ígneas de composición granítica a intermedia y de rocas metamórficas como el esquistos y gneis.

- **Fragmentos de rocas:** En la fracción arenosa es también común encontrar fragmentos de diferentes tipos de roca, siendo las más comunes las rocas ígneas y metamórficas, aunque también es posible encontrar fragmentos de rocas sedimentarias. Las rocas con tamaño de grano o cristales más finos son las que más se conservan, ya que su tamaño permite mantener la polimineralidad en esta fracción del sedimento (rocas de grano grueso darían lugar a fragmentos de minerales). Estos fragmentos pueden ser reconocidos e identificados con relativa facilidad por medio del microscopio petrográfico. Ya que brindan información directa sobre la roca fuente, son muy útiles para realizar estudios de procedencia (Boggs, 2006; Arribas Mocochoa, 2010).
- **Minerales pesados:** Se consideran minerales pesados en general a aquellos que poseen una alta densidad superior a la del cuarzo. Es un grupo muy variado de minerales que pueden ser tanto estables como inestables químicamente, entre los que se encuentran la turmalina, circón, apatito, rutilo, anfíboles, piroxenos, óxidos, etc.; y se suelen presentar en concentraciones menores al 2%. El contenido de estos minerales en el sedimento depende de la litología de procedencia, la estabilidad del mineral, su durabilidad y resistencia a la abrasión (Pettijohn *et al.*, 1987). Este grupo es muy utilizado en estudios de procedencia, ya sea mediante asociaciones mineralógicas (ver tabla 2.3) o estudios de un mineral en particular. Minerales como el circón o el rutilo son muy resistentes, por lo que pueden sobrevivir a procesos de intemperismo, transporte, y reciclado; y si se encuentran redondeados puede saberse que su última fuente fue sedimentaria. Otros minerales menos estables como los piroxenos y anfíboles normalmente proceden de fuentes más cercanas y brindan información sobre las mismas.

Asociación mineral	Fuente
Apatito, biotita, brokita, hornblenda, monacita, moscovita, rutilo, titanita, turmalina (rosa), circón.	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, moscovita, topacio, turmalina (azul), wolframita, xenotima.	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diópsida, hiperstena, ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonasta.	Rocas ígneas básicas
Andalucita, condrotita, corindón, granate, flogopita, estaurolita, topacio, vesuvianita, wollastonita, zoisita.	Rocas de metamorfismo de contacto
Andalucita, cloritoide, epidota, granate, glaucofano, cianita, silimanita, estaurolita, titanita, zoisita-clinozoisita.	Rocas de metamorfismo dinamo-térmico
Barita, menas de hierro, leucoxeno, rutilo, turmalina (granos redondeados), zircón (granos redondeados).	Sedimentos retrabajados

Tabla 2. 3 Asociaciones y procedencia de minerales pesados comunes. Tomada y modificada de Pettijohn et al. (1987).

2.4 Arenas

La arena es el material granular suelto, conformado por elementos que deben encontrarse por definición granulométrica dentro del rango de tamaño de las arenas, que va de 2 mm a 1/16 mm. Las arenas se caracterizan por estar compuestas por un marco de granos relativamente estable, además de estar conformadas por fragmentos que son producto de la disgregación y descomposición de rocas de grano grueso, y su rango de tamaño está limitado por la textura original de la roca. La arena es transportada principalmente por rodamiento a lo largo del fondo o por saltación a diferencia de los materiales más finos, y sólo una pequeña parte se transporta suspendida en el flujo turbulento (Pettijohn *et al.*, 1987).

2.4.1 Origen de los sedimentos arenosos

Existen minerales que predominan en las arenas, pero los depósitos arenosos pueden consistir de materiales muy variados, los cuales a su vez tienen diferentes orígenes y se encuentran en abundancias muy distintas. De acuerdo con Pettijohn *et al.* (1987) pueden distinguirse cinco procesos básicos que conducen a la formación de partículas de arena, los cuales son 1) el intemperismo, que incluye tanto desintegración como descomposición, 2) vulcanismo explosivo, 3) rotura por movimiento de bloques o impacto, 4) peletización y 5) precipitación por solución química y bioquímica.

Intemperismo: Incluye el proceso de la disgregación sin descomposición de la roca, la cual se produce por factores como cambio de temperatura, hidratación y congelamiento, produciéndose material granular suelto. Otro proceso es la descomposición de la roca, el cual también puede

producir arena, y es probablemente el origen de la mayor parte de las arenas de cuarzo procedentes de rocas plutónicas.

Vulcanismo: La acción explosiva de los volcanes produce una gran cantidad de partículas tamaño arena; sin embargo, gran parte de este material es reciclado y mezclado con otras arenas, de manera que identificarlo es uno de los problemas más difíciles. La explosión y los impactos también generan fragmentación de las rocas, y aunque los materiales resultantes suelen ser gruesos, una parte considerable se convierte en arenas.

Ruptura y fracturamiento: Es posible que se produzca arena por rompimiento, pero la cantidad que se genera es pequeña, aunque en algunos casos pueden producirse volúmenes significantes. Los impactos en las corrientes pueden romper los granos, y es un proceso importante por el que se forman fragmentos de roca del tamaño de arenas. Los movimientos de la tierra también generan arena, aunque no en cantidades suficientes para constituir un depósito. No obstante, el fracturamiento glaciar si puede generar un depósito considerable.

Pelletización: El material de tamaño arenas también es producido en gran parte por acción diagenética y precipitación química y bioquímica dentro de las cuencas sedimentarias. A diferencia de las arenas formadas por intemperismo, estos materiales no son producto del desgaste de masas continentales, sino que se construyen a partir de materiales más finos, siendo un ejemplo los pellets producidos por organismos.

Precipitación: La precipitación química y bioquímica también puede originar arenas oolíticas o esqueléticas que pueden formar depósitos; sin embargo, estas arenas se presentan en cantidades menores, además de que a menudo se incluyen como parte de los depósitos de calizas.

Todos estos procesos mencionados dan lugar a la formación de arenas, pero la mayor parte de las mismas son generadas por procesos de intemperismo continental, de manera que se le da mayor importancia a este medio. Otros como la ruptura y el vulcanismo pueden tener importancia como generadores de arena a nivel local, pero son mucho menos comunes, además de que su origen suele ser más difícil de identificar.

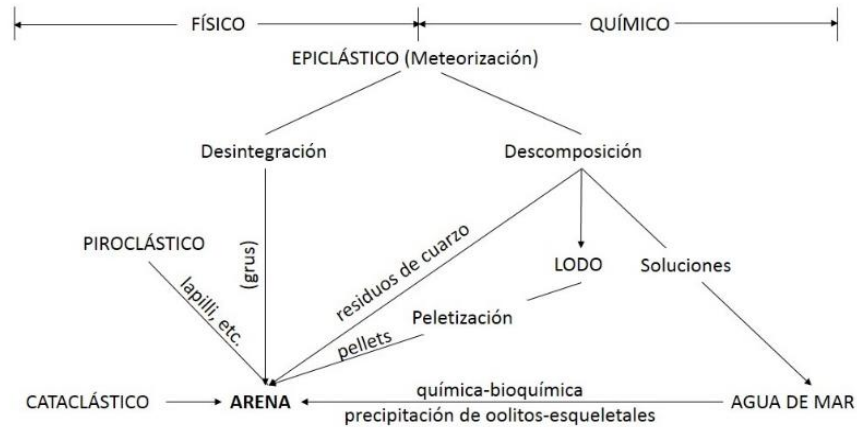


Figura 2. 7 Proceso de formación de arenas. Tomado y modificado de Pettijohn et al. (1987).

2.4.2 Procedencia de sedimentos arenosos

La procedencia de un depósito detrítico puede definirse como el origen o la fuente de la cual proviene este depósito, así como todos los factores que han contribuido para su formación (Arribas Mocoora, 2010). Los estudios sobre el origen de los sedimentos tienen una gran importancia, pues brindan información sobre los procesos y mecanismos de formación y transporte, que a su vez ayudan a interpretar información sobre el pasado geológico en el caso de los depósitos más antiguos.

El principal factor que define las características texturales y composicionales de los sedimentos arenosos es la composición del área fuente, aunque hay otros de gran importancia como el transporte, la meteorización y el ambiente tectónico del área fuente (Cheel, 2005). Estos factores se manifiestan principalmente en la composición del sedimento, aunque también pueden observarse y analizarse sus efectos en la distribución de tamaño, redondez de los granos, forma, entre otros. Los diferentes factores se interrelacionan entre sí, además de que algunos pueden producir efectos equivalentes, por lo que en ocasiones es difícil identificar las características de la roca original.

De esta manera, para poder determinar la procedencia es necesario realizar diferentes observaciones y estudios a los sedimentos. La evidencia procedente de los minerales detríticos es muy importante, pues hay algunos que son característicos de una clase de roca en particular, o bien sus características o asociaciones permiten deducir la naturaleza de la roca fuente (Pettijohn et al,

1987). También es importante conocer su estabilidad, ya que brinda información sobre los procesos de meteorización y transporte.

Los factores climáticos e incluso biológicos pueden influir en el tipo de meteorización que sufre la roca, pues la meteorización química se ve favorecida por climas húmedos y cálidos. La velocidad con la que el sedimento es removido del área fuente es también importante, pues un transporte rápido permite un mejor mantenimiento de las condiciones originales de la roca, minimizando su descomposición.

Finalmente, la formación de los depósitos de arenas es el resultado de la conjunción de un gran número de procesos y factores geográficos, ambientales y litológicos, esto hace que realizar estudios de procedencia sea complicado. Sin embargo, ha habido un gran desarrollo en el área debido a su importancia, ya que el tamaño de los granos de arena permite el empleo de diversas técnicas como el microscopio petrográfico, además de que los granos conservan muchas características de la roca fuente. También está su importancia económica, siendo que algunos forman depósitos de placer o pueden ser rocas almacenadoras de hidrocarburos.

2.5 Geoquímica y geocronología

La geoquímica busca determinar la composición de la Tierra y la distribución de sus elementos, valiéndose de principios químicos, y de esta manera dar explicación a los mecanismos que regulan el sistema Tierra. Comenzó a desarrollarse como ciencia a mediados del siglo XX, y tuvo un amplio crecimiento con el desarrollo de técnicas analíticas que permitieron un estudio más detallado de los minerales y sus elementos. Desde entonces ha contribuido a una mejor comprensión de procesos como la formación del granito y el basalto, la convección del manto, sedimentación, el origen de los depósitos minerales, entre otros.

De acuerdo con Velasco-Tapia y Verma (1996), el análisis geoquímico de elementos geológicos requiere de un conocimiento muy completo de los mismos, y se divide fundamentalmente en tres secciones:

- Elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P), su composición se expresa como un porcentaje en peso de su óxido más común. Incluye además el contenido de H₂O y la pérdida por ignición (PPI), que usualmente en conjunto no superan el 3%.
- Elementos traza, los cuales se presentan en concentraciones muy bajas que se expresan como ppm o ppb. Algunos de los más comunes son Rb, Cs, Be, Ba, Sr, Y, lantánidos (La-Lu),

Th, Nb, U, Ag, B, Sn, Pb, As, Sb, Se, Te, Hg, Mo y Bi; y con menor frecuencia determinados elementos del grupo del Pt y Au.

- Análisis isotópico, que ayuda a establecer relaciones de abundancia entre determinados núclidos importantes. Su aplicación se encuentra dentro de la geocronología, como la relación $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, y la petrología (como trazadores de fuentes del material y procesos), por ejemplo la relación $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$.

Dentro de los estudios de procedencia, los análisis geoquímicos tienen una gran importancia, gracias al desarrollo de técnicas más rápidas, precisas y accesibles que permiten abordar sobre todo problemas concretos. Según Arribas Mocoroa (2010), se pueden realizar dos tipos de análisis químicos: sobre el total del sedimento y sobre fases minerales individuales; en ambos casos pueden obtenerse la distribución de elementos mayores y trazas.

En los análisis de muestra total, la relación de los elementos mayores permite obtener información sobre los procesos de alteración química e información muy general sobre el ambiente tectónico asociado. También hay varios diagramas que expresan las relaciones entre elementos mayores y traza para evaluar características como la madurez, alteración, reciclado y discriminación de aportes. Así mismo, análisis isotópicos como el de Sm-Nd sobre la muestra total pueden ayudar a obtener información geocronológica.

Por su parte, la geoquímica de fases minerales detríticas determinadas permite obtener de una manera más detallada la composición mineral, con lo que es posible realizar estudios varietales de especies minerales. Algunas técnicas modernas más avanzadas permiten la obtención del contenido de elementos traza en granos individuales, lo que hace mucho más precisa la caracterización mineral, con amplios usos en estudios de procedencia. De igual manera, pueden realizarse estudios geocronológicos individuales como los de U-Th-Pb en circones o Rb-Sr y K-Ar en feldespatos y micas, con lo que pueden conocerse las edades de cristalización de los minerales y por lo tanto, la edad de la roca de la cual proceden.

2.5.1 Geoquímica de circones

El circón (ZrSiO_4) es un mineral accesorio que se encuentra comúnmente en una gran variedad de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, además de sedimentos no consolidados como las arenas de playa (Hanchar, 2015). Es un mineral muy resistente a la meteorización física y química, y puede soportar un amplio rango de presión y temperatura, por lo que es muy fácil que se preserve y por lo tanto ofrezca una gran cantidad de información sobre diferentes eventos geológicos.

De acuerdo con Hanchar (2015) los circones pueden aportar muchas evidencias geoquímicas de eventos geológicos pasados. Además, a menudo incorporan en su estructura elementos traza como el Hf, así como tierras raras como Y, P, U y Th, los cuales son usados en diferentes estudios. El radio de Th/U se ha empleado para determinar la procedencia ígnea o metamórfica de los circones, aunque los resultados no son muy confiables.

Gracias a la baja difusividad de sus elementos traza, se puede obtener una gran cantidad de información sobre la región de origen de los circones (Hoskin y Ireland, 2000); un ejemplo es la composición de tierras raras (REE), para las cuales se ha demostrado que el patrón de las tierras raras pesadas (HREE) normalizado con condrita tiene una pendiente más pronunciada cuando la cristalización se dio en un ambiente ígneo en comparación con los ambientes metamórficos (Hanchar, 2015).

Así mismo, los circones son muy utilizados para la geocronología de U-Th-Pb, ya que el Pb común (^{204}Pb) es excluido de la estructura durante la cristalización, mientras que el Pb radiogénico producto del decaimiento del U y Th es retenido, gracias a la baja difusividad del Pb en los circones cristalinos. Cuando el circón ha sido metamictizado, la difusividad del Pb incrementa, y los efectos del daño causado pueden ser medidos por medio de la espectroscopía Raman (Hanchar, 2015). Dada su alta durabilidad, el circón ha sido de gran ayuda para la datación de las rocas más antiguas.

En general, cualquier fase mineral puede indicar la fuente de la roca completa si la composición mineral puede relacionarse con la composición de un fundido, con el uso apropiado de los coeficientes de partición mineral/fundido (K_d); el mineral conserva proporciones elementales que también son retenidas en toda la roca, y si las características químicas del mineral pueden distinguirse, también pueden relacionarse sistemáticamente con la roca de origen (Hoskin y Ireland, 2000)

2.5.2 Geocronología: métodos de datación

La geocronología es una herramienta muy importante, ya que el conocimiento de las edades de los materiales de la Tierra nos permite tener una mejor comprensión de su historia de formación así como de la evolución del planeta, y permite establecer escalas de tiempo. Los métodos radiométricos son los más utilizados en las rocas y minerales, gracias a que la radiactividad es un proceso que se ha mantenido de manera constante desde los inicios.

Estos métodos radiométricos se basan en la transmutación espontánea de un isótopo radiactivo inestable a uno más estable, emitiendo energía o partículas subatómicas en el proceso. Estos isótopos radiactivos poseen tiempos de vidas medias constantes y tasas de decaimiento características, de manera que es posible conocer la edad de las rocas o minerales por medio de la proporción de elementos radiactivos padres y elementos derivados hijos. Existen diferentes métodos radiométricos, siendo algunos de los más comunes el de Rb-Sr, K-Ar, U-Pb y Sm-Nd. La elección del método a utilizar depende principalmente de la abundancia del elemento radiogénico en la roca o mineral de estudio y de la vida media del mismo, la cual no debe de ser demasiado larga ni demasiado corta con respecto al intervalo de tiempo que se quiere medir.

2.5.3 Método de datación U-Pb

La geocronología de U-Pb es uno de los métodos de datación más importantes, sobre todo para escalas de tiempo geológicas largas y precisas. Además, gracias a la abundancia de minerales con alto contenido de U en la mayoría de los tipos de rocas y a la resistencia de los mismos a la meteorización tanto física como química, el sistema U-Pb ha tenido una gran popularidad y eficiencia. Los circones son el mineral más utilizado para este método, aunque otros como la monacita, apatito, xenotima, titanita, rutilo, baddeleyita, alanita y perovskita son también comúnmente utilizados (Schoene, 2014).

En combinación con otras técnicas, el sistema U-Pb ha sido de gran ayuda para establecer restricciones de tiempo para la formación del Sistema Solar, siendo el método de datación empleado en los materiales más antiguos; la calibración de la escala de tiempo geológica, las tasas de procesos tectonotermales en la litósfera, y la reconstrucción de ciclos paleogeográficos y de supercontinentes.

De acuerdo con Schoene (2014), el Pb tiene cuatro isótopos estables naturales: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , y ^{208}Pb , de los cuales los últimos tres tienen un componente radiogénico producido por el decaimiento independiente de ^{238}U , ^{235}U , y ^{232}Th , respectivamente. A esto se debe en gran medida su éxito en las dataciones, pues cada isótopo padre tiene diferente vida media, lo que genera diferentes líneas de decaimiento. Ninguno de los isótopos padre decae directamente a Pb, sino que sigue una secuencia de decaimientos alfa y beta que crea una serie de isótopos hijos intermedios, y siempre lleva al mismo isótopo estable de Pb; siendo las vidas medias de los isótopos hijos intermedios mucho menores que la de los isótopos padres.

De esta manera, considerar los tres sistemas de decaimiento permite la construcción de tres ecuaciones de edad separadas, asumiendo equilibrio secular en el momento del cierre del sistema:

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [1]$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [2]$$

$$\left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{232}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad [3]$$

Donde el subíndice 0 indica la proporción de la composición isotópica del Pb inicial no producida por decaimiento, t es la edad cuando el sistema está cerrado y λ_{238} , λ_{235} , y λ_{232} son las constantes de decaimiento de ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, y ${}^{232}\text{Th}$. Para normalizar, se empleó un isotopo estable del elemento hijo, que en este caso es el ${}^{204}\text{Pb}$. Cada ecuación puede ser usada para calcular un modelo de edad si la composición isotópica inicial de Pb en $t=0$ es conocida o si su contribución puede ser ignorada, o si otras fuentes de Pb común (no radiogénico) han sido contabilizadas.

En algunos sistemas minerales, como circón y monacita, la contribución del plomo inicial es insignificante comparado con el componente radiogénico, de manera que las ecuaciones se pueden simplificar en

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [4]$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [5]$$

$$\left(\frac{{}^{208}\text{Pb}^*}{{}^{232}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad [6]$$

Donde * significa radiogénico.

Gracias a la gran variedad de ecuaciones que permiten calcular fechas y la composición inicial de plomo, se han desarrollado también muchas representaciones gráficas de los datos para mostrar las diferentes variables. Una de ellas es el diagrama de concordia de Wetherill.

Wetherill (1956) introdujo un diagrama de concordia que grafica las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ de los mismos análisis. La curva concordia paramétrica puede ser entonces dibujada como un set de soluciones para las ecuaciones 4 y 5 para valores iguales de t , la cual no es lineal debido a que ^{238}U y ^{235}U tienen diferente vida media. En otras palabras, los puntos en la curva de concordia son donde $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ corresponden a la misma fecha. En la gráfica de concordia, todas las muestras que mantengan un sistema cerrado desde el momento de su formación caen en la curva de concordia; y aquellas que no, son llamadas discordantes y han experimentado comportamiento de sistema abierto.

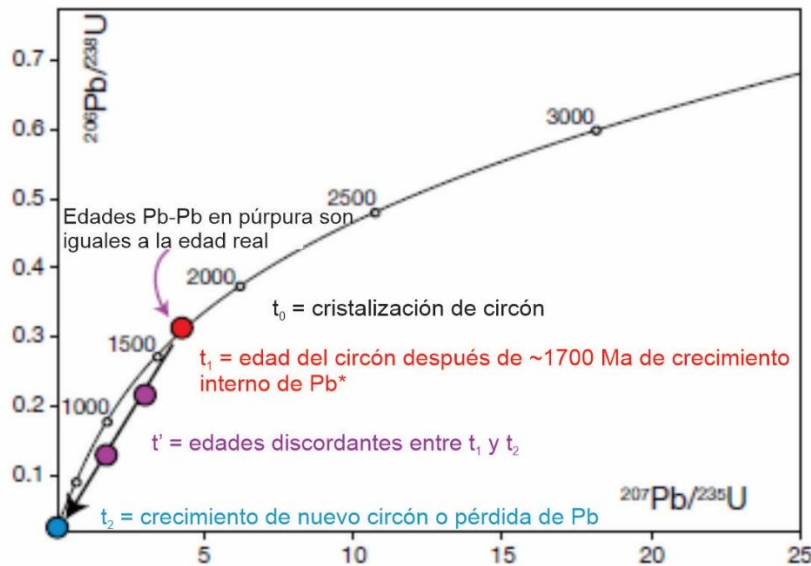


Figura 2. 8 Representación gráfica de la historia de crecimiento de un circón en un diagrama de concordia, un circón de 1700 Ma pierde Pb o presenta sobrecrecimiento metamórfico, t_0 es la edad de cristalización, después de 1700 Ma de crecimiento de Pb en sistema cerrado, el circón aparece en la concordia en t_1 ; en t_2 el circón sufre pérdida de Pb o sobrecrecimiento alrededor del núcleo; t' representa los circones que son discordantes después de una pérdida parcial de Pb o un sobrecrecimiento mineral en t_2 . Tomado y modificado de Schoene (2014).

Para realizar la geocronología de U-Th-Pb, existen tres métodos analíticos principales: ID-TIMS, espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) y ablación láser por espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS) (Schoene, 2014), siendo los dos últimos los más empleados para la datación de circones detríticos al ser relativamente rápidos y no requerir una gran preparación de las muestras.

2.5.4 Geocronología de circones detríticos

La geocronología de circones detríticos se ha convertido últimamente en una herramienta muy útil en las ciencias de la Tierra, gracias a la presencia de circones en una gran cantidad de ambientes sedimentarios, la amplia cantidad de información que puede proporcionar este mineral, la capacidad de obtener edades con una precisión exactitud y eficiencia razonables, así como la gran variedad de aplicaciones que pueden encontrarse para el uso de la información geocronológica de circones (Gehrels, 2014). Particularmente, la geocronología de U-Th-Pb en circones es uno de los mejores métodos isotópicos para realizar fechamientos, y se ha empleado en un amplio rango de edades, desde algunos de los minerales más antiguos de la Tierra hasta en rocas con edades inferiores a 1 Ma.

Existen muchos minerales accesorios comúnmente encontrados en rocas que pueden emplearse para la datación de U-Th-Pb, como circón, monacita, titanita y rutilo. Sin embargo, de acuerdo con Solari *et al.* (2010), el circón es el mineral usado más comúnmente debido a su alta temperatura de cierre para el U y baja partición para el Pb. Así mismo, al ser un mineral muy resistente a la meteorización tanto química como mecánica, el circón puede usarse en los estudios de eventos geológicos posteriores a su cristalización.

La datación de U-Th-Pb se realiza con tres métodos principales en la geocronología: ID-TIMS, espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) y ablación láser por espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS). De estas técnicas, la más común para el análisis de circones detríticos es LA-ICP-MS, ya que proporciona una precisión de 1-2%, menor que ID-TIMS pero igual a SIMS, pero con una mejor eficiencia y económicamente más barato, además que permite el análisis de otros elementos como Hf-Lu-Yb y elementos traza y tierras raras (Gehrels, 2014; Solari *et al.*, 2010). La técnica emplea un láser para excavar y arrancar por ablación material de una muestra con superficie pulida y luego lleva a cabo los análisis isotópicos con un espectrómetro de masas.

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es la playa Miramar Sur, que se encuentra en Tampico, en el sur del estado de Tamaulipas, en el Golfo de México. Dado que la presente tesis tiene como enfoque un estudio de procedencia de sedimentos, es importante conocer el entorno geológico de la zona, así como las características de las posibles fuentes del sedimento. De esta manera, este capítulo presenta primeramente las características y evolución del Golfo de México, posteriormente las características de la región y finalmente la geología de las provincias cercanas.

3.1 Geología del Golfo de México

El Golfo de México es una cuenca oceánica semicerrada en la parte sureste de Norteamérica. Limita al noreste, norte y noroeste con Estados Unidos, al suroeste y sur con México, y con Cuba al sureste. Está conectado con el Océano Atlántico por el Estrecho de Florida, que se encuentra entre la península de Florida y la isla de Cuba, y con el Mar Caribe por medio del Canal de Yucatán, que se encuentra entre la península de Yucatán y Cuba.

La cuenca del Golfo de México actual tiene forma ovalada, con un diámetro mayor aproximado de 1,800 km, desde la costa de Veracruz hasta la costa Occidental de la Península de Florida, y un diámetro menor de aproximadamente 1,100 km, desde la costa Noroccidental de la Península de Yucatán hasta la de Texas-Louisiana; la parte más profunda del Golfo es la Zona Sigsbee, cuya planicie abisal alcanza una profundidad de 3,750 m bajo el nivel del mar (Aguayo-Camargo, 2005).

De acuerdo con la clasificación geológica de Allen y Allen (2005), el Golfo de México es una cuenca oceánica tectónicamente inactiva, cuyo basamento se compone de corteza oceánica sin extensión o subducción. Posee una amplia plataforma continental en las penínsulas de Florida y Yucatán, disminuyendo un poco en la vertiente norte, en las costas de Texas, Louisiana, Mississippi y Alabama, y siendo muy angosta en la vertiente occidental, en las costas de Tamaulipas y Veracruz (Martínez-López y Parés-Sierra, 1998).

De acuerdo con Shepard (1973) el origen de las costas del Golfo puede ser terrígeno o biogénico: el litoral desde el estado de Tamaulipas hasta el sur de Veracruz tiene carácter terrígeno, y se va gradando a costas de origen biogénico en dirección a la península de Yucatán.

Carranza-Edwards *et al.* (1975) establece unidades morfotectónicas continentales para las costas mexicanas, según la clasificación tectónica de Inman y Nordstrom (1971) y la clasificación genética y geomorfológica de Shepard (1973). El área de estudio se encuentra localizada en la zona noreste del litoral del Golfo de México (Figura 3.1), la unidad se extiende desde el Río Bravo en Tamaulipas hasta Punta Delgada en Veracruz, y tiene una longitud de alrededor de 700 km. Se encuentra dentro de la Planicie Costera Nororiental, y limita al sur con el Cinturón Volcánico Transmexicano. Tectónicamente, según la clasificación de Inman y Nordstrom (1971), la unidad presenta costas de mares marginales, protegidas del Océano Atlántico por el Arco del Caribe; y de acuerdo con la clasificación geomorfológica y genética de Shepard (1973), se tienen dos tipos principales de costas: costas primarias (costas de depositación subaérea, depositación por ríos y deltaicas), y costas secundarias (costas de depositación marina, costas de barrera e islas de barrera).



Figura 3. 1 Unidades geomorfológicas costeras del Golfo de México. Tomado de Tapia-Fernández (2018), modificado de Carranza- Edwards (2001); Fernández-Eguiarte *et al.* (1992).

3.1.1 Historia geológica y evolución

El origen de la cuenca del Golfo de México actual se dio con el rompimiento de Pangea y la apertura del Océano Atlántico a partir del Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Su origen se explica como consecuencia del rompimiento que deriva de las masas corticales en forma distensiva, y por lo tanto asociadas a fallamientos transcurrentes regionales, seguido por la expansión y subsidencia del fondo oceánico durante el enfriamiento de sus márgenes pasivos con el consecuente fracturamiento y fallamiento normal y lístrico de los bordes continentales (Aguayo-Camargo, 2005); esto ha sido

ampliamente documentado por autores como Nunn *et al.* (1984). El origen del Golfo de México ha sido motivo de controversias, ya que a los procesos tectónicos y evolutivos de la cuenca, a partir del Jurásico Tardío-Triásico temprano, se les han asociado los movimientos geodinámicos del bloque de Yucatán durante el Jurásico Tardío (Aguayo-Camargo, 2005).

De acuerdo con Padilla y Sánchez (2007), tras la fragmentación inicial de Pangea, la sedimentación en esta depresión inició con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano. Posteriormente, durante el Calloviano, hubo una invasión de aguas marinas procedentes del Pacífico. Por su parte, el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur se llevó a cabo por medio de dos sistemas de fallas transformantes.

Durante el Jurásico Tardío y hasta el Cretácico Tardío, hubo condiciones tectónicas estables, por lo que la sedimentación estuvo dominada principalmente por carbonatos. A principios del Paleógeno, el evento tectónico de la Orogenia Larámide dio como resultado la formación de las cadenas plagadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, lo que favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos que se alojaron en las cuencas de antepaís.

Durante el Mioceno medio, la compresión derivada del movimiento lateral del Bloque Chortis y de la subducción de la Placa de Cocos contra la Placa de Norteamérica, dio origen a los pliegues y fallas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal, que posteriormente se bascularon hacia el NNW. Estos movimientos formaron nuevos depocentros y minicuenas en el sureste de México, en los cuales se depositaron grandes espesores de sedimentos hasta finales del Neógeno (Padilla y Sánchez, 2007).

3.1.2 Principales corrientes del Golfo de México

En el Golfo de México, la circulación de las aguas se genera por la energía mecánica resultante de la acción de los vientos, el flujo del agua a través del Canal de Yucatán, la descarga de agua procedente de los ríos y el intercambio de calor entre el océano y la atmósfera. Algunos de sus rasgos principales son la surgencia topográfica de Yucatán, la Corriente de Lazo, los giros ciclónicos y los anticiclónicos, y los frentes que se producen con el encuentro de aguas de diferentes características (Monreal *et al.*, 2004) (Figura 3.2).

En la costa oriental de la Península de Yucatán, durante la primavera y el verano, la corriente se intensifica y se produce una surgencia topográfica debido a la fricción con el talud continental, lo cual produce un ascenso de las aguas subsuperficiales. Existe una relación directa entre la intensidad de la surgencia y el estrangulamiento de la corriente en esta zona. Una vez que la corriente de

Yucatán entra al Golfo, se produce una circulación en forma de lazo (la Corriente de Lazo), lo que la une con la corriente de Florida. Esta corriente contiene agua cálida y de alta salinidad, y en su periferia se forman núcleos de agua fría que producen cambios en la temperatura superficial y frentes térmicos.

Además, en el Golfo de México se presentan giros ciclónicos y anticiclónicos de diferentes escalas, dependiendo de la dirección de rotación y si tienen núcleos de alta o baja presión (el movimiento es ciclónico alrededor de un área de baja presión, y anticiclónico alrededor de una de alta presión). Sobre la plataforma continental de Florida y de Texas-Louisiana y en la Bahía de Campeche, se presentan giros ciclónicos con un diámetro aproximado de 150 km los cuales producen un descenso del agua. Por su parte, los giros anticiclónicos presentan un hundimiento de agua de alta temperatura (Monreal *et al.*, 2004).

Las mareas en el Golfo de México en general son débiles y se producen como resultado del forzamiento indirecto de las oscilaciones de marea en el Océano Atlántico y del forzamiento astronómico directo sobre él. Las amplitudes típicas para la marea semidiurna son del orden de 1 cm en regiones profundas, de 7 a 9 cm en el margen occidental, y de 17 a 33 cm en las costas sobre las plataformas continentales de Florida (Martínez-López y Parés-Sierra, 1998).

El mayor aporte de agua dulce hacia el Golfo se debe al río Misisipi, seguido por el sistema Grijalva-Usumacinta.

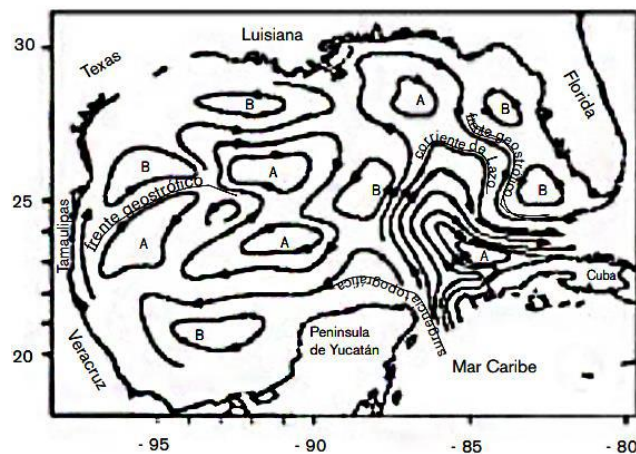


Figura 3. 2 Circulación en el Golfo de México, A indica zonas de alta presión y B zonas de baja presión. Tomado de Hermenegildo Ruiz (2019), modificado de Monreal *et al.* (2004).

Respecto a las corrientes sobre la plataforma en el Golfo de México, la principal fuerza de circulación son los vientos, cuyo patrón es casi idéntico al de las corrientes superficiales. Su dirección, en conjunto con la forma cóncava del Golfo, generan corrientes estacionales que en algunas regiones van en sentido de las manecillas del reloj y otras en dirección contraria (Zavala-Hidalgo et al., 2003). Esto provoca que en la plataforma frente a Tamaulipas y Veracruz haya inversiones en la corriente, teniendo una dirección promedio al sur en otoño e invierno (septiembre-marzo) y hacia el norte en primavera y verano (mayo-agosto) (Figura 3.3). De esta manera, durante la primavera y el verano, la corriente hacia el norte alcanza el sur de la plataforma de Texas, donde se encuentra con una corriente costera que va al sur, favoreciendo el transporte fuera de la costa; mientras que en el otoño e invierno, la corriente hacia el sur alcanza la parte sur de la Bahía de Campeche, donde se encuentra con una corriente opuesta que va a lo largo de la costa, generando transporte temporal costa afuera. Además, en esta época el agua fría de baja salinidad de los ríos Mississippi y Atchafalaya se transporta hacia el oeste de Texas hacia Tamaulipas, desarrollando frentes a lo largo de la plataforma e inversiones de temperatura (Zavala-Hidalgo et al., 2003).

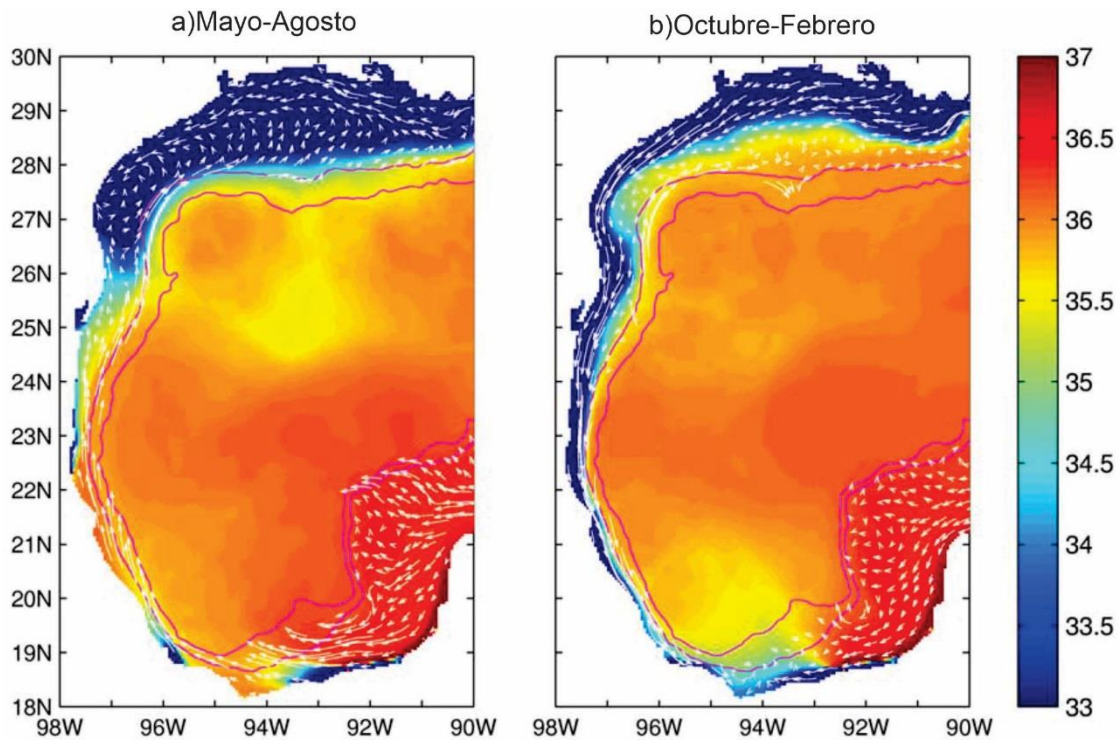


Figura 3. 3 Promedio de la salinidad y corrientes superficiales en el Golfo de México para a) primavera-verano, y b) otoño-invierno. Tomada y modificada de Zavala-Hidalgo et al. (2003).

3.2 Geología de la región de estudio (cuenca de Tampico)

3.2.1 Geología regional

El área de estudio se ubica en la parte sureste del estado de Tamaulipas, junto al río Pánuco y colindando con el estado de Veracruz. Se encuentra dentro de la provincia fisiográfica denominada Planicie Costera del Golfo. Esta zona se caracteriza por tener rasgos topográficos muy suaves. Las rocas están constituidas en general por sedimentos arcillo-arenosos del Mesozoico y depositados durante el Cenozoico, los cuales se interrumpen por la Sierra de Tamaulipas. Esta se encuentra conformada por rocas sedimentarias calcáreo-arcillosas del Cretácico plegadas por efectos tectónicos o intrusiones de rocas ígneas (Camacho Angulo, 1987). Hacia el suroeste se encuentra la Sierra Madre Oriental, la cual se compone principalmente de rocas sedimentarias mesozoicas que fueron depositadas sobre un basamento Paleozoico y Precámbrico. Está compuesta de pliegues estrechos con una orientación que sigue el rumbo general de la Sierra (Morán-Zenteno, 1994). La Sierra Madre Oriental debe su relieve a la deformación de las rocas mesozoicas y su basamento, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste durante la Orogenia Laramide, formando pliegues y cabalgaduras (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Como parte de la evolución del Golfo de México, se formaron varias cuencas sedimentarias que en la actualidad son muy importantes por su producción de petróleo. La zona de estudio se ubica dentro del área de la cuenca de Tampico, la cual cubre la región continental en el límite de los estados de Tamaulipas y Veracruz. Dada su importancia como cuenca petrolera, la sucesión estratigráfica que la compone se ha documentado ampliamente, describiéndose a continuación las principales características de las unidades estratigráficas que componen esta cuenca.

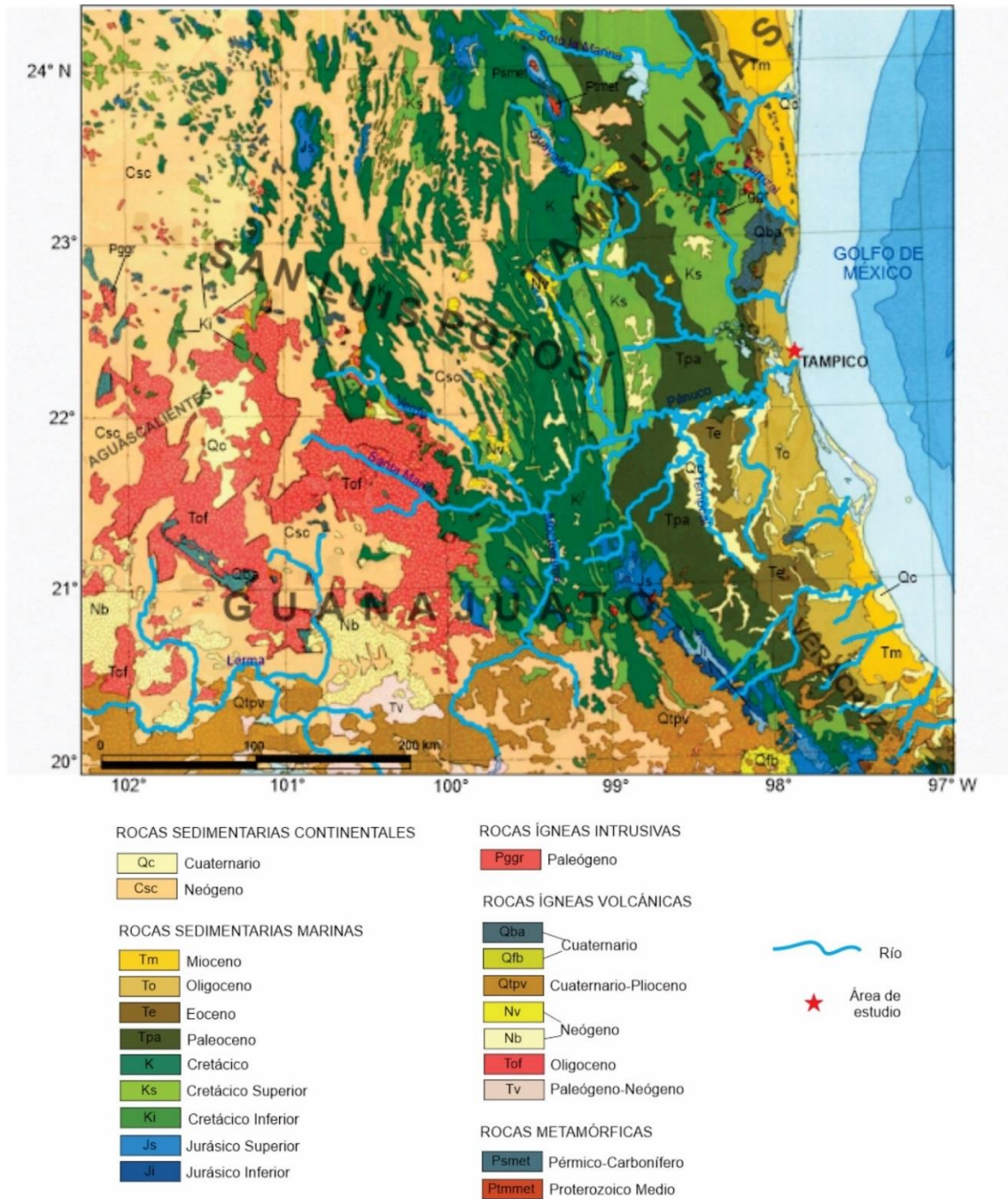


Figura 3. 4 Mapa de la geología de Tampico y sus alrededores. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).

3.2.2 Evolución tectónica

En sus inicios, durante el Paleozoico, el territorio mexicano era un archipiélago integrado por islas de diferentes tamaños. Durante el Ordovícico, se produjo el evento de la Orogenia Taconiana, causando que los sedimentos terrígenos y carbonatos depositados desde el Cámbrico hasta el

Devónico fueron deformados e intrusionados, al tiempo que incrementaba el nivel del mar (Guzmán Arellano, 2012; Alegría Montenegro, 2015). Durante los periodos Silúrico y Devónico se produjo la emersión del antiguo macizo continental de México (donde se incluye la Cuenca de Tampico). El proceso de avance y retroceso de los mares continuó durante el Carbonífero (Guzmán Arellano, 2012; Alegría Montenegro, 2015), produciéndose sedimentación de plataforma, que evolucionó a un ambiente de aguas profundas. Estos sedimentos fueron posteriormente afectados por los procesos de la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Maraton, que los acrecionaron sobre el basamento, formándose como resultado los esquistos de la región de Tamaulipas y del subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla. Posteriormente, se dio la finalización del ciclo de formación de Pangea con la colisión del arco de islas Silúrico-Misisípico y el continente mexicano, con lo que se produjo actividad intrusiva Permo-Triásica (Nava y Alegría, 2001).

Durante el Triásico Temprano y Medio, la zona estuvo expuesta a la erosión, manteniéndose un ambiente continental y favoreciendo el depósito de sedimentos arcillo-arenosos y conglomeráticos. En las planicies de inundación se formaron horsts y grabens, los cuales fueron rellenados por material clástico continental, principalmente de la Formación Huizachal (Guzmán Arellano, 2012; Alegría Montenegro, 2015). La evolución a partir del Triásico puede dividirse en cuatro etapas de acuerdo con PEMEX (2013): etapa de rifting, etapa de margen pasivo, evento orogénico laramídico y la etapa de margen pasiva.

Etapas de rifting. Desarrollada del Triásico Tardío al Jurásico Medio, se relaciona con la primera etapa de apertura del Golfo de México, durante la cual se formaron fosas. Durante el Triásico se depositaron espesores potentes de Lechos Rojos (PEMEX, 2013; Centeno-García, 2017). En los inicios del Jurásico Temprano inicia una transgresión marina que da origen a la Cuenca de Huayacocotla. Durante el Jurásico Medio se generaron movimientos relativos de los bloques de basamento existentes, lo que llevó a la retirada de los mares y cambió el centro y oriente del país a condiciones continentales, al tiempo que se producían manifestaciones de actividad ígnea.

Etapas de margen pasivo. A partir del Jurásico Tardío se presentó un amplio margen pasivo, el cual evolucionó sobre las unidades transgresivas, en las cuales se produjo una subsidencia rápida que llevó a la formación y emplazamiento de las grandes plataformas carbonatadas en el Cretácico Medio (PEMEX, 2013).

Evento orogénico laramídico. Durante el Cretácico Tardío culminó la sedimentación de margen pasivo debido a los inicios de la Orogenia Larámide que dio origen a la Sierra Madre Oriental (PEMEX,

2013; Centeno-García, 2017), lo que llevó a un cambio en la sedimentación con incremento en el aporte de material terrígeno y volcánico a las cuencas marinas.

Etapas de margen pasiva. Al cesar la deformación laramídica y la colmatación de la antefosa, la zona pasó a un dominio de margen pasiva, en la cual se depositó un amplio paquete terciario de sedimentos. La carga sedimentaria del mismo provocó la subsidencia y basculamiento de la región hacia el Golfo de México. Estos eventos ocasionaron que se generaran profundas cuencas marginales en el Frente de la Sierra Madre Oriental, que se rellenaron durante el Paleógeno. Posteriormente, al final del Mioceno, se produjo una nueva transgresión, definida con el depósito de los sedimentos de la Formación Tuxpan (Nava y Alegría, 2001).

3.2.3 Estratigrafía

Dada la importancia de la Cuenca de Tampico como cuenca petrolera, la sucesión estratigráfica que la compone se ha documentado ampliamente, describiéndose a continuación las principales características de las unidades estratigráficas que la componen.

Paleozoico

De acuerdo con Alegría Montenegro (2015), el basamento que subyace a la cuenca está conformado principalmente por rocas ígneas de origen plutónico, como granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros. También se presentan rocas metamórficas en menor proporción, compuestas de esquistos y gneises. En algunas localidades hay conglomerados basales sobre estas rocas.

Mesozoico

La Formación Huizachal, del Triásico Tardío, da inicio a la columna de depósitos sedimentarios; sobreyace de manera discordante a las rocas premesozoicas del basamento, y está conformada por una secuencia de conglomerados y lechos rojos de espesor variable (PEMEX, 2013). Se puede observar aflorando en el Valle del Huizachal, al suroeste de Ciudad Victoria.

Sobre la Formación Huizachal se depositaron sedimentos de la Formación Huayacocotla, constituida por conglomerado, areniscas, limolitas y lutitas; con afloramientos en la parte frontal este de la Sierra Madre Oriental, así como en el Anticlinorio de Huayacocotla (Guzmán Arellano, 2012).

En el Jurásico Medio se inicia el depósito de sedimentos relacionados con la apertura del Golfo de México, los cuales se conforman por conglomerados, areniscas y lutitas de color rojizo, posiblemente depositados por corrientes aluviales, que conforman la Formación Cahuascal. Aflora

en la porción central de la Sierra Madre Oriental, así como en el Anticlinorio de Huayacocotla (Alegría Montenegro, 2015). Sobreyaciendo estas rocas, se encuentra la Formación Huehuetepic, que se compone en su miembro inferior por calizas oolíticas y bioclásticas y en su miembro superior de anhidritas, mudstone y wackestone (PEMEX, 2013).

Durante el Calloviano se produjo una transgresión marina más extensa, que dio lugar a la Formación Tepexic, con un ambiente de plataforma abierta. Se constituye de packstone y grainstone de oolitas que gradualmente van cambiando a sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación Santiago. En el Kimmeridgiano continuó el depósito de sedimentos de aguas profundas, desarrollándose plataformas con depósitos de grainstone oolíticos y bioclastos de la Formación San Andrés, que cambian lateralmente a facies lagunares de calizas de bioclastos, miliólidos y pellets. La Formación Tamán está compuesta por una secuencia de lutitas calcáreas carbonosas y lutitas limolíticas, depositada en condiciones anóxicas (Nava y Alegría, 2001). La unidad se fue acumulando en las paleodepresiones, y su espesor disminuye hacia las partes altas del paleorelieve (Alegría Montenegro, 2015). La Formación Chipoco se caracteriza por una alternancia de caliza y lutitas calcáreas. Estas formaciones, San Andrés, Chipoco y Tamán, sobreyacen de manera concordante y progradante a la secuencia del Oxfordiano, y se correlacionan entre sí.

Sobreyaciendo a la secuencia del Jurásico, se encuentra la Formación Tamaulipas Inferior. Consiste en una secuencia de calizas densas de grano fino con nódulos de pedernal. Superficialmente se encuentra al sur de la paleopenínsula de Tamaulipas, en el este y centro de la Sierra Madre Oriental y en el sector transversal de la Sierra Madre Oriental (Alegría Montenegro, 2015). Hacia finales del Aptiano una nueva transgresión deposita calizas arcillosas y carbonosas, con intercalaciones de lutitas, correspondientes al Horizonte Otates, el cual se puede encontrar al sur de la paleopenínsula de Tamaulipas, al este y centro de la Sierra Madre Oriental.

Durante el Cretácico Medio y Tardío se depositó una secuencia tectonoestratigráfica de margen pasiva. En el Albiano temprano se desarrollaron grandes plataformas carbonatadas de márgenes muy inclinadas, como la Plataforma de Tuxpan, conformada por calizas someras de la Formación El Abra, flujos de escombros y turbiditas carbonatadas de la Formación Tamabra. Las facies de estas formaciones cambian gradualmente de manera lateral a las calizas pelágicas y calizas arcillosas que constituyen la Formación Tamaulipas Superior (Nava y Alegría, 2001).

Hacia finales del Cenomaniano y principios del Turoniano se produjo un pulso transgresivo que cubrió gran parte de la plataforma de Tuxpan y dio lugar al depósito de calizas arcilloso-carbonosas

y lutitas calcáreas de la Formación Agua Nueva, la cual se encuentra aflorando en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental y al sur de la Península de Tamaulipas (Alegría Montenegro, 2015). Durante el resto del Cretácico en casi toda la cuenca se mantuvieron las mismas condiciones de depósito, dando lugar a las formaciones San Felipe y Méndez (PEMEX, 2013).

Cenozoico

Las rocas del Cenozoico afloran en una gran parte de la región, y están constituidas principalmente por sedimentos producidos por la erosión de las rocas del Mesozoico. Estos sedimentos cubren la franja de la Planicie Costera del Golfo.

De acuerdo con PEMEX (2013), durante el Paleoceno se produjo la deformación y plegamiento del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental. Esto tuvo como consecuencia un cambio en la sedimentación de la cuenca, que pasó de rocas calcáreas de aguas profundas a sedimentos terrígenos, dando lugar al depósito de gruesas secuencias de areniscas y lutitas turbidíticas. En esta etapa se depositaron las formaciones Velasco, Chicontepec y Aragón.

Durante el Neógeno la secuencia tectónica depositada fue de carácter de margen pasivo, constituyendo una secuencia progradante formada por depósitos fluviodeltaicos. Esta secuencia se ve reflejada en las formaciones Guayabal, Chapopote, Tantoyuca, Horcones, Palma Real Inferior, Palma Real Superior, Coatzintla, Escolín y Tuxpan, y se asocia a los cambios relativos en el nivel del mar (PEMEX, 2013).

Las rocas ígneas que se encuentran en el área se originaron mayormente en el Cuaternario. Las actividades plutónicas y volcánicas no fueron muy importantes, y se encuentran representadas por plutones aislados emplazados en estratos mesozoicos, así como algunos flujos en la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana (Morán-Zenteno, 1994). Estas rocas son mineralógicamente muy similares a las de la Provincia Alcalina Oriental, por lo que se considera que pueden constituir una prolongación de la misma. Las rocas tienen composición alcalina y son intrusivas, hipabisales y extrusivas, con una composición que varía desde básica hasta ácida.

Durante el Cuaternario también se depositaron suelos residuales, algunos depósitos eólicos costeros y aluviones en los cauces de ríos y arroyos actuales, los cuales presentan una amplia distribución (Angulo Camacho, 1987).

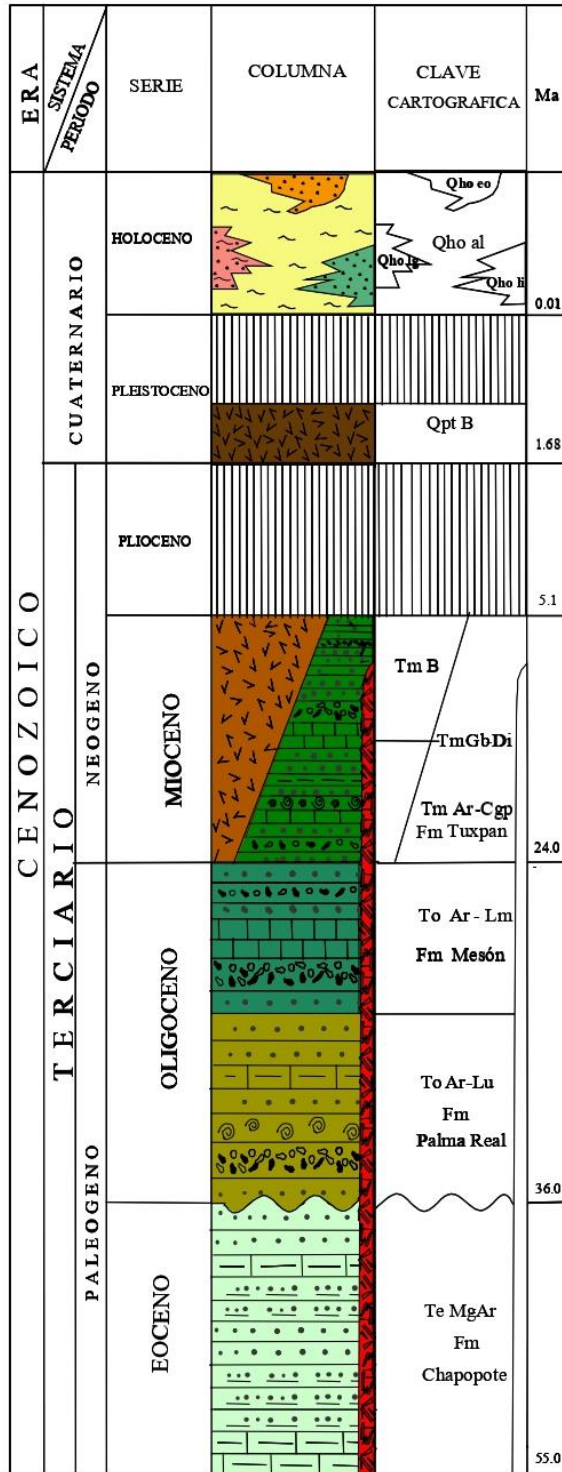


Figura 3. 5 Columna estratigráfica de los alrededores de la Playa Miramar. Qho al = aluvión, Qho eo = eólico, Qho li = litoral, Qho lg = lagunar, Tm Ar-Cgp = arenisca, To Ar-Lm = arenisca-limolita, To Ar-Lu = arenisca-lutita, Te Mg-Ar = arga-arenisca, Qpt B = basalto, Tm B = basalto, Tm Gb Di = gabro y diabasa. Tomado de Sánchez Bermeo et al. (2003).

3.2.4 Hidrografía

La hidrografía en el área se encuentra controlada por las características litológicas y estructurales de las unidades geológicas que se ubican en la misma. Se presentan corrientes perennes importantes que serpentean en las partes planas, que corren sobre rocas sedimentarias arcillo-arenosas que presentan pliegues suaves, y en algunas zonas estratificación casi horizontal. A estas corrientes se unen otras secundarias de tipo intermitente, que fluyen por cauces alargados y ramificados. En las rocas ígneas o sedimentarias que presentan mayor resistencia a la erosión, el sistema de drenaje es más complejo, tendiendo a ser paralelo y rectangular en las mesetas, y radial en las grandes elevaciones (Camacho Angulo, 1987).

Hacia el norte, los ríos son cortos y aumentan su longitud conforme descienden de la zona montañosa. En general las vertientes son paralelas entre sí y su caudal aumenta gradualmente al acercarse a la zona de Tampico; destacan el río Soto La Marina, así como la corriente del Guayalejo hacia el sur, una de las más caudalosas y cuyo curso inferior recibe el nombre de Tamesí antes de unirse al caudal del Pánuco (Guzmán Arellano, 2012).

A la altura de Ciudad Mante y Tampico en Tamaulipas, las corrientes perennes cruzan la llanura de manera serpenteante y pueden llegar a formar meandros y lagunas, como los que se encuentran en el tramo de más de 100 kilómetros entre Tamuín, en San Luis Potosí, y Tampico, en Tamaulipas. Estas corrientes están representadas por los ríos Pánuco, Tamesí, Tamuín, Moctezuma, Tempoal y Topila. El drenaje secundario es de tipo dendrítico con corrientes intermitentes consecuentes, y desembocan en los ríos mencionados o en las lagunas costeras.

Más al sur, en Veracruz, desde Tempoal hasta la Barra de Palma Sola, las corrientes perennes más importantes que drenan el área son los Ríos Moctezuma, San Pedro, Calabozo, Tamozus, Vinazco o Tuxpan, San Marcos o Cazones, Tecolutla y Bobo; los cuales delimitan zonas de lomeríos drenadas por arroyos de corrientes perennes e intermitentes, que en conjunto forman un sistema de drenaje combinado entre dendrítico y subparalelo, con corrientes antecedentes, consecuentes y subsecuentes (Nava y Alegría, 2001).

Otro rasgo importante es la Laguna de Tamiahua, en Veracruz, que es una de las más grandes de la República Mexicana. Se une con el Río Pánuco a través de los canales Chijol, Calabozo, Wilson y con la Laguna de Tampico Alto. Hay también una serie de lagos en las proximidades del Río Pánuco, como el Chairel, el Champayán, la Pimienta, la Tortuga, la Salada, el Chila, la Escondida, Pueblo Viejo y, en el límite entre Veracruz y San Luis Potosí, cerca de Ébano, el Marland (Guzmán Arellano, 2012).

La región de estudio forma parte de tres regiones hidrológicas, las cuales son Pánuco (donde se encuentra la playa Miramar), San Fernando-Soto La Marina y Norte de Veracruz. Estas regiones comprenden varias cuencas de ríos importantes, como el Pánuco, el Tamesí y el Guayalejo.

3.2.5 Clima

La zona de estudio comprende una región con diferentes climas, que varían dependiendo de la altitud y latitud. En general, la región presenta climas cálidos, con temperaturas que van de 28°C a 30°C en verano, y en invierno de 14°C a 20°C. La precipitación durante la temporada seca es de 160 mm; los vientos provienen del norte, este, noreste y sureste, con velocidades promedio de 4 m/s, 3 m/s, 4 m/s, 1.5 m/s, respectivamente. Durante la temporada húmeda la precipitación es de 5.6 cm, y las velocidades promedio de los vientos son de 3 m/s, 5 m/s, 4 m/s, y 3 m/s, con direcciones norte, noreste, este y sureste, respectivamente (Pérez-Villegas, 1990; en Kasper-Zubillaga *et al.*, 2013).

3.3 Playa Miramar Sur

El estudio fue realizado con arenas procedentes de la zona sur de la Playa Miramar. La playa Miramar se ubica en la parte noroccidental del Golfo de México, en las coordenadas 22°17'02" latitud norte y 97°48'03" longitud oeste. Está situada en el municipio de Ciudad Madero, en el sur del estado de Tamaulipas, y dentro de la zona metropolitana de Tampico.

La playa Miramar tiene una longitud aproximada de 10 km, y un ancho promedio de 160 m. Las mareas semidiurnas que se producen en la zona tienen entre 50 y 30 cm de amplitud. Las corrientes costeras van de 13 a 18 cm/s durante el verano y de 7.5 a 9 cm/s durante el invierno, y tienen una dirección noroeste. El oleaje tiene una altura de 0.6 a 1.2 m con períodos de 6 a 8 s con dirección norte (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2013).

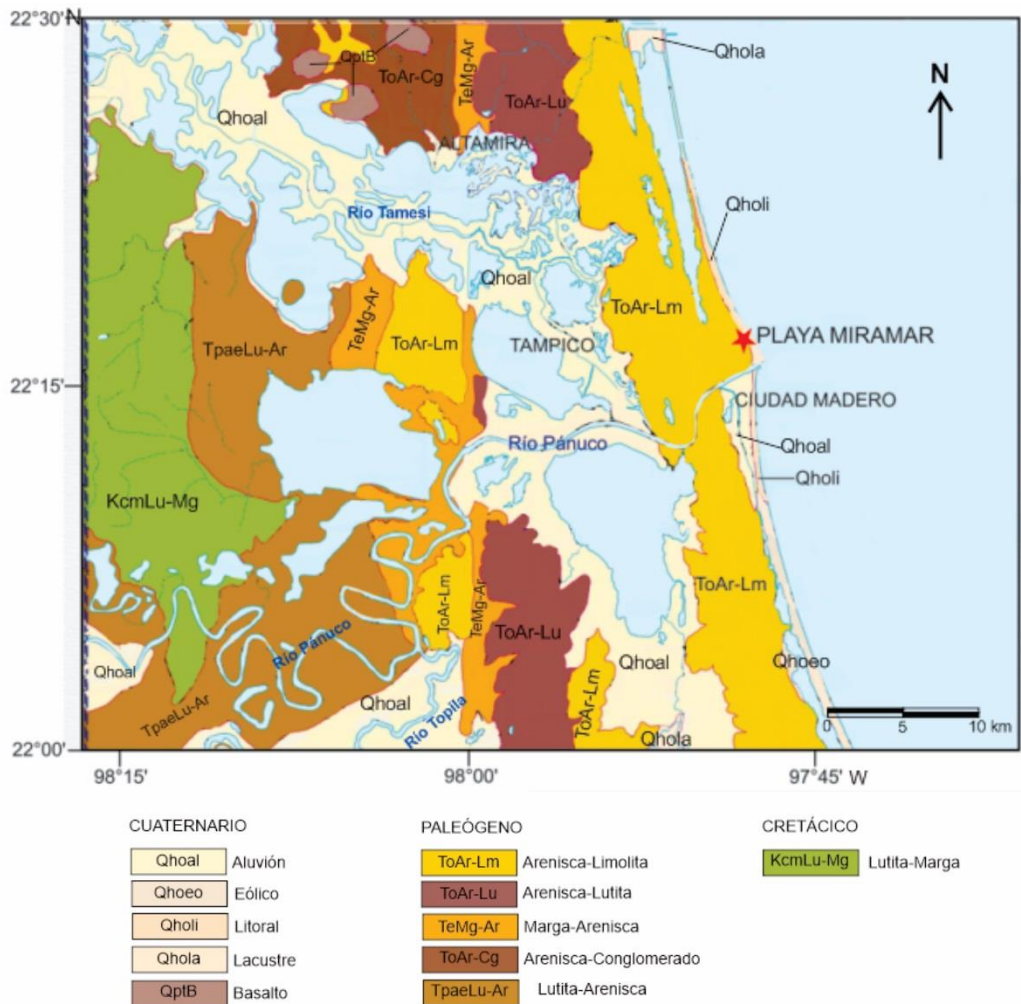


Figura 3. 7 Mapa de la geología del área de estudio y sus alrededores. Modificado de Flores Aguillón et al. (1999) y Sánchez Bermeo et al. (2004).

3.4 Mesa Central

La Mesa Central es una provincia fisiográfica que se localiza en la zona centro-norte de México, cerca del extremo sur de la provincia del Basin and Range (Aranda-Gómez et al., 2007). Se trata de una planicie elevada, con más de la mitad de su superficie superando la cota de los 2 000, y con elevaciones topográficas muy moderadas; y en general las provincias circundantes presentan relieves más pronunciados. Se encuentra limitada al norte y oriente por la Sierra Madre Oriental, al occidente por la Sierra Madre Occidental y al sur por la depresión conocida como El Bajío.

De acuerdo con Nieto-Samaniego et al. (2005), la Mesa Central puede subdividirse en dos regiones, las cuales están separadas por un lineamiento documentado como un sistema de fallas normales de

edad cenozoica en San Luis Potosí-San Luis de la Paz. En la región sur se localizan las cotas más elevadas, que están por encima de los 2 000 msnm con excepción del Valle de Aguascalientes. Es una región montañosa que está cubierta principalmente por rocas del Cenozoico, con un estado de erosión más activo que la región norte. Por su parte, la región norte es de mayor tamaño, y su estado de erosión es más avanzado, de manera que pueden encontrarse grandes cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres. Presenta las cotas más bajas (por debajo de los 2 000) y los menores desniveles.

Con respecto a la estratigrafía de la Mesa Central, los únicos afloramientos documentados de rocas paleozoicas se encuentran al occidente de San Juan del Río, en Durango, con esquisto con metamorfismo fechado aproximadamente en 252 Ma. Por lo demás, las rocas más antiguas que afloran son facies marinas del Triásico, en las localidades de la sierra de Salinas, Charcas, en San Luis Potosí; Zacatecas, y en la Sierra de Catorce. En la sierra de Salinas, Charcas y la Sierra de Catorce, las rocas triásicas consisten principalmente de secuencias de arenisca y lutita, identificadas como secuencias turbidíticas. Debido a esto, se ha interpretado que en esa zona existió un margen continental. En Zacatecas, se presentan sedimentos clásticos con grados bajos de metamorfismo. También hay rocas ígneas de composición básica, que son principalmente cuerpos intrusivos, y cuya edad ha sido interpretada como del Cretácico.

Las rocas jurásicas se encuentran distribuidas por toda la Mesa Central, reconociéndose dos conjuntos litológicos. En el Jurásico Temprano-Medio las rocas depositadas fueron continentales, conglomerado y arenisca con rocas volcánicas intercaladas, registrando una etapa en la cual la Mesa Central estuvo emergida. Estas rocas fueron cubiertas de manera discordante por el segundo conjunto perteneciente al Jurásico Superior, que se compone de caliza y caliza dolomítica de plataforma en su parte inferior, y en su parte superior de limolita calcárea con estratos de pedernal. Esto indica un cambio de ambiente continental a marino en toda la Mesa, cuyas condiciones permanecieron desde el Oxfordiano hasta finales del Cretácico.

Durante el Cretácico se depositaron rocas de tres conjuntos litológicos correspondientes a tres ambientes marinos distintos. Hacia el borde oriental de la Mesa Central se depositó una secuencia de plataforma, que se conoce como Plataforma Valles-San Luis Potosí, cuyo depósito inició en el Jurásico Tardío y se extendió hasta el Cretácico. Los sedimentos consisten en evaporitas y mayormente calizas arrecifales, y el conjunto se encuentra plegado. Hacia la parte central y ocupando la mayor parte de la Mesa, se encuentra un paquete muy grueso de sedimentos de mar

abierto y aguas profundas, en lo que se denomina Cuenca Mesozoica del Centro de México. Las litologías corresponden principalmente a lutita y arenisca calcáreas, y hacia la cima hay arenisca con clastos de rocas volcánicas, que marcan una regresión y el fin de las condiciones marinas. Finalmente, hacia los márgenes occidental y sur hay una secuencia volcanosedimentaria marina, conformada por gruesos apilamientos de basalto almohadillado, derrames y cuerpos intrusivos de diabasa, intercalados con toba, pizarra, pedernal y radiolarita. Hay también componentes sedimentarios que consisten principalmente de lutita, arenisca y caliza. Las rocas de este conjunto presentan una fuerte deformación contractiva, y han sido interpretadas como una secuencia de arco volcánico marino.

Sobre las rocas volcanosedimentarias del Mesozoico, aparecen en contacto por una discordancia angular las rocas del Cenozoico, las cuales son continentales, sedimentarias y volcánicas, indicando el cambio de un medio marino a continental, que continúa hasta la actualidad. Pueden observarse en el registro estratigráfico tres discordancias regionales. La primera es del Mesozoico-Terciario, sobre la cual se depositaron sedimentos del Paleoceno-Eoceno Medio, que consisten principalmente de conglomerado y arenisca, intercaladas algunas veces con rocas volcánicas principalmente máficas, que afloran principalmente el norte y noroeste de la Mesa Central y en localidades aisladas en el resto de la provincia. La segunda discordancia se encuentra en el Eoceno Medio, sobre la que yacen rocas volcánicas principalmente máficas, aunque también hay algunas félsicas. Forman un cinturón volcánico discontinuo en el occidente. La última discordancia es del Eoceno Superior-Oligoceno, la cual representa un hiatus en la actividad volcánica y marca el inicio de un cambio en su composición, que pasa a ser principalmente riolítica en el Oligoceno. Estas rocas volcánicas son un conjunto muy distintivo de las partes meridional y occidental de la Mesa Central, y su parte inferior está formada mayormente por rocas de volcanismo efusivo como derrames y domos, mientras que la parte superior corresponde a depósitos de actividad volcánica explosiva, principalmente ignimbritas y otras rocas piroclásticas de composición riolítica. En el Mioceno aparecen rocas volcánicas de composición máfica, que se han encontrado de manera aislada en varias localidades de la Mesa Central. Las rocas volcánicas del Plioceno y Cuaternario afloran en pequeños conjuntos de aparatos volcánicos en San Luis Potosí, y en Durango forman un campo volcánico extenso. Estas rocas se caracterizan porque la composición de sus lavas es alcalina y comúnmente son portadoras de xenolitos del manto y la base de la corteza. Así mismo, en la Mesa central afloran varios cuerpos intrusivos pequeños, siendo la mayoría del Cenozoico.

Los límites de la Mesa Central están constituidos por varios lineamientos. El límite norte lo constituye el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental. Los otros tres límites, este, oeste y sur están formados por sistemas de fallas regionales con actividad cenozoica. El límite este lo forma el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende con edad de actividad variable de norte a sur, del Oligoceno en la región central (San Luis Potosí) al Mioceno hacia el límite sur (San Miguel de Allende). El límite sur lo está conformado por la falla del Bajío, cuya actividad abarca del Oligoceno al Mioceno medio, al igual que el graben de Aguascalientes que constituye el límite de la parte poniente de la zona sur. Así mismo, dentro de la Mesa Central hay numerosas fallas cenozoicas, las cuales en muchos casos limitan cuencas continentales rellenas de sedimentos fluviales y lacustres (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

3.5 Provincia Alcalina Oriental Mexicana

En el noreste de México, el magmatismo de la era cenozoica se encuentra representado por la Provincia Alcalina Oriental. Esta provincia se conforma por la Provincia de Trans-Pecos en Estados Unidos y por la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Mendoza Ardilla *et al.*, 2018). Esta última se extiende desde el norte de Coahuila, cubriendo parte del interior de la Sierra Madre Oriental y a lo largo de la Planicie Costera del Golfo de México, hasta el área de Palma Sola en Veracruz. Comprende el Cinturón Candela-Monclova, la Sierra de Picachos, la Sierra de San Carlos, la Sierra de Tamaulipas, la Sierra de Otontepec, la Planicie de Tampico-Misantla y el Macizo de Palma Sola (Vasconcelos Fernández y Ramírez Fernández, 2004), formando un cinturón discontinuo con orientación NNW-SSE. La Provincia de Trans-Pecos tiene edades de 43 a 16 Ma, mientras que las rocas de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana son más recientes que el Eoceno Medio.

La composición de los magmas de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana es alcalina a calco-alcalina, y sus firmas geoquímicas pueden asociarse a adakitas y a granitos de alto Ba-Sr (Mendoza Ardilla *et al.*, 2018). El origen de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana aún no se encuentra bien definido. Viera Décida *et al.* (2009) encontraron rocas con características geoquímicas asociadas a un ambiente de subducción y también rocas con características geoquímicas típicas de un régimen de intraplaca, con base en los resultados obtenidos de los análisis petrográficos y geoquímicos y fechamientos realizados, así como publicaciones previas. De esta manera proponen que el magmatismo inicial del Eoceno se relaciona directamente con la subducción de la Placa Farallón por debajo de Norteamérica, que inició en la margen del Pacífico durante el Cretácico Temprano. Una disminución en el ángulo de subducción hace alrededor de 80 Ma causó la migración del arco

magmático hacia el oriente, lo que se ve reflejado en la geoquímica del Cinturón Candela-Monclova, la Sierra de San Carlos-Cruillas y la Sierra de Tamaulipas. A principios del Oligoceno el aumento en el ángulo de la placa subducida ocasionó que el arco magmático retrocediera hacia el occidente, además de permitir la convección del material astenosférico desde las partes traseras del arco hacia la cuña del manto, generando rocas con características geoquímicas de intraplaca durante el Oligoceno-Mioceno. Así mismo, se sugirió que el vulcanismo más reciente, del Plioceno-Pleistoceno, podría estar relacionado con el desarrollo magmático de la Provincia del Basin and Range.

3.6 Sierra Madre Oriental

De acuerdo con Eguiluz de Antuñano et *al.* (2000), la Sierra Madre Oriental (SMO) es una cordillera angosta y alargada, con formas rugosas, ubicada en el oriente de la República Mexicana. Emerge desde la Planicie Costera del Golfo, y presenta curvas que superan los 2500 msnm, descendiendo hacia el oeste para pasar al altiplano de la Mesa Central. Tiene una extensión de más de 800 km de longitud, desde la Faja Volcánica Transmexicana hasta la frontera norte de México, y una amplitud de 80 a 100 km. En su segmento sur, sigue una trayectoria general noroeste-sureste, y a la latitud de Monterrey cambia para seguir una dirección este-oeste hacia Torreón. La SMO se compone de pliegues estrechos que siguen la dirección general del cinturón. En dirección a la Mesa Central, los valles son más amplios, los anticlinales menos estrechos, y hacia el oeste son cubiertos gradualmente por las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental. (Morán-Zenteno, 1994).

La SMO fue formada por la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, los cuales fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste durante la Orogenia Larámide, formando pliegues y cabalgaduras (Eguiluz de Antuñano et *al.*, 2000).

El basamento de la SMO consiste en una gran diversidad de rocas del Precámbrico y Paleozoico, que pueden encontrarse en afloramientos aislados en zonas erosionadas de la secuencia plegada mesozoica; y varían desde gneises de edad precámbrica en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla, hasta sedimentos del Paleozoico que afloran en Coahuila y Tamaulipas.

La distribución de los sedimentos del Mesozoico se presenta en dos franjas, una al suroriente en la región de Huayacocotla, y la otra al poniente, que va desde Durango hasta Guanajuato. La secuencia al poniente se presenta como un cinturón turbidítico muy complejo con vulcanismo marino asociado; mientras que al oriente las rocas correlativas no presentan rocas volcánicas y se interdigitan con rocas continentales (Eguiluz de Antuñano et *al.*, 2000). Estas secuencias están

plegadas y limitadas por discordancias angulares. Además, en toda la SMO se encuentran capas rojas en la base de la columna sedimentaria preoxfordiana, que cubren al complejo basal. Estos lechos rojos representan el relleno de fosas tectónicas, señalando el cambio de sedimentación continental a marina durante el Jurásico y Cretácico.

Las partes externas tienen edades del Oxfordiano-Cretácico, y se constituyen de secuencias de clásticos, carbonatos y evaporitas de plataformas y cuencas. Al poniente, se encuentra un cinturón turbidítico con algunas señales de vulcanismo y magmatismo. Al oriente del frente tectónico, en la zona de antepaís, hay depósitos marinos del Paleógeno y Neógeno que tienen discordancias profundas por erosión subaérea y submarina, presentándose la mayor discontinuidad entre rocas del Eoceno Superior y el Oligoceno (Eguiluz de Antuñano et *al.*, 2000).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

Para llevar a cabo la interpretación de procedencia de las arenas de la playa Miramar se realizaron diferentes análisis, que comenzaron con la toma de muestras de sedimento. Los posteriores estudios incluyeron granulometría, estudios de microscopía electrónica de barrido, catodoluminiscencia, así como geoquímica y geocronología de circones.

4.1 Muestreo de sedimentos en playa

En la playa de estudio, Miramar, fueron recolectadas 20 muestras de sedimento (arena), en el periodo comprendido entre el 3 y 6 de octubre de 2017. El muestreo se realizó en la zona de mesoplaya, manteniéndose intervalos de aproximadamente 50 m. Se recolectó alrededor de 1 kg de arena por cada muestra, tomando la capa superficial del sedimento para garantizar la homogeneidad de la lámina de arena y evitar el efecto de la estratificación. Las muestras fueron colocadas en bolsas previamente etiquetadas para su traslado, almacenamiento y posterior empleo en los análisis granulométricos y geoquímicos. En la Tabla 4.1 se muestran las coordenadas de las muestras.

MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD
M1	22°17'14.99"N	97°48'3.74"O	M11	22°17'1.14"N	97°47'54.29"O
M2	22°17'13.62"N	97°48'2.77"O	M12	22°16'59.76"N	97°47'53.29"O
M3	22°17'12.23"N	97°48'1.85"O	M13	22°16'58.36"N	97°47'52.34"O
M4	22°17'10.83"N	97°48'0.93"O	M14	22°16'56.91"N	97°47'51.46"O
M5	22°17'9.40"N	97°48'0.11"O	M15	22°16'55.56"N	97°47'50.42"O
M6	22°17'7.94"N	97°47'59.32"O	M16	22°16'54.21"N	97°47'49.46"O
M7	22°17'6.51"N	97°47'58.41"O	M17	22°16'52.87"N	97°47'48.44"O
M8	22°17'5.25"N	97°47'57.30"O	M18	22°16'51.43"N	97°47'47.48"O
M9	22°17'3.86"N	97°47'56.31"O	M19	22°16'50.11"N	97°47'46.43"O
M10	22°17'2.47"N	97°47'55.31"O	M20	22°16'48.73"N	97°47'45.48"O

Tabla 4. 1 Coordenadas de la ubicación de los lugares de muestreo de la Playa Miramar, Tamaulipas.

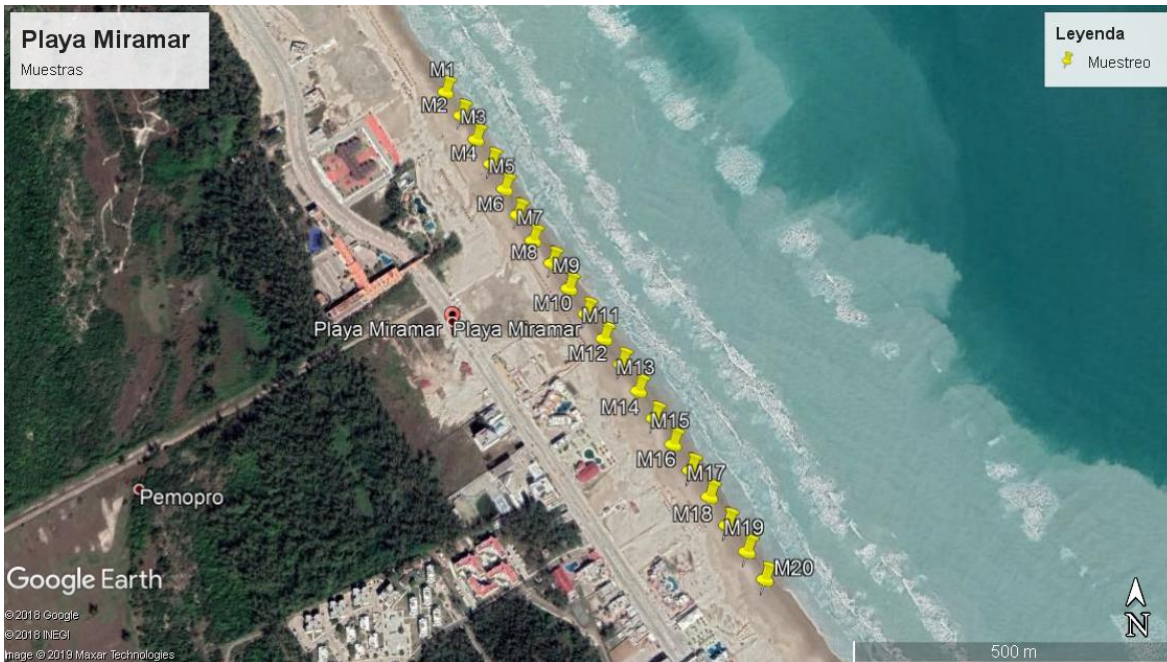


Figura 4. 1 Localización de los lugares de muestreo en la playa Miramar, Tamaulipas.

4.2 Granulometría

Se analizaron 20 muestras de arena procedentes de la playa Miramar Sur, en el estado de Tamaulipas. El estudio granulométrico de las muestras fue realizado en el Laboratorio de Geoquímica, ubicado en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

Se pesaron aproximadamente 35 g (peso seco) de cada muestra con ayuda de una balanza analítica Torrey grs-500. El procedimiento de tamizado se llevó a cabo con un equipo Rotap Tyler RX-29, para lo cual se colocaron los gramos pesados de cada muestra en una columna de tamices de las mallas 12, 14, 16, 20, 35 y 60 de la Asociación Americana de Pruebas y Materiales (ASTM por sus siglas en inglés), y se tamizó por 12 minutos. El proceso se repitió con la arena sobrante para los tamices con malla 80, 100, 120, 140, 170 y 200.

El material retenido en cada malla se pesó por separado, registrándose los datos. Posteriormente se obtuvieron los porcentajes de cada muestra y se realizaron las gráficas correspondientes de porcentaje de peso acumulado contra el tamaño de grano, para determinar los parámetros texturales.

Para realizar el análisis granulométrico se han propuesto diferentes métodos gráficos (Krumbein, 1936; Inman, 1952; Folk y Ward, 1957; entre otros), los cuales permiten calcular parámetros

estadísticos como: mediana, media, desviación estándar, grado de asimetría y curtosis, que dan información sobre las características texturales del sedimento. Además, estos parámetros suelen graficarse en diagramas bivariantes para tratar de determinar la correlación entre ellos, dando lugar al establecimiento de divisiones y límites que permiten clasificar a los sedimentos de acuerdo con su ambiente sedimentario y procesos de transporte, y pueden ser empleados también para interpretar el origen de las arenas. Algunos ejemplos de estos diagramas son los propuestos por Friedman (1961, 1967) Moiola y Weiser (1968) y Hails y Hoyt (1969).

Para obtener los parámetros estadísticos de este estudio se emplearon las fórmulas y los límites propuestos por Folk y Ward (1957) y Folk (1974) que se muestran a continuación.

4.2.1 Mediana (Md)

Es el punto medio, en el cual la mitad de las partículas son más finas y la otra mitad más gruesas. Es el diámetro correspondiente a la ordenada del porcentaje 50 en la curva acumulativa, y puede ser expresada en ϕ o mm.

4.2.2 Media (M_z)

La media representa el tamaño de grano medio de la distribución total de los sedimentos, siendo la mejor medida para determinar el tamaño total. Es un parámetro que permite conocer la naturaleza de los sedimentos y sus condiciones de depósito, ya que las diferencias en la distribución de los tamaños de partícula están relacionadas con las características de la roca fuente, con la distancia entre el área fuente y el lugar de depósito y con los diferentes mecanismos de selectividad que existen en el área de depósito. Puede obtenerse mediante la siguiente fórmula:

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

Donde los límites para las arenas son:

M_z	Clasificación
-1 a 0.01	Arena muy gruesa
0.01 a 1.0	Arena gruesa
1.1 a 2.0	Arena media
2.01 a 3.0	Arena fina
3.01 a 4.0	Arena muy fina

4.2.3 Desviación estándar (σ_1)

La desviación estándar proporciona el grado de clasificación de la muestra, es decir, indica el grado de homogeneidad de los granos de sedimento. Este parámetro está influenciado por el grado de turbulencia, velocidad de transporte, naturaleza de los sedimentos y/o por el transporte eólico (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). Se calcula por medio de la siguiente fórmula:

$$\sigma_1 = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6.6}$$

Y sus límites son:

$\sigma_1\phi$	Clasificación
< 0.35	Muy bien clasificado
0.35 a 0.50	Bien clasificado
0.50 a 0.71	Moderadamente bien clasificado
0.71 a 1.0	Moderadamente clasificado
1.0 a 2.0	Mal clasificado
2.0 a 4.0	Muy mal clasificado
> 4.0	Extremadamente mal clasificado

4.2.4 Grado de asimetría (Sk_1)

El grado de asimetría es una medida de la dispersión de los sedimentos. Indica el grado de asimetría de una curva de frecuencias; de esta manera, las curvas con asimetría positiva indican un exceso de material fino, mientras que las que presentan asimetría negativa contienen un exceso de material grueso. Este parámetro funciona como indicador de mezcla entre arenas de grano fino y arenas de grano grueso (Folk, 1974), además de que es importante para parámetros de tamaño en distinción de ambientes (Friedman, 1961). La fórmula para obtener este valor es la siguiente:

$$Sk_1 = \frac{(\varphi_{16} + \varphi_{84} - 2\varphi_{50})}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{(\varphi_5 + \varphi_{95} - 2\varphi_{50})}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$$

Donde los límites son:

Sk_1	Clasificación
+1.0 a +0.3	Muy asimétrico hacia las partículas finas
+0.3 a +0.1	Asimétrico hacia las partículas finas
+0.1 a -0.1	Casi simétrico
-0.1 a -0.3	Asimétrico hacia las partículas gruesas
-0.3 a -1.0	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas

4.2.5 Curtosis (K_G)

La curtosis es una medida de la angulosidad de la curva de frecuencia, mide la relación entre la clasificación en los extremos de la curva y la clasificación en la parte central, para determinar qué tan normal es esta distribución. Cuando la parte del centro está mejor clasificada que los extremos, la curva puede ser excesivamente puntiaguda, y se le llama leptocúrtica. Si los extremos están mejor clasificados que la porción central, la curva presentará una zona horizontal en el máximo, y se le denomina platicúrtica. Así mismo, cuando la curva es similar a la normal recibe el nombre de mesocúrtica. La curtosis se determina por medio de la siguiente fórmula:

$$K_G = \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{2.44(\varphi_{75} - \varphi_{25})}$$

Y sus límites son:

K_G	Clasificación
<0.67	Muy platicúrtica
0.67 a 0.90	Platicúrtica
0.90 a 1.11	Mesocúrtica
1.11 a 1.50	Leptocúrtica
1.50 a 3.00	Muy leptocúrtica
>3.00	Extremadamente leptocúrtica

4.3 Mineralogía (SEM-EDS)

Se eligieron cinco muestras de la playa Miramar Sur para ser analizadas por medio de microscopía electrónica de barrido con espectrometría dispersa (SEM-EDS por sus siglas en inglés). Los análisis fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM, por medio de una microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900R.

Para llevar a cabo el estudio, las muestras fueron montadas con cinta de doble cara en láminas circulares de aproximadamente 2 cm de diámetro, y posteriormente fueron cubiertas con una capa de carbono para mejorar su conductividad.

Los resultados obtenidos fueron los análisis químicos semicuantitativos de los elementos mayores en forma de óxidos, una imagen por cada muestra de las láminas montadas y las imágenes de los espectrómetros de cada punto analizado. El estudio se realizó mediante un detector de Espectrometría de Energía Dispersiva. Estos datos se emplearon posteriormente para analizar la composición de los sedimentos y su contenido mineralógico.

4.4 Imágenes de microscopía electrónica de barrido

El microscopio electrónico de barrido (SEM por sus siglas en inglés) permite obtener imágenes de objetivos de tamaño muy pequeño, y su resolución es mayor a la de un microscopio óptico. Las imágenes obtenidas se presentan en escala de grises.

Se obtuvieron varias micrografías digitales de circones detríticos mediante este método, con la finalidad de observar con mayor detalle las formas y microtexturas presentes en los granos. Para ello se seleccionaron 14 circones de la muestra MM20.

Los circones fueron separados por el método de decantación en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Posteriormente, los granos colectados fueron colocados en dos portamuestras de SEM con ayuda de un microscopio estereoscópico. Las muestras fueron recubiertas con oro para volverlas conductoras, por medio de una ionizadora marca Jeol modelo JFC-1100. Las muestras montadas fueron examinadas por medio de un microscopio electrónico de barrido de marca Jeol modelo JSM- 6360LV, en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. Se tomaron alrededor de cuatro imágenes por muestra, mostrando la forma general de los circones y algunos acercamientos a microtexturas presentes en su superficie.

4.5 Geoquímica y geocronología de U-Pb en circones

Para llevar a cabo la datación y análisis geoquímico de circones, se realizó primero la separación de los mismos, la cual se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) el Instituto de Geofísica de la UNAM. Se eligieron dos muestras para llevar a cabo el estudio (MM1 y MM20), de las cuales se obtuvieron 50 circones de cada una.

Para ello en primer lugar se decantó una muestra para separar la fracción pesada de los sedimentos, la cual se colocó en una caja Petri con agua. Los minerales pesados se observaron por medio de un microscopio estereoscópico con luz transmitida de marca Olympus SX11, para identificar los circones y luego separarlos con la ayuda de una micropipeta en otra caja Petri.

El proceso se realizó con ambas muestras, y los circones obtenidos se montaron en una placa de vidrio cuadrada de 5 cm de lado, y se pegaron con la ayuda de una cinta de doble cara. En total, 100 circones fueron acomodados de manera ordenada, posteriormente se les cubrió con resina epóxica y se pulieron hasta la mitad del cristal con papel de lija y luego con polvo de diamante, para llevar a cabo los estudios de LA-ICP-MS.

Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, Querétaro, por medio de un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo Xseries-ii acoplado a un sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 excimer láser.

Los resultados obtenidos fueron las lecturas de diferentes isótopos de U-Pb para obtener la geocronología, así como el contenido de elementos traza y algunas tierras raras. Ya que algunos de los circones no cumplieron con las características adecuadas para su análisis, sólo se consideraron las edades concordantes, que corresponden a un total de 81 circones.

Con los datos obtenidos de los fechamientos se elaboraron diagramas de concordia e histogramas con ayuda de la herramienta complemento de Excel, Isoplot 4.15; los cuales se analizaron y compararon con datos de estudios previos para tratar de determinar el lugar de origen de los circones. Así mismo, el contenido de elementos traza y tierras raras fue graficado en diagramas multielementos con ayuda del software Statistica, lo que permitió comparar sus patrones para inferir el tipo de roca de origen.

4.5 Catodoluminiscencia

Los circones fechados por medio de LA-ICP-MS se emplearon también para tomar imágenes por catodoluminiscencia. Para ello, los granos montados fueron limpiados y posteriormente cubiertos con grafito. Luego la muestra se colocó en el microscopio electrónico que tiene acoplado el equipo de catodoluminiscencia del laboratorio de Microscopio Electrónico del Centro de Geociencias de la UNAM, Querétaro. Las imágenes obtenidas de las muestras MM1 y MM20 fueron posteriormente empleadas para analizar la morfología y texturas de los circones detríticos.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación se presentan los resultados obtenidos mediante los diferentes análisis realizados en las muestras de la playa Miramar, que corresponden a granulometría, SEM-EDS, imágenes de catodoluminiscencia y microscopía electrónica de barrido, geoquímica y geocronología de circones, con sus respectivas interpretaciones. Finalmente se comparan estos resultados con estudios ya publicados que se consideran como posibles rocas fuente de los sedimentos.

5.1 Análisis granulométrico

De acuerdo con los resultados obtenidos en el análisis granulométrico, las arenas de la Playa Miramar Sur se clasifican como arenas finas, ya que de las 20 muestras analizadas, el tamaño medio (M_z) presenta valores entre 2.550 y 2.733 para todas, lo que corresponde a esta clasificación de acuerdo con los límites establecidos por Folk y Ward (1957).

La mayor parte de las muestras, 14 de las 20, se encuentran bien clasificadas, presentando valores de desviación estándar (σ_1) entre 0.352 y 0.402, mientras que en las 6 restantes los valores oscilan entre 0.304 y 0.344, por lo que se encuentran muy bien clasificadas. En general, las arenas de un ambiente de playa presentan una buena clasificación, posiblemente por el movimiento continuo hacia atrás y adelante de las olas y el retrabajo de los sedimentos (Folk y Ward, 1957, Sujanraj *et al.*, 2013). Friedman (1967) también menciona que en las playas las partículas de grano fino tienden a ser separadas de las de grano más grueso transportadas por saltación, debido al movimiento del oleaje que arrastra a las partículas más finas mar adentro y deja a las partículas gruesas rezagadas como depósito, lo que les da una mejor clasificación y hace que tiendan a carecer de fracciones de colas de grano grueso y fino.

Todas las muestras presentaron valores de asimetría negativos, de las cuales 14 muestran un valor de -0.286 a -0.182, lo que las clasifica con una distribución asimétrica hacia las partículas gruesas. La distribución de las seis muestras restantes se clasifica como muy asimétrica hacia las partículas gruesas, ya que sus valores van de -0.401 a -0.335. De acuerdo con Friedman (1961), los valores negativos de asimetría son comunes en arenas de playa. Esto se debe a que la arena se ve expuesta a dos fuerzas opuestas desiguales causadas por el oleaje, que remueven las partículas de grano fino y por lo tanto cortan esta “cola”, dando una asimetría hacia los granos gruesos.

Con respecto a la curtosis, los valores de 14 de las muestras van de 1.127 a 1.405, por lo que de acuerdo con los límites empleados se clasifican como leptocúrticas. Las otras seis muestras tienen valores más bajos, de 1.025 a 1.093, por lo que se clasifican como mesocúrticas. Los valores más altos de curtosis (leptocúrticos) indican una mejor selección en el centro de la curva de distribución que en las colas, lo que coincide con los valores negativos de asimetría. Por otra parte, Folk y Ward (1957) mencionan que las distribuciones mesocúrticas se relacionan con los sedimentos unimodales, como en el caso de este estudio.

Los resultados obtenidos para cada parámetro y su clasificación se muestran con en la Tabla 5.1.

Muestra	M_z	σ_ϕ	Sk_1	K_G	Clase de M_z	Clase de σ_ϕ	Clase de Sk	Clase de K_G
MM-1	2.583	0.387	-0.286	1.148	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-2	2.583	0.364	-0.283	1.025	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
MM-3	2.633	0.387	-0.357	1.275	Arena fina	Bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-4	2.617	0.337	-0.344	1.047	Arena fina	Muy bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
MM-5	2.667	0.332	-0.250	1.093	Arena fina	Muy bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
MM-6	2.650	0.359	-0.269	1.332	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-7	2.567	0.372	-0.225	1.066	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
MM-8	2.617	0.357	-0.196	1.230	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-9	2.633	0.372	-0.335	1.184	Arena fina	Bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-10	2.583	0.402	-0.343	1.366	Arena fina	Bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-11	2.567	0.395	-0.227	1.189	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-12	2.550	0.400	-0.279	1.148	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-13	2.550	0.400	-0.279	1.043	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
MM-14	2.617	0.367	-0.396	1.230	Arena fina	Bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-15	2.717	0.332	-0.250	1.405	Arena fina	Muy bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-16	2.733	0.304	-0.182	1.288	Arena fina	Muy bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-17	2.617	0.380	-0.238	1.230	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-18	2.633	0.352	-0.218	1.281	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-19	2.667	0.317	-0.265	1.127	Arena fina	Muy bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
MM-20	2.617	0.344	-0.401	1.093	Arena fina	Muy bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica

Tabla 5. 1 parámetros estadísticos de tamaño de grano para las muestras de la playa Miramar Sur, Tamaulipas

5.1.1 Diagramas bivariantes

Los diagramas bivariantes son de gran utilidad para realizar inferencias sobre el ambiente de depósito de los sedimentos y los procesos de energía que actúan en los mismos, ya que permiten determinar la relación que existe entre el ambiente de deposición y los diferentes parámetros basados en la distribución del tamaño de las arenas. Las diferencias en procesos como el transporte y el depósito de los sedimentos se ven reflejados en los parámetros estadísticos (Friedman, 1967), por lo que se han propuesto diferentes modelos de diagramas que ayudan a determinar los procesos de energía que actúan en los sedimentos.

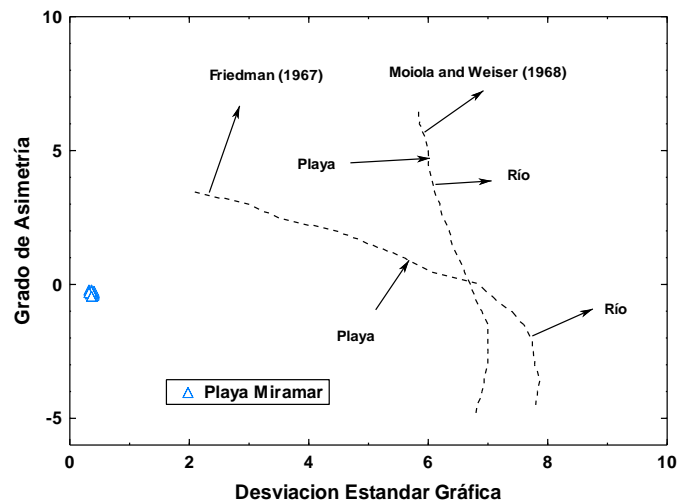


Figura 5. 1 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968)

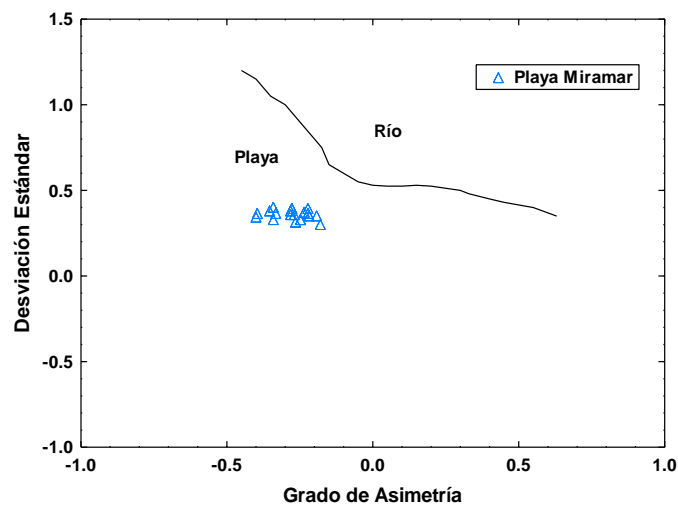


Figura 5. 2 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Desviación estándar) (Friedman, 1967).

Un ejemplo de estos diagramas son los empleados para diferenciar entre ambientes de depósito de río y de playa propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968), los cuales se basan en la relación entre el grado de asimetría y la desviación estándar para determinar los procesos de energía que actuaron sobre los sedimentos.

Los diagramas correspondientes a los resultados obtenidos de la playa Miramar Sur pueden observarse en las Figuras 5.1 y 5.2. Al graficar los parámetros mencionados, puede verse que los sedimentos se clasifican en un ambiente de playa para el caso de ambas propuestas.

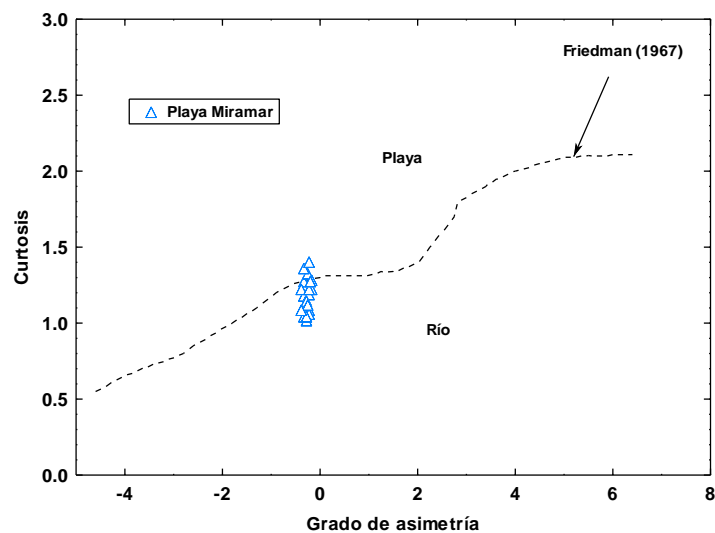


Figura 5. 3 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Curtosis) (Friedman, 1967).

Otro diagrama basado en la relación entre el grado de asimetría y curtosis fue propuesto por Friedman (1967), el cual corresponde con la Figura 5.3. Sin embargo, de acuerdo con Moiola y Weiser (1968), la combinación de estos parámetros no es tan efectiva para hacerla diferenciación entre procesos de río y playa. Esto se ve reflejado también en los resultados obtenidos para el área de estudio, ya que la mayor parte de las muestras caen en el campo del ambiente de río, a diferencia de los anteriores diagramas que grafican la desviación estándar contra el grado de asimetría.

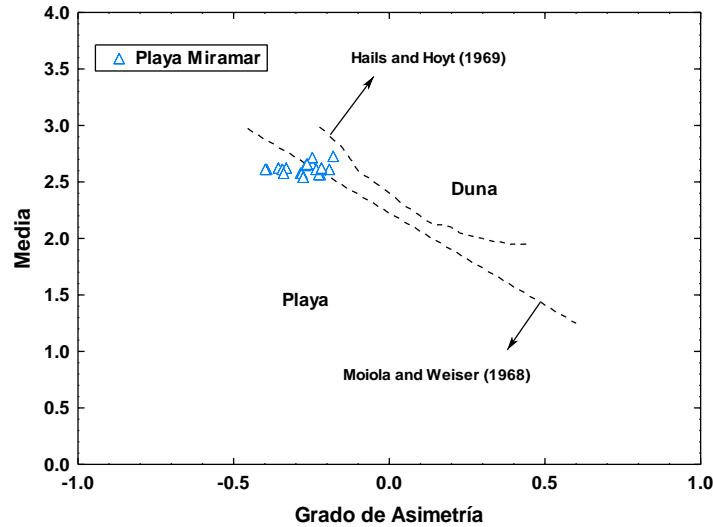


Figura 5. 4 Diagrama de procesos de energía (Grado de asimetría vs Media) (Hails y Hoyt, 1969; Moiola y Weiser, 1968).

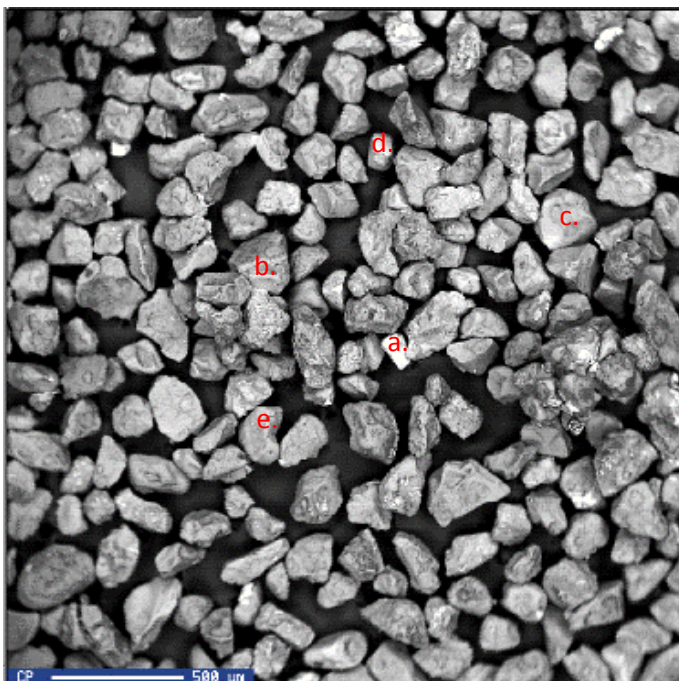
Otras propuestas de diagramas son las de Moiola y Weiser (1968), y Hails y Hoyt (1969), los cuales emplean la combinación de los parámetros de tamaño medio y grado de asimetría para diferenciar procesos de playa y de dunas (Fig. 5.4). Para el caso de las arenas de la playa Miramar, puede observarse que en el diagrama de Hails y Hoyt las muestras se encuentran dentro del campo de playa; aunque para el caso del diagrama de Moiola y Weiser (1968), al graficar los datos algunos caen en el campo de dunas.

5.2 Mineralogía (SEM-EDS)

Los resultados de las cinco muestras (MM1, MM5, MM10, MM15 y MM20) analizadas por microscopía electrónica de barrido fueron muy similares, tanto en sus características físicas como químicas. La mayoría de los granos son de subangulosos a subredondeados, y su esfericidad es variable. El contenido mineralógico observado corresponde en su mayor parte a cuarzo y feldespato potásico, aunque también se encontró plagioclasa, ilmenita y titano-magnetita, y en cantidades muy bajas circones y calcita.

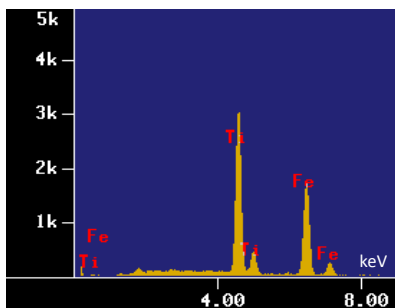
En las Tablas 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 y 5.6 se presentan los resultados con mayor detalle, primero el análisis de la muestra en general, mostrando una imagen de la misma y su contenido de elementos mayores en porcentaje en peso; y posteriormente los resultados de algunos puntos específicos por cada muestra, con su respectivo espectro y contenido de elementos mayores.

5.2.1 Muestra MM1



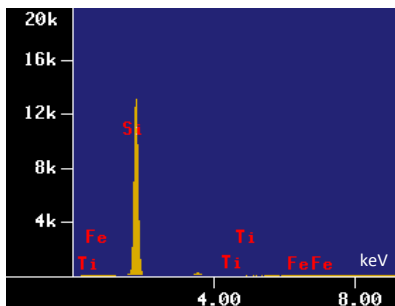
Elemento	Peso%
Na ₂ O	1.522
MgO	0.578
Al ₂ O ₃	2.698
SiO ₂	86.159
Cl	3.070
K ₂ O	2.259
CaO	1.126
TiO ₂	0.095
Cr ₂ O ₃	0.845
MnO	0.000
FeO	1.648
NiO	0.000

a) Ilmenita



Elemento	Peso%
Na ₂ O	0.000
MgO	1.534
Al ₂ O ₃	0.000
SiO ₂	0.924
Cl	0.079
K ₂ O	0.082
CaO	0.246
TiO ₂	53.132
Cr ₂ O ₃	0.058
MnO	1.178
FeO	42.158
NiO	0.610

b) Cuarzo



Elemento	Peso%
Na ₂ O	0.000
MgO	0.388
Al ₂ O ₃	0.000
SiO ₂	99.496
Cl	0.000
K ₂ O	0.000
CaO	0.000
TiO ₂	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000
MnO	0.000
FeO	0.116
NiO	0.000

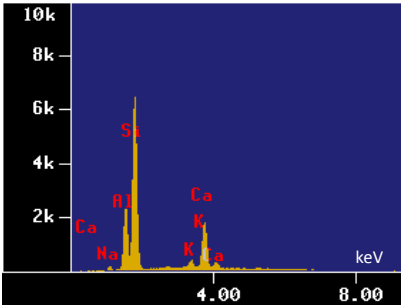
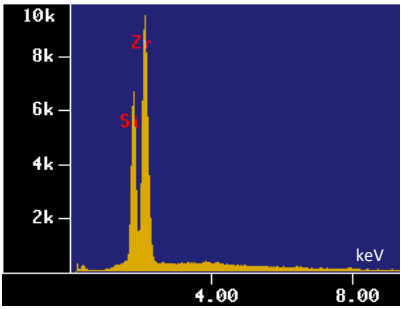
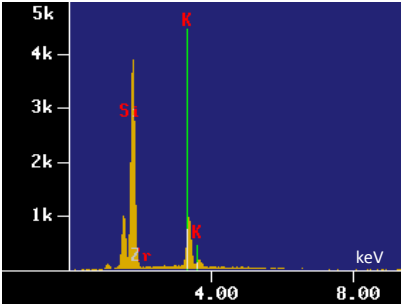
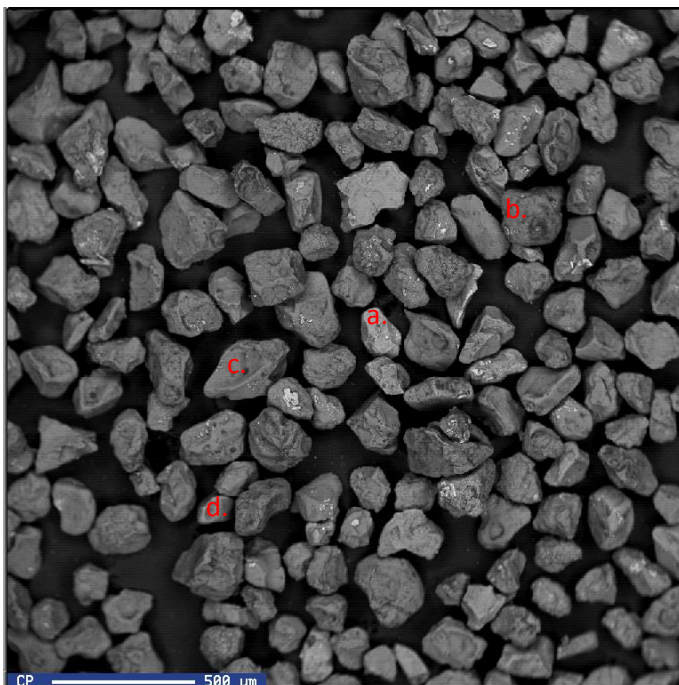
c) Plagioclasa		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>3.398</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>19.438</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>61.770</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.020</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>1.654</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>13.142</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.034</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.331</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.214</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	3.398	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	19.438	SiO ₂	61.770	Cl	0.020	K ₂ O	1.654	CaO	13.142	TiO ₂	0.000	Cr ₂ O ₃	0.034	MnO	0.000	FeO	0.331	NiO	0.214		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	3.398																													
MgO	0.000																													
Al ₂ O ₃	19.438																													
SiO ₂	61.770																													
Cl	0.020																													
K ₂ O	1.654																													
CaO	13.142																													
TiO ₂	0.000																													
Cr ₂ O ₃	0.034																													
MnO	0.000																													
FeO	0.331																													
NiO	0.214																													
d) Circón		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.147</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.550</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>23.073</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.243</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.088</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.181</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>ZrO₂</td><td>75.717</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.000	MgO	0.147	Al ₂ O ₃	0.550	SiO ₂	23.073	Cl	0.243	K ₂ O	0.088	CaO	0.000	TiO ₂	0.000	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.000	FeO	0.181	NiO	0.000	ZrO ₂	75.717
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.000																													
MgO	0.147																													
Al ₂ O ₃	0.550																													
SiO ₂	23.073																													
Cl	0.243																													
K ₂ O	0.088																													
CaO	0.000																													
TiO ₂	0.000																													
Cr ₂ O ₃	0.000																													
MnO	0.000																													
FeO	0.181																													
NiO	0.000																													
ZrO ₂	75.717																													
e) Feldespato potásico		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>3.523</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>14.054</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>66.548</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>13.542</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>1.885</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.054</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.394</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	3.523	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	14.054	SiO ₂	66.548	Cl	0.000	K ₂ O	13.542	CaO	1.885	TiO ₂	0.054	Cr ₂ O ₃	0.394	MnO	0.000	FeO	0.000	NiO	0.000		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	3.523																													
MgO	0.000																													
Al ₂ O ₃	14.054																													
SiO ₂	66.548																													
Cl	0.000																													
K ₂ O	13.542																													
CaO	1.885																													
TiO ₂	0.054																													
Cr ₂ O ₃	0.394																													
MnO	0.000																													
FeO	0.000																													
NiO	0.000																													

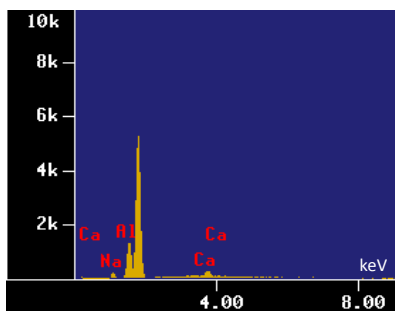
Tabla 5. 2 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM1; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.

5.2.2 Muestra MM5



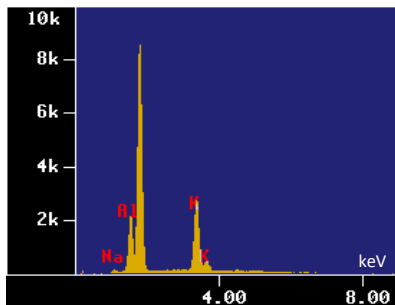
Elemento	Peso%
Na ₂ O	2.159
MgO	0.000
Al ₂ O ₃	2.610
SiO ₂	85.412
Cl	2.488
K ₂ O	1.070
CaO	4.638
TiO ₂	0.107
Cr ₂ O ₃	0.273
MnO	0.239
FeO	1.004
NiO	0.000

a) Plagioclasa



Elemento	Peso%
Na ₂ O	5.534
MgO	0.000
Al ₂ O ₃	16.447
SiO ₂	75.066
Cl	0.000
K ₂ O	0.106
CaO	2.248
TiO ₂	0.182
Cr ₂ O ₃	0.417
MnO	0.000
FeO	0.000
NiO	0.000

b) Feldespato potásico



Elemento	Peso%
Na ₂ O	2.155
MgO	0.000
Al ₂ O ₃	13.088
SiO ₂	63.617
Cl	0.000
K ₂ O	17.082
CaO	2.323
TiO ₂	0.609
Cr ₂ O ₃	0.386
MnO	0.096
FeO	0.645
NiO	0.000

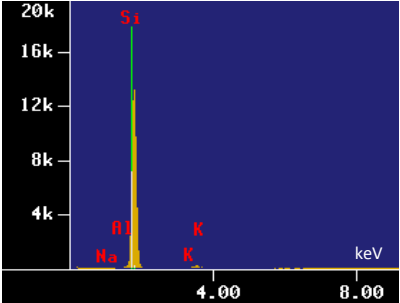
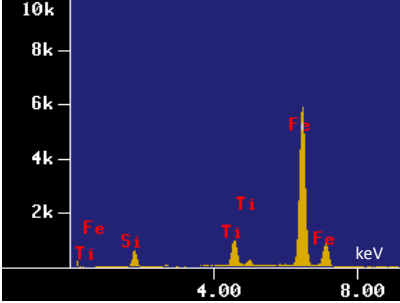
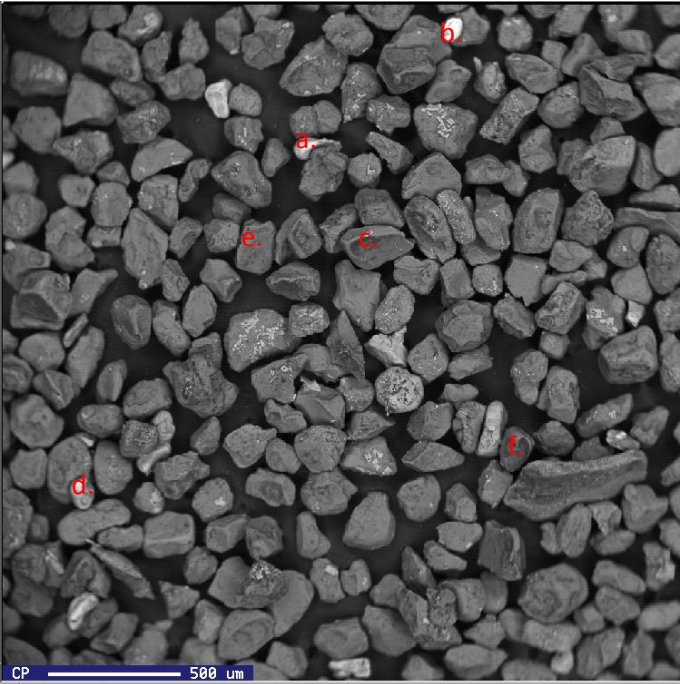
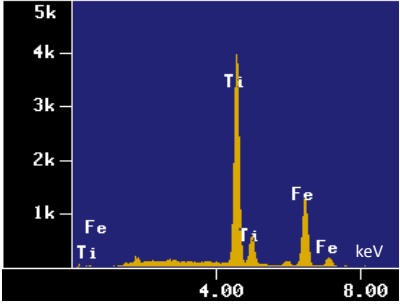
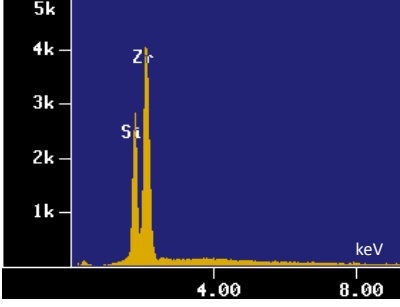
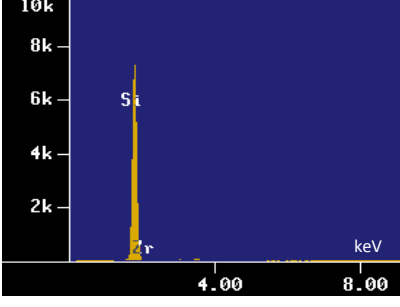
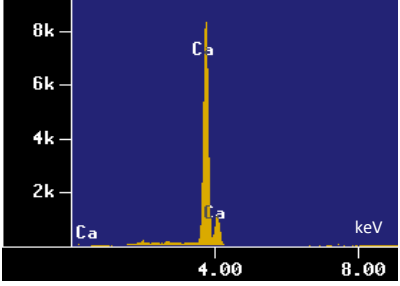
<p>c) Cuarzo</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.043</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>99.257</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.049</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.137</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.410</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.104</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.000	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	0.043	SiO ₂	99.257	Cl	0.049	K ₂ O	0.000	CaO	0.000	TiO ₂	0.000	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.137	FeO	0.410	NiO	0.104
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	0.000																											
MgO	0.000																											
Al ₂ O ₃	0.043																											
SiO ₂	99.257																											
Cl	0.049																											
K ₂ O	0.000																											
CaO	0.000																											
TiO ₂	0.000																											
Cr ₂ O ₃	0.000																											
MnO	0.137																											
FeO	0.410																											
NiO	0.104																											
<p>d) Titanomagnetita</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.267</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.068</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>5.328</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.292</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.018</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.029</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>9.798</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.309</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.373</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>82.856</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.662</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.267	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	0.068	SiO ₂	5.328	Cl	0.292	K ₂ O	0.018	CaO	0.029	TiO ₂	9.798	Cr ₂ O ₃	0.309	MnO	0.373	FeO	82.856	NiO	0.662
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	0.267																											
MgO	0.000																											
Al ₂ O ₃	0.068																											
SiO ₂	5.328																											
Cl	0.292																											
K ₂ O	0.018																											
CaO	0.029																											
TiO ₂	9.798																											
Cr ₂ O ₃	0.309																											
MnO	0.373																											
FeO	82.856																											
NiO	0.662																											

Tabla 5. 3 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM5; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.

5.2.3 Muestra MM10

	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.747</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.482</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>3.323</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>79.056</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>4.264</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>2.811</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>6.417</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.504</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.082</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.797</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>1.518</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.747	MgO	0.482	Al ₂ O ₃	3.323	SiO ₂	79.056	Cl	4.264	K ₂ O	2.811	CaO	6.417	TiO ₂	0.504	Cr ₂ O ₃	0.082	MnO	0.797	FeO	1.518	NiO	0.000
Elemento	Peso%																										
Na ₂ O	0.747																										
MgO	0.482																										
Al ₂ O ₃	3.323																										
SiO ₂	79.056																										
Cl	4.264																										
K ₂ O	2.811																										
CaO	6.417																										
TiO ₂	0.504																										
Cr ₂ O ₃	0.082																										
MnO	0.797																										
FeO	1.518																										
NiO	0.000																										

<p>a) Ilmenita</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.374</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.440</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>1.157</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.139</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.034</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.154</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>65.483</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.468</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>1.356</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>29.863</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.533</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.000	MgO	0.374	Al ₂ O ₃	0.440	SiO ₂	1.157	Cl	0.139	K ₂ O	0.034	CaO	0.154	TiO ₂	65.483	Cr ₂ O ₃	0.468	MnO	1.356	FeO	29.863	NiO	0.533		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.000																													
MgO	0.374																													
Al ₂ O ₃	0.440																													
SiO ₂	1.157																													
Cl	0.139																													
K ₂ O	0.034																													
CaO	0.154																													
TiO ₂	65.483																													
Cr ₂ O ₃	0.468																													
MnO	1.356																													
FeO	29.863																													
NiO	0.533																													
<p>b) Circón</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.034</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.084</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>22.928</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.270</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.106</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.232</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.024</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>ZrO₂</td><td>76.321</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.034	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	0.084	SiO ₂	22.928	Cl	0.000	K ₂ O	0.000	CaO	0.000	TiO ₂	0.270	Cr ₂ O ₃	0.106	MnO	0.232	FeO	0.024	NiO	0.000	ZrO ₂	76.321
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.034																													
MgO	0.000																													
Al ₂ O ₃	0.084																													
SiO ₂	22.928																													
Cl	0.000																													
K ₂ O	0.000																													
CaO	0.000																													
TiO ₂	0.270																													
Cr ₂ O ₃	0.106																													
MnO	0.232																													
FeO	0.024																													
NiO	0.000																													
ZrO ₂	76.321																													
<p>c) Cuarzo</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.354</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>96.908</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.018</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.445</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.176</td></tr> <tr><td>ZrO₂</td><td>2.099</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.000	MgO	0.354	Al ₂ O ₃	0.000	SiO ₂	96.908	Cl	0.000	K ₂ O	0.000	CaO	0.000	TiO ₂	0.000	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.018	FeO	0.445	NiO	0.176	ZrO ₂	2.099
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.000																													
MgO	0.354																													
Al ₂ O ₃	0.000																													
SiO ₂	96.908																													
Cl	0.000																													
K ₂ O	0.000																													
CaO	0.000																													
TiO ₂	0.000																													
Cr ₂ O ₃	0.000																													
MnO	0.018																													
FeO	0.445																													
NiO	0.176																													
ZrO ₂	2.099																													
<p>d) Calcita</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.478</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.270</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.098</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>0.084</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.310</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>96.373</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.461</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>1.926</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.478	MgO	0.270	Al ₂ O ₃	0.098	SiO ₂	0.084	Cl	0.310	K ₂ O	0.000	CaO	96.373	TiO ₂	0.000	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.000	FeO	0.461	NiO	1.926		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.478																													
MgO	0.270																													
Al ₂ O ₃	0.098																													
SiO ₂	0.084																													
Cl	0.310																													
K ₂ O	0.000																													
CaO	96.373																													
TiO ₂	0.000																													
Cr ₂ O ₃	0.000																													
MnO	0.000																													
FeO	0.461																													
NiO	1.926																													

<p>e) Feldespato potásico</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>2.114</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.00</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>13.429</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>60.456</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>18.756</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>1.996</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>2.575</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.004</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.265</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.030</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.373</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	2.114	MgO	0.00	Al ₂ O ₃	13.429	SiO ₂	60.456	Cl	0.000	K ₂ O	18.756	CaO	1.996	TiO ₂	2.575	Cr ₂ O ₃	0.004	MnO	0.265	FeO	0.030	NiO	0.373
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	2.114																											
MgO	0.00																											
Al ₂ O ₃	13.429																											
SiO ₂	60.456																											
Cl	0.000																											
K ₂ O	18.756																											
CaO	1.996																											
TiO ₂	2.575																											
Cr ₂ O ₃	0.004																											
MnO	0.265																											
FeO	0.030																											
NiO	0.373																											
<p>f) Piroxeno</p>		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.333</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>13.176</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>2.626</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>47.590</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.871</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>22.658</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.979</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.049</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.813</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>10.236</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.669</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.333	MgO	13.176	Al ₂ O ₃	2.626	SiO ₂	47.590	Cl	0.871	K ₂ O	0.000	CaO	22.658	TiO ₂	0.979	Cr ₂ O ₃	0.049	MnO	0.813	FeO	10.236	NiO	0.669
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	0.333																											
MgO	13.176																											
Al ₂ O ₃	2.626																											
SiO ₂	47.590																											
Cl	0.871																											
K ₂ O	0.000																											
CaO	22.658																											
TiO ₂	0.979																											
Cr ₂ O ₃	0.049																											
MnO	0.813																											
FeO	10.236																											
NiO	0.669																											

Tabla 5. 4 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM10; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.

5.2.4 Muestra MM15

	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.758</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.869</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>2.628</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>82.233</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>2.522</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>2.320</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>5.108</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>1.070</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.120</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>2.373</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.758	MgO	0.869	Al ₂ O ₃	2.628	SiO ₂	82.233	Cl	2.522	K ₂ O	2.320	CaO	5.108	TiO ₂	1.070	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.120	FeO	2.373	NiO	0.000
Elemento	Peso%																										
Na ₂ O	0.758																										
MgO	0.869																										
Al ₂ O ₃	2.628																										
SiO ₂	82.233																										
Cl	2.522																										
K ₂ O	2.320																										
CaO	5.108																										
TiO ₂	1.070																										
Cr ₂ O ₃	0.000																										
MnO	0.120																										
FeO	2.373																										
NiO	0.000																										

a) Titanomagnetita		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.572</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.165</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.218</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>3.197</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.152</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.070</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>37.679</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.136</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>1.496</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>55.519</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.796</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.572	MgO	0.165	Al ₂ O ₃	0.218	SiO ₂	3.197	Cl	0.152	K ₂ O	0.070	CaO	0.000	TiO₂	37.679	Cr ₂ O ₃	0.136	MnO	1.496	FeO	55.519	NiO	0.796		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.572																													
MgO	0.165																													
Al ₂ O ₃	0.218																													
SiO ₂	3.197																													
Cl	0.152																													
K ₂ O	0.070																													
CaO	0.000																													
TiO₂	37.679																													
Cr ₂ O ₃	0.136																													
MnO	1.496																													
FeO	55.519																													
NiO	0.796																													
b) Vidrio		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>4.954</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>18.624</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>66.561</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.087</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>1.553</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>6.934</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.152</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.277</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.812</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.047</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na₂O	4.954	MgO	0.000	Al₂O₃	18.624	SiO₂	66.561	Cl	0.087	K ₂ O	1.553	CaO	6.934	TiO ₂	0.152	Cr ₂ O ₃	0.277	MnO	0.000	FeO	0.812	NiO	0.047		
Elemento	Peso%																													
Na₂O	4.954																													
MgO	0.000																													
Al₂O₃	18.624																													
SiO₂	66.561																													
Cl	0.087																													
K ₂ O	1.553																													
CaO	6.934																													
TiO ₂	0.152																													
Cr ₂ O ₃	0.277																													
MnO	0.000																													
FeO	0.812																													
NiO	0.047																													
c) Circón		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.337</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>24.468</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.107</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.105</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.096</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.023</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.428</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.101</td></tr> <tr><td>ZrO₂</td><td>74.334</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.337	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	0.000	SiO₂	24.468	Cl	0.107	K ₂ O	0.105	CaO	0.000	TiO ₂	0.096	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.023	FeO	0.428	NiO	0.101	ZrO₂	74.334
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.337																													
MgO	0.000																													
Al ₂ O ₃	0.000																													
SiO₂	24.468																													
Cl	0.107																													
K ₂ O	0.105																													
CaO	0.000																													
TiO ₂	0.096																													
Cr ₂ O ₃	0.000																													
MnO	0.023																													
FeO	0.428																													
NiO	0.101																													
ZrO₂	74.334																													
d) Feldespato potásico		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>1.817</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.248</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>12.882</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>58.583</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.226</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>18.969</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>2.432</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>3.727</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.207</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.888</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.019</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	1.817	MgO	0.248	Al₂O₃	12.882	SiO₂	58.583	Cl	0.226	K₂O	18.969	CaO	2.432	TiO ₂	3.727	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.207	FeO	0.888	NiO	0.019		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	1.817																													
MgO	0.248																													
Al₂O₃	12.882																													
SiO₂	58.583																													
Cl	0.226																													
K₂O	18.969																													
CaO	2.432																													
TiO ₂	3.727																													
Cr ₂ O ₃	0.000																													
MnO	0.207																													
FeO	0.888																													
NiO	0.019																													
e) Calcita		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.601</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.492</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>1.781</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.391</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>93.848</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.605</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.022</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.825</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.192</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>1.241</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.000	MgO	0.601	Al ₂ O ₃	0.492	SiO ₂	1.781	Cl	0.391	K ₂ O	0.000	CaO	93.848	TiO ₂	0.605	Cr ₂ O ₃	0.022	MnO	0.825	FeO	0.192	NiO	1.241		
Elemento	Peso%																													
Na ₂ O	0.000																													
MgO	0.601																													
Al ₂ O ₃	0.492																													
SiO ₂	1.781																													
Cl	0.391																													
K ₂ O	0.000																													
CaO	93.848																													
TiO ₂	0.605																													
Cr ₂ O ₃	0.022																													
MnO	0.825																													
FeO	0.192																													
NiO	1.241																													

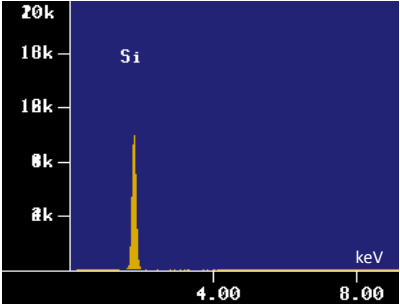
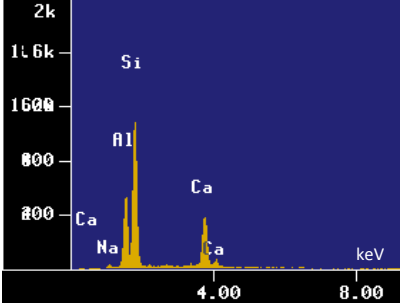
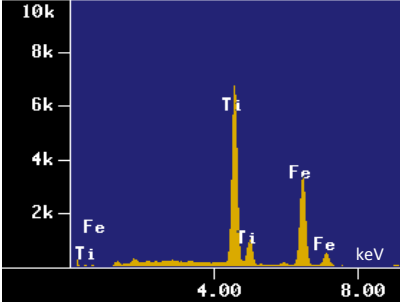
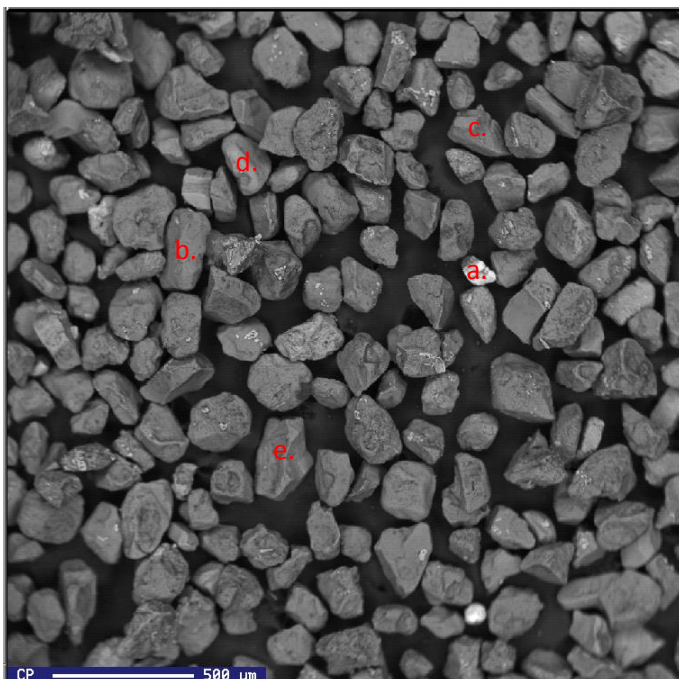
f) Cuarzo		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.009</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.132</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>99.827</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.033</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.000	MgO	0.009	Al ₂ O ₃	0.132	SiO ₂	99.827	Cl	0.000	K ₂ O	0.000	CaO	0.000	TiO ₂	0.000	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.000	FeO	0.000	NiO	0.033
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	0.000																											
MgO	0.009																											
Al ₂ O ₃	0.132																											
SiO ₂	99.827																											
Cl	0.000																											
K ₂ O	0.000																											
CaO	0.000																											
TiO ₂	0.000																											
Cr ₂ O ₃	0.000																											
MnO	0.000																											
FeO	0.000																											
NiO	0.033																											
g) Plagioclasa		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>3.081</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>21.782</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>57.036</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.197</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.292</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>15.439</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.355</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.313</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>1.493</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.012</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	3.081	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	21.782	SiO ₂	57.036	Cl	0.197	K ₂ O	0.292	CaO	15.439	TiO ₂	0.355	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.313	FeO	1.493	NiO	0.012
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	3.081																											
MgO	0.000																											
Al ₂ O ₃	21.782																											
SiO ₂	57.036																											
Cl	0.197																											
K ₂ O	0.292																											
CaO	15.439																											
TiO ₂	0.355																											
Cr ₂ O ₃	0.000																											
MnO	0.313																											
FeO	1.493																											
NiO	0.012																											
h) Ilmenita		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.484</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>1.895</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>0.825</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.074</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.049</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.130</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>55.208</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.387</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>1.487</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>38.854</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.484	MgO	1.895	Al ₂ O ₃	0.000	SiO ₂	0.825	Cl	0.074	K ₂ O	0.049	CaO	0.130	TiO ₂	55.208	Cr ₂ O ₃	0.387	MnO	1.487	FeO	38.854	NiO	0.000
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	0.484																											
MgO	1.895																											
Al ₂ O ₃	0.000																											
SiO ₂	0.825																											
Cl	0.074																											
K ₂ O	0.049																											
CaO	0.130																											
TiO ₂	55.208																											
Cr ₂ O ₃	0.387																											
MnO	1.487																											
FeO	38.854																											
NiO	0.000																											

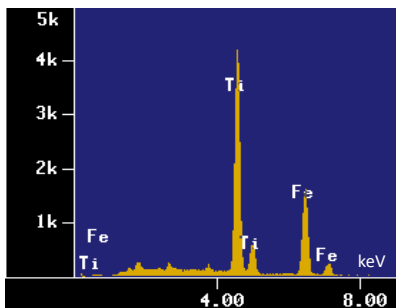
Tabla 5. 5 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM15; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.

5.2.5 Muestra MM20



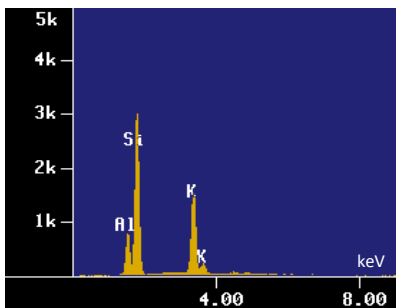
Elemento	Peso%
Na ₂ O	1.266
MgO	0.663
Al ₂ O ₃	2.113
SiO ₂	82.570
Cl	2.803
K ₂ O	2.176
CaO	4.387
TiO ₂	0.406
Cr ₂ O ₃	0.156
MnO	0.599
FeO	2.861
NiO	0.000

a) Ilmenita



Elemento	Peso%
Na ₂ O	0.000
MgO	0.822
Al ₂ O ₃	0.688
SiO ₂	1.516
Cl	0.823
K ₂ O	0.000
CaO	0.544
TiO ₂	61.338
Cr ₂ O ₃	0.000
MnO	0.652
FeO	33.300
NiO	0.317

b) Feldespato potásico



Elemento	Peso%
Na ₂ O	0.513
MgO	0.267
Al ₂ O ₃	13.018
SiO ₂	55.920
Cl	0.000
K ₂ O	25.853
CaO	1.551
TiO ₂	1.711
Cr ₂ O ₃	0.000
MnO	0.635
FeO	0.530
NiO	0.000

c) Vidrio		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>4.103</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>19.445</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>67.159</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.087</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>1.604</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>6.794</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.278</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.120</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.411</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.000</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	4.103	MgO	0.000	Al ₂ O ₃	19.445	SiO ₂	67.159	Cl	0.087	K ₂ O	1.604	CaO	6.794	TiO ₂	0.278	Cr ₂ O ₃	0.000	MnO	0.120	FeO	0.411	NiO	0.000
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	4.103																											
MgO	0.000																											
Al ₂ O ₃	19.445																											
SiO ₂	67.159																											
Cl	0.087																											
K ₂ O	1.604																											
CaO	6.794																											
TiO ₂	0.278																											
Cr ₂ O ₃	0.000																											
MnO	0.120																											
FeO	0.411																											
NiO	0.000																											
d) Calcita		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>Na₂O</td><td>0.633</td></tr> <tr><td>MgO</td><td>1.107</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.574</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>2.939</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>1.394</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>91.552</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.424</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.951</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.314</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.112</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	Na ₂ O	0.633	MgO	1.107	Al ₂ O ₃	0.574	SiO ₂	2.939	Cl	1.394	K ₂ O	0.000	CaO	91.552	TiO ₂	0.424	Cr ₂ O ₃	0.951	MnO	0.000	FeO	0.314	NiO	0.112
Elemento	Peso%																											
Na ₂ O	0.633																											
MgO	1.107																											
Al ₂ O ₃	0.574																											
SiO ₂	2.939																											
Cl	1.394																											
K ₂ O	0.000																											
CaO	91.552																											
TiO ₂	0.424																											
Cr ₂ O ₃	0.951																											
MnO	0.000																											
FeO	0.314																											
NiO	0.112																											
e) Cuarzo		<table border="1"> <thead> <tr> <th>Elemento</th> <th>Peso%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>MgO</td><td>0.063</td></tr> <tr><td>Al₂O₃</td><td>0.153</td></tr> <tr><td>SiO₂</td><td>97.253</td></tr> <tr><td>Cl</td><td>0.137</td></tr> <tr><td>K₂O</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>CaO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>TiO₂</td><td>0.269</td></tr> <tr><td>Cr₂O₃</td><td>0.179</td></tr> <tr><td>MnO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>FeO</td><td>0.000</td></tr> <tr><td>NiO</td><td>0.376</td></tr> <tr><td>ZrO₂</td><td>1.569</td></tr> </tbody> </table>	Elemento	Peso%	MgO	0.063	Al ₂ O ₃	0.153	SiO ₂	97.253	Cl	0.137	K ₂ O	0.000	CaO	0.000	TiO ₂	0.269	Cr ₂ O ₃	0.179	MnO	0.000	FeO	0.000	NiO	0.376	ZrO ₂	1.569
Elemento	Peso%																											
MgO	0.063																											
Al ₂ O ₃	0.153																											
SiO ₂	97.253																											
Cl	0.137																											
K ₂ O	0.000																											
CaO	0.000																											
TiO ₂	0.269																											
Cr ₂ O ₃	0.179																											
MnO	0.000																											
FeO	0.000																											
NiO	0.376																											
ZrO ₂	1.569																											

Tabla 5. 6 Fotomicrografía y análisis químico general de la muestra MM20; con espectros y contenido de elementos mayores de las fases minerales encontradas en la muestra.

Los minerales encontrados presentaron algunas variaciones para cada muestra. En la muestra MM1 se encontró ilmenita, cuarzo, plagioclasa, circón y feldespato potásico; los minerales encontrados en la muestra MM5 fueron plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y titanomagnetita; para la muestra MM10 se analizaron ilmenita, circón, cuarzo, calcita, feldespato potásico y piroxeno; por su parte, la muestra MM15 presentó titanomagnetita, vidrio, circón, feldespato potásico, calcita, cuarzo, plagioclasa e ilmenita; mientras que en la muestra MM20 los minerales identificados fueron ilmenita, feldespato potásico, vidrio, calcita y cuarzo.

De acuerdo con los resultados generales del contenido de elementos mayores expresados en porcentaje en peso, en todas las muestras analizadas el mineral más abundante es el cuarzo, lo que

coincide con los puntos analizados, dado el alto porcentaje en peso de SiO_2 que en cuatro de las muestras (MM1, MM5, MM15 y MM20) es mayor al 80%.

El mineral más encontrado después del cuarzo fue el feldespato potásico, sin embargo su proporción es mucho menor, y esto se ve reflejado en los valores del K_2O , que varían de 1.070 a 2.811 %. También se encontró presencia de feldespatos cálcicos y sódicos (plagioclasas), pero solo en tres de las muestras: MM1, MM5, y MM15, por lo que se infiere que su presencia es menor, además de que el contenido de Na_2O es más bajo, presentándose valores que van de 0.747 a 2.159 %. Es necesario señalar que el CaO es un óxido que se presenta en mayor cantidad (siendo el segundo en abundancia en cuatro de las muestras), con valores que van de 1.126 a 6.417 %, sin embargo esto puede deberse a la presencia de calcita, mineral que fue detectado en las muestras MM10, MM15 y MM20.

Otro componente cuya abundancia es importante es el cloro, cuyos valores en porcentaje en peso oscilan entre 2.488 y 4.264 %. Estos valores se deben posiblemente a la presencia de halita, sin embargo, aunque el mineral fue detectado en algunas muestras, sus datos no se presentan por considerarse irrelevantes para el estudio (proviene de la sal de mar).

Los valores de FeO y TiO_2 son también considerables aunque más bajos, y van de 1.004 a 2.861 %; y de 0.095 a 1.070 %, respectivamente. En todas las muestras fue encontrada ilmenita y/o titanomagnetita, lo que explica estos resultados.

Los porcentajes en peso del MgO , MnO y Cr_2O_3 fueron muy bajos (inferiores a 1 % en todos los casos) o no fueron detectados. Su presencia podría deberse al piroxeno, mineral que fue encontrado únicamente en la muestra MM10, de lo que se infiere su baja presencia en los sedimentos de la playa Miramar.

El circón fue un mineral que se encontró en tres de las muestras (MM1, MM10 y MM15), sin embargo aunque se sabe que su contenido es bajo, su presencia no se refleja en los resultados generales de las muestras por no ser un elemento mayor.

5.3 Morfología y microtexturas de circones detríticos

5.3.1 Imágenes de catodoluminiscencia

Durante el estudio geocronológico y geoquímico de los circones datados de las muestras MM1 y MM20 se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia, las cuales fueron tomadas antes de ser pulidos para su fechamiento (Figura 5.5). De esta manera es posible observar las diferentes

morfologías de los circones, que en general son muy variadas, aunque predominan las formas subredondeadas a subangulosas. Para ambas muestras pueden observarse circones con formas prismáticas y terminaciones en pirámides (Figura 5.5, a, b, e, f, h, p, w); aunque en su mayoría presentan redondeamiento en sus extremos (Figura 5.5, c, g, i, k, m, n, o, q, r, s, t, u, v, x) o se encuentran rotos (Figura 5.5, d, j, l); y en general sus superficies no son pulidas. Cabe destacar que los circones que tienen menor edad son los que preservan mejor su forma, siendo los más antiguos los que presentan un mayor grado de redondez, posiblemente debido a su transporte o por ser reciclados.

En cuanto a la coloración, los tonos amarillos son predominantes, aunque también pueden observarse varios circones incoloros. Así mismo, los granos más jóvenes presentan un mayor brillo y nitidez en la imagen, pero la tonalidad tiende a ser más oscura y los bordes pierden nitidez al incrementar la edad.

Varios circones exhiben zonificación oscilatoria interna (Figura 5.5, g, h, m, n, o, p, s, w, x), que es más notoria sobre todo en los de color amarillo, así como sobrecrecimientos luminiscentes. Estas características son indicadores de origen magmático (Tapia-Fernandez *et al.*, 2017; Armstrong-Altrin *et al.*, 2018; Ramos-Vázquez y Armstrong-Altrin, 2019), y son causadas por variaciones composicionales de Zr, Si, Hf, P, Y, las REE, U y Th, con las zonas más brillantes enriquecidas con U, Th y REE (Corfu *et al.*, 2003); de manera que durante el crecimiento del cristal estos cambios quedan registrados en su morfología (Belousova *et al.*, 2006).

En la Figura 5.5 pueden verse imágenes de algunos circones con sus características más representativas, las cuales son muy variables. De acuerdo con Rubbato y Gebauer (2000), los circones detríticos de una misma muestra comúnmente presentan diferentes patrones de catodoluminiscencia, ya que su acumulación es el resultado de una mezcla de sedimentos de diversas fuentes.



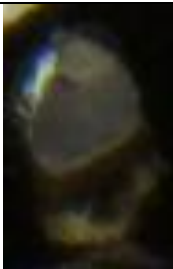
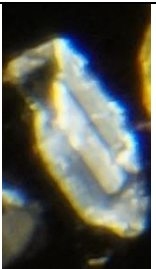

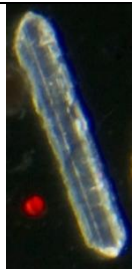




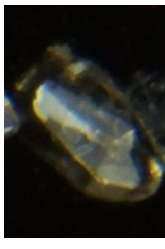

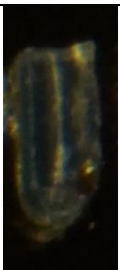
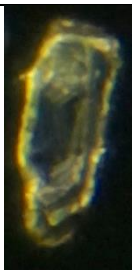


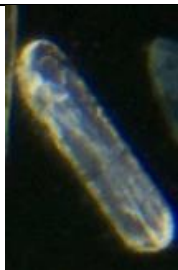


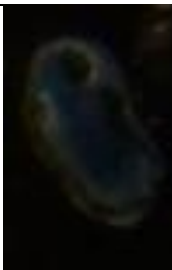
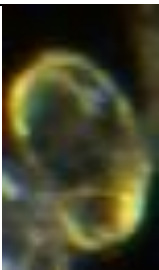

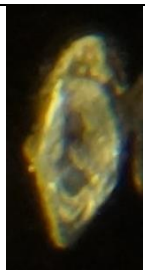
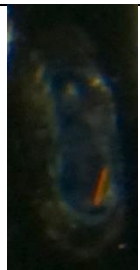
Circones de las muestras MM1 y MM20 de la playa Miramar Sur					
 a) Circón 80 27 ± 0.96 Ma	 b) Circón 26 28.7 ± 0.89 Ma	 c) Circón 87 29.2 ± 0.6 Ma	 d) Circón 86 33.8 ± 1.2 Ma	 e) Circón 08 62.7 ± 2.4 Ma	 f) Circón 16 67.1 ± 2.9 Ma
 g) Circón 13 74.5 ± 1.6 Ma	 h) Circón 29 80.5 ± 1.6 Ma	 i) Circón 69 83.3 ± 3.4 Ma	 j) Circón 64 100.1 ± 3.3 Ma	 k) Circón 67 150.7 ± 4.7 Ma	 l) Circón 25 155 ± 5.4 Ma
 m) Circón 84 222.1 ± 4.4 Ma	 n) Circón 49 261.5 ± 5.9 Ma	 o) Circón 27 320.9 ± 6.1 Ma	 p) Circón 89 393.5 ± 13 Ma	 q) Circón 12 430 ± 10 Ma	 r) Circón 98 565 ± 11 Ma
 s) Circón 45 939 ± 17 Ma	 t) Circón 92 1136 ± 19 Ma	 u) Circón 79 1175 ± 18 Ma	 v) Circón 44 1691 ± 88 Ma	 w) Circón 70 1777 ± 87 Ma	 x) Circón 36 1803 ± 87 Ma

Figura 5. 5 Imágenes de catodoluminiscencia de circones detríticos (antes del corte y pulido) de la playa Miramar junto con su edad.

5.3.2 Imágenes de microscopía electrónica de barrido

Se separaron algunos circones de las muestras MM1 y MM20 para ser examinados por medio de un microscopio electrónico de barrido de marca Jeol modelo JSM- 6360LV, con la finalidad de observar y analizar su morfología general y las microtexturas presentes en su superficie. Existe una gran variedad de microtexturas, las cuales pueden ser de origen mecánico, mecánico/químico y químico, dependiendo del proceso que las formó. Su estudio permite descifrar los procesos de transporte a los que los granos fueron sometidos, así como su energía. A continuación se presentan algunas microfotografías de los circones detríticos analizados (Figuras 5.6, 5.7 y 5.8), mostrando morfologías y texturas destacables; así como la Tabla 5.7, en la que se resumen todas las microtexturas encontradas en los catorce circones separados y estudiados.

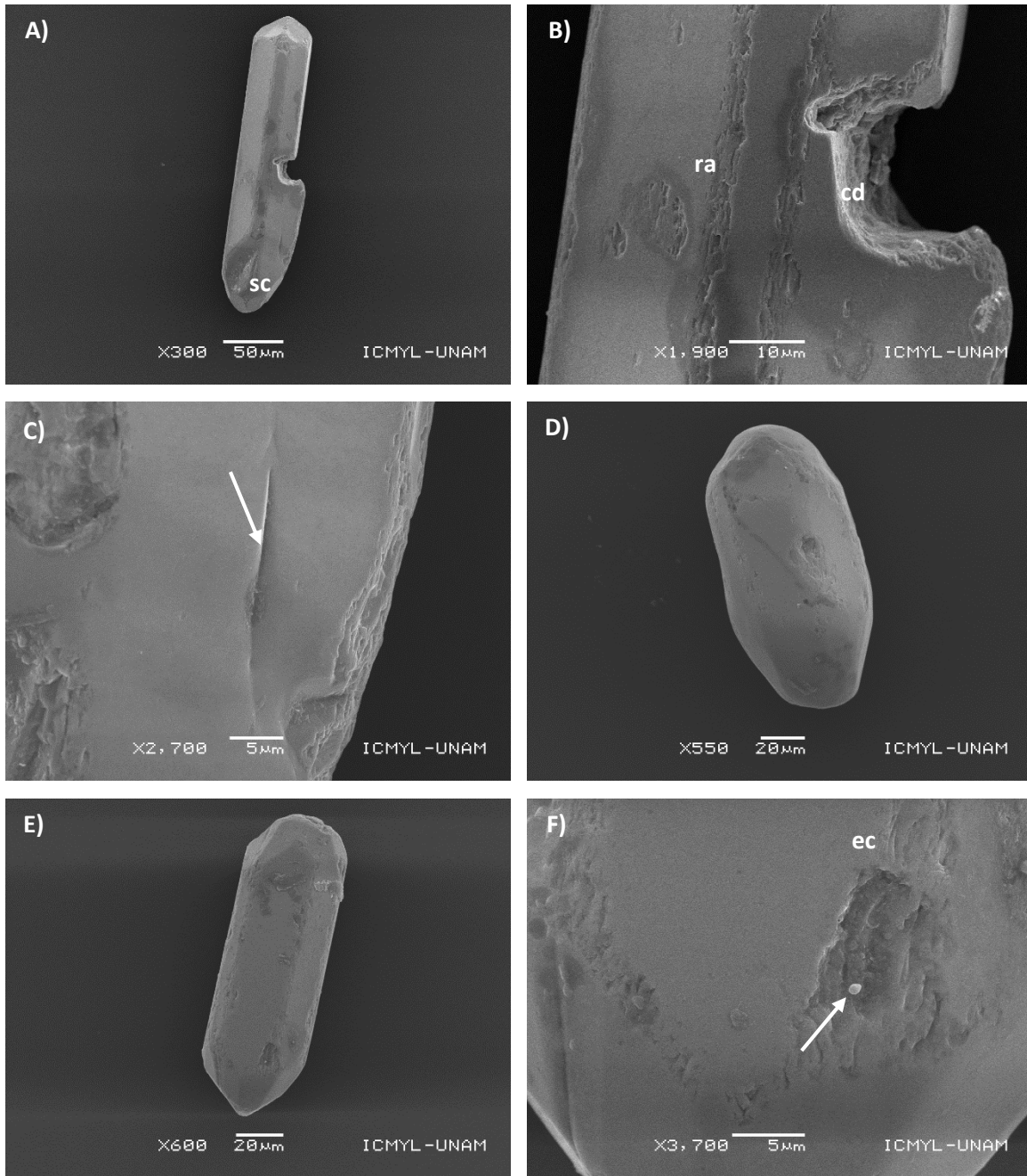


Figura 5. 6 Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones de la playa Miramar. A) Circón pobremente redondeado con relieve medio, sobrecrecimiento cristalino (sc) y una rotura posiblemente originada por colisión y posterior disolución. B) Aumento de la micrografía anterior resaltando el daño por colisión y disolución (cd) y rasguños en las aristas (ra). C) Aumento de la primera micrografía, resaltando la depresión alargada (flecha). D) Circón redondeado con relieve medio y bordes bulbosos. E) Circón bastante redondeado con relieve medio. F) Aumento de la micrografía anterior destacando una partícula adherida (flecha) y escalones curvos (ec).

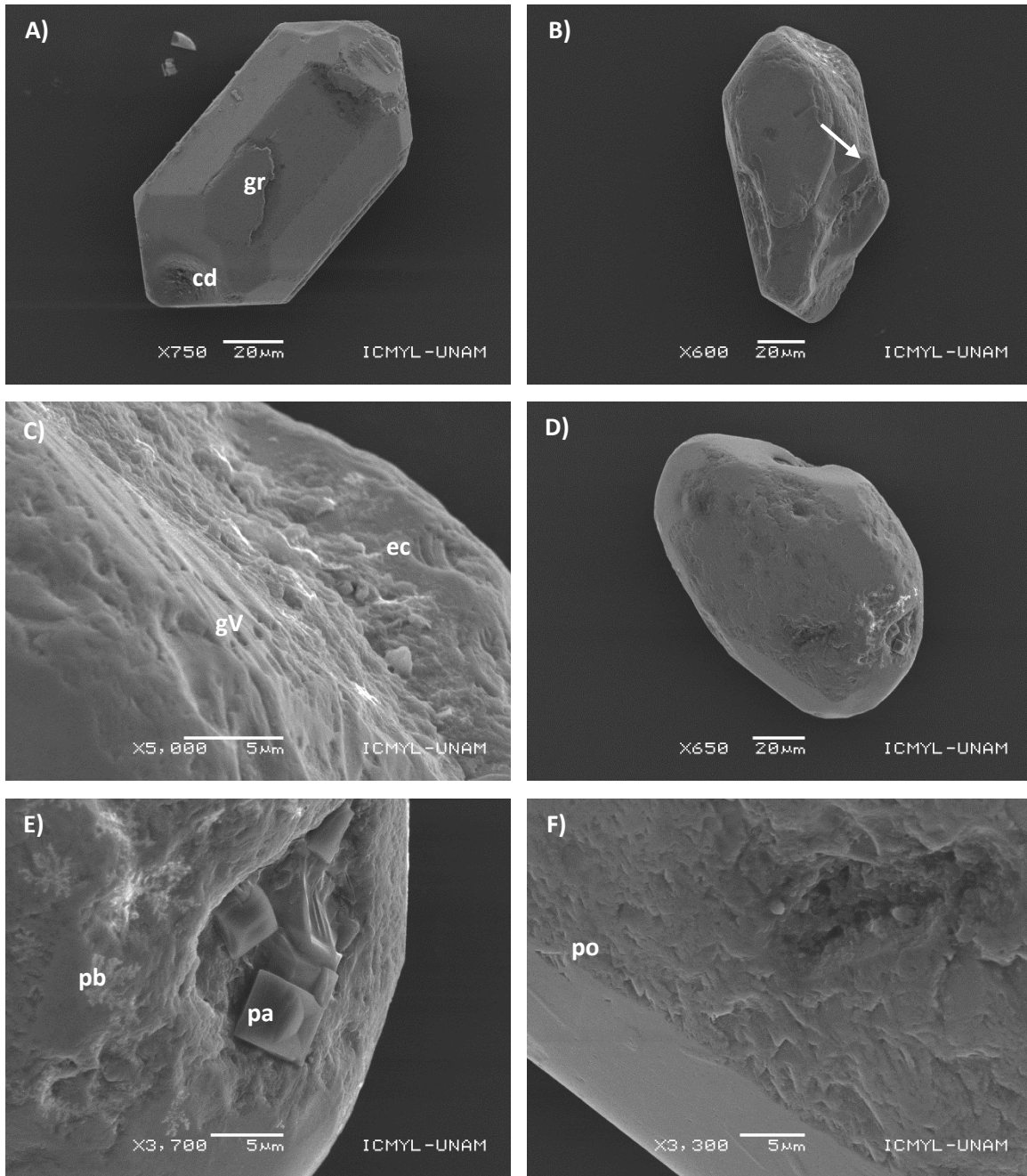


Figura 5. 7 Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones de la playa Miramar. A) Circón muy pobremente redondeado con relieve medio mostrando caras prismáticas; puede apreciarse una grieta (gr) y evidencias de corrosión por disolución (cd). B) Circón bastante redondeado con relieve alto, señalando la presencia de crestas meándricas. C) Aumento de la micrografía anterior resaltando grietas en forma de V (gV) y escalones curvos (ec). D) Circón bien redondeado con relieve medio y bordes bulbosos. E) Aumento de la micrografía anterior, se observa material adherido de posible origen biológico (pb), así como partículas adheridas, posiblemente de halita (pa). F) Circón anterior, resaltando la presencia de pozos orientados (po).

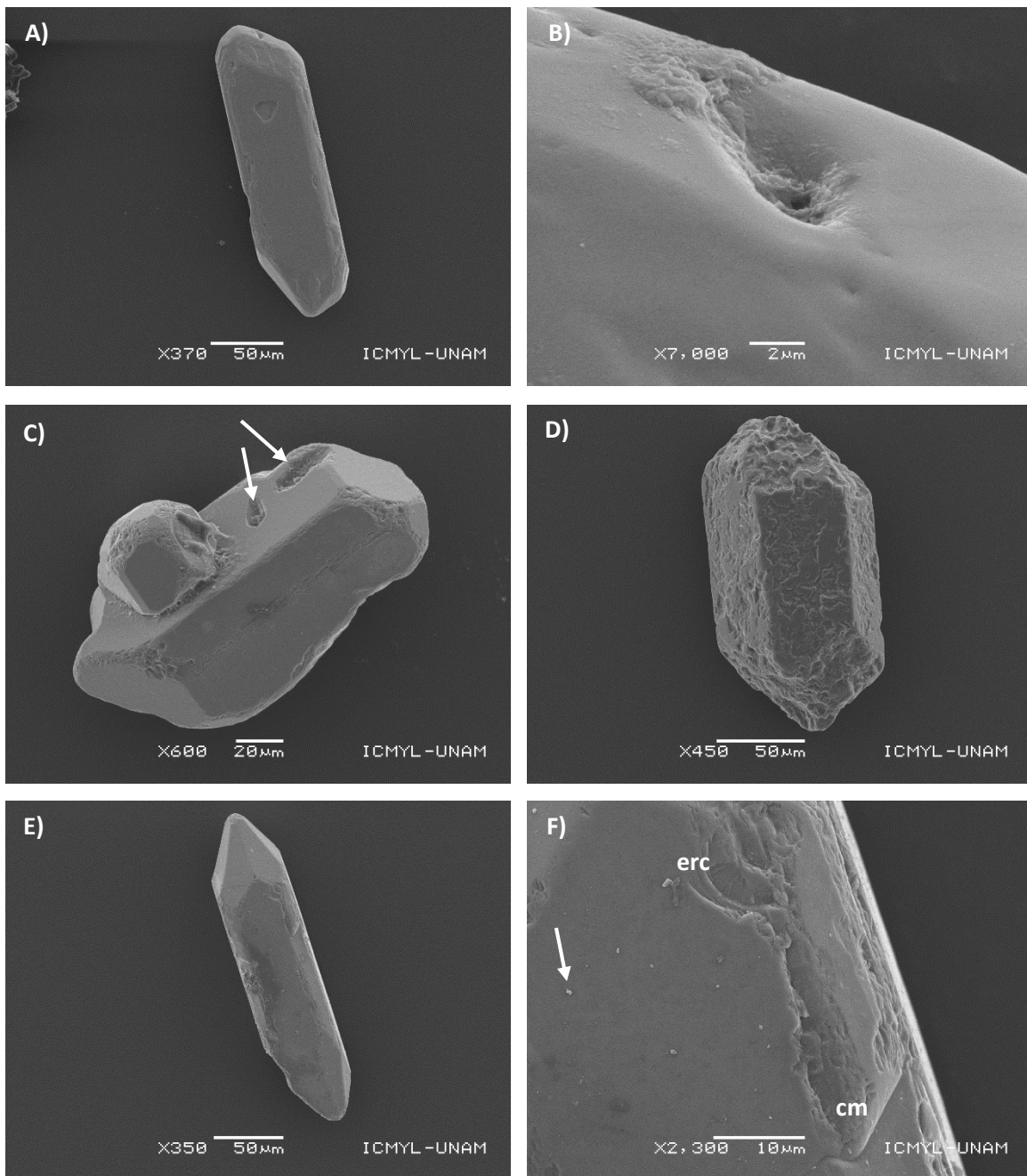


Figura 5. 8 Fotomicrografías obtenidas por microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones de la playa Miramar. A) Circón bastante redondeado con relieve bajo y algunos rasguños. B) aumento de la micrografía anterior, destacando un posible impacto afectado posteriormente por disociación y precipitación. C) Circón muy pobremente redondeado con relieve alto, resaltando marcas de disolución y con una partícula de circon adherida. D) Circón muy pobremente redondeado con relieve alto, mostrando caras prismáticas con marcas de disolución. E) Circón pobremente redondeado con relieve medio. F) Aumento de la micrografía anterior resaltando rasguños en las aristas, así como escalones rectos y curvos (erc), crestas meándricas (cm) y partículas adheridas (flecha).

Circones de la playa Miramar Sur (muestras MM1 y MM20)															
Texturas		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Mecánicas	Contorno (completamente sin redondear a bastante redondeado)	*		*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	
	Contorno (redondeado a completamente redondeado)		*				*								*
	Fracturas concoidales	*		*		*	*	*		*	*			*	*
	Escalones arqueados	*				*				*	*			*	
	Escalones rectos	*				*				*				*	*
	Crestas meándricas					*									*
	Arcos gradados		*		*	*									
	Grietas en forma de V	*			*	*	*			*				*	*
	Surcos y rasguños rectos y curvos	*	*			*	*		*	*	*			*	*
	Bordes bulbosos						*								*
Crestas paralelas y depresiones elongadas		*			*		*	*							
Químicas	Pozos de grabado (etch) orientados						*							*	
	Pozos de disolución	*		*	*	*		*	*	*	*	*			
	Precipitación	*		*	*	*	*	*	*	*	*		*		*
	Sobrecrecimiento cristalino	*													
Mecánicas y químicas	Relieve bajo								*				*		
	Relieve medio	*	*	*	*		*	*			*			*	*
	Relieve alto					*				*		*			
	Depresiones alargadas	*		*		*			*						*
	Partículas adheridas		*	*	*		*			*	*		*		*
Grietas arqueadas, circulares y poligonales				*	*		*		*					*	

Tabla 5. 7 Microtexturas observadas en los circones detríticos analizados por medio de microscopía electrónica de barrido de las muestras MM1 y MM20 de la playa Miramar Sur, Tamaulipas.

La mayoría de los circones presentan contornos pobremente redondeados, lo que permite distinguir sus caras y aristas, muchas de las cuales tienen rasguños, y el relieve es en general medio. También pueden observarse varias superficies rotas o con evidencias de disolución y corrosión, así como precipitación. En total, fueron identificadas un total de 21 microtexturas, correspondiendo 11 a un origen mecánico, 4 son de origen químico y 6 de origen mecánico y químico. Las más observadas fueron: contorno completamente sin redondear a muy pobremente redondeado, fracturas concoidales con escalones asociados, surcos y rasguños rectos y curvos, texturas de disolución y precipitación y relieve medio. A continuación se presenta una interpretación de las microtexturas.

Microtexturas de origen mecánico

La redondez es el alisado de los bordes del grano causado por la abrasión (Gärtner *et al.*, 2013), como resultado de un transporte muy largo o el retrabajo de los granos durante el mismo (Zoleikhaei *et al.*, 2016), por lo que se considera el principal indicador para determinar la cantidad de energía que afecta los granos durante el proceso de transporte. Es una característica que está en función del modo de transporte, la distancia, el tiempo y el tamaño de la partícula, pero también de su forma original en la roca fuente (Costa *et al.*, 2013). Gärtner *et al.* (2013) propuso diez clases para expresar la redondez, que fueron las empleadas en los circones estudiados: 1) completamente sin redondear, 2) casi completamente sin redondear, 3) muy pobremente redondeado, 4) pobremente redondeado, 5) bastante redondeado, 6) redondeado, 7) bien redondeado, 8) muy bien redondeado, 9) casi completamente redondeado, 10) completamente redondeado.

De acuerdo con Costa *et al.* (2013), el transporte eólico de los granos es el que origina un mayor grado de redondez, en comparación con el transporte por tracción acuosa, que requiere un desplazamiento de muchos miles de millas para generar redondeo. Esto se atribuye a las energías de mayor impacto en el transporte por viento, así como la mayor viscosidad del agua que ayuda a absorber los golpes alrededor del grano. Los granos pobremente redondeados son producidos en regímenes de flujo superior o en la zona intermareal, ya que se requiere de una severa abrasión para redondear los bordes de las partículas (Moral Cardona *et al.*, 1997; Madhavaraju *et al.*, 2009). Por su parte, los granos no redondeados se encuentran comúnmente en ambientes glaciales donde son rotos, o en ambientes subacuáticos de alta energía con poco transporte, lo que origina roturas sin redondeamiento de los bordes (Helland y Holmes, 1997).

La mayoría de los circones estudiados de la playa Miramar presentan un contorno más anguloso que va de completamente sin redondear a bastante redondeado (n=11), aunque también se

encontraron unos pocos granos redondeados a completamente redondeados en una cantidad bastante menor (n=3). Sin embargo, puede considerarse que la tendencia general es en los grados medios, pues no se presentaron las dos primeras clases ni las dos últimas, clasificándose la mayoría de los circones como muy pobremente redondeados (n=5) y bastante redondeados (n=4). Los circones poco redondeados pueden indicar un transporte corto, lo que implica una fuente relativamente cercana. Por otra parte, los circones muy redondeados pueden ser señal de un transporte muy largo en regímenes de flujo superior, aunque también pueden ser indicador de reciclaje durante varios ciclos sedimentarios, dado que el circón es un mineral muy resistente, y requiere de una abrasión extrema durante su transporte para ser redondeado (Zoleikhaei *et al.*, 2016). Es necesario mencionar que la naturaleza y duración del transporte como factores para producir granos redondeados todavía no se conoce bien.

Las fracturas concoidales son roturas típicamente curvas con patrones con forma de concha, y son producto de un fuerte impacto o presión sobre la superficie del grano (Vos *et al.*, 2014). Son producidas en una gran cantidad de ambientes, siendo su tamaño un reflejo de la energía asociada con su formación (Mahaney, 2002). En ambientes eólicos y litorales, las fracturas son más o menos uniformes en tamaño, generalmente más pequeñas que 10 μm . Los bordes de las fracturas son rectos en granos de litorales, y ligeramente curvados en granos eólicos. En ambientes subacuáticos pobremente seleccionados, la colisión entre granos gruesos puede causar la formación de fracturas más grandes (Vos *et al.*, 2014). Comúnmente, se observan escalones arqueados y rectos en los planos de fractura concoidales, que están genéticamente relacionados con las mismas (Moral Cardona *et al.*, 1997; Vos *et al.*, 2014). Estas características pueden indicar que los granos se derivan de una fuente de rocas cristalinas, aunque también son distintivas de ambientes de alta energía, transporte corto y rápida deposición (Madhavaraju *et al.*, 2004; Madhavaraju *et al.*, 2009). En el caso de los circones de la playa Miramar, las fracturas concoidales se encontraron en la mayoría de los granos (n=9), muchas de ellas con escalones arqueados o rectos, y posiblemente son indicadores de ambientes costeros, o de su transporte en un medio de alta energía.

Las grietas en forma de V son depresiones más o menos triangulares que se vuelven más estrechas con la profundidad. Reflejan colisiones aleatorias de granos, y son producidos principalmente y casi de manera exclusiva por impactos en ambientes subacuáticos de alta energía, como zonas litorales, ríos trenzados y depósitos glacio-fluviales, por lo que son microtexturas características de ambientes fluviales y de playa (Vos *et al.*, 2014; Mahaney y Kalm, 2000; Mahaney, 2002; Silpa, 2016). Esta

característica a menudo se hereda de ciclos sedimentarios previos, por lo que también puede encontrarse en granos de dunas litorales o ambientes subacuáticos de baja energía (Vos, *et al.*, 2014). Para el caso de este estudio, la mitad de los granos presentaron esta microtextura, que posiblemente indica un transporte fluvial.

Otras características comunes fueron los surcos y rasguños rectos y curvos, que también son producto de la colisión entre granos y son característicos de la zona litoral donde se producen por acción de las olas (Vos *et al.*, 2014).

También se encontraron algunos granos con crestas paralelas y depresiones elongadas, las cuales se relacionan con el transporte por saltación (Mahaney, 2002). Este mismo transporte es el posible causante de la generación de bordes bulbosos, que fueron encontrados en unos cuantos granos de la playa Miramar, lo cual puede ser indicador de un ambiente eólico (Costa *et al.*, 2013; Mahaney, 2002) o fluvial (Madhavaraju *et al.*, 2009).

Microtexturas como las crestas meándricas y arcos gradados son características del transporte eólico (Vos *et al.*, 2014), y fueron encontradas en unos cuantos de los granos estudiados, por lo que son indicadores de sedimentos provenientes de dunas o de transporte eólico.

Microtexturas de origen químico

Los pozos de grabado orientados son depresiones regulares triangulares o rectangulares muy bien orientadas en el plano de un cristal; se atribuyen a dislocaciones y defectos dentro de la red cristalina y se relacionan con procesos biogénicos o contacto con fluidos alcalinos como el agua de mar (Margolis, 1968). Se encontraron pocas muestras con esta característica, pero son indicador del posible cambio entre un ambiente de transporte fluvial a un ambiente de depósito costero.

Los pozos de disolución muestran una apariencia variable, y su aparición depende de la actividad química y el tiempo de permanencia en el medio que promueve la disolución (Vos *et al.*, 2014). Por su parte, la precipitación suele presentarse cuando los granos se encuentran relativamente inmóviles y en contacto con fluidos supersaturados en sílice; por lo que su origen se encuentra en ambientes de energía relativamente baja, como continentales, pedológicos y diagenéticos (Vos *et al.*, 2014). No obstante, también es común encontrar ambas texturas en la zona intermareal de las playas, donde se forman por las continuas sumersiones y exposiciones (Moral Cardona *et al.*, 1997; Madhavaraju *et al.*, 2009; Vos *et al.*, 2014).

Los sobrecrecimientos cristalinos se consideran indicadores de diagénesis (Vos *et al.*, 2014), sin embargo el circón es estable durante la diagénesis, por lo que Nallusamy (2014) propone que la presencia de sobrecrecimientos en circones sugiere migmatización o granitización *in situ*.

Texturas de origen mecánico y químico

El relieve describe la suavidad o rugosidad de la superficie de los granos a escala microscópica, y se subdivide en relieve bajo, medio y alto. Las irregularidades que lo producen están causadas por colisiones con otros granos o procesos de alteración. El relieve alto generalmente se asocia con granos meteorizados recientemente o procesos glaciares, mientras que los relieves bajos y medios se producen comúnmente en ambientes diagenéticos, donde los procesos de disolución y precipitación rellenan las depresiones y suavizan las protuberancias (Vos *et al.*, 2014). Para el caso de este estudio, la mayor parte de los circones posee un relieve medio.

Las depresiones alargadas son concavidades largas con forma de plato, cuya formación es atribuida a transporte eólico de alta energía, donde se producen impactos directos por saltación o arrastre (Mahaney, 2002).

Las partículas adheridas son todos los fragmentos o partículas unidos al grano, con composición y tamaño altamente variable (Vos *et al.*, 2014). Pueden estar presentes como remanente de la roca fuente o ambientes diagenéticos, aunque también pueden ser parte de la partícula misma o de otra con la cual haya colisionado (Mahaney, 2002). Gran parte de los circones estudiados de la playa Miramar presentan partículas adheridas, con tamaños variables y composición difícil de identificar; por su forma y posición (muchas veces sobre otras texturas como los precipitados) se considera que son fragmentos unidos durante el transporte y depósito del grano.

Las grietas arqueadas, circulares y poligonales presentan formas irregulares, y se forman por procesos físicos y/o químicos. Al ser relativamente frágiles, muchas veces son removidas en procesos de abrasión o precipitación. Son bastante escasas y están asociadas a transporte en suspensión (Mahaney, 2002).

Las microtexturas observadas en los circones detríticos de la playa Miramar son mayormente de origen mecánico, e indican principalmente un transporte de alta energía en un medio subacuático, lo que se infiere debido a la presencia de grietas en forma de V, así como los surcos y rasguños rectos y curvos. Otras de las microtexturas más encontradas fueron las fracturas concoidales con escalones asociados, que son evidencia de ambientes de alta energía.

El bajo redondeamiento de la mayoría de los granos, junto con texturas como las fracturas concoidales, pueden indicar una procedencia relativamente cercana, aunque hay que tener en consideración la alta resistencia de los circones a la abrasión. Se encontraron muy pocos granos con contorno redondeado, lo que puede ser indicador de un transporte largo con abrasión severa, aunque algunos autores señalan que un mayor redondeamiento de los granos puede ser producto de reciclaje (Zoleikhaei *et al.*, 2016), siendo circones heredados cuya procedencia puede ser más cercana.

Con respecto a las texturas de origen químico, los pozos de disolución y precipitación fueron microtexturas identificadas en varios circones. Su presencia puede deberse al depósito en un ambiente de playa, pues son comunes en la zona intermareal. Esto se correlaciona con el relieve, ya este tipo de procesos suavizan los rasgos superficiales de los granos, y la mayoría de los circones presentó un relieve medio.

Las evidencias de disolución, ya sea como pozos de grabado orientados o pozos de disolución simples, se producen generalmente al darse un cambio en las condiciones del ambiente al pasar a un fluido alcalino como el agua de mar. Esto podría ser indicador de un cambio de ambiente en el transporte y el depósito, siendo el transporte en un medio fluvial y el depósito en la playa.

Se encontraron también algunas microtexturas más asociadas con el transporte eólico, como las crestas meándricas y bordes bulbosos, por lo que es posible que algunos granos hayan sido transportados de dunas cercanas, mezclándose con la arena de playa.

La asociación de varias microtexturas en un solo grano sugiere que los sedimentos de la playa pueden consistir en granos de arena derivados de diferentes fuentes (Armstrong-Altrin y Natalhy-Pineda, 2014).

5.4 Geoquímica y geocronología de circones

5.4.1 Geoquímica

De un total de 100 circones detríticos analizados de la playa Miramar Sur, correspondientes a las muestras MM1 y MM20, se obtuvieron los resultados de 81; estos incluyen las concentraciones de elementos traza (P, Ti, Y, Nb, Hf, Pb, Th, U) (Tabla 5.8) y tierras raras (REE) (Tabla 5.9).

Elementos traza (en ppm)									
Circón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Circón-01	200	2.3	1103	7.18	9960	9.85	398.8	834	0.478
Circón-02	580	3	1230	10.4	10150	4.45	734	604	1.215
Circón-03	290	3.2	581	1.57	9940	3.0225	197.3	289.7	0.681
Circón-04	---	15.6	1310	1.16	8930	1.8175	186	156.6	1.188
Circón-06	2140	3.3	1480	5.71	10800	11.325	227.6	387.5	0.587
Circón-08	250	5.1	799	2.36	9400	2.775	165.6	249.2	0.665
Circón-09	---	4.8	720	2.5	11700	16.625	155	475.3	0.326
Circón-10	380	5.4	1339	6.07	10920	22.425	855	830	1.030
Circón-11	880	9.4	1730	6.4	11960	77.25	168.1	323.7	0.519
Circón-12	540	25.5	2220	1.7	6460	6.425	188.6	83.8	2.251
Circón-13	830	4.6	2520	5.13	7080	12.425	857	1001	0.856
Circón-14	---	3.6	782	1.13	10130	4.675	191.3	338	0.566
Circón-15	500	6.3	810	3.4	9980	4.1	81.8	224.8	0.364
Circón-16	430	13.4	2350	2.51	8220	1.4225	172.5	112.5	1.533
Circón-17	710	5.6	2270	5.91	7800	1.4425	132	258	0.512
Circón-18	510	2.8	1810	4.48	9410	7.725	225	552	0.408
Circón-19	60	5.8	615	2.14	9320	12.15	103.3	288.6	0.358
Circón-20	---	5.8	770	1.97	10080	33.7	45.98	150.7	0.305
Circón-24	200	4.6	1224	4.42	11000	16.225	683	657	1.040
Circón-25	270	19.8	2200	1.59	9260	2.61	262	104.1	2.517
Circón-26	300	6.5	1780	8.73	8920	2.83	655.7	567.8	1.155
Circón-27	250	7.5	710	3.1	9570	13.275	207.1	265.2	0.781
Circón-29	320	2.3	912	3.67	10720	11.925	496	893	0.555
Circón-30	1120	11.2	2290	6.07	10560	31.75	154	347	0.444
Circón-31	570	3.9	1236	7	11590	11.925	335.4	501	0.669
Circón-32	300	4.7	1710	2.06	11330	9.775	67	156	0.429
Circón-33	5460	10.6	2800	4.33	6150	2.375	237.7	373	0.637
Circón-35	580	4.2	588	1.16	10890	33.05	26.2	457	0.057
Circón-36	4300	3.8	809	1.47	8740	65	62.9	197.1	0.319
Circón-37	1380	4.6	1580	30.1	10340	2.37	178.6	416	0.429
Circón-38	180	3.2	724	1.66	9560	2.6325	127.2	190.5	0.668
Circón-39	320	6.6	1760	3.04	9000	7.275	160	450	0.356
Circón-41	590	9.1	2830	5.37	8440	15.4	925	627	1.475
Circón-43	90	3.1	1055	1.26	9090	12.625	78.36	138.7	0.565
Circón-44	110	8	1622	2.44	7100	89	352	296	1.189
Circón-45	---	4.3	690	1.73	8730	16.125	33.9	97.7	0.347
Circón-46	690	6.3	2540	6.68	10520	3.975	464	662.8	0.700
Circón-47	250	9.5	1083	2.56	9110	3.9	139	214	0.650
Circón-48	1180	17.1	4050	7.54	9310	96.75	790	965	0.819
Circón-49	390	4.4	735	3.12	9360	12.1	143.3	256.3	0.559
Circón-50	180	8.5	1920	1.09	7770	23.475	238	354	0.672
Circón-51	---	48	820	2.97	9680	9.7	29	69.9	0.415
Circón-53	30	4.9	776	1.96	10710	9.25	208	508	0.409
Circón-54	---	19.8	676	1.61	9450	19.225	53.4	76.8	0.695
Circón-55	710	5.2	1910	4.44	11520	3.025	368	586	0.628
Circón-56	2530	17.3	818	2.79	8920	14.5	41.58	73.14	0.568
Circón-57	1030	9.1	2690	6.14	7950	2.475	543	384	1.414
Circón-58	140	4.7	1459	1.81	9290	6.25	174.1	233	0.747

Circón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Circón-59	---	3.4	200	1.27	11650	12.4	117.2	345	0.340
Circón-60	280	4.9	1141	2.73	10980	11.85	363.6	1032	0.352
Circón-63	700	5.7	2740	5.43	10860	65.75	211.5	326	0.649
Circón-64	680	18.4	1980	3.86	7350	3.6	250.2	198.6	1.260
Circón-65	590	15.7	839	1.22	9430	12.45	97.3	175.8	0.553
Circón-67	1050	6.8	2880	4.39	8990	3.525	207.1	136.2	1.521
Circón-68	340	4.7	1182	9.91	7550	0.10525	65.4	147.6	0.443
Circón-69	---	4.3	1068	1.14	9410	1.895	158.1	136.3	1.160
Circón-70	1090	6.3	1800	1.11	13050	132	50	429	0.117
Circón-71	310	20.6	835	3.91	12600	5.125	66	135	0.489
Circón-72	220	5.3	856	2.69	11120	70	194.6	256.3	0.759
Circón-74	710	11.7	2650	6.7	9330	10.4	438	299	1.465
Circón-75	760	3	2400	16.8	11880	3.3375	543.7	543.2	1.001
Circón-76	6500	75	2560	5.88	8410	61.5	199	195	1.021
Circón-77	150	4.5	1860	36.7	8040	3.355	405	410	0.988
Circón-78	270	9.5	4990	8.79	9190	15.25	1740	652	2.669
Circón-79	1470	7.5	1840	7.69	10760	107.5	206.5	517	0.399
Circón-80	1000	3.1	2060	35	10630	3.975	474	698	0.679
Circón-81	890	43.9	2030	5	11190	48.25	388	756	0.513
Circón-82	1740	23.3	6310	10.44	7340	3.185	1750	727	2.407
Circón-83	---	2.6	613	4.08	11900	6.5	198	465	0.426
Circón-84	650	14.9	3290	7.34	8890	17.3	611	541	1.129
Circón-85	190	13.3	529	1.92	9530	5.05	229.6	291.9	0.787
Circón-86	920	7.4	3390	2.41	8920	1.7925	270.3	325.4	0.831
Circón-87	1030	5.1	6310	84.7	6810	7.875	1612	1571	1.026
Circón-88	680	11.2	1086	4.85	11420	94.25	169.4	351.5	0.482
Circón-89	---	17.8	350	4.02	10200	82.75	107.5	1194	0.090
Circón-90	8700	11.2	1790	3.58	7560	0.14	121.4	163	0.745
Circón-92	68000	13.6	2100	2.62	7540	32.25	248	111.8	2.218
Circón-95	560	13.4	3830	9.53	6730	54.75	156	187	0.834
Circón-97	140	12.8	1330	1.17	8240	5.675	320	357	0.896
Circón-98	1430	10.6	2850	2.05	10350	23.525	325.8	257	1.268
Circón-99	680	5	3030	49.4	10420	5.325	371.3	1074	0.346
Promedio	1631.975	10.059	1767.346	6.814	9569.012	20.951	320.788	410.877	0.810
Desv. Estándar	7595.770	10.821	1185.626	11.875	1508.029	28.673	342.540	292.602	0.537

Tabla 5. 8 Concentraciones en ppm de elementos traza de circones de la playa Miramar Sur, Tamaulipas.

Las concentraciones obtenidas de elementos traza muestran una amplia variación, particularmente el P, Y, Hf y Pb presentan valores que llegan hasta 68000 ppm para el P y van de 200-6310 ppm, 6150-13050 ppm, y 0.11-132 ppm para el Y, Hf y Pb respectivamente. En general, los elementos con mayor abundancia dentro de los elementos traza para los circones analizados son el P, Y y Hf con valores promedio de 1631.98 ppm, 1767.35 ppm, 9569.01 ppm, respectivamente; siendo que estos elementos tienden a sustituirse con mayor facilidad en la estructura del circón.

Aunque la abundancia de elementos traza en los circones no es un factor determinante, las concentraciones de elementos como el Hf pueden ser de utilidad para realizar inferencias sobre la roca fuente; para el caso de este elemento, se ha observado que la concentración de Hf en circones ígneos incrementa con la diferenciación magmática (Hoskin y Schaltegger, 2003).

Además, cabe destacar que son pocos los circones que presentan altas concentraciones de tierras raras. Un caso notable es el del P cuyo mayor valor, de 68000 ppm, presenta una amplia diferencia con el resto, siendo el valor anterior 8700 ppm.

La relación Th/U presenta valores que oscilan entre 0.05 y 2.67, con un promedio de 0.81 y desviación estándar de 0.53. De acuerdo con Hoskin y Schaltegger (2003), para los circones de origen ígneo la relación Th/U es por lo general ≥ 0.5 , aunque Wang *et al.* (2018) considera valores >0.3 . La mayor parte de los circones supera estos valores, por lo que se infiere que la roca fuente es principalmente ígnea. Por otra parte, sólo hay tres circones que reportan valores muy bajos de la relación Th/U: 0.11, 0.09 y 0.05; que tienen edades de 1777 Ma, 393.5 Ma y 457.2 Ma respectivamente. Una baja relación Th/U (<0.1) es distintiva para los circones metamórficos (Rubatto y Gebauer, 2000; Wang *et al.*, 2018); aunque fueron pocos los circones estudiados con valores de Th/U bajos, puede indicar que algunos de ellos proceden de rocas metamórficas (Figura 5.9).

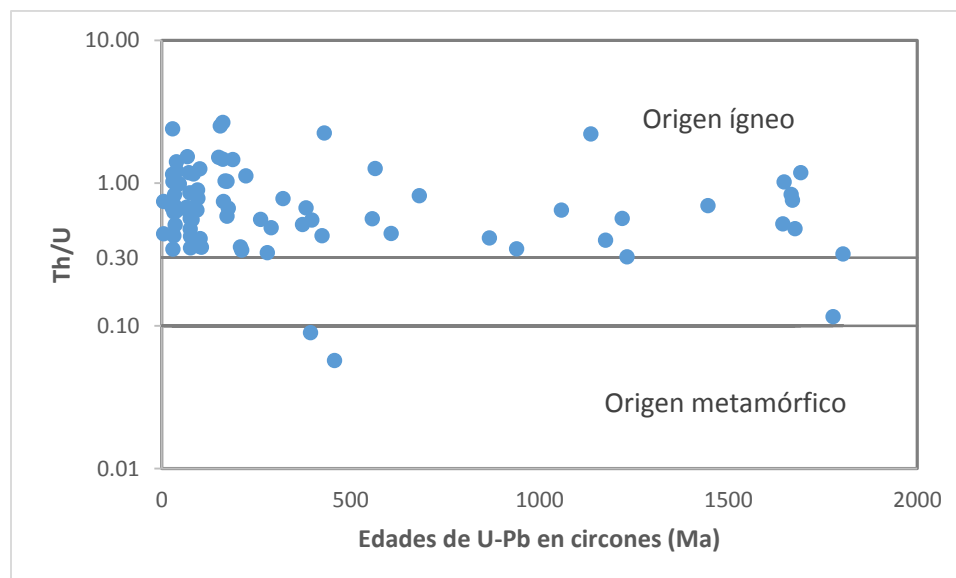


Figura 5. 9 Gráfica de las relaciones Th/U contra edades por el método U-Pb en circones detríticos de la playa Miramar, Tamaulipas (Wang *et al.*, 2018).

Tierras raras (en ppm)																		
Circón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	LREE	HREE	TREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*
01	0	25.9	0.032	0.55	2.06	0.58	15.4	6.04	80.3	35.6	175	407	90.4	28.542	810.32	838.862	0.225	231.733
02	0.007	75	0.097	0.8	2.1	0.46	12	4.7	66.7	32.4	187	516	117	78.004	936.26	1014.264	0.219	215.568
03	0	21.2	0.088	1.04	2.35	1.12	10.3	3.27	39.7	16.8	84.6	239	59	24.678	453.79	478.468	0.587	68.975
04	0	17.7	0.184	3.4	7.94	1.16	35	11.37	122.6	45.7	190	341	67.5	29.224	814.33	843.554	0.179	27.542
06	33	115	10.2	42	12.6	0.72	31.6	10.2	123	50.3	231	459	96.6	212.8	1002.42	1215.22	0.105	1.462
08	0.047	22.5	0.126	1.62	3.37	1.46	17.6	5.58	63.8	24.8	114.6	256	58.1	27.663	541.94	569.603	0.465	44.878
09	0.03	3.17	0.021	0.68	1.27	0.134	11.6	4.16	57.5	23.5	114	232	50.9	5.171	493.794	498.965	0.071	28.188
10	0.086	64.6	0.119	1.71	3.36	0.84	21.2	7.9	101.8	42.6	213	466	103	69.875	956.34	1026.215	0.230	122.404
11	0.117	31.2	0.196	2.05	4.59	1.56	27.2	11.62	141.1	61.2	284	573	118.6	38.153	1218.28	1256.433	0.330	37.271
12	0.147	49.2	0.97	17.7	26.8	10.95	89.9	24.1	243	80.6	313	522	105.7	94.817	1389.25	1484.067	0.614	13.745
13	0.28	44	0.403	8.5	14.3	4.12	57.8	20.3	225	81.6	376	766	163	67.483	1693.82	1761.303	0.378	24.822
14	0.005	25.9	0.174	2.93	5.02	1.9	19.7	5.8	64.3	23.9	108.3	253	58.3	34.0289	535.2	569.2289	0.507	42.174
15	0	23.1	0.015	0.73	1.56	0.93	10	3.75	53.1	24.5	130	369	92.9	25.405	684.18	709.585	0.542	440.920
16	0.028	27.5	0.409	6.12	10.4	2.83	58.4	18.9	212	80.7	355	649	134	44.457	1510.83	1555.287	0.276	18.771
17	4.8	32.6	1.78	13.9	15	0.86	65.1	20.3	224	81.2	342	590	116	68.08	1439.46	1507.54	0.071	2.613
18	0	12.51	0.063	1.8	3.73	0.575	28	11.2	146	61.3	288	571	122.6	18.103	1228.675	1246.778	0.123	56.853
19	0	20.3	0.03	0.55	1.2	0.57	8.2	2.93	40.3	18.7	99.4	292	71.7	22.08	533.8	555.88	0.410	193.737
20	0	5.24	0.064	0.96	2.53	0.197	16.5	5.82	70.8	26.1	116.5	210	42.3	8.794	488.217	497.011	0.070	23.442
24	5.8	58.4	0.94	4.5	4.56	0.77	21.4	7.63	93.5	38.7	189	441	99.2	74.2	891.2	965.4	0.197	5.385
25	0.03	26.8	0.396	6.04	9.73	1.9	53.8	17.2	202	75.7	319	524	102.6	42.996	1296.2	1339.196	0.200	18.844
26	0.23	130.9	0.269	4.16	8.7	2.77	44.9	14.77	159	59.8	265	499	100.2	144.259	1145.44	1289.699	0.345	105.614
27	0	47.8	0.089	1.83	3.44	0.74	17.1	5.69	63.1	23.3	108.6	207	41.9	53.159	467.43	520.589	0.240	153.772
29	0.49	31	0.184	1.46	2.64	1.23	18.2	6.28	74.4	28.9	129.2	286	66.1	35.774	610.31	646.084	0.399	24.190
30	0.47	21.3	0.61	4.9	7.3	1.99	37.6	14.8	196	77.9	367	736	155	34.58	1586.29	1620.87	0.296	7.764
31	0.037	47.9	0.088	0.93	2.9	0.448	17.9	7.26	94.8	39.7	192	419	91.2	51.855	862.308	914.163	0.145	134.702
32	0.062	11.4	0.052	0.85	2.95	0.45	23.6	9.51	126	56	281	627	143	15.314	1266.56	1281.874	0.115	43.436
33	98	252	32.5	146	42.8	0.74	100.8	29	292	99.3	406	639	126.1	571.3	1692.94	2264.24	0.033	1.044
35	0	1.084	0.023	0.52	1.8	0.06	12.86	4.89	58.5	21.3	93.4	172.5	37.9	3.427	401.41	404.837	0.028	13.494
36	63	136	14.3	60	11.8	0.8	20.8	5.27	64.2	25.8	129.1	296	69.4	285.1	611.37	896.47	0.154	1.030
37	48	141	16.7	79	23.1	0.198	47.2	13.7	156	57.3	240	383	72.4	307.8	969.798	1277.598	0.018	1.166
38	0	10.7	0.079	0.98	2.15	1.19	12.5	4.45	54.7	22.3	113	297	72.7	13.909	577.84	591.749	0.545	38.779
39	0	5.7	0.12	2.35	6.3	1.16	41	13.7	160	59	261	460	90	14.47	1085.86	1100.33	0.165	13.600
41	0.064	90.4	0.54	8.84	15.9	4.21	68.5	22.2	255	96.4	438	864	180.5	115.744	1928.81	2044.554	0.331	45.900

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	LREE	HREE	TREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*
43	0	6.62	0.131	2.44	4.85	0.605	25.5	8.61	100.7	36.7	159.7	279	56.3	14.041	667.115	681.156	0.133	14.469
44	0.072	51.7	0.598	8.68	11.9	4.43	48.6	13.9	146.4	53.1	230	435	89.5	72.95	1020.93	1093.88	0.484	23.688
45	0.16	10.56	0.106	1.08	1.78	0.091	13.08	4.87	60.2	23.5	110.1	202	42	13.686	455.841	469.527	0.041	18.243
46	0	63.3	0.087	1.87	6.64	0.78	42.8	16.2	210	83.9	393	755	156	71.897	1657.68	1729.577	0.106	208.316
47	0.093	14.2	0.349	4.71	6.83	1.95	33.5	10.5	108.9	37.7	159	273	55.8	26.182	680.35	706.532	0.322	10.595
48	3.6	50.7	1.84	16.5	19.8	3.6	110.4	35	410	145	627	1064	204	92.44	2599	2691.44	0.185	4.559
49	0.105	18.8	0.045	0.69	1.62	0.6	10.1	3.71	51.9	22.3	116.6	295	73.6	21.26	573.81	595.07	0.345	63.930
50	0.03	9.35	0.345	5.07	10.5	2.53	53.5	16.4	185	64.3	284	516	103.8	25.295	1225.53	1250.825	0.264	7.515
51	0.037	10.16	0.142	2.11	4.78	0.444	21.9	6.88	78.9	28.2	116.7	197	37.5	17.229	487.524	504.753	0.111	18.669
53	0.166	13.9	0.084	0.71	1.9	0.4	12.7	4.75	60.7	25	119.6	264	60.2	16.76	547.35	564.11	0.185	27.265
54	0	30.6	0.161	2.35	4.35	1.34	16.5	5.44	61.2	22.5	101.1	197	40.8	37.461	445.88	483.341	0.423	54.417
55	0	44.9	0.116	2.29	4.41	1.37	29.6	11	146	61.1	300	636	140	51.716	1325.07	1376.786	0.272	110.822
56	66	166	22	109	26.4	0.85	38.6	9.08	84.4	27.9	117.7	190	35.3	389.4	503.83	893.23	0.081	1.019
57	0.018	131	0.315	5.7	11.4	2.79	70.6	24	272	97	401	670	133	148.433	1670.39	1818.823	0.229	116.582
58	0.027	25.7	0.209	3.31	6.89	2.52	32.7	10.15	122.3	46.6	224	467	99.4	36.136	1004.67	1040.806	0.424	33.587
59	0.003	9.79	0	0.105	0.42	0.131	2.7	0.922	11.8	5.69	32.8	108.1	30.5	10.318	192.643	202.961	0.283	2423.762
60	0.276	26	0.131	2.34	3.83	1.39	21.4	7.02	86.1	34.9	175	387	87.6	32.577	800.41	832.987	0.369	31.808
63	0.021	14.1	0.23	6.04	10.69	0.42	62.2	21.8	260	96.6	412	647	123.9	31.081	1623.92	1655.001	0.039	16.974
64	0.026	47.4	0.146	2.99	7.3	4.04	42.9	15	181	68.7	298	511	105.1	57.862	1225.74	1283.602	0.541	87.159
65	0.74	35.5	0.69	5.4	5.58	1.8	20.7	7.13	79.2	28.7	127	247	48.4	47.91	559.93	607.84	0.451	10.519
67	3.2	87.2	1.5	12.1	13.4	3.54	65.9	22.9	266	99.6	435	734	146	117.4	1772.94	1890.34	0.298	9.265
68	0	18.4	0.086	1.67	4.01	0.176	25.6	9.26	114.1	42.6	182	317	62.5	24.166	753.236	777.402	0.040	61.257
69	0.24	42.7	0.56	7.35	10.92	3.94	41.2	11.37	110.2	35.9	143.6	237	46.8	61.77	630.01	691.78	0.498	18.820
70	0.013	1.62	0.038	0.52	2.27	0.074	20.8	9.81	139.2	58.3	287	562	111.8	4.461	1188.984	1193.445	0.022	10.824
71	0.195	15.7	0.157	0.87	1.95	0.64	13.5	5.01	68.6	27.8	137.2	290	62	18.872	604.75	623.622	0.280	19.561
72	0.083	35.2	0.267	4.61	6.82	1.28	26	7.61	82.2	27.7	117.5	194.7	39.9	46.98	496.89	543.87	0.257	33.821
74	0.219	98.3	0.576	7.8	14.1	5.29	68.5	20.9	244	87.2	391	707	143.9	120.995	1667.79	1788.785	0.427	42.789
75	0	98.4	0.05	1.32	3.57	0.374	34.8	14.04	190	79.5	374	708	137.1	103.34	1537.814	1641.154	0.067	563.461
76	64	210	26.3	127	39.3	4.29	89	25.4	261	90.1	373	613	120	466.6	1575.79	2042.39	0.214	1.198
77	0	110.2	0.091	0.94	3.43	0.73	24.3	9.97	131.3	57.2	287	600	125.2	114.661	1235.7	1350.361	0.178	346.720
78	1.35	228	2.71	28.8	39.3	12	155	47.2	507	174	730	1250	247	300.16	3122.2	3422.36	0.408	20.311
79	0	17.3	0.08	1.42	4.55	0.197	30.3	12.6	159	63.4	287	528	103.1	23.35	1183.597	1206.947	0.038	61.915
80	0.076	29.5	0.178	3.42	7.34	0.124	38.4	15.7	188	69.6	313	535	101.1	40.514	1260.924	1301.438	0.018	40.927
81	3.39	113	5.97	42.9	35.1	14.5	72.5	23.9	236	67.2	284	506	94.4	200.36	1298.5	1498.86	0.857	4.471
82	0.081	184	1.13	24.2	47.5	20.8	218	63.4	677	224	909	1432	277	256.911	3821.2	4078.111	0.521	45.406

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	LREE	HREE	TREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*
83	0	16.9	0.018	0.26	0.83	0.188	5.4	2.67	39.7	18	94	250	57.7	18.008	467.658	485.666	0.203	268.815
84	0.047	67.4	0.214	4.23	9.23	3.2	60.2	21.6	275	109.1	516	1054	219	81.121	2258.1	2339.221	0.311	83.342
85	0.44	18	0.087	0.98	1.59	0.712	8.2	3.08	39.4	15.73	81.2	199	48	21.097	395.322	416.419	0.486	20.512
86	0	30.5	0.313	5.57	12.3	5.23	74.7	26	311	118.3	530	1001	203	48.683	2269.23	2317.913	0.404	27.899
87	0.041	152	0.67	15.8	38.7	1.006	212	65.9	711	243	915	1360	236	207.211	3743.906	3951.117	0.027	63.504
88	0	25.1	0.059	1.11	3.1	0.318	19.3	7.21	93.7	36.3	170.3	333	67.3	29.369	727.428	756.797	0.096	121.804
89	34	32	3.2	8.2	1.66	0.219	3.26	1.29	17.6	9.3	59.7	220	62.2	79.06	373.569	452.629	0.282	0.577
90	85	198	21.8	103	28	3.46	66.2	17	186	60.6	258	442	87.4	435.8	1120.66	1556.46	0.236	1.059
92	2830	5820	620	2280	290	33.7	236	33.4	235	67.3	265	474	94.2	11840	1438.6	13278.6	0.382	0.994
95	0.52	195	1.5	22.2	31.6	10.89	126.3	36.9	387	138.1	571	991	192.1	250.82	2453.29	2704.11	0.456	32.956
97	0	15	0.358	3.47	7.4	1.8	38.7	12.1	131	45.4	188	328	63.9	26.228	808.9	835.128	0.261	11.996
98	0.074	23.9	0.94	17	65.5	35.7	284	61.3	433	104.6	362	501	92.3	107.414	1873.9	1981.314	0.677	7.072
99	1.04	17.3	0.349	4.34	10.73	0.06	67.8	25.2	304	114.4	483	757	143	33.759	1894.46	1928.219	0.005	6.719
Prom.	41.36	127.28	9.86	41.28	14.23	3.04	48.27	14.81	165.16	60.33	265.44	494.14	101.51	234.012	1152.687	1386.699	0.270	91.552
Desv. Est.	314.33	643.14	68.91	253.43	33.45	6.11	52.48	13.18	131.17	43.62	174.51	276.48	52.38	1310.52	719.114	1543.264	0.182	279.774

Tabla 5. 9 Concentraciones en ppm de tierras raras en circones de la playa Miramar, Tamaulipas. TREE= Sumatoria total de elementos de tierras raras; LREE= Sumatoria total de tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd y Sm); HREE= Sumatoria total de tierras raras pesadas (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu); anomalía de Eu calculada como $Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN} + Gd_{CN})/2]$; anomalía de Ce calculada como $Ce/Ce^* = Ce_{CN} / [(La_{CN} + Pr_{CN})/2]$; los valores normalizados se obtuvieron con base en los factores de normalización de condrita (CN) propuestos por Taylor y McLennan (1985).

En general, pueden observarse variaciones bastante amplias en los contenidos de las diferentes tierras raras. Las concentraciones promedio tienden a incrementarse hacia las tierras raras pesadas, de manera que las cantidades totales de HREE son en la mayoría de los circones mucho mayores con respecto a las cantidades totales de LREE. Los valores para las HREE van de 192.64 a 3821.2 ppm, con un promedio de 1152.68 y desviación estándar de 719.11; mientras que para las LREE los valores oscilan entre 3.42 y 571.3 ppm, aunque hay un circón que alcanza una concentración de 11840 ppm, muy alejada del valor anterior; y presentan una concentración promedio de 234.01 ppm con desviación estándar de 1310.52. Los valores de la sumatoria total de tierras raras (TREE) varían de 202.96 a 4078.11 ppm, con un valor anómalo de 13278.6 ppm, y un promedio de 1386.69 ppm con desviación estándar de 1543.26.

De acuerdo con Hoskin y Schaltegger (2003), el contenido total de tierras raras TREE en circones presenta un promedio general entre 1500 y 2000 ppm, aunque puede variar aproximadamente de 250 a 5000 ppm. Para los circones de la playa Miramar, las concentraciones de TREE caen dentro de este último rango, aunque una gran cantidad se encuentra fuera del promedio especificado. No obstante, se han encontrado concentraciones más altas a las usuales de TREE en circones procedentes de pegmatitas y granitoides, y valores más bajos (desde 90 hasta 480 ppm) son típicas de circones de rocas máficas (Belousova *et al.*, 2002).

Por lo general, los análisis de circones ígneos presentan un contenido de Ce inferior, de alrededor de 50 ppm (Hoskin y Schaltegger, 2003). Para el caso de los circones analizados, sus concentraciones de Ce son muy variadas, pero la mayoría son inferiores a los 51.7 ppm. De los circones restantes (n= 24), la mayoría tienen concentraciones arriba de los 100 ppm, uno de ellos con una concentración anómala de 5820 ppm, lo que hace que el promedio se eleve a 127.28 ppm. Sin embargo, cuando la abundancia es significativamente mayor al límite mencionado, suele haber dudas sobre la procedencia de los circones.

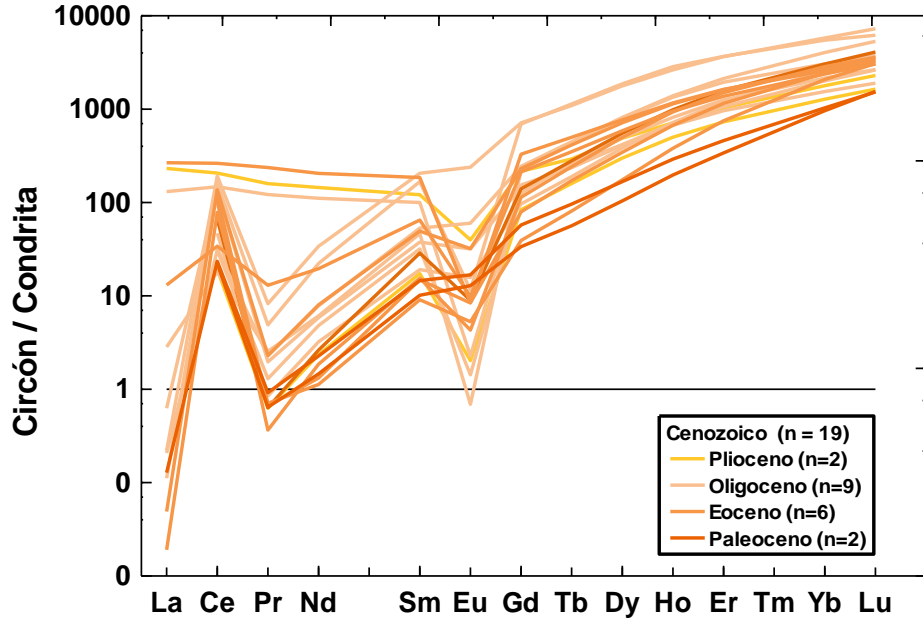


Figura 5. 10 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Cenozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).

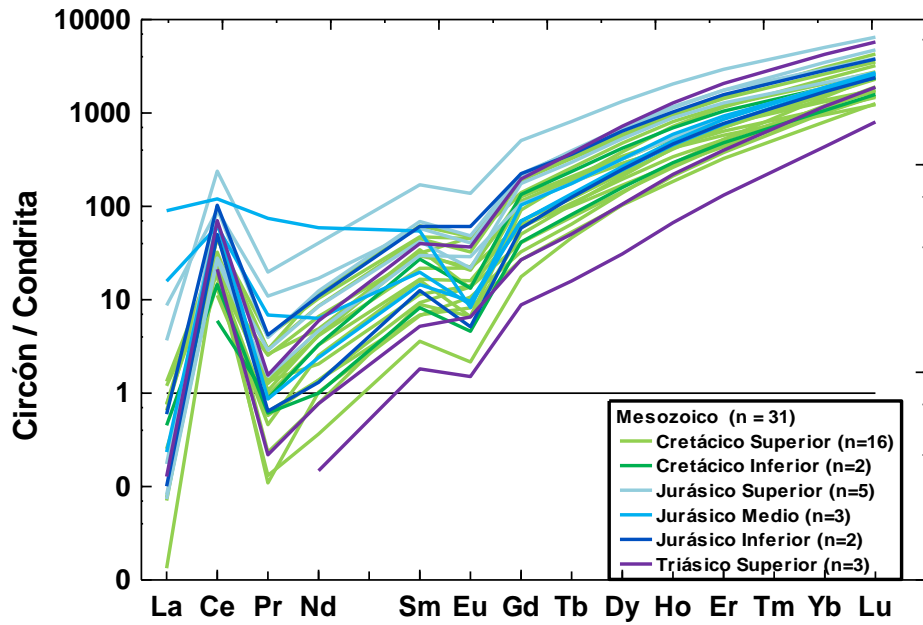


Figura 5. 11 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Mesozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).

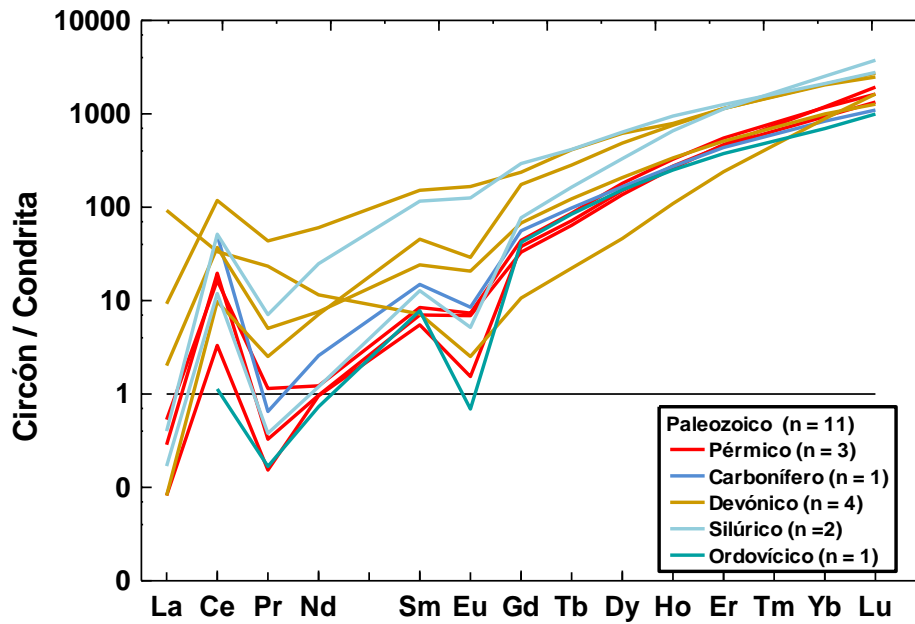


Figura 5. 12 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Paleozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).

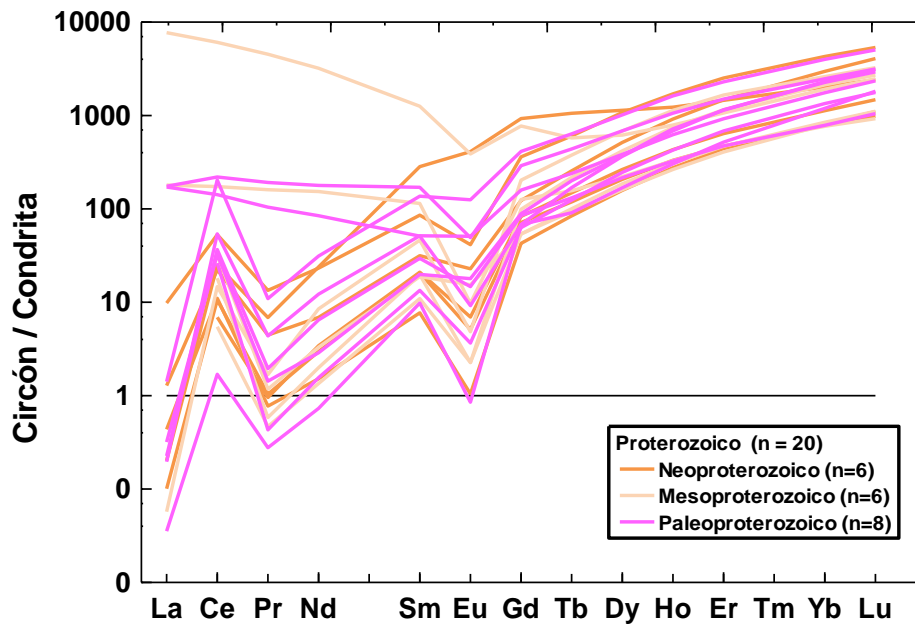


Figura 5. 13 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para los circones de la playa Miramar del Proterozoico. Valores de normalización de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).

Los patrones de tierras raras normalizados con condrita respecto a las edades (Figuras 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13) muestran en su gran mayoría una pendiente bastante pronunciada con tendencia a enriquecerse hacia los elementos más pesados HREE. Otros rasgos destacables son la anomalía positiva de Ce y la anomalía negativa de Eu, que se presentan también en casi todos los circones. La forma de estos patrones, empobrecidos en LREE y enriquecidos en HREE, es un indicador común para los circones de origen ígneo (Hoskin e Ireland, 2000). Así mismo, las anomalías de Europio y Cerio, usualmente ambas, son distintivas para los circones ígneos sin alterar (Hoskin y Schaltegger, 2003). Cabe destacar que en todos los circones se presentó al menos una de las anomalías mencionadas, aunque en cada patrón de tierras raras su magnitud es diferente.

Algunos de los patrones presentan una pendiente más suave, generando patrones casi planos. Estas composiciones más empobrecidas en HREE, se presentan en rocas con mayor afinidad al manto, como kimberlitas y carbonatitas (Hoskin y Schaltegger, 2003; Belousova *et al.*, 2002), pero también son característicos de algunas rocas metamórficas de alto grado (Hoskin y Schaltegger, 2003).

Las magnitudes de las anomalías se calculan como las proporciones de Ce/Ce* y Eu/Eu*, donde Ce* y Eu* son los valores esperados para un patrón normalizado suave. Los valores para Ce/Ce* suelen variar por arriba de 1.0 (valores más bajos indican errores en los resultados o están dentro del rango de incertidumbre), y Eu/Eu* tiene valores que van de 1.0 (donde no hay anomalía) a cero (Hoskin y Schaltegger, 2003). En la Tabla 5.10 se observa que los valores para la anomalía de Ce van de 0.994 (muy cercano a uno) hasta 563.46, con un valor que llega hasta 2423.76; mientras que todos los valores de Eu/Eu* están entre uno y cero, por lo que se cumplen los parámetros mencionados.

La anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* \leq 1$) se presenta en rocas ígneas silíceas, y una anomalía muy baja o la ausencia de la misma es indicador de fuentes ígneas básicas (Cullers, 2000). Para el caso de los circones de la playa Miramar, la mayoría presenta una anomalía negativa con un valor de Eu/Eu* que va de 0.005 a 0.667, con un promedio de 0.270, por lo que se consideró una procedencia de rocas ígneas silíceas; con sólo un circón presentando un valor de 0.857, cercano a uno.

5.4.2 Geocronología

Al realizar fechamientos con U-Pb, hay que considerar que el uranio posee dos isótopos radiactivos, ^{238}U y ^{235}U , con vidas medias y diferentes isótopos hijos. Esto da lugar a que existan dos cadenas de decaimiento en el sistema U-Pb y por lo tanto dos geocronómetros. Este comportamiento de decaimiento dual permitió que Wetherill (1956) introdujera el diagrama de concordia. Este diagrama grafica las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ de los mismos análisis. De esta

manera, la curva de concordia paramétrica puede ser vista como un conjunto de soluciones para las relaciones de cada geocronómetro. En otras palabras, los puntos de la concordia es donde $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ corresponden a la misma fecha (Schoene, 2014).

Para el presente estudio, se realizó un análisis geocronológico de U-Pb de aproximadamente 100 circones de dos muestras de la playa Miramar, MM1 y MM20; cuyos resultados se muestran en la Tabla 5.10. Del total de los circones separados y montados no se obtuvieron resultados de trece, y otros seis de los analizados presentaron porcentajes de discordancia muy elevados (mayores al 25%), por lo que no fueron considerados. Los resultados de los circones restantes (n=81) fueron graficados en un diagrama de concordia U-Pb (Figura 5.14), así como en un histograma de distribución de edades (Figura 5.15).

De los circones analizados, un total de 19 obtuvo edades del Cenozoico, la mayoría de los cuales pertenecen al periodo Paleógeno. Solo dos de ellos registraron edades del Plioceno (4.5 y 4.77 Ma), mientras que para el Oligoceno se registró la mayor cantidad de fechamientos con nueve edades (de 27 a 33.8 Ma); seis circones fueron fechados en el Eoceno (35.2-45.9 Ma) y los dos restantes en el Paleoceno (62.7 y 65.7 Ma).

En el Mesozoico se registró la mayor cantidad de edades de circones, con un total de 31, y la mayoría de ellas pertenecen al periodo del Cretácico. Se obtuvieron 16 edades pertenecientes al Cretácico Superior (de 74.1 a 100.1 Ma), y solo dos circones presentaron edades del Cretácico Inferior (100.1 y 101.6 Ma). Un total de 10 circones pertenecen al periodo Jurásico, con 5 en el Jurásico Superior (150.7-163.5 Ma), tres pertenecientes al Jurásico Medio (167.1-172.4 Ma), y dos en el Jurásico Inferior (176.1 y 187.8 Ma). El Triásico sólo se ve representado por tres circones, de los cuales se obtuvieron edades del Triásico Superior (207.9-222.1 Ma).

Muy pocos circones fueron fechados con edades del Paleozoico, siendo un total de 11. De esta cantidad, tres circones pertenecen al periodo Pérmico (261.5-289.6 Ma), uno al Carbonífero (320.9 Ma), cuatro son del Devónico (372.6-397 Ma), dos tienen edades del Silúrico (424 y 430 Ma), y sólo uno pertenece al Ordovícico (457.2 Ma).

El Proterozoico fue la segunda era de la cual se obtuvieron más edades, con un total de 20 circones fechados dentro del rango. En el Neoproterozoico se registraron seis edades (557.4-939 Ma), otros seis circones fueron fechados para el Mesoproterozoico (1057.5-1446 Ma), y los ocho restantes pertenecen al Paleoproterozoico (1644-1803 Ma).

Relaciones corregidas							Edades corregidas (Ma)								
Circón	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %
01	0.049	0.0034	0.078	0.0049	0.0117	0.0003	74.9	1.6	76.2	4.6	140	140	74.9	1.6	1.7
02	0.051	0.0051	0.043	0.0052	0.0061	0.0002	39.4	1.3	43.1	5	180	190	39.4	1.3	8.6
03	0.055	0.0051	0.077	0.0068	0.0103	0.0003	65.7	1.6	75.5	6.4	390	200	65.7	1.6	13.0
04	0.064	0.0076	0.103	0.0094	0.0112	0.0004	72	2.7	99	8.6	710	220	72	2.7	27.3
06	0.055	0.0036	0.202	0.012	0.0271	0.0005	172.4	3.3	186.2	9.9	370	140	172.4	3.3	7.4
08	0.061	0.0065	0.079	0.0095	0.0098	0.0004	62.7	2.4	79	8.8	500	200	62.7	2.4	20.6
09	0.064	0.0096	0.392	0.083	0.0442	0.0017	279	10	335	48	710	170	279	10	16.7
10	0.049	0.0026	0.185	0.0096	0.0271	0.0005	172.3	3.1	172	8.2	154	120	172.3	3.1	-0.2
11	0.101	0.0066	3.963	0.25	0.2843	0.0056	1613	28	1626	47	1644	100	1644	100	0.8
12	0.064	0.0047	0.602	0.041	0.0690	0.0017	430	10	481	27	690	150	430	10	10.6
13	0.051	0.0031	0.080	0.0047	0.0116	0.0003	74.5	1.6	78.5	4.4	200	130	74.5	1.6	5.1
14	0.052	0.004	0.084	0.006	0.0117	0.0003	75.1	2.1	81.9	5.6	250	160	75.1	2.1	8.3
15	0.058	0.0091	0.122	0.018	0.0152	0.0005	97	3.2	116	15	450	230	97	3.2	16.4
16	0.058	0.0084	0.088	0.013	0.0105	0.0005	67.1	2.9	85	12	400	270	67.1	2.9	21.1
17	0.060	0.0088	0.044	0.0055	0.0055	0.0002	35.2	1.3	43.7	5.1	590	250	35.2	1.3	19.5
18	0.049	0.0034	0.089	0.0061	0.0133	0.0003	84.8	1.8	87.3	5.7	150	150	84.8	1.8	2.9
19	0.053	0.0035	0.238	0.015	0.0328	0.0007	207.9	4.3	216	12	390	140	207.9	4.3	3.8
20	0.081	0.0041	2.343	0.11	0.2104	0.0040	1231	21	1224	32	1212	100	1231	21	-0.6
24	0.054	0.0035	0.191	0.011	0.0263	0.0005	167.1	3.4	177.2	9.7	340	140	167.1	3.4	5.7
25	0.056	0.0064	0.185	0.019	0.0243	0.0009	155	5.4	174	16	430	230	155	5.4	10.9
26	0.058	0.0074	0.036	0.0043	0.0045	0.0001	28.7	0.89	35.7	4.2	460	210	28.7	0.89	19.6
27	0.057	0.0035	0.396	0.023	0.0510	0.0010	320.9	6.1	338	17	430	140	320.9	6.1	5.1
29	0.048	0.0035	0.083	0.0057	0.0126	0.0003	80.5	1.6	81.3	5.3	110	150	80.5	1.6	1.0
30	0.062	0.0032	0.827	0.045	0.0988	0.0027	607	16	613	26	658	120	607	16	1.0
31	0.051	0.009	0.193	0.037	0.0277	0.0007	176.1	4.1	179	29	240	240	176.1	4.1	1.6
32	0.058	0.0052	0.538	0.061	0.0680	0.0027	424	17	432	37	460	170	424	17	1.9

Circón	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %
33	0.064	0.0078	0.052	0.006	0.0059	0.0002	37.8	1.3	51.1	5.8	850	220	37.8	1.3	26.0
35	0.057	0.003	0.574	0.028	0.0735	0.0014	457.2	8.1	462	19	471	120	457.2	8.1	1.0
36	0.111	0.0053	4.757	0.2	0.3155	0.0055	1768	28	1776	36	1803	87	1803	87	0.5
37	0.065	0.0073	0.043	0.0041	0.0049	0.0002	31.6	1	42.5	3.9	720	220	31.6	1	25.6
38	0.056	0.0062	0.086	0.011	0.0116	0.0005	74.1	3.1	83.2	10	390	230	74.1	3.1	10.9
39	0.056	0.0052	0.126	0.011	0.0163	0.0005	104.4	2.8	120	10	410	180	104.4	2.8	13.0
41	0.051	0.003	0.176	0.0093	0.0254	0.0005	161.6	3.3	164	8	224	120	161.6	3.3	1.5
43	0.061	0.0035	0.746	0.039	0.0903	0.0021	557.4	13	565	23	620	130	557.4	13	1.3
44	0.104	0.0049	4.268	0.18	0.2997	0.0050	1690	25	1687	35	1691	88	1691	88	-0.2
45	0.075	0.0043	1.638	0.082	0.1569	0.0030	939	17	988	31	1093	110	939	17	5.0
46	0.053	0.0059	0.037	0.004	0.0051	0.0002	32.7	0.98	37.2	4	280	220	32.7	0.98	12.1
47	0.061	0.0073	0.131	0.016	0.0145	0.0005	92.8	3.3	124	14	660	190	92.8	3.3	25.2
48	0.086	0.0041	1.314	0.089	0.1117	0.0051	682	29	852	35	1335	93	682	29	20.0
49	0.052	0.0036	0.303	0.019	0.0414	0.0010	261.5	5.9	267	15	300	150	261.5	5.9	2.1
50	0.055	0.0029	0.459	0.022	0.0610	0.0011	381.5	6.9	383	15	414	120	381.5	6.9	0.4
51	0.087	0.0052	1.699	0.089	0.1440	0.0036	867	20	1006	34	1377	110	867	20	13.8
53	0.052	0.0037	0.111	0.008	0.0159	0.0004	101.6	2.3	106.5	7.2	290	160	101.6	2.3	4.6
54	0.091	0.0047	3.154	0.15	0.2545	0.0053	1462	27	1443	37	1446	92	1446	92	-1.3
55	0.052	0.0055	0.034	0.0039	0.0050	0.0002	32.1	1.1	34.3	3.8	230	200	32.1	1.1	6.4
56	0.087	0.0054	2.458	0.14	0.2081	0.0039	1219	21	1257	39	1336	110	1219	21	3.0
57	0.053	0.022	0.045	0.025	0.0060	0.0002	38.6	1.5	44.8	18	310	330	38.6	1.5	13.8
58	0.052	0.0044	0.185	0.015	0.0257	0.0006	163.5	3.6	174	13	310	170	163.5	3.6	6.0
59	0.054	0.0037	0.248	0.016	0.0334	0.0007	211.8	4.3	224	13	350	140	211.8	4.3	5.4
60	0.052	0.011	0.085	0.019	0.0119	0.0003	76.3	1.7	82.9	16	260	260	76.3	1.7	8.0
63	0.076	0.0037	1.850	0.082	0.1783	0.0031	1057.5	17	1062	29	1080	100	1057.5	17	0.4
64	0.059	0.0067	0.130	0.014	0.0157	0.0005	100.1	3.3	124	12	630	200	100.1	3.3	19.3
65	0.073	0.0055	0.620	0.056	0.0635	0.0019	397	11	493	33	1000	140	397	11	19.5
67	0.052	0.0054	0.171	0.016	0.0237	0.0008	150.7	4.7	159	13	260	210	150.7	4.7	5.2

Circón	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %
68	0.820	0.24	0.052	0.013	0.0007	0.0002	4.77	0.99	51	12	4390	750	4.77	0.99	90.6
69	0.061	0.0077	0.105	0.014	0.0130	0.0005	83.3	3.4	101	12	540	250	83.3	3.4	17.5
70	0.108	0.005	4.705	0.2	0.3145	0.0058	1763	28	1767	35	1777	87	1777	87	0.2
71	0.074	0.0062	0.466	0.065	0.0460	0.0052	289.6	31	386	40	990	170	289.6	31	25.0
72	0.102	0.0049	4.020	0.17	0.2876	0.0058	1630	29	1637	35	1669	91	1669	91	0.4
74	0.056	0.0041	0.227	0.016	0.0296	0.0007	187.8	4.5	207	13	400	150	187.8	4.5	9.3
75	0.062	0.0066	0.047	0.0051	0.0057	0.0002	36.5	1.2	46.3	5	640	200	36.5	1.2	21.2
76	0.101	0.0047	4.001	0.17	0.2880	0.0052	1631	26	1634	35	1647	86	1647	86	0.2
77	0.047	0.0051	0.045	0.0045	0.0071	0.0002	45.9	1.3	44.8	4.4	10	200	45.9	1.3	-2.5
78	0.061	0.0048	0.207	0.015	0.0253	0.0006	161.3	3.6	191.2	13	610	140	161.3	3.6	15.6
79	0.086	0.004	2.338	0.097	0.2000	0.0033	1175	18	1226	29	1337	89	1175	18	4.2
80	0.052	0.006	0.029	0.0037	0.0042	0.0002	27	0.96	29.2	3.6	200	210	27	0.96	7.5
81	0.064	0.0031	0.516	0.022	0.0595	0.0012	372.6	7.1	422.3	14	738	110	372.6	7.1	11.8
82	0.049	0.005	0.029	0.0029	0.0044	0.0001	28.35	0.76	28.6	2.9	90	200	28.35	0.76	0.9
83	0.053	0.0043	0.083	0.0064	0.0118	0.0003	75.8	1.9	81.2	5.9	290	170	75.8	1.9	6.7
84	0.052	0.0032	0.248	0.015	0.0351	0.0007	222.1	4.4	226	13	250	140	222.1	4.4	1.7
85	0.063	0.0047	0.132	0.0094	0.0149	0.0004	95.6	2.7	125.1	8.3	670	160	95.6	2.7	23.6
86	0.046	0.008	0.033	0.0056	0.0053	0.0002	33.8	1.2	32.5	5.5	30	240	33.8	1.2	-4.0
87	0.049	0.0039	0.030	0.0024	0.0045	0.0001	29.2	0.6	30.1	2.3	110	160	29.2	0.6	3.0
88	0.103	0.0048	4.221	0.18	0.2990	0.0051	1686	25	1678	34	1676	84	1676	84	-0.5
89	0.076	0.0038	0.650	0.036	0.0630	0.0022	393.5	13	508	23	1068	110	393.5	13	22.5
90	1.700	0.97	0.028	0.0071	0.0007	0.0001	4.5	0.78	28	7	5300	2400	4.5	0.78	83.9
92	0.082	0.0053	2.192	0.13	0.1926	0.0036	1136	19	1180	41	1267	120	1136	19	3.7
95	0.102	0.0049	4.202	0.18	0.2962	0.0052	1672	26	1673	35	1666	87	1666	87	0.1
97	0.056	0.0048	0.109	0.0095	0.0148	0.0004	94.6	2.7	107	8.4	410	170	94.6	2.7	11.6
98	0.064	0.0034	0.794	0.04	0.0915	0.0019	565	11	597	22	731	110	565	11	5.4
99	0.053	0.0049	0.032	0.003	0.0046	0.0001	29.4	0.81	32.1	2.9	290	180	29.4	0.81	8.4

Tabla 5. 10 Resultados de geocronología de U-Pb en circones de la playa Miramar, Tamaulipas.

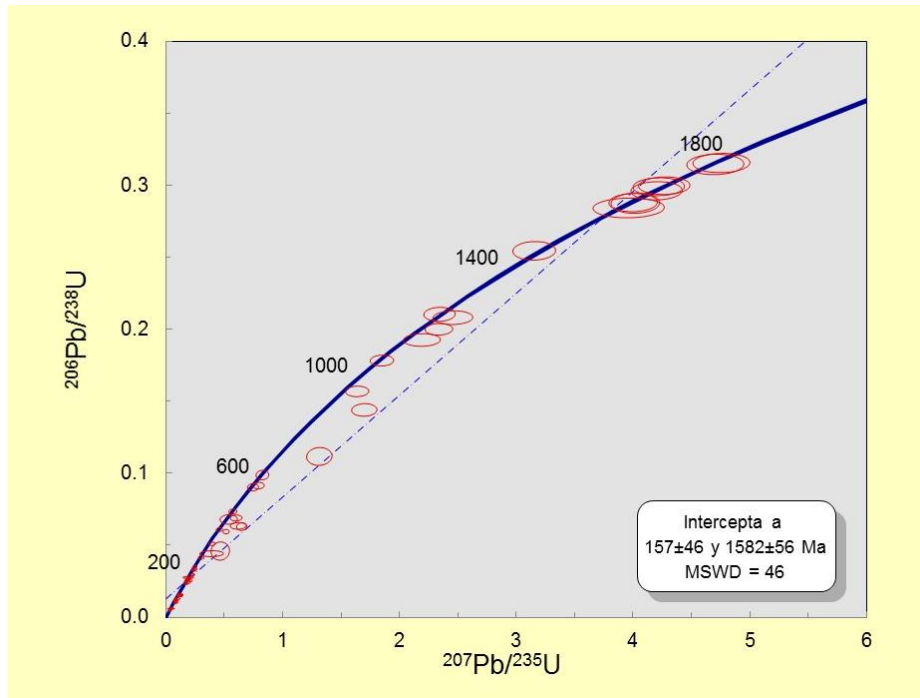


Figura 5. 14 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en los circones detríticos de playa Miramar.

La distribución de las edades de los circones fechados puede verse en el histograma (Figura 5.15). Esta distribución es muy amplia, encontrándose edades de todas las eras hasta el Proterozoico. La mayor abundancia de edades corresponde al Cenozoico (n=19) y Mesozoico (n=31), particularmente en el Paleógeno y Cretácico Superior, respectivamente.

Sin embargo, pueden distinguirse cuatro picos principales: el primero de edades más recientes de 27-45.9 Ma que corresponde al Paleoceno (n=15); el segundo es el de mayor abundancia e incluye circones con edades de 62.7-104.4 Ma, del Paleoceno a finales del Cretácico Inferior (n=20); un tercer pico menos notable está en el Jurásico, con edades de 150.7-187.8 Ma (n=10); y el último de 1644-1691 Ma corresponde al Paleoproterozoico (n=6). El resto de las edades (n=30) corresponde con circones aislados que se encuentran distribuidos desde el Plioceno al Paleoproterozoico, por lo que no se consideran muy relevantes para este estudio.

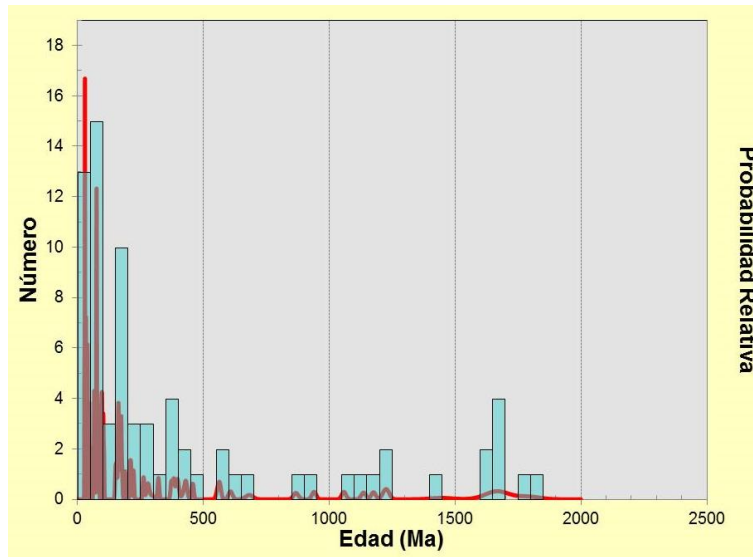


Figura 5. 15 Histograma de distribución de edades obtenidas en los circones detríticos de playa Miramar mediante U-Pb.

5.5 Procedencia de circones

Los granos analizados procedentes de la playa Miramar muestran una distribución de edades muy amplia, que va desde el Plioceno en el Cenozoico hasta el Paleoproterozoico en el Precámbrico. De estas, los fechamientos más comunes presentaron edades del Cenozoico al Jurásico y del Paleoproterozoico.

Se han propuesto algunas zonas del país como fuente de aporte de los granos, principalmente con base en las edades proporcionadas por la geocronología de circones. No obstante, también se consideraron el resto de los estudios realizados, como la geoquímica e imágenes de catodoluminiscencia en circones y la mineralogía, que indican que la mayoría posiblemente proviene de fuentes ígneas y muy pocos o ninguno de rocas metamórficas. De igual manera, las microtexturas estudiadas señalan un transporte principalmente por un medio acuoso, lo que concuerda con los diagramas bivariantes que indican un depósito en playa, pero cercanos o algunos incluso dentro del campo de río. Además, considerando el tipo de transporte, es necesario tomar en cuenta la cercanía con el río Pánuco, que delimita la playa hacia el sur.

A continuación se proponen las posibles áreas fuente que contribuyen con el aporte de circones (y posiblemente del sedimento en general) a las arenas de la playa Miramar, de acuerdo con los estudios que han sido publicados. Se han separado de acuerdo con su era de pertenencia y picos principales en Cenozoico, Mesozoico y Proterozoico.

5.5.1 Cenozoico

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) se extiende a lo largo de la Planicie Costera desde el norte de Coahuila hasta Veracruz, en el área de Palma Sola, e incluye varias localidades magmáticas, entre ellas el Cinturón Candela-Monclova, la Sierra de Picachos, la Sierra de San Carlos, la Sierra de Tamaulipas, la Sierra de Otontepec, la Planicie de Tampico-Misantla y el Macizo de Palma Sola. En ella se han reportado edades del Cenozoico entre 0.23 y 63.9 Ma (Armstrong-Altrin *et al.*, 2018), principalmente con estudios en circones.

La parte de la PAOM cercana al área de estudio es la localidad de la Sierra de Tamaulipas. Esta se ubica en la parte central del estado de Tamaulipas, entre la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera. Es atravesada en la zona norte por el río Soto la Marina, y también drenan ríos como el Carrizal y Barberena, que desembocan en el Golfo de México. No se han realizado muchos estudios de fechamientos, pero las edades reportadas oscilan entre 31.5 y 17.5 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2005); particularmente Cantagrel y Robin (1979) reportan edades entre 7 y 28 Ma, similares a algunas de las obtenidas para los circones de la playa Miramar, de manera que puede ser una de las áreas fuente de nuestros sedimentos con edades entre 27 y 29.4 Ma.

Por otra parte, el río Pánuco se encuentra delimitando la playa Miramar al sur, por lo que se considera que gran parte del aporte de sedimentos fueron transportados por este medio. El río Pánuco tiene diversos afluentes procedentes de la Mesa Central, de manera que esta región puede ser una fuente importante para los circones detríticos de la playa. En particular pueden encontrarse edades del Oligoceno y Eoceno principalmente en la zona nororiental de la Mesa Central, en la parte oeste del estado de San Luis Potosí. En la Sierra de Catorce, Macusñano *et al.* (2013) reporta edades en intrusivos graníticos entre 38 y 45 Ma; mientras que Pinto-Linares *et al.* (2008) obtuvieron edades de alrededor de 37 Ma en intrusivos de la misma zona. Por su parte, Sieck *et al.* (2019) dataron flujos de riolitas en la región de La Herradura, S.L.P., obteniendo edades de 31.52 a 32.26 Ma.

5.5.2 Mesozoico

Cretácico

Para las edades mesozoicas se encontraron dos poblaciones en los circones fechados de la playa Miramar. La primera presenta un rango de 62.7-104.4 Ma, incluyendo parte del Paleoceno y llegando al Cretácico Inferior. Respecto a las posibles fuentes de estos circones, Lawton *et al.* (2009) reportan edades de 3037 a 54 Ma en estudios realizados en el norte y este de la cuenca de antepaís de la Sierra Madre Oriental, en circones de areniscas pertenecientes al grupo Difunta. Definieron

seis poblaciones de edades con base en los picos más prominentes de la distribución de granos, una de las cuales va de 110 a 54 Ma, constituyendo la más abundante para ese estudio, cuya interpretación de procedencia realizada por los autores incluye rocas plutónicas y volcánicas del este de Sonora, Sinaloa, sur de Chihuahua y Durango, derivadas del Batolito de Sinaloa y magmatismo joven en Sonora. Así mismo, Juárez-Arriaga *et al.* (2019) realizaron estudios en las formaciones Caracol y San Felipe al sur de Monterrey mediante análisis geocronológicos en circones de tobas, obteniéndose edades entre 76 y 84 Ma; dentro del mismo estudio se fecharon circones procedentes de turbiditas cerca de las localidades de Río Grande en Zacatecas y Mexquitic en San Luis Potosí, con edades de 84-2940 Ma; el grupo de edades más jóvenes (con su pico en 96 Ma) corresponde con las edades de los plutones en la Península de Baja California, especialmente los batolitos Peninsulares del Este, el batolito de Los Cabos y el batolito de Puerto Vallarta, de donde se supone su procedencia. Ortega-Flores *et al.* (2014) realizaron fechamientos en el Complejo Chilar y la Formación San Juan de la Rosa en areniscas de las áreas de Mineral de Pozos, Guanajuato, y Tolimán, Querétaro, obteniendo edades de 90-1650 Ma, resaltando un conjunto de edades que conforma la población más joven, de 90 a 100 Ma y corresponde en parte con los circones de la playa Miramar; los autores los correlacionan con las rocas del área de Cachán del subterreno Zihuatanejo del terreno Guerrero.

Jurásico

La segunda población importante del Mesozoico obtenida en este estudio va de 150.7 a 187.8 Ma, cubriendo casi todo el Jurásico. Edades similares de 180-151 Ma han sido reportadas por Lawton *et al.* (2009) en areniscas del Grupo Difunta (3037-54 Ma), las cuales se derivan de plutones y tobas del arco cordillerano del Jurásico Temprano-Tardío que se extiende desde el suroeste de Estados Unidos al noroeste de México, así como de ignimbritas, flujos volcánicos y plutones subvolcánicos de su continuación en la Sierra Madre Oriental, conocida como el arco de Nazas. Wengler *et al.* (2019) también reportan edades de 150 a 200 Ma en sedimentos siliciclásticos de la Formación La Joya en las áreas de La Ballena y Charcas en San Luis Potosí, con el arco de Nazas también interpretado como el área fuente más probable. En las cercanías de Río Grande en Zacatecas y Mexquitic en San Luis Potosí los circones de areniscas fechados por Juárez-Arriaga *et al.* (2019) presentan una población con edades del Jurásico, con picos de aproximadamente 164 a 156 Ma, cuya fuente propuesta son los granitoides y rocas volcánicas del Terreno Guerrero en el área de Cuale. Otras dataciones del Jurásico son las realizadas por Ortega-Flores *et al.* (2014) en circones de

areniscas de las áreas de Mineral de Pozos, en Guanajuato, y Tolimán, en Querétaro, con edades de 150 a 200 Ma, que también se interpretan como granos heredados del arco volcánico Nazas, o del anticlinorio de Huayacocotla y Huizachal-Peregrina.

5.5.3 Proterozoico

Finalmente se tienen las edades del Proterozoico, con un amplio rango de distribución, pero con una población principal de 1644 a 1691 Ma, específicamente en el Paleoproterozoico. Los estudios de fechamientos realizados en la zona noreste del país reportan muy pocas rocas con edades similares, aunque se han encontrado algunas correspondencias principalmente en areniscas. Lawton *et al.* (2009) encontraron edades del Proterozoico con un rango de 1900-900 Ma en circones detríticos de areniscas del grupo Difunta, los cuales fueron asociados con el basamento proterozoico del suroeste de los Estados Unidos y con el bloque Caborca, como posibles fuentes. Wengler *et al.* (2019) obtuvieron poblaciones de edades de 1780-1300 Ma en sedimentos de la Formación Zacatecas en las áreas de Charcas y Real de Catorce, S.L.P., cuyas fuentes propuestas son las provincias de Amazonia o sedimentos derivados de la provincia Río Negro-Juruena del oeste del cratón Amazonia. El complejo El Chilar en el área de Tolimán cuenta con areniscas con un grupo de edades de 1650-1300 Ma datadas con circones por Ortega-Flores *et al.* (2014), que propone una posible procedencia del Gneiss Huiznopala o de la provincia del cratón amazónico Río Negro-Juruena.

Los datos de geocronología de los estudios previamente mencionados fueron graficados en histogramas, para hacer una comparación con las edades obtenidas en el área de estudio de esta tesis (Figura 5.15).

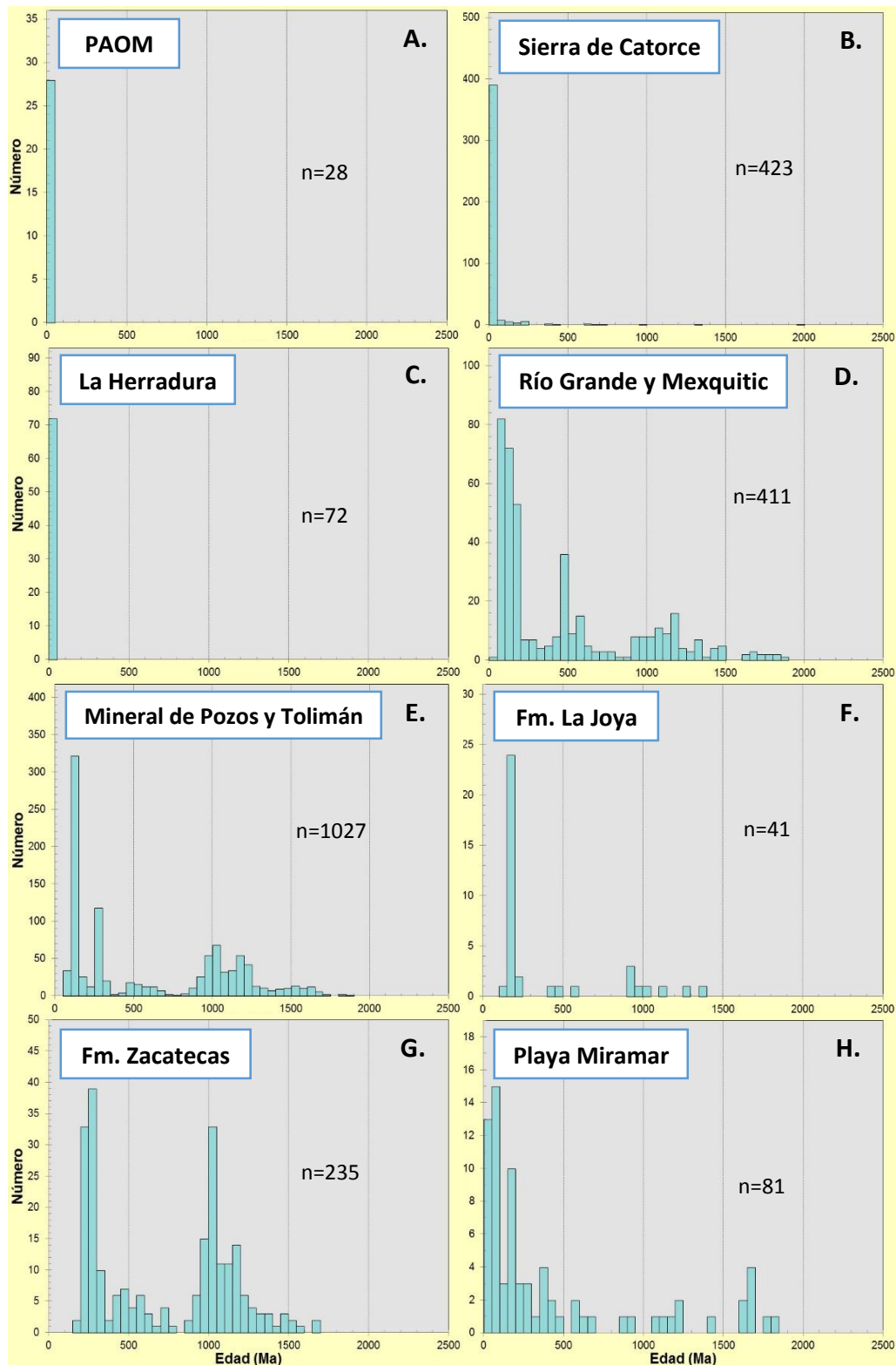


Figura 5. 16 Histograma de distribución de edades. A) Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Cantagrel y Robin, 1979). B) Región de Sierra de Catorce, S.L.P. (Macusñano et al., 2013; Pinto-Linares, 2008). C) Región de la Herradura, S.L.P. (Sieck et al., 2019). D) Regiones de Río Grande, Zac., y Mexquitic, S.L.P. (Juárez-Arriaga et al., 2019). E) Áreas de Mineral de Pozos, Gto., y Tolimán, Qro. (Ortega-Flores, 2014). F) Formación La Joya en San Luis Potosí (Wengler et al., 2019). G) Formación Zacatecas en S.L.P. (Wengler et al., 2019). H) Circones de la playa Miramar (este estudio).

Las arenas de la playa Miramar Sur, de acuerdo con el análisis granulométrico y los diagramas bivariantes, indican un ambiente de alta energía, así como características de un ambiente de playa y cierta correspondencia con los sedimentos de río. Esto a su vez se relaciona con los resultados obtenidos a partir de las imágenes de microscopía electrónica de barrido, pues las microtexturas encontradas en los circones señalan en general un ambiente de depósito subacuático de alta energía, lo que corresponde con el ambiente de playa. No obstante, también se encontraron microtexturas características de transporte fluvial, como las grietas en forma de V, lo que podría indicar que los sedimentos fueron transportados por ríos antes de su depósito en la playa. Esto se corrobora con la presencia de pozos de disolución y pozos orientados, que son indicadores de un cambio de ambiente fluvial a costero. Texturas como las fracturas concoidales y escalones arqueados y rectos, junto con la presencia de granos muy pobremente redondeados indican una posible fuente cercana, aunque también una buena parte de los circones se encuentran bastante redondeados, lo que es evidencia de su depósito en un ambiente costero de alta energía o de un transporte más largo. Aunque fueron pocos, también se encontraron circones redondeados a muy bien redondeados. Considerando la alta resistencia del mineral a la abrasión, es posible que estos granos hayan sido reciclados.

La anterior interpretación concuerda con las edades y las imágenes de catodoluminiscencia, donde se observa un mayor grado de redondez en los granos más antiguos, que en este estudio fueron reportados con edades del Proterozoico. Sin embargo, la variedad de morfologías y la asociación de varias microtexturas en los granos muestran la variedad de las fuentes de las que se derivan.

Así mismo, los resultados de los análisis de SEM-EDS mostraron la presencia de minerales poco estables como los piroxenos, aunque en una cantidad muy baja, lo que indica que una parte de los sedimentos proviene de fuentes cercanas.

Por su parte, el análisis geoquímico de los circones aporta evidencias de que la gran mayoría tiene un origen ígneo. Esto se ve reflejado en la relación Th/U, siendo que la mayoría de los circones presentaron valores más elevados correspondientes a fuentes ígneas. Sólo dos granos mostraron valores lo suficientemente bajos para considerarse un origen metamórfico, pero al tener solamente dos circones con estas características no es posible confirmar una fuente metamórfica para los sedimentos. De manera similar, el contenido de tierras raras formó patrones con una pendiente bastante pronunciada con una tendencia a enriquecerse hacia las tierras raras pesadas en la mayor parte de los circones, lo que junto con la anomalía positiva de cerio y la anomalía negativa de

europio son indicadores para los circones de origen ígneo. El contenido total de tierras raras presenta un promedio que es mayor al común en circones, lo cual puede presentarse en circones procedentes de pegmatitas y granitoides. Además, el valor de la anomalía negativa de Eu apunta a una procedencia de una fuente ígnea félsica para la mayoría de los circones de la playa Miramar.

La playa Miramar Sur se ubica en una zona entre ríos, siendo el más cercano el río Pánuco, delimitando la playa al sur, aunque hacia el norte se encuentran también otros ríos con corrientes importantes como el Carrizal y Soto la Marina. En esta zona, las corrientes superficiales cercanas a la costa varían a lo largo del año, teniendo una dirección hacia el sur de septiembre a marzo y hacia el norte de mayo a agosto. Debido a esto se deduce que el transporte de los sedimentos se da principalmente por el medio fluvial, y puede proceder tanto de los ríos ubicados al norte, más lejanos pero con una temporada más larga, como al sur, siendo el Pánuco el más cercano. Los ríos mencionados tienen una gran cantidad de afluentes distribuidos en la zona noroeste y central del país, por lo que se considera que la fuente de los sedimentos pueden ser rocas pertenecientes a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, la Sierra Madre Oriental y la Mesa Central.

Se ha observado que parte de los circones con edades del Cenozoico muestran características de un transporte relativamente corto, por lo que se ha considerado como una fuente probable la PAOM, particularmente en la Sierra de Tamaulipas, donde las edades reportadas son inferiores a 30 Ma. No obstante, la población de circones de la playa Miramar del Cenozoico alcanza edades de 45.9 Ma, por lo que se considera que puede existir otra fuente. En este caso, los intrusivos graníticos del área de Sierra de Catorce en San Luis Potosí han mostrado edades similares, lo que coincide con las características que indican un transporte relativamente largo y fuentes ígneas félsicas.

Por otra parte, las fuentes propuestas para el Mesozoico y Proterozoico en general coinciden, y se encuentran en la Mesa Central. Los estudios fueron realizados en circones de areniscas, lo que coincide además con las características morfológicas de los circones que indican que son heredados. De las posibles fuentes mencionadas, se considera que el aporte principal proviene de las rocas en el área comprendida en los límites entre San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro, ya que los grupos de edades coinciden en general con los de la playa Miramar, además de ser una zona recorrida por muchos ríos que desembocan en el Pánuco, lo que a su vez brinda una forma de transporte fluvial hacia el Golfo de México.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

El objetivo principal de este estudio era determinar las edades de circones de la playa Miramar sur, así como obtener su composición geoquímica, para inferir con base en los resultados las posibles fuentes de procedencia de los circones, y por tanto del sedimento en general. Se tomaron también en consideración diversos factores como los estudios disponibles en las áreas cercanas a la zona de estudio, el viento, los sistemas fluviales y corrientes oceánicas. Los objetivos específicos, que consistían en identificar los parámetros texturales de los sedimentos, identificar la mineralogía por medio de estudios de SEM-EDS, describir la morfología y microtexturas presentes en circones, determinar su composición geoquímica, obtener las edades, así como analizar y comparar los resultados obtenidos, se cumplieron de manera satisfactoria, complementándose unos con otros para llevar a cabo la discusión y determinar una posible fuente para los sedimentos.

El análisis granulométrico realizado en muestras de arenas de la playa Miramar Sur clasificó los sedimentos en un ambiente de alta energía, con un tamaño de arena fina y bien clasificados. Los parámetros texturales en su conjunto muestran que los procesos de energía predominantes en el área de estudio son característicos de playas. Además, las relaciones entre los parámetros texturales al ser graficados en diagramas bivariantes muestran cierta influencia de los ríos y el viento como medio de transporte de los sedimentos.

Los estudios de SEM-EDS revelaron un contenido mineralógico homogéneo para las muestras analizadas, identificándose espectros correspondientes a minerales como cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, titanomagnetita, ilmenita, circón, piroxeno y calcita; presentándose en mayor concentración cuarzo y feldespato. La presencia de minerales poco estables como los piroxenos puede ser evidencia de una roca fuente cercana, aunque este mineral se presentó en cantidades muy bajas. Respecto a la forma de los granos, pudo observarse que la mayoría presentaban bordes de subangulosos a subredondeados, lo que indica que la distancia entre la roca fuente y la zona de depósito fue de corta a moderada.

Las imágenes de catodoluminiscencia de los circones estudiados mostró colores, brillos y morfologías muy variadas, con una tendencia a ser más redondeados al aumentar su antigüedad; aunque en la mayoría pueden distinguirse formas prismáticas piramidales. Gran parte de los circones presentó una zonificación oscilatoria interna, lo que es indicador de un origen magmático.

La gran variedad de características presentes son evidencia de la mezcla de sedimentos procedentes de fuentes diferentes.

Se identificaron 21 microtexturas en los circones, de las cuales la mayoría son de origen mecánico, aunque también se presentaron algunas con origen químico y mecánico y químico. Las microtexturas de origen físico identificadas fueron contornos de completamente sin redondear a bastante redondeados (predominando las clasificaciones intermedias), fracturas concoidales, que se presentaron en gran cantidad; escalones arqueados y rectos, crestas meándricas, arcos gradados, abundantes grietas en forma de V, surcos y rasguños rectos y curvos, bordes bulbosos y crestas paralelas y depresiones elongadas. De las texturas de origen químico se encontraron pozos de grabado orientados, varios pozos de disolución, precipitación y sobrecrecimiento cristalino. Por su parte, las texturas con origen mecánico y químico que se presentaron en los circones analizados fueron relieves altos, medios y bajos, depresiones alargadas, partículas adheridas y grietas arqueadas, circulares y poligonales. En general, las microtexturas analizadas son evidencia del depósito en un ambiente de playa, aunque también indican un posible transporte en un medio fluvial, con un cambio posterior de ambiente a costa. Los diferentes grados de redondeamiento señalan tanto fuentes cercanas como un transporte más largo o reciclaje; además de que la gran variedad de morfologías y microtexturas revelan también una gran diversidad de fuentes de procedencia.

Los resultados de los análisis geoquímicos de los circones, como los valores elevados en la relación Th/U, los patrones de tierras raras con pendiente favorecedora al enriquecimiento de las HREE y las anomalías positivas de cerio y negativa de europio, muestran que la mayoría posee un origen ígneo, además de brindar evidencias de una posible fuente félsica. Fueron muy pocos los granos con las características necesarias para asociarse a un origen metamórfico, por lo que no se consideró.

Respecto a las edades de los circones analizados, se obtuvo una amplia variación. Las edades más abundantes corresponden al Paleógeno (27-45.9 Ma, n=15) y Cretácico Superior-Paleoceno (62.7-104.4 Ma, n=20), aunque también se encontraron concentraciones destacables del Jurásico (150.7-187.8 Ma, n=10) y Paleoproterozoico (1644-1691 Ma, n=6).

La zona de estudio cuenta con varios ríos cercanos, como el Pánuco, que delimita la playa al sur, y el Carrizal y Soto la Marina al norte. Ya que las corrientes superficiales en la zona de Tampico van de norte a sur de septiembre a marzo e invierten su dirección de mayo a agosto, se infiere que el transporte de los sedimentos fue fluvial, lo que se corrobora con los resultados encontrados. De

esta manera, se propone que las rocas fuente se encuentran en las áreas de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana y la Mesa Central.

Para el caso de los circones con fechamientos en el Cenozoico, que corresponden en general con los granos que aparentemente han sufrido un menor transporte (con formas más angulosas), se consideran fuentes relativamente cercanas, como la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, particularmente en la Sierra de Tamaulipas, específicamente para los circones del Oligoceno, que forman parte del segundo grupo de edades más importante dentro de los resultados obtenidos. Sin embargo, ya que en la PAOM se han reportado pocas edades mayores a 30 Ma, se propone como una segunda área fuente para la población del Paleógeno a los intrusivos graníticos de Sierra de Catorce en San Luis Potosí, que presentan edades similares a las de este estudio.

Algunas de las dataciones en circones de areniscas en la Mesa Central son muy variables, pero presentan similitudes con las edades del Mesozoico y Proterozoico reportadas en los resultados de esta tesis. Estos estudios a su vez señalan que las edades correspondientes al Cretácico Superior se asocian con los Batolitos Peninsulares del Este, y más hacia el sur con el subterreno Zihuatanejo del terreno Guerrero. Por otra parte, todos coinciden en el arco volcánico Nazas como fuente principal de los circones del Jurásico, mientras que las edades más antiguas del Paleoproterozoico se asocian con el cratón Amazónico.

Dada la variación de corrientes en el mar a la altura de Tampico, se plantean las diferentes fuentes de los sedimentos como los ríos localizados tanto al norte como al sur de la playa Miramar. Las fuentes a partir del Mesozoico son un poco lejanas e indican que son heredados, pero esto coincide con las formas subangulosas a subredondeadas de los circones estudiados. Aunque hay varios lugares en la Mesa Central donde se reportan edades similares, se considera que la fuente de aporte principal es probablemente el área comprendida en los límites entre San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro, siendo que es una zona recorrida por una gran cantidad de ríos que son afluentes del Pánuco, como el Moctezuma y Tampaón, con sus respectivos afluentes.

Aunque el objetivo de la presente tesis se llevó a cabo, factores como la falta de estudios en algunas fuentes como la Sierra de Tamaulipas y el cambio en la dirección de corrientes frente a la playa dificultaron el análisis. Así mismo, la distribución de las edades obtenidas fue muy amplia y variada, sin poder agrupar muchas de las dataciones en un rango determinado, lo que hizo que algunos de los picos perdieran importancia al contar con un número muy bajo de circones.

Finalmente, dadas las observaciones anteriores y los resultados obtenidos, se sugiere que se realicen más estudios de circones en la playa Miramar y zonas cercanas, incluyendo un mayor número de circones para poder definir de una mejor manera las poblaciones de edades y su magnitud; así como otros análisis que puedan respaldar los resultados aquí presentados, como petrografía y análisis de otros minerales. Es importante mencionar además que se necesitan más estudios de procedencia en los ríos, ya que son los principales sistemas de aporte de sedimentos.

REFERENCIAS

Aguayo-Camargo, J.E. (2005). Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del Sur de México. *Ingeniería, investigación y tecnología*, 6(1), 19-45.

Alegría Montenegro, M.A. (2015). Desarrollo de campos petroleros en la Cuenca de Tampico, Tamaulipas. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Allen, P.A. y Allen, J.R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*. USA: Blackwell Publishing.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., y 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*, 57 (3), 187-225.

Aranda-Gómez J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vassallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G., y Aguillón-Robles, A. (2007). The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 216-233.

Arche, A. (Ed.). (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Armstrong-Altrin, J.S. Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza- Edwards, A., Garcia, D., Eby. G.N., Balaram, V., y Cruz-Ortíz, N.L. (2012). Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 72(4), 345-362.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balaram, V., y Natalhy-Pineda, O. (2015). Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 199-216.

Armstrong-Altrin, J.S., y Natalhy-Pineda, O. (2014). Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and paleoclimate. *Arabian Journal of Geosciences*, 7, 4321-4333.

Armstrong-Altrin, J.S., Ramos-Vázquez, M. A., Zavala- León, A.C., y Montiel-García, P.C. (2018). Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints from detrital zircon chemistry and U-Pb geochronology. *Geological Journal*, 53, 2824-2848.

Arribas Mocoroa, J. (2010). Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. En Arche, A. (Ed.). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 397-439). Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Belousova, E.A., Griffin, W.L. y O'Reilly, S.Y. (2006). Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47(2), 329-353.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., y Fisher, N.I. (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 143, 602-622.

Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. New Jersey, USA: Pearson.

Camacho Angulo, F. (1987). Estudios geológicos regionales y semidetalle alrededor del sitio de Barra El Tordo, Tamaulipas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 48(2). Recuperado de <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1987v48n2a4>

Cantagrel, J.M. y Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks — Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1-2), 99-114.

Carranza Edwards, A. (1975). Unidades morfo-tectónicas continentales de las costas mexicanas. *Anales del Centro de Ciencias del mar y Limnología, UNAM*, 2(1), 81-88.

Carranza-Edwards, A., Centeno-García, E., Rosales-Hoz, L., y Lozano-Santa Cruz, R. (2001). Provenance of beach gray sands from western México. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 291-305.

Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.

Cheel, R.J. (2005). *Introduction to clastic sedimentology*. Department of Earth Sciences, Brock University, Ontario, Canadá.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., y Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. En: Hanchar, J. M. y Hoskin, P. W. O. (eds) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469–500.

Costa, P.J.M., Andrade, C., Mahaney, W.C., Marques da Silva, F., Freire, P., Freitas, M.C., Janardo, C., Oliveira, M.A., Silva, T., y Lopes, V. (2013). Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: Comparison with aeolian quartz. *Geomorphology*, 180– 181, 120–129.

Cullers, R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51, 181–203.

Dabrio, C.J. (2010). Playas. En Arche, A. (Ed.). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 441-501). Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Davis, R.A. (1983). *Depositional systems. An introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. New Jersey, USA: Prentice Hall.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., y Marret, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.

Flores Aguillón, G., Chiapa García, R., Díaz de León, A.G., Martínez Macías, P.R., Torres Aguilera, J.M., Orozco Villaseñor, F.J., Rivera Mendoza, O., Cham Amaral, C., Alvarado Valdez, G., y Mayer Tanguma, M. (1999). Carta Geológico-Minera Ciudad Mante F14-5. Servicio Geológico Mexicano.

Folk, R. L. y Ward, W.C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), 3-27.

Folk, R.L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill's Publishing Co.

Friedman, G. (1961). Distinction between Dune, Beach, and River sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(4), 514-529.

Friedman, G. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(2), 327-354.

Gärtner, A., Linnemann, U., Sagawe, A., Hofmann, M., Ullrich, B. y Kleber, A. (2013). Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions. *Journal of Central European Geology*, 59, 65-73.

Gehrels, G., (2014). Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 127-149.

Guzmán Arellano, I. (2012). Evaluación petrolera y método de explotación de la región Tampico-Misantla. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Hails, J. R. y Hoyt, J. H. (1969). The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the lower Georgia coastal plain. *Journal Sedimentary Petrology*, 39(2), 559-580.

Hanchar J.M. y Hoskin, P.W.O. (2003). Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 500.

Hanchar, J.M. (2015). Zircon. En Jack Rink, W., Thompson, J.W. (Eds.). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Dordrecht, Holanda: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6304-3_58

Helland, P.E y Holmes, M.A. (1997). Surface textural analysis of quartz sand grains from ODP Site 918 off the southeast coast of Greenland suggest glaciation of southern Greenland at 11 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 135, 109-121.

Hermenegildo Ruiz, N.Y. (2019). Geoquímica y geocronología de U-Pb en circones de la playa Chachalacas, estado de Veracruz, Golfo de México: Implicaciones de procedencia. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Hoskin, P.W.O y Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. En J.M. Hanchar y P.W.O. Hoskin (eds.). *Zircon*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 27-62.

Hoskin, P.W.O. e Ireland, T.R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as provenance indicator. *Geology*, 28, 627-630.

Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22 (3), 125-145.

Inman, D.L. y Nordstrom, C.E. (1971). On the tectonic and morphologic classification of coast. *Journal of Geology*, 79 (1), 1-21.

Johnsson, M.J. (1993). The system controlling the composition of clastic sediments. En Johnsson, J.M., y Basu, A. (Eds.). *Processes controlling the composition of clastic sediments* (pp. 1-19). Colorado, USA: *Geological Society of America Special Paper*, 284.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Stockli, D.F., y Solari, L. (2019). Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico. *International Geology Review*, 61 (17), 2118-2142.

Kasper-Zubillaga, J.J., Armstrong-Altrin, J.S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O., y Lozano Santa Cruz, R. (2013). Control in beach and dune sands of the Gulf of Mexico and the role of nearby rivers. *International Journal of Geosciences*, 4(8), 1157-1174.

Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A. (2005). Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 383-390.

Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., y Rosales-Hoz, L. (1999). Petrography and geochemistry of Holocene sands in the western Gulf of Mexico; implications for provenance and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (5), 1003–1010.

Kasper-Zubillaga, J.J., y Dickinson, W.W. (2001). Discriminating depositional environments of sands from modern source terranes using modal analysis. *Sedimentary Geology*, 143, 149–167.

Krumbein, W.C. (1936). Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 6(1), 35-47.

Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., y Amato, J.M. (2009). Provenance of Upper Cretaceous–Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province. *GSA Bulletin*, 121 (5-6), 820-836.

- Macusñano, E., Levresse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Corona-Esquivel, R., y Meyzen, C. (2013). Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (2), 299-311.
- Madhavaraju, J., García y Barragán, J.C., Hussain, S.M., y Mohan, S.P. (2009). Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Peñasco and Bahía Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2), 367–379.
- Madhavaraju, J., Ramasamy, S., Mohan, S.P., Hussain, S.M., Gladwin Gnana Asir, N., y Stephen Pitchaimani, V. (2004). Petrography and surface textures on quartz grains of Nimar Sandstone, Bagh Beds, Madhya Pradesh—Implications on provenance and depositional environment. *Journal of the Geological Society of India*, 64, 747–762.
- Mahaney, W.C. (2002). Atlas of sand grain surface textures and applications. New York: Oxford University Press, 237p.
- Mahaney, W.C. y Kalm, V. (2000). Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas*, 29, 35-51.
- Margolis, S.V. (1968). Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasión features on quartz sand grains. *Sedimentary Geology*, 2, 243-256.
- Martínez López, B. y Parés Sierra, A. (1998). Circulación del golfo de México inducida por mareas, viento y la corriente de Yucatán. *Ciencias Marinas*, 24(1), 65-93.
- Mendoza Ardilla, V., Loza Aguirre, I., y Peña Alonso, T.A. (2018). Petrografía, geoquímica y geocronología de la porción oriental de la Sierra de Tamaulipas, Tamaulipas, México. *Jóvenes en la Ciencia*, 4(1), 3386-3389.
- Moila, R.J. y Weiser, D., (1968). Textural Parameters: An evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38 (1), 45-53.
- Monreal Gómez, M.A., Salas de León, D.A. y Gracia Gasca, A. (2004). Golfo de México, circulación y productividad. *Ciencias*, 76, 24-33.
- Moral Cardona, J.P., Gutiérrez Mas, J.M., Sánchez Bellón, A., López-Aguayo, F., y Caballero, M.A. (1997). Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Arcos, southwestern Spain. *Sedimentary Geology*, 112, 251-261.

- Morán-Zenteno, D. (1994). *The Geology of the Mexican Republic*. USA: AAPG
- Nallusamy, B. (2014). Morphology, Trace, and Rare Earth Elements of Detrital Zircon of Kayamkulam, Thottappally Placers, South West India—Implications for Provenance. *Marine Georesources & Geotechnology*, 33 (5), 437-446.
- Nava Pérez, L., y Alegría Luna, M.A. (2001). Los sistemas petroleros de la región de Tampico-Misantla. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. USA: Blackwell Publishing.
- Nieto Serrano, J.O. (2010). Análisis estratigráfico de la secuencia sedimentaria del Grupo Chicontepec. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., y Camprubí í Cano, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285-318.
- Nunn J.A., Scardina A.D., y Pilger R.H. Jr. (1984). Thermal evolution of the north-central Gulf Coast. *Tectonics*, 3(7), 723-740.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., y Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, 57 (2), 237-261.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gomez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., y Nieto-Samaniego, A. (1992). Carta geológica de la República Mexicana. Instituto de Geología, UNAM.
- Padilla y Sánchez, R.J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19-42.
- PEMEX. (2013). Provincia Petrolera Tampico-Misantla. PEMEX Exploración y Producción.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone*. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag.

Pinto-Linares, P.J., Levresse, G., Tritlla, J., Valencia, V.A., Torres-Aguilera, J.M., González, M., y Estrada, D. (2008). Transitional adakite-like to calc-alkaline magmas in a continental extensional setting at La Paz Au-Cu skarn deposits, Mesa Central, Mexico: metallogenic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), 39-58.

Prothero, D.R. y Schwab, F. (2014). *Sedimentary geology. An introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*. Nueva York, USA: W. H. Freeman and Company.

Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S. (2019). Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the southwestern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 110, 650-675.

Rubatto, D. y Gebauer, D. (2000). Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by Ion Microprobe: some examples from the western Alps. En Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., y Ohnenstetter, D. (eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Nueva York, USA: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Sánchez Bermeo, G., De la Teja Segura, M.A., Díaz de León, J.A.A., Rodríguez León, L., Beltrán Castillo, D.H., y Barrientos Reyna, A. (2003). Informe de la Carta Geológico-Minera Tampico clave F14-3-6 escala 1:250,000, estados de Tamaulipas y Veracruz. Consejo de Recursos Minerales (Servicio Geológico Mexicano).

Sánchez Bermeo, G., De la Teja Segura, M.A., Díaz de León, J.A.A., Rodríguez León, L., Beltrán Castillo, D.H., y Barrientos Reyna, A. (2004). Carta Geológico-Minera Tampico F14-3-6. Servicio Geológico Mexicano.

Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. En Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Eds). *Treatise on Geochemistry* (pp. 341-378). Oxford: Elsevier

Selley, R.C. (2000). *Applied sedimentology*. USA: Academic Press.

Shepard, F.P. (1973). *Submarine Geology*. New York: Harper and Row.

Sieck, P., López-Doncel, R., Dávila-Harris, P., Aguilón-Robles, A., Wemmer, K., y Maury, R.C. (2019). Almandine garnet-bearing rhyolites associated to bimodal volcanism in the Mesa Central of Mexico: Geochemical, petrological and geochronological evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 310-328.

- Silpa, B.L., Srinivas, R., Likhil, A.C., Aneesh, T.D., Prasad, K., y Sajan, K. (2016). Microtextures on quartz grains in the beach sediments on a high energy regime, Kerala, Southwest coast of India. *Indian Journal of Geo-Marine Science*, 45 (2), 191-196.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O. and Tanner, M. (2010). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- Suganraj, K., Singarasubramainian, S.R., Rajmohan, S., Sathya, A., y Sundararajan, M. (2013). Grain size statistical parameters of coastal sediments at Kameswaram, Nagapattinam Distric, east coast of Tamilnadu, India. *International Journal of Recent Scientific Research*, 4(2), 102-106.
- Tapia-Fernandez, H. J. (2018). Sedimentología, petrografía y geoquímica de sedimentos del litoral sur del Golfo de México: Implicaciones sobre el ambiente de depósito y procedencia. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Tapia-Fernandez, H.J., Armstrong-Altrin, J.S. y Selvaraj, K. (2017) Geochemistry and U–Pb geochronology of detrital zircons in the Brujas beach sands, Campeche, Southwestern Gulf of Mexico, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 346-361.
- Tucker, M.E. (2003). *Sedimentary rocks in the field*. Chichester, Inglaterra: John Wiley & Sons Ltd.
- Vasconcelos Fernández, J.M., y Ramírez Fernández, J.A. (2004). Geología y petrología del complejo volcánico de Villa Aldama, Tamaulipas. *Ciencia UANL*, 7(1), 40-44.
- Velasco Tapia, F. y Verma, S.P. (1996). El análisis químico de materiales geológicos. *Educación Química*, 7(4), 180-184.
- Viera Décida, F., Ramírez Fernández, J.A., Velasco Tapia, F., y Orozco Esquivel, M.T. (2009). Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *Ciencia UANL*, 12(1), 42-49.
- Vos, K., Vandenberghe, N. y Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, 93-104.

Wang, C., Wen, S., Liang, X., Shi, H., y Liang, X. (2018). Detrital zircon provenance record of the Oligocene Zhuhai Formation in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 448-461.

Wengler, M., Barboza-Gudiño, J.R., Thomsen, T.B., y Meinhold, G. (2019). Sediment provenance of Triassic and Jurassic sandstones in central Mexico during activity of the Nazas volcanic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 329-349.

Wetherill, G.W. (1956). Discordant Uranium-lead ages, I. *Transactions, American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.

Williams, H., Turner, F. y Gilbert, C. (1983). *Petrografía: Una introducción al estudio de las rocas en lámina delgada*. México: Continental.

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S.L., y O'Brien, J.J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 108.

Zoleikhaei, Y., Frei, D., Morton, A. y Zamanzadeh, S.M. (2016). Roundness of heavy minerals (zircon and apatite) as a provenance tool for unraveling recycling: A case study from the Sefidrud and Sarbaz rivers in N and SE Iran. *Sedimentary Geology* 342, 106-117.