



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Granulometría y geoquímica de sedimentos
detríticos de la playa Mis Amores, Tuxpan, Golfo
de México: Implicaciones de procedencia y
contaminación por metales pesados**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Gloria Daniela Fernández Guevara

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

DEDICATORIA

Pienso mucho en todas las cosas que tuvieron que pasar (y no pasar) para hacer realidad la terminación de este trabajo y de mi carrera. Nada hubiera sido posible sin el acompañamiento continuo de personas increíbles cuyas enseñanzas aportaron a transformarme en la persona que hoy soy.

A mi papá, Ramonchis, gracias por tu apoyo y amor incondicional, por tantas enseñanzas que me acompañan toda la vida y por tu lucha constante por un futuro mejor. A mi mamá, Rebeca, gracias por escoger maternar y hacerlo llena de paciencia y amor, por cuidarme, defenderme, acompañarme en mi sueño basquetbolero e impulsarme al crecimiento personal.

A mi cómplice más leal, mi amigo, hermano, gracias por ser un rayito de luz cuando navegábamos entre tormentas, por protegerme desde el primer día y guiarme con tu experiencia, sin imponer, en esta aventura llamada vida. A Sofiringuis, hermanita, gracias por llegar en el momento exacto y recordarme continuamente que la vida no es tan en serio.

A mis abues, Raquel y Rafael, gracias por enseñarme con su ejemplo la resistencia, fortaleza y humildad, por siempre estar pendientes de mi e impulsarme cariñosamente.

A mis compañeritas peludas, Ethel y Olimpys, porque nunca me sentí sola estando con ustedes, gracias por compartirme su calor peludo en los días de invierno.

A mis amigas, Mariana, Dani y la otra Dani, gracias porque aunque la vida nos llevó por caminos distintos, son y fueron incondicionales. A mis compas de la FI, Jesús, Boni, Isa. Pedro, gracias por ser mi amigo y mi equipo, recordándome día a día que la firmeza no reemplaza la ternura (es porque somos cáncer). A los Guerreros Z, gracias por tantas experiencias compartidas y por enseñarme que no hay un solo camino en la vida, aunque ahora vibramos en ondas asincrónicas, guardo en mi corazón cada momento que vivimos juntxs.

Anita bonita, gracias por incontables horas de escucharme hablar de arenitas, por las palabras de motivación, los abrazos y tanto cariño. Te siento como un rayito de sol que calienta mis manos y mi corazón.

AGRADECIMIENTOS

De forma especial agradezco a la Dra. Mayla Alhelí Ramos Vázquez, por acompañarme de principio a fin en este proyecto de tesis, por estar siempre dispuesta a resolver mis dudas, por su paciencia, por hacer los días en el laboratorio muy divertidos y por ser una referencia para todas las mujeres que, como yo, queremos hacer ciencia. Infinitas gracias, doctora.

Dr. Armstrong-Altrin S. John Selvamony por su guía, consejos, y constancia para llevar a término este trabajo. Gracias por confiar en mí para realizar este trabajo bajo su asesoría.

Agradezco la asistencia financiera proporcionada al Dr. John S. Armstrong Altrin S. del proyecto DGAPA-PAPIIT, número: IN107020 por el cual fue posible la recolección de muestras y el análisis de mineralogía.

Agradezco la asistencia financiera proporcionada al Dr. John S. Armstrong Altrin S. del proyecto CONACyT Ciencia Básica, número: A1-S-21287 por el apoyo para los análisis geoquímicos de las muestras de sedimentos del Golfo de México.

Gracias al proyecto CONACyT Ciencia Básica número A1-S-21287 por la asistencia financiera que me fue proporcionada para llevar a cabo este proyecto.

Agradezco al proyecto institucional del Instituto de Ciencias de Mar y Limnología (ICML) n° 616, por las facilidades de transporte para la recolección de muestras en las playas del Golfo de México.

Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, lugar donde se consolidó mi trabajo de tesis.

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

Muchas gracias a la Dra. Patricia Girón del Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, por la ayuda en la realización de los estudios de FRX e interpretación de los resultados.

Agradezco al M. en C. Eduardo Alfredo Morales de la Garza, Ricardo Martínez Domínguez y Arturo Ronquillo Arvizu del ICML de la UNAM por la ayuda en la preparación de muestras para los análisis.

Los miembros de mi jurado: Dra. Mayumy Amparo Cabrera Ramírez, M. en I. Isabel Domínguez Trejo, M. en C. Eduardo Alfredo Morales de la Garza y Dr. Pandarinath Kailasa. Muchas gracias por su tiempo y disposición para formar parte de mi comité y por sus valiosas y oportunas correcciones que enriquecieron mi trabajo.

Gracias a todos mis compañeros y profesores de la Facultad de Ingeniería por sus valiosas enseñanzas durante mi paso por la Facultad, dentro y fuera de las aulas.

Finalmente, agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme una educación de la más alta calidad.

ÍNDICE

RESUMEN.....	- 10 -
ABSTRACT.....	- 11 -
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES.....	- 12 -
1.1. Introducción.....	- 12 -
1.2. Antecedentes.....	- 13 -
1.3. Justificación.....	- 16 -
1.4. Objetivos.....	- 16 -
1.4.1. Objetivo general.....	- 16 -
1.4.2. Objetivos específicos.....	- 16 -
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO.....	- 18 -
2.1. Sedimentología.....	- 18 -
2.1.1. Procesos sedimentarios.....	- 18 -
2.2. Playas.....	- 23 -
2.2.1. Perfil de playa.....	- 24 -
2.2.2. Arenas.....	- 25 -
2.3. Características texturales de los sedimentos.....	- 25 -
2.3.1. Granulometría.....	- 26 -
2.3.2. Forma.....	- 28 -
2.3.3. Clasificación.....	- 30 -
2.4. Mineralogía.....	- 31 -
2.5. Geoquímica.....	- 32 -
CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	- 34 -
3.1. Ubicación del área de estudio: Playa Mis Amores, Tuxpan, estado de Veracruz.....	- 34 -
3.2. Paleogeografía de Veracruz y Golfo de México.....	- 35 -
3.3. Golfo de México.....	- 36 -
3.3.1. Condiciones oceanográficas.....	- 37 -
3.4. Contexto geológico regional.....	- 39 -
3.4.1. Llanura Costera del Golfo Norte (LCGN).....	- 40 -
3.4.2. Faja Volcánica Transmexicana (FVT).....	- 41 -
3.4.3. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM).....	- 43 -
3.4.4. Sierra Madre Oriental (SMO).....	- 44 -
3.4.5. Cuenca Tampico-Misantla.....	- 45 -

3.5. Hidrografía: Cuenca del Río Tuxpan.....	- 46 -
3.5.1. Hidrografía superficial	- 47 -
3.5.2. Condiciones climáticas	- 48 -
3.5.3. Uso de suelo.....	- 48 -
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA.....	- 50 -
4.1. Trabajo de campo: muestreo	- 50 -
4.2. Análisis granulométrico	- 51 -
4.2.1. Media (M_z)	- 54 -
4.2.2. Desviación estándar (σ_1).....	- 55 -
4.2.3. Asimetría (SK_1).....	- 55 -
4.2.4. Curtosis (K_G).....	- 56 -
4.3. Análisis mineralógico.....	- 57 -
4.3.1. Microscopía electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersiva (SEM-EDS) - 58 -	
4.4. Análisis geoquímico.....	- 58 -
4.4.1. Fluorescencia de rayos X (XRF).....	- 60 -
4.4.2. Índices de intemperismo.....	- 61 -
4.4.3. Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS).....	- 63 -
4.5. Indicadores ambientales	- 64 -
4.5.1. Factor de enriquecimiento (EF).....	- 64 -
4.5.2. Índice de geoacumulación (I_{geo})	- 65 -
4.5.3. Índice de efecto adverso (AEI).....	- 66 -
4.5.4. Índice de carga de contaminación (PLI).....	- 67 -
CAPÍTULO 5. RESULTADOS	- 68 -
5.1. Análisis granulométrico	- 68 -
5.2. Diagramas bivariantes	- 69 -
5.3. Análisis mineralógico SEM-EDS.....	- 71 -
5.4. Análisis geoquímico.....	- 84 -
5.4.1. Elementos mayores	- 84 -
5.4.3. Elementos traza	- 87 -
5.4.4. Elementos de tierras raras.....	- 89 -
5.4.5. Indicadores de contaminación ambiental	- 91 -
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN.....	- 94 -

6.1. Procedencia y ambiente tectónico	- 96 -
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES.....	- 101 -
REFERENCIAS.....	- 102 -
ANEXO.....	- 110 -

Índice de Figuras

Figura 1. Formas de transporte de partículas en fluidos. Modificada de Nichols, (2009).- 21	-
Figura 2. Esquema idealizado del perfil de playa. Terminología del perfil de playa propuesto por Carranza-Edwards y Caso-Chávez (1994).	- 24 -
Figura 3. Forma de una partícula (línea sólida gruesa) con sus componentes: esfericidad (líneas sólidas claras) y redondez (círculos discontinuos). Modificada de Barret (1980).- 28	-
Figura 4. Cuadro de estimación visual de esfericidad y redondez. Modificada de Pettijohn et al. (1987).....	- 30 -
Figura 5. A la izquierda modelos visuales en 3D etiquetados con su clase correspondiente según Folk (1968). A la derecha la sección 2D correspondiente a cada modelo etiquetada con su clase. Modificada de Jerram (2001).	- 31 -
Figura 6. Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre. Tomada de Tarbuck y Lutgens (2010).	- 32 -
Figura 7. Mapa geológico del área de estudio. Datos obtenidos de las cartas F14-9 y F14-12 Del Servicio Geológico Mexicano.	- 34 -
Figura 8. Avance transgresivo de agua a través de las zonas de rompimiento durante el Jurásico Medio. Modificada de Stanley, (2015).....	- 35 -
Figura 9. Patrón de corrientes superficiales en el Golfo de México. El sombreado de colores representa la velocidad promedio del flujo, también proporcional a la longitud de las flechas. (Tomada de Lilly y Pérez, 2021).	- 38 -
Figura 10. Mapa de los rasgos fisiográficos, composicionales y tectónicos relevantes en el contexto geológico del área de estudio.....	- 40 -
Figura 11. Subcuencas de la cuenca hidrográfica del Río Tuxpan. Modificada de INEGI (2016).	- 47 -
Figura 12. Mapa de ubicación de la playa Mis Amores y puntos de muestreo.....	- 51 -
Figura 13. (Izquierda) Balanza analítica, (derecha) Ro-TAP. Laboratorio de Sedimentología ICMyl, UNAM.....	- 52 -
Figura 14. Tablas de datos correspondientes a las muestras TUX-5B y TUX-4D generadas a partir de los datos del tamizado.	- 53 -

Figura 15. Curva acumulativa de las muestras TUX-5B y TUX-D4. Las líneas verdes representan los percentiles necesarios para calcular los parámetros estadísticos. Los cuadros de la derecha muestran los valores correspondientes a dichos percentiles.....	- 54 -
Figura 16. (Izquierda) Muestras preparadas para los análisis SEM-EDS. (Derecha) Muestras montadas en la placa del SEM.	- 57 -
Figura 17. Molino automático Fritsch Pulverisette. Laboratorio de Sedimentología ICMyL, UNAM.	- 59 -
Figura 18. Proceso de transformación de muestras de sedimento a perlas de cristal. Instituto de Geología, UNAM.	- 60 -
Figura 19. Espectrómetro de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología, UNAM. ...	61 -
Figura 20. Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).....	- 70 -
Figura 21. Diagramas para la determinación de procesos de energía A) Desviación estándar (σ) ϕ contra grado de asimetría (SK1) ϕ (Friedman, 1967; Moiola y Weiser. 1968). B) grado de asimetría (SK1) ϕ contra desviación estándar (σ) ϕ (Friedman, 1967).	- 70 -
Figura 22. Diagrama para la determinación de procesos de energía. A) Grado de asimetría (SK1) ϕ contra la media (Mz) ϕ (Hails y Hoyt. 1969; Moiola y Weiser. 1968). B) Media (Mz) ϕ contra grado de asimetría (SK1) ϕ (Moiola y Weiser. 1968).	- 71 -
Figura 23. Patrón de elementos mayores normalizados con respecto a la corteza continental superior (UCC) en la arena de la playa Mis Amores (McLennan, 2001).....	- 85 -
Figura 24. Clasificación geoquímica de las arenas de playa, utilizando diagrama Log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃)-Log (Na ₂ O/K ₂ O) (Pettijohn et al., 1972).....	- 85 -
Figura 25. Diagrama de clasificación geoquímica de areniscas, limolitas y lutitas propuesto por Herron (1988).....	- 86 -
Figura 26. Patrón de elementos traza normalizados con respecto a la corteza continental superior (UCC) en la arena de la playa Mis Amores (McLennan, 2001).....	- 89 -
Figura 27. Patrón de elementos de tierras raras normalizados con respecto a Condrita de la arena de la playa Mis Amores (Taylor y McLennan, 1985).....	- 90 -
Figura 28. Patrones de elementos de tierras raras normalizados con Condrita de las arenas de la playa Mis Amores comparadas con el patrón de rocas adyacentes del Golfo de Mexico. Los datos de las composiciones promedio de andesita, dacita y riolita se compilaron de Verma et al., (2015).....	- 91 -
Figura 29. Diagrama de procedencia de sedimentos (Roser y Korsch, 1988).	- 96 -
Figura 30. Diagramas binarios y ternarios para las arenas de la playa Mis Amores. A) Ni-Th*10-V; B) Sc vs. Th/Sc; C) Th-Sc-La. Las concentraciones promedio de dacita, andesita y basalto se compilaron de Verma (2015), Verma et al., (2016) y Torres-Sánchez et al., (2019).	- 98 -
Figura 31. Diagrama de función discriminante propuesto por Armstrong-Altrin y Verma (2013).	- 99 -
Figura 32. Diagrama de función discriminante propuesto por Verma y Armstrong (2016). .-	100 -

Índice de Tablas

Tabla 1. Estabilidad relativa de algunos minerales bajo condiciones de meteorización. (Modificada de Boggs, 2006).	- 20 -
Tabla 2. Clasificación simplificada de los medios sedimentarios. (Tomada de Arche, 2010).	- 23 -
Tabla 3. Escala de tamaños Udden-Wentworth (1922) y equivalencias en Phi (ϕ).	- 27 -
Tabla 4. Coordenadas de los puntos de muestreo.	- 50 -
Tabla 5. Clasificación de los parámetros texturales de las arenas de la playa Mis Amores, Tuxpan.	- 68 -
Tabla 6. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-3B. También se muestran espectros y composición de granos específicos.	- 72 -
Tabla 7. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-8B. También se muestran espectros y composición de granos específicos.	- 74 -
Tabla 8. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-1D. Asimismo, se muestran espectros y composición de granos específicos.	- 76 -
Tabla 9. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-4D. Asimismo, se muestran espectros y composición de granos específicos.	- 79 -
Tabla 10. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-8D. También se muestran espectros y composición de granos específicos.	- 81 -
Tabla 11. Concentraciones de elementos mayores (%) de arenas de playa Mis Amores. PXC=Pérdida por calcinación.	- 84 -
Tabla 12. Valores de CIA, CIW, PIA, ICV y CIW' para los sedimentos de playa Mis Amores.	- 87 -
Tabla 13. Concentraciones de elementos traza (ppm) en arenas de la playa Mis Amores, Tuxpan.	- 88 -
Tabla 14. Concentraciones de elementos de tierras raras (ppm) en arenas de la playa Mis Amores.	- 90 -
Tabla 15. Resultados de indicadores ambientales en los sedimentos de la playa Mis Amores.	- 92 -

RESUMEN

En el presente trabajo se realizó un análisis geoquímico, mineralógico y granulométrico en sedimentos detríticos de la playa Mis Amores, Tuxpan, ubicada al occidente del Golfo de México, para inferir su procedencia. El análisis granulométrico reveló que los sedimentos del área de estudio corresponden a arenas finas de bien a muy bien clasificadas. Además, los diagramas bivariantes realizados a partir de parámetros texturales señalaron un ambiente de playa de alta energía con oleaje constante y alta interacción del viento con la costa. Con el análisis mineralógico SEM-EDS se determinó una composición química homogénea entre muestras que contienen abundante cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas. En menor proporción se encontró illmenita, monacita, rutilo, prioxeno y circón. Con el análisis geoquímico de elementos mayores se determinó un alto contenido de SiO_2 (72.3-85.4%) en los sedimentos, clasificándose geoquímicamente como subarcosa. El índice de intemperismo modificado para muestras con abundante CaO determinó intemperización alta. Las relaciones entre elementos traza, el enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras y los patrones de tierras raras normalizados con respecto a Condrita sugirieron que los sedimentos fueron suministrados por rocas ígneas félsicas e intermedias ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.902-1.187$). Los diagramas de procedencia indicaron que los sedimentos de Mis Amores provienen del intemperismo de una fuente ígnea félsica con composición similar a dacita en la Faja Volcánica Transmexicana y fueron transportados a la playa por medio del Río Tuxpan. Finalmente, los indicadores ambientales (EF, Igeo, AEI, PLI) determinaron contaminación moderada por Zn y de moderada a extrema por Cu y As, probablemente derivado de actividades agrícolas, descargas de la red de saneamiento de la ciudad Tuxpan y actividades del puerto de Tuxpan.

ABSTRACT

In this study, geochemical, mineralogical and granulometric analysis were performed in bulk sediments collected from the Mis Amores beach, Tuxpan, located to the west of the Gulf of Mexico, Veracruz state, to infer the sediment provenance. The granulometric analysis revealed that the sediment samples were fine-grained and classified as well sorted and very well sorted. In addition, the bivariate diagrams from textural parameters indicated a high-energy beach environment with constant energy and high interaction between the wind and coast. The SEM-EDS analysis showed a similar mineralogical composition among samples with abundant quartz, alkali feldspars and plagioclase. The samples were abundant with zircon, illmenite and pyroxene. With the major element analysis a high content of SiO₂ (72.3-85.4%) was determined, geochemically the sediments were classified as subarkose. Weathering indices indicated low to moderate weathering in the source area. Trace element ratios, enrichment of LREE and Chondrite normalized rare earth element patterns suggested that the sediments were supplied by felsic and intermediate igneous rocks ($Eu/Eu^*=0.902-1.187$). The provenance diagrams suggested that the Mis Amores sediments were derived from the weathering of felsic igneous rocks in the Trans-Mexican Volcanic Belt and that were transported to the beach probably by the Tuxpan River. Finally, the environmental indicators revealed that the sediments were moderately contaminated by Zn and moderate to extremely by Cu and As. These elements were probably derived from the agricultural activities, discharges from the sanitary network of the Tuxpan city and activities in the Tuxpan port.

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

El término *procedencia* en el contexto geológico se utiliza para abarcar todos los factores relacionados con la producción, transporte y depósito de partículas sedimentarias. Existen diversos enfoques para determinar la procedencia de arenas, aunque es común correlacionar los resultados de distintos análisis para obtener resultados más confiables.

De acuerdo con Pettijohn *et al.*, (1972) las arenas son especialmente importantes para estudios de procedencia ya que, por su tamaño y capacidad de ser transportadas, pueden conservar en cierta parte la composición y textura de las rocas de las que derivan. Por otra parte, es importante tomar en cuenta que aunque la composición de sedimentos detríticos se aproxima a la de su roca fuente, generalmente presenta variaciones. Esto se debe a que los procesos sedimentarios conducen a pérdidas o enriquecimiento selectivo de algunos componentes relacionado con la estabilidad de las fases minerales presentes.

Para hacer estudios de procedencia certeros es importante conocer la intensidad y tipo de meteorización a la que el material estuvo sujeto, así como la velocidad con la que fue erosionado. Estos factores, a su vez, dependerán de las condiciones climáticas que imperan en la región de origen. Así, los estudios de procedencia de arenas requieren contexto de muchos factores geológicos y ambientales para reconstruir lo más acertadamente posible la historia sedimentológica. Frecuentemente se presentan complicaciones, pues las arenas se reciclan, hay múltiples regiones de origen o no existen relaciones directas entre el transporte y el sitio de deposición (Pettijohn *et al.*, 1972). Por ello, hacer investigaciones detalladas sobre la procedencia de arenas requiere el uso de todas las técnicas analíticas disponibles y la correlación de resultados.

Este trabajo busca analizar las arenas de la playa Mis Amores para, a partir del estudio detallado de sus características texturales, mineralogía y geoquímica, determinar su procedencia. Adicionalmente se evaluará la calidad ambiental con base en el cálculo de cuatro indicadores para once metales pesados (Cd, Cr, Pb, Zn, Sr, Cu, Ni, Ba, Co, V, As) que, aunque en ciertas concentraciones son vitales, en concentraciones excesivas son potencialmente tóxicos para los organismos.

1.2. Antecedentes

Los estudios granulométricos, geoquímicos y mineralógicos de arenas son abundantes en zonas costeras alrededor del mundo ya que proveen información sobre su procedencia. Alrededor del mundo se han hecho numerosos estudios que buscan aportar información útil sobre los sedimentos de cada región:

Pyökäri (2002) evaluó la textura, composición mineralógica y geoquímica de sedimentos de playa a lo largo de la costa de la isla Rhodes, al sureste Grecia, con el fin de determinar su procedencia. Encontró que la composición es media-alta carbonácea con tamaños de arena media a gruesa, de moderada a pobremente clasificadas y leptocúrtica. A partir de la composición y alto grado de redondez de las partículas, concluye que las principales fuentes sedimentarias son las formaciones costeras adyacentes erosionadas.

Abu y Sunkari (2020) investigaron la procedencia y ambiente tectónico de arenas de la costa occidental de Ghana a través del análisis geoquímico de 29 muestras. Encontraron que el aumento de tamaño de grano estaba directamente relacionado con el aumento del contenido de SiO₂ y que las concentraciones de elementos de tierras raras incrementaron mientras el tamaño de grano disminuía en la mayoría de los casos. Concluyeron que la roca fuente de las arenas de playa de la costa occidental de Ghana corresponde a suites de rocas ígneas félsicas de composición granodiorítica en un ambiente tectónico de rift continental durante el Paleoproterozoico.

Kwewouo-Janpou *et al.* (2022) investigaron la mineralogía y geoquímica (elementos mayores, traza y de tierras raras) de sedimentos de 5 puntos de la playa Limbe, al noroeste del Golfo de Guinea, con el fin de identificar las rocas fuente, determinar el grado de intemperismo y las diferencias en la composición geoquímica. Identificaron sedimentos composicionalmente inmaduros que no han experimentado reciclaje y sufrieron intemperismo moderado a intenso. Asimismo, encontraron evidencia que sugiere que las rocas fuente son casi exclusivamente rocas máficas de la Línea Volcánica de Camerún.

En el área del Golfo de México, cada vez son más abundantes los estudios que buscan determinar la procedencia de los sedimentos costeros a partir de su composición geoquímica, microtexturas o geocronología U-Pb en circones, así como determinar el grado de intemperismo de la región de origen y examinar si existe contaminación en los sedimentos por metales pesados o microplásticos:

Carranza-Edwards y Hoz (1995) analizaron textural y mineralógicamente arenas de 30 localidades de la zona litoral de suroeste del Golfo de México con el objetivo de identificar tendencias texturales y diferencias de procedencia. Basándose en los resultados de litología, identificaron 2 grupos; arenas con rocas fuente volcánicas y arenas no volcánicas. Concluyeron que el contenido de cuarzo está relacionado con la distancia de transporte y que la proximidad de fuentes volcánicas influye en el enriquecimiento de fragmentos líticos en las arenas de playa.

Celis-Hernández *et al.* (2013), estudiaron la composición geoquímica sedimentos superficiales de la boca de los ríos Antigua y Jamapa, al sureste del Golfo de México, para evaluar el impacto de las descargas fluviales en las concentraciones de metales pesados. Determinaron enriquecimiento de As, Cu, Zn, Cr, Co, Pb y V y posibles efectos adversos a los organismos por Ni, As y Cu.

Armstrong-Altrin *et al.*, (2015) realizaron análisis petrográficos y geoquímicos en arenas de las zonas de playa de Chachalacas y Veracruz con el objetivo de evaluar las diferencias composicionales y las condiciones de intemperismo de la región de origen y ambiente tectónico de la cuenca de depósito. Encontraron diferencias geoquímicas significativas entre ambas localidades. Concluyeron que ambas derivan de rocas fuente con intemperismo medio a moderado, sin embargo, la roca fuente de Chachalacas era intermedia en ambiente tectónico de rift-colisión y la de Veracruz era félsica en ambiente de rift. A partir de estas diferencias infirieron que las corrientes no son significantes en la mezcla y homogeneización de arenas.

Hermenegildo-Ruiz (2019) investigó la procedencia de sedimentos de la playa Chachalacas, Veracruz, en el Golfo de México, a través de análisis de granulometría, mineralogía, geoquímica y geocronología U-Pb en circones. Determinó tamaño de arenas finas y bien clasificadas en un ambiente de playa de alta energía con oleaje constante y alta interacción del viento con la costa. Reportó que las rocas fuente tenían composición básica a intermedia y estaban asociadas con actividad volcánica. Asimismo, la composición geoquímica sugirió un origen ígneo. Las edades obtenidas por geocronología U-Pb coincidieron con las edades de rocas del Cinturón Volcánico Transmexicano, específicamente con granitoides del Pérmico-Triásico.

Armstrong-Altrin *et al.* (2021) determinaron la mineralogía y geoquímica de los sedimentos de las playas Tecolutla y Coatzacoalcos, Veracruz, con el fin de establecer su historia de procedencia y la influencia antropogénica en las concentraciones de metales. Encontraron que las arenas de Tecolutla y Coatzacoalcos tienen origen ígneo intermedio y félsico, respectivamente, con un grado de meteorización moderado. El enriquecimiento de algunos metales indicó que, además de las fuentes ígneas naturales, existe influencia de la red de saneamiento que vierte sus aguas al mar y la presencia de puertos.

Ramos-Vázquez y Armstrong-Altrin (2021) investigaron la procedencia de arenas de las playas Barra del Tordo y Tesoro, al noroeste del Golfo de México, a partir de las características superficiales conservadas en los granos de cuarzo y circón. Con las microtexturas que encontraron concluyeron que los sedimentos están influenciados por la acción del viento, un ambiente fluvial y marino subacuático y que derivan tanto de fuentes cercanas como distantes.

Flores-Cortés y Armstrong-Altrin (2022) analizaron las características texturales y abundancia de microplásticos en arenas de la playa Tecolutla, suroeste del Golfo de México. Encontraron 181 microplásticos dominados por los de tipo fibra de color negro. Determinaron que los microplásticos fueron transportados por el aporte fluvial del Río Tecolutla y depositados en el ambiente costero por corrientes oceánicas.

1.3. Justificación

En el campo de la geología sedimentaria se ha demostrado que los estudios mineralógicos, granulométricos y geoquímicos constituyen herramientas fundamentales para identificar la procedencia y composición de sedimentos, así como el ambiente tectónico de las cuencas sedimentarias en las que se depositaron.

Alrededor del mundo se han realizado con éxito diversos estudios que aportan información sobre procedencia, composición y características texturales en arenas de playa. Dichos estudios han sido reforzados con nueva información que proporciona un contexto geológico más detallado y datos sobre la evolución geoquímica de los sedimentos. Sin embargo, estos estudios aún no cubren en su totalidad la línea costera del Golfo de México. Este trabajo busca aportar un análisis integral que determine la procedencia de los sedimentos de la playa Mis Amores, ubicada en Tuxpan, estado de Veracruz, a partir de su composición geoquímica y mineralógica. Además, se evaluará ambientalmente la presencia de metales pesados. Los datos obtenidos en este estudio establecerán una línea base de información que será útil como referencia en futuras investigaciones.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo consiste en interpretar la procedencia, diferencias composicionales y grado de contaminación de sedimentos recolectados en la playa Mis Amores, Tuxpan, ubicada al noreste de Veracruz en la costa con el Golfo de México, a través del análisis granulométrico, mineralógico y geoquímico.

1.4.2. Objetivos específicos

- Determinar mediante un análisis granulométrico la clasificación textural de tamaño de grano, asimetría, curtosis y clasificación de los sedimentos para establecer su distribución, diferencias y caracterizar el ambiente de depósito.
- Identificar la composición mineralógica de los sedimentos para reconocer la composición mineralógica de las posibles rocas fuente.

- Reconocer la litología de la roca fuente y su ambiente tectónico mediante la cuantificación de elementos mayores, traza y tierras raras.
- Estimar el cambio en la relación de elementos móviles e inmóviles en los sedimentos para determinar su madurez mediante índices de intemperismo.
- Evaluar el grado de acumulación de metales pesados (Cd, Cr, Pb, Zn, Sr, Cu, Ni, Ba, Co, V y As) en los sedimentos utilizando varios indicadores de contaminación ambiental que diferencian entre el aporte litogénico y antrópico.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1. Sedimentología

La sedimentología abarca el estudio de los procesos de formación, transporte y depósito de material que se acumula como sedimento en ambientes continentales y marinos y eventualmente forma rocas sedimentarias (Nichols, 2009). Hay evidencia de que los estudios sedimentológicos se remontan a los años 1500 (Boggs, 2006), pero fue hasta el siglo XX cuando, con base en el desarrollo de ideas precedentes, se consolidó la sedimentología moderna como campo de investigación (Charleston, 2018) cuyo objetivo es extrapolar las observaciones del presente al pasado y hacer analogías para interpretar la genética de sucesiones de sedimentos y rocas sedimentarias (Arche, 2010).

Los sedimentos son aquellas partículas de material no consolidado que son resultado de la meteorización y erosión de rocas más antiguas expuestas en la superficie. De acuerdo con la forma en la que se originan, los sedimentos se dividen en dos grandes grupos: clásticos y no clásticos. Los sedimentos clásticos, también llamados terrígenos o detríticos, son fragmentos de rocas, minerales y restos de organismos que se producen por la alteración física y química de rocas preexistentes expuestas en la superficie. El grupo de los sedimentos no clásticos incluye a los sedimentos químicos-bioquímicos, autigénicos, biogénicos y cosmogénicos.

2.1.1. Procesos sedimentarios

Los procesos sedimentarios incluyen agentes físicos, químicos y biológicos que se combinan de una forma determinada para dar lugar a la sedimentación. Estos juegan papeles fundamentales en la determinación del producto sedimentario final y pueden ser desde escala local hasta global. Es posible determinar los procesos de transporte y deposición a partir de la observación del sedimento; el tamaño la forma y la distribución proveen información para descifrar las condiciones en las que el material fue acarreado y depositado (Nichols, 2009).

2.1.1.1. Meteorización

Los procesos sedimentarios inician en el instante en el que los fragmentos se desprenden de la roca fuente por meteorización (Krumbein y Sloss, 1951), que es la desintegración física y descomposición química de rocas más viejas para producir residuos de partículas sólidas y sustancias químicas disueltas (Boggs, 2006). Algunos productos se acumulan *in situ* para formar suelos que se preservan en el registro geológico, sin embargo, la mayoría de los residuos meteorizados se remueven por erosión y posteriormente se transportan a sitios de depósito.

La meteorización ocurre tanto en medios subaéreos como en medios subacuáticos e involucra procesos físicos, químicos y biológicos:

- ♦ Meteorización física: es el proceso mediante el cual las rocas se rompen en fragmentos más pequeños sin generar cambios significativos en su composición química o mineralógica.
- ♦ Meteorización química: causa cambios que alteran la composición química y mineralógica de las rocas. Se produce cuando el agua y gases atmosféricos (oxígeno, CO₂) entran en contacto con los minerales en las rocas, causando que algunos compuestos se disuelvan y remuevan en solución, mientras que otros se recombinan y cristalizan para formar nuevas fases minerales (Boggs, 2006). Debido a la presencia del agua en la mayoría de los ambientes, la meteorización química, aunque ocurre lentamente, es la más común.
- ♦ Meteorización biológica: es similar a la química, sin embargo, los agentes que alteran la composición de las rocas son organismos vivos cuya zona de actividad se denomina biosfera (raíces de árboles, animales).

Los procesos de meteorización actúan a diferentes velocidades dependiendo del clima, la composición mineral y el tamaño de grano de las rocas sometidas (Boggs, 2006). La tasa de meteorización se refiere a la medida en que las rocas y minerales se disgregan, es decir, es el deterioro medido de un material terrestre durante un periodo de tiempo específico (Bland y Rolls, 1998). Esta proporciona información que ayuda a datar la evolución geomorfológica de un área y mejora el conocimiento de la frecuencia de eventos peligrosos como deslizamientos.

Algunos factores que controlan la velocidad de la meteorización son el clima, la lluvia, la pendiente y la estabilidad de los minerales en la superficie. La Tabla 1 muestra la estabilidad relativa de algunos minerales formadores de roca propuesta por Goldich (1938) para partículas de tamaño de arena y limo. En ella podemos observar que los minerales que cristalizan a temperaturas más altas son los más inestables en condiciones superficiales.

Minerales de tamaño de limo y arena	
Minerales máficos	Minerales félsicos
Olivino	
	Plagioclasa Ca
Piroxeno	
	Plagioclasa Ca-Na
Anfibol	Plagioclasa Na-Ca
	Plagioclasa Na
Biotita	
	Fesdespato potásico
	Muscovita/cuarzo

Tabla 1. Estabilidad relativa de algunos minerales bajo condiciones de meteorización. (Modificada de Boggs, 2006).

Algunas técnicas para evaluar las tasas de meteorización son la estimación de la tasa a la que se rebaja la superficie, la estimación de la tasa en la que los sedimentos se convierten en suelo y la estimación del volumen de detritos sólidos removidos por corrientes (Boggs, 2006). La dificultad más frecuente en la determinación de las tasas de meteorización es la linealidad a través del tiempo; mientras que algunas rocas y minerales pueden disgregarse uniformemente, es común que las tasas varíen con el tiempo (Bland y Rolls, 1998).

2.1.1.2. Transporte

Cuando la meteorización actúa sobre las rocas, los procesos de transporte intervienen desde su fuente original hasta la zona de depósito final. El transporte de materiales se realiza desde las regiones más elevadas hacia las zonas bajas y finalmente hasta las áreas marinas (Charleston y Ortuño, 2018).

El transporte de sedimentos por flujo de fluidos involucra dos pasos fundamentales; la erosión y arrastre del sedimento, y subsecuentemente, el movimiento sostenido corriente abajo o en la dirección del viento (Boggs, 2006). Los principales agentes de transporte de sedimentos por fluidos son la gravedad, el viento, el agua y el hielo, mientras que en el medio marino el transporte implica varios procesos de disolución, suspensión, acción de oleaje y mareas, corrientes submarinas y corrientes de turbidez.

- ♦ Transporte por gravedad: se debe simplemente a la acción de la fuerza de gravedad sobre partículas sedimentarias localizadas en laderas, lo que provoca que se deslicen pendiente abajo y se generen depósitos en la base de zonas montañosas.
- ♦ Transporte por la acción del viento (eólico): el movimiento que causa el viento al soplar puede levantar polvo y arena y moverlo en grandes volúmenes y por largas distancias, sin embargo, su capacidad de transportar material grueso es limitada debido a su baja densidad (Nichols, 2009).
- ♦ Transporte por hielo (glaciar): por su alta viscosidad, tamaño variado y movimiento lento y constante durante largos periodos de tiempo, el hielo puede transportar grandes cantidades de sedimentos de todos los tamaños. Los sedimentos depositados directamente por el hielo se denominan till y de forma consolidada se llaman tillitas. Este se da en zonas latitudinales altas ya que la altitud es determinante.
- ♦ Transporte por agua: es, por el volumen de sedimentos que acarrea en medios continentales y marinos, el mecanismo de transporte más importante en el planeta. Los flujos de agua tienen la capacidad de acarrear material grueso en la base de la corriente y material fino en suspensión (Nichols, 2009).

Las partículas como cuerpos individuales se pueden transportar por saltación, rodamiento y suspensión (Fig. 1). Cuando se transportan por rodamiento y saltación se conocen como carga de fondo, mientras que el material en suspensión se llama carga suspendida.

- ♦ Saltación: las partículas se mueven en una serie de saltos; periódicamente dejan la superficie de la base y se transportan por distancias cortas dentro del fluido antes de regresar al fondo. Generalmente las partículas transportadas por saltación no son lo suficientemente grandes para permanecer en tracción ni lo suficientemente pequeñas para estar en suspensión constante (Krumbein y Sloss, 1951).

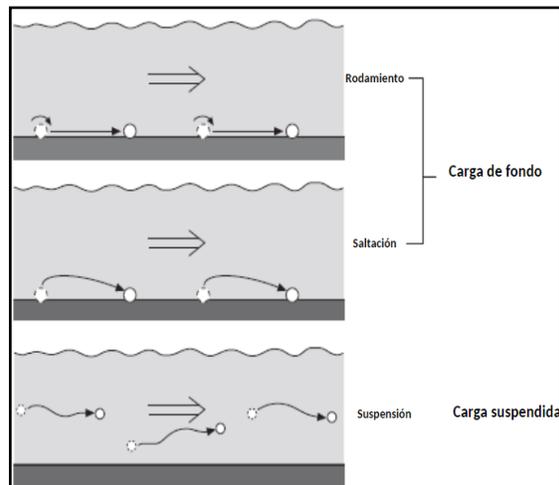


Figura 1. Formas de transporte de partículas en fluidos. Modificada de Nichols, (2009).

- ♦ Rodamiento: las partículas ruedan a lo largo de la base del flujo de aire o agua sin perder el contacto con la superficie de la base (Nichols, 2009). Las partículas más esféricas ruedan más fácilmente que las menos esféricas. Mientras las condiciones del flujo permanezcan constantes el rodamiento continúa balanceado, sin embargo, si disminuye la velocidad del flujo o la intensidad de la turbulencia, las partículas más grandes, densas y de menor esfericidad se van quedando atrás (Krumbein y Sloss, 1951).
- ♦ Suspensión: ocurre cuando la intensidad de la turbulencia produce el movimiento ascendente suficiente para mantener a las partículas en movimiento más o menos continuo a lo largo de trayectorias irregulares. Los sedimentos que se transportan en suspensión suelen ser los más finos y los minerales más ligeros.

2.1.1.3. Deposición

La deposición ocurre cuando las condiciones locales hidrológicas o del viento cambian lo suficiente para que ya no sea posible iniciar ni mantener el movimiento de las partículas. Los sedimentos más gruesos y pesados se depositan primero, mientras que las partículas más ligeras y pequeñas viajan por más tiempo en el fluido, de manera que va aumentando la proporción de sedimentos ligeros en la carga a medida que aumenta el viaje (Hermenegildo, 2019). Por otra parte, los compuestos que se transportan en solución se acarrearán fácilmente tanto en medios marinos como continentales y luego precipitan.

La deposición puede ser temporal o permanente (Boggs, 2006). Los sedimentos depositados se conservan en medios sedimentarios durante largos periodos de tiempo hasta que, eventualmente, se incorporan al registro geológico o se reincorporan a nuevos flujos que los transportarán a una cuenca de depósito final. Estas son partes concretas en la superficie terrestre donde se acumulan sedimentos y que se diferencian física, química y biológicamente de las zonas adyacentes (Selley, 1970). La Tabla 2 muestra una clasificación simplificada propuesta por Arche (2010), que toma en cuenta tres medios primarios; marinos, continentales y las zonas de transición entre ellos.

Tabla 2. Clasificación simplificada de los medios sedimentarios. (Tomada de Arche, 2010).

Medios sedimentarios		
Continental	Subaéreo	Eólico Glacial
	Subacuático	Fluvial Lacustre
De transición		Deltáico Playero Estuarino Isla barrera-laguna
Marino		Plataforma Talud Borde precontinental Llanura abisal

2.1.1.4. Litificación

Es el último proceso sedimentológico mediante el cual los sedimentos se transforman en rocas sedimentarias, involucra cambios físicos y químicos y se lleva a cabo después de la deposición inicial. Algunos sedimentos se litifican inmediatamente, mientras que otros pueden tardar millones de años o permanecer como material suelto por muchos años después de la deposición (Nichols, 2009). Por otra parte, los sedimentos no clásticos se litifican por procesos de disolución, cementación, recristalización o reemplazamiento.

2.2. Playas

Los medios costeros o transicionales constituyen los límites entre los medios continentales y marinos. Son los ambientes más activos en la superficie de la Tierra (Davis y Fitzgerald, 2020) ya que están en movimiento constantemente causado por procesos de oleaje, mareas, ríos y la acción del viento.

Las playas son acumulaciones de arena o grava relativamente estrechas pero muy largas, alineadas paralelamente a la línea de costa y unidas a la tierra (Boggs, 2006). En su mayoría, el desarrollo de las playas y su anchura están controlados por la pendiente de la plataforma interior y de la zona costera, la abundancia de sedimentos y el rango de mareas. Así, una playa puede formarse en cualquier lugar en donde se encuentren la tierra y un cuerpo de agua, exista un aporte continuo de sedimentos y haya lugar para su acumulación (Davis, 1978).

2.2.1. Perfil de playa

El estudio de playas ha sido más extenso que el de cualquier otro ambiente deposicional por su uso recreativo, accesibilidad, potencial económico como depósitos de placer de varios minerales y su importancia como amortiguadora de erosión entre el mar y la tierra (Boggs, 2006). Para optimizar su estudio e indicar de manera clara los procesos que originan los rasgos principales del perfil de playa, Carranza-Edwards y Caso-Chávez (1994) propusieron una terminología en español para describir la geomorfología de la playa. Esta considera una división de la playa en tres zonas principales; infraplaya, mesoplaya y supraplaya (Fig. 2).

La infraplaya comienza en donde termina la plataforma continental. Es la zona de la playa que en condiciones normales siempre está cubierta de agua; ahí comienza el movimiento vertical del material suelto del fondo debido al contacto de las olas con el fondo. La mesoplaya es la zona que continuamente está expuesta al aire y cubierta por agua de una forma rítmica y alternada (Carranza y Caso, 1994). La supraplaya es la parte que en condiciones normales se encuentra seca y en ella predominan los procesos eólicos.

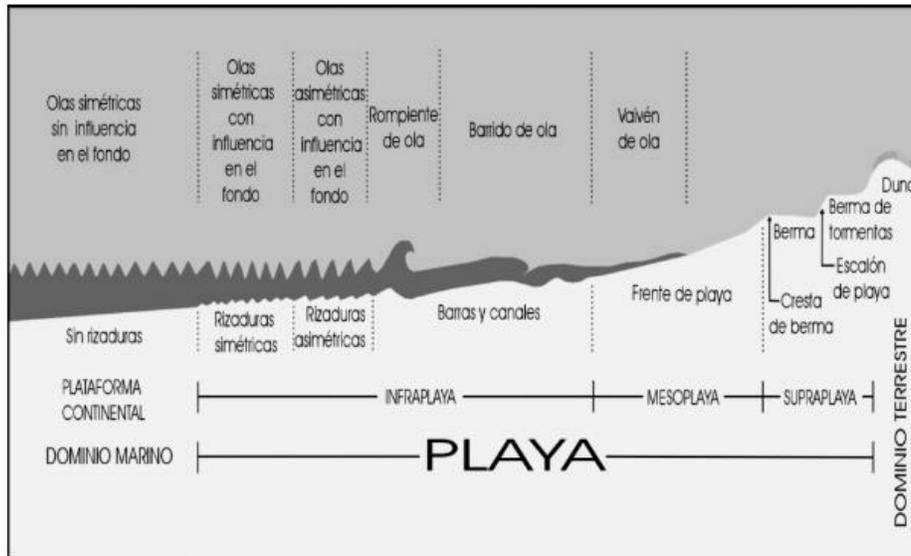


Figura 2. Esquema idealizado del perfil de playa. Terminología del perfil de playa propuesto por Carranza-Edwards y Caso-Chávez (1994).

2.2.2. Arenas

En un sentido muy amplio, la arena es cualquier material granular no coherente cuyo tamaño está dentro del rango convencionalmente aceptado; 1/16 a 2mm. Estos materiales son susceptibles a ser transportados por diversos agentes fisicoquímicos y su origen es variable.

La composición mineralógica de las arenas varía entre playas y depende del origen y suministro de los sedimentos; aunque la mayoría de las playas están compuestas por sedimentos siliciclásticos, algunas playas modernas en plataformas carbonatadas se componen predominantemente de granos de carbonatos. Así, a pesar de que existen algunos minerales que predominan en las arenas, estas pueden estar constituidas por diversos materiales en distintas abundancias.

De acuerdo con Pettijohn *et al.*, (1972) existen cinco procesos básicos que llevan a la formación de granos de arena; meteorización, vulcanismo explosivo (piroclástico), choques por movimiento de bloques o impacto, peletización y precipitación por soluciones químicas o bioquímicas.

La pervivencia de las playas requiere un aporte continuo de sedimento que, aunque en su mayoría proviene de ríos, también puede derivar de acantilados u otras acumulaciones arenosas. Frecuentemente los depósitos que se forman en las playas son de arenas mineralógica y texturalmente maduras; generalmente se encuentran bien clasificadas debido a la erosión continua por el viento o el vaivén de las olas y es común encontrar granos bien redondeados como resultado de los movimientos prolongados de las corrientes (Hermenegildo, 2019).

2.3. Características texturales de los sedimentos

Las características o parámetros texturales de sedimentos y de rocas sedimentarias clásticas que estos llegan a formar, son atributos necesarios de conocer para hacer interpretaciones sobre las condiciones y procesos que intervinieron en la génesis de los sedimentos. Los parámetros texturales más relevantes son: tamaño, esfericidad, redondez y

clasificación, ya que estos proveen información sobre el proceso de transporte, el tipo de fluido y la distancia a la fuente.

2.3.1. Granulometría

La granulometría se refiere a la medición del tamaño de granos de sedimentos y su distribución dentro de una escala granulométrica determinada. Los estudios granulométricos son herramientas muy útiles que sirven, en combinación con otras características texturales, para hacer inferencias sobre su posible origen.

Debido a que el tamaño de los sedimentos puede variar desde micras hasta algunos metros y dada la necesidad de simplificar los tamaños en una sola escala, se han propuesto diversas escalas logarítmicas y geométricas. Una de las escalas basada en la talla de las partículas y más frecuentemente usada en sedimentología fue originalmente propuesta por Udden (1898) y modificada por Wentworth (1922). Es una escala geométrica en donde cada valor es el doble o la mitad del valor anterior, dependiendo de la dirección (Boggs, 2006). Otorga 4 clasificaciones principales que son; limo, arcilla, arena y grava y los tamaños están en el rango de 0.0039mm hasta >256mm.

Posteriormente, Krumbein (1934) modificó logarítmicamente la escala Udden-Wentworth para que esta pudiera expresar el tamaño de grano en unidades de igual valor y generar gráficos más claros. Esta escala se conoce como Phi (ϕ) y es de gran utilidad en los estudios sedimentológicos actuales.

La Tabla 3 muestra los valores equivalentes de las dos escalas anteriormente descritas; la escala Udden-Wentworth en mm y la escala ϕ , además, otorga su clasificación correspondiente y el número de tamiz estandarizado por la Asociación Americana de Pruebas y Materiales, que se refiere al número de aperturas que hay en la malla por cada pulgada cuadrada.

Tabla 3. Escala de tamaños Udden-Wentworth (1922) y equivalencias en Phi (ϕ).

Tamiz estándar de E.U.	Milímetros		Phi (ϕ)	Clasificación de tamaño Wentworth		
	4096		-12	Bloque	Grava	
	1024		-10			
	256	256	-8			
	64	64	-6			Guijarro
	16		-4			Guijo
5	4	4	-2	Gránulo		
6	3.36		-1.75			
7	2.83		-1.5			
8	2.38		-1.25			
10	2	2	-1			
12	1.68		-0.75	Arena muy gruesa	Arena	
14	1.41		-0.5			
16	1.19		-0.25			
18	1	1	0.0			
20	0.84		0.25	Arena gruesa		
25	0.71		0.5			
30	0.59		0.75			
35	0.50	0.5	1.0			
40	0.42		1.25	Arena media		
45	0.35		1.5			
50	0.30		1.75			
60	0.25	0.25	2.0			
70	0.21		2.25	Arena fina		
80	0.177		2.5			
100	0.149		2.75			
120	0.125	0.125	3.0			
140	0.105		3.25	Arena muy fina		
170	0.088		3.5			
200	0.074		3.75			
230	0.0625	0.0625	4.0			
270	0.053		4.25			
325	0.044		4.5	Limo grueso		Limo
	0.037		4.75			
	0.031	0.03125	5.0			
	0.0156	0.015625	6.0		Limo medio	
	0.0078	0.008	7.0	Limo fino		
	0.0039	0.003906	8.0	Limo muy fino		
	0.0020		9.0	Arcilla	Arcilla	
	0.00098		10.0			
	0.00049		11.0			
	0.00024		12.0			
	0.00012		13.0			
	0.00006		14.0			

Existen diferentes métodos para medir la granulometría de las partículas sedimentarias, el mejor en cada caso dependerá del tamaño de las partículas, su estado de consolidación y el propósito del estudio. En el caso de las arenas es común llevar a cabo estos análisis por medio de tamizado.

2.3.2. Forma

Todos los sedimentos pueden disponer de un amplio rango de formas que se determina por la conjunción de varios factores; su forma original, la presencia y características de estructuras expuestas en la roca fuente, la naturaleza e intensidad del transporte, entre otros (Boggs, 2006). La forma de las partículas sedimentarias se define por la relación entre sus tres ejes (mayor, intermedio y corto) (Zingg, 1935) y dos características fundamentales; esfericidad y redondez (Fig. 3). Algunos autores (Barret, 1980; Boggs, 2006; Wadell, 1932) también consideran que la textura superficial es una característica de la forma. Esta se refiere a las marcas en el microrelieve a pequeña escala como hoyos o rasguños, sin embargo, su estudio detallado implica el uso de microscopio electrónico.

Wadell (1932) fue el primero en proponer que la redondez es independiente a la esfericidad y defendió la idea de que una partícula esférica puede tener diferente grado de redondez con argumentos tanto geológicos como etimológicos. Además, propuso fórmulas para expresar matemáticamente ambas propiedades, sin embargo, el procedimiento necesario para medir y expresar la esfericidad y la redondez de forma matemática es muy laborioso e impráctico y el mismo Wadell sugirió que medirlas con una proyección bidimensional no genera un gran sesgo.

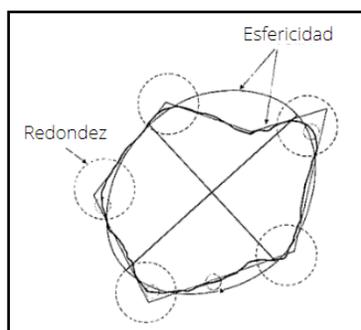


Figura 3. Forma de una partícula (línea sólida gruesa) con sus componentes: esfericidad (líneas sólidas claras) y redondez (círculos discontinuos). Modificada de Barret (1980).

2.3.2.1. Esfericidad

La *esfericidad* de las partículas se refiere a las proporciones geométricas existentes en su morfología tridimensional. Wadell (1933) propuso una esfera perfecta como

referencia de las partículas en suspensión ya que esta tiene el mayor volumen relativo con el área superficial más pequeña y, por lo tanto, tiene una mayor velocidad de sedimentación que cualquier otra forma del mismo volumen y densidad.

Aunque existen métodos matemáticos tridimensionales para determinar la esfericidad, estos son tardados e imprácticos ya que requieren distintas mediciones en cada una de las partículas a analizar. Por ello los métodos que utilizan proyecciones bidimensionales para generar escalas visuales (Fig. 4), son ampliamente aceptados. Estos corresponden a una comparación visual del grano con imágenes predeterminadas a partir de las cuales se asigna una clase; alta o baja esfericidad.

Esta característica textural proporciona información sobre el comportamiento sedimentario durante el transporte y deposición (Krumbein y Sloss, 1963). Además, la forma esférica es un factor determinante en la clasificación de las partículas en tracción por rodadura, ya que las partículas esféricas ruedan más rápido que las no esféricas (Waddel, 1932).

2.3.2.2. Redondez

La *redondez* de las partículas se refiere al grado de angulosidad de las esquinas y bordes de los granos. Cuando las esquinas y bordes son puntiagudos y angulares, se dice que el grano es muy angular, y si por el contrario, son suaves, se dice que la partícula está bien redondeada.

Las mediciones de redondez implican una serie de dificultades distintas a las de la esfericidad; mientras que la esfericidad es una propiedad tridimensional, la redondez parte de una proyección bidimensional de las partículas (Barrett, 1980). Por ello, Krumbein (1941) propuso una escala visual a partir de imágenes predeterminadas con diferentes grados de redondez (Fig. 4). Este nuevo método fue rápidamente aceptado y modificado para su optimización y, a pesar de la subjetividad de los resultados, son ampliamente aceptadas y utilizadas.

La redondez de las partículas está fuertemente relacionada con la composición y el tamaño de los granos (Boggs, 1969). Esta característica textural refleja la distancia y el rigor del

transporte sedimentario; conforme aumentan la distancia y la agitación, las partículas aumentan su redondez.

	Bien redondeado	Redondeado	Subredondeado	Subangular	Angular	Muy angular
Baja esfericidad						
Alta esfericidad						

Figura 4. Cuadro de estimación visual de esfericidad y redondez. Modificada de Pettijohn et al. (1987).

2.3.3. Clasificación

La clasificación de una muestra o población de granos es una medida del rango de tamaños de granos presentes y la magnitud de la dispersión de estos tamaños alrededor del tamaño medio (Boggs, 2009). Según Folk (1974) la clasificación de una muestra depende del rango de tamaños del material suministrado al medio sedimentario, el tipo de deposición, las características de las corrientes y duración de transporte.

Una práctica aceptada y común en la determinación de esta característica textural son las escalas visuales. Estas se construyen a partir de modelos esféricos en 3D que se cortan para producir secciones análogas en 2D (Fig. 5). A lo largo de los años se han desarrollado diversas escalas visuales a partir de la distribución de los tamaños de grano (Harrell 1984; Longiaru, 1987; Jerram, 2001).

Esta característica textural es fundamental para inferir el tiempo y nivel de energía del transporte que acarrió los sedimentos; mientras el transporte sea de mayor energía y mayor duración, los sedimentos reflejarán una mejor clasificación.

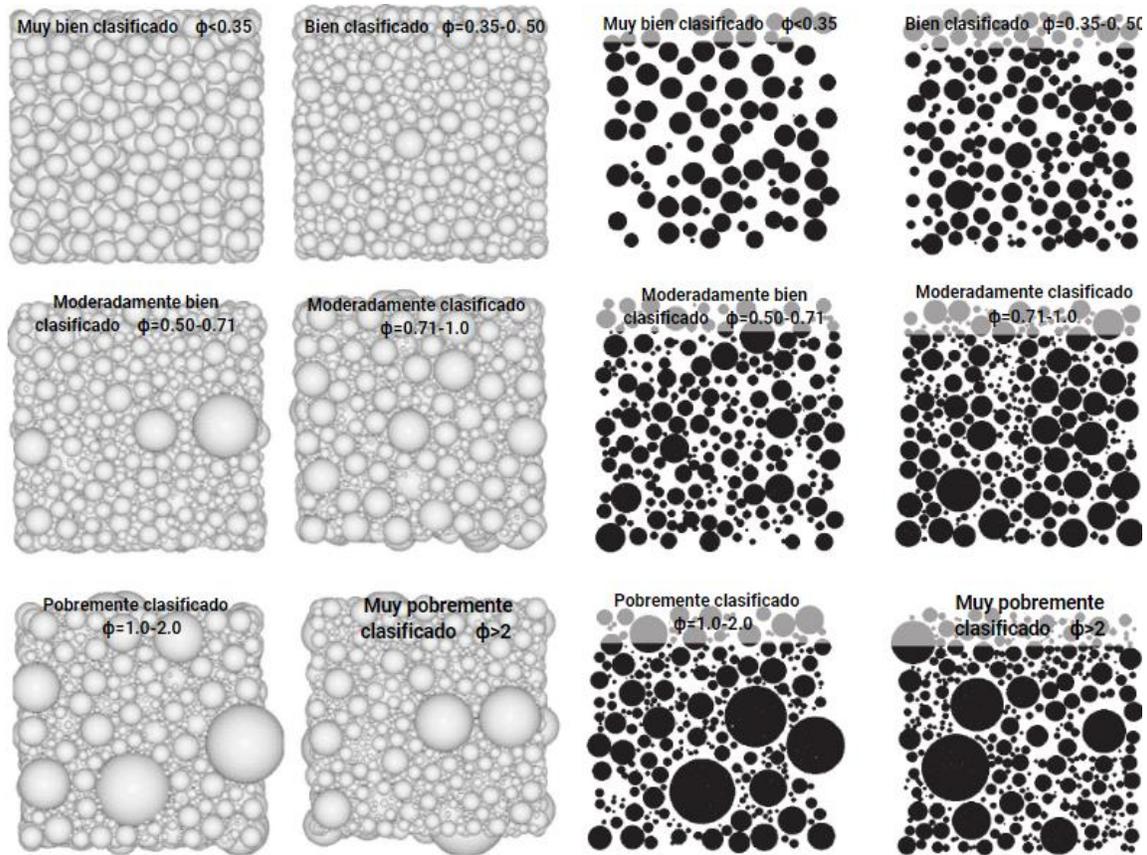


Figura 5. A la izquierda modelos visuales en 3D etiquetados con su clase correspondiente según Folk (1968). A la derecha la sección 2D correspondiente a cada modelo etiquetada con su clase. Modificada de Jerram (2001).

2.4. Mineralogía

Un mineral es un sólido inorgánico de origen natural que posee una estructura interna ordenada y una composición química definida que le proporcionan un conjunto único de propiedades físicas (Tarbuck y Lutgens, 2010). La mineralogía abarca el estudio de la composición, estructura, origen y ocurrencia de los minerales.

La clasificación de los minerales se basa en la composición química y en la estructura interna que, en conjunto, determinan las propiedades físicas de un mineral. A lo largo de los años se han identificado alrededor de 4000 minerales, sin embargo, solo algunos son abundantes en la corteza terrestre (Fig. 6); estos se conocen como *minerales formadores de roca* (Tarbuck y Lutgens, 2010) y corresponden a los minerales silicatados (SiO_4^{4-}). Otros grupos minerales menos abundantes en la corteza, pero algunos de gran interés económico,

se agrupan en clases bajo la clasificación de no silicatados e incluyen carbonatos, haluros, óxidos, sulfuros, sulfatos y elementos nativos.

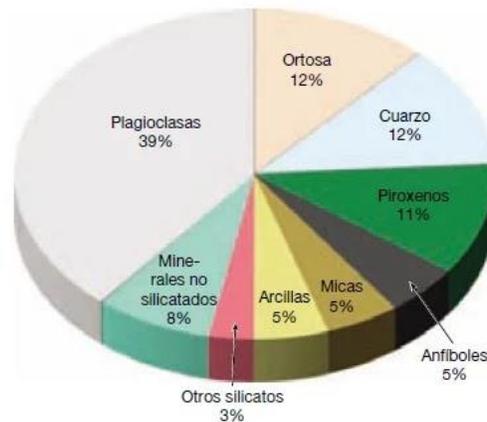


Figura 6. Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre. Tomada de Tarbuck y Lutgens (2010).

Debido a que la composición mineralógica de los sedimentos arenosos es herencia del área de origen modificada por procesos sedimentarios, los análisis mineralógicos son prácticos para obtener información de su procedencia; incluyendo la tectónica, el clima, los efectos del transporte y adiciones minerales durante la sedimentación (Pettojohn, 1987).

2.5. Geoquímica

La geoquímica, como su nombre lo sugiere, es el puente entre la geología y la química y, por lo tanto, abarca el estudio de todos los aspectos químicos de la Tierra y su interpretación utilizando los principios de la química (Rankama y Sahama, 1950). La geoquímica se ocupa esencialmente del estudio de los procesos y consecuencias de la distribución de elementos en minerales y rocas en distintos ambientes fisicoquímicos y, como tal, permea en todas las ramas de la geología a distintos grados (Misra, 2012).

Aunque el término *geoquímica* fue inicialmente introducido por el químico suizo Schönbein en 1838 (Mason, 1982), el desarrollo de la geoquímica moderna se dio durante la tercera y cuarta década del siglo XX, a través de los estudios de Victor Goldschmidt, quien planteó como objetivo principal determinar cuantitativamente la composición de la

Tierra y descubrir las leyes que controlan la distribución de los elementos individuales (Goldschmidt, 1954).

El siglo XX se caracterizó por el descubrimiento y desarrollo de técnicas analíticas que sirvieron como herramientas para el avance de distintas disciplinas científicas. Victor Goldschmidt aprovechó los nuevos desarrollos en química y física para su investigación geoquímica; después del descubrimiento de difracción de rayos X, Goldschmidt determinó estructuras cristalinas por este método y utilizó el diseño de espectrografía de rayos X específicamente para analizar minerales (Grossman, 1993). Así, por medio de avances técnicos y científicos se consolidó la geoquímica como una ciencia que nos permite, a partir del análisis de datos químicos, resolver con precisión innumerables cuestiones geológicas; la composición química de los sedimentos detríticos se usa como un indicador sensible de procedencia (Armstrong-Altrin *et al.*, 2019), para evaluar la historia de meteorización del área de origen, para inferir el ambiente tectónico de la cuenca donde se depositó y, en algunos casos, se usa como herramienta para inferir contaminación por metales pesados (Ramos-Vázquez *et al.*, 2017).

El estudio geoquímico de los materiales geológicos se realiza con base en su contenido de elementos mayores, traza, de tierras raras e isotópico:

- ♦ Elementos mayores: son aquellos que están presentes en concentraciones mayores a 0.1% en peso (wt.%), se expresan como óxidos y están representados por SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ y volátiles como H₂O y CO₂.
- ♦ Elementos traza: son los elementos presentes en concentraciones inferiores a 0.1% (wt.%). Esos se expresan en su forma elemental y su concentración se mide en partes por millón (ppm). Entre los elementos traza más importantes están Sc, V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th y U.
- ♦ Elementos de tierras raras (REE): corresponden a los 15 elementos del grupo de latánidos; La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Sus concentraciones se miden en ppm.

CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Ubicación del área de estudio: Playa Mis Amores, Tuxpan, estado de Veracruz

La playa Mis Amores ($20^{\circ}58'20''\text{N}$ y $97^{\circ}18'38.01''\text{O}$ - $20^{\circ}59'11''\text{N}$ y $97^{\circ}18'55''\text{O}$) se encuentra en la costa occidental del Golfo de México (Fig. 7); entre Playa Norte y la desembocadura del Río Tuxpan. Pertenece al municipio de Tuxpan de Rodríguez Cano, al norte del estado de Veracruz de Ignacio de la Llave.



Figura 7. Mapa geológico del área de estudio. Datos obtenidos de las cartas F14-9 y F14-12 Del Servicio Geológico Mexicano.

El estado de Veracruz se encuentra al este de la República Mexicana, a lo largo de la costa del Golfo de México. Tiene una forma alargada cuya longitud máxima es de 745km, abarcando una superficie de 71826km^2 (SGM, 2020). Limita al norte con Tamaulipas, al este con el Golfo de México, al oeste con San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla, al suroeste con Oaxaca y al sureste con Tabasco y Chiapas. La elevación del territorio de Veracruz es muy variada; mientras que en la costa este las elevaciones no rebasan los 500 msnm, la porción occidental del estado se caracteriza por tierras altas que alcanzan hasta los 5675msnm en el Pico de Orizaba, el volcán más alto de Norteamérica.

3.2. Paleogeografía de Veracruz y Golfo de México

Las rocas más antiguas que se encuentran en el estado de Veracruz son de edad Paleozoica y son producto del choque de masas corticales de las masas continentales que posteriormente formarían Pangea. Esta colisión tuvo como consecuencia la formación de la cordillera Marathon-Ouachita en el Pérmico-Triásico, misma que se extiende a lo largo de la región nororiental de México y parte de Estados Unidos (Handschy *et al.*, 1987).

Durante el Triásico comienza el estiramiento de masas corticales a través de esfuerzos distensivos (NW-SE) como consecuencia de la fragmentación inicial de Pangea. Después del enfriamiento de sus márgenes, los bordes continentales se fracturaron y fallaron, lo que permitió a los terrenos mexicanos migrar hacia el SE. Esto provocó el desarrollo de una morfología de horsts y grabens evidenciada por la presencia de lechos rojos que se depositaron en depresiones continentales (Salvador, 1991).

En el Jurásico Medio (Calloviano) comenzó el avance transgresivo de las aguas del Pacífico y del mar de Tethys que invadieron el área del actual Golfo de México para formar cuerpos de agua hipersalina con circulación restringida (Fig. 8). Las depresiones que se formaron durante la apertura del Golfo permitieron la incursión marina y sucesivo depósito de secuencias evaporíticas en los bordes (Pérez, 2021). De forma contemporánea, los altos topográficos (horsts) aportaron material sedimentario continental.

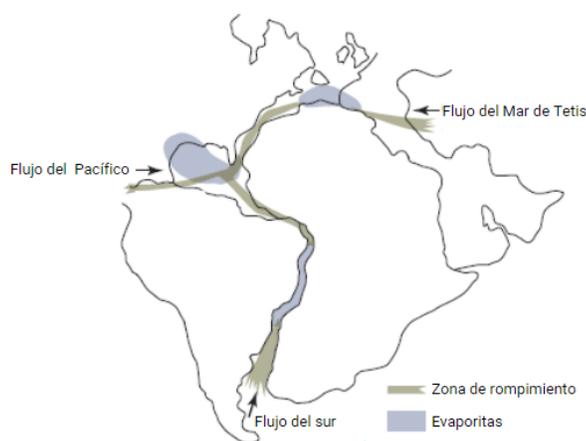


Figura 8. Avance transgresivo de agua a través de las zonas de rompimiento durante el Jurásico Medio. Modificada de Stanley, (2015).

A medida que avanzó la transgresión y comenzaban a predominar las condiciones marinas, las aguas oceánicas inundaron las islas remanentes y se formaron zonas de profundidades

someras. Esto facilitó el desarrollo de plataformas marinas que en la actualidad constituyen grandes volúmenes de rocas almacenadoras de hidrocarburos que se conocen como las plataformas de Tuxpan, Córdoba, Tampico-Misantla y San Luis-Valles (Carrillo, 1971; Ortuño *et al.*, 2003). Las zonas someras se volvieron progresivamente profundas con el continuo ascenso del nivel del mar que culminó en el Cretácico Superior, cuando los altos topográficos quedaron totalmente sumergidos.

A principios del Paleógeno, a causa del choque de la placa de Farallón con la Norteamericana, se formó la Orogenia Laramide. Como consecuencia de esto, en la parte occidental del país se emplazó un arco volcánico que formó las grandes provincias ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental. En la porción oriental del territorio, los efectos de dicha orogenia deformaron los sedimentos marinos y provocaron su levantamiento, formando lo que actualmente es la Sierra Madre Oriental, que constituye un cinturón plegado y fallado con orientación NW-SE. Este evento tuvo como consecuencia el cambio de ambiente marino a continental (Pérez, 2021).

Durante el Paleoceno, la región continental estuvo sujeta a esfuerzos corticales y a una intensa erosión de la Sierra Madre Oriental, los sedimentos originados se distribuyeron en forma de abanicos submarinos que rellenaron las cuencas cretácicas, formando así la Planicie Costera del Golfo de México, la cual fue cubierta por la última transgresión marina (Demant, 1975).

Finalmente, hacia el Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano ocurrieron los primeros episodios volcánicos de la Franja Volcánica Transmexicana originada por la subducción de la placa del Pacífico por debajo de la Norteamericana. Esto causó el levantamiento de la porción oriental de la Cuenca de Veracruz; en los altos de Anegada y de Los Tuxtlas. Estos periodos también están representados por depósitos muy gruesos de sedimentos clásticos procedentes del Macizo de Chiapas (Padilla y Sánchez, 2007).

3.3. Golfo de México

El Golfo de México es una cuenca oceánica semicerrada ubicada en una zona subtropical al sureste de Norteamérica. Conecta con el océano Atlántico por el estrecho de

Florida y con el mar Caribe por el canal de Yucatán. Limita al norte con Estados Unidos, al este con Cuba y al oeste y sur con México (Tamaulipas, Veracruz, Campeche, Tabasco y Yucatán). Tectónicamente la cuenca se encuentra inactiva.

El actual Golfo de México tiene forma ovoide; de oeste a este se extiende desde la costa oriental de Veracruz hasta la costa occidental de la península de Florida por aproximadamente 1800km, de norte a sur abarca desde la costa sur de Luisiana hasta la costa noroccidental de Yucatán por aproximadamente 1300km. Conforme a lo anterior, el Golfo de México cubre una superficie de 1.5 millones de km² (Aguayo-Camargo, 2005). Dentro de sus características morfológicas más sobresalientes están lo amplio de la plataforma continental en las penínsulas de Florida y Yucatán, disminuyendo un poco la vertiente en el norte y siendo muy angosta en la vertiente occidental (costas de Tamaulipas y Veracruz) (Martínez y Parés, 1998).

3.3.1. Condiciones oceanográficas

Las corrientes oceánicas son aquellas que se presentan en mayor cantidad y fuerza comparadas con las corrientes que existen en ríos, lagunas, pantanos y otros sistemas acuáticos; estas se producen por el viento, mareas y circulación termohalina (Ramos-Vázquez, 2021). Las corrientes oceánicas se clasifican en; corrientes profundas impulsadas por diferencias de densidad, corrientes superficiales impulsadas por el viento, corrientes costeras y corrientes de marea.

La dinámica del Golfo de México se asocia con la Corriente de Lazo y los remolinos esporádicos que se desprenden de esta, los cuales son altamente energéticos y ocasionan corrientes intensas que penetran cientos de metros en la columna de agua (Zavala *et al.*, 2014). La corriente de Lazo es una corriente superficial que transporta aguas cálidas desde el Mar Caribe hacia el Golfo de México, que es más frío, y luego hacia el Océano Atlántico Norte. Esta corriente cambia de extensión con el tiempo (Fig. 9); de una vía directa que entra por el Canal de Yucatán y sale por el estrecho de Florida (fase retraída), crece lentamente dentro del este del Golfo de México hasta casi alcanzar el delta del Mississippi (fase extendida) (NOAA, 2021). Cuando la corriente está en su fase extendida eventualmente se le desprende un remolino anticiclónico de núcleo cálido en sentido

horario que se desplaza hacia el oeste hasta llegar frente a Tamaulipas y colisionar con el talud continental, mientras que la Corriente de Lazo se retrae hacia el sur. Además, hacia las plataformas continentales de Texas-Luisiana y la Bahía de Campeche se presentan giros ciclónicos en sentido antihorario con diámetros de aproximadamente 150km que producen el ascenso del agua (Monreal *et al.*, 2004).

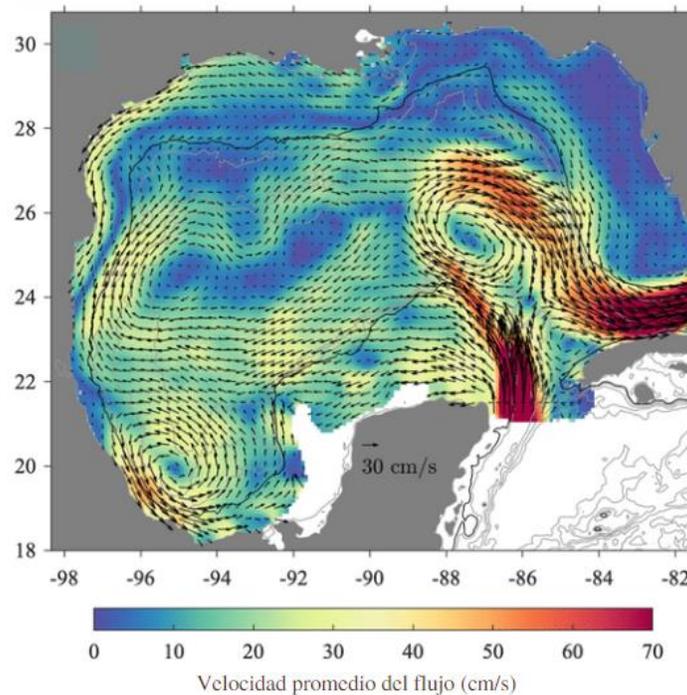


Figura 9. Patrón de corrientes superficiales en el Golfo de México. El sombreado de colores representa la velocidad promedio del flujo, también proporcional a la longitud de las flechas. (Tomada de Lilly y Pérez, 2021).

Los vientos en el Golfo de México tienen una fuerte variabilidad en diferentes escalas de tiempo y espacio, con una importante influencia estacional (Zavala *et al.*, 2014). Durante el invierno el golfo es influenciado por las masas de aire frío provenientes del continente (Canadá, Estados Unidos y México), las cuales al encontrarse con las masas de aire propias del Golfo, de origen marítimo y tropical, provocan fuertes frentes fríos (Tapanés, 1980). Durante el verano se presentan tormentas tropicales que se forman generalmente fuera del golfo; la interacción océano-atmósfera produce importantes flujos de vapor de agua que al condensarse se transforman en lluvia; parte de esta al caer sobre el continente regresa al mar siguiendo el cauce de los ríos (Monreal *et al.*, 2004).

Derivado de lo anterior y aunado a la forma cóncava del golfo, en la plataforma de Tamaulipas y Veracruz ocurren inversiones en la dirección de las corrientes superficiales; durante la primavera y verano la corriente fluye con dirección al norte hasta alcanzar el sur de la plataforma de Texas, en donde choca con una corriente costera que va hacia el sur, mientras que en el otoño e invierno la corriente fluye hacia el sur hasta alcanzar la Bahía de Campeche, donde se encuentra con una corriente opuesta que va a lo largo de la costa (Zavala *et al.*, 2003).

Finalmente, en el Golfo de México la marea es generalmente débil y su rango es pequeño; las amplitudes de la marea semidiurna son del orden de 1cm en regiones profundas, de 7 a 9cm en el margen occidental y de 17 a 33cm en las costas sobre las plataformas continentales de Florida (Martínez y Parés, 1998).

3.4. Contexto geológico regional

La geología del territorio mexicano se caracteriza por una gran diversidad en el tipo de unidades de rocas que lo conforman y de rasgos tectónicos que afectan a dichas unidades. Por ello, se han propuesto divisiones del territorio que definen límites entre diferentes tipos de corteza de acuerdo con su edad y características petrológicas y tectónicas. A continuación se explican las características de los rasgos fisiográficos, composicionales y tectónicos más importantes que, por su ubicación, son relevantes en el contexto geológico de la zona de estudio (Fig. 10).

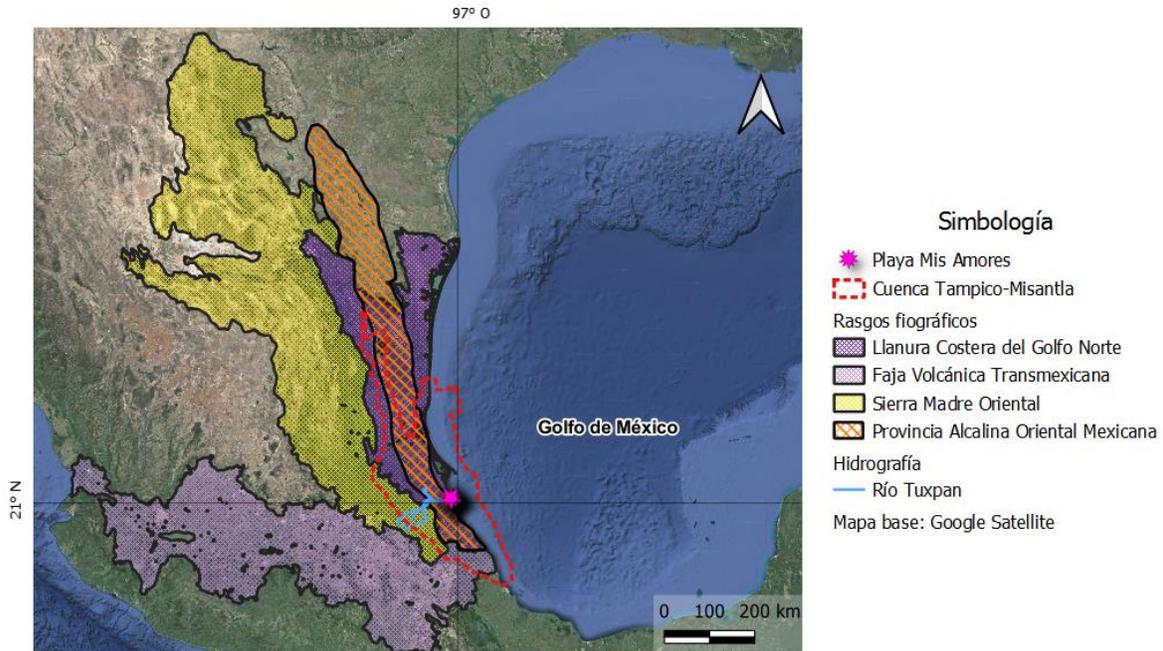


Figura 10. Mapa de los rasgos fisiográficos, composicionales y tectónicos relevantes en el contexto geológico del área de estudio.

3.4.1. Llanura Costera del Golfo Norte (LCGN)

Es una provincia fisiográfica se extiende desde la frontera de México con Florida hasta la Faja Volcánica Transmexicana. Limita al oeste con la Sierra Madre Oriental y al este con el Golfo de México, cubriendo los estados de Tamaulipas, Nuevo León y Veracruz. Presenta una topografía relativamente plana con pendiente muy suave hacia el golfo. Por esta llanura corren diversos ríos que depositan una gran cantidad de sedimentos que forman barras y lagunas costeras.

Presenta características de una costa emergida y muestra pocas deformaciones; los plegamientos más notables se encuentran en la parte occidental, paralelos a los de la SMO. En general, las rocas que se encuentran en esta provincia son sedimentarias; calizas y lutitas del Cretácico (Sierra de Tamaulipas y San Carlos), calizas, magras y lutitas del Paleógeno-Neógeno (cuencas de Burgos y Tampico-Misantla) y conglomerados, gravas, arenas y arcillas del Cuaternario. En menor proporción se encuentran intrusiones de rocas ígneas volcánicas.

3.4.2. Faja Volcánica Transmexicana (FVT)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVT) es un arco magmático continental activo constituido por alrededor de 8000 estructuras volcánicas, que se extiende por aproximadamente 1000km con una dirección preferencial E-W desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Veracruz. De acuerdo con Ferrari y Rosas (1999) la individualización de la FVT como entidad geológica ocurrió durante el Mioceno Medio-Tardío como resultado de una rotación en sentido antihorario del arco que formó la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur.

La naturaleza geológica, edad y composición del basamento sobre el cual está emplazada la FVT son en gran parte desconocidas debido a que se encuentran ocultas bajo una amplia cobertura volcánica y sedimentaria de edad posterior al Mesozoico (Gómez *et al.*, 2005). Según las reconstrucciones tectónicas y correlaciones estratigráficas propuestas por Sedlock *et al.*, (1993) y Ortega-Gutierrez *et al.*, (1994) podría estar emplazada sobre al menos 3 terrenos tectonoestratigráficos distintos; Guerrero, Mixteco y Oaxaquia, en las porciones occidental, central y oriental, respectivamente.

De forma general, el terreno Guerrero está compuesto por rocas volcánicas y volcanoclásticas de afinidad oceánica a continental con un importante componente de rocas sedimentarias marinas (Cretácico Tardío) (Gómez *et al.*, 2005). Algunos datos geoquímicos recientes (Elias y Ortega, 1998; Schaaf *et al.*, 1995; Aguirre *et al.*, 2002) sugieren que está emplazado sobre un basamento cristalino de afinidad continental de edad precrámbrica. Las rocas que conforman al terreno Mixteco (Paleozoico) son principalmente metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental metamorfizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde que son intrusionados por granitos e influenciados por periodos de migmatización (Gómez *et al.*, 2005). Por otra parte, Oaxaquia representa una masa cortical de edad Grenvilliana (Proterozoico Medio) y está definido por distintos afloramientos en la porción oriental de México conformados por metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, intrusionados por anortositas y charnokitas; toda la secuencia está metamorfizada en facies de granulita y anfibolita (Gómez *et al.*, 2005). Derivado de lo anterior, el espesor cortical a lo largo de la FVT es variable; al oriente, en donde el basamento es más antiguo, es más grueso.

La historia geológica de la FVT se puede sintetizar en cuatro episodios volcánicos principales que dieron lugar a una gran variedad de rocas con composiciones químicas distintas; 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno Medio-Tardío, 2) un episodio máfico del Mioceno Tardío, 3) un episodio silíceo a finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno Temprano, y 4) la reinstauración del arco actual con alta variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío hasta la actualidad.

El magmatismo de la FVT inició en el Mioceno Medio-Tardío cuando un arco con orientación aproximada E-W se emplazó en el centro de México, entre Morelia y las costas del Golfo de México. Las rocas que representan este primer episodio son típicas de un arco volcánico; su composición es intermedia (andesítica-dacítica), son calcialcalinas (adakíticas) y hay estratovolcanes (La Joya, Palma Sola). Estas son el resultado de la fusión de la placa subducida durante un periodo de subducción de bajo ángulo o subhorizontal que coincide con el alejamiento progresivo del arco a la trinchera.

Hacia el Mioceno Tardío ocurre un cambio radical en la composición y estilo de vulcanismo; a lo largo de toda la faja se emplazaron rocas máficas (basaltos-andesitas basálticas) que formaron extensas mesas basálticas (la más alta en los Altos de Jalisco) con edades que se vuelven progresivamente más jóvenes de oeste a este (Ferrari y Rosas, 2000). Se ha identificado (Richter *et al.*, 1995; Ferrari y Rosas, 2000) un estilo de magmatismo fisural que justifica la ausencia de estratovolcanes durante este episodio volcánico.

A finales del Mioceno se produjo un evento silíceo que marcó el inicio del retroceso de la trinchera, el cual a partir del Plioceno se vuelve bimodal. En el sector occidental de la FVT el evento silíceo está representado por grandes domos dacíticos-riolíticos y volúmenes menores de rocas piroclásticas (ignimbritas) (Ferrari y Rosas, 2000). A partir del Plioceno-Cuaternario se emplazaron riolitas hiperalcalinas (volcán Las Navajas). En el sector oriental el evento silíceo se encuentra asociado a grandes calderas que generaron volúmenes importantes de ignimbritas, las cuales, a partir del Plioceno coexisten con rocas máficas alcalinas y calcialcalinas.

La FVT a partir del Plioceno Tardío y hasta el Cuaternario se caracteriza por una gran diversidad en la composición y estilos eruptivos. Este episodio está representado por

estratovolcanes calcalcalinos (Nevado de Toluca, Popocatepetl, Pico de Orizaba), volcanismo riolítico y volcanismo monogenético.

3.4.3. Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM)

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) es una región constituida por rocas ígneas de composición predominantemente alcalina (con altas concentraciones de K y Na) que representa magmatismo cenozoico. Se extiende con orientación NNW-SSE por aproximadamente 2000km desde el norte de Coahuila hasta Veracruz. Geomorfológicamente coincide con la LCGM y en lugares parece traslapar sobre la Sierra Madre Oriental (Demant y Robin, 1975).

El magmatismo de la PAOM se generó como respuesta a la evolución geodinámica del noreste de México en el Oligoceno; a partir de la presencia de rocas con características geoquímicas típicas de zonas de subducción se infiere la influencia de márgenes de placas tectónicas (Viera *et al.*, 2009).

En la porción central y sudoccidental de la PAOM (Cinturón Candela-Monclova, Sierra de Picachos y Sierra San Carlos-Cruillas) se encuentran los intrusivos más antiguos con firmas geoquímicas relacionadas con la subducción de la placa Farallón con la Norteamericana. Ramírez *et al.*, (2002) y Viera *et al.*, (2009) encontraron en esta zona plutones de gabro-sienita-monzonita, pórfidos gabróticos y derrames de basalto-traquibasalto.

En la porción oriental (Sierra de Tamaulipas, Planicie de Tampico y Sierra de Ocontepec) y expuestas alrededor de las rocas anteriormente descritas, se encuentran intrusivos más jóvenes y rocas volcánicas con composiciones congruentes con ambientes extensionales de tipo intraplaca (Aranda *et al.*, 2005). En la parte central de la Sierra de Tamaulipas y las zonas adyacentes se ha reportado la presencia de gabro de olivino, diorita, sienita nefelítica, diques de carbonatita (Ramírez *et al.*, 2000) y vetas hidrotermales ricas en apatito (Elías *et al.*, 1991). Con base en la presencia de cristales intersticiales de calcita en las sienitas nefelíticas y de la composición isotópica (C y O) de los mismos se cree que las carbonatitas se originaron por inmiscibilidad de un líquido carbonatítico (Aranda *et al.*, 2005).

3.4.4. Sierra Madre Oriental (SMO)

La Sierra Madre Oriental (SMO) es una cordillera angosta y alargada cuyo relieve se debe a la deformación de rocas sedimentarias mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste durante el evento que originó la Orogenia Laramide, formando cabalgaduras y pliegues estrechos con una orientación que sigue el rumbo general de la sierra (Morán, 1994; Eguiluz *et al.*, 2000). Se extiende longitudinalmente por aproximadamente 800km desde la FVT hasta la frontera norte de México, con amplitudes de hasta 100km. En su segmento sur sigue un lineamiento general hacia el noroeste y, al llegar a Monterrey, cambia en dirección al este.

El basamento de la SMO está compuesto por una gran variedad de rocas precámbricas-paleozoicas que varían en litología y solo afloran en puntos aislados en zonas erosionadas de la secuencia plegada mesozoica; gneises, esquistos y sedimentos del Paleozoico.

El paquete sedimentario que compone a la SMO se depositó durante el desarrollo de una margen pasiva relacionada con la formación del Golfo de México; el depósito de sedimentos durante la etapa de rifting (Triásico Tardío) consiste en secuencias continentales de capas rojas y depósitos volcánicos del Grupo Huizachal que representan el relleno de fosas tectónicas y señalan el cambio de sedimentación continental a marina. Durante el Jurásico Tardío el flujo de sedimentos clásticos fue mayor y hacia el Cretácico Temprano inició el depósito de calizas y margas de plataforma, además, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas que comprenden parasecuencias cíclicas de somerización separadas por una secuencia transgresiva de lutitas delgadas de aguas profundas, plataforma (Chávez, 2016).

Para el Cenomaniano-Turoniano se reconocen cambios en las facies sedimentarias relacionadas con un levantamiento regional que dio lugar a la deposición de secuencias carbonatadas de aguas profundas con material arcilloso (Padilla y Sánchez, 1982). Posteriormente se depositaron carbonatos y lutitas de agua somera y sedimentos clásticos como producto del levantamiento en el oeste y el incremento de la actividad tectónica, lo que incluyó también el depósito de capas de ceniza volcánica (Velasco *et al.*, 2016). A finales del Cretácico se depositaron capas de lutitas con sedimentos provenientes de áreas continentales del oeste de México (Chávez, 2016). Finalmente, al oriente del frente

tectónico se encuentran depósitos marinos del Paleógeno-Neógeno que presentan discordancias profundas por erosión (Eguiluz *et al.*, 2000).

3.4.5. Cuenca Tampico-Misantla

En la región que abarca el norte del estado de Veracruz y el sur del estado de Tamaulipas el elemento tectónico más relevante en la zona de estudio que influyó directamente el depósito y deformación de la sucesión sedimentaria es la cuenca Tampico-Misantla. Esta se formó como parte de la evolución tectónica del Golfo de México y ha sido ampliamente estudiada dada su importancia en la producción y extracción de petróleo. Comprende un área de 57170km² desde el extremo sur de Tamaulipas hasta la parte central de Veracruz, abarcando las porciones orientales de San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla, así como la parte occidental del Golfo de México hasta la isobata 200m (CNH, 2015).

Estratigrafía

El basamento que subyace a la cuenca se compone de rocas ígneas plutónicas paleozoicas, siendo especialmente abundantes los granitos y granodioritas; en menor proporción se encuentran rocas metamórficas como esquistos y gneises. Sobre el basamento se encuentra la columna sedimentaria que comprende del Triásico-Jurásico Temprano hasta el reciente.

La base de la columna sedimentaria se compone de sedimentos terrígenos de lechos rojos cubiertos por depósitos transicionales con mayor contenido de carbonatos durante el Jurásico Medio (Formaciones Huizachal, Huayacocotla, Cahuasas, Tenexcate y Tepexic). (CNH, 2015) relacionado con la apertura del Golfo de México. Durante el Jurásico Tardío se depositaron sedimentos calcáreo-arcillosos con altos contenidos de materia orgánica (Formaciones Santiago, Tamán y Pimienta), evidenciando un evento transgresivo, además se encuentran sedimentos terrígenos depositados sobre las partes altas del basamento que permanecieron emergidas (Formaciones San Andrés y Casitas).

Hacia el Cretácico Temprano se depositaron sedimentos calcáreos de grano fino con nódulos de pedernal en ambientes marinos abiertos (Formación Tamaulipas Inferior) y se desarrollaron grandes plataformas carbonatadas de márgenes inclinadas, como la

Plataforma de Tuxpan, conformada por calizas someras y secuencias turbidíticas carbonatadas (Formaciones El Abra y Tamabra). Las facies de estas formaciones cambian gradualmente de manera lateral a las calizas pelágicas y calizas arcillosas (Formación Tamaulipas Superior) (Nava y Alegría, 2001). Para el Cenomaniano-Turoniano se produjo un pulso transgresivo que cubrió parte de la Plataforma de Tuxpan y dio lugar al depósito de calizas arcillosas y lutitas calcáreas (Formación Agua Nueva) (Alegría, 2015).

El Cenozoico está representado en su mayoría por rocas sedimentarias y sedimentos producidos por la erosión de las rocas mesozoicas que cubren la franja de la Planicie Costera del Golfo (Paulín, 2020). De acuerdo con PEMEX (2013) los esfuerzos que plegaron y fallaron a la SMO durante el Paleógeno provocaron un cambio en la sedimentación de la cuenca; pasó de rocas calcáreas de aguas profundas a sedimentos terrígenos arcillo-arenosos, dando lugar al depósito de secuencias muy gruesas de areniscas y lutitas turbidíticas (Formaciones Velasco, Chicontepec y Guayabal). A finales del Eoceno se dio un levantamiento isostático a lo largo de la margen occidental de la cuenca que resultó en la erosión de gran parte de la columna estratigráfica y en el depósito de una gran cantidad de sedimentos hacia la parte oriental (Formaciones Tantoyuca, Chapopote, Mesón y Tuxpan). Durante el Cuaternario se depositaron y distribuyeron ampliamente suelos residuales, depósitos eólicos costeros y aluviones en los cauces de ríos y arroyos actuales (Paulín, 2020).

3.5. Hidrografía: Cuenca del Río Tuxpan

Una cuenca hidrográfica es una región geográfica natural delimitada por zonas altas dentro de la cual se desarrolla un sistema fluvial o drenaje superficial integrado por arroyos o ríos que confluyen y concentran sus aguas en un río principal que puede desembocar en un punto de salida común.

La cuenca del Río Tuxpan se localiza en la porción este de México abarcando una superficie de 5837km², constituida por 3 estados; Veracruz (72.07%), Puebla (15.21%) e Hidalgo (12.72) (INEGI, 2016). Sus principales tributarios son los ríos Pantepec, Vinazco, Buenavista, Tuxpan y el arroyo Tecomate, que la divide en cinco subcuencas (Fig. 11). El cauce del Río Tuxpan tiene una dirección preferencial NE-SW. Aunque el río drena desde

alturas de 2788 msnm, la mayor parte de la cuenca presenta alturas menores a 500 msnm, con una pendiente promedio de 12°. La curva hipsométrica y perfil longitudinal indican una amplia extensión de la llanura costera cuya evolución ambiental está caracterizada por procesos de acumulación y sedimentación (INECC, 2018).

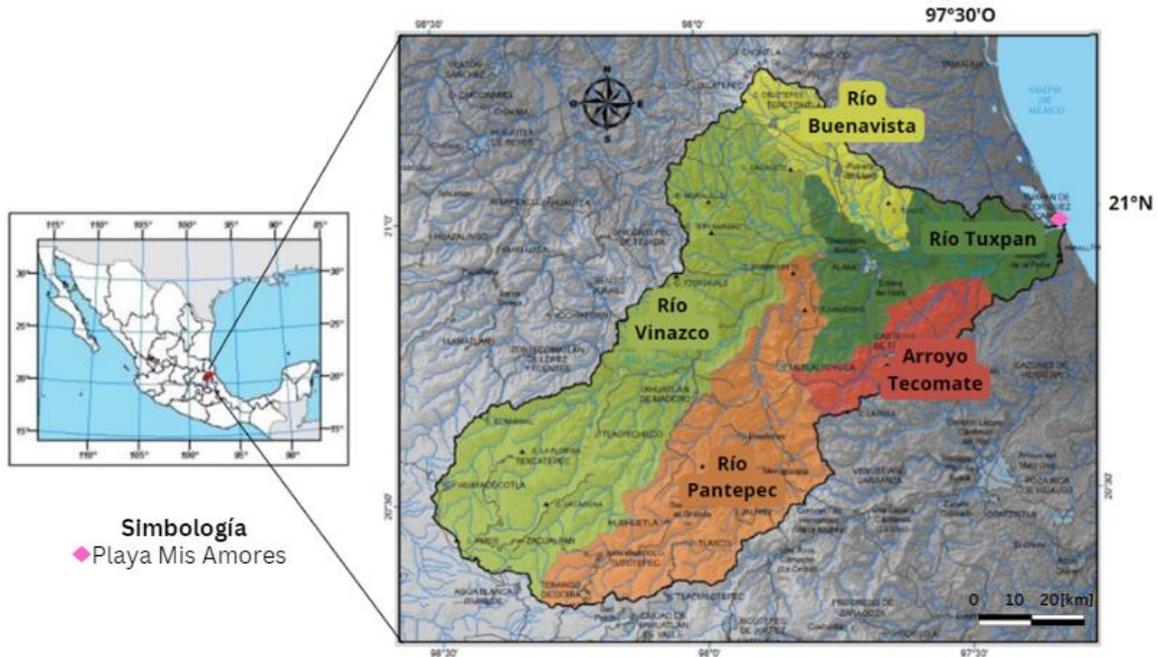


Figura 11. Subcuencas de la cuenca hidrográfica del Río Tuxpan. Modificada de INEGI (2016).

3.5.1. Hidrografía superficial

El Río Pantepec, uno de los principales tributarios, se origina en la Sierra de Hidalgo, atraviesa la Sierra Norte de Puebla y baja hacia la llanura costera en Veracruz, luego se incorpora al Vinazco para finalmente descargar sus aguas al Río Tuxpan. Por ambos márgenes del Río Pantepec se incorporan arroyos intermitentes y ríos más pequeños. El Pantepec se une al Río Vinazco al noroeste de la cuenca, mismo que se origina en la Sierra de Veracruz a 2400 msnm. Por debajo de los 550msnm recibe aportaciones de los ríos Chiflón, Pagua, Alambres, Ayotuxtla y Tlachichilco. La unión de Pantepec con el Vinazco se ubica en las cercanías de la población Palo Blanco y Álamo, en el municipio Tempache.

El Río Buenavista se forma a partir de los aportes de los arroyos Tepezintla y Agua Zarca, Veracruz, a una altitud menor a 250 msnm. Después, llega a la presa de almacenamiento El Moralillo, que distribuye agua a la población Cerro Azul y los excedentes llegan al Río Tuxpan.

El arroyo Tecomate se localiza al sureste de la cuenca. Nace en Puebla, atraviesa la población Castillo de Teayo y finalmente descarga sus aguas en la porción veracruzana del Río Tuxpan.

El Río Tuxpan se ubica en la salida del sistema hidrográfico superficial. Además de los tributarios antes mencionados, el Río Tuxpan recibe aportes del Río Las Cañas en las inmediaciones de la población Zapotal Zaragoza, posteriormente, pasa por la ciudad y puerto de Tuxpan, forma las barras Norte y Tuxpan y finalmente desemboca en el Golfo de México.

3.5.2. Condiciones climáticas

Las condiciones climáticas que imperan en la zona son muy variables debido a las diferencias altitudinales de la cuenca, sin embargo, predominan el clima subhúmedo (47%) y húmedo (24%) (INECC, 2018). La temperatura ambiental también varía con la altitud; mientras que en las zonas altas la temperatura promedio anual oscila entre 10 y 14°, en la planicie y la costa incrementa a 26°C.

En la cuenca ocurren intensas lluvias (precipitación anual promedio de 14788mm) que generan y transportan una gran cantidad de sedimentos que se depositan en la parte baja del cauce, reduciendo la profundidad del mismo. Esto provoca que, dentro de los últimos 11km antes de la desembocadura, sea dragado continuamente por su uso como canal de navegación para barcos que arriban al puerto de Tuxpan; uno de los tres más importantes de Veracruz (Melchor y Chagoya, 2016).

3.5.3. Uso de suelo

El uso de suelo comprende acciones, actividades e intervenciones que efectúa la sociedad sobre el terreno, este abarca la gestión y modificación del medio ambiente con el

propósito de producir y generar valor. Describir el uso de suelo de una cuenca permite conocer el espacio creado por el desarrollo de sus actividades económicas vinculadas al bienestar social.

El 27% de la cuenca presenta cobertura de vegetación natural, mientras que el 73% restante ha sido transformado o modificado de alguna forma. La agricultura ocupa la mayor parte del suelo, el 43% y, aunque se distribuye por toda la cuenca, abunda más en las zonas bajas. Le sigue la ganadería con 29% y en menor proporción las zonas urbanas y asentamientos humanos, mismos que se concentran en la parte baja de la cuenca (INECC, 2018).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1. Trabajo de campo: muestreo

En diciembre de 2019 se recolectaron 16 muestras de arena de la costa de la playa Mis Amores, Tuxpan (Tabla 4; Fig. 12). Debido a la distancia que hubo entre los puntos de muestreo y la playa se hizo una distinción en el nombre de las muestras, sin embargo, no existe una estructura clara que indique que son partes distintas del ambiente costero. Ocho de ellas (TUX-1B-8B) se tomaron de la mesoplaya, en estaciones de muestreo separadas por aproximadamente 50m, y las 8 restantes (TUX-1D-8D) se tomaron de una zona ligeramente más alejada de donde llegan las olas, es decir, en la supraplaya, en estaciones a aproximadamente 150m de distancia. Todas las muestras se almacenaron en bolsas de polietileno etiquetadas con las coordenadas, abreviación de la localidad y números sucesivos del 1 al 8 acompañados de una letra que indica la zona de recolección.

Tabla 4. Coordenadas de los puntos de muestreo

Tuxpan "Mis Amores"		
Muestra	Lat (N)	Long (O)
TUX-1B	20°59'00.18"	97°18'47.92"
TUX-2B	20°59'01.31"	97°18'49.11"
TUX-3B	20°59'02.76"	97°18'50.14"
TUX-4B	20°59'04.04"	97°18'50.99"
TUX-5B	20°59'05.66"	97°18'52.12"
TUX-6B	20°59'06.90"	97°18'52.61"
TUX-7B	20°59'08.29"	97°18'53.49"
TUX-8B	20°59'10.11"	97°18'54.54"
TUX-1D	20°58'28.66"	97°18'28.34"
TUX-2D	20°58'33.28"	97°18'31.59"
TUX-3D	20°58'33.60"	97°18'34.26"
TUX-4D	20°58'40.26"	97°18'37.46"
TUX-5D	20°58'45.71"	97°18'41.49"
TUX-6D	20°58'50.28"	97°18'45.13"
TUX-7D	20°58'54.41"	97°18'48.56"
TUX-8D	20°58'58.74"	97°18'50.70"
TUX-1B a TUX-8B: mesoplaya TUX-1D a TUX-8D: supraplaya		

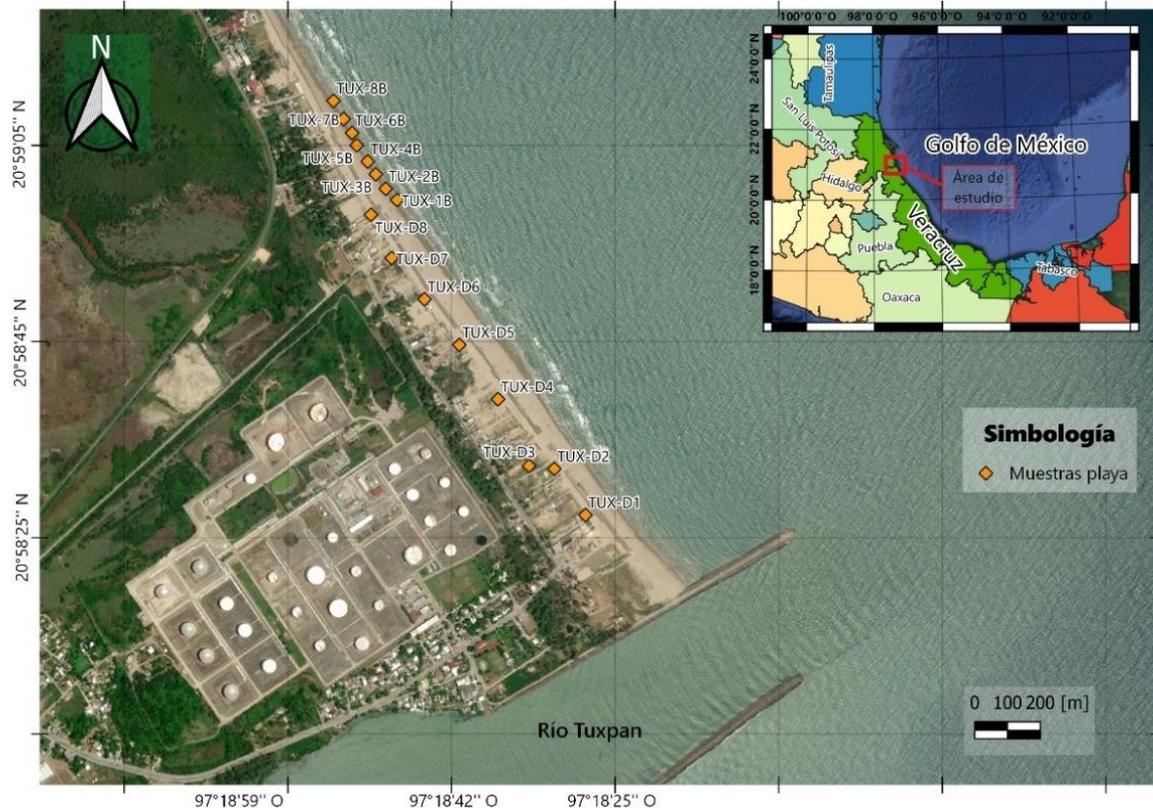


Figura 12. Mapa de ubicación de la playa Mis Amores y puntos de muestreo

4.2. Análisis granulométrico

La medición del tamaño de grano de las partículas sedimentarias genera grandes cantidades de datos que deben simplificarse para, a partir de un análisis, obtener propiedades tales como la media o la clasificación. Dichas simplificaciones pueden hacerse por métodos matemáticos y/o gráficos. Un análisis granulométrico es, por lo tanto, el estudio detallado de la distribución del tamaño de las partículas en una determinada población, a partir del cual se obtienen parámetros estadísticos que se interpretan para identificar los ambientes y procesos que dieron lugar al depósito de sedimentos.

Los métodos matemáticos, algunos de los cuales se basan en el tratamiento gráfico inicial, son útiles en estudios ambientales ya que permiten el tratamiento estadístico de grandes cantidades de datos de tamaño de grano y proporcionan parámetros que describen matemáticamente las distribuciones.

El estudio de granulometría se realizó en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología siguiendo el método propuesto por Folk y Ward (1957) que consiste en graficar la curva acumulativa de la muestra (peso en porcentaje acumulado contra ϕ); a partir de lecturas y de algunas fórmulas se obtienen los parámetros estadísticos.

Para ello se pesaron aproximadamente 40g de cada muestra seca y homogénea en una balanza analítica. Se usaron las mallas correspondientes a ϕ : -0.75, -0.5, -0.25, 0.25, 1, 2, 2.25, 2.5, 2.75, 3, 3.25, 3.5, 3.75, 4 y PAN (base), asegurando que todas estuvieran limpias. Cada muestra se colocó en la columna de tamices y esta se puso en el Ro-Tap por 15 minutos. Una vez transcurrido el tiempo se pesó en la balanza analítica el material retenido en cada tamiz y se tomó registro.



Figura 13. (Izquierda) Balanza analítica, (derecha) Ro-TAP. Laboratorio de Sedimentología ICMyL, UNAM.

Después del tamizado se sumó el peso del material retenido en cada tamiz para asegurar que en ningún caso la pérdida de material fuera mayor a 0.6g. Posteriormente se calculó el peso retenido en porcentaje y el porcentaje acumulado, que corresponde al peso en porcentaje del material retenido desde la malla más grande a la más pequeña sumado a los valores anteriores. Los resultados de cada muestra se registraron en tablas con el fin de tener un mejor manejo de datos. La Figura 13 muestra ejemplos de dos tablas generadas a partir de datos de tamizado; para fines comparativos una de ellas corresponde a una muestra recolectada en la mesoplaya y la otra en la supraplaya.

TUX-5B			
Peso inicial: 40.58g			
ϕ	peso [g]	peso [%]	% acumulado
-0.75	0	0	0
-0.5	0	0	0
-0.25	0	0	0
0.25	0.01	0.025	0.025
1	0.07	0.175	0.200
2	1.19	2.971	3.171
2.25	2.26	5.643	8.814
2.5	6.52	16.280	25.094
2.75	10.24	25.568	50.662
3	12.54	31.311	81.973
3.25	5.32	13.283	95.256
3.5	1.88	4.694	99.950
3.75	0.02	0.050	100
4	0	0	100
>4	0	0	100
	40.05	100	100

TUX-4D			
Peso inicial: 40.27g			
ϕ	Peso [g]	Peso [%]	% acumulado
-0.75	0	0	0
-0.5	0	0	0
-0.25	0	0	0
0.25	0	0	0
1	0	0	0
2	0.05	0.124	0.124
2.25	0.39	0.969	1.093
2.5	3.14	7.799	8.892
2.75	10.84	26.925	35.817
3	17.02	42.275	78.092
3.25	7.04	17.486	95.579
3.5	1.74	4.322	99.901
3.75	0.04	0.099	100
4	0	0	100
>4	0	0	100
	40.26	100	100

Figura 14. Tablas de datos correspondientes a las muestras TUX-5B y TUX-4D generadas a partir de los datos del tamizado.

Con esos datos se hicieron gráficos del porcentaje acumulado contra el tamaño de grano (ϕ) en escala semilogarítmica, conocidos comúnmente como curva acumulativa. Estos gráficos nos proporcionan los elementos necesarios (percentiles ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{50} , ϕ_{75} , ϕ_{84} , ϕ_{95}) para calcular y clasificar los parámetros texturales; media (tamaño de grano), desviación estándar, curtosis y grado de asimetría. La figura 15 muestra dos gráficos generados a partir de los datos de tamizado con sus percentiles (líneas verdes) y valores correspondientes.

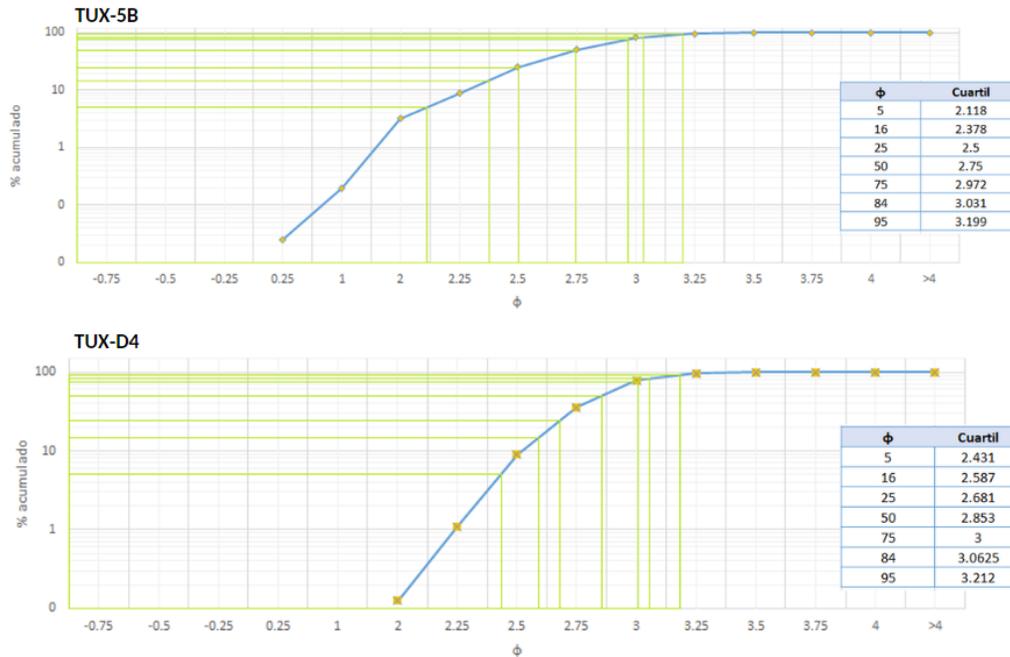


Figura 15. Curva acumulativa de las muestras TUX-5B y TUX-D4. Las líneas verdes representan los percentiles necesarios para calcular los parámetros estadísticos. Los cuadros de la derecha muestran los valores correspondientes a dichos percentiles.

Para obtener los parámetros estadísticos se emplearon las fórmulas y clases propuestas por Folk y Ward (1957) y Folk (1974) que se muestran a continuación.

4.2.1. Media (M_z)

Corresponde al tamaño promedio de las partículas de una muestra dada. Según Folk (1974) la media es la mejor medida para determinar el tamaño total de la muestra y se calcula a partir de la siguiente ecuación:

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

En donde ϕ_{16} se considera como el tamaño promedio del tercio más grueso de la muestra, ϕ_{84} como el tamaño promedio del tercio más fino y ϕ_{50} como el promedio del tercio medio, por lo tanto, esta fórmula proporciona una buena representación general de la verdadera media de ϕ (Folk y Ward, 1957).

Con base en el resultado obtenido a través de dicha ecuación, se otorga la siguiente clasificación de las arenas (Folk y Ward, 1957):

Mz [ϕ]	Clasificación
-1 a 0.01	Arena muy gruesa
0.001 a 1.0	Arena gruesa
1.1 a 2.0	Arena media
2.01 a 3.0	Arena fina
3.01 a 4	Arena muy fina

Este parámetro permite conocer la naturaleza de los sedimentos y sus condiciones de transporte.

4.2.2. Desviación estándar (σ_1)

Representa el grado de clasificación de los sedimentos, es decir, indica la homogeneidad del tamaño de grano de las partículas de una determinada muestra de sedimentos. Se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

Entre menor sea el resultado de la ecuación anterior, los sedimentos estarán mejor clasificados y se le asignará una clase conforme a la siguiente clasificación propuesta por Folk y Ward (1957):

σ_1 [ϕ]	Clasificación
<0.25	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	Muy mal clasificado
>4	Extremadamente mal clasificado

Este parámetro está estrechamente relacionado con la turbulencia y velocidad del transporte.

4.2.3. Asimetría (SK_1)

Es una medida de la dispersión de los sedimentos, es decir, indica el grado de asimetría una curva de frecuencias. Su valor se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$SK_1 = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - (2\phi_{50}))}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - (2\phi_{50}))}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Cuando hay un exceso de material fino el valor será positivo y, si hay más partículas gruesas el valor será negativo. El cálculo de la asimetría nos permite asignar a la muestra una clase según la clasificación de Folk y Ward (1957):

SK₁[φ]	Clasificación
1.0 a 0.3	Muy asimétrico hacia los finos
0.3 a 0.1	Asimétrico hacia los finos
0.1 a -0.1	Casi simétrico
-0.1 a -0.3	Asimétrico hacia los gruesos
-0.3 a -1.0	Muy asimétrico hacia los gruesos

Este parámetro es importante en la determinación de ambientes de depósito sedimentario.

4.2.4. Curtosis (K_G)

Es la relación entre la clasificación en los extremos de la curva de frecuencias y la clasificación en la parte central, es decir, determina el grado de normalidad en la distribución. Se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

El valor de curtosis correspondiente a una curva normal es 1, por lo que mientras el resultado sea más cercano a 1 la curva se asemejará a una normal y recibirá la clase de mesocúrtica. Cuando la parte central está mejor ordenada que los extremos, la curva tiene un pico excesivo y se dice que es leptocúrtica. Si por el contrario, los extremos están mejor ordenados que la porción central, la curva tiene un pico plano y se habla de una curva platicúrtica. Lo anterior otorga una clase de curtosis correspondiente a la clasificación de Folk y Ward (1957) como se muestra en el siguiente cuadro:

K_G[φ]	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	Extremadamente leptocúrtica

4.3. Análisis mineralógico

Con base en los resultados de granulometría y para determinar si existe homogeneidad, se seleccionaron 5 muestras (TUX-3B, TUX-8B, TUX-D1, TUX-D4 y TUX-D8) para analizar mineralógicamente mediante un microscopio electrónico de barrido con espectrometría de energía dispersa marca JEOL modelo JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), ubicado en el Instituto de Geofísica, UNAM.

Para ello, primero se lavaron cuidadosamente con acetona (C_3H_6O) 5 portaobjetos circulares de vidrio de 1 pulgada de diámetro (uno por muestra) para eliminar cualquier resto de otras muestras y se secaron con papel absorbente. Todos los portaobjetos se rotularon con el nombre de la muestra correspondiente y se les pegó un rectángulo de cinta adhesiva doble cara de grafito, que, al introducirla a la muestra de arena, retiene el material a analizar. Posteriormente, los portaobjetos se recubrieron con grafito por medio de una evaporadora de grafito para aumentar la conductividad eléctrica del material.

Finalmente se montaron en la placa del microscopio electrónico de barrido, la cual se introdujo en la zona de vacío para hacer los análisis químicos semicuantitativos de los elementos mayores y sus correspondientes óxidos mediante un detector de Espectrometría de Energía Dispersiva (EDS, por sus siglas en inglés).

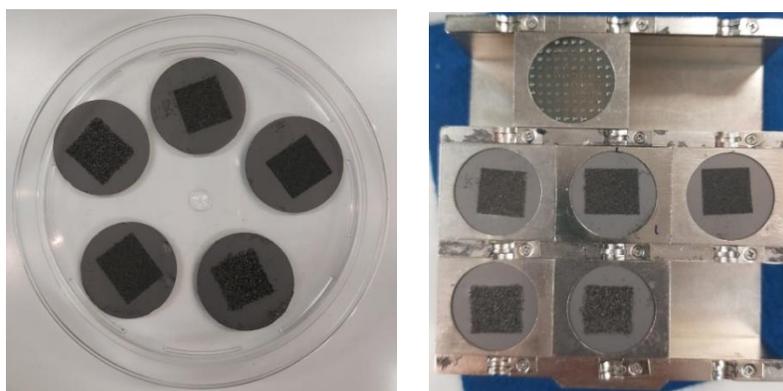


Figura 16. (Izquierda) Muestras preparadas para los análisis SEM-EDS. (Derecha) Muestras montadas en la placa del SEM.

4.3.1. Microscopía electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersiva (SEM-EDS)

El microscopio electrónico de barrido (Scanning Electron Microscope), SEM por sus siglas en inglés, es un instrumento óptico que permite la observación y caracterización superficial de materiales orgánicos e inorgánicos. Sus resultados proveen información morfológica y composicional rápida y eficiente de materiales muy versátiles debido a su alta resolución (3nm).

El SEM trabaja bajo condiciones de alto vacío con un haz de electrones para generar imágenes tridimensionales. Mientras el haz de electrones atraviesa el material analizado, los electrones secundarios emitidos se recolectan en un detector de electrones secundario montado en la cámara de muestras SEM. Ahí, diversos detectores amplifican la señal emitida por la superficie de la muestra al momento de ser barrida por el haz y la intensidad de la señal amplificada se visualiza en una pantalla de televisión convencional (Welton, 2003).

Al SEM se puede incorporar un detector de rayos X de energía dispersiva (EDS) que identifica la energía de los rayos X emitidos por la muestra y permite conocer los elementos químicos que la componen. Esto lo hace por medio de espectros representados por una serie de picos proporcionales a la composición, que corresponden a las radiaciones características emitidas por cada elemento (Hermenegildo, 2019). Los espectros se generan rápidamente y casi de inmediato se identifican los elementos. Finalmente, a partir de bases de datos de concentraciones elementales en los minerales, se identifican las fases minerales presentes en la muestra.

4.4. Análisis geoquímico

Para realizar un análisis geoquímico es necesario asegurar que todas las muestras a analizar estén compuestas solamente por 5gr de partículas menores a 0.074mm (3.75φ). Para ello, en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, se pesaron 10g de cada una de las 16 muestras de sedimento seco y homogéneo. Se introdujo el material en un molino automático Fritsch Pulverisette por 15

minutos. Luego se reacomodó para asegurar que todas las partículas se pulverizaran y se programó por 10 minutos más.



Figura 17. Molino automático Fritsch Pulverisette. Laboratorio de Sedimentología ICMyL, UNAM.

Después de los 25 minutos el material pulverizado se tamizó con la malla 3.75 ϕ . Las partículas que no lograron atravesar dicha malla se molieron a mano en un mortero de ágata por aproximadamente 3 minutos. Este proceso se repitió las veces necesarias para que todo el material, incluso los minerales más resistentes, atravesara la malla. Finalmente, se pesaron dos submuestras de 5g cada una y se colocaron en bolsas de polietileno; una para analizar las concentraciones de elementos mayores y la otra para elementos traza y de tierras raras.

Todo el proceso se desarrolló con mucho cuidado para evitar la contaminación entre muestras. Después de moler cada muestra, se limpiaron con toallas de papel humedecidas con agua el molino automático y el mortero, mientras que el tamiz se limpió con la llave de aire.

Dieciséis submuestras pulverizadas se enviaron al Instituto de Geología, UNAM para el análisis de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) por medio de fluorescencia de rayos X (XRF). Las otras 16 submuestras se enviaron al laboratorio ACTLAB, en Canadá, para efectuar la cuantificación, por medio de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), de elementos traza (Sc, B, Li, Cd, V, Cr, Mn, Hf, Ni, Ag, Cs, Co, Bi, Se, Zn, Ga, As, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, In, Sn, Sb, Ba, Cu, Ge, Ta, Sr, W, Re, Tl, Pb, Be) y de tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th, U).

4.4.1. Fluorescencia de rayos X (XRF)

Es una técnica analítica no destructiva que permite determinar cualitativa y cuantitativamente la composición química de una amplia variedad de materiales con alta precisión y exactitud. El método se basa en el estudio de emisiones de fluorescencia generadas después de la excitación de la muestra mediante una fuente de rayos X.

Para el análisis de elementos mayores fue necesario preparar las muestras en forma de pastillas de cristal denominadas “perlas”. Para ello, primero se mezcló cuidadosamente 0.4g de muestra con 8g de fundente (49.75% LiB_4O_7 + 49.75% LiBO_2 + 0.5% LiI) en crisoles de platino. Estos se pusieron en un horno con quemadores Fisher por aproximadamente 15 minutos hasta que todo el material se fundió y vació en un molde circular. Luego se dejaron enfriar y solidificar por 10 minutos. Una vez frías, las perlas se retiraron del molde evitando el contacto con las manos para prevenir contaminación.

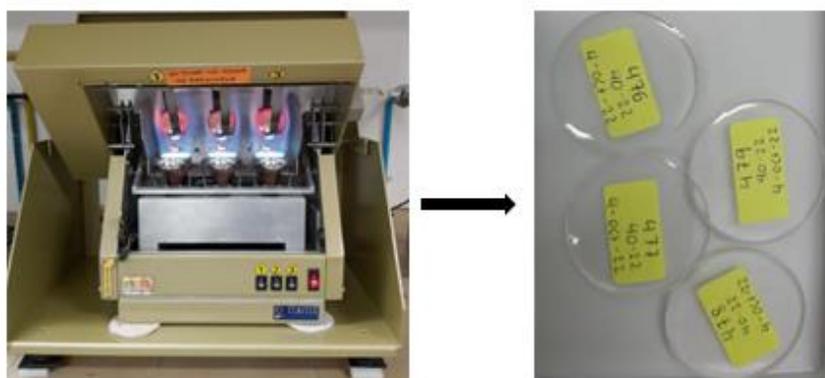


Figura 18. Proceso de transformación de muestras de sedimento a perlas de cristal. Instituto de Geología, UNAM.

También fue necesario calcular la pérdida por calcinación (PXC). Para ello, en crisoles de porcelana se pesó 1g exacto de cada muestra seca y se introdujeron a un horno con temperatura en rampa de 0 a 1000°C. Cuando alcanzó dicha temperatura se dejaron por 1 hora más, luego se dejaron enfriar a temperatura ambiente. Finalmente, se volvieron a pesar y se registró la diferencia entre el peso inicial y el peso final multiplicado por 100 para cada muestra. Una vez listos los datos de PXC y las perlas de las 16 muestras, se montaron en el porta muestras del equipo y dentro de las especificaciones del análisis se introdujeron los datos de PXC y las curvas de calibración de acuerdo con los estándares de cada material.

El equipo corresponde a un espectrómetro de fluorescencia de rayos X modelo ZSX Primus II marca Rigaku, del Instituto de Geología, UNAM. Este funciona cuando una fuente de radiación de rayos X incide sobre la muestra y excita a los átomos presentes en ella. Esto provoca que dichos átomos emitan una radiación característica, denominada fluorescencia de rayos X, que incide sobre un cristal analizador que la difracta en un ángulo determinado dependiente de su longitud de onda. Un detector mide el valor de la intensidad de radiación en cierto ángulo determinado y, por lo tanto, para una longitud de onda específica, que es función lineal de la concentración del elemento en la muestra que produce tal radiación de fluorescencia.



Figura 19. Espectrómetro de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología, UNAM.

4.4.2. Índices de intemperismo

Los índices de intemperismo miden el grado de desgaste de los componentes móviles (MgO , CaO , Na_2O , K_2O) en relación con los componentes inmóviles (Al_2O_3 , SiO_2) durante la meteorización (Harnois, 1988). Con el fin de conocer la historia de intemperismo y la madurez de los sedimentos, se calcularon cuatro índices que proporcionan un análisis completo de alteración.

4.4.2.1. Índice químico de intemperismo (CIW)

El índice químico de intemperismo (Harnois, 1988) es una medida del grado de intemperismo experimentado por cierto material en relación con su roca fuente. Se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$CIW = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO * } \right] * 100$$

En donde la expresión CaO* indica el contenido de calcio en la fracción de silicato (Nesbitt y Young, 1982) y se calcula, al igual que para los índices siguientes, a partir de las siguientes ecuaciones (t es el total de abundancia en la muestra y trg en el terrígeno):

$$Ca = CaO_t - CaO_{trg}$$

$$CaO_{trg} = (Al_2O_3)_t * \left(\frac{CaO}{Al_2O_3} \right)_{ucc}$$

Este puede aplicarse a rocas de composición félsica o máfica y es confiable ya que involucra un número restringido de componentes que tienen un comportamiento geoquímico simple, conocido y consistente durante el intemperismo (Harnois, 1988). Los valores resultantes cercanos a 50 indican baja intemperización, entre 50 y 70 intemperización moderada y >80 indican completa conversión de feldespatos a minerales de arcilla (Nesbitt y Young, 1982).

4.4.2.2. Índice químico de alteración (CIA)

El índice químico de alteración (CIA) fue propuesto por Nesbitt y Young (1982) para evaluar integral y cuantitativamente el historial de intemperismo registrado en sedimentos y rocas sedimentarias (Li y Yang, 2010). Se calcula conforme a la siguiente fórmula:

$$CIA = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO * + K_2O} \right] * 100$$

El CIA refleja cambios en la proporción de feldespatos y minerales de arcilla en el producto meteorizado; los minerales silicatados portadores de Na y Ca se eliminan significativamente del perfil durante la meteorización química intensa, dando lugar a altos valores de CIA en los sedimentos meteorizados (Li y Young, 2012). Según McLennan (1993) el valor promedio del CIA en la corteza terrestre superior es 47, por lo que valores entre 45-55 indican que prácticamente no hay meteorización. Conforme aumente el valor

del CIA aumenta el grado de meteorización; CIA >80 indica una meteorización intensa con la eliminación completa de elementos alcalinos y alcalinotérreos (McLennan, 1993).

4.4.2.3. Índice de alteración de plagioclasa (PIA)

Fedo *et al.*, (1995) propusieron el índice de alteración de plagioclasa (PIA) debido a que este mineral es abundante en rocas siliciclásticas y se disuelve rápidamente. Este es útil para monitorear la meteorización por plagioclasa y se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$PIA = \left[\frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO * } \right] * 100$$

Las plagioclasas tienen un valor de PIA <50 y dependiendo de la intensidad de la intemperie el valor de PIA aumentará (Fedo *et al.*, 1995).

4.4.2.4. Índice de variabilidad composicional (ICV)

El índice de variabilidad composicional (ICV) propuesto por Cox *et al.*, (1995) busca evaluar cuantitativamente la intensidad de intemperización e inferir la madurez de los sedimentos (Cox *et al.*, 1995). Se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$ICV = \left[\frac{CaO * + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2}{Al_2O_3} \right]$$

El ICV es >1 en minerales detríticos menos desgastados los cuales se encuentran en sedimentos que tienden a encontrarse en depósitos de primer ciclo (píroxeno y feldespato), mientras que <1 en minerales desgastados (ej. arcilla) (Pérez, 2021).

4.4.3. Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS)

Es una técnica analítica para la caracterización química elemental de cualquier material que determina la masa de átomos o moléculas a través de la fragmentación de iones, lo cual también da información estructural. En la actualidad es una de las técnicas

más importantes debido a sus muy bajos límites de detección (ppt), alto grado de selectividad, análisis multielemental, buena precisión y exactitud (Taylor, 2001).

Para el análisis de las concentraciones de elementos traza y de tierras raras se digirieron 0.25g de cada submuestra molida con cuatro ácidos; HF, HNO₃ y HClO₄. Esta solución se calentó de forma controlada de varios ciclos de rampa hasta llegar a 120°C y lograr la evaporación y sequedad completa. Una vez secas, las muestras se volvieron a poner en solución con HCl.

El sistema de introducción de muestras en un ICP-MS consiste en un nebulizador con una cámara de rocío; este convierte la muestra líquida en gotas muy pequeñas que son transportadas hacia el inyector y luego dentro del plasma. El plasma de argón ioniza los elementos presentes en las gotas, después los iones pasan a través de la interface y los lentes iónicos. Cuando los iones son enfocados por los lentes iónicos se separan de acuerdo con su relación masa/carga (m/z) y se miden por el detector. Finalmente, se usa un sistema de datos computarizado para convertir la intensidad de la señal medida en concentraciones para cada elemento.

4.5. Indicadores ambientales

A partir de las concentraciones elementales resultantes del análisis geoquímico se pueden calcular indicadores ambientales. Estos sirven para examinar las concentraciones de metales pesados presentes en relación con concentraciones de fondo, con el propósito de evaluar su origen natural o antropogénico, comparar y contrastar la calidad ambiental en relación con otras zonas e inferir cualquier posible efecto adverso que puedan causar en la biota (Celis *et al.*, 2018). Se seleccionaron 11 metales potencialmente tóxicos para los organismos (Cd, Cr, Pb, Zn, Sr, Cu, Ni, Ba, Co, V y As) con el fin de evaluar la calidad de los sedimentos y determinar si existe acumulación o contaminación.

4.5.1. Factor de enriquecimiento (EF)

El factor de enriquecimiento, EF por sus siglas en inglés, se aplica para discriminar entre concentraciones de metales de origen natural o antropogénico y determinar el grado de contaminación de los sedimentos. Se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$EF = \frac{\left(\frac{X_{muestra}}{Y_{muestra}}\right)}{\left(\frac{X_{referencia}}{Y_{referencia}}\right)}$$

En donde $X_{muestra}$ es la concentración presente en el sedimento del elemento traza a examinar, $X_{referencia}$ es una concentración de referencia del mismo elemento traza, $Y_{muestra}$ y $Y_{referencia}$ son las concentraciones de un elemento inmóvil que se usa para normalizar los datos. En este trabajo se usó Al_2O_3 como elemento conservador porque éste no se ve afectado por fuentes antropogénicas, por cambios geoquímicos (como procesos redox) ni por cambios post deposicionales (Celis *et al.*, 2013). Como valores de referencia se tomaron las concentraciones promedio de la corteza superior (UCC) propuestas por McLennan (2001), ya que éstas permiten comparaciones entre muestras y con EFs reportados en otras zonas costeras donde la litología es diferente (Celis *et al.*, 2018).

De acuerdo con Birth *et al.*, (2003), quienes toman como referencia los valores promedio de la corteza superior, los valores de factor de enriquecimiento obtenidos otorgan la siguiente clasificación:

EF	Clasificación
<1	Sin enriquecimiento
1-3	Enriquecimiento leve
3-5	Enriquecimiento moderado
5-10	Enriquecimiento moderadamente severo

4.5.2. Índice de geoacumulación (I_{geo})

El índice de geoacumulación (I_{geo}) propuesto por Müller (1969), es un índice ampliamente utilizado para evaluar la contaminación a través de la relación entre la concentración de metales traza presentes en sedimentos y concentraciones de fondo. Se calcula a través de la siguiente ecuación:

$$I_{geo} = \log_2 \left(\frac{C_n}{1.5 * B_n} \right)$$

En donde C_n es la concentración medida del elemento de interés y B_n es el valor de fondo; el factor de 1.5 considera las posibles variaciones generadas por cambios litológicos (Celis

et al., 2020). En este trabajo se consideraron los valores de la corteza terrestre superior (McLennan, 2001) como valores de referencia.

El resultado de la ecuación anterior otorga una clasificación a partir de la cual se evalúa el nivel de contaminación:

Igeo	Clasificación	Nivel de contaminación
<0	0	No contaminado
0-1	1	De no contaminado a moderadamente contaminado
1-2	2	Moderadamente contaminado
2-3	3	De moderada a fuertemente contaminado
3-4	4	Fuertemente contaminado
4-5	5	De fuerte a extremadamente contaminado
>5	6	Extremadamente contaminado

4.5.3. Índice de efecto adverso (AEI)

Este índice se aplica para evaluar en qué grado las concentraciones de elementos traza en los sedimentos podrían generar efectos adversos en la biota bentónica (Celis *et al.*, 2020). Se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$AEI = \frac{[MC]}{[SQGs]}$$

En donde MC es la concentración del elemento traza en la muestra y SQGs es alguna guía de calidad de sedimentos como Effect Range Low (ERL), que es la concentración de metales pesados por debajo de la cual apenas se presenta una respuesta tóxica observable en organismos bentónicos, o Threshold Effect Level (TEL), que son concentraciones sobre las cuales se presenta una respuesta tóxica.

Las guías de calidad de sedimentos se basan en la recopilación, revisión e integración de muchos estudios que utilizaron ensayos de laboratorio, modelos de equilibrio y estudios de campo sobre la toxicidad que representan los metales presentes en sedimentos sobre la biota bentónica (Long *et al.*, 1995). Es importante tener en cuenta que los SQGs tienen limitaciones importantes, como no tener en cuenta los efectos potenciales de la textura del sedimento, el carbono total o contenido de ácido sulfúrico volátil que puede afectar la biodisponibilidad y toxicidad de cualquier contaminante (Celis *et al.*, 2017). A pesar de esto, los resultados del AEI proporcionan una evaluación confiable de la salud de

ecosistemas en donde no se hayan realizado o no estén disponibles estudios adicionales de toxicidad. En este trabajo se consideró el Effect Range Low (ERL) obtenido por medio de tablas de referencia (SQuirRts) proporcionadas por la NOAA (2016); este indica las concentraciones con las que apenas se observan o predicen efectos tóxicos.

Los resultados de EAI <1 significan que la concentración de ese elemento traza en la muestra no es suficiente para producir efectos adversos a los organismos a partir de contaminación en los sedimentos.

4.5.4. Índice de carga de contaminación (PLI)

El índice de carga de contaminación es un proxy que agrega todos los contaminantes analizados en muestras de sedimentos en un número indicativo (Celis *et al.*, 2018). Este proporciona un método para comparar fácilmente la calidad ambiental en una muestra puntual, área o sitio específico (Tomlinson *et al.*, 1980). Se calcula a partir de las siguientes ecuaciones:

$$PLI_{muestra} = \sqrt[n]{CF_{metal\ 1} * CF_{metal\ 2} * \dots * CF_n} ; \quad CF = \left[\frac{C_{mS}}{C_{mB}} \right]$$

$$PLI_{sitio} = \sqrt[n]{PLI_{muestra\ 1} * PLI_{muestra\ 2} * \dots * PLI_{muestra\ n}}$$

$$PLI_{\text{área}} = \sqrt[n]{PLI_{sitio\ 1} * PLI_{sitio\ 2} * \dots * PLI_{sitio\ n}}$$

Donde CF representa el factor de contaminación y se calcula dividiendo la concentración del metal en la muestra (C_{mS}) entre la concentración de referencia del mismo metal (C_{mB}) que, en este trabajo corresponden a las concentraciones promedio de la corteza terrestre superior (Mc Lennan, 2001).

De acuerdo con la clasificación de Tomlinson *et al.* (1980), los valores de PLI otorgan la siguiente clasificación:

PLI	Clasificación
0	Ausencia de contaminantes
1	Presencia de contaminantes
>1	Deterioro progresivo del ambiente

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

5.1. Análisis granulométrico

En la Tabla 5 se muestran los resultados del análisis granulométrico y la asignación de clases según los parámetros establecidos por Folk y Ward (1957).

Tabla 5. Clasificación de los parámetros texturales de las arenas de la playa Mis Amores, Tuxpan.

Muestra	Media (Mz)	Desviación estándar (σ)	Asimetría (SK1)	Curtosis (KG)	Clasificación Mz	Clasificación σ	Clasificación SK1	Clasificación KG
TUX-1B	2.7643	0.2931	-0.0774	1.1920	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Leptocúrtica
TUX-2B	2.7473	0.3321	-0.2550	1.1787	Arena fina	Muy bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Leptocúrtica
TUX-3B	2.7760	0.3969	-1.2560	1.0569	Arena fina	Bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Mesocúrtica
TUX-4B	2.7537	0.3242	-0.2337	1.2349	Arena fina	Muy bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Leptocúrtica
TUX-5B	2.7197	0.3270	-0.1543	0.9386	Arena fina	Muy bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Mesocúrtica
TUX-6B	2.6860	0.3952	-0.2386	1.0854	Arena fina	Bien clasificada	Asimétrico hacia los gruesos	Mesocúrtica
TUX-7B	2.7583	0.3032	-0.1351	1.0306	Arena fina	Muy bien clasificada	Asimétrico hacia los gruesos	Mesocúrtica
TUX-8B	2.7287	0.3667	-0.2308	1.3122	Arena fina	Muy bien clasificada	Asimétrico hacia los gruesos	Leptocúrtica
TUX-1D	2.8480	0.2317	-0.0088	0.9073	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-2D	2.8167	0.2499	-0.0755	0.9329	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-3D	2.8560	0.2494	-0.0418	1.0490	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-4D	2.8342	0.2372	-0.0997	1.0034	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-5D	2.8750	0.2614	-0.0975	1.0351	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-6D	2.8767	0.2321	-0.0392	0.9783	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-7D	2.8017	0.2517	-0.0697	1.0184	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Mesocúrtica
TUX-8D	2.8767	0.2364	-0.0526	1.3567	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrico	Leptocúrtica
TUX-1B a TUX-8B: mesoplaya								
TUX-1D a TUX-8D: supraplaya								

De acuerdo con los resultados, el tamaño medio (Mz) del tamaño de grano oscila entre 2.68 y 2.87, lo que indica que todas las muestras corresponden a la clasificación de arenas finas.

Los valores resultantes de los cálculos de desviación estándar (σ_1) indicaron una clasificación casi homogénea; 14 de las 16 muestras están muy bien clasificadas con

valores entre 0.2317 y 0.3652, las 2 muestras restantes están bien clasificadas ($\sigma_1 = 0.39$) y pertenecen al grupo de muestras recolectadas en la mesoplaya.

En cuanto a la asimetría todos los valores fueron negativos, aunque se encontraron diferencias muy claras entre las muestras con base en su zona de recolección. De las 8 muestras de la mesoplaya solo una presentó un comportamiento casi simétrico ($SK_1 = -0.07$), mientras que las otras 7 presentaron asimetría hacia los gruesos con valores entre -1.25 y -0.13. Todas las muestras de la supraplaya se clasificaron como casi simétricas ya que los valores resultaron entre -0.0997 y -0.0088.

Los resultados de la curtosis, entre 0.9 y 1.35, indican clasificación mesocúrtica en 11 de las 16 muestras y clasificación leptocúrtica en 5 muestras, de las cuales 4 corresponden a la zona de recolección mesoplaya.

5.2. Diagramas bivariantes

Los diagramas bivariantes han demostrado ser de gran utilidad para determinar el ambiente de depósito de los sedimentos y los procesos de energía a los que estuvieron sometidos, 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. Estos se generan a partir de combinaciones de los parámetros texturales en una determinada población de sedimentos. Algunas combinaciones de parámetros son ambientalmente sensibles (Moiola y Weiser, 1968), ya que reflejan las diferencias en el transporte y modelo de deposición de sedimentos (Friedman, 1967).

El diagrama de la figura 20, propuesto por Stewart (1958), se utiliza para determinar los procesos de energía que han dado lugar al depósito de sedimentos. Se pueden distinguir entre 3 tipos de procesos de transporte y depósito; río, playa y deposición en agua quieta. Este se genera graficando en el eje X los parámetros de tamaño medio de grano (M_z) ϕ y en el eje Y la desviación estándar (σ_1) ϕ calculados en el análisis granulométrico.

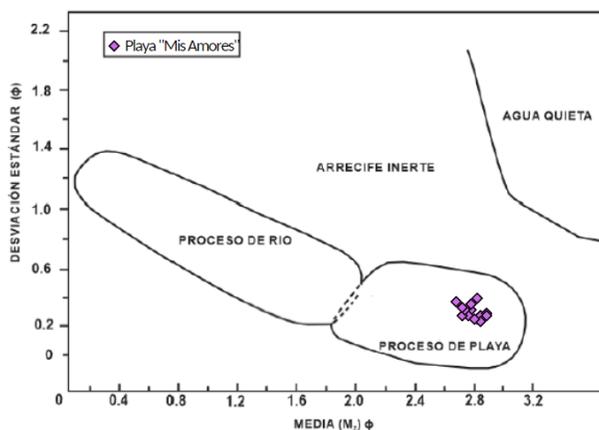


Figura 20. Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).

La Figura 21 muestra la comparación de dos diagramas bivariantes generados a partir de diferentes combinaciones de parámetros texturales, con el fin de discriminar entre procesos de energía en ambientes de deposición de río y playa. El diagrama A (Fig. 21A) se genera a partir de los datos de desviación estándar $(\sigma_1)\phi$ contra grado de asimetría $(SK_1)\phi$ y compara dos clases propuestas por distintos autores (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968). El diagrama B (Fig. 21B) muestra el grado de asimetría $(SK_1)\phi$ contra la desviación estándar $(\sigma_1)\phi$, es decir, con los ejes invertidos con respecto al diagrama A. Fue propuesto por Friedman (1967), quien demostró su eficacia en la diferenciación de procesos de energía en río y playa. En el gráfico se observa que las 16 muestras correspondientes a la playa Mis Amores se clasifican en procesos de playa.

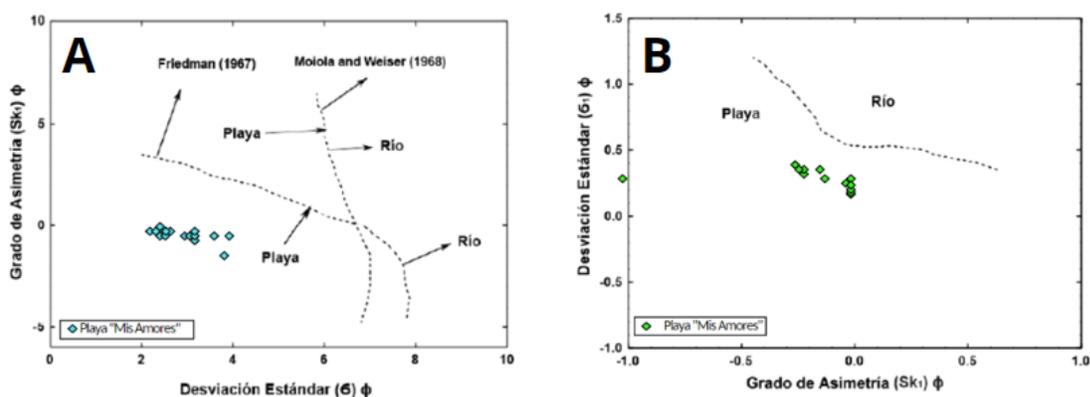


Figura 21. Diagramas para la determinación de procesos de energía A) Desviación estándar $(\sigma)\phi$ contra grado de asimetría $(SK_1)\phi$ (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968). B) grado de asimetría $(SK_1)\phi$ contra desviación estándar $(\sigma)\phi$ (Friedman, 1967).

En la figura 22 se muestra la comparación de dos diagramas bivariantes útiles para diferenciar entre arenas de playa y de dunas. El diagrama A (Fig. 22A) es un gráfico del grado de asimetría ($SK_1\phi$) contra la media ($M_z\phi$) propuesto por Hails y Hoyt (1969) y por Moiola y Weiser (1968), quienes otorgaron límites distintos para la clasificación. Al graficar las 16 muestras de la playa Mis Amores podemos observar que según la clasificación de Hails y Hoyt (1969), 4 muestras se clasifican en procesos de energía de playa y las 12 restantes en procesos de duna. Por otra parte, en el diagrama B, las 16 muestras se clasifican en procesos de energía de duna. Esto podría deberse a que las corrientes de viento son un agente sedimentario fundamental en el área de estudio.

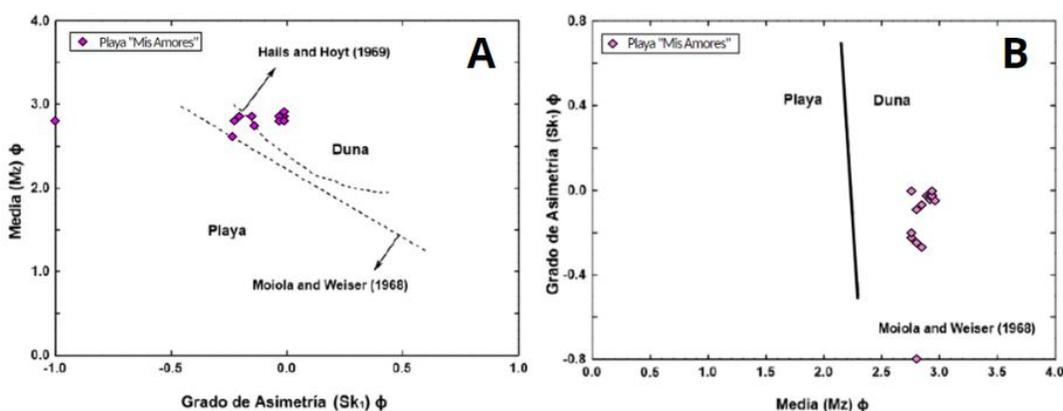


Figura 22. Diagrama para la determinación de procesos de energía. A) Grado de asimetría ($SK_1\phi$) contra la media ($M_z\phi$) (Hails y Hoyt, 1969; Moiola y Weiser, 1968). B) Media ($M_z\phi$) contra grado de asimetría ($SK_1\phi$) (Moiola y Weiser, 1968).

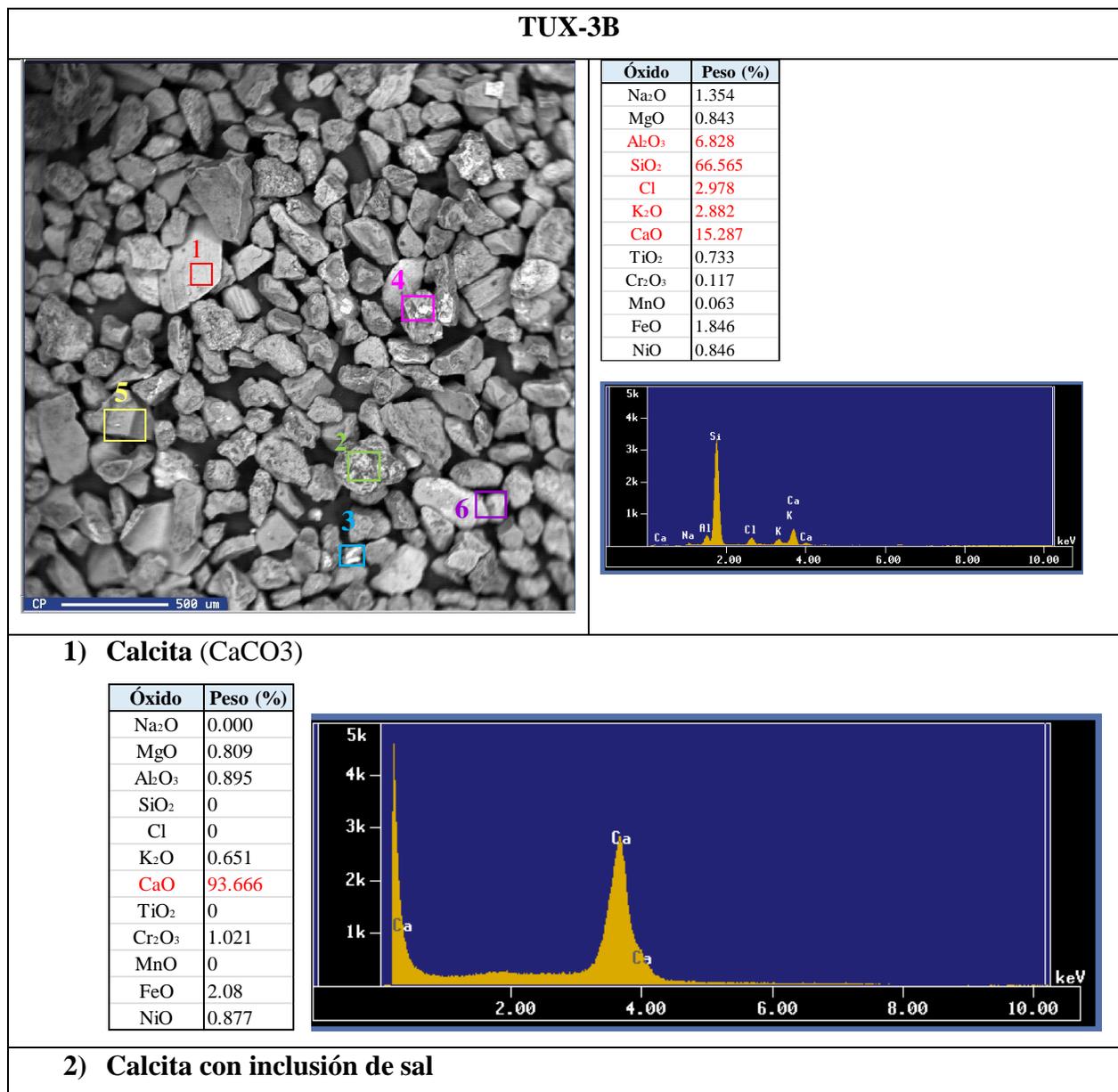
5.3. Análisis mineralógico SEM-EDS

Conocer los minerales presentes en los sedimentos de una región determinada es muy útil para inferir su origen y, en conjunto con los resultados de geoquímica y granulometría, es posible reconstruir su historia geológica y de transporte.

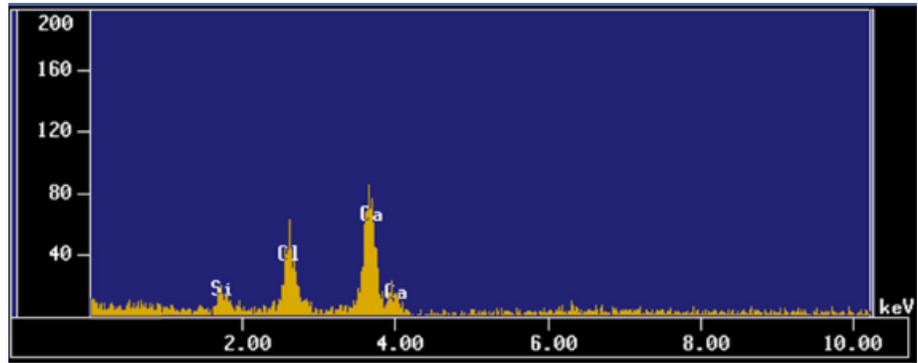
A continuación (Tablas 6 a 10) se presentan los resultados del análisis mineralógico de las cinco muestras seleccionadas de la playa Mis Amores (TUX-3B, TUX-8B, TUX-D1, TUX-D4 y TUX-D8). En la microfotografía general de cada muestra se aprecian con cuadros de colores los granos específicos seleccionados para conocer su composición. Los cuadros con colores iguales representan granos con composiciones similares. Asimismo, se presenta la

composición química de los granos seleccionados, su espectro y la fase mineral a la que corresponden.

Tabla 6. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-3B. También se muestran espectros y composición de granos específicos.

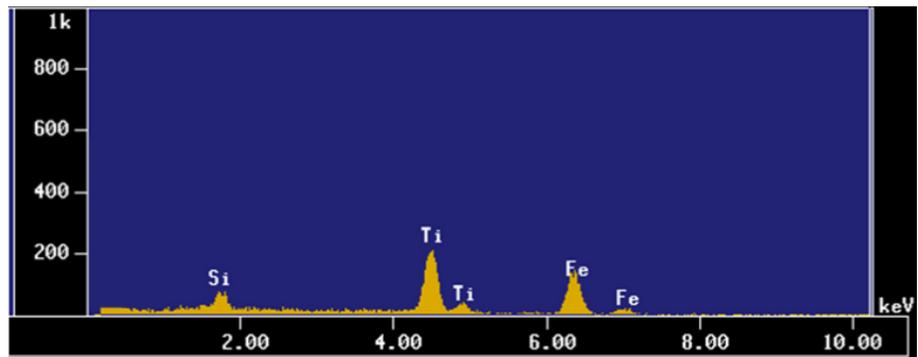


Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	4.847
MgO	1.698
Al ₂ O ₃	2.037
SiO ₂	2.799
Cl	12.016
K ₂ O	3.452
CaO	60.494
TiO ₂	0
Cr ₂ O ₃	3.664
MnO	0
FeO	0
NiO	8.995



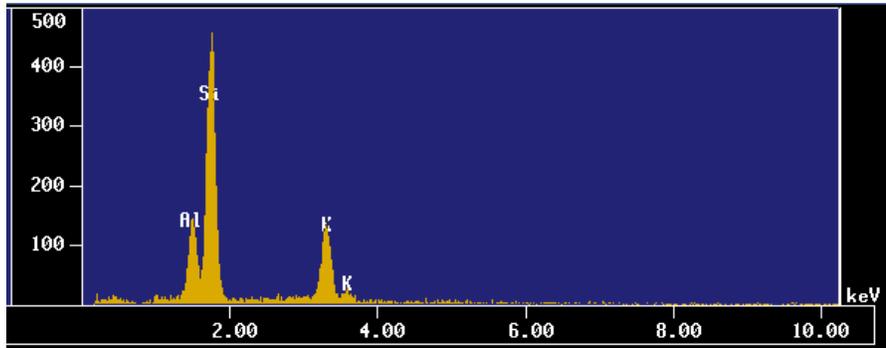
3) Ilmenita (FeTiO₃)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	2.693
MgO	0.531
Al ₂ O ₃	4.492
SiO ₂	4.823
Cl	0
K ₂ O	0.722
CaO	0
TiO ₂	48.716
MnO	2.761
FeO	35.26
NiO	0



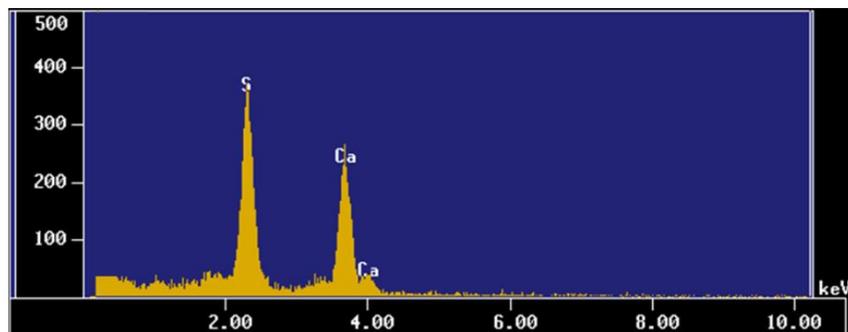
4) Feldespato potásico (K(Si,Al)₄O₈)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	0.736
Al ₂ O ₃	18.65
SiO ₂	62.972
Cl	0.774
K ₂ O	14.061
CaO	0.055
TiO ₂	0.64
MnO	0
FeO	0.929
NiO	1.182



5) Sulfato de calcio

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.861
MgO	0
Al ₂ O ₃	0.032
SiO ₂	2.374
Cl	0
K ₂ O	2.418
CaO	40.756
TiO ₂	0.495
SO ₃	50.538
MnO	1.817
FeO	0.709
NiO	0



6) Cuarzo (SiO₂)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	0
Al ₂ O ₃	1.226
SiO ₂	97.297
Cl	0.294
K ₂ O	0
CaO	0.533
TiO ₂	0.605
MnO	0.025
FeO	0.022
NiO	0

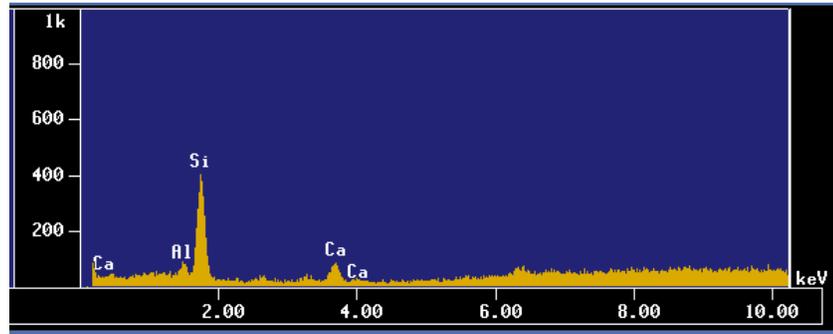
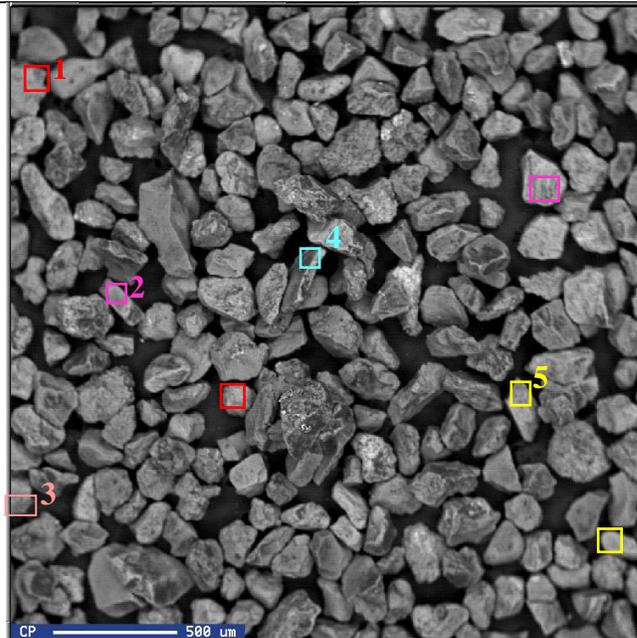
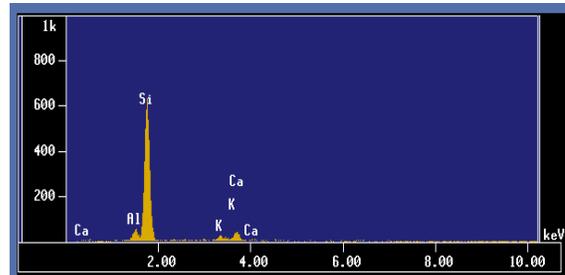


Tabla 7. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-8B. También se muestran espectros y composición de granos específicos.

TUX-8B

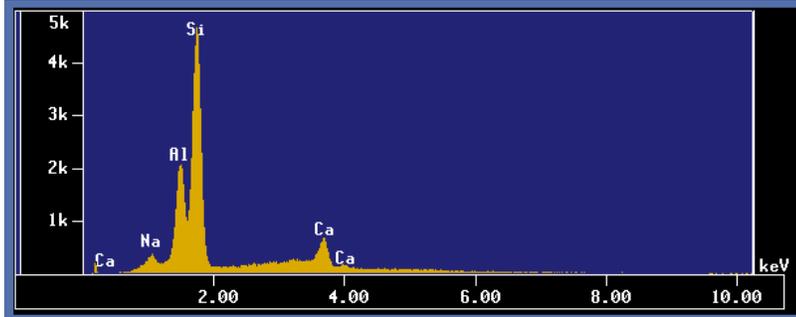


Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	2.273
MgO	0
Al ₂ O ₃	3.313
SiO ₂	76.778
Cl	2.05
K ₂ O	0.886
TiO ₂	0
MnO	0.706
FeO	0
NiO	2.453
CaO	11.541
SO ₃	0



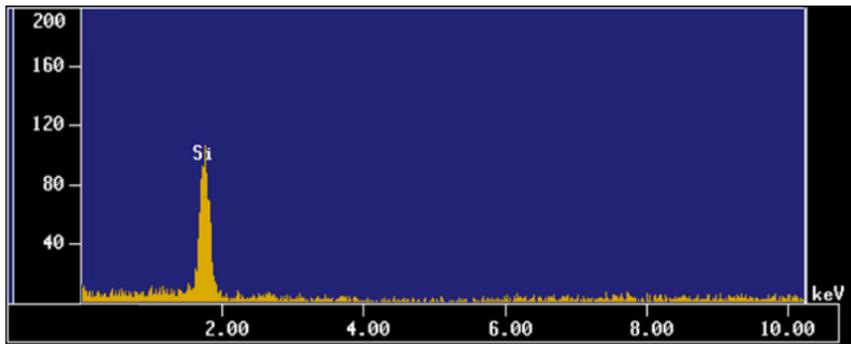
1) **Plagioclasa** (Na, Ca)(Si, Al)₃O₈

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	3.183
MgO	0.374
Al ₂ O ₃	22.692
SiO ₂	63.034
K ₂ O	0
TiO ₂	0.446
MnO	0
FeO	0.784
NiO	0.157
CaO	9.329
SO ₃	0



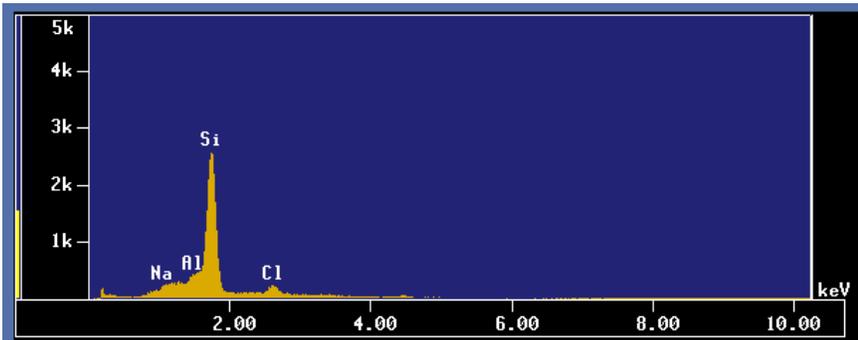
2) Cuarzo (SiO₂)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	2.159
Al ₂ O ₃	6.571
SiO ₂	80.009
Cl	0.03
K ₂ O	1.84
TiO ₂	0
MnO	0.934
FeO	2.084
NiO	0
CaO	6.372
SO ₃	0



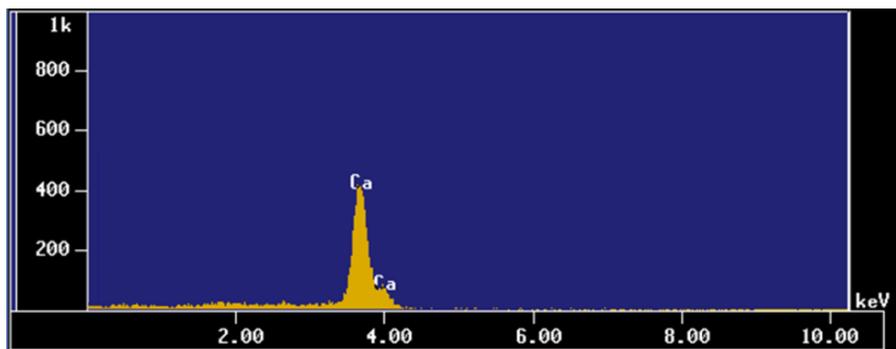
3) Piroxeno (Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Li)(Al, Fe, Mn, Cr, Sc, Ti)(Si, Al)₂ O₆

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	7.697
Al ₂ O ₃	23.893
SiO ₂	57.094
K ₂ O	3.803
TiO ₂	0.65
MnO	0
FeO	6.066
NiO	0
CaO	0
SO ₃	0.798



4) Calcita (CaCO₃)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	1.475
MgO	0
Al ₂ O ₃	0.442
SiO ₂	3.081
Cl	3.175
K ₂ O	0.053
TiO ₂	0
MnO	4.162
FeO	0
NiO	0
CaO	87.612
SO ₃	0



5) Feldespato potásico ($K(Si,Al)_4O_8$)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.595
MgO	0.759
Al ₂ O ₃	17.849
SiO ₂	70.901
Cl	0.117
K ₂ O	7.489
TiO ₂	1.023
MnO	0
FeO	1.042
NiO	0
CaO	0.225
SO ₃	0

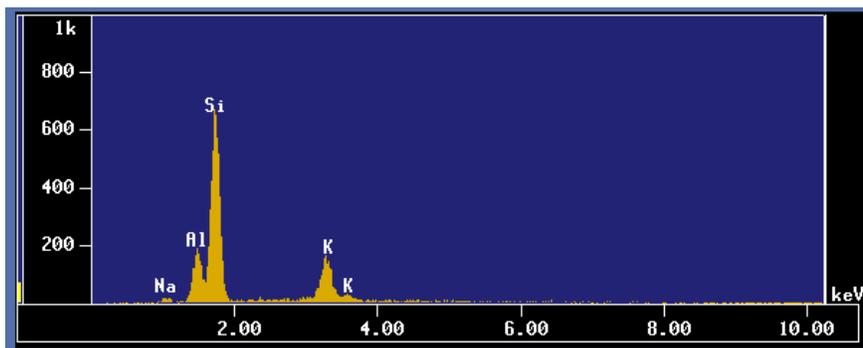


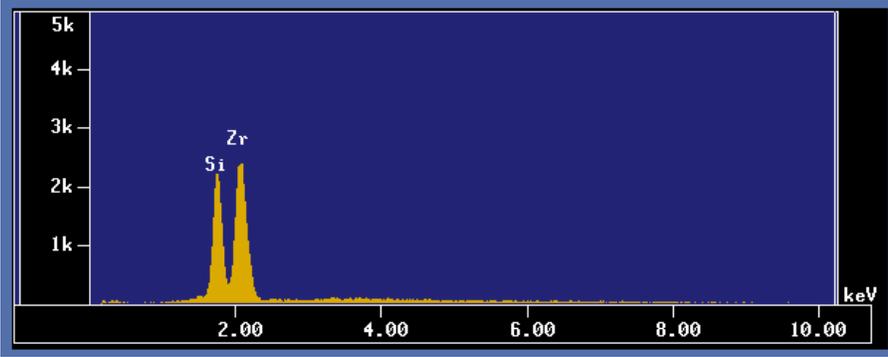
Tabla 8. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-1D. Asimismo, se muestran espectros y composición de granos específicos.

TUX-1D

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.743
MgO	0.244
Al ₂ O ₃	6.182
SiO ₂	77.511
K ₂ O	1.99
TiO ₂	0
MnO	1.006
FeO	1.119
NiO	0
CaO	10.222
SO ₃	0.236
Cl	0.747

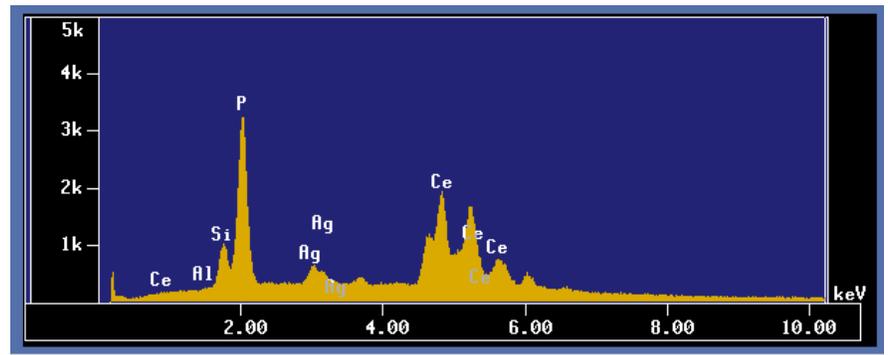
1) Circón ($ZrSiO_4$)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	0.02
Al ₂ O ₃	1.13
SiO ₂	27.827
K ₂ O	0.61
TiO ₂	0.05
MnO	0
FeO	0.492
NiO	0
CaO	0.222
SO ₃	0
Cl	0
ZrO ₂	69.645



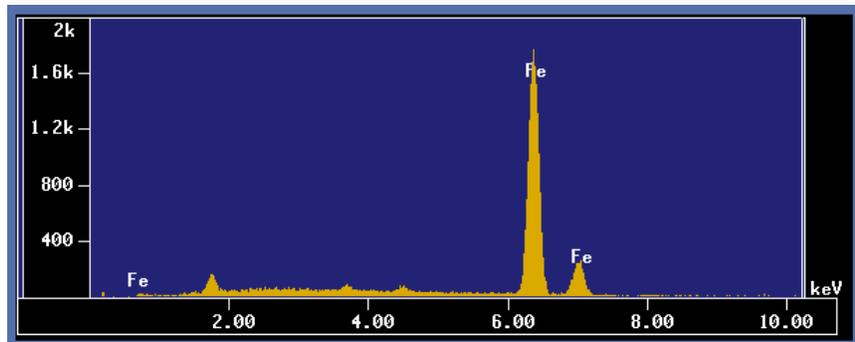
2) Monacita (Ce, La, Pr, Nd, Th, Y)PO₄

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0
MgO	0
Al ₂ O ₃	0.826
SiO ₂	7.984
K ₂ O	0.327
TiO ₂	0
MnO	0
FeO	0
NiO	0.656
CaO	1.667
SO ₃	1.254
Cl	0.076
Ce ₂ O ₃	43.977
P ₂ O ₅	39.339
Ag ₂ O	3.893



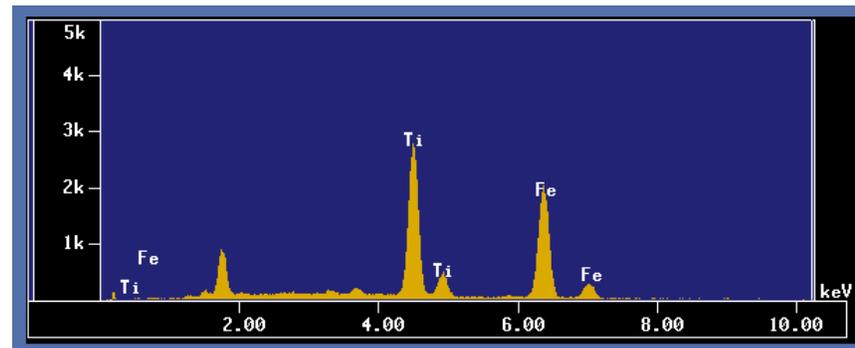
3) Incrustación de Magnetita o Hematita (FeO₂)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0
MgO	0
Al ₂ O ₃	0.843
SiO ₂	3.926
K ₂ O	0.135
TiO ₂	1.05
MnO	0
FeO	91.645
NiO	0
CaO	1.516
SO ₃	0.456
Cl	0.154



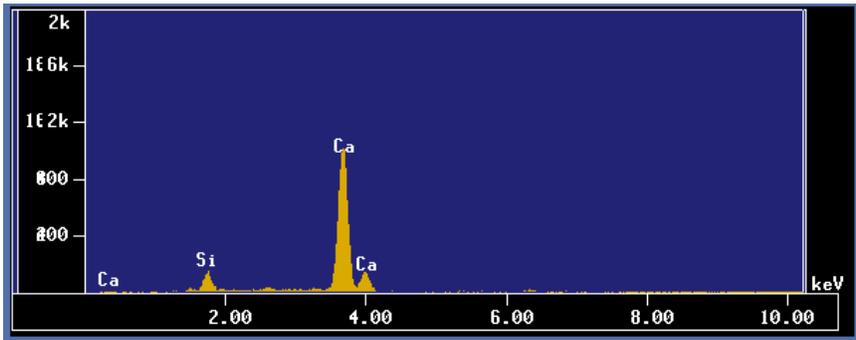
4) Ilmenita (FeTiO₃)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.252
MgO	0.891
Al ₂ O ₃	1.777
SiO ₂	9.261
K ₂ O	0.44
TiO ₂	44.36
MnO	0.05
FeO	41.379
NiO	0.086
CaO	1.476
SO ₃	0
Cl	0.028



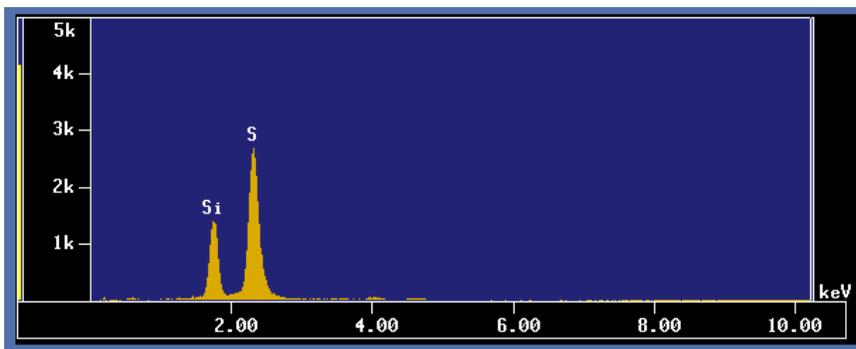
5) Calcita (CaCO₃)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.588
MgO	0.957
Al ₂ O ₃	2.003
SiO ₂	9.746
K ₂ O	1.369
TiO ₂	0
MnO	0
FeO	0
NiO	0
CaO	84.83
SO ₃	0
Cl	0.507



6) Azufre asociado a sílice

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.021
MgO	0.925
Al ₂ O ₃	0.133
SiO ₂	27.811
K ₂ O	0
TiO ₂	0.284
MnO	0
FeO	0
NiO	0.328
CaO	0.236
SO ₃	69.517
Cl	0.744



7) Cuarzo (SiO₂)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.021
MgO	0.925
Al ₂ O ₃	0.322
SiO ₂	95.33
K ₂ O	0
TiO ₂	0.455
MnO	0
FeO	0.569
NiO	1.25
CaO	0.365
SO ₃	0
Cl	0.744

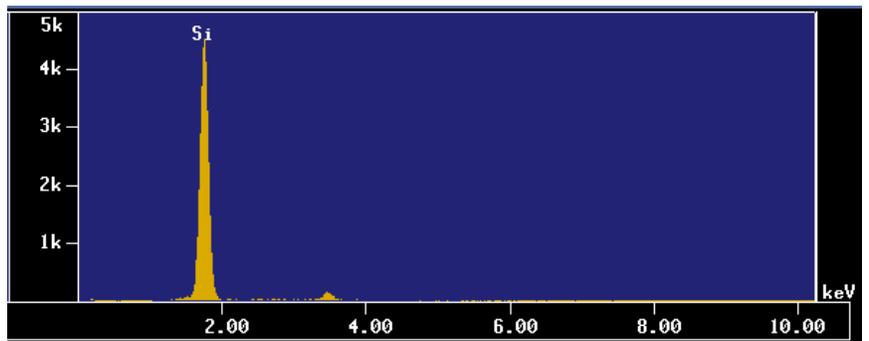
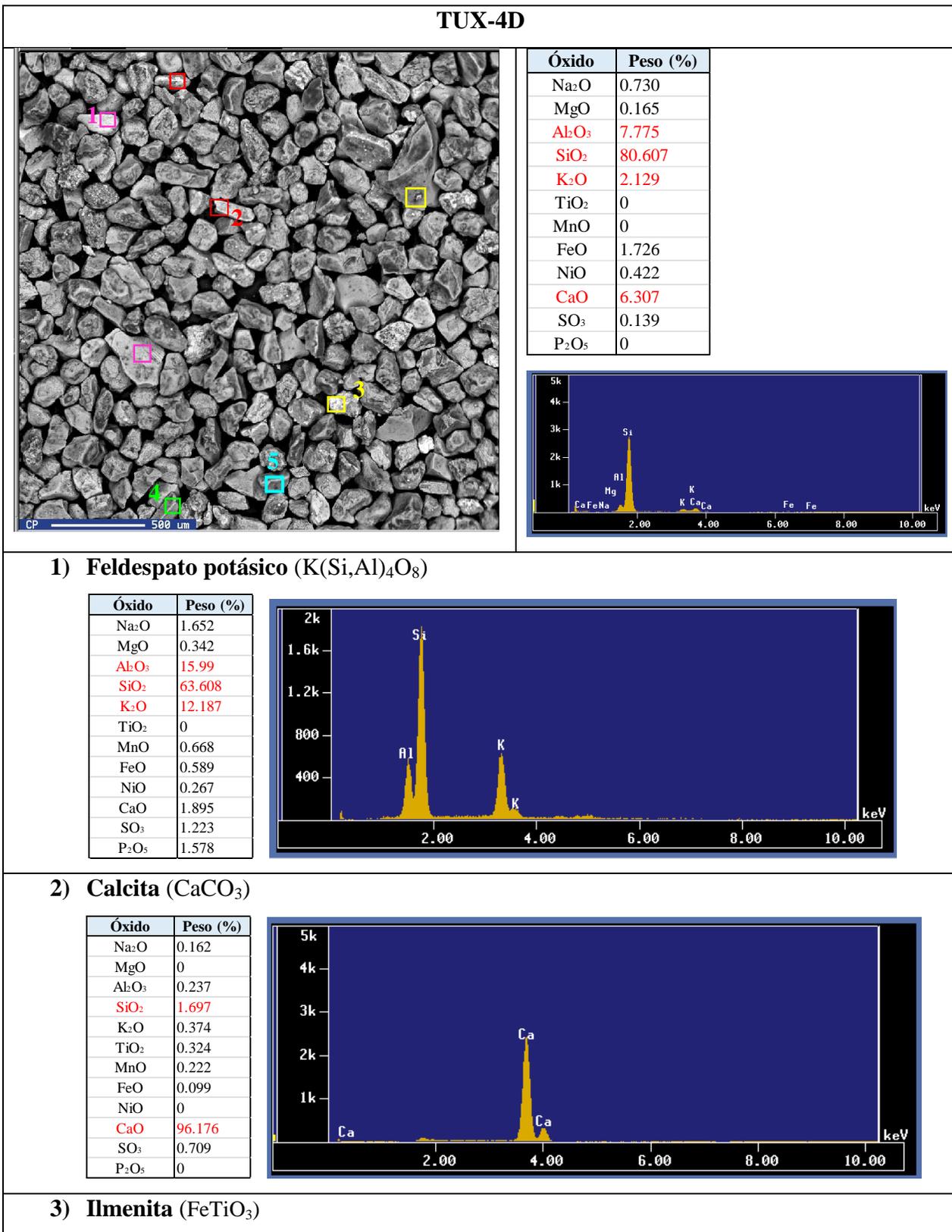
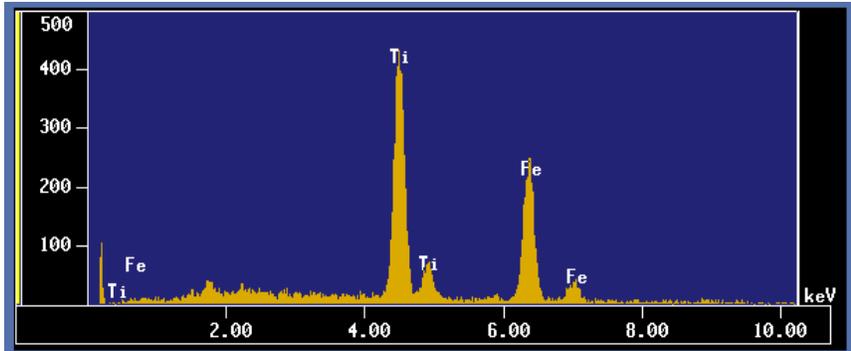


Tabla 9. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-4D. Asimismo, se muestran espectros y composición de granos específicos.

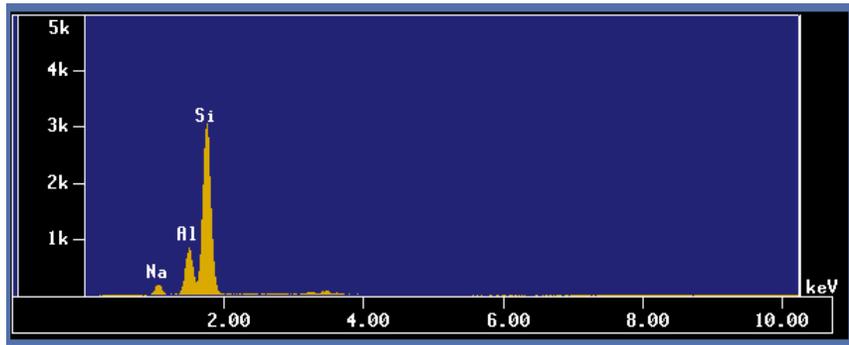


Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.299
MgO	0.717
Al ₂ O ₃	1.538
SiO ₂	2.411
K ₂ O	0
TiO ₂	52.983
MnO	2.489
FeO	39.028
NiO	0
CaO	0.535
SO ₃	0
P ₂ O ₅	0



4) Plagioclasa (Na, Ca)(Si, Al)₃O₈

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	4.281
MgO	0.917
Al ₂ O ₃	18.351
SiO ₂	74.82
K ₂ O	0
TiO ₂	0.177
MnO	0.299
FeO	0.147
NiO	0.36
CaO	0
SO ₃	0
P ₂ O ₅	0.648



5) Cuarzo (SiO₂)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	0
Al ₂ O ₃	1.228
SiO ₂	96.473
K ₂ O	0
TiO ₂	0
MnO	0.621
FeO	0
NiO	1.09
CaO	0
SO ₃	0.282
P ₂ O ₅	0.306

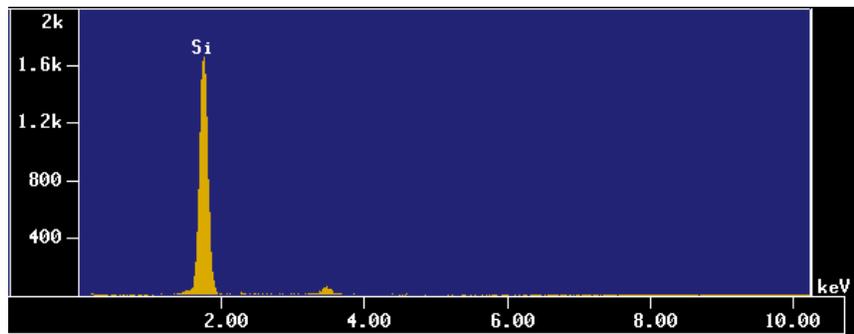
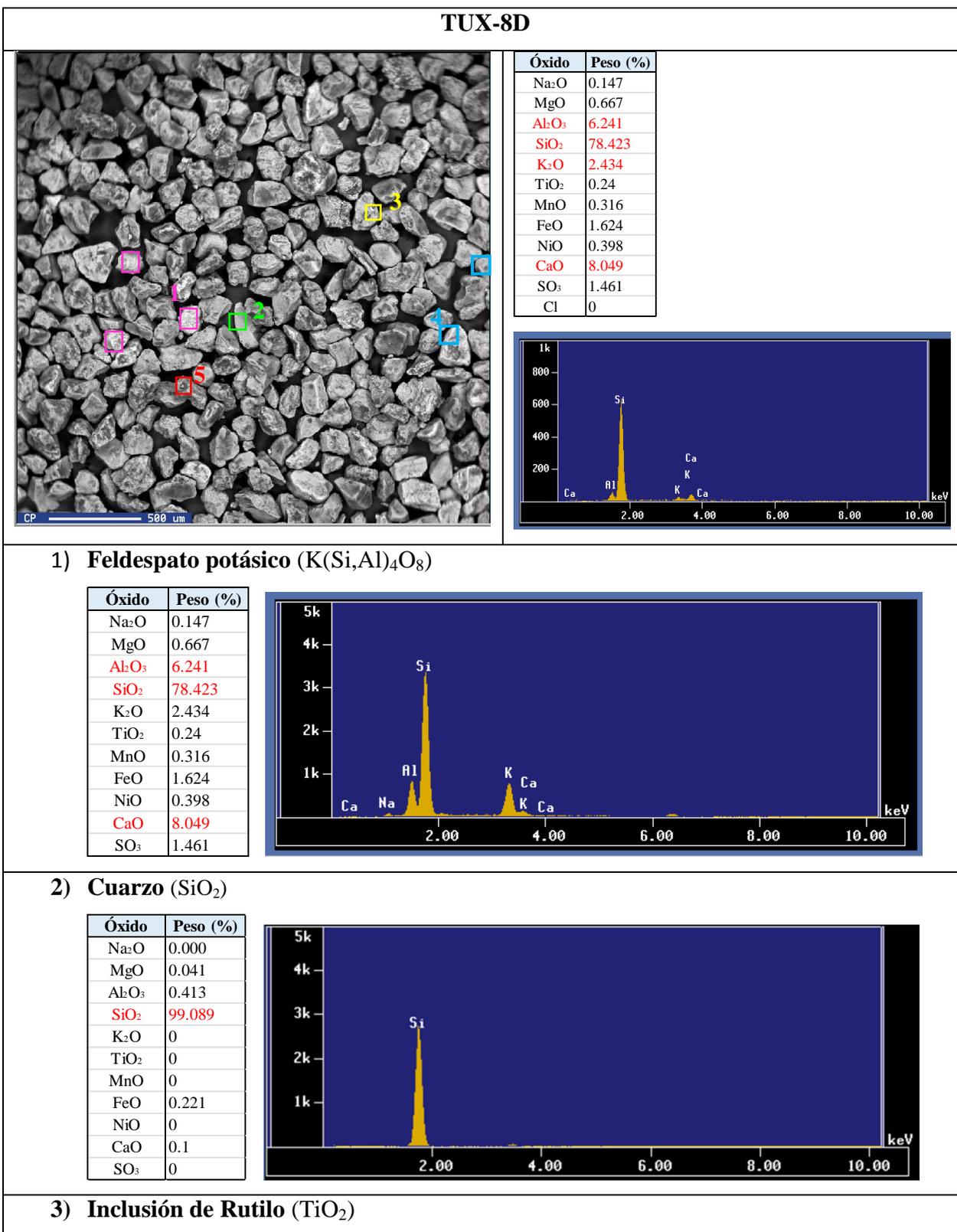
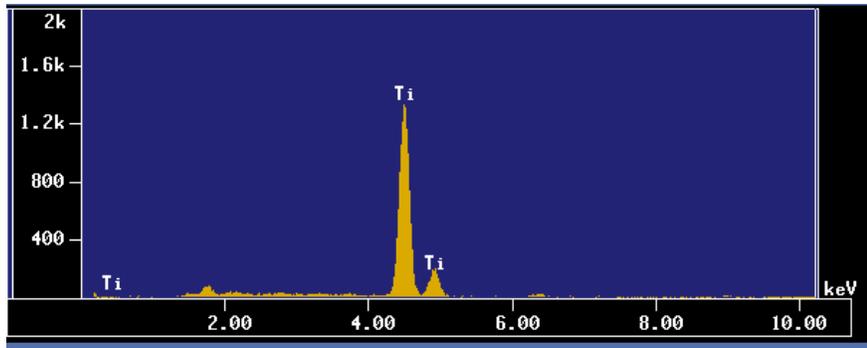


Tabla 10. Microfotografía, composición química y espectro general de la muestra TUX-8D. También se muestran espectros y composición de granos específicos.

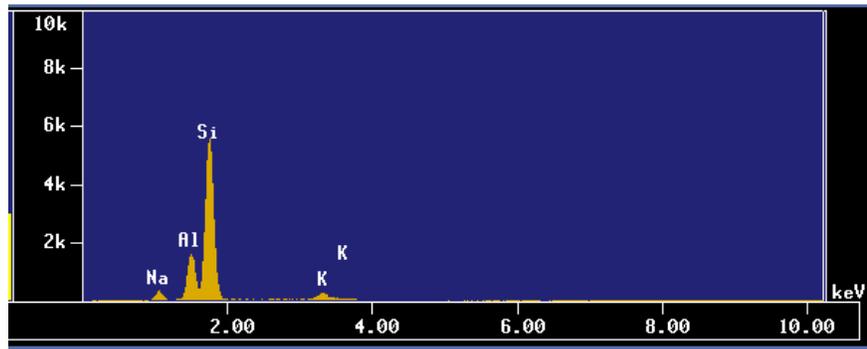


Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.186
MgO	0.103
Al ₂ O ₃	0.902
SiO ₂	2.379
K ₂ O	0.025
TiO ₂	93.133
MnO	0.34
FeO	2.279
NiO	0
CaO	0.096
SO ₃	0



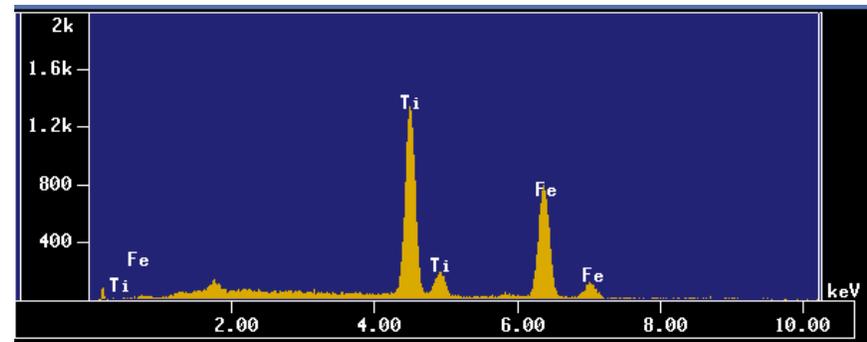
4) Plagioclasa (Na, Ca)(Si, Al)₃O₈

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	3.979
MgO	0.435
Al ₂ O ₃	19.604
SiO ₂	72.656
K ₂ O	1.637
TiO ₂	0.155
MnO	0
FeO	0.163
NiO	0.084
CaO	1.288
SO ₃	0



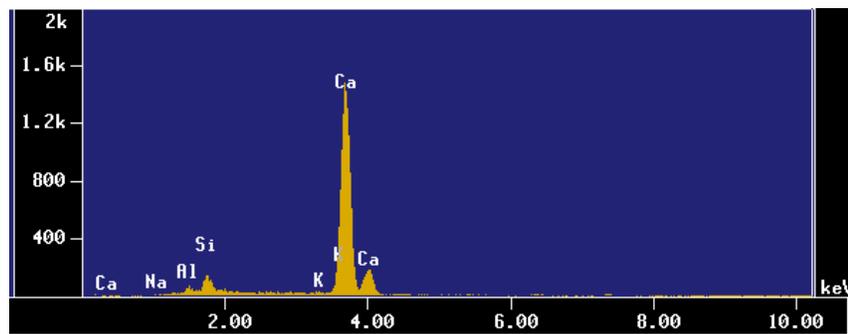
5) Inclusión de Ilmenita (FeTiO₃)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	0.339
Al ₂ O ₃	0.59
SiO ₂	1.061
K ₂ O	0
TiO ₂	47.283
MnO	0.527
FeO	50.001
NiO	0
CaO	0.152
SO ₃	0



6) Calcita (CaCO₃)

Óxido	Peso (%)
Na ₂ O	0.000
MgO	0.88
Al ₂ O ₃	1.436
SiO ₂	3.95
K ₂ O	0.45
TiO ₂	0.29
MnO	0.284
FeO	1.097
NiO	0
CaO	91.333
SO ₃	0.117
Cl	0.163



Con los resultados del SEM-EDS se determinó una composición química similar entre las cinco muestras dominada por SiO_2 (66-80%), que se ve reflejada con la presencia de granos de cuarzo en las cinco muestras analizadas. Asimismo, los valores generales de CaO en cada muestra (3-11%) se reflejan con la presencia de calcita en las cinco muestras.

Con abundancias de Al_2O_3 entre 3% y 7% se encontraron, en diferentes proporciones, feldespatos potásicos en 4 de las 5 muestras. Esta fase mineral estuvo ausente únicamente en la muestra TUX-1D, con concentraciones generales de K_2O entre 0.8% y 2.8%. Por otra parte, las concentraciones de CaO (3-11%) y Na_2O (0.14-2.2) se manifiestan con la presencia de plagioclasas (feldespatos cálcicos y sódicos) en 3 muestras. Se considera que la presencia de Na_2O también puede deberse a la sal del agua marina.

Los valores de TiO_2 y FeO resultaron muy variables. Por su parte, el TiO_2 estuvo completamente ausente 3 muestras (TUX-8B, TUX-1D y TUX-4D); en las muestras TUX-3B y TUX-8D se encontró con concentraciones en peso de 0.7% y 0.24% respectivamente. El FeO estuvo ausente únicamente en la muestra TUX-8B, en las muestras restantes se encontró en abundancias de entre 1.11% y 1.84%. Lo anterior se evidencia con la presencia de minerales de hierro y titanio; un grano de rutilo (TiO_2) en la muestra TUX-8D, incrustaciones de magnetita-hematita (Fe_3O_4) en plagioclasas en la muestra TUX-1D e ilmenita (FeTiO_3) como incrustación en cuarzo y plagioclasa en las muestras TUX-1D y TUX-8D respectivamente, y como granos en las muestras TUX-3B y TUX-4D.

Otras fases minerales presentes en menores abundancias son piroxeno, monzonita y circón. Se identificaron dos espectros de azufre asociado a calcio (sulfato de calcio) y silicio en las muestras TUX-3B y TUX-1D respectivamente. El ciclo del azufre en sedimentos implica procesos bioquímicos tanto reductivos como oxidativos (Kijjanapanich *et al.*, 2014). La presencia de azufre en los sedimentos podría deberse a la reducción de yeso o anhidrita que resulta en azufre puro asociado a cristales de cuarzo y calcita, o a la oxidación de materia orgánica existente en el sedimento (Ríos, 2015).

5.4. Análisis geoquímico

5.4.1. Elementos mayores

Las concentraciones de elementos mayores se muestran en la Tabla 11, donde podemos observar que el SiO₂ se encuentra en mayor concentración (72.3-85.4%), seguido de Al₂O₃ (prom=5.65%) y CaO (prom=5.26%). Además, se realizó un diagrama de comparación de los elementos mayores y los valores normalizados de la corteza continental superior (Fig. 23) (UCC; McLennan, 2001) con el fin de identificar algún enriquecimiento de los elementos respecto a la UCC. En el diagrama podemos observar un enriquecimiento de SiO₂ y CaO. El contenido de P₂O₅, aunque es muy variable, es similar al de la UCC. Los demás elementos se encuentran por debajo de las concentraciones en la UCC.

De acuerdo con Girty *et al.*, (1996), la relación Al₂O₃/TiO₂ provee información sobre el origen de la roca fuente si esta es ígnea; si la relación es menor a 14 la fuente sería máfica, relaciones entre 19 y 28 indican origen de rocas intermedias y si la relación es mayor a 28 la roca fuente sería de origen félsico. Los resultados de esta relación para las arenas de la playa Mis Amores fueron Al₂O₃/TiO₂=30.61-104.5, lo que sugiere que los sedimentos tienen un origen félsico. Sin embargo, este indicador no considera las rocas sedimentarias ni metamórficas, por lo que es necesario complementar con otros análisis.

Tabla 11. Concentraciones de elementos mayores (%) de arenas de playa Mis Amores.

Elemento	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	SUMA	Al ₂ O ₃ /TiO ₂
TUX-1B	79.13	0.07	5.35	0.61	0.02	0.31	5.92	1.56	1.78	0.1	5.14	99.99	76.43
TUX-2B	76.26	0.06	6.27	0.81	0.02	0.44	6.19	1.98	2.12	0.06	5.78	99.99	104.50
TUX-3B	72.34	0.08	6.78	1.04	0.03	0.51	7.99	1.86	2.32	0.08	6.99	100.02	84.75
TUX-4B	78.26	0.15	5.86	0.67	0.02	0.38	5.69	1.99	1.98	0.06	4.93	99.99	39.07
TUX-5B	78.21	0.15	5.72	0.67	0.02	0.35	5.89	1.74	1.92	0.07	5.28	100.02	38.13
TUX-6B	78.41	0.12	5.82	0.68	0.02	0.38	5.7	1.8	1.95	0.05	5.08	100.01	48.50
TUX-7B	79.38	0.13	5.49	0.63	0.02	0.35	5.7	1.52	1.83	0.07	4.9	100.02	42.23
TUX-8B	78.81	0.13	5.55	0.63	0.02	0.36	5.87	1.62	1.86	0.004	5.16	100.014	42.69
TUX-1D	80.59	0.12	5.23	0.63	0.02	0.32	5.57	1.28	1.68	0.04	4.51	99.99	43.58
TUX-2D	79.7	0.18	5.51	0.75	0.02	0.36	5.77	1.32	1.75	0.05	4.59	100	30.61
TUX-3D	82.79	0.13	5.54	0.61	0.01	0.29	4.09	1.4	1.81	0.02	3.32	100.01	42.62
TUX-4D	83.45	0.14	5.31	0.57	0.02	0.28	3.95	1.32	1.71	0.03	3.21	99.99	37.93
TUX-5D	85.42	0.12	5.45	0.58	0.01	0.27	2.82	1.32	1.76	0.05	2.19	99.99	45.42
TUX-6D	84.26	0.13	5.62	0.58	0.01	0.28	3.34	1.35	1.78	0.02	2.62	99.99	43.23
TUX-7D	80.05	0.12	5.49	0.62	0.02	0.3	5.75	1.28	1.83	0.05	4.5	100.01	45.75
TUX-8D	83.37	0.14	5.43	0.61	0.02	0.29	3.94	1.28	1.74	0.04	3.14	100	38.79

PXC=Pérdida por calcinación= Peso inicial-Peso final

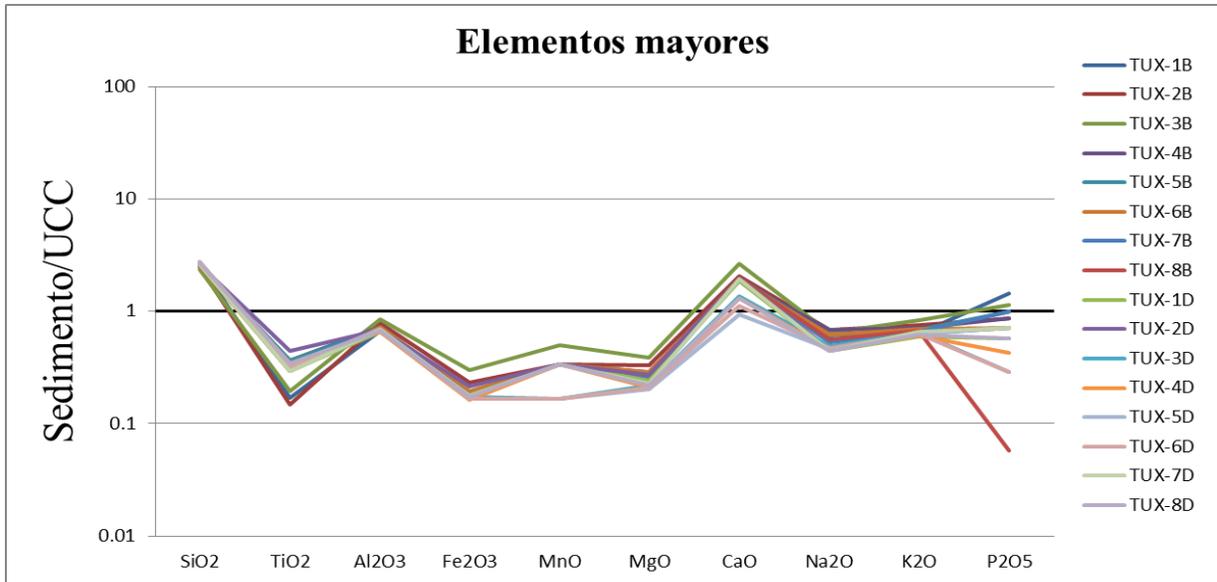


Figura 23. Patrón de elementos mayores normalizados con respecto a la corteza continental superior (UCC) en la arena de la playa Mis Amores (McLennan, 2001).

Pettijohn *et al.* 1972, propusieron un diagrama de relación $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ que refiere el índice de madurez química. En este diagrama podemos observar (Fig. 24) que las muestras de arena de la zona de estudio se agrupan en el campo de subarcosa, lo que indica una madurez composicional alta. Esto es consistente con el alto contenido de silicio en las muestras de arena.

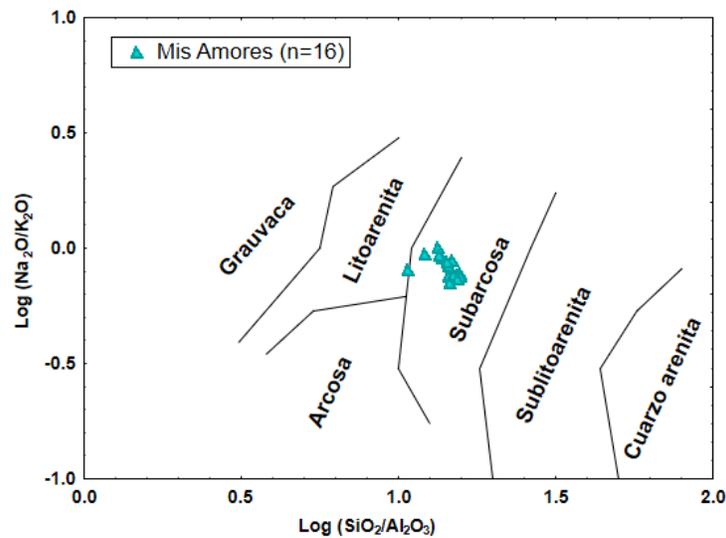


Figura 24. Clasificación geoquímica de las arenas de playa, utilizando diagrama $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn *et al.*, 1972).

El diagrama de Herron (1988) es una modificación del diagrama de Pettijohn que considera $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ para estimar el tipo de sedimentos en función de su composición química. La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sirve para clasificar el sedimento de acuerdo a la cantidad de cuarzo frente a la cantidad de arcilla o feldespatos, es decir, es un indicador de madurez mineralógica, mientras que la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ diferencia entre sedimentos ricos o pobres en feldespatos. En este diagrama (Fig. 25) podemos observar que los sedimentos de la playa Mis Amores se clasifican en su mayoría como subarcosa, apoyando a los resultados del diagrama anterior.

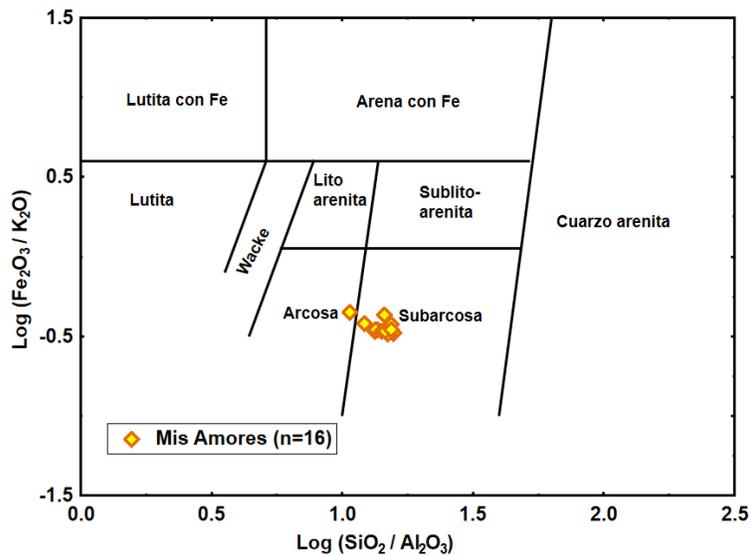


Figura 25. Diagrama de clasificación geoquímica de areniscas, limolitas y lutitas propuesto por Herron (1988).

5.4.2. Índices de intemperismo

En la Tabla 12 se muestran los resultados de los cuatro índices de intemperismo calculados para los sedimentos de la playa Mis Amores. Los valores de CIW varían de $\text{CIW} = 48.08$ - 72.12 y $\text{CIA} = 41.29$ - 56.24 , notándose valores mayores en las muestras recolectadas en la supraplaya; de acuerdo con los valores de Nesbitt y Young (1982) los valores obtenidos en este estudio indican intemperización de baja a moderada. Los resultados de PIA para los sedimentos del área de estudio varían de $\text{PIA} = 31.63$ - 48.83 , mientras que los resultados de ICV fueron $\text{ICV} = 0.89$ - 1.67 , sugiriendo que los sedimentos presentan un moderado desgaste y pueden derivar de una fuente moderadamente erosionada.

Sin embargo, en las muestras que presentan altos contenidos de CaO, como es el caso de los sedimentos de este estudio (CaO=2.82-7.99%; Tabla 11), los resultados de CIW, CIA, PIA e ICV pueden llevar a conclusiones incorrectas (Cullers, 2000). Para corregir esto, Cullers (2000) propuso una modificación del CIW en el que no se considera el CaO. Este se calculó a partir de la siguiente fórmula:

$$CIW' = \left[\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O} \right] * 100$$

Así, los resultados de este índice modificado sugieren los sedimentos de este estudio presentan un alto desgaste y podrían derivar de una fuente altamente erosionada, lo que es consistente con la composición mineralógica dominada por cuarzo.

Tabla 12. Valores de CIA, CIW, PIA, ICV y CIW' para los sedimentos de playa Mis Amores.

Muestra	CIW	CIA	PIA	ICV	CIW'
TUX-1B	49.38	42.41	32.95	1.55	83.75
TUX-2B	51.82	44.09	34.30	1.48	80.24
TUX-3B	48.08	41.29	31.63	1.67	81.21
TUX-4B	51.61	43.95	34.17	1.48	80.16
TUX-5B	51.00	43.55	33.88	1.50	82.21
TUX-6B	52.20	44.43	34.71	1.46	81.71
TUX-7B	51.49	43.95	34.33	1.48	84.10
TUX-8B	50.60	43.26	33.64	1.52	83.23
TUX-1D	51.64	44.29	35.05	1.47	86.27
TUX-2D	52.26	44.82	35.66	1.47	85.90
TUX-3D	61.81	51.43	41.62	1.13	85.17
TUX-4D	61.75	51.51	41.87	1.13	85.90
TUX-5D	72.12	58.50	48.83	0.89	85.90
TUX-6D	68.43	56.24	46.76	0.96	85.62
TUX-7D	52.43	44.63	34.95	1.43	86.27
TUX-8D	62.96	52.39	42.79	1.10	86.27

5.4.3. Elementos traza

La Tabla 13 muestra los resultados de las concentraciones de elementos traza en los sedimentos de la playa Mis Amores por medio de ICP-MS. Además, se realizó un diagrama de estas concentraciones normalizadas con respecto a la corteza continental superior (Fig. 26) (McLennan, 2001), en el que podemos observar un marcado enriquecimiento de Zn, As y Cu. En menor proporción, están B, Sn, Sb y B, lo que puede sugerir un origen litogénico

(Armstrong *et al.*, 2019). Los elementos restantes están presentes en concentraciones inferiores o similares a la UCC.

Tabla 13. Concentraciones de elementos traza (ppm) en arenas de la playa Mis Amores, Tuxpan.

	TUX-1B	TUX-2B	TUX-3B	TUX-4B	TUX-5B	TUX-6B	TUX-7B	TUX-8B	TUX-1D	TUX-2D	TUX-3D	TUX-4D	TUX-5D	TUX-6D	TUX-7D	TUX-8D
Sc	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	<1	1	1
B	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Li	9.9	12.6	15.3	11.5	10.6	11.9	10.6	11	10.8	11	11	10.1	11.2	11.4	10.9	10.7
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
V	15	19	22	18	17	17	16	16	16	18	17	15	16	16	16	16
Cr	6	8	11	7	7	12	12	8	8	7	14	10	8	11	10	10
Mn	141	163	234	157	150	158	149	152	140	149	121	127	99	105	142	113
Hf	0.1	< 0.1	< 0.1	0.4	0.2	< 0.1	< 0.1	0.1	0.4	0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	0.1
Ni	2.6	3.6	4.3	3.1	2.8	2.8	2.9	3.1	3.2	2.9	3.6	3.5	3.2	3.2	3.6	5.1
Ag	0.32	0.47	0.36	0.25	0.17	0.16	0.13	0.12	0.09	0.12	0.14	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09
Cs	1.02	1.48	1.76	1.26	1.21	1.25	1.17	1.12	1.09	1.19	1.14	1.02	1.12	1.17	1.18	1.09
Co	1.6	2.3	3	2.1	2	2.1	1.9	2	1.7	1.9	1.8	1.7	1.8	1.7	1.8	1.8
Bi	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Se	< 0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	< 0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	< 0.1	0.3	0.2	0.2	< 0.1
Zn	203	215	147	50	26.9	35.8	22.4	25.8	24.6	29.4	30.9	23.7	25.5	18.2	19.7	20.5
Ga	5.8	5.8	9.3	6.6	6	8.1	5.7	6.3	5.5	5.4	6.6	6.5	6.1	6.1	6.2	6.4
As	5.5	5.6	9.1	6.4	5.6	6.4	5.8	5.4	4.8	5.6	4.8	6.3	5	5.1	6.7	4.9
Rb	48.4	62.9	72.5	59.1	56.1	58.2	53.2	53.2	49.5	51.6	53.1	48.9	53	53.3	52.4	49.9
Y	5.9	7.9	9.9	7	6.6	7	6.6	6.4	6.6	7.3	6.4	5.8	6.3	6	6.7	6.4
Zr	6	6	5	16	9	7	4	4	14	7	5	3	9	8	3	5
Nb	1.4	2.2	2.3	1.9	2	2.1	1.6	1.7	1.2	1.7	1.9	1.6	1	2	1.7	1.8
Mo	0.19	0.25	0.37	0.23	0.21	0.26	0.23	0.21	0.2	0.24	0.23	0.22	0.32	0.23	0.24	0.29
In	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	7	5	6	13	14	10	9	6	4	5	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
Te	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ba	483	594	635	553	544	526	538	518	479	477	523	476	508	518	538	491
Cu	690	547	377	176	175	169	111	106	90.4	103	61.3	36.4	39.3	26.1	29.3	27.6
Ge	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.5	0.1	0.2	0.2
Ta	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sr	211	243	320	226	217	229	218	221	206	209	190	191	177	184	222	183
W	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.3	0.2	< 0.1	0.2	0.2	0.2
Re	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
Tl	0.25	0.33	0.39	0.3	0.29	0.3	0.28	0.27	0.26	0.27	0.27	0.25	0.27	0.27	0.28	0.26
Pb	20.6	16.9	22.4	31.2	29.9	27	24.8	16.2	12.3	15.3	15.4	9.6	8.6	8.5	8.7	8.2
Be	0.7	0.8	0.9	0.7	0.7	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8	0.5	0.6	0.7	0.5	0.7
Th	1.9	2.6	3.5	2.4	2.2	2.4	2.2	2.1	2	2.3	2.2	2	2.1	2.2	2.1	2.2
U	0.6	0.8	1	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7

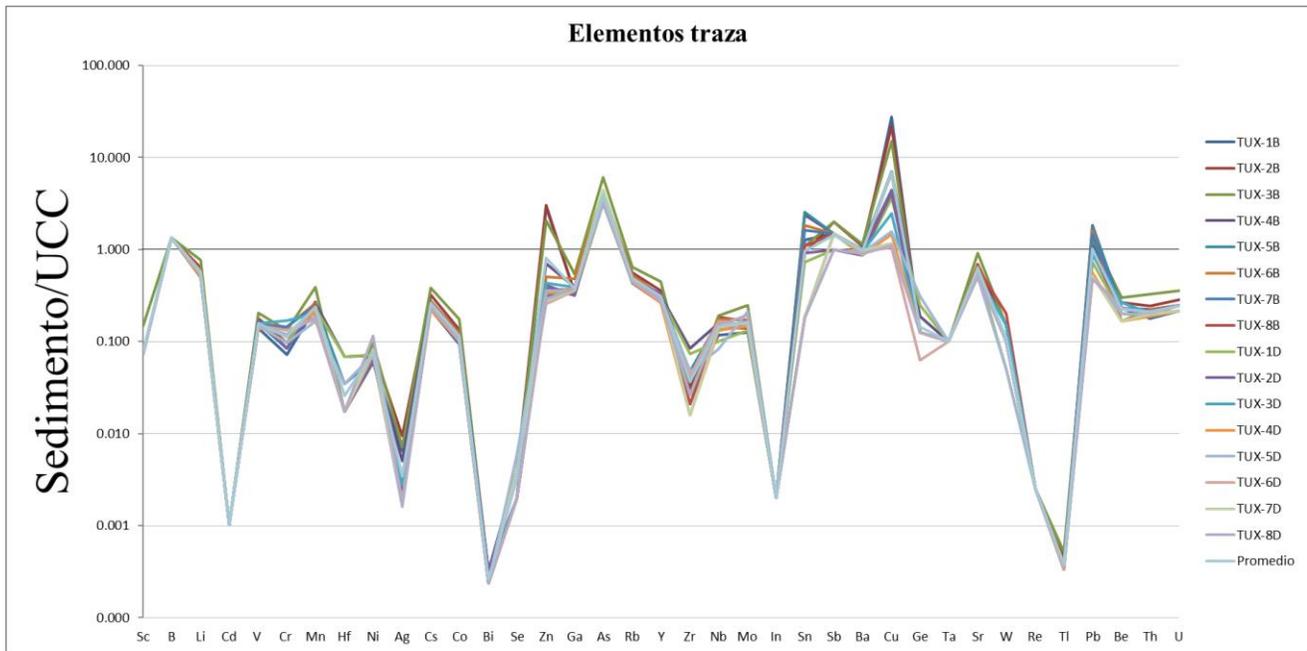


Figura 26. Patrón de elementos traza normalizados con respecto a la corteza continental superior (UCC) en la arena de la playa Mis Amores (McLennan, 2001).

5.4.4. Elementos de tierras raras

La Tabla 14 muestra los resultados de las concentraciones de elementos de tierras raras en los sedimentos de la playa Mis Amores. En general, los patrones de las muestras normalizados con respecto a Condrita (Fig. 27) presentan un enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE), lo que es común en sedimentos de procedencia félsica.

Tabla 14. Concentraciones de elementos de tierras raras (ppm) en arenas de la playa Mis Amores.

	TUX-1B	TUX-2B	TUX-3B	TUX-4B	TUX-5B	TUX-6B	TUX-7B	TUX-8B	TUX-1D	TUX-2D	TUX-3D	TUX-4D	TUX-5D	TUX-6D	TUX-7D	TUX-8D
La	8.7	11.3	13.5	10.3	9.7	9.7	9.9	9.5	9.2	10.6	9.4	8.4	9.1	9.4	9.5	9.4
Ce	16.1	20.5	25.3	18.7	17.9	17.6	18.1	17.3	16.9	19.4	17.1	15.5	16.3	17.1	17.4	16.9
Pr	2.1	2.7	3.3	2.4	2.3	2.3	2.4	2.2	2.2	2.6	2.2	2	2.1	2.2	2.3	2.2
Nd	8.1	10.4	12.5	9.1	8.9	9	8.9	8.6	8.4	9.7	8.3	7.8	8	8.1	8.6	8.4
Sm	1.2	1.6	2.2	1.6	1.5	1.3	1.6	1.4	1.5	1.7	1.5	1.2	1.4	1.3	1.6	1.4
Eu	0.46	0.56	0.63	0.52	0.51	0.51	0.5	0.48	0.47	0.5	0.51	0.46	0.45	0.48	0.51	0.48
Gd	1.2	1.7	2	1.5	1.4	1.3	1.4	1.3	1.3	1.4	1.3	1.2	1.2	1.2	1.4	1.2
Tb	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Dy	1.1	1.4	1.8	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.1	1.3	1.2	1	1.1	1.1	1.1	1.1
Ho	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Er	0.6	0.8	1	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.6	0.8	0.9	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
LREE	36.2	46.5	56.8	42.1	40.3	39.9	40.9	39	38.2	44	38.5	34.9	36.9	38.1	39.4	38.3
HREE	4.56	5.96	7.13	5.32	4.91	5.01	4.9	4.98	4.77	5.3	4.81	4.46	4.55	4.58	4.91	4.68
ΣREE	40.76	52.46	63.93	47.42	45.21	44.91	45.8	43.98	42.97	49.3	43.31	39.36	41.45	42.68	44.31	42.98
Eu/Eu*	1.160	1.031	0.902	1.011	1.059	1.187	0.999	1.070	1.006	0.963	1.091	1.160	1.036	1.156	1.019	1.105

LREE=La+Ce+Pr+Nd+Sm.
HREE= Eu+Gd+Tb+Dy+Ho+Er+Tm+Yb+Lu+Th+U.
ΣREE=LREE+HREE.
Eu/Eu*=Eu/((Sm+Gd)/2) (valores normalizados con respecto a condrita)

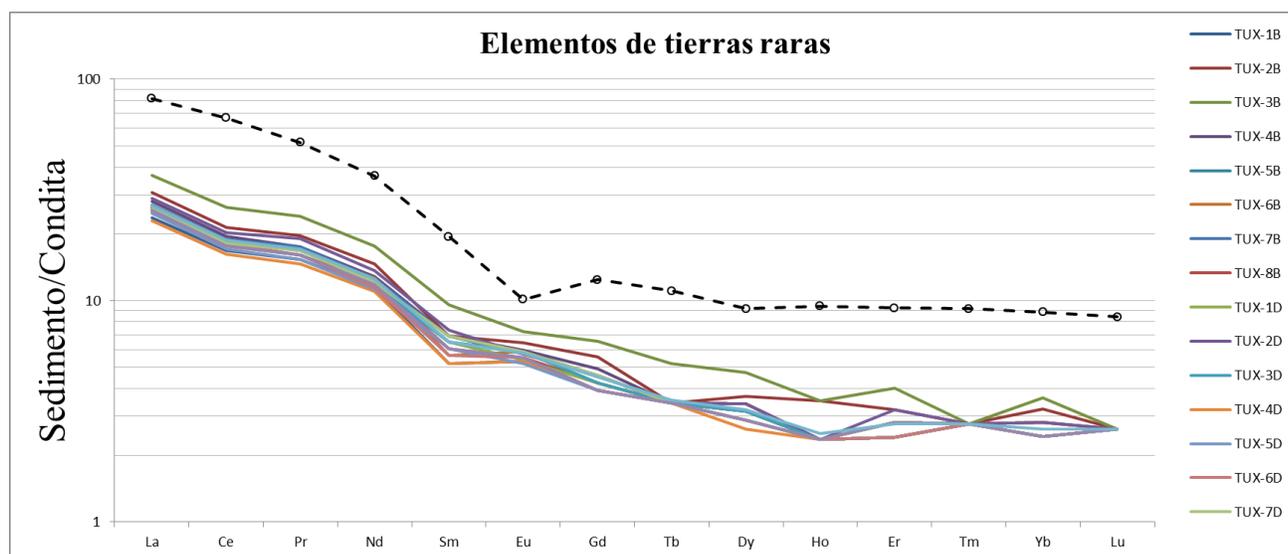


Figura 27. Patrón de elementos de tierras raras normalizados con respecto a Condrita de la arena de la playa Mis Amores (Taylor y McLennan, 1985).

Los sedimentos de la playa Mis Amores se caracterizaron por ligeras anomalías de Europio positivas y negativas ($Eu/Eu^* = 0.902-1.187$; Tabla 14), lo que sugiere que los sedimentos derivaron de rocas ígneas félsicas a intermedias (Armstrong, 2020). La Figura 28 muestra el patrón de elementos de tierras raras normalizado con Condrita del promedio de las 16 muestras

de sedimento analizadas en este estudio comparado con el patrón de potenciales rocas fuente como ácidas e intermedias del área costera del Golfo de México (EFVT) y en el estado de Veracruz (V). Las similitudes entre patrones apoyan a la interpretación de que las arenas fueron suministradas por rocas ígneas félsicas a intermedias.

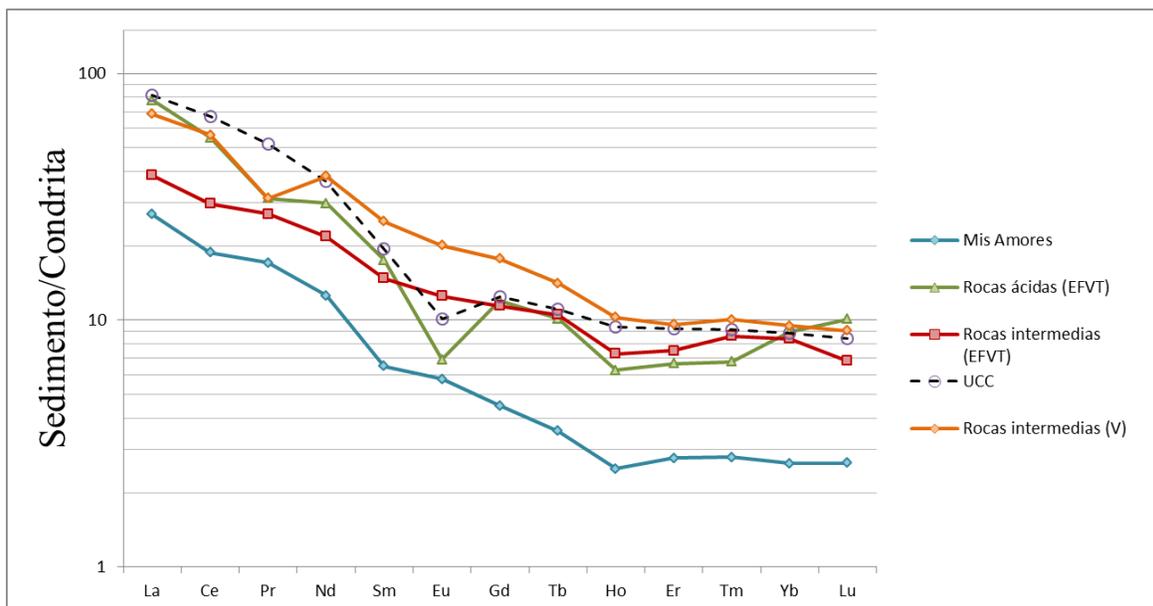


Figura 28. Patrones de elementos de tierras raras normalizados con Condrita de las arenas de la playa Mis Amores comparadas con el patrón de rocas adyacentes del Golfo de México. Los datos de las composiciones promedio de andesita, dacita y riolita se compilaron de Verma et al., (2015).

5.4.5. Indicadores de contaminación ambiental

Los resultados del cálculo de cuatro indicadores ambientales para los once metales analizados se muestran en la Tabla 14. En color amarillo se muestran los valores que corresponden, según la clasificación de cada uno, a contaminación o enriquecimiento leve, en color naranja los que presentan contaminación o enriquecimiento moderado y en color rojo los que indican contaminación o enriquecimiento fuerte a extremo. Las celdas naranjas en donde aparece N/A son casos en donde no se encontró referencia para ese metal y ese índice. En el caso del cadmio se usó la concentración máxima detectada ($Cd < 0.1$; Tabla 13).

Tabla 15. Resultados de indicadores ambientales en los sedimentos de la playa Mis Amores.

Mues- tra	Metal	EF	Igeo	AEI	PLI (muestra)	Mues- tra	Metal	EF	Igeo	AEI	PLI (muestra)	Mues- tra	Metal	EF	Igeo	AEI	PLI (muestra)	PLI (sitio)	
TUX- 1B	Cd	1.533	-0.556	0.083	0.638	TUX- 7B	Cd	1.494	-0.556	0.147	0.503	TUX- 4D	Cd	1.545	-0.556	0.147	0.398		
	Cr	0.109	-4.375	0.074			Cr	0.212	-3.375	0.148			Cr	0.182	-3.638	0.123			
	Pb	1.821	-0.308	0.441			Pb	2.136	-0.040	0.531			Pb	0.855	-1.409	0.206			
	Zn	4.297	0.931	1.353			Zn	0.462	-2.249	0.149			Zn	0.505	-2.168	0.158			
	Sr	0.906	-1.315	N/A			Sr	0.912	-1.268	N/A			Sr	0.826	-1.459	N/A			
	Cu	41.477	4.202	20.294			Cu	6.502	1.566	3.265			Cu	2.205	-0.043	1.071			
	Ni	0.089	-4.666	0.124			Ni	0.097	-4.508	0.139			Ni	0.120	-4.237	0.167			
	Ba	1.320	-0.772	N/A			Ba	1.433	-0.617	N/A			Ba	1.310	-0.793	N/A			
	Co	0.141	-3.994	N/A			Co	0.164	-3.746	N/A			Co	0.151	-3.907	N/A			
	V	0.211	-3.420	N/A			V	0.219	-3.326	N/A			V	0.212	-3.420	N/A			
As	5.510	1.290	0.671	As	5.663	1.366	0.707	As	6.359	1.485	0.768								
TUX- 2B	Cd	1.308	-0.556	0.083	0.712	TUX- 8B	Cd	1.478	-0.556	0.147	0.471	TUX- 5D	Cd	1.505	-0.556	0.147	0.402		
	Cr	0.124	-3.960	0.099			Cr	0.140	-3.960	0.099			Cr	0.142	-3.960	0.099			
	Pb	1.275	-0.593	0.362			Pb	1.380	-0.655	0.347			Pb	0.746	-1.568	0.184			
	Zn	3.883	1.013	1.433			Zn	0.526	-2.045	0.172			Zn	0.530	-2.062	0.170			
	Sr	0.890	-1.111	N/A			Sr	0.915	-1.248	N/A			Sr	0.746	-1.569	N/A			
	Cu	28.057	3.867	16.088			Cu	6.142	1.499	3.118			Cu	2.319	0.068	1.156			
	Ni	0.105	-4.196	0.172			Ni	0.102	-4.412	0.148			Ni	0.107	-4.366	0.153			
	Ba	1.385	-0.474	N/A			Ba	1.364	-0.671	N/A			Ba	1.363	-0.700	N/A			
	Co	0.173	-3.471	N/A			Co	0.170	-3.672	N/A			Co	0.156	-3.824	N/A			
	V	0.228	-3.079	N/A			V	0.217	-3.326	N/A			V	0.221	-3.326	N/A			
As	4.787	1.316	0.683	As	5.215	1.263	0.659	As	4.917	1.152	0.610								
TUX- 3B	Cd	1.210	-0.556	0.147	0.798	TUX- 1D	Cd	1.569	-0.556	0.083	0.435	TUX- 6D	Cd	1.460	-0.556	0.147	0.377		
	Cr	0.157	-3.501	0.136			Cr	0.148	-3.960	0.099			Cr	0.190	-3.501	0.136			
	Pb	1.563	-0.187	0.480			Pb	1.112	-1.052	0.263			Pb	0.715	-1.585	0.182			
	Zn	2.455	0.465	0.980			Zn	0.533	-2.114	0.164			Zn	0.367	-2.549	0.121			
	Sr	1.084	-0.714	N/A			Sr	0.905	-1.350	N/A			Sr	0.752	-1.513	N/A			
	Cu	17.882	3.330	11.088			Cu	5.559	1.269	2.659			Cu	1.494	-0.523	0.768			
	Ni	0.116	-3.940	0.206			Ni	0.112	-4.366	0.153			Ni	0.104	-4.366	0.153			
	Ba	1.369	-0.378	N/A			Ba	1.339	-0.784	N/A			Ba	1.347	-0.671	N/A			
	Co	0.209	-3.087	N/A			Co	0.154	-3.907	N/A			Co	0.143	-3.907	N/A			
	V	0.244	-2.867	N/A			V	0.230	-3.326	N/A			V	0.214	-3.326	N/A			
As	7.194	2.016	1.110	As	4.919	1.093	0.585	As	4.864	1.181	0.622								
TUX- 4B	Cd	1.400	-0.556	0.147	0.571	TUX- 2D	Cd	1.489	-0.556	0.083	0.468	TUX- 7D	Cd	1.494	-0.556	0.147	0.406		
	Cr	0.116	-4.153	0.086			Cr	0.123	-4.153	0.086			Cr	0.176	-3.638	0.123			
	Pb	2.518	0.291	0.668			Pb	1.313	-0.737	0.328			Pb	0.749	-1.551	0.186			
	Zn	0.966	-1.091	0.333			Zn	0.604	-1.857	0.196			Zn	0.406	-2.435	0.131			
	Sr	0.886	-1.216	N/A			Sr	0.871	-1.329	N/A			Sr	0.929	-1.242	N/A			
	Cu	9.659	2.231	5.176			Cu	6.012	1.458	3.029			Cu	1.716	-0.356	0.862			
	Ni	0.097	-4.412	0.148			Ni	0.096	-4.508	0.139			Ni	0.120	-4.196	0.172			
	Ba	1.379	-0.577	N/A			Ba	1.265	-0.790	N/A			Ba	1.433	-0.617	N/A			
	Co	0.169	-3.602	N/A			Co	0.163	-3.746	N/A			Co	0.155	-3.824	N/A			
	V	0.231	-3.157	N/A			V	0.245	-3.157	N/A			V	0.219	-3.326	N/A			
As	5.854	1.508	0.780	As	5.448	1.316	0.683	As	6.541	1.574	0.817								
TUX- 5B	Cd	1.434	-0.556	0.147	0.518	TUX- 3D	Cd	1.481	-0.556	0.147	0.473	TUX- 8D	Cd	1.511	-0.556	0.147	0.394		
	Cr	0.119	-4.153	0.086			Cr	0.245	-3.153	0.173			Cr	0.178	-3.638	0.123			
	Pb	2.472	0.230	0.640			Pb	1.315	-0.728	0.330			Pb	0.714	-1.637	0.176			
	Zn	0.533	-1.985	0.179			Zn	0.632	-1.785	0.206			Zn	0.428	-2.377	0.137			
	Sr	0.871	-1.275	N/A			Sr	0.788	-1.466	N/A			Sr	0.774	-1.520	N/A			
	Cu	9.839	2.222	5.147			Cu	3.558	0.709	1.803			Cu	1.635	-0.442	0.812			
	Ni	0.089	-4.559	0.134			Ni	0.119	-4.196	0.172			Ni	0.172	-3.694	0.244			
	Ba	1.390	-0.601	N/A			Ba	1.380	-0.658	N/A			Ba	1.322	-0.749	N/A			
	Co	0.165	-3.672	N/A			Co	0.154	-3.824	N/A			Co	0.157	-3.824	N/A			
	V	0.223	-3.239	N/A			V	0.231	-3.239	N/A			V	0.221	-3.326	N/A			
As	5.248	1.316	0.683	As	4.644	1.093	0.585	As	4.837	1.123	0.598								
TUX- 6B	Cd	1.410	-0.556	0.147	0.562														
	Cr	0.200	-3.375	0.148															
	Pb	2.194	0.082	0.578															
	Zn	0.697	-1.573	0.239															
	Sr	0.904	-1.197	N/A															
	Cu	9.339	2.172	4.971															
	Ni	0.088	-4.559	0.134															
	Ba	1.321	-0.649	N/A															
	Co	0.171	-3.602	N/A															
	V	0.219	-3.239	N/A															
As	5.894	1.508	0.780																

De acuerdo con los resultados del factor de enriquecimiento para las arenas de Mis Amores, existe enriquecimiento leve de Cd y Ba en 16 muestras, Pb en 11 muestras, Cu en 5 muestras, Sr y Zn en 1 muestra. Se determinó enriquecimiento moderado de Zn en 2 muestras, As en 5 muestras y Cu en 1 muestra. Además existe enriquecimiento severo de As en 11 muestras y de Cu en 10 muestras. Por su parte, el Cr, Ni, Co y V no presentan enriquecimiento en ningún caso.

Los resultados de I_{geo} muestran que en los sedimentos existe contaminación de Zn, Cu y As en distintos grados. Por su parte, se encontró contaminación moderada de Zn en las muestras TUX-1B y TUX-2B. Se determinó presencia de As en niveles que corresponden a contaminación moderada en 15 muestras (prom $I_{geo}=1.2$) y de moderada a fuerte en una muestra (TUX-3B). El I_{geo} del Cu (prom $I_{geo}=2.2$) indica contaminación en 11 muestras; en 5 moderada, en 5 fuerte y en 1 (TUX-1B) de fuerte a extrema. Las cinco muestras en las que no se encontró contaminación por Cu son TUX-4D-8D, lo que evidencia una variabilidad espacial de este contaminante.

El índice de efecto adverso calculado con respecto al ERL proporcionado por las tablas de referencia de la NOAA indica efectos potencialmente tóxicos a los organismos por Cu en 13 muestras, solo con excepción de las muestras TUX-6D-8D, lo que concuerda con los resultados del I_{geo} . Además, las concentraciones de Zn en una muestra y de As en dos muestras son suficientes para predecir posibles efectos adversos en organismos a causa de estos metales.

Con respecto al índice de carga de contaminación los resultados muestran que TUX-6D < TUX8D < TUX-4D < TUX-5D < TUX-7D < TUX-1D < TUX-2D < TUX-3D < TUX-7B < TUX-5B < TUX-6B < TUX-4B < TUX-1B < TUX-2B < TUX-3B. En general, se muestra una tendencia de mayor carga de contaminantes en las muestras cuya zona de recolección fue la mesoplaya (TUX-1B a TUX-8B). En ningún caso la carga de los contaminantes analizados es suficiente para causar un deterioro progresivo al ambiente.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

Con base en los resultados del análisis granulométrico, se determinó que las arenas de la playa Mis Amores son arenas finas. Esto es común en los sedimentos de ambientes de playa debido al retrabajo constante de los sedimentos causado por el vaivén de las olas y el viento. Asimismo, la muy buena clasificación de 14 de las 16 muestras de sedimento se debe a que el movimiento oscilatorio del agua en la zona de ruptura de una playa tiende a separar partículas suspendidas de grano fino de partículas gruesas transportadas como carga de fondo (Friedman, 1967). Las dos muestras restantes resultaron estar bien clasificadas y pertenecen a la supraplaya, por lo que estuvieron expuestas mayormente a procesos eólicos.

Los resultados de asimetría fueron todos negativos, lo que refleja un exceso de partículas gruesas en los sedimentos; los sedimentos muestreados en la mesoplaya, coinciden con los valores negativos más alejados del cero. Esto puede deberse a que, en la mesoplaya, las partículas más finas permanecen o inician el movimiento en suspensión por la acción de las olas y las partículas más gruesas permanecen en el fondo. Los valores de curtosis obtenidos clasificaron a 5 muestras como leptocúrticas y a las 11 restantes como mesocúrticas, sugiriendo un transporte largo.

Los diagramas bivariantes muestran que las arenas de la playa Mis Amores estuvieron sujetas a procesos característicos del ambiente de playa que llevaron a su deposición; corrientes, olas y la acción del viento. Los diagramas que otorgaron la clasificación de procesos de duna destacan la importancia de la interacción entre los procesos de oleaje de la playa y la acción eólica en la costa de la playa.

De acuerdo con los resultados del análisis mineralógico SEM-EDS las muestras son mineralógicamente similares, identificándose cuarzo (en mayor concentración), calcita, feldspatos y plagioclasas. La presencia de ilmenita y magnetita/hematita como incrustaciones y como granos podrían ser resultado de la intemperización de rocas félsicas (Pérez, 2021). La monacita en una muestra podría deberse a la ocurrencia de este mineral como accesorio de rocas ígneas félsicas.

A partir del análisis geoquímico de elementos mayores se determinó un elevado contenido de SiO₂ y CaO con respecto a la UCC, lo que podría deberse a la litología de la región y la

cercanía de la Sierra Madre Oriental. Las relaciones $Al_2O_3/TiO_2 > 28$, indicarían un origen ígneo de composición félsica. De acuerdo con la clasificación geoquímica de Pettijohn *et al.*, 1972 y Herron (1988), los sedimentos de la playa Mis Amores se clasifican como subarcosas, indicando que los sedimentos son geoquímicamente maduros por su alto contenido de $SiO_2 (>75\%)$. Dos de los índices de intemperismo calculados (CIA y CIW) indican que los sedimentos presentan intemperismo de bajo a intermedio, mientras que el PIA e ICV señalaron baja intensidad de intemperización. Sin embargo, debido al alto contenido de CaO en las muestras se consideró un índice de intemperismo modificado (CIW') que no toma en cuenta el CaO. Los resultados de este índice de intemperismo demuestran que en realidad los sedimentos están altamente desgastados y podrían derivar de una fuente altamente erosionada.

En general, los patrones de elementos traza normalizados con respecto a la UCC muestran un notable enriquecimiento de As, Cu y Zn que se corrobora con los indicadores ambientales. El B, Sn, Sb y B están presentes en concentraciones similares a la UCC, mientras que el resto de los elementos traza no presentan enriquecimiento con respecto a la UCC. Los patrones de elementos de tierras raras normalizados con respecto a Condrita indican un enriquecimiento en tierras raras ligeras y anomalías de europio ligeramente positivas y negativas ($Eu/Eu^* = 0.902-1.187$), apoyando a la interpretación de un origen ígneo félsico a intermedio.

El enriquecimiento moderado a severo de As, Zn, y Cu en los sedimentos calculado con cuatro indicadores ambientales (EF, I_{geo} , AEI, PLI) sugiere que provienen de fuentes antropogénicas. Se ha reportado (Sadiq 1992; Reimann y Caritat 1998) que el uso de pesticidas, herbicidas y fungicidas en actividades agrícolas es probablemente responsable de la presencia de estos metales. Esto es consistente con la extensa ocupación del suelo en la cuenca del Río Tuxpan para actividades agrícolas (43%), especialmente en las zonas bajas. Adicionalmente, el Cu y Zn están relacionados con descargas de aguas residuales que pueden originarse en la ciudad de Tuxpan. Por otra parte, el Zn puede atribuirse a actividades en el puerto de Tuxpan porque se usa en botes e infraestructura del puerto para prevenir corrosión por agua marina (Reimann y Caritat, 1998). No se encontró evidencia de contaminación atribuida a actividades asociadas a la industria petrolera.

6.1. Procedencia y ambiente tectónico

Para determinar una probable procedencia de las arenas de la playa Mis Amores se utilizaron diversos diagramas binarios y ternarios que han demostrado efectividad para inferir la composición de la roca fuente.

El diagrama de Roser y Korsch (1988) utiliza funciones discriminantes para clasificar entre cuatro grupos posibles de composición de la roca fuente; ígneas félsicas, ígneas máficas, ígneas intermedias y sedimentarias cuarzosas. Las funciones discriminantes se calculan a partir de las siguientes ecuaciones:

$$\mathbf{FD1} = (-1.773 \text{ TiO}_2) + (0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3) + (0.706 \text{ Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \text{ MgO}) + (0.616 \text{ CaO}) + (0.509 \text{ Na}_2\text{O}) + (-1.224 \text{ K}_2\text{O}) + (-9.090)$$

$$\mathbf{FD2} = (0.445 \text{ TiO}_2) + (0.070 \text{ Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \text{ Fe}_2\text{O}_3) + (1.142 \text{ MgO}) + (0.438 \text{ CaO}) + (1.475 \text{ Na}_2\text{O}) + (-1.426 \text{ K}_2\text{O}) + (-6.681)$$

En la Figura 29 podemos observar los resultados de este diagrama para las arenas de este estudio sugieren su procedencia de rocas ígneas félsicas y ligeramente sedimentarias cuarzosas.

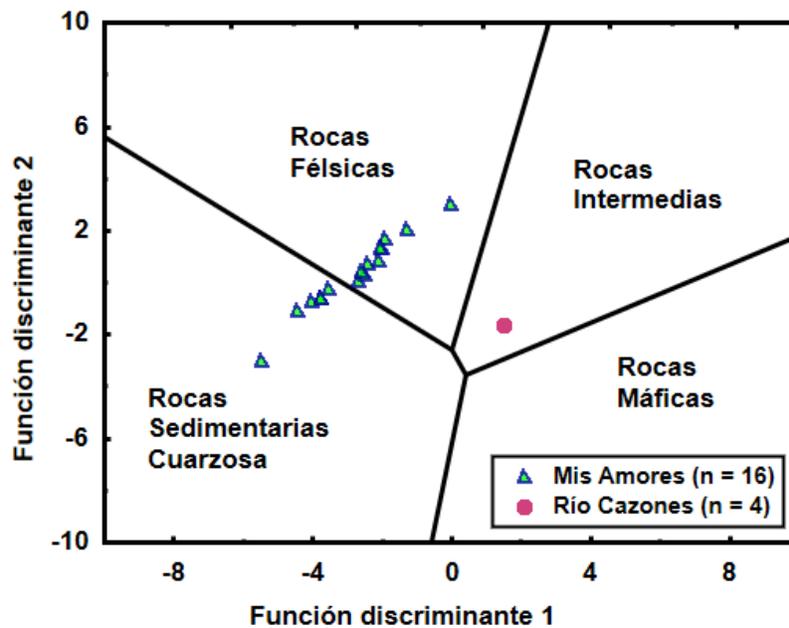


Figura 29. Diagrama de procedencia de sedimentos (Roser y Korsch, 1988).

Las concentraciones de elementos traza en sedimentos clásticos son indicadores de procedencia muy confiables porque los elementos traza incompatibles (aquellos que se concentran en la fase líquida durante la fusión y cristalización del magma. Ej: Th, U, Pb, K, Rb, Sr y Ba) se enriquecen en sedimentos derivados de rocas ígneas félsicas, mientras que los elementos compatibles (aquellos que se concentran en la parte sólida; Ni y Cr) se enriquecen en sedimentos derivados de rocas ígneas máficas (Pérez, 2021). Así, las proporciones elementales como Th/Sc son significativamente distintas entre rocas félsicas y máficas y puede usarse para inferir la procedencia de sedimentos (Cullers y Podkovyrov, 2000).

El diagrama binario (Fig. 30 B) y los diagramas ternarios (Fig 30 A y C) muestran que las arenas de la playa Mis Amores se aproximan a la composición de rocas félsicas de composición dacítica, lo que sugiere que geoquímicamente su procedencia es de una dacita. Tomando en cuenta el contexto geológico de la zona de estudio, es probable que los sedimentos sean producto de la intemperización de dacitas en la Faja Volcánica Transmexicana y que fueron transportados hacia la playa por el Río Tuxpan.

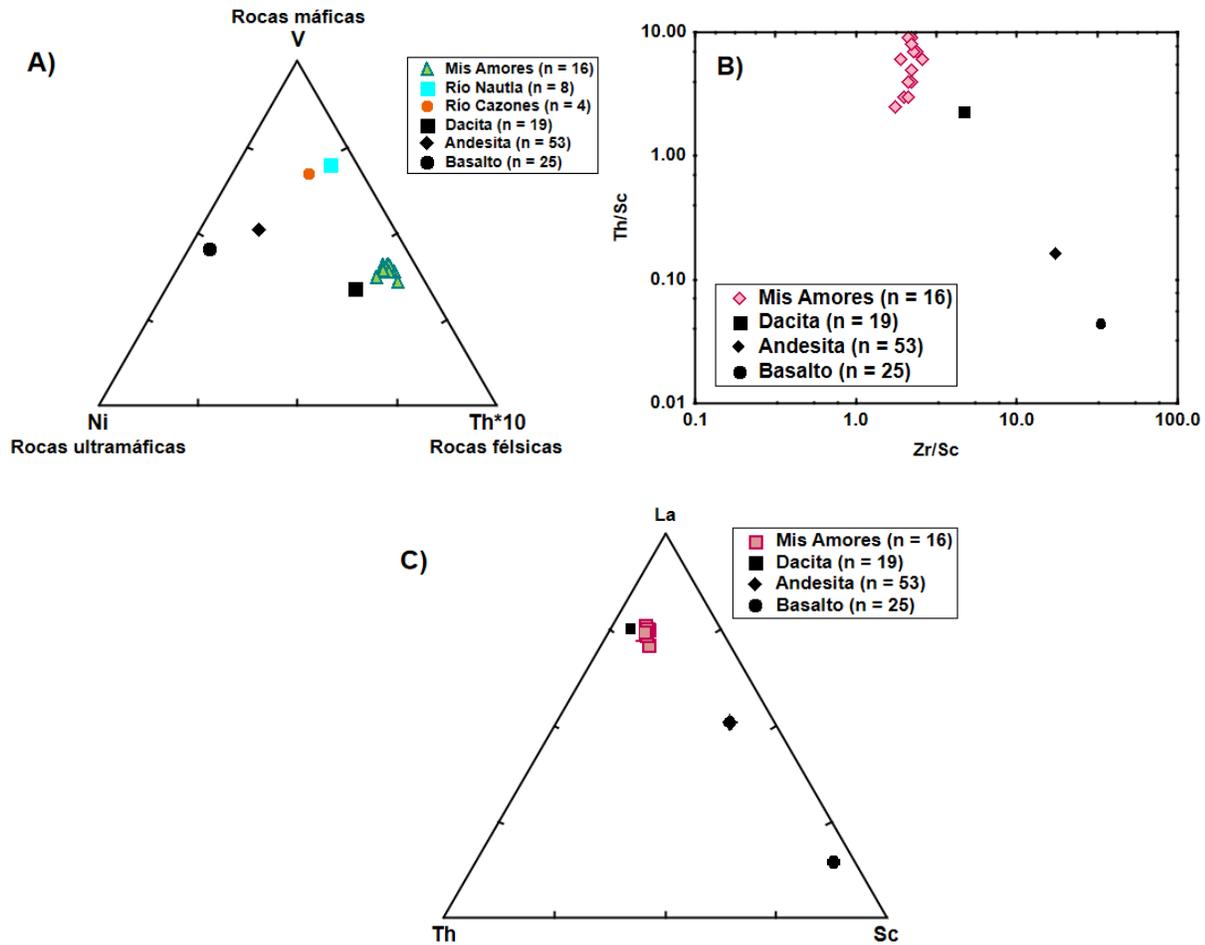


Figura 30. Diagramas binarios y ternarios para las arenas de la playa Mis Amores. A) Ni-Th*10-V; B) Sc vs. Th/Sc; C) Th-Sc-La. Las concentraciones promedio de dacita, andesita y basalto se compilaron de Verma (2015), Verma et al., (2016) y Torres-Sánchez et al., (2019).

Existen diagramas de discriminación de ambiente tectónico que se basan en las concentraciones de elementos mayores para extraer información de cuencas sedimentarias antiguas. Verma y Armstrong-Altrin (2013; 2016) propusieron dos nuevos diagramas de función discriminante para sedimentos siliciclasticos basados en elementos mayores y traza con el fin de diferenciar entre ambientes tectónicos. Estos diagramas se subdividen en dos; para sedimentos con alto contenido de SiO₂ (63-95%) y con bajo contenido de SiO₂ (35-65%).

El diagrama de Verma y Armstrong-Altrin (2013) distingue entre tres ambientes; arco (vulcanismo activo), rift continental (extensión) y colisión continental (compresión). Este

diagrama para sedimentos con alto contenido de SiO₂, como es el caso del presente estudio, se compone a partir de las siguientes funciones discriminantes con los datos de 10 elementos mayores ajustados (adj) al 100%:

$$\mathbf{DF1}_{(Arc-Rift-Col)} = (-0.263 * \ln(\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.604 * \ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.725 * \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.660 * \ln(\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (2.191 * \ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.144 * \ln(\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.304 * \ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.054 * \ln(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-0.330 * \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{adj}) + 1.588$$

$$\mathbf{DF2}_{(Arc-Rift-Col)} = (-1.196 * \ln(\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)_{adj}) + (1.064 * \ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.303 * \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.436 * \ln(\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (0.838 * \ln(\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-0.407 * \ln(\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (1.021 * \ln(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-1.706 * \ln(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{adj}) + (-0.126 * \ln(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{adj}) - 1.068$$

En la Fig. 31 podemos observar que los sedimentos de la playa Mis Amores corresponden a un ambiente tectónico de rift.

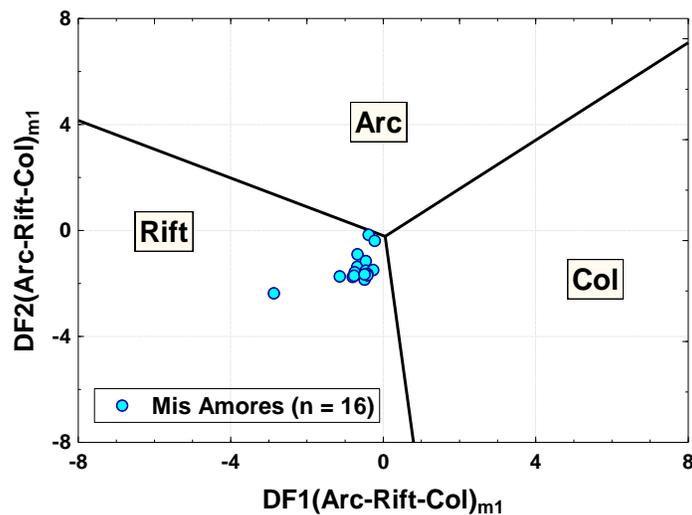


Figura 31. Diagrama de función discriminante propuesto por Armstrong-Altrin y Verma (2013).

El diagrama de Verma y Armstrong-Altrin (2016) a partir de las concentraciones de diez elementos mayores y seis traza (Cr, Nb, Ni, V, Y y Zr) es eficiente para distinguir entre ambientes tectónicos de margen continental activo o pasivo. Para la función discriminante es necesario ajustar los datos de los 16 elementos considerados al 100% y después transformarlos a 15 proporciones logarítmicas isométricas.

Los resultados de este diagrama se muestran en la Fig. 32, en donde podemos observar que los sedimentos de este estudio corresponden a un ambiente tectónico de margen pasivo.

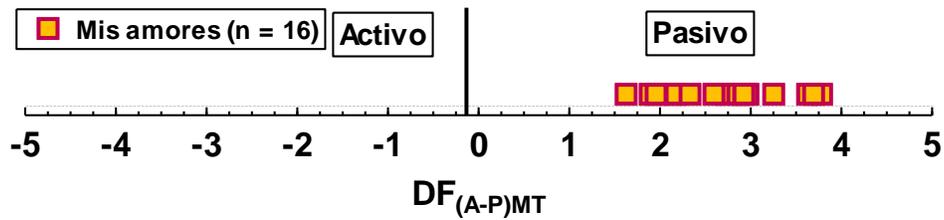


Figura 32. Diagrama de función discriminante propuesto por Verma y Armstrong (2016).

Con base en los resultados de los dos diagramas de ambiente tectónico, se puede concluir que los sedimentos de este estudio se depositaron en un ambiente tectónico de rift y margen pasivo, lo que es consistente con la tectónica del Golfo de México.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

A partir de los resultados de los análisis de granulometría, mineralogía y geoquímica realizados en este estudio para sedimentos detríticos de la playa Mis Amores, Tuxpan, se determinó una composición geoquímica y mineralógica homogénea entre muestras, por lo que se concluye que provienen de una fuente en común.

Los sedimentos corresponden a arenas finas de bien a muy bien clasificadas que estuvieron sujetas a un ambiente de playa de alta energía con oleaje constante y alta interacción del viento con la costa que dio lugar a su deposición. El análisis mineralógico SEM-EDS mostró una mineralogía similar entre muestras dominada por cuarzo, es decir, las arenas son mineralógicamente maduras. En conjunto con los resultados del análisis geoquímico de elementos mayores por XRF, se evidencia un alto contenido de SiO_2 (72.34-85.42%).

Los patrones de tierras raras y las relaciones entre elementos traza sugieren que la fuente de procedencia de las arenas de Mis Amores corresponde a una roca ígnea félsica de composición dacítica. Tomando en cuenta estos resultados y el contexto geológico, se infiere que los sedimentos son el resultado de la intemperización de rocas ígneas félsicas (dacitas) de la Faja Volcánica Transmexicana y que fueron transportadas a la playa por medio del Río Tuxpan. Los diagramas de función discriminante para determinar ambiente tectónico basados en elementos mayores y traza indicaron que los sedimentos se depositaron en una cuenca sedimentaria de ambiente tectónico de rift y pasivo, lo que coincide con la tectónica de la cuenca del Golfo de México.

La contaminación moderada a severa por Cu, As y Zn podría ser resultado de factores antropogénicos, como el uso intenso de fertilizantes y pesticidas en las zonas agrícolas cercanas y al uso de Zn y As en la infraestructura portuaria. Finalmente, no existe deterioro progresivo del ambiente a causa de dichos metales pesados ni evidencia de contaminación por actividades petroleras.

REFERENCIAS

- ♦ Abu, M., and Sunkari, E. (2020) Geochemistry and petrography of beach sands along the western coast of Ghana: implications for provenance and tectonic settings. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(2), 363–380.
- ♦ 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.
- ♦ Aguirre-Díaz, G., Dubois, M., Laureyns, J., and Schaaf, P. (2002) Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review*. 44, 222-242.
- ♦ Alegría-Montenegro, M. A. (2015) Desarrollo de campos petroleros en la Cuenca de Tampico, Tamaulipas. (Tesis de Licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM.
- ♦ Aranda-Gómez, J., Luhr, J., Housh, T., 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.
- ♦ Arche, A. (2010) *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).
- ♦ Armstrong-Altrin, J., Nagarajan, R., Balaram, V., and 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., Botello, A., Villanueva, S., and Soto, L. (2019) Geochemistry of surface sediments from the north-western Gulf of Mexico: implications for provenance and heavy metal contamination. *Geological Quarterly*, 63(3), 522–538.
- ♦ Armstrong-Altrin, J. S. (2020) Detrital zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Riachuelos and Palma Sola beach sediments, Veracruz State, Gulf of Mexico: a new insight on palaeoenvironment. *Journal of Palaeogeography*, 9:28.
- ♦ Armstrong-Altrin, J. S., Madhavaraju, J., Vega-Bautista, F., Ramos-Vázquez, M. A., Pérez-Alvarado, B. Y., Kasper-Zubillaga, J. J., and Ekoa Bessa, A. Z. (2021). Mineralogy and geochemistry of Tecolutla and Coatzacoalcos beach sediments, SW Gulf of Mexico. *Applied Geochemistry*, 134.
- ♦ Barrett, P. (1980). The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology*, 27, 291–303.
- ♦ Birth, G., Woodcoffe, C.D., and Furness, R.A. (2003) A scheme for assessing human impacts on coastal environments using sediments. Wollongong University Papers in Center for Maritime Policy, 14.
- ♦ Bland, W., and Rolls, D. (1998) *Weathering: An introduction to the scientific principles*. Oxford University Press.
- ♦ Boggs, S. (1969) Relationship of size and composition in pebble counts: *Journal of Sedimentary Petrology*. 39, 1243–1246.
- ♦ Boggs, S. (2006) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson Prentice Hall. 4ª edición.
- ♦ Boggs, S. (2009) *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge University Press. 2ª edición.
- ♦ Carranza-Edwards, A., y Caso-Chavez, M. (1994) Zonificación del perfil de playa. *Geo-UNAM*, 2(2), 26-32.

- ♦ Carranza-Edwards, A., y RosalesHoz, L. (1995) Grain-size trends and provenance of southwestern Gulf of Mexico beach sands. *Canadian Journal Of Earth Sciences*, 32(12), 2009–2014.
- ♦ Carrillo-Bravo, J. (1971) Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 17 (5), 73-96.
- ♦ Celis, O., Rosales, L., and Carranza, A. (2013) Heavy metal enrichment in surface sediments from the SW Gulf of Mexico. *Environmental Monitoring and Assessment* 185, 8891–8907.
- ♦ Celis, O., Rosales, L., Cundy, A., and Carranza, A. (2017) Sedimentary heavy metal(loid) contamination in the Veracruz shelf, Gulf of Mexico: a baseline survey from a rapidly developing tropical coast. *Marine Pollution Bulletin*. 119, 204–213.
- ♦ Celis, O., Rosales, L., Cundy, A., Carranza, A., Croudace, I. and Hernandez, H. (2018) Historical trace element accumulation in marine sediments from the Tamaulipas shelf, Gulf of Mexico: an assessment of natural vs anthropogenic inputs. *Science of the Total Environment*. 622–623, 325–336.
- ♦ Celis-Hernandez, O., Giron-Garcia, M. P., Ontiveros-Cuadras, J. F., Canales-Delgadillo, J. C., Pérez-Ceballos, R. Y., Ward, R. D., Acevedo-Gonzales, O., Armstrong-Altrin, J. S., and Merino-Ibarra, M. (2020) Environmental risk of trace elements in mangrove ecosystems: An assessment of natural vs oil and urban inputs. *Science of the Total Environment*. 730.
- ♦ Charleston, S. y Ortuño, S. (2018) *Sedimentología; nociones generales*. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- ♦ Chávez-Cabello, G. (2016) La Sierra Madre Oriental de México, un Cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la cordillera de Norteamérica. *Ciencia UANL*, vol. 82. Recuperado el 28 de julio de 2022 de: <https://cienciauanl.uanl.mx/?p=6714>.
- ♦ Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) (2015) Atlas geológico Cuenca Tampico-Misantla. Comisión Nacional de Hidrocarburos México. 44 págs.
- ♦ Cox, R., Lowe, D., and Cullers, R. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochemica Cosmochimica*, 59, 2919-2940.
- ♦ Cullers, R. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181-203.
- ♦ Cullers, R., and Podkovyrov, V. (2000) Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104, 77-93.
- ♦ Davis, R. A. (ed.) (1978) *Coastal Sedimentary Environments*. Springer Verlag. 2ª edición.
- ♦ Davis, R. A. and Fitzgerald, D. M. (2020) *Beaches and Coasts*. Wiley. 2ª edición.
- ♦ Demant, A., y Robin, C. (1975) Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*. 1, 70-83.
- ♦ 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.
- ♦ Elías-Herrera, M., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R., and Sánchez-Zavala, J. L. (1991) Nepheline-rich foidolites and rareearth mineralization in the El Picacho Tertiary intrusive complex, Sierra de Tamaulipas, northeastern Mexico. *Canadian Mineralogist*, 29, 319-336.

- ♦ Elías-Herrera, M., and Ortega-Gutiérrez, F. (1998) The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, 292, 321-326.
- ♦ Fedo, C., Nesbitt, H., and Young, G. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- ♦ Ferrari, L., and Rosas-Elguera, J. (1999) Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 1055-1056.
- ♦ Ferrari, L., and Rosas-Elguera, J. (2000) Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, en Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, *Geological Society of America*, Special Paper, 334, 42-64.
- ♦ Flegler S.L., Heckman J.W., and Klomparens K.L. (1993) *Scanning and transmission electron microscopy: an introduction*. UK: Oxford University Press.
- ♦ Flores-Cortés, M., and Armstrong-Altrin, J. S (2022) Textural characteristics and abundance of microplastics in Tecolutla beach sediments, Gulf of Mexico. *Environmental Monitory Assessment*, 194, 752.
- ♦ Folk, R. L., and Ward, W. C. (1957) Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. 27, 3-26.
- ♦ Folk, R. L. (1968) Bimodal supermature sandstones, product of the desert floor. *XXIII International Geological Congress*. 8, 9–32.
- ♦ Folk, R. L. (1974) *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company.
- ♦ 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.
- ♦ Girty, G., Ridge, D., Knaack, C., Johnson, D., and Al-Riyami, R. (1996) Provenance and depositional setting of Paleozoic Chert and Argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 107-118.
- ♦ Goldich, S. S. (1938) A study of rock weathering. *Journal of Geology*. 46, 17-58.
- ♦ Goldschmidt, V. (1954) *Geochemistry*. University of Chicago Press.
- ♦ Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., y Ferrari, L. (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 8(3) 227-283.
- ♦ Grossman, L. (1993) Victor Moritz Goldschmidt: Father of Modern Geochemistry. *Science*, 261(5117).
- ♦ Hails, J. R., and 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 of Sedimentary Petrology*. 39(2), 559-580.
- ♦ Handschy, J. W., Keller, G. R., and Smith, K. J. (1987) The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics*, 6, 323-330.
- ♦ Harnois, L. (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*. 55, 319-322.
- ♦ Harrell, J. (1984) A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *Journal of Sedimentary Petrology*. 54, 646–650.

- ♦ 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, México. 138 págs.
- ♦ Herron, M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- ♦ Instituto Nacional de Estadística y Geografía (México) (2016) Estudio de información integrada de la Cuenca del Río Tuxpan. INEGI, 99 págs.
- ♦ Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (México) (2018) Plan de Acción para el Manejo Integral de Cuencas Hídricas (PAMIC): Cuenca del Río Tuxpan. INECC, 109 págs.
- ♦ Jerram, D. A. (2001) Visual comparators for degree of grain-size sorting in two and three-dimensions. *Computers & Geoscience*. 27, 485-492.
- ♦ Kijjanapanich, P., Annachatre, A.P., Esposito, G., van Hullebusch, E.D., and Lens, P. (2013). Biological sulfate removal from gypsum contaminated construction and demolition debris. *Journal of Environmental Management*, 131: 82–91.
- ♦ Krumbein, W.C. (1934) Size Frequency Distribution of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65-77.
- ♦ Krumbein, W. C., and Pettojohn, F. J. (1938) *Manual of sedimentary petrography*. Appleton-Century-Croftd.
- ♦ Krumbein, W. (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Geology*. 11, 64-72.
- ♦ Krumbein, W., and Sloss, L. (1951) *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman and Company. 1ª edición.
- ♦ Krumbein, W., and Sloss, L. (1963) *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman and Company. 2ª edición.
- ♦ Kwewouo-Janpou, A., Ngueutchoua, G., Ekoa Bessa, A. Z., Armstrong-Altrin, J. S., Kankeu Kayou, U. R., Mbella Nguetnga, O.-A. N. N., Njanko, T., Bela, V. A., Tiotsop, M. S. K., and Tankou, J. G. (2022). Composition, weathering, and provenance of beach sands adjacent to volcanic rocks in the northern Gulf of Guinea, SW Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 188.
- ♦ Li, Chao., and Yang, Shouye. (2010) Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *American Journal of Science*. 310, 111-127.
- ♦ Lilly, J., and Pérez-Brunius, P. (2021) A gridded Surface current product for the Gulf of Mexico from consolidated drifter measurements. *Earth System Science Data*, 13, 645-669.
- ♦ Long, E., MacDonald, D., Smith, S., and Calder, F. (1995) Incidence of adverse biological effects within ranges of chemical concentrations in marine and estuarine sediments. *Environmental Management*. 19, 81–87.
- ♦ Longiaru, S. (1987) Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin section. *Journal of Sedimentary Petrology*. 57, 791–794.
- ♦ Martínez, B. y Parés, A. (1998) Circulación del Golfo de México indicada por mareas, viento y la corriente de Yucatán. *Ciencias Marinas*, 24(1), 65-93.
- ♦ Mason, B., and Moore, C. (1982) *Principles of geochemistry*. John Wiley & Sons. 4ª edición.
- ♦ McLennan, S. M. (1993) Weathering and global denudation. *Journal of Geology*. 101, 295-303.
- ♦ McLennan, S.M. (2001) Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. Vol. 2.

- ♦ Melchor-Marroquín, J. y Chagoya-Fuentes, J. (2016) Diagnóstico de la erosión hídrica en la cuenca del Río Tuxpan, Veracruz, México. *Aqua-LAC*. 8(2), 25-35.
- ♦ Misra, K. (2012) *Introduction to Geochemistry: Principles and applications*. Wiley-Blackwell.
- ♦ Moilola, R. J., and Weiser, D. (1968) Textural Parameters: An evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*. 38(1), 45-53.
- ♦ Monreal, M., Salas de León, D. y García, A. (2004) Golfo de México, circulación y productividad. *Ciencias*, 76, 24-33.
- ♦ Morán-Zenteno, D. (1994) *The geology of the Mexican Republic*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 88 págs.
- ♦ Müller, G. (1969) Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River. *Geological Journal*. 2, 109–118.
- ♦ Nava-Pérez, L. y Alegría-Luna, M. A. (2001) Los sistemas petroleros de la región Tampico-Misantla. (Tesis de Licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM.
- ♦ Nesbitt, H., and Young, G. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. 299, 715-717.
- ♦ Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. Willey-Blackwell. 2ª edición.
- ♦ NOAA, (2016). Screening Quick Reference Tables. National Oceanic and Atmospheric Administration. Recuperado el 7 de julio de 2022 de: <http://response.restoration.noaa.gov/sites/default/files/SQuiRTs.pdf>.
- ♦ NOAA, (2021) Científicos descubren una nueva estructura de corriente en el Golfo de México frente a las costas de Cuba. Recuperado el 19 de julio de 2022 de: <https://www.aoml.noaa.gov/es/news/anticyclonic-eddies-off-cuban-coast/>.
- ♦ Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., and Speed, R. C. (1994) Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions. *Geological Society of America*, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- ♦ Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Cacas, M. C., Swennen, R., and Roure, F. (2003) Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz basin, Eastern Mexico. *AAPG, Memoir*. 79, 476-514.
- ♦ Padilla y Sánchez, R.J. (1982). Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México. (Tesis doctorado). University of Texas.
- ♦ 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.
- ♦ Paulín-Zavala, T. (2020) Geoquímica y geocronología de U-Pb en circones de la playa Miramar Sur, estado de Tamaulipas, Golfo de México, México: implicación de procedencia. (Tesis de Licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- ♦ Pérez-Alvarado, B. Y. (2021) Granulometría y geoquímica de los sedimentos de playa Boca del Río, Veracruz del suroeste del Golfo de México: Implicación de procedencia. (Tesis Maestría). Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.
- ♦ Petróleos Mexicanos (PEMEX) (2013) Provincia Petrolera Tampico-Misantla. PEMEX Exploración y Producción.
- ♦ Pettijohn, F. J. (1945) *Sedimentary Rocks*. Harper & Bros, New York.

- ♦ Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R. (1972) *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 1ª edición.
- ♦ Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R. (1987) *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 2ª edición.
- ♦ Pyökäri, M. (2002) The provenance of beach sediments on Rhodes, southeastern Greece, indicated by sediment texture, composition, and roundness. *Geomorphology*, 18, 315–332.
- ♦ Ramírez-Fernández, J., Keller, J., and Hubberten, H. (2000) Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 17(1), 45-55.
- ♦ Ramírez-Fernández, J., Rodríguez-Saavedra, P., Jiménez-Boone, I., y Cossío-Torres, T. (2002) El complejo magmático Terciario de la sierra de San Carlos-Cruillas, estado de Tamaulipas. *Geos*, 22(2), 250.
- ♦ Ramos-Vázquez, M., Armstrong-Altrin, J.S., Rosales-Hoz, L., Machain-Castillo, M.L., and Carranza-Edwards, A. (2017) Geochemistry of deep-sea sediments in two cores retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos river delta, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Arabian Journal of Geosciences*, 10: 148.
- ♦ Ramos-Vázquez, M., and Armstrong-Altrin, J. S (2021) Provenance of sediments from Barra del Tordo and Tesoro beaches, Tamaulipas State, northwestern Gulf of Mexico. *Journal of Palaeogeography*, 10:20, 1-17.
- ♦ Ramos-Vázquez, M. A. (2021) Procedencia de sedimentos detríticos de playas y mar profundo del Golfo de México, México. (Tesis Doctorado). Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.
- ♦ Rankama, K., and Sahama, T.G. (1950) *Geochemistry*. University of Chicago Press. 912 págs.
- ♦ Reimann, C., and Caritat, P. (1998) *Chemical elements in the environment: fact sheets for the geochemist and environmental scientist*. Berlin: Springer.
- ♦ Righter, K., Carmichael, I., Becker, and T., Renne, R. (1995) Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*. 107, 612-626.
- ♦ Ríos-Valenciana, E. (2015) Reducción biológica de As(V) y sulfato en sedimentos de un sistema hidráulico contaminado con arsénico. Tesis Maestría. Posgrado en ciencias ambientales, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.
- ♦ Roser, B., and Korsch (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- ♦ Sadiq, M. (1992). *Toxic metal chemistry in marine environments*. New York: Marcel Dekker.
- ♦ Salvador, A. (1991) Origin and development of the Gulf of Mexico Basin in: The Gulf of Mexico Basin. *The Geology of North America*, 389– 444.
- ♦ Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., and Köhler, H. (1995) Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14(5), 1339-1350.
- ♦ Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. (1993) Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 278.
- ♦ Selley, R. (1970) *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman Hall, London.
- ♦ Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2020) Panorama geológico minero del estado de Veracruz. SGM.
- ♦ Stanley, M. S. (2015) *Earth System History*. USA. W. H. Freeman and Company. 3ra edición.

- ♦ Stewart, H. B. (1958) Sedimentary reflections of depositional environment in San Miguel Lagoon, Baja California, México. *AAPG Bulletin*. 42(11), 2567-2618.
- ♦ Tapanés, J. y González, F. (1980) Hidrometeorología del Golfo de México y Banco de Campeche. *Geofísica Internacional*. 19: 335-354.
- ♦ Tarbuck, E. y Lutgens, F. (2010) *Ciencias de la Tierra: Introducción a la Geología Física*. Pearson. 10ª edición.
- ♦ Taylor, S. R., and McLennan, S M. (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific. 312 págs.
- ♦ Taylor, H. (2001) *Inductively coupled plasma-mass spectrometry*. Academic Press.
- ♦ Tomlinson, D.L., Wilson, J.G., Harris, C.R., and Jeffrey, D.W. (1980) Problems in the assessment of heavy metal level in estuaries and the formation of pollution index. *Helgoland Marine Reserch*. 33, 566–575.
- ♦ Torres-Sánchez, D., Verma, S.K., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., and Torres-Hernández., J. R. (2019) Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene-Miocene volcanic rocks from the sierra de San Miguelito complex, Central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102311.
- ♦ Udden, J. (1898) The Mechanical Composition of Wind Deposits. *Augustana Library Publications*. N. 1.
- ♦ Velasco-Tapia F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Dìz, Y., Cruz-Gámez, E., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J., Ostrooumov, M., and Masuch, D. (2016) Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.
- ♦ Verma, S. P., and Armstrong-Altrin, J. S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, 355: 117–133.
- ♦ Verma, S.P. (2015) Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the central American volcanic arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24: 111–164.
- ♦ Verma, S.P., Pandarinath, K., and Rivera-Gómez, M.A. (2016) Evaluation of ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 66: 125–148.
- ♦ Verma, S. P., and Armstrong-Altrin, J. S. (2016) Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary Geology*, 332: 1-12.
- ♦ Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J., Velasco-Tapia, F., y Orozco-Esquivel, M. (2009) Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Proincia Alcalina Oriental Mexicana. *Ciencia UANL*, 12(1), 42-49.
- ♦ Waddel, H. (1932) Volume, shape and roundness of rock particles. *Journal of Geology*. 27, 507-521.
- ♦ Waddel, H. (1933) Sphericity and roundness of rock particles. *Journal of Geology*. 41, 310-331.
- ♦ Welton, J. E. (2003) *SEM Petrology Atlas*. The American Association of Petroleum Geologists.
- ♦ Wentworth, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377–392.
- ♦ Zavala, J, Morey, and O'Brien. (2003) Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 3389.

- ♦ Zavala, J., Romero, R., Mateos, A., and Morey, S. (2014) The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmósfera*, 27 (3), 317-334.
- ♦ Zingg, T. (1935) Beitrage zur Schotteranalyse. *Schweiz Mineralogie Petrologie*, 15: 39-140.

ANEXO 1

Anexo 1. Tabla de concentraciones de elementos traza en la corteza terrestre superior (UCC) utilizadas para normalizar elementos mayores y traza. (McLennan, 2001).

Elementos traza	Concentración en la UCC (ppm) ^[1]
Sc	13.6
B	15
Li	20
Cd	98
V	107
Cr	83
Mn	600
Hf	5.8
Ni	44
Ag	50
Cs	4.6
Co	17
Bi	127
Se	50
Zn	71
Ga	17
As	1.5
Rb	112
Y	22
Zr	190
Nb	12
Mo	1.5
In	50
Sn	5.5
Sb	0.2
Te	-
Ba	550
Cu	25
Ge	1.6
Ta	1
Sr	350
W	2
Re	0.4
Tl	750
Pb	17
Be	3
Th	10.7
U	2.8

ANEXO 2

Anexo 2. Tabla de concentraciones de referencia utilizadas para calcular indicadores ambientales: [1] en la corteza terrestre superior (McLennan, 2001), y [2] en la guía de calidad de referencia (SQiRTs) de la NOAA.

Metal	Concentración en la UCC ^[1] (ppm)	Concentración SQG (ERL) ^[2] (ppm)
Cd	0.098	0.68
Cr	83	81
Pb	17	46.7
Zn	71	150
Sr	350	49
Cu	25	34
Ni	44	20.9
Ba	550	130
Co	17	10
V	107	50
As	1.5	8.2

ANEXO 3

Anexo 3. Tabla de concentraciones de elementos de tierras raras en Condrita utilizadas para normalizar las concentraciones de elementos de tierras raras de la playa Mis Amores. (Taylor y McLennan, 1985).

Elementos de tierras raras	Concentración en Condrita(ppm) [3]
La	0.367
Ce	0.957
Pr	0.137
Nd	0.711
Sm	0.231
Eu	0.087
Gd	0.306
Tb	0.058
Dy	0.381
Ho	0.085
Er	0.249
Tm	0.036
Yb	0.248
Lu	0.038
Th	0.051
U	0.014