



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Mineralogía y geoquímica de sedimentos detríticos
de las playas Navarro y Boquilla de Piedra,
Veracruz, Golfo de México, México.**

Tesis que presenta:

I.G.A. Jorge Manuel Del Villar Arciniega.

Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Codirectores de la Tesis:

Dr. Sanjeet Kumar Verma

Dra. Mayla Alhelí Ramos Vázquez

San Luis Potosí, S.L.P., Julio 2025

Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Mineralogía y Geoquímica de Sedimentos Detríticos de las Playas Navarro y Boquilla de Piedra Veracruz, Golfo de México México**” presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Jorge Manuel Del Villar Arciniega** y aprobada el **día de mes de 2025** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Sanjeet Kumar Verma

Codirector de la tesis

Dra. Mayla Alhelí Ramos Vazquez

Codirectora de la tesis

Dr. José Alfredo Ramos Leal

Miembro del Comité Tutorial

Dr. Sumit Mishra, IGEO, UNAM

Miembro del Comité Tutorial

Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada con el apoyo del **Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología** del **Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT)**, bajo la codirección del **Dr. Sanjeet Kumar Verma** y la **Dra. Mayla Alhelí Ramos Vázquez**.

Esta tesis fue elaborada con la ayuda del **Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN)** en donde se realizaron los análisis de **Fluorescencia de rayos X** y **Difracción de rayos X**, de igual el apoyo proporcionado por la **Mtra. María Mercedes Zavala Arriaga**, Técnico académico del Laboratorio de Geología Aplicada, Petrografía y Petrofísica (Lab-GeoApp) de la **División de Geociencias Aplicadas**, laboratorios del IPICyT.

Asimismo, se contó con la colaboración del **Instituto de Investigación de Zonas Desérticas** de la **Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP)** y del **Instituto de Ciencias del Mar y Limnología** de la **Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)**, a quienes expreso mi más profundo agradecimiento.

Durante la realización de este trabajo, el autor recibió una beca académica de la **Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (Secihti, No. 1321762)** y del **Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.**, cuyo apoyo fue fundamental para el desarrollo de esta investigación.



Página en Blanco que se va a utilizar para colocar la copia del acta de examen.

Dedicatorias.

Me gustaría agradecer a mi **madre** que nunca dejó de impulsarme a mejorar, crecer y esforzarme, quiero que tengas presente que este logro también es tuyo.

A mi **familia**, quienes han sido mi mayor fortaleza: a mi madre, mi padre, mi tío y mis hermanos, por estar siempre presentes, apoyándome incondicionalmente.

A lo largo de estos dos años, tuve la fortuna de rodearme de grandes amigos que hicieron este camino más llevadero y significativo. A **Mahendra, Alberto, Roberto, Sara, Nery, Violeta, Mayla, Emmanuel** y en especial a **Rodrigo Ventura**, quien estuvo ahí. Gracias por su compañía y apoyo en este proceso.

A quien me acompañó en los momentos más oscuros, mostrándome que, incluso en los momentos más difíciles, siempre hay luz. Gracias por tu apoyo, tu cariño, tu compañía y por estar ahí para mí.

También me gustaría mencionar a todas las personas que el día de hoy ya no están, pero sé que estarían orgullosos de este logro, muchas gracias por sus enseñanzas.

Agradecimientos

Agradezco a las instituciones que me brindaron su apoyo de manera particular mi sincero agradecimiento al **Seecihti** por el apoyo brindado a través de la beca otorgada durante el periodo de agosto 2023 a agosto 2025. Su respaldo fue fundamental para la realización de este trabajo.

Asimismo, agradezco al **Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT)** por proporcionarme el apoyo necesario para desarrollar plenamente mis actividades académicas e institucionales, lo que me permitió crecer tanto en el ámbito académico como en el personal.

Extiendo mi gratitud al **Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN)** por el apoyo brindado en la realización de los análisis de **Fluorescencia de rayos X** y **Difracción de rayos X**, agradezco profundamente a la **Mtra. María Mercedes Zavala Arriaga**, Técnico académico del Laboratorio de Geología Aplicada, Petrografía y Petrofísica (Lab-GeoApp) de la **División de Geociencias Aplicadas**, ambos laboratorios del IPICYT, así como al **Laboratorio de Zonas Desérticas** del **Instituto de Investigación de Zonas Desérticas (IIZD)** de la **Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP)**.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al **Dr. Sanjeet Kumar Verma** por su constante apoyo y por las valiosas enseñanzas que me dejó. Asimismo, a la **Dra. Mayla Alhelí Ramos Vázquez**, por su paciencia inquebrantable y por acompañarme en cada paso que me trajo hasta este momento.

De igual manera, agradezco al **Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML)** de la **Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)**, donde llevé a cabo los análisis granulométricos.

Finalmente, expreso mi reconocimiento y gratitud a todas las personas que me brindaron su apoyo e instrucción en cada uno de los laboratorios en los que trabajé:

- **Dr. Sanjeet Kumar Verma**
- **Dra. Mayla Alhelí Ramos Vázquez**
- **Dr. John S. Armstrong Altrin**
- **Dr. Héctor Hernández Mendoza**
- **Mtro. Mahendra Shukla**
- **Mtra. María Mercedes Zavala Arriaga**
- **Mtra. Karla Rubí Hernández Martínez**
- **Q. María Eugenia Reyna Ortega**



A todos ustedes, gracias por su tiempo, orientación y valiosas enseñanzas, las cuales fueron fundamentales para la culminación de este trabajo.

Contenido

Capítulo 1: Generalidades.	21
1.1. Introducción.	21
1.2. Antecedentes.	22
1.3. Pregunta de investigación.	27
1.4. Justificación.	27
1.5. Objetivo general.	28
1.6. Objetivos específicos.	28
1.7. Hipótesis.	28
Capítulo 2: Marco Teórico.	29
2.1. Sedimentos.	29
2.2. Composición del sedimento.	29
2.2.1. Componentes principales de los sedimentos.	30
2.2.1.1. Cuarzo.	30
2.2.1.2. Feldespatos.	30
2.2.1.3. Micas.	31
2.2.1.4. Minerales pesados.	31
2.2.1.5. Componentes biogénicos y autigénicos.	31
2.3. Proceso sedimentario.	31
2.3.1. Origen de los sedimentos.	31
2.3.2. Condiciones climáticas.	32
2.3.3. Meteorización.	32
2.3.3.1. Meteorización física.	33
2.3.3.2. Meteorización Química.	33
2.3.4. Transporte.	34
2.3.4.1. Erosión y transporte por gravedad.	34
2.3.4.2. Erosión y transporte por agua.	35
2.3.4.3. Erosión y transporte por viento.	35
2.3.4.4. Erosión y transporte por hielo.	36
2.4. Tipos de ambientes.	36
2.4.1. Ambiente Fluvial.	37
2.4.2. Ambiente Costero.	37
2.4.2.1. Playas.	39
Capítulo 3: Área de Estudio.	39
3.1. Ubicación del área de estudio.	39
3.2. Evolución geológica y geología.	40
3.2.1.1. Esquisto (PpE).	40
3.2.2. Granito – Granodiorita (PpGr – Gd).	40

3.2.3. Limolita – Conglomerado poligénico (JmLm – Cgp).	41
3.2.4. Caliza – Lutita (JctCz – Lu).	41
3.2.5. Caliza – Lutita (KbeapCz – Lu). Tamaulipas	42
3.2.6. Caliza (kaceCz). Tamaulipas Superior	42
3.2.7. Arenisca – Lutita (TpaeAr – Lu).	42
3.2.8. Marga – Lutita (TeMg – Lu).	42
3.2.9. Lutita – Arenisca (TeLu – Ar – Cgp).	43
3.2.10. Lutita Conglomerado Monogenético Oligoceno (ToLu – Cgo).	43
3.2.11. Limolita – Arenisca (ToLm – Ar).	43
3.2.12. Arenisca – Lutita (ToAr – Lu).	44
3.2.13. Granodiorita – Porfido Dacítico (TmGd – PDa).	44
3.2.14. Diorita – Tonalita (TmD – Tn).	44
3.2.15. Brecha Volcánica basáltica (TmBvB).	44
3.2.16. Basalto – Brecha Volcánica Basáltica (TmB – BvB).	45
3.2.17. Basalto (TmB).	45
3.2.18. Arenisca – Conglomerado (TmAr – Cgp).	46
3.2.19. Andesitas (TmA).	46
3.2.20. Toba Riolítica – Dacítica (TplQptTR – Da).	46
3.2.21. Basalto (TplQptB).	46
3.2.22. Andesita – Dacita (TplA – Da).	47
3.2.23. Toba Riolítica (QptTR).	47
3.2.24. Toba Basáltica (QptTB).	47
3.2.25. Pumicita (QptPu).	48
3.2.26. Dacita – Andesita (QpthoDa – A).	48
3.2.27. Basalto (QptB).	48
3.2.28. Sedimentos Recientes (Holoceno).	49
3.3. Hidrología.	50
Capítulo 4: Metodología	51
4.1. Recolección de muestras.	51
4.2. Granulometría.	52
4.2.1. Tamaño medio de grano (Mz_{ϕ}).	53
4.2.2. Grado de clasificación (σ_1).	53
4.2.3. Asimetría (esfericidad) (Sk_1).	54
4.2.4. Curtosis (K_G).	55
4.3. Metodología para la obtención de parámetros estadísticos.	55
4.4. Mineralogía y Geoquímica de Elementos Mayores, Trazas y Tierras Raras.	57
4.4.1. Mineralogía (Difracción Rayos X).	57

4.4.2. Geoquímica de Elementos Mayores (Fluorescencia de Rayos X).	57
4.4.2.1 Índices de intemperismo.	58
4.4.3. Geoquímica de Elementos trazas (ICP-MS).	58
Capítulo 5: Resultados.	59
5.1. Análisis granulométrico.	59
5.1.1. Playa Navarro.	59
5.1.2. Playa Boquilla de Piedra.	59
5.2. Mineralogía.	61
5.3. Elementos Mayores.	63
5.4. Geoquímica de elementos Traza y Tierras Raras.	66
Capítulo 6: Discusión	70
6.1. Análisis granulométrico.	70
6.2. Mineralogía.	72
6.3. Elementos Mayores.	73
6.4. Elementos Traza y Tierras Raras.	77
6.5. Índices de Meteorización y Contaminación.	82
6.5.1. Índices de Meteorización.	82
6.5.2. Indicadores de Condiciones Redox.	83
6.5.3. Factor de Enriquecimiento.	84
6.5.4. Índice de Geoacumulación.	86
6.6 Procedencia.	87
Capítulo 7: Conclusiones	90
Referencias	91

Lista de Tablas.

Tabla 1. Tamaño de grano para sedimentos clásticos (Udden, 1914; Wentworth, 1922).	30
Tabla 2. Coordenadas de las muestras de playa Navarro.	51
Tabla 3. Coordenadas de las muestras de playa Boquilla de Piedra.	52
Tabla 4. Peso de muestra utilizado en los análisis de la granulometría.	52
Tabla 5. Clasificación de arenas con relación a la Media (Folk & Ward, 1957).	53
Tabla 6. Clasificación Folk & Ward para el grado de Clasificación (Folk & Ward, 1957).	54
Tabla 7. Límites establecidos por (Folk & Ward, 1957).	54
Tabla 8. Límites de Curtosis (Folk & Ward, 1957).	55
Tabla 9. Porcentaje retenido para las muestras NA 1 y BO 1.	55
Tabla 10. Peso acumulado de las muestras NA 1 y BO 1.	56
Tabla 11. Parámetros (Mz_{ϕ}), (σ_1), (Sk_1) y (K_G) para NA 1 y BO 1 (Folk & Ward, 1957).	56
Tabla 12. Parámetros granulométricos de la playa Navarro (Folk & Ward, 1957).	60
Tabla 13. Parámetros granulométricos de la playa Boquilla de Piedra (Folk & Ward, 1957).	60
Tabla 14. Elementos mayores de la playa Navarro.	64
Tabla 15. Elementos mayores de la playa Boquilla de Piedra.	64
Tabla 16. Índices de intemperismo de la playa Navarro.	65
Tabla 17. Índices de intemperismo de la playa Boquilla de Piedra.	77
Tabla 18. Análisis de elementos traza para sedimentos de la playa Navarro.	78
Tabla 19. Análisis de elementos traza para sedimentos de la playa Boquilla de Piedra	79
Tabla 20. Análisis de relaciones multielementales para los sedimentos de la playa Navarro.	79
Tabla 21. Análisis de relaciones multielementales para los sedimentos de la playa Boquilla de Piedra.	79
Tabla 22. Relaciones Th/U y Rb/Sr para los sedimentos de la playa Navarro y Boquilla de Piedra.	83
Tabla 23. Indicador Redox utilizando elementos trazas para los sedimentos de la playa Navarro y Boquilla de Piedra.	84
Tabla 23. Categorías del FE propuestas por (Papakostidis et al., 1975).	84
Tabla 24. Categorías del Igeo propuestas por Müller et al. (1979).	86

Lista de Figuras

Figura 1. Características morfológicas de una playa (Nichols, 2009).	38
Figura 2. Mapa de la distribución del muestreo realizado en las playas de Navarro y Boquilla de Piedra, Veracruz, México.	40
Figura 3. Mapa de la geología cercana al área de estudio.	50
Figura 4. Φ vs % acumulado para NA 1.	56
Figura 5. Φ vs % acumulado para BO 1.	56
Figura 6. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Navarro NA9.	61
Figura 7. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Navarro NA17.	61
Figura 8. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Boquilla de Piedra BO11 .	62
Figura 9. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Boquilla de Piedra BO15 .	62
Figura 10. Elementos mayores de las muestras de las playas Navarro y Boquilla de Piedra normalizadas respecto la UCC (McLennan, 1989).	65
Figura 11. Elementos mayores para la playa Navarro normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 1989).	65
Figura 12. Elementos mayores para la playa Boquilla de Piedra normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 1989).	66
Figura 13. Elementos traza para la playa de Navarro normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 2001).	67
Figura 14. Elementos traza para la playa de Boquilla de Piedra normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 2001).	68
Figura 15. Tierras Raras para la playa de Navarro normalizadas contra los valores de la condrita (McLennan, 1989), utilizando valores de la UCC (Rudnick & Gao, 2003).	69
Figura 16. Tierras Raras para la playa de Boquilla de Piedra normalizadas contra los valores de la condrita (McLennan, 1989), utilizando valores de la UCC (Rudnick & Gao, 2003).	69
Figura 17. Diagrama bivalente entre el Tamaño Medio (Mz_{ϕ}), y la clasificación (σ_1).	71
Figura 18. Diagrama bivalente entre la Clasificación (σ_1) y la Simetría (Sk_1).	71
Figura 19. Diagrama bivalente entre la Simetría (Sk_1) y la Curtosis (K_G).	72
Figura 20. $Al_2O_3 \cdot 15$ vs Zr vs $TiO_2 \cdot 300$ (Garcia et al. 1994).	73
Figura 21. Peso % de SiO_2 vs la relación Al_2O_3 / TiO_2 .	74
Figura 22. Diagrama de procedencia con funciones discriminantes Función 1 = $(-1.773 \cdot TiO_2) + (0.607 \cdot Al_2O_3) + (0.760 \cdot Fe_2O_3) + (-1.500 \cdot MgO) + (0.616 \cdot CaO) + (0.509 \cdot Na_2O) + (-1.224 \cdot K_2O) + (-9.090)$; Discriminant Funcion 2 = $(0.445 \cdot TiO_2) + (0.070 \cdot Al_2O_3) + (-0.250 \cdot Fe_2O_3) + (-1.142 \cdot MgO) + (0.438 \cdot CaO) + (1.475 \cdot$	

Na ₂ O)+(1.426• K ₂ O) + (-6.861) (Roser & Korsch, 1988).	75
Figura 23. Log (Na ₂ O/K ₂ O) vs Log (Si ₂ O/ Al ₂ O ₃) (Pettijohn et al., 1987).	76
Figura 24. Comparación de los resultados de las playas con estudios realizados en playas cercanas al área de estudio 1 McLennan, (2001), 2: Armstrong-Altrin et al. (2012), 3 Armstrong-Altrin et al. (2015).	76
Figura 25. Diagrama ternario de la relación entre La vs Th vs Sc.	78
Figura 26. Diagrama de la relación entre Co/Th vs La/Sc.	78
Figura 27. Comparación de los elementos trazas del área de estudio con estudios realizados en zonas cercanas 1: McLennan, (2001), 2: Armstrong-Altrin et al. (2012), 3: Armstrong-Altrin et al. (2015).	80
Figura 28. Comparación de las tierras raras del área de estudio con estudios realizados en zonas cercanas 1: McLennan, (2001), 3: Armstrong-Altrin et al. (2015).	8
1	
Figura 29 Elementos mayores y trazas (MT) en un diagrama basado en la discriminación de ambiente activo (A) y pasivo (P) (Verma and Armstrong-Altrin, 2016). $DF_{(AP)MT} = (3.2683 * ilr1_{TiMT}) + (5.3873 * ilr2_{AlMT}) + (1.5546 * ilr3_{FeMT}) + (3.2166 * ilr4_{MnMT}) + (4.7542 * ilr5_{MgMT}) + (2.0390 * ilr6_{CaMT}) + (4.0490 * ilr7_{NaMT}) + (3.1505 * ilr8_{KMT}) + (2.3688 * ilr9_{PMT}) + (2.8354 * ilr10_{CrMT}) + (0.9011 * ilr11_{NbMT}) + (1.9128 * ilr12_{NiMT}) + (2.9094 * ilr13_{VMT}) + (4.1507 * ilr14_{YMT}) + (3.4871 * ilr15_{ZrMT}) - 3.2088.$	82
Figura 30. Valores Factor de enriquecimiento.	86
Figura 31. Valores Índice de Geoacumulación.	87
Figura 32. Ubicación de posibles fuentes de los sedimentos de la playa Navarro y Boquilla de Piedra.	89

Abreviaturas

- CIA:** Índice Químico de Alteración (Chemical Index of Alteration).
- CIW:** Índice Químico de Meteorización (Chemical Index of Weathering).
- CIW':** Variante del CIW sin CaO (Modified Chemical Index of Weathering).
- CIX:** Modificación del CIA sin CaO (Modified Chemical Index of Alteration).
- EF:** Factor de Enriquecimiento (Enrichment Factor).
- HREE:** Elementos de tierras raras pesadas (Heavy Rare Earth Elements).
- ICML:** Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.
- ICP-MS:** Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).
- ICV:** Índice de Variabilidad Composicional (Index of Compositional Variability).
- Igeo:** Índice Geoacumulación (Geoaccumulation Index).
- IPICYT:** Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.
- LREE:** Elementos de tierras raras ligeras (Light Rare Earth Elements).
- NA / BO:** Clave de muestras por playa (Navarro y Boquilla).
- NASC:** Esquisto Compuesto de América del Norte.
- PAAS:** Esquisto Australiano Post-Arcaico (Post-Archean Australian Shale).
- PIA:** Índice de Alteración de Plagioclasa (Plagioclase Index of Alteration).
- REE:** Elementos de tierras raras (Rare Earth Elements).
- UCC:** Corteza Continental Superior (Upper Continental Crust).
- UNAM:** Universidad Nacional Autónoma de México.
- XRD:** Difracción de Rayos X (X-Ray Diffraction).
- XRF:** Fluorescencia de Rayos X (X-Ray Fluorescence).

Glosario

Afanítica: Textura de una roca ígnea donde los cristales son demasiado pequeños para verse a simple vista.

Afloramiento: Parte de una formación geológica que se observa en la superficie terrestre.

Aforar: Ajustar el volumen de una disolución hasta una marca específica en un matraz.

Alcalina: Roca ígnea rica en elementos alcalinos como sodio (Na) y potasio (K).

Ambiente marino somero: Zonas costeras de baja profundidad donde actúan procesos de sedimentación influenciados por corrientes marinas y oleaje.

Ambiente tectónico: Condiciones geológicas determinadas por la interacción de placas tectónicas, como márgenes pasivos, arcos, etc.

Anticlinorio: Gran estructura geológica que incluye varios pliegues anticlinales menores.

Asimetría (Sk_1): Indica el sesgo en la distribución del tamaño de grano hacia partículas finas o gruesas.

Asimétrico hacia partículas finas: Distribución de tamaño de grano con una cola hacia partículas más pequeñas; indica transporte en condiciones de baja energía.

Calcoalcalino: Tipo de composición química en rocas ígneas, típica de zonas de subducción.

Calcoarenita: Roca sedimentaria compuesta de fragmentos de carbonato del tamaño de arena.

Clasificación (granulométrica): Grado de uniformidad en el tamaño de las partículas de sedimento.

Columnares (estructuras): Formaciones prismáticas en las rocas volcánicas al enfriarse lentamente.

Composición intermedia: Roca con características entre félsicas (ricas en sílice) y máficas (ricas en hierro y magnesio).

Concreción: Aglomerado compacto de minerales precipitados alrededor de un núcleo.

Concentración: Cantidad relativa de un elemento o compuesto presente en una muestra.

Condrita: Meteorito no metálico usado como referencia geoquímica por su composición primitiva.

Curtosis (KG): Describe la forma del pico de la curva de distribución del tamaño de grano.

Difracción de Rayos X (DRX): Técnica utilizada para identificar la composición cristalina de los minerales.

Discordancia: Superficie que separa dos conjuntos de rocas con edades o inclinaciones diferentes.

Elementos traza: Elementos químicos en muy baja concentración, pero indicativos de procesos o fuentes.

Erosión: Proceso de desgaste y transporte de materiales por agua, viento o hielo.

Feldespató cálcico: Feldespato rico en calcio, como la anortita.

Feldespató potásico: Mineral resistente a la meteorización, común en rocas ígneas félsicas.

Feldespató sódico: Feldespato rico en sodio, como la albita.

Fenocristales: Cristales grandes embebidos en una matriz más fina en rocas volcánicas.

Fluorescencia de Rayos X (FRX): Técnica para determinar la composición química de una muestra.

Geoquímica: Rama de la geología que estudia la composición química de los materiales terrestres.

Granulometría: Análisis del tamaño de las partículas que componen un sedimento.

Grado de clasificación (σ_1): Medida de la uniformidad de los tamaños de grano en una muestra.

Hidráulicamente controlado: Proceso sedimentario influenciado por el agua y su energía.



ICP-MS: Técnica de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente para medir elementos traza.

Intemperismo: Descomposición física y química de rocas por exposición atmosférica.

Leptocúrtica: Distribución granulométrica con curtosis elevada, concentrada en tamaños medios.

Litología: Estudio de las características físicas de las rocas.

LOI (Loss on Ignition): Pérdida de masa tras calentar una muestra, representa materia volátil.

Madurez composicional: Grado de estabilidad química de minerales en un sedimento.

Máfica: Roca rica en Fe y Mg, como basalto o gabro.

Mesoplaya: Zona entre la rompiente y la línea de pleamar en una playa.

Meseta: Superficie elevada de gran extensión y poco relieve.

Mesocúrtica: Distribución granulométrica de curtosis media.

Metalavas: Lavas volcánicas que han sido metamorfoseadas.

Metaluminosa: Roca ígnea con menor alúmina comparada con elementos alcalinos.

Meteorización química: Alteración de minerales por agentes químicos atmosféricos.

Normalización: Comparación de resultados geoquímicos con valores de referencia.

Oolita: Estructura sedimentaria de pequeños granos esféricos por precipitación química.

Pedernal: Roca dura de sílice, común en nódulos dentro de calizas.

phi (ϕ): Unidad logarítmica para expresar tamaño de grano.

Plagioclase: Serie de feldespatos entre albita y anortita.

Platicúrtica: Distribución granulométrica con curtosis baja.

Polimíctico: Conglomerado con fragmentos de diferentes tipos de roca.

Protolito: Roca original que dio origen a una roca metamórfica.

Roca parental: Roca original de la cual derivan los sedimentos.

Silicatos: Minerales compuestos por silicio y oxígeno.

Tamiz: Instrumento con malla para separar partículas por tamaño.

Tamaño de grano: Medida del diámetro de partículas de sedimento.

Tamaño medio de grano (Mz ϕ): Promedio estadístico del tamaño de grano.

Textura microlítica: Cristales macroscópicos visibles sólo con microscopio.

Tonelada (ton): Unidad de fuerza aplicada al compactar muestras.

UCC (Upper Continental Crust): Modelo de composición promedio de la corteza continental superior.

Vesicular: Roca con cavidades (vesículas) por burbujas de gas.

Ventana estructural: Área donde rocas antiguas quedan expuestas en el núcleo de una estructura tectónica.

Resumen

Mineralogía y Geoquímica de Sedimentos Detríticos de las Playas Navarro y Boquilla de Piedra Veracruz, Golfo de México, México.

Este estudio analiza los sedimentos de las playas Navarro y Boquilla de Piedra en Veracruz utilizando métodos granulométricos y geoquímicos para determinar su origen y las condiciones de transporte. Los resultados granulométricos muestran condiciones hidráulicas similares en ambos ambientes sedimentarios, con energía constante y períodos de incremento en la energía, durante los cuales se depositan partículas finas y se erosionan las partículas de tamaño medio.

Los análisis por Difracción de Rayos X y Fluorescencia de Rayos X identificaron minerales ricos en calcio como el carbonato de calcio, anortita y augita, lo que sugiere una deposición cercana a la roca fuente. Los elementos trazas y las tierras raras confirmaron un origen félsico para los sedimentos, aunque algunos elementos fueron alterados, como lo indican los índices de geoacumulación (Igeo) y enriquecimiento (EF). Estos resultados sugieren que, a pesar de cierta alteración, la composición sedimentaria se mantiene mayormente intacta sin sufrir procesos de meteorización extensivos.

Los índices CIX y CIW' mostraron una baja alteración geoquímica, lo que concuerda con las relaciones Th/U y Rb/Sr, que también sugieren una alteración mínima. Los valores del Índice de Madurez Composicional (ICV) y el diagrama ternario $Zr-TiO_2 \cdot 300-Al_2O_3 \cdot 15$ respaldan la hipótesis de una composición inmadura. Estos hallazgos sugieren que los sedimentos provienen principalmente de rocas fuente relativamente poco meteorizadas, con una alteración química limitada durante el transporte.

En los sedimentos de Navarro se detectó una contaminación severa, con altos niveles de Se, Cd, Zn, Cr, As y Co, según los índices EF e Igeo. En Boquilla de Piedra, la contaminación fue más selectiva, destacando únicamente el Se, mientras que otros elementos se mantuvieron en niveles naturales. Las condiciones redox predominantes en ambos ambientes son oxidantes, lo que favorece la precipitación de ciertos elementos y afecta la distribución de metales como Fe, Mn y Co, que son más estables bajo condiciones oxidantes. Estos resultados subrayan la importancia de los factores ambientales locales y las dinámicas de transporte en los procesos sedimentarios de la región.

PALABRAS CLAVE.

Sedimentología, Granulometría, Geoquímica, Índice de geoacumulación, Factor de enriquecimiento.

Abstract

Mineralogía y Geoquímica de Sedimentos Detríticos de las Playas Navarro y Boquilla de Piedra Veracruz, Golfo de México, México.

This study analyzes sediments from the Navarro and Boquilla de Piedra beaches in Veracruz using granulometric and geochemical methods to determine their origin and transport conditions. The granulometric analysis indicates that both sedimentary environments experience similar hydraulic conditions, characterized by generally constant energy levels punctuated by episodes of increased energy. During these processes, fine particles tend to settle and medium ones eroded.

X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence (XRF) analyses identified calcium-rich minerals such as calcium carbonate, anorthite, and augite, suggesting sediment deposition occurred relatively close to the source rock. Trace and rare earth elements indicate a felsic origin for the sediments. However, geochemical indices such as the geoaccumulation index (Igeo) and enrichment factor (EF) reveal evidence of elemental alteration. These results indicate that the sediments have remained largely unaffected by intense weathering processes.

The Chemical Index of Alteration (CIA) and Chemical Index of Weathering (CIW) indicate low level of geochemical alteration, consistent with Th/U and Rb/Sr ratios, which also suggest minimal chemical weathering. The Compositional Maturity Index (ICV) values, along with $Zr-TiO_2 \times 300-Al_2O_3 \times 15$ ternary diagram, support the interpretation of a compositionally immature sediment. These findings suggest that the sediments are primarily derived from relatively unweathered source rocks, with limited chemical alteration during transport.

In the sediments of Navarro, severe contamination was detected, with high levels of Se, Cd, Zn, Cr, As, and Co, according to the EF and Igeo indices. In contrast, sediments from Boquilla de Piedra exhibit more selective contamination, with only Se present at anomalous levels, while other elements remain within natural background concentrations. Both environments are characterized by predominantly oxidizing redox conditions, which promote the precipitation and stability of metals such as Fe, Mn, and Co. These findings highlight the influence of local environmental conditions and transport dynamics on sediment composition and metal distribution in the region.

KEY WORDS.

Sedimentology, Granulometry, Geochemistry, Geoaccumulation Index, Enrichment Factor.

Capítulo 1: Generalidades.

1.1. Introducción.

La sedimentología se define como el estudio del transporte y deposición de los sedimentos, estudia su composición, estructuras internas y procesos hidrodinámicos durante su formación y se ayuda de datos procedentes de ciencias afines como la mineralogía, petrología sedimentaria, estratigrafía dinámica de fluidos, geoquímica, oceanografía y muchas más (Arche, 2010).

El estudio de los sedimentos es clave para entender las interacciones con el medio, desde su origen en la roca madre hasta su depósito final, asimismo el análisis modal permite identificar y clasificar los granos como cuarzos, feldespatos y fragmentos líticos (Galán et al., 2003), también podemos conocer aspectos como el tamaño medio de grano, clasificación por medio de la granulometría (Rajganapathi et al., 2013; Ramos-Vázquez & Armstrong-Altrin, 2019; Armstrong-Altrin et al., 2022). Igualmente realizar análisis que permitan conocer su composición química a través de sus elementos mayores, trazas y tierras raras (Bolhar et al., 2004), los resultados de la composición química son evaluados mediante distintos índices para conocer el grado de meteorización de los sedimentos (Garzanti & Resentini, 2016), adicionalmente podemos calcular el factor de enriquecimiento o el índice de geoacumulación de algunos elementos para conocer el grado de contaminación del área de interés (Bhuiyan et al., 2015; Looi et al., 2019; Rueda-Garzon et al., 2022), por otro lado mediante la datación de los sedimentos se pueden correlacionar con las posibles rocas de las que provienen estos sedimentos (Ramos-Vázquez & Armstrong-Altrin, 2021), aplicar estas técnicas a una columna de estratos de sedimentos permite observar el comportamiento químico a lo largo del tiempo (Chatterjee et al., 2007; Dai et al., 2007) existen diversos autores que han estudiado los sedimentos (Vital & Stattegger, 2000).

En México, se han llevado a cabo numerosos estudios sobre la granulometría de sedimentos de playa. Por ejemplo, (Carranza-Edwards et al., 2019) en las arenas de las playas del Golfo de Tehuantepec. Determinaron el tamaño medio de grano, la clasificación y el grado de selección de las playas. Los resultados revelaron que los procesos que controlan el tamaño y la distribución de los granos están relacionados con el relieve pronunciado y la deriva litoral que ocurre en la llanura costera. Además, se identificaron ambientes de alta energía, que favorecen la presencia de material fino, y ambientes de baja energía, que propician la acumulación de material grueso y mal clasificado.

En Baja California Sur en donde a partir de la geoquímica de sedimentos de playas enfocada en elementos del grupo tierras raras fue posible obtener el factor de enriquecimiento (FE) y el índice de geoacumulación (Igeo), en dicho estudio realizaron normalizaciones de las REE contra valores obtenidos de la Upper

Continental Crust (UCC), North American Shale Composite (NASC), Post Archean Australian Shale (PAAS) para percibir el comportamiento de los resultados del área de estudio contra otros estudios previos realizados en E.U.A y Australia (Godwyn-Paulson et al., 2022). Por otro lado se han realizado estudios similares en columnas de sedimento para conocer la concentración de algunos elementos y determinar el grado de contaminación y las posibles fuentes del contaminante (Soto-Jiménez et al., 2003), de igual forma se han analizado columnas de sedimento para evaluar el factor de enriquecimiento (FE) y el índice de geoacumulación (Igeo) (Szefer et al., 1998; Pekey, 2006; Abraham & Parker, 2007; Huerta-Diaz et al., 2008; Rueda-Garzon et al., 2022).

Existen análisis enfocados en caracterizar los sedimentos mediante parámetros texturales y mineralogía, geoquímica de elementos mayores, trazas y tierras raras así como datación de circones detríticos (Armstrong-Altrin et al., 2012, 2021; Ramos-Vázquez & Armstrong-Altrin, 2021), incluso se han analizado los elementos traza en circones detríticos para determinar su edad y fuente (Armstrong-Altrin et al., 2021), de igual forma se han analizado núcleos de sedimentos para conocer sus granulometría, mineralogía y geoquímica (Anaya-Gregorio et al., 2018; Armstrong-Altrin et al., 2022).

En el presente estudio analizaremos los sedimentos obtenidos de la playa Navarro y Boquilla de Piedra ambas localizadas en el estado de Veracruz se realizaron análisis geoquímicos con el fin de conocer su composición química utilizando métodos como Granulometría, Difracción de Rayos X para la mineralogía, Fluorescencia de Rayos X para elementos mayores e ICP-MS para elementos traza y tierras raras logrando determinar el origen de los sedimentos y las condiciones y las interacciones que sufrieron cuando se transportaron.

1.2. Antecedentes.

El análisis granulométrico es una herramienta clave para interpretar los procesos de transporte y depósito de sedimentos. Rajganapathi et al. (2013), destacan la importancia de comparar el tamaño de grano y su clasificación para analizar la relación entre la distancia de la zona de depósito y la roca fuente y el tamaño de grano de las partículas. Este enfoque permite inferir si el depósito se originó cerca de su fuente o si fue transportado a mayores distancias. Además, la relación entre la clasificación y la asimetría de los granos aporta información sobre las condiciones hidráulicas del transporte, como la fuerza del flujo o el caudal, mientras que la combinación de simetría y curtosis revela variaciones en la intensidad del flujo que afectan la uniformidad del depósito. Estos parámetros, en conjunto, son esenciales para identificar el ambiente de transporte y depósito.

El marco metodológico para el análisis granulométrico ha evolucionado significativamente, como lo demuestran los trabajos de Friedman (1962) y Folk (1966). Friedman, (1967) contribuyó a la comprensión de los parámetros granulométricos al comparar diferentes metodologías y confirmar los intervalos de

clasificación. Folk & Ward (1957) desarrollaron una metodología que incluye la parte central de la distribución de phi, mejorando así los análisis previos, como el método de Inman (1952) que omitía esta sección. Además, metodologías como la de McCammon (1962), han incrementado la eficiencia del análisis hasta un 97% en comparación con métodos más básicos, como el de (Trask, 1930). Sin embargo, la metodología de Folk & Ward (1957), sigue siendo la más utilizada debido a su equilibrio entre precisión y eficiencia, alcanzando un 88%.

Los diagramas gráficos también han sido fundamentales para interpretar ambientes sedimentarios. Según Sahu (1964), estos diagramas permiten distinguir entre ambientes de playa, eólicos, litorales, marinos someros, fluviales o turbidíticos. Esta caracterización es esencial para entender los procesos que moldearon los sedimentos y su entorno deposicional.

Estudios recientes aplican estas metodologías a casos específicos. Por ejemplo, Armstrong-Altrin et al. (2014) analizaron las arenas de playa de San Nicolás y San Carlos, en el Golfo de California. Identificaron que, en San Nicolás, las muestras de tamaño medio de grano fino estaban bien clasificadas, mientras que las de grano medio eran moderadamente bien clasificadas, mostrando una relación directa entre tamaño y clasificación. Sin embargo, en San Carlos, no se observó tal relación. Con esto lograron inferir que las partículas finas tienden a depositarse durante épocas en las que el oleaje es de mayor intensidad, mientras que las partículas más gruesas se acumulan en periodos de menor energía del oleaje. Este patrón refleja una relación directa entre la dinámica del oleaje y el tamaño del grano sedimentario.

De manera similar, Carranza-Edwards et al. (2019), caracterizaron las arenas del Golfo de Tehuantepec, detectando que la mayoría de las muestras correspondían a arenas de tamaño medio a fino, clasificadas principalmente como moderadamente bien clasificadas o moderadamente clasificadas. Al igual que en el caso anterior se advierten condiciones que podrían corresponder a variaciones en la intensidad del oleaje, donde los sedimentos más finos y bien clasificados estarían asociados a momentos de mayor energía hidráulica, y los más gruesos a periodos de menor intensidad.

Madhavaraju et al. (2021) ampliaron el panorama al analizar las arenas del Golfo de California en los estados de Sonora y Sinaloa. El tamaño medio de grano entre fino y fino a medio para Sonora y Sinaloa respectivamente además en ambos casos la clasificación va de bien clasificado a moderadamente bien clasificado, en Sonora, las muestras presentaron una variación en la simetría presentando asimétrica hacia partículas gruesas, mientras que en Sinaloa se caracterizaron por una simetría casi simétrica y una curtosis mayormente leptocúrtica para ambas playas. Estos estudios destacan cómo los parámetros granulométricos varían según el entorno geológico y las condiciones ambientales, reforzando su utilidad para comprender los procesos sedimentarios. Por último, si bien las condiciones en ambas playas varían poco, pero tienen diferencias específicas en su dinámica sedimentaria, en las playas de Sonora predominan procesos de menor intensidad

que favorecen la acumulación de partículas gruesas, mientras que las playas de Sinaloa, la mayor energía del oleaje genera un ambiente más homogéneo en la redistribución de los sedimentos.

En cuanto al análisis de los elementos mayores que componen a los sedimentos de playa, destacan los estudios de McLennan (1989), que lograron establecer una línea base utilizada como referencia para comparar la composición de la UCC. Este estudio sirve para contrastar resultados obtenidos en diferentes tipos de rocas y ayuda a identificar el enriquecimiento de ciertos minerales, los cuales pueden tener interés económico o representar riesgos para la salud humana y el medio ambiente en las últimas décadas.

Existen metodologías que permiten inferir la roca madre de la cual provienen los sedimentos a partir de su composición química. Por ejemplo, Pettijohn et al. (1987) propone un diagrama que relaciona los resultados logarítmicos de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, lo cual permite distinguir entre distintos tipos de areniscas según su contenido de feldespatos. Además, hay otros diagramas basados en la serie de reacciones de Bowen que ayudan a caracterizar la fuente de origen de la roca permitiendo identificar si es félsica, intermedia o máfica.

Rosales Hoz et al. (2005) analizaron los sedimentos que se generan en la desembocadura del río Pánuco en el Golfo de México, recolectaron 111 muestras a lo largo de la plataforma costera somera en mayo, febrero y septiembre, logrando notar patrones en la distribución de la composición química, y modelar estos resultados para obtener mapas con las iso-concentraciones para el Al_2O_3 y para la concentración de arcilla logrando reparar en una tendencia NE en ambos mapas que está relacionada con la descarga de la dirección de flujo del río, además las concentraciones de elementos terrígenos se encuentran más cercanos a la costa mientras que los sedimentos que se encuentran más alejados presenta un mayor aporte de elementos relacionados con orígenes biogénicos.

Ramírez-Herrera et al. (2012) analizaron núcleos de sedimentos obtenidos de las cercanías a la desembocadura del río Ixtapa en las costas de Acapulco en el Océano Pacífico, logrando identificar dos eventos que podrían estar relacionados a procesos de inundación los cuales generalmente tienen una firma geoquímica particular en concentraciones de elementos como Sr, Ba y Ca, además la proliferación de dos especies de diatomeas corrobora esta teoría, lograron relacionar estos eventos con tsunamis originados por la actividad sísmica de la región en 1979 y 1985.

Carranza-Edwards et al. (2019) caracterizaron las arenas del Golfo de Tehuantepec logrando identificar la influencia tanto de fuentes félsicas y máficas relacionadas a altas concentraciones de Co y Mn a la presencia de granates derivados de las fuentes metamórficas cercanas, y los valores altos de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, y MgO a la presencia de rocas volcánicas de origen félsico por lo que las fuentes de origen de las que provienen los sedimentos corresponde a rocas tanto metamórficas como plutónicas y volcánicas.

Por otro lado Nesbitt & Young (1982), introdujeron el índice de alteración química, que permite conocer el grado de alteración de los sedimentos a partir de la transformación de feldespatos a minerales arcillosos. Un aumento en este índice indica un mayor grado de degradación, asociado a una mayor presencia de minerales arcillosos. La combinación del diagrama propuesto por Pettijohn et al. (1987) con la metodología de Nesbitt & Young (1982), proporciona una comprensión más precisa de las características de los sedimentos. Existen otros diagramas que respaldan los resultados obtenidos por distintos índices como el propuesto por García et al. (1994) orientado a conocer las asociaciones minerales presentes en los sedimentos.

Anaya-Gregorio et al. (2018) realizaron análisis geoquímicos a núcleos de sedimentos en el sureste del Golfo de México evaluando los índices: CIA, CIW, PIA para determinar el grado de meteorización de moderado a intenso, además el ICV mostró que los sedimentos presentan una variabilidad moderada.

Rueda-Garzón et al. (2022) describieron núcleos de sedimentos de la cuenca del río Guanajuato en los cuales aplicaron CIA, PIA, y WIP logrando identificar un grado alto de meteorización químico en los sedimentos previos a la época industrial registrada en la zona, además los resultados de CIA y PIA fueron similares para las muestras recolectadas en el cauce del río y en la llanura de inundación, en los que algunos casos presentan un alto grado de meteorización, con este estudio se lograron reconocer las condiciones paleoambientales caracterizando cuatro tipos de paleoclimas.

Asimismo, los estudios realizados por McLennan (1989) y Rudnick & Gao (2003) han servido como punto de comparación o línea base para el análisis de elementos trazas y tierras raras. La integración de índices aplicados a los resultados permite explorar las condiciones químicas del área de estudio aportando una visión más clara del estado actual del ambiente.

Dentro de los elementos traza podemos encontrar elementos como el Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zn y Zr, las tierras raras se clasifican en dos grupos: el primero, denominado tierras raras ligeras, está compuesto por elementos como La, Ce, Pr, Nd y Sm; el segundo grupo, conocido como tierras raras pesadas, incluye elementos como el Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Algunos de los elementos son de gran importancia, ya que, en concentraciones elevadas, pueden ser tóxicos para el medio ambiente.

En la mayoría de los casos, la presencia de elementos traza y tierras raras se relaciona con la actividad minera, que busca minerales con concentraciones elevadas para su explotación y generan residuos que a menudo contienen elementos de este grupo sin valor económico significativo. Por ello, es fundamental aplicar índices ambientales que permitan evaluar la concentración de estos elementos en el medio estudiado para comprender mejor su impacto ambiental.

Carranza-Edwards et al. (2019), lograron confirmar cuál era la composición de la roca que dio origen a los sedimentos mediante la relación La/ Sc caracterizando los sedimentos como félsicos intermedios o máficos. Por otro lado Madhavaraju et al. (2021), lograron identificar la posible proveniencia de sedimentos de playa en el Golfo de California gracias a la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}$, los patrones de REE, la anomalía de Eu y las relaciones elementales como La/Sc, Th/Sc, Th/Co, Th/Cr, Cr/Th y La/Yb sugieren que las arenas probablemente se derivaron de rocas fuente félsicas.

Se propusieron varios índices para aportar información sobre el estado ambiental del lugar de interés. Uno de ellos es el índice de geoacumulación desarrollado por Müller et al. (1979), que permite evaluar la concentración de elementos traza en sedimentos normalizando los valores de los metales respecto a alguna referencia. Estos valores se comparan con los obtenidos en el área de estudio, permitiendo clasificar la contaminación en siete categorías.

También es común emplear el factor de enriquecimiento (EF) que ha sido ampliamente utilizado por ejemplo el trabajo realizado por Ergin et al. (1991), para evaluar la concentración de metales. Este índice usa como referencia un elemento con baja movilidad química en el ambiente, y, al igual que en el índice de geoacumulación, se comparan contra los valores de referencia para determinar si existe un enriquecimiento de metales en el área.

Estudios realizados por Wakida et al. (2008), permitieron reconocer la presencia de metales pesados en el río Tecate, México, a partir del Igeo lograron identificar sitios puntuales donde los sedimentos presentan contaminación en la mayoría de los elementos mientras que algunos sitios solo presentaban contaminación en algunos elementos analizados los cuales estaban atribuidos la presencia de descargar de escorrentía urbanas, industriales y de carreteras aledañas además recalcan la importancia de realizar el monitoreo de los sedimentos río abajo donde la contaminación podría resultar mayor.

Morales-García et al. (2020), estudiaron los sedimentos del lago Texcoco, México mediante el Factor de Enriquecimiento y el índice de geoacumulación tanto para el EF y Igeo mostraron que elementos como Cd y Hg se presentan en concentraciones elevadas alcanzando la clasificación de enriquecimiento extremo y fuertemente acumuladas respectivamente además en la mayoría de los sitios de estudio el Cu también arrojó concentración elevadas, en todos los casos se determinó que la presencia de estos elementos está asociada a un origen antrópico relacionados con las industrias alimenticias, papeleras, metalúrgicas y químicas en las zonas circundantes.

Navarrete-Rodríguez et al. (2020), estudio los sedimentos del Río Palizada en Campeche, México aplicaron el Factor de Contaminación y el Índices de geoacumulación logrando identificar la presencia de Cd en concentraciones elevadas en ambos índices aplicados lo cual pone en riesgo a los organismos del entorno tanto fluvial como lacustre, además el principal aporte de este elemento

tiene un origen antrópico relacionado a las industrias y agroquímicos que se utilizan en las cercanías.

En México el EF se ha utilizado para relacionar los sedimentos con las rocas fuente de las que provienen tal es el caso del estudio realizado por Carranza-Edwards et al. (2019), donde logran relacionar el enriquecimiento del K y Si con rocas plutónicas circundantes ricas en feldespatos potásicos al igual que el caso de elementos como el Ti, Fe, Mn y Mg que se asocian a rocas volcánicas como andesitas y dacitas que se encuentran cercanas al área de estudio.

1.3. Pregunta de investigación.

¿Existen diferencias en la mineralogía y geoquímica en los sedimentos de las playas Navarro y Boquilla de Piedra en Veracruz, que permitan diferenciar su procedencia entre aportes naturales y antrópicos?

1.4. Justificación.

El presente estudio tiene como finalidad caracterizar los sedimentos de las playas Navarro y Boquilla de Piedra, ubicadas en el estado de Veracruz, mediante análisis granulométricos, geoquímicos y mineralógicos. Esta caracterización resulta fundamental para comprender el origen de los materiales, su composición y las condiciones paleoambientales y actuales que influyen en su depósito y transporte.

A pesar de que a nivel global se han desarrollado múltiples investigaciones sobre el comportamiento sedimentario en ambientes costeros, la aplicación de técnicas analíticas avanzadas permite abordar con mayor precisión la evolución geoquímica y textural de estos sedimentos, dentro de un contexto geológico local específico. En el caso particular del litoral del Golfo de México, si bien existen estudios previos sobre sedimentos de playa, estos presentan una cobertura espacial limitada, dejando regiones como las playas de Navarro y Boquilla de Piedra escasamente documentadas.

Esta investigación responde a esa necesidad, la generación de datos que contribuyen al entendimiento regional de los procesos sedimentarios. Asimismo, incorpora herramientas de evaluación ambiental que permiten diagnosticar el estado actual de los sedimentos costeros, información crucial ante la creciente presión antrópica sobre los ecosistemas litorales.

En este sentido, el presente trabajo no solo aporta al conocimiento científico de los procesos sedimentarios en ambientes costeros del Golfo de México, sino que también provee información relevante para la gestión sostenible de estos sistemas, al integrar un enfoque multidisciplinario que combina la caracterización granulométrica, mineralógica y geoquímica con indicadores ambientales.

1.5. Objetivo general.

Caracterizar los sedimentos de las playas Navarro y Boquilla de Piedra en el estado de Veracruz mediante análisis granulométricos, mineralógicos y geoquímicos para determinar las características texturales, composición química para inferir su origen y transporte.

1.6. Objetivos específicos.

Identificar mediante análisis granulométricos los parámetros texturales de los sedimentos para conocer las condiciones de transporte de la roca fuente a la costa.

Caracterizar de las principales fases mineralógicas de los sedimentos mediante DRX.

Determinar la composición química mediante FRX, ICP-MS para conocer la concentración de elementos mayores, trazas y tierras raras en los sedimentos.

Evaluar el grado meteorización mediante índices de alteración geoquímica para conocer las interacciones que han sufrido los sedimentos en el proceso de transporte - depósito.

Determinar la posible contaminación de los sedimentos mediante el factor de enriquecimiento y el índice de geoacumulación.

1.7. Hipótesis.

Los sedimentos detríticos de las playas Navarro y Boquilla de Piedra en Veracruz presentan diferencias significativas en su composición mineralógica y geoquímica, donde las rocas fuentes, procesos de transporte y las actividades humanas locales, juegan un papel determinante en la composición del sedimento.

Capítulo 2: Marco Teórico.

2.1. Sedimentos.

Los sedimentos son materiales particulados que resultan de la desintegración y descomposición de rocas preexistentes, o de la acumulación de restos orgánicos. El estudio de los sedimentos, realizado por la sedimentología, analiza los procesos físicos, químicos y biológicos que influyen en su formación, transporte y deposición, proporcionando información sobre su origen, tamaño y composición. Los sedimentos pueden clasificarse según su tamaño en grava, arena y lodo o arcilla, según la escala de Udden (1914) y Wentworth (1922). Están compuestos principalmente por minerales silicatos como el cuarzo, feldespatos y la mica, aunque también pueden contener minerales pesados, fragmentos biogénicos y minerales autigénicos. Estos materiales se generan a través de procesos de meteorización, que incluyen tanto alteraciones físicas como químicas de las rocas. La meteorización física fragmenta las rocas sin cambiar su composición, mientras que la meteorización química implica la transformación de los minerales, como la hidrólisis y la oxidación (Nichols, 2009; Arche, 2010).

2.2. Composición del sedimento.

Los sedimentos están compuestos por partículas o clastos derivados de rocas preexistentes que han sufrido procesos de meteorización y erosión, los cuales fragmentan la roca en unidades más pequeñas. Estos sedimentos pueden clasificarse como detríticos o siliciclásticos, y en su mayoría están formados por minerales del grupo de los silicatos (Nichols, 2009; Tarbuck, 2013).

En función de su tamaño, los sedimentos se dividen en distintas categorías. Según la escala granulométrica de Udden (1914) y Wentworth (1922), los sedimentos pueden clasificarse de la siguiente manera:

- Gravas: partículas con un diámetro mayor a 2 mm.
- Arenas: partículas con un diámetro entre 2 mm y 63 μm (1/16 mm).
- Limos y arcillas: partículas con un diámetro menor a 63 μm (1/16 mm).

Cuando estos sedimentos experimentan el proceso de litificación, dan lugar a distintas rocas sedimentarias: las gravas forman conglomerados o brechas, las arenas originan areniscas, y los limos y arcillas se transforman en lutitas o pelitas.

Tabla 1. Tamaño de grano para sedimentos clásticos (Udden, 1914; Wentworth, 1922).

mm	Phi	Nombre	Clasificación
256	-8	Bloques	Grava (Conglomerado)
128	-7	Cantos	
64	-6		
32	-5		
16	-4		
8	-3		
4	-2	Guijarros	
2	-1		
1	0	Gránulos	
1	0	Arena muy gruesa	Arena (Arenisca)
0.5	1	Arena gruesa	
0.25	2	Arena media	
0.125	3	Arena fina	
0.063	4	Arena muy fina	
0.031	5	Limo grueso	Lodo (lutita)
0.0156	6	Limo medio	
0.0078	7	Limo fino	
0.0039	8	Limo muy fino	
<0.0039		Arcilla	

2.2.1. Componentes principales de los sedimentos.

Los sedimentos pueden estar compuestos por diversos minerales y biogénicos, cada uno con características específicas que permiten inferir su procedencia y condiciones de transporte.

2.2.1.1. Cuarzo.

El cuarzo (SiO_2) es uno de los minerales más abundantes en la corteza terrestre y está presente en los tres tipos de rocas: ígneas, metamórficas y sedimentarias. Es especialmente común en granitos, gneises y areniscas. Su alta resistencia a la meteorización química y al desgaste mecánico se debe a su dureza (7 en la escala de Mohs) y a su estructura química estable. Los granos de cuarzo suelen ser incoloros, blancos o grisáceos y presentan fractura concoidea (Tucker, 2003).

2.2.1.2. Feldespatos.

Los feldespatos son otro grupo importante de minerales en los sedimentos y se encuentran principalmente en rocas ígneas y metamórficas, como granitos, andesitas y gabros. Se dividen en feldespatos potásicos (ortoclasa, microclina) y plagioclasas (sódicas y cálcicas). A diferencia del cuarzo, los feldespatos son

menos resistentes a la meteorización química, por lo que su presencia en sedimentos suele indicar un transporte corto o una deposición reciente (Tucker, 2003).

2.2.1.3. Micas.

Las micas más comunes en los sedimentos son la biotita y la moscovita. La moscovita es más resistente a los procesos de meteorización, mientras que la biotita tiende a alterarse más rápidamente. Estos minerales están asociados a rocas ígneas y metamórficas, y debido a su estructura laminar tienden a alinearse siguiendo los planos de estratificación en los sedimentos (Nichols, 2009).

2.2.1.4. Minerales pesados.

Los minerales pesados son aquellos con una densidad mayor a 2.85 g/cm^3 , en contraste con el cuarzo y feldespato, cuya densidad promedio es de 2.65 g/cm^3 . Estos minerales pueden proporcionar información valiosa sobre la procedencia de los sedimentos (Carlson et al., 2011). Algunos ejemplos incluyen:

- Circón (ZrSiO_4): resistente y útil para dataciones geocronológicas.
- Turmalina (grupo de borosilicatos): indicadora de rocas metamórficas y graníticas.
- Rutilo (TiO_2): común en rocas metamórficas de alta temperatura.
- Apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$): presente en rocas ígneas y metamórficas.
- Granates (grupo de silicatos): característicos de rocas metamórficas y algunas ígneas.

2.2.1.5. Componentes biogénicos y autogénicos.

Además de los minerales siliciclásticos, los sedimentos pueden contener componentes biogénicos, principalmente fragmentos de carbonato de calcio (CaCO_3), derivados de organismos marinos como conchas, corales, huesos, dientes y restos vegetales (Tucker, 2003; Tarbuck, 2013).

Por otro lado, los minerales autigénicos son aquellos que se forman en el ambiente de deposición, cristalizando en los poros de los sedimentos. Entre estos se encuentran la calcita, dolomita, siderita y glauconita, los cuales pueden influir en la diagénesis de los sedimentos y su transformación en roca sedimentaria.

2.3. Proceso sedimentario.

2.3.1. Origen de los sedimentos.

Los procesos sedimentarios inician con el levantamiento de rocas preexistentes de carácter ígneo metamórfico e incluso sedimentario. La teoría de la tectónica de placas y la actividad volcánica proporciona un marco fundamental para comprender los procesos orogénicos los cuales moldean la morfología de la corteza terrestre. Posteriormente, estos relieves son modificados por la erosión y la deposición, dando lugar a la generación y transporte de sedimentos.

Las regiones con mayor altitud están relacionadas directamente con los límites de placas tectónicas. Un claro ejemplo de esto es la cordillera del Himalaya formada a partir de la colisión de dos placas continentales de India y Asia. Fenómenos similares ocurren en otros cinturones orogénicos del mundo como Los Andes, El

Valle del Rift de África Occidental. Estos procesos tectónicos constituyen los principales mecanismos de levantamiento de la corteza, creando áreas elevadas que sirven como fuentes de material sedimentario clástico (Allen, 1985; Tarbuck, 2013). Sin embargo, no todas las montañas están vinculadas directamente a la tectónica de placas. En algunos casos, la distribución desigual de temperatura en el manto terrestre da lugar a regiones más calientes, conocidas como plumas o superplumas, dependiendo de su origen y dinámica. Estas zonas generan un ascenso térmico que eleva la corteza continental, formando montañas o altiplanos sin la necesidad de colisión de placas (Allen, 1985; Arche, 2010).

La formación de cadenas montañosas es crucial en la dinámica sedimentaria, ya que en estos ambientes la meteorización y la erosión desempeñan un papel fundamental en la generación de detritos y la liberación de iones en solución en aguas superficiales y subterráneas. Este material es transportado y depositado en cuencas sedimentarias, donde contribuye a la evolución geológica de la región (Allen, 1985; Nichols, 2009).

2.3.2. Condiciones climáticas.

El clima es un factor determinante en los procesos sedimentarios, ya que las condiciones específicas de una región influyen en el grado de meteorización y erosión y, por ende, en la producción de detritos. A nivel global, los cinturones climáticos están controlados principalmente por la latitud, que determina la cantidad de energía solar recibida en una determinada área. Este patrón genera un gradiente de temperatura, donde las regiones cercanas al ecuador presentan temperaturas más cálidas, mientras que las zonas más alejadas tienden a ser más frías (Carlson et al., 2011; Tarbuck, 2013).

Este gradiente térmico influye en la distribución de los sistemas de presión atmosférica. En los polos, las bajas temperaturas generan zonas de alta presión, mientras que, en el ecuador, el calentamiento intenso da lugar a zonas de baja presión. La diferencia entre estas presiones atmosféricas provoca el movimiento de masas de aire, generando vientos que se desplazan de las zonas de alta presión hacia las de baja presión. La interacción entre temperatura, vientos y presión atmosférica da origen a las diferentes zonas climáticas del planeta (Arche, 2010). Sin embargo, la distribución climática no es uniforme, ya que factores como la configuración de las masas continentales y la elevación del terreno influyen en las condiciones locales. Estos factores pueden modificar la temperatura, la humedad y los patrones de precipitación, afectando directamente los procesos de erosión y sedimentación en una región determinada (Tarbuck, 2013).

2.3.3. Meteorización.

La meteorización es el proceso mediante el cual las rocas experimentan modificaciones físicas y químicas debido a la interacción con agentes externos, como el agua, la temperatura y la actividad biológica. Este proceso comienza generalmente cuando el agua se infiltra en las fracturas de la roca, formadas por la liberación de tensiones, generando un regolito que posteriormente puede ser transportado lejos del sitio de origen (Tucker, 2003).

La meteorización se clasifica en meteorización física y meteorización química, dependiendo de si los cambios afectan únicamente la estructura de la roca o también su composición química (Nichols, 2009).

2.3.3.1. Meteorización física.

La meteorización física o mecánica se refiere a la fragmentación de la roca sin alterar su composición química. Este proceso puede descomponer la roca en partículas más pequeñas e incluso separar los diferentes minerales que la conforman (Nichols, 2009). Los principales agentes de la meteorización física son los siguientes:

Acción del hielo - deshielo:

Cuando el agua penetra en las grietas de la roca y logra congelarse, su volumen aumenta lo que genera la apertura de las fracturas. A este proceso se le conoce como gelifracción el cual es muy efectivo en áreas donde la temperatura fluctúa alrededor de los 0°C como en las montañas o en regiones polares (Allen, 1985; Nichols, 2009; Arche, 2010).

Crecimiento de sales:

En ambientes áridos y costeros, el agua con alto contenido de sales se infiltra en las grietas de las rocas. Al evaporarse, los cristales de sal comienzan a crecer y ejercen presión sobre la roca, favoreciendo la fragmentación. Este proceso es común en regiones con alta evaporación, como desiertos y litorales (Tucker, 2003).

Cambios de temperatura:

Las fluctuaciones extremas de temperatura provocan la expansión y contracción diferencial de los minerales dentro de la roca. En climas áridos y desérticos, donde las temperaturas pueden variar drásticamente entre el día y la noche, este estrés térmico genera microfisuras que, con el tiempo, producen el desprendimiento de capas superficiales de la roca. Este fenómeno se conoce como exfoliación térmica y es común en rocas expuestas a la meteorización (Tucker, 2003; Tarbuck, 2013).

2.3.3.2. Meteorización Química.

A diferencia de la meteorización física, la meteorización química implica la alteración de la composición química de los minerales que conforman la roca. Esto ocurre principalmente a través de reacciones con el agua, el oxígeno y los ácidos presentes en la atmósfera o el suelo (Carlson et al., 2011). Los principales procesos de meteorización química incluyen:

Disolución:

Algunos minerales pueden disolverse completamente en agua, especialmente en presencia de ácidos naturales. Aunque los minerales silicatos presentan una solubilidad muy baja en condiciones superficiales, la sílice puede volverse moderadamente soluble en aguas fuertemente alcalinas. Por otro lado, los minerales carbonatados, como la calcita y la dolomita, son más susceptibles a la disolución en aguas subterráneas ricas en ácido carbónico (H_2CO_3), generado por la interacción del dióxido de carbono con el agua. Los minerales más propensos a

este proceso son las evaporitas, como la halita (NaCl) y el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (Nichols, 2009; Arche, 2010).

Hidrólisis:

La hidrólisis es una reacción química en la que los minerales reaccionan con el agua, provocando la ruptura de los enlaces químicos y la formación de nuevos minerales. Este proceso es favorecido por la presencia de ácidos naturales, como el ácido carbónico y los ácidos húmicos (producidos por la descomposición de materia orgánica en los suelos). Un ejemplo común de hidrólisis es la alteración de los feldespatos en minerales arcillosos, como la transformación de la ortoclasa (KAlSi_3O_8) en caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) (Carlson et al., 2011).

Oxidación:

La oxidación es un proceso químico en el que los minerales reaccionan con el oxígeno del ambiente, formando óxidos e hidróxidos. Este fenómeno es particularmente común en minerales que contienen hierro (Fe), como el olivino, la piroxena y la biotita. El resultado más visible de la oxidación es la formación de óxidos de hierro, como la hematita (Fe_2O_3) y la goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$), que dan lugar a las características coloraciones rojizas y anaranjadas de muchas rocas y suelos expuestos a la meteorización (Allen, 1985; Arche, 2010).

2.3.4. Transporte.

Cuando hablamos de meteorización y erosión puede ser confuso dado que en algunos casos se cree que son sinónimos, pero en realidad la meteorización es el proceso por el cual una roca se descompone in situ creando un regolito, mientras que la erosión es la remoción del material de regolito, dicho material puede ser transportado cuesta abajo por la gravedad, puede ser arrastrado en suspensión por el agua, soplado por el viento y erosionado por el deslizamiento por el hielo o por una combinación de estos procesos. La gravedad es responsable de remover grandes cantidades de detritos cuesta abajo esto en las áreas montañosas pero no los traslada muy lejos generalmente los deposita en el valle donde las pendientes ya no son pronunciadas, para que los detritos sean transportados a una gran distancia es necesaria la interacción del agua, y en algunos casos el viento y el hielo pueden jugar un papel fundamental en ese transporte lejano (Arche, 2010).

2.3.4.1. Erosión y transporte por gravedad.

En áreas montañosas y acantilados donde predominan las pendientes pronunciadas los primeros procesos de erosión y transporte del material son, caída de materia cuesta abajo producto de la fuerza de gravedad que se ejerce en los mismos, desplazamiento de tierra puede constar del movimiento de varios cientos de metros en donde la masa de roca no se fragmenta significativamente, por otro lado si la roca se fragmenta se produce una caída de rocas que crea una distribución caótica del material resultante al pie de la pendiente. Estos movimientos suelen estar desencadenados por factores como terremotos, recortes en la base de la pendiente o lluvias que saturan el suelo (Carlson et al., 2011; Tarbuck, 2013).

Existe un movimiento más lento cuando regolito es lubricado por agua lo cual genera un movimiento que es imperceptible pero que ocurre durante un periodo de tiempo extenso en este caso el material saturado si se deforma a medida que se desplaza cuesta abajo. Usualmente en las bases de estas pendientes se suele acumular el material meteorizado formando conos de escombros estos depósitos de talud, constituidos principalmente por fragmentos angulares debido a las cortas distancias de transporte, son modificados por el agua, el viento o el hielo, pero en algunos casos permanecen intactos (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

2.3.4.2. Erosión y transporte por agua.

La erosión por agua en las laderas comienza con el lavado superficial, donde la escorrentía no confinada desciende por la pendiente tras la lluvia. Este flujo puede arrastrar escombros y erosionar el regolito. La capacidad del agua para transportar material depende de la cantidad de lluvia y las características de la superficie: en pendientes empinadas, el agua corre más rápido; la vegetación reduce el flujo y atrapa detritos; y los suelos porosos permiten la infiltración del agua. Por lo tanto, la escorrentía es más efectiva en regiones áridas y sin vegetación durante inundaciones repentinas, mientras que en climas templados o tropicales, la vegetación y los suelos permeables disminuyen su capacidad de transporte (Nichols, 2009; Tarbuck, 2013).

El lavado superficial se concentra en canales y barrancos, que eventualmente se fusionan para formar los arroyos y ríos. Estos ríos erosionan tanto el regolito como las rocas. En el caso de rocas solubles como la caliza, el agua también puede eliminar o adquirir material en solución. El material erosionado es transportado por el flujo del arroyo en suspensión o disuelto. La confluencia de arroyos forma ríos más grandes, que pueden generar conos aluviales y alimentar ambientes de deposición, lagos o mares (Carlson et al., 2011).

2.3.4.3. Erosión y transporte por viento.

Los vientos se originan debido a las diferencias de presión atmosférica, que a su vez son influenciadas por la distribución global de temperatura y variaciones locales causadas por factores como la temperatura de las masas de agua, el calor absorbido por las tierras y el aire frío sobre montañas. Este patrón genera zonas de alta (anticiclones) y baja presión (depresiones) que producen vientos de diferentes intensidades, que pueden alcanzar velocidades de hasta 100 km/h y huracanes que duplican esa velocidad. La acción de los vientos genera procesos como la abrasión desgastando mecánicamente el material que se encuentra cercano a los 2 m de altura pues el viento no es capaz de elevar las partículas sedimentarias que generan este proceso por medio de la saltación, por otro lado la deflación es la erosión producida por la acción del viento sobre las rocas transporta partículas de arcilla, limo y arena de la superficie terrestre (Nichols, 2009; Tarbuck, 2013).

La erosión eólica es más eficiente en áreas sin vegetación, como en zonas desérticas, frías, cerca de los polos, en montañas altas y en playas expuestas. Las

llanuras de inundación secas y los bancos de arena también son susceptibles a este tipo de erosión. El material erosionado puede ser transportado por el viento a distancias que van desde cientos hasta miles de kilómetros, y el tamaño del material transportado depende de la velocidad del viento (Nichols, 2009; Arche, 2010; Tarbuck, 2013).

2.3.4.4. Erosión y transporte por hielo.

Los glaciares en regiones montañosas templadas juegan un papel crucial en la erosión y el transporte de material rocoso y regolito, con una tasa de erosión entre dos y diez veces mayor que en áreas no glaseadas comparables. En cambio, los glaciares en regiones polares tienden a inhibir la erosión debido a que el hielo está congelado al lecho rocoso. En los glaciares templados (con base cálida), la erosión ocurre por abrasión y desprendimiento (Carlson et al., 2011; Tarbuck, 2013).

La abrasión glaciar es el resultado de la fricción de bloques de material incrustados en el hielo, los cuales cortan surcos y estrías en el lecho rocoso, ayudando a determinar la dirección del flujo glaciar. Además, el proceso de escorrentía genera harina de roca, arcilla y escombros que se incorporan al hielo. El desprendimiento glaciar ocurre cuando un glaciar fluye sobre un obstáculo, desaloja bloques de roca que varían en tamaño y los incorpora al glaciar. Estas interacciones crean formas de relieve conocidas como roches mouton nées (rocas aborregadas), que se asemejan a ovejas desde una distancia (Arche, 2010; Nichols, 2009).

2.4. Tipos de ambientes.

2.4.1. Ambiente Fluvial.

Los sistemas fluviales y aluviales se dividen en tres zonas geomorfológicas: erosiva, de transferencia y de deposición. En la zona erosiva, los ríos desgastan activamente el terreno, principalmente debido a la inclinación del paisaje, lo que incrementa la fuerza de la corriente de agua y facilita la eliminación de material del fondo y las laderas del valle. En la zona de transferencia, la inclinación del terreno es menor, lo que reduce la fuerza del flujo de agua. Aunque no se produce erosión activa, tampoco ocurre deposición de sedimentos. Finalmente, en la zona de deposición, los sedimentos se acumulan en los canales, las llanuras de inundación o los conos aluviales, debido a la pérdida de fuerza del agua por la falta de inclinación en el terreno. Estas tres zonas no siempre están presentes en todos los sistemas fluviales, y en algunos casos la zona de transferencia puede desaparecer. El flujo de agua en ríos y arroyos se encuentra confinado a canales, mientras que las áreas de ribera o llanuras de inundación solo se inundan durante eventos de crecida del río, generalmente asociados a lluvias prolongadas y severas río arriba (Allen, 1985; Arche, 2010; Tarbuck, 2013).

Cada ambiente fluvial está vinculado a un área de captación, o cuenca hidrográfica, que es la región de tierra que abastece de agua al sistema fluvial. Los ríos y arroyos reciben agua principalmente de la escorrentía superficial y de los

acuíferos subterráneos durante las lluvias. Los suelos actúan como una esponja, absorbiendo agua y liberándola gradualmente hacia los arroyos. El suministro de agua en un sistema fluvial depende de dos factores principales: el tamaño del área de captación y las condiciones climáticas. Las áreas grandes tienen mayor capacidad para almacenar agua, lo que garantiza un flujo más constante. En regiones con lluvias frecuentes, los sistemas fluviales mantienen un flujo estable durante todo el año, convirtiéndolos en sistemas perennes. Por otro lado, los ríos con áreas de captación más pequeñas o que dependen de lluvias estacionales experimentan descargas variables y se consideran ríos efímeros cuando se secan durante períodos prolongados (Arche, 2010; Carlson et al., 2011).

2.4.2. Ambiente Costero.

Los ambientes costeros son zonas de transición entre la tierra y el mar, que incluyen llanuras costeras, playas, barreras y lagunas. Su clasificación se basa en la morfología, la energía de las olas y el balance de sedimentos. Las costas pueden ser erosivas y deposicionales. En las costas erosivas, la pendiente es pronunciada, lo que provoca que gran parte de la energía del oleaje se refleje de vuelta al mar. En estos entornos, el material suelto es removido y redistribuido por las olas, las mareas y las corrientes. Por otro lado, en las costas deposicionales, la pendiente es suave y la energía de las olas se disipa en aguas someras, lo que favorece la acumulación de sedimentos siempre que haya un suministro constante (Nichols, 2009; Arche, 2010).

2.4.2.1. Playas.

Las playas son ambientes costeros directamente influenciados por la acción de las olas. La zona intermareal, situada entre la marea alta y la marea baja, presenta una inclinación suave donde las olas re TRABAJAN continuamente el sedimento, desgastando y clasificando los clastos según su tamaño (Tarbuck, 2013).

En las playas arenosas, el sedimento se caracteriza por su buen grado de selección y redondez, depositándose en capas de bajo ángulo típicas de entornos dominados por la dinámica de las olas. En contraste, en playas de grava, el agua que asciende con cada ola tiende a filtrarse en el sedimento poroso, debilitando el retroceso de la ola y favoreciendo la acumulación de clastos en crestas de tormenta. En la parte superior de la playa se encuentra la berma, una cresta de sedimento que marca la transición entre la zona intermareal y la parte posterior de la playa. Los sedimentos transportados por las olas pueden depositarse en esta zona formando capas inclinadas hacia el continente, las cuales pueden ser colonizadas por vegetación y estar sujetas a procesos eólicos (Nichols, 2009; Arche, 2010).

En la zona inferior de la playa, la acción de las olas puede generar ondas de arena que, al ser preservadas, forman laminación cruzada. Sin embargo, estas estructuras sedimentarias pueden ser alteradas o destruidas por la bioturbación, es decir, la actividad de organismos que excavan en el sedimento (Tarbuck, 2013).

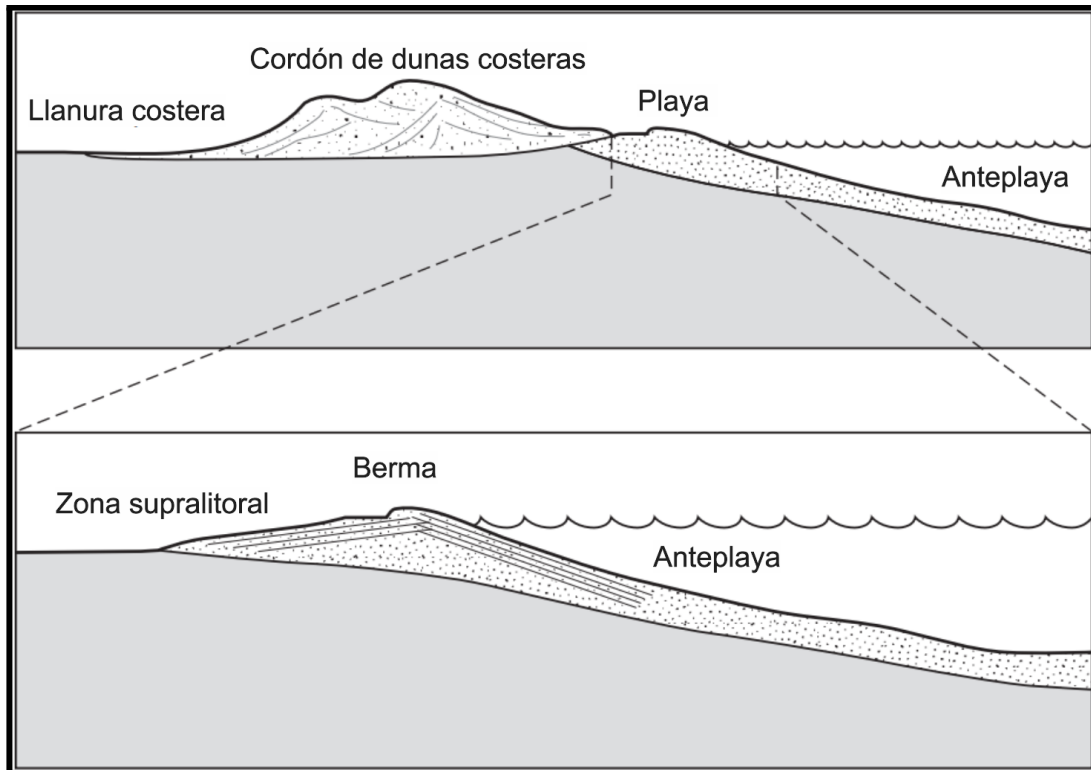


Figura 1. Características morfológicas de una playa (Nichols, 2009).

Capítulo 3: Área de Estudio.

3.1. Ubicación del área de estudio.

El área de estudio abarca dos municipios del estado de Veracruz, ambos localizados en la región occidental del Golfo de México. Aunque las playas de Navarro y Boquilla de Piedra están separadas entre sí, comparten características geográficas similares. La playa de Navarro (20°03.414' N, 96°37.226' O) se sitúa a 4.4 km al noreste de la ciudad de Vega de Alatorre, dentro del municipio del mismo nombre. Por su parte, la playa de Boquilla de Piedra (19°49.791' N, 96°26.803' O) se ubica en el municipio de Alto Lucero de Gutiérrez Barrios, entre los poblados de Palma Sola (7 km al sur), Santa Ana (9.3 km al sur) y Boca de Ovejas (6.3 km al norte). Ambas playas se localizan hacia el noreste de la ciudad de Xalapa-Enríquez.

El estado de Veracruz forma parte de la República Mexicana y ocupa una importante franja de la costa del Golfo de México. Su superficie territorial es de 71,824 km², con una longitud costera aproximada de 745 km. El estado cuenta con una población de 7,643,194 habitantes y una densidad de 106.38 habitantes por kilómetro cuadrado. Específicamente, el municipio de Vega de Alatorre, donde se ubica una de las áreas de estudio, tiene una superficie de 390.01 km² y una densidad de población de 50.1 hab/km². En tanto, el municipio de Alto Lucero de Gutiérrez Barrios, donde se encuentra la segunda playa de interés, posee una superficie de 714.79 km² y una densidad de 39.19 hab/km².

3.2. Evolución geológica y geología.

El municipio donde se ubica la playa de Navarro forma parte de la Provincia fisiográfica Llanura Costera del Golfo Norte (55.03 %) y del eje Neovolcánico (44.97 %). Dentro de estas provincias, pertenece a las subprovincias Llanuras y Lomeríos y Chiconquiaco, y presenta topoformas como lomeríos con llanuras y lomeríos de basalto. Por otro lado, el municipio que alberga la playa de Boquilla de Piedra está integrado en la provincia fisiográfica el Eje Neovolcánico y en la subprovincia de Chiconquiaco, con topoformas como lomeríos de basalto y sierra volcánica de laderas escarpadas.

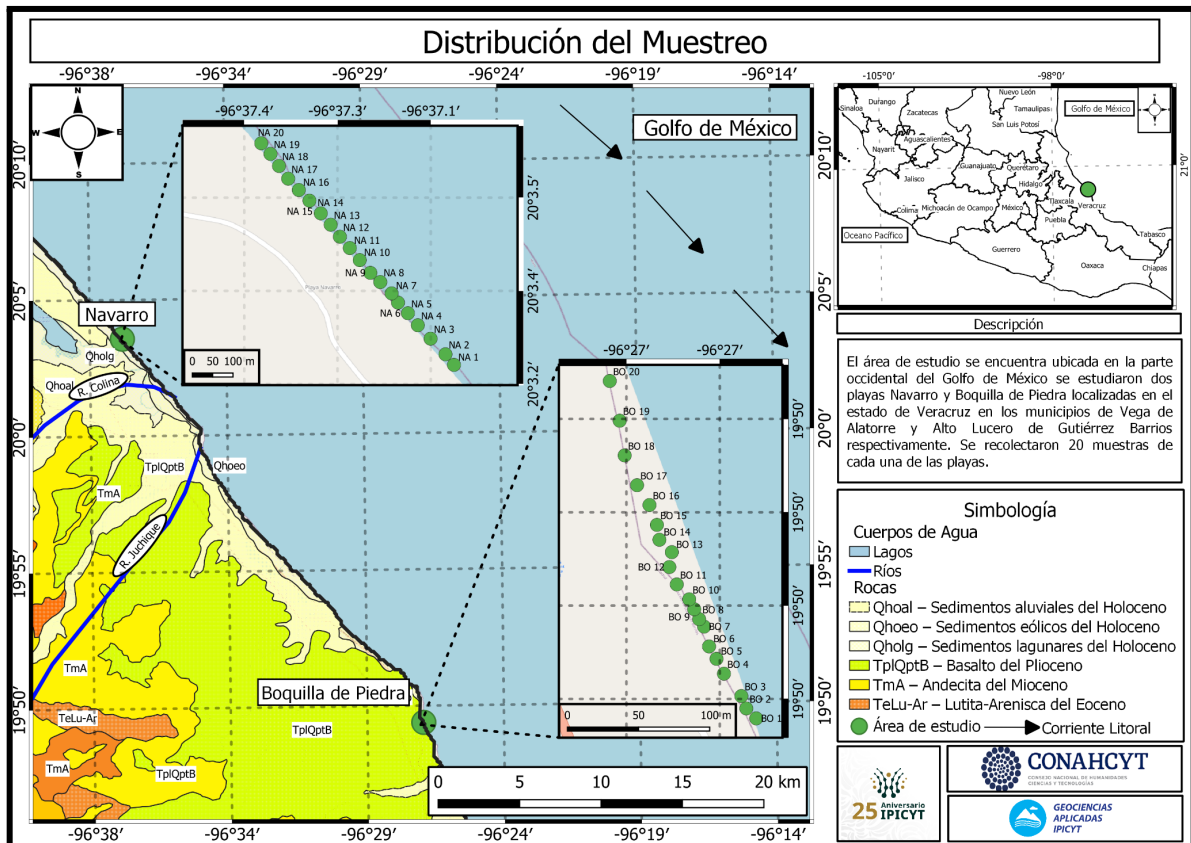


Figura 2. Mapa de la distribución del muestreo realizado en las playas de Navarro y Boquilla de Piedra, Veracruz, México.

3.2.1. Geología.

En el área de estudio se presenta una geología muy variada desde rocas que se encuentran en el Pérmico hasta sedimentos que son recientes del neógeno a continuación describimos a fondo cada una de las unidades litológicas.

3.2.1.1. Esquisto (PpE).

Esta roca constituye la unidad más antigua de la que se tiene registro no solo del área de estudio sino del estado de Veracruz, está constituida por esquistos cuarcitas y metalavas que afloran en forma de ventanas estructurales, sobre esta unidad descansa la secuencia sedimentaria sobreyace en discordancia por la Formación Cahuasas - Tenexcate que se encuentra intrusionado por el granito permo-triásico la datación de esta la moscovita y granates en esta unidad la ubica en el pérmico temprano interpretándolo como el último evento térmico que afectó a estas rocas por lo que el protolito es probablemente anterior a esta edad (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.2. Granito – Granodiorita (PpGr – Gd).

Aflora en la porción sur-sureste del Estado está constituido por granito de biotita, granodiorita de biotita, diorita de hornblenda, tonalita de hornblenda y biotita, gneis de moscovita, existen además rocas aplíticas alojadas en forma de diques dentro del granito y que constituyen un producto final de recrystalización. Por

determinación petrográfica lo clasifican como granito calcoalcalino de biotita (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.3. Limolita – Conglomerado poligénico (JmLm – Cgp).

Esta unidad litológica está compuesta por dos formaciones la Cahuasas y Tenexcate la primera constituida por lutitas limosas, areniscas y conglomerados polimícticos de color rojo a azul con tonos verdosos se encuentran desde la parte central de la sierra madre oriental hasta la parte noroeste y oeste del estado, descansa en discordancia sobre la Formación Huayacocotla y, a su vez, está cubierta discordantemente por las formaciones Santiago, Pimienta y Tamán, la segunda se presenta en los sectores noroeste y oeste del estado, está compuesta por conglomerados de color gris y verde con fragmentos de rocas extrusivas cubre en discordancia al esquisto de Chililis, así como a la Formación Huayacocotla, y también subyace en discordancia a las formaciones Tamán y Pimienta (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.4. Caliza – Lutita (JctCz – Lu).

Esta unidad está compuesta por las Formaciones:

Formación Santiago. - Se distribuye en los sectores noroccidental y occidental del estado, su litología se basa en lutitas gris oscuro con intercalaciones de calizas arcillosas, sobreyace concordantemente a la Formación Tepéxic, y subyace concordantemente a la Formación Tamán. Por su contenido paleontológico se le asignó una edad del Oxfordiano superior (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

Formación San Pedro. - se encuentra constituida por calizas oolíticas y calcarenitas que en algunas localidades cambian a calizas dolomíticas y escasas calizas oolíticas. Se ubica al suroeste de Misantla, Veracruz, está formado por una secuencia calcáreo-arcillosa formada por una alternancia de calizas y lutitas calcáreas de color negro, carbonosas, de estratificación delgada, con líneas estilolíticas y pequeñas concreciones de hematita. En su localidad tipo, sobreyace en discordancia erosional a la Formación Cahuasas-Tenexcate y subyace de manera concordante a la Formación Pimienta. En base a su posición estratigráfica se le ha asignado una edad Kimmeridgiano, se correlaciona por cambios de facies con las formaciones San Andrés, Chipoco y Tamán (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

Formación Tamán. - Aflora en las porciones noroccidental y occidental del estado. Forma parte del núcleo del anticlinorio de Huayacocotla, en la región de Las Huascas. Está constituida por caliza negra y caliza microcristalina que alternan con lutita negra. Localmente presentan pequeñas inclusiones de terrígenos, lentes, capas y bandas de pedernal negro, así como bandas de concreciones calcáreas, sobreyace concordantemente a la Formación Santiago y en forma discordante a la Formación Cahuasas y subyace en forma discordante a la Formación Tamaulipas Inferior. Por su contenido fósil se le asigna una edad que lo ubica en el Berriasiano inferior (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

Formación Pimienta. - Son series de caliza densa de estratificación delgada, negra y blanca, y ricas en capas de pedernal negro”. En superficie se encuentra en la porción noroccidental del estado de Veracruz. Descansa concordantemente sobre la Formación Tamán y es cubierta de igual manera por la Formación

Tamaulipas Inferior del Cretácico Inferior, por su contenido fósil se le asignó una edad correspondiente al Tithoniano (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.5. Caliza – Lutita (KbeapCz – Lu). Tamaulipas

Aflora en los sectores noroccidental y central del estado. Forma parte del Anticlinorio de Huayacocotla. Son calizas de grano fino y color crema grisácea y crema amarillenta en capas medianas y gruesas, con estilolitos bien desarrollados y paralelos a los planos de estratificación y nódulos irregulares y de forma esferoidal de color castaño oscuro y gris claro; se notaron también, algunos cuerpos de calizas clásticas distribuidos en forma irregular. La Formación Tamaulipas Inferior sobreyace transicional y concordantemente a la Formación Pimienta en el subsuelo de la planicie costera del Golfo de México. Su edad es Berriasiano-Aptiano inferior, por su contenido paleontológico (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.6. Caliza (kaceCz). Tamaulipas Superior

Formación Tamaulipas Superior. - En el estado de Veracruz aflora en la porción centro, al oeste y noroeste del poblado de Huatusco y a los alrededores de Chocamán, aparece como una franja alargada con dirección NW SE. Se integra de intercalación de caliza y caliza arcillosa de color gris y negro, en estratos delgados a gruesos, sumamente compactos, con nódulos irregulares de pedernal de colores gris y negro, con líneas estilolíticas paralelas a los planos de estratificación, en algunas áreas se les ha identificado con intercalaciones de lutitas y areniscas, así como de bentonita con algunas tobas. Sobreyace concordantemente al horizonte Otates y subyace concordante y transicionalmente a la Formación Agua Nueva. Con base en su contenido paleontológico se le asigna una edad del Albiano temprano Cenomaniano (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.7. Arenisca – Lutita (TpaeAr – Lu).

La unidad está conformada por la Formación Chicontepec, donde su composición son lutitas y areniscas calcáreas de color gris con estratificaciones y alternancias delgadas de margas arenosas de color gris oscuro se encuentra en contacto concordante con las Formaciones Méndez y Velasco y subyace la Formación Guayabal, aunque en algunos sectores subyace en discordancia con las formaciones Chapopote y Tantoyuca, por la presencia de fósiles se pueden identificar los tres miembros de esta formación (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.8. Marga – Lutita (TeMg – Lu).

Formación Chapopote. - Aflora en la porción norte del Estado de Veracruz. Está constituida por margas de color gris a gris verdoso y crema. Una característica evidente de esta Formación es la presencia de bentonita color blanco amarillento y crema en capas de hasta 10 cm de espesor sobre todo presentes en su localidad tipo, también llegan a presentarse delgadas capas de areniscas de hasta 3 cm. Sobreyace concordantemente a la Formación Guayabal e infrayace de igual

manera a la Formación Horcones, cambia de facies a condiciones más someras de la Formación Tantoyuca. Por su contenido fósil se le asigna una edad correspondiente al Eoceno Superior (SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

Formación Tantoyuca. - Aflora en la porción norte del Estado de Veracruz. Está constituida por sedimentos areno conglomerádicos; arenisca y arenisca conglomerática de grano grueso y fino, con cementante calcáreo e intercalaciones de lutita arenosa de color gris a gris oscuro. Es frecuente la caliza impura con abundantes foraminíferos de los géneros Operculina y Lepidocyclina. Sobreyace concordantemente a la Formación Guayabal e infrayace de igual manera a la Formación Horcones. Por su contenido paleontológico se establece para esta unidad una edad del Eoceno superior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.9. Lutita – Arenisca (TeLu – Ar – Cgp).

Esta litología comprende las formaciones Guayabal y Aragón. La formación Guayabal se conforma de lutitas limolíticas con arcillas glauconíticas, estratificación fina de color ocre y concreciones ferruginosas. Presenta fósiles bien conservados como foraminíferos, moluscos y briozoarios. Esta formación la describen como lutita de color gris azulado y pardo, con intercalaciones de arenisca de grano fino arcillosa y caliza, así como lechos de bentonita. En el área de estudio, hay afloramientos menores de esta formación, situada en el Eoceno inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.10. Lutita Conglomerado Monogenético Oligoceno (ToLu – Cgo).

Formación Palma Real. - Se distribuye en los sectores noroccidental, occidental y central. Se constituye de lutitas de color gris ligeramente arenosa, con intercalaciones de arenisca de grano fino, con esporádicos cuerpos de caliza coralina asociada con orbitoides. La Formación Palma Real yace en discordancia angular sobre las formaciones Horcones, Chapopote, Tantoyuca, Guayabal y Chicontepec, e infrayace a las formaciones Mesón y Coatzintla. Su contenido paleontológico para el miembro inferior se ubica en el oligoceno inferior. Palma Real superior la ubican en el Oligoceno Medio (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.11. Limolita – Arenisca (ToLm – Ar).

Formación Mesón. Se extiende a todo lo largo de la costa del Golfo de México en forma de una franja paralela a la línea de costa, en una franja de unos 30 kilómetros de ancho. Formadas por areniscas, calizas delgadas y margas arenosas; en algunos lugares también se desarrollaron facies de calizas coralinas, además presenta lutitas y margas de color gris a gris azul oscuro. La abundancia de foraminíferos, equinodermos, corales y moluscos es muy notable en la unidad. Sobreyace a las formaciones Palma Real y Alazán en aparente concordancia. Subyace discordantemente a la Formación Tuxpan. Su contenido paleontológico es muy abundante, por lo cual se le asigna una edad Oligoceno medio-Mioceno temprano (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.12. Arenisca – Lutita (ToAr – Lu).

Este tipo de roca está representada por tres formaciones: Palma Real, Horcones y Alazán. Formación Palma Real: Se distribuye en los sectores noroccidental, occidental y central. Unidad de lutita gris con intercalaciones de arenisca de grano fino y cuerpos de caliza coralina con orbitoides, de espesores entre 140 y 600 m. Ubicada en el estado de Veracruz, yace en discordancia angular sobre las formaciones Horcones, Chapopote, Tantoyuca, Guayabal y Chicontepec, e infrayace a las formaciones Mesón y Coatzintla (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000). Formación Horcones: Aflora irregularmente en pequeñas porciones es posible que su máximo desarrollo corresponda a la región de Poza Rica. Está formado por marga gris de tonalidad que varía de un tono claro u oscuro a azulado y que se meteorizan en color café a gris crema; frecuentemente presentan intercalaciones de arenisca de grano fino, arenisca conglomerática y conglomerados, ocasionalmente capas de ceniza volcánica. Subyace en aparente concordancia a la Formación Palma Real inferior y sobreyace de igual manera a las Formaciones Tantoyuca y Chapopote. Su contenido paleontológico es de foraminíferos planctónicos que la ubican en el Oligoceno inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000). Formación Alazán: Está compuesta por una serie de margas y lutitas con intercalaciones esporádicas de areniscas arcillosas, son de color gris a azul oscuro que por meteorización adquieren un color gris rojizo. Subyace en forma concordante a la Formación Mesón y suprayace de igual manera a la Formación Palma Real. Se le considera del Oligoceno medio por su microfauna fósil (Vergara et al., 2000).

3.2.13. Granodiorita – Porfido Dacítico (TmGd – PDa).

Se localiza hacia la porción suroriental de la estructura regional denominada Macizo de Teziutlán, y Se encuentra integrada por una serie de cuerpos de composición granodiorítica, dacítica, dioritas y microtonalitas del Mioceno, alineados en forma semicircular afectando a unidades de edades permo triásicas y del neocomiano, a su vez están semi cubiertos por rocas andesíticas del plioceno (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.14. Diorita – Tonalita (TmD – Tn).

Consta de cuerpos intrusivos hipabisales del Mioceno (López Infanzón, 1990), de composición que varía de diorítica, tonalítica, sienítica, monzonítica, andesítica a gabros, siendo estos unos diques no cartografiados. Al microscopio presenta textura hipidiomórfica, sus componentes principales son: oligoclasa, andesina y calcedonia. Como componentes secundarios son: granate, tremolita, actinolita, epidota, sericita, clorita, calcita, hematita y minerales arcillosos. Están afectando a las rocas terciarias terrígenas de la Cuenca Tampico-Misantla (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.15. Brecha Volcánica Basáltica (TmBvB).

Esta unidad se localiza en el campo volcánico Los Tuxtlas. Está compuesta por una brecha volcánica de composición basáltica cuyos fragmentos presentan un diámetro que varían de 2 a 50 cm hasta bloques de 1.30 m, empacados en una matriz arcillo-arenosa de composición básica.

Al norte de Tatahuicapan se percibe cierta intercalación de toba lítica de composición básica (basalto) así como vidrio volcánico. Los basaltos presentan coloraciones que van de gris verdoso en roca sana, rojizo y amarillo ocre al ser meteorizadas, presentando un meteorismo esferoidal de moderado a alto, el principal mineral contemplado con lente de mano es el olivino. Cubre discordantemente a unidades de composición andesítica-basáltica del Plioceno, así como a unidades sedimentarias del Terciario, su contacto superior es cubierto por tobas basálticas y basaltos del Plioceno-Pleistoceno. La edad de esta unidad se considera Plio-Cuaternaria en base a los fechamientos radiométricos. Esta unidad está ligada a la evolución de la sierra de Santa Martha en su fase más reciente, equivalente al episodio correspondiente a la extrusión de andesitas y andesitas basálticas como resultado de la contaminación de magmas básicos con material de la corteza continental (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.16. Basalto – Brecha Volcánica Basáltica (TmB – BvB).

Este afloramiento incluye flujos piroclásticos félsicos de considerable grosor, densamente soldados y compuestos por fragmentos subangulosos a subredondeados de andesitas y basaltos de color gris oscuro a negro. También presenta depósitos volcanoclásticos, incluyendo bombas y fragmentos de pómez meteorizados. Estas rocas cubren sedimentos jurásicos de la formación Cahuassas y sedimentos terrígenos terciarios, sobreyacen a rocas volcánicas andesíticas y basálticas miocénicas de la provincia alcalina y están a su vez sobrecubiertas por una secuencia basáltico-andesítica alcalina. Las dataciones ubican a estas rocas en el Mioceno medio-tardío (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.17. Basalto (TmB).

Se encuentra formada por dos conjuntos volcánicos. El primero incluye basaltos doleríticos de olivino, basaltos andesíticos de augita y basaltos de hiperstena, este conjunto se aproxima al de los basaltos calcoalcalinos. El segundo conjunto está representado por rocas alcalinas, tales como la tefrita nefelínica; los basaltos son densos conformando mesetas, y en ocasiones se presentan en forma columnar y en diques. De acuerdo con los análisis químicos de óxidos mayores, este vulcanismo es máfico, variando de tefrita-basanita a traquibasalto, siendo las rocas de este vulcanismo alcalinas, metaluminosas (bajas en alúmina) y ricas en potasio. Existen basaltos con nódulos de Lherzolita (poniente de Ozuluama), este tipo de rocas se asocian a fisuras profundas, evidenciando que provienen de la parte superior del manto o la base de la corteza.

Con respecto a los diques estos se presentan también como dique-estratos y se encuentran emplazados en rocas del Eoceno. Esta unidad aflora extensamente en la sierra de Tantima y sus alrededores. Esta unidad cubre indistintamente y en forma discordante a rocas sedimentarias terciarias en la sierra de Tantima y su contacto inferior es con andesitas del Mioceno esto se puede ver en el área de Chiconquiaco. Le sobreyace tobas riolíticas del Pleistoceno y brechas basálticas y basaltos del Plioceno-Pleistoceno. En cuanto a su edad, las dataciones indican

una edad del Mioceno medio-superior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.18. Arenisca – Conglomerado (TmAr – Cgp).

Aflora prácticamente en todo el estado a lo largo de la costa del Golfo de México. Se conforma de arenisca color gris de grano fino muy deleznable con intercalación de limolitas y conglomerados polimícticos en algunos afloramientos es evidente el depósito caótico sin una estratificación definida, en ocasiones se intercalan horizontes bentoníticos hacia la base. Regionalmente, yace discordantemente sobre diversas formaciones del Oligoceno, tales como: Escolín, Coatzintla, Mesón, Alazán, Palma Real superior y Palma Real inferior. Está sobreyacida en parte por sedimentos del Cuaternario. Su contenido paleontológico es de foraminíferos, megafósiles (equinodermos) y moluscos. Por lo que se le asigna una edad del Mioceno inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.19. Andesitas (TmA).

Las andesitas son rocas volcánicas de composición intermedia, de color gris claro a verdoso, con una apariencia porfídica. Bajo el microscopio, presentan una textura microlítica porfídica, con minerales como andesina-oligoclasa en microlitos y fenocristales que forman aglomerados de hematita arcillosa, junto con una matriz de plagioclasa que cubre toda la roca. Estas rocas muestran una alteración hidrotermal y se presentan en paquetes gruesos de material andesítico, frecuentemente coronados por mesas de basalto. Se localizan al norte de Actopan, al este de Chiconquiaco, al sureste de Villa Emilio Carranza y al sur-suroeste de Palma Sola, en poblados como El Rubí, El Limón y El Ojital. Las andesitas sobreyacen coladas basálticas del Mioceno y Plioceno-Pleistoceno y se encuentran cubiertas por tobas riolíticas del Pleistoceno. Dataciones sitúan estas rocas en el Mioceno medio-superior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.20. Toba Riolítica – Dacítica (TplQptTR – Da).

Se trata de rocas volcánicas que fueron formadas por derrames piroclásticos o ignimbritas, tobas y brechas riolíticas y dacíticas, su espesor es variable pero se estima que sea de 170 metros, se localizan del norte del poblado Zacualtipán Hgo., hasta el sur de Huayacocotla Veracruz, sobre el costado occidental del anticlinal Huayacocotla. Cubre a sedimentos jurásicos y cretácicos y lo cubre un vulcanismo bimodal del Plioceno. Por sus relaciones de campo y su posición estratigráfica se le asignó una edad del Plioceno inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.21. Basalto (TplQptB).

El basalto TplQptB consiste en una secuencia de derrames lávicos basálticos y andesíticos con alto contenido de olivino, caracterizados por un color gris oscuro, estructura compacta y textura afanítica vesicular. Dentro de esta unidad se encuentran algunos basaltos alcalinos y andesitas basálticas, que representan los eventos menos antiguos del conjunto. Generalmente, esta unidad litológica se

extiende por las áreas de Poza Rica-Metlatoyuca, en campos volcánicos como Chiconquiaco-Palma, y es visible en ciudades como Metlatoyuca, al sureste de Poza Rica, por todo el noreste de Xicotepec de Juárez, y en las áreas sureste y suroeste de Puebla, además de las localidades de Xalapa, Coatepec y Tuzamapan (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000). El basalto TplQptB cubre una variedad de rocas más antiguas, tales como andesitas, brechas basálticas y basaltos del Mioceno, así como tobas basálticas del Plioceno. A su vez, esta unidad se encuentra cubierta por tobas riolíticas y basaltos del Pleistoceno. Al ser una de las unidades litológicas más jóvenes, cubre gran parte de la litología regional, permitiendo, en ciertos casos, que aflore. Este afloramiento de derrames lávicos basálticos y andesíticos ha sido datado y se ha ubicado temporalmente entre el Plioceno medio y el Cuaternario inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.22. Andesita – Dacita (TplA – Da).

Está constituida esencialmente por andesitas, dacitas y en el área de Los Hornos por basaltos. Al microscopio presenta una textura microcristalina porfídica. Aflora en la porción oriental y noreste del volcán Cofre de Perote, al suroeste de Ixhuacán de los Reyes, al nor-noroeste de Cuiyachapa y en los alrededores de Ayahualulco. Estas rocas descansan discordantemente sobre los sedimentos mesozoicos del jurásico y cretácico, y sobre un intrusivo granodiorítico de edad miocénica del área de Tatatila y Las Minas. Por otra parte, están sobreyacidas por una numerosa cantidad de unidades litoestratigráficas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno. Tomando en cuenta estas relaciones estratigráficas y considerando el fechamiento radiométrico en una andesita porfídica de augita, se considera a esta unidad del Plioceno inferior indicando un posible inicio de actividad a fines del Mioceno (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.23. Toba Riolítica (QptTR).

Denominada un complejo piroclástico, la toba riolítica es un material fragmentado compuesto por obsidiana, pómez de composición ácida a intermedia, andesita, traquita, traquiandesita y algunos basaltos. Las cenizas y las tobas andesíticas son predominantes, aunque existen cuerpos lenticulares en algunas zonas. Se examinó principalmente como una toba vítrea con depósitos pumicíticos interestratificados. Estos afloramientos rodean el volcán Cofre de Perote y se encuentran también al suroeste y este de Xalapa, en los alrededores de Tlapacoyan y Altotonga, y al sureste de Tuzamapan. La toba riolítica cubre generalmente unidades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas, con material piroclástico de composición dacítica-andesítica del Pleistoceno-Holoceno sobreyaciendo. Dataciones sitúan estas rocas en el Pleistoceno medio (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.24. Toba Basáltica (QptTB).

Se integra de horizontes de ceniza volcánica de color negro con pequeños fragmentos de basalto pseudoestratificados horizontalmente, flujos de cenizas

densamente soldados de aparente composición andesítica, constituidos de piroclastos finos y fenocristales de plagioclasas, feldespatos y biotita así como escasos líticos de la talla de lapilli empaquetados en una matriz desvitrificada muy vesiculada o soldados en un vidrio muy fino. Robin (1976) menciona que se caracterizan químicamente por su alcalinidad tan fuerte que parecen shoshonitas, pues muestran concentraciones altas de K. La cubren coladas basálticas Plio-Cuaternarias, y sobreyacen a las brechas basálticas del Mioceno, a las andesitas Teziutlán y a las andesitas Palma Sola. Dataciones realizadas por Luca Ferrari et al. (2005) arrojan una edad de 3.37 ± 0.06 y 3.38 ± 0.06 Ma, lo que nos indica un rango del Plioceno (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.25. Pumicita (QptPu).

Este grupo de rocas es considerado como una gran erupción riolítica, la cual se distribuyó localmente entre los flancos del campo volcánico Las Cumbres y en la cuenca lacustre de Serdán Oriental del estado de Puebla. Tienen como base principalmente espesas capas de flujos de pómez y otros agregados pumicíticos en diferentes grados de compacidad vesicularidad y colapsamiento. La composición riolítica en estos flujos es evidente, sobre todo en el material más espumoso. Se distribuye alrededor de las áreas: Orilla del Monte, Villa Aldama, al este y al sur de la ciudad de Perote y al este de La Gloria. Estos depósitos se encuentran sobreyaciendo a los basaltos La Caldera, a las andesitas Teziutlán, a la Formación Orizaba al sur de Tenextepec y sobre los sedimentos lacustres y algunas tobas e igualmente le sobreyacen discordantemente tobas riolíticas del Pleistoceno en los alrededores de Perote y por las Dacitas–Andesitas del Pleistoceno-Holoceno. Por su posición estratigráfica se le ha asignado a esta unidad una edad del Pleistoceno inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.26. Dacita – Andesita (QpthoDa – A).

Este conjunto de rocas es una gruesa capa de material piroclástico, cenizas y lavas cuya composición mayoritaria es dacítica asociados a eventos andesíticos que cubren extensamente las cumbres de los grandes estratovolcanes Citlaltépetl y Cofre de Perote. Estas rocas se encuentran sobreyaciendo a coladas y flujos piroclásticos de composición andesítico-dacítico del Plioceno, y por pumicitas, tobas riolíticas del Pleistoceno, a coladas de basalto del Pleistoceno Holoceno. Esta unidad a su vez se encuentra cubierta por una toba andesítica del Holoceno. La datación sitúa a esta roca en el Holoceno (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.27. Basalto (QptB).

La serie de capas basálticas y andesitas de olivino generalmente afloran entre la ciudad de Xalapa y Cardel. Se compone de una secuencia de derrames lávicos basálticos y andesíticos de olivino de color gris oscuro con estructura compacta y textura afanítica vesicular. Ciertos basaltos alcalinos y andesitas basálticas representan los eventos más recientes de este paquete. Cubre a andesitas, brechas basálticas y basaltos del Mioceno, a tobas basálticas del Plioceno y

unidades sedimentarias cretácicas y terciarias, la cubren tobas riolíticas y basaltos del Pleistoceno. Existen un gran número de dataciones realizadas en esta unidad las cuales varían de 1.57 $\pm$ 0.05 a 1.9 $\pm$ 0.6 Ma, respectivamente ubicándose entre el final del Plioceno y el inicio del Pleistoceno, por lo que en base a estas dataciones nos permiten ubicar a estos basaltos y andesitas entre el Plioceno medio y el Cuaternario inferior (Robin, 1976; SGM, 2007, 2018; Vergara et al., 2000).

3.2.28. Sedimentos Recientes (Holoceno).

Finalmente, sedimentos de edad reciente cubren gran parte de la región, incluyendo depósitos aluviales (Qhoa) los cuales generalmente son sedimentos de reciente fragmentación que han sido transportados por ríos y arroyos desde las zonas más altas en donde el tamaño de partícula generalmente es más grande y conforme se acercan la pendiente disminuye haciendo que la corriente pierda fuerza y su capacidad para transportar las partículas más pesadas generando el depósito de dichas partícula en llanuras de inundación, deltas, abanicos aluviales y terrazas fluviales (Robin, 1976; SGM, 2018). Eólicos (Qhoeo), este tipo de depósito se desarrolla en condiciones áridas o semiaridas como lo son desiertos, costas y áreas secas continentales en las que la vegetación es escasa y el viento tiene la fuerza suficiente para movilizar y acumular estas partículas, una de las características fundamentales de este tipo de depósitos es la selección y la redondez que tienen las partículas ya que es común que las partículas tienen tamaños y formas similares y que habitualmente son partículas muy finas generan depósitos como las dunas las sábanas de arena o los loess (Vergara et al., 2000).

Litorales (Qholi), este tipo de depósito se forma en zonas costeras debido a la acción de las mareas olas y corrientes marinas al ser desarrollado en la zona interfaz de la tierra con el mar por lo cual puede tratarse de ambientes como playas o dunas costeras hasta zonas de marismas, estuarios y albuferas o lagunas costeras. debido a esto su composición y estructura depende de varios factores como la energía de las olas, la pendiente de la costa la disponibilidad de sedimentos y las características, generalmente el tamaño del sedimento puede ser desde arenas gravas hasta limos y arcillas en algunos casos también pueden ser redondeados y bien seleccionados dependiendo de la energía en la playa en la se encuentran (SGM, 2007; Vergara et al., 2000). Lagunares (Qholg), este tipo de depósito se forma en cuerpos de agua cerrados o semiabiertos, como lagunas y lagos, debido a la acumulación de materiales transportados por el viento, los ríos, la precipitación química y la actividad biológica. Al desarrollarse en ambientes de baja energía, su composición y estructura están determinadas por factores como el aporte de sedimentos externos, la profundidad del cuerpo de agua, la dinámica hidrológica y las condiciones químicas del sistema (Robin, 1976; Vergara et al., 2000).

Los sedimentos lagunares pueden estar compuestos por materiales terrígenos (arcillas, limos y arenas), materia orgánica en descomposición, carbonatos precipitados y restos biogénicos como conchas y fragmentos de organismos acuáticos. Su granulometría varía desde arcillas y limos en aguas tranquilas hasta

arenas en zonas más dinámicas. En algunos casos, presentan una estructura laminada, reflejando variaciones en la sedimentación a lo largo del tiempo. Dependiendo de la concentración de materia orgánica y oxígeno en el agua, los sedimentos pueden ser de color oscuro en ambientes anóxicos o más claros en zonas bien oxigenadas (Vergara et al., 2000).

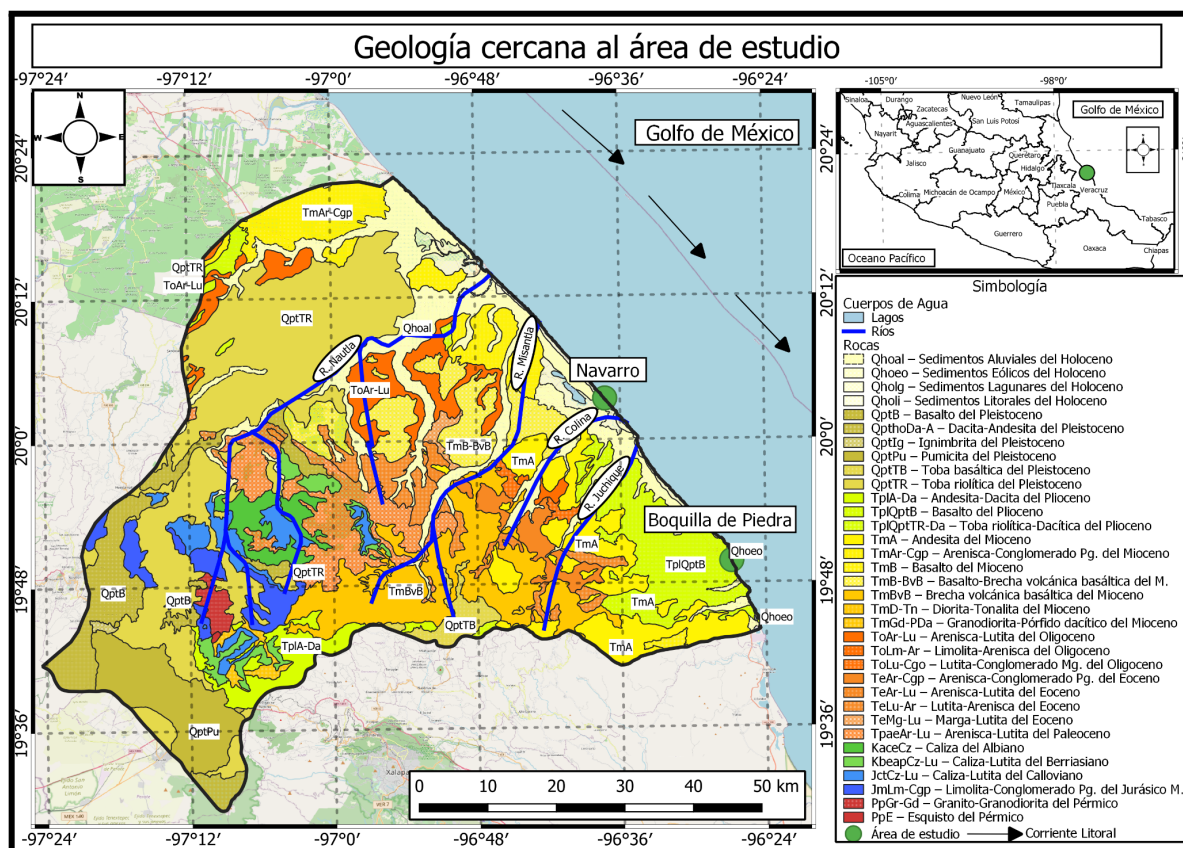


Figura 3. Mapa de la geología cercana al área de estudio.

3.3. Hidrología.

El municipio de Vega de Alatorre forma parte de la región hidrológica Tuxpan-Nautla, y se ubica dentro de la cuenca del río Nautla y otros cuerpos de agua menores. A su vez, esta cuenca se subdivide en varias subcuencas, siendo las más relevantes: Colipa (39.61%), Yachite (30.71%), Santa Ana (26.04%) y Misantla (3.64%), lo que refleja una diversidad hidrográfica importante. Dentro de su red hidrográfica, destacan varios ríos y arroyos de carácter perenne, es decir, que mantienen flujo durante todo el año. Entre los más importantes se encuentran los ríos: Aparicio, Colipa, Guasamal, Juchique, La Florida, Los Caballos, Miraflores y Misantla. Además, el municipio cuenta con corrientes intermitentes, aquellas que solo fluyen durante ciertas épocas del año, como en temporada de lluvias; tal es el caso de El Tepe y La Finca. Asimismo, existen cuerpos de agua perennes como las lagunas o estanques conocidos como Chica, Grande y San Agustín, los cuales son importantes tanto para el abastecimiento local como para la biodiversidad del área.

Por otro lado, el municipio de Alto Lucero de Gutiérrez Barrios se encuentra dividido entre dos regiones hidrológicas: Tuxpan-Nautla (50.56%) y Papaloapan (49.44%), lo que significa que su territorio drena hacia diferentes sistemas fluviales. Pertenecen también a dos cuencas principales: Nautla y Otros (50.56%) y Jamapa y Otros (49.44%), las cuales están compuestas por varias subcuencas, entre las que destacan: Barranca Hernández (41.11%), Actopan-Barra de Chachalacas (34.97%), Pajaritos (12.34%), Santa Ana (9.29%) y Cedeño (2.29%). En cuanto a sus cuerpos de agua, Alto Lucero presenta tanto corrientes perennes, como los ríos y arroyos La Peña, Las Trancas, El Platanar, Los Caballos, Piedra Blanca, Santa Ana, Tepancan y El Tecuán, como corrientes intermitentes, tales como Capitán, Chapopote, La Charrasca, Raya El Encinal, Raya de las Pailas, Raya de las Yeguas, De la Barranca y La Agualu. Además, este municipio alberga un importante cuerpo de agua perenne, Laguna Verde, que constituye un referente tanto hidrológico como ecológico en la región.

Capítulo 4: Metodología

4.1. Recolección de muestras.

El muestreo fue realizado en dos playas del Golfo de México para recolectar un total de 20 muestras por playa (*Tablas 2 y 3*) que fueron obtenidas de la meso playa a las cuales se les aplicó un secado a 55 °C por 48 horas para realizar los estudios.

Las muestras que fueron recolectadas en la playa de Navarro se identifican con la abreviatura NA y las muestras que corresponden a la playa de Boquilla de Piedra se mostraran con la abreviatura BO. De igual forma, en las gráficas siguientes se le asignó un color a cada una de las playas, para la playa de Navarro se le asignó el color azul y para la playa de Boquilla de Piedra se le asignó el color verde, esto con el fin de obtener una mejor visualización de los resultados en los distintos análisis aplicados.

Tabla 2. Coordenadas de las muestras de playa Navarro.

Muestra	Latitud N	Longitud O	Muestra	Latitud N	Longitud O
NA 1	20'03.266"	96'37.093"	NA 11	20'03.431"	96'37.240"
NA 2	20'03.281"	96'37.105"	NA 12	20'03.447"	96'37.254"
NA 3	20'03.303"	96'37.126"	NA 13	20'03.464"	96'37.267"
NA 4	20'03.322"	96'37.144"	NA 14	20'03.480"	96'37.281"
NA 5	20'03.339"	96'37.158"	NA 15	20'03.498"	96'37.297"
NA 6	20'03.354"	96'37.172"	NA 16	20'03.513"	96'37.312"
NA 7	20'03.367"	96'37.181"	NA 17	20'03.529"	96'37.327"
NA 8	20'03.383"	96'37.197"	NA 18	20'03.547"	96'37.340"
NA 9	20'03.396"	96'37.211"	NA 19	20'03.564"	96'37.352"
NA 10	20'03.414"	96'37.226"	NA 20	20'03.579"	96'37.365"

Tabla 3. Coordenadas de las muestras de playa Boquilla de Piedra.

Muestra	Latitud N	Longitud O	Muestra	Latitud N	Longitud O
BO 1	19'49.743"	96'26.776"	BO 11	19'49.797"	96'26.808"
BO 2	19'49.747"	96'26.780"	BO 12	19'49.804"	96'26.811"
BO 3	19'49.752"	96'26.782"	BO 13	19'49.810"	96'26.810"
BO 4	19'49.761"	96'26.789"	BO 14	19'49.815"	96'26.815"

BO 5	19'49.767"	96'26.792"	BO 15	19'49.821"	96'26.816"
BO 6	19'49.772"	96'26.795"	BO 16	19'49.829"	96'26.819"
BO 7	19'49.780"	96'26.797"	BO 17	19'49.837"	96'26.824"
BO 8	19'49.783"	96'26.799"	BO 18	19'49.849"	96'26.829"
BO 9	19'49.787"	96'26.801"	BO 19	19'49.863"	96'26.831"
BO 10	19'49.791"	96'26.803"	BO 20	19'49.879"	96'26.835"

4.2. Granulometría.

Los análisis granulométricos se realizaron en el laboratorio de sedimentología en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM utilizando el equipo Ro-Tap sieve shaker. Se pesaron 40 g. aproximadamente de muestra que fue previamente secada para su análisis en los tamices.

Tabla 4. Peso de muestra utilizado en los análisis de la granulometría.

Playa	Peso (g)	Playa	Peso (g)	Playa	Peso (g)	Playa	Peso (g)
NA 1	41.7	NA 11	41.2	BO 1	41.9	BO 11	40.7
NA 2	40.5	NA 12	41.4	BO 2	40.2	BO 12	40.3
NA 3	40.3	NA 13	40.3	BO 3	40.9	BO 13	40.5
NA 4	40.3	NA 14	40.7	BO 4	40.5	BO 14	40.3
NA 5	40.7	NA 15	40.5	BO 5	40.4	BO 15	40.8
NA 6	41.0	NA 16	42.4	BO 6	40.7	BO 16	40.8
NA 7	41.4	NA 17	42.2	BO 7	40.4	BO 17	40.0
NA 8	41.1	NA 18	41.9	BO 8	40.3	BO 18	40.7
NA 9	41.0	NA 19	40.9	BO 9	40.4	BO 19	40.5
NA 10	41.7	NA 20	40.7	BO 10	40.2	BO 20	40.4

Para realizar el tamizado de las muestras se utilizaron distintos tamices con valores de phi de -1.0, -0.25, 0.50, 0.75, 1.25, 1.50, 2.00, 2.50, 2.75, 3.50, 3.75 y 4.00 en ellos se colocó la muestra y se llevó a cabo el proceso de tamizado por 15 min. Una vez concluido el tamizado se procedió a realizar la cuantificación de arena retenida en cada uno de los tamices ocupados y con la ayuda de una balanza analítica obtener el peso de la arena retenida. Con los datos obtenidos del proceso de tamizado se realizaron los cálculos del porcentaje de peso retenido en cada tamiz y el porcentaje acumulado para realizar los cálculos de tamaño medio de grano ($Mz\phi$), grado de clasificación (σ_1), asimetría (Sk_1) y curtosis (K_G).

4.2.1. Tamaño medio de grano ($Mz\phi$).

El tamaño medio de grano permite relacionarlo con el ambiente en el cual se transportaba y con algunos otros factores como el origen o las condiciones del depósito, por ejemplo, es común que algunos sedimentos tengan una dureza

mayor que otros dada su composición química de igual forma ambientes en los cuales existe o prevalece una mayor cantidad de energía conlleva a un aumento en el desgaste que pueden sufrir los sedimentos.

Podemos calcular con la siguiente fórmula (Folk & Ward, 1957):

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

Tabla 5. Clasificación de arenas con relación a la Media (Folk & Ward, 1957).

Mzϕ	Clasificación
-1 a 0	Arena muy gruesa
0 a 1.0	Arena gruesa
1.1 a 2.0	Arena media
2.1 a 3.0	Arena fina
3.1 a 4.0	Arena muy fina

4.2.2. Grado de clasificación (σ_1).

El grado de clasificación explica las condiciones del medio de transporte con base a la turbulencia y a la velocidad a la que ocurre el transporte teniendo como resultado la homogeneidad de los granos de sedimento es común que en ambientes donde la turbulencia es abundante y la velocidad de transporte es mayor exista una menor homogeneidad de los granos de un sedimento, por otro lado, los ambientes en los que la velocidad y la turbulencia son menores el grado de homogeneidad es mayor. El grado de clasificación representa una relación inversa ya que si este es menor la homogeneidad es mayor, podemos calcularlo con la siguiente fórmula (Folk & Ward, 1957).

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

Tabla 6. Clasificación Folk & Ward para el grado de Clasificación (Folk & Ward, 1957).

σ_1	Clasificación
< 0.35	Muy bien clasificado
0.35 a 0.50	Bien clasificado
0.50 a 0.71	Moderadamente bien clasificado
0.71 a 1.0	Moderadamente clasificado
1.0 a 2.0	Mal clasificado
2.0 a 4.0	Muy Mal clasificado

4.2.3. Asimetría (esfericidad, SK_1).

La asimetría nos ayuda a conocer la distribución de las partículas mediante una curva en la que podemos encontrar valores positivos y negativos, los valores negativos representan partículas gruesas en las que predominan aquellas que son asimétricas mientras que los valores positivos representan partículas finas en las que predominan aquellas que son asimétricas. Explica la distribución de partículas en base a su forma lo cual indica una predominancia de cierto tamaño de partícula en base a la forma que tienen dichas partículas (Folk & Ward, 1957).

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

Tabla 7. Límites establecidos por (Folk & Ward, 1957).

SK_1	Clasificación
+1.0 a +0.3	Muy asimétrico hacia las partículas finas
+0.3 a +0.1	Asimétrico hacia las partículas finas
+0.1 a -0.1	Casi simétrico
-0.1 a -0.3	Asimétrico hacia las partículas Gruesas
-0.3 a -1.0	Muy asimétrico hacia las partículas Gruesas

4.2.4. Curtosis (K_G).

La curtosis reconoce la distribución de los datos dentro de una curva indicando su comportamiento alrededor de la media esto quiere decir que si los extremos de la curva tienen una mejor clasificación indicaría una curva con una zona horizontal amplia (mesocúrtica), por otro lado, si el centro de la curva tiene una mejor clasificación indicaría una curva puntiaguda (leptocúrtica) (Folk & Ward, 1957).

Se calcula con la siguiente fórmula:

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

Tabla 8. Límites de Curtosis (Folk & Ward, 1957).

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

4.3. Metodología para la obtención de parámetros estadísticos.

Los datos obtenidos a partir de la granulometría fueron graficados para conocer el porcentaje retenido en puntos específicos, dado que son necesarios para aplicar las fórmulas, en la *Tabla 9* se muestra el caso de las muestras NA 1 y BO 1 esto es solo una muestra representativa de lo realizado en el presente estudio.

Tabla 9. Porcentaje retenido para las muestras NA 1 y BO 1.

ϕ	NA 1 (%)	BO 1 (%)
-1.00	0.00	0.00
-0.25	0.24	0.00
0.50	0.24	0.00
0.75	0.96	0.24
1.25	1.68	4.06
1.50	2.64	14.32
2.00	17.27	67.78
2.50	59.02	98.74
2.75	87.33	97.61
3.50	99.57	99.76
3.75	99.81	99.76
4.00	99.81	99.76

Tabla 10. Peso acumulado de las muestras NA 1 y BO 1.

% P.A.	NA 1 (ϕ)	BO 1 (ϕ)
5.0	1.70	1.30
16.0	1.97	1.50
25.0	2.02	1.60
50.0	2.40	1.86
75.0	2.65	2.18
84.0	2.73	2.33
95.0	3.00	2.64

Tabla 11. Parámetros Mz_{ϕ} , σ_1 , Sk_1 y K_G para NA 1 y BO 1 (Folk & Ward, 1957).

Muestra	Mz_{ϕ}	σ_1	Sk_1	K_G
NA 1	2.37	0.39	-0.10	0.85
BO 1	1.9	0.41	0.15	0.95

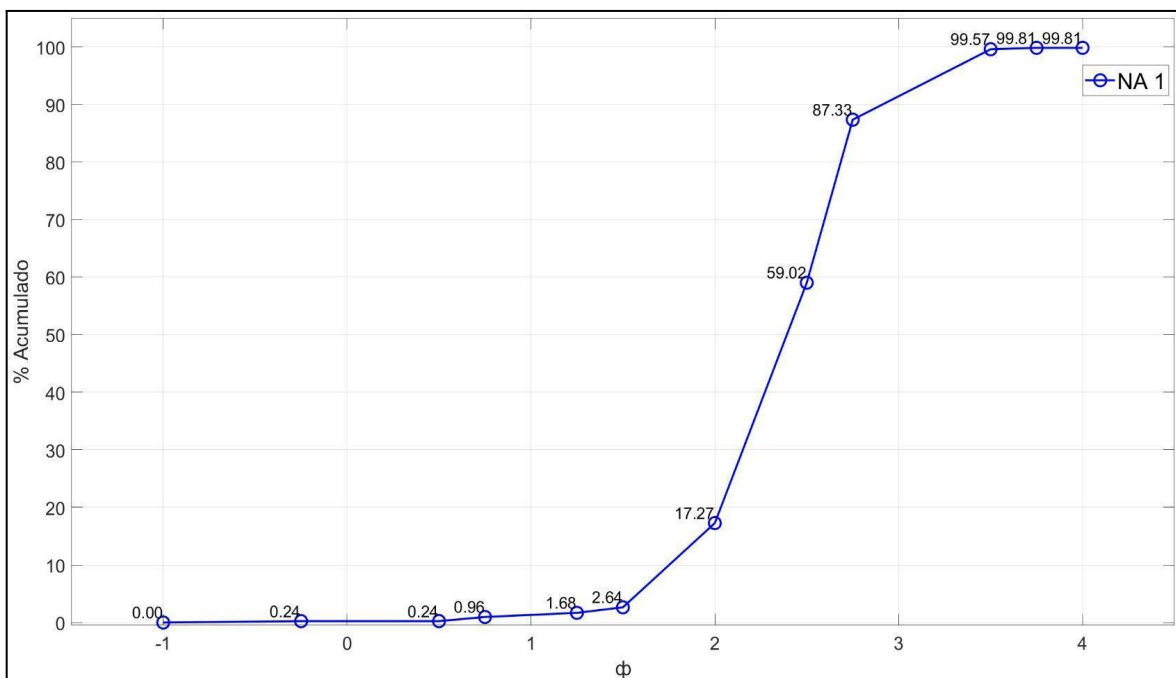


Figura 4. Phi ϕ vs % acumulado para NA 1.

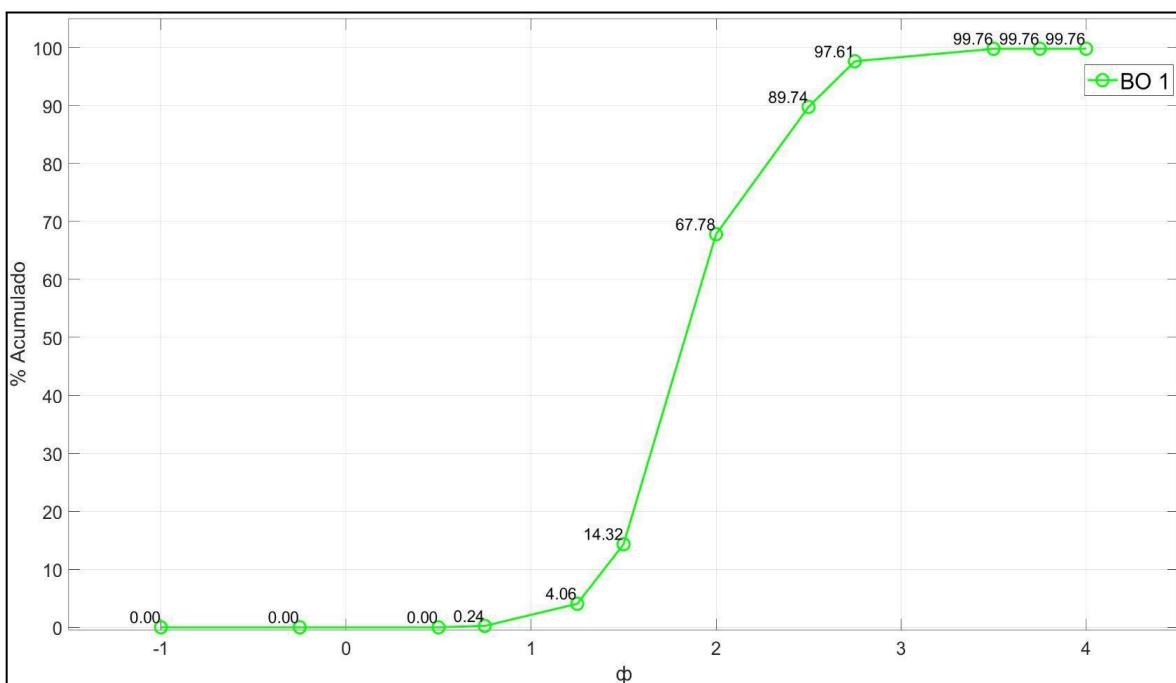


Figura 5. Phi ϕ vs % acumulado para BO 1.

4.4. Mineralogía y Geoquímica de Elementos Mayores, Trazas y Tierras Raras.

Se realizó un tratamiento de las muestras previo a al análisis mineralógico y químico para el cual se pesaron y molieron 15 gramos en un mortero de ágata a 350 rpm durante 20 minutos.

4.4.1. Mineralogía (Difracción Rayos X).

Los datos de difracción de rayos X se adquirieron exponiendo las muestras en polvo a radiación de rayos X Cu-K α , que tiene una longitud de onda característica de 1.5418 Å. Los rayos X fueron generados por un ánodo de cobre alimentado con 40 kV y una corriente de 35 mA. Los difractogramas fueron procesados y la identificación mineral se realizó utilizando la base de datos ICDD (pdf-4).

4.4.2. Geoquímica de Elementos Mayores (Fluorescencia de Rayos X).

Para realizar los análisis de elementos mayores fue necesario calcular las pérdidas por calcinación para lo cual se colocó 1.0 ± 0.1 gramo de muestra en crisoles de porcelana que fueron pesados previamente para después ser llevados a 950 °C por dos horas. La fórmula empleada para el cálculo fue la siguiente.

$$LOI = C_M - C_{PC} / C_M - C * 100$$

C_M: Peso del crisol más la muestra.

C_{PC}: Peso del crisol más la muestra después de 2 horas a 950°C.

C: Peso del crisol.

Se analizaron 20 muestras por medio de Fluorescencia de Rayos X, (10 muestras por playa). Para ello se formaron pastillas a partir de la mezcla de 3 ± 0.1 gramos de cera N,N'-Ethylenebis (stearamide) y 3.5 ± 0.1 gramos de muestra, a esta mezcla se le aplicó una presión de 20 ± 2 toneladas durante dos minutos fueron analizadas en Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica en el Laboratorio Nacional en Nanociencias y Nanotecnología en un Espectrómetro ZSX Primus II de la marca RIGAKU para su análisis.

4.4.2.1 Índices de intemperismo.

Para conocer el estado en el que se encuentran los sedimentos se aplicaron índices como el índice de alteración química (CIA), índice de intemperismo químico (CIW), índice de alteración de plagioclasas (PIA), índice de variación composicional (ICV), para conocer las alteraciones que pudo sufrir el sedimento, en algunos casos se propone una modificación a los índices CIA, CIW y PAI dado que la presencias de CaO es muy alta y afecta los resultados de los índices, en este caso aplicamos dos modificaciones CIA-CIX; y también CIW-CIW'.

$$CIA = \left(\frac{(Al_2O_3)}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)} \right) * 100 \text{ (Nesbitt \& Young, 1982.)}$$

$$PIA = \left(\frac{(Al_2O_3 + K_2O)}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)} \right) * 100 \text{ (Fedo et al., 1995).}$$

$$CIW = \left(\frac{(Al_2O_3)}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)} \right) * 100 \text{ (Harnois, 1988).}$$

$$ICV = \left(\frac{(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2)}{(Al_2O_3)} \right) * 100 \text{ (Cox et al., 1995).}$$

$$CIX = \left(\frac{(Al_2O_3)}{(Al_2O_3 + Na_2O + K_2O)} \right) * 100 \text{ (Cullers, 2000).}$$

$$CIW' = \left(\frac{(Al_2O_3)}{(Al_2O_3 + Na_2O)} \right) * 100 \text{ (Cullers, 2000).}$$

4.4.3. Geoquímica de Elementos trazas (ICP-MS).

Se llevó a cabo un proceso similar al empleado en el secado de las muestras utilizadas para la LOI con la salvedad de que, en este caso, la temperatura alcanzada en la mufla fue de 850 °C posteriormente se procedió a realizar la digestión para esto se pesó 0.1000 ± 0.0003 g de muestra, la cual se colocó en vasos de precipitados de teflón. Cada muestra fue preparada por duplicado. Se añadieron 500 µl de un trazador obtenido a partir de 200 µl de una disolución de iridio bismuto e indio en 50 mL de solvente, logrando una concentración de 40 ppb. A cada muestra se le añadió el trazador junto con 10 mL de ácido fluorhídrico, con una concentración de 48 a 51 %. Luego, se calentaron para acelerar la reacción y evaporar la muestra. Una vez evaporada y obtenido aproximadamente 1 mL de concentrado se añadieron nuevamente 10 mL de ácido fluorhídrico. Posteriormente se agregaron 10 mL de ácido nítrico ultrapuro y se calentó hasta obtener 1 mL de concentrado al cual se le añadieron nuevamente 10 mL de ácido nítrico. Se calentó hasta obtener 1 mL de concentrado al cual se añadieron 10 mL de ácido clorhídrico y se calentó nuevamente hasta obtener una gota de concentrado la cual se diluyó y traslado a un matraz de 50 mL para ser aforada con ácido nítrico al 2%.

Se filtraron las muestras del grupo NA debido a que aún se tenían partículas suspendidas. Las muestras fueron analizadas en un equipo de ICP-MS iCAP RQ de la marca Thermo Fisher Scientific En la Universidad del Centro de México.

Capítulo 5: Resultados.

5.1. Análisis granulométrico.

5.1.1. Playa Navarro.

Los resultados granulométricos de las muestras de la playa Navarro muestran homogeneidad, ya que todas corresponden a arena fina. En cuanto a la clasificación, la mayoría de las muestras tienden estar bien clasificadas a excepción de la muestra NA 16 ya que es moderadamente bien clasificada, la asimetría se encuentra en la categoría de casi asimétrico a excepción de la muestra NA 17 la cual se encuentra en la categoría de asimétrico hacia las partículas finas, por último, la curtosis se presenta en tres categorías platocúrtica con nueve muestras, mesocúrtica con siete muestras, leptocúrtica con cuatro muestras.

5.1.2. Playa Boquilla de Piedra.

Los resultados para la playa Boquilla de piedra muestran que el tamaño de partícula presenta una homogeneidad en la que la mayoría de las muestras se encuentran en la categoría de arenas finas a excepción de las muestras BO 1 y BO 2 las cuales se encuentran en la categoría de arena media, por otro lado para el parámetro de la clasificación también observamos una homogeneidad en la que las muestras se encuentran dentro del rango de la categoría bien clasificado a excepción de la muestra BO 14 la cual se encuentra en la categoría moderadamente bien clasificado, para el parámetro de la asimetría presenta una distribución más heterogénea dado que las muestras se encuentran divididas en dos categorías asimétrico hacia las partículas finas con catorce muestras y casi asimétrico con seis muestras, por último para el parámetro de la curtosis las muestras presentan una mayor heterogeneidad dado que las muestras se encuentran distribuidas en tres categorías platocúrtica con trece muestras, mesocúrtica con seis muestras y leptocúrtica con una muestra.

Tabla 12. Parámetros granulométricos de la playa Navarro (Folk & Ward, 1957).

Muestra	Mz _φ	σ ₁	Sk ₁	K _G	Muestra	Mz _φ	σ ₁	Sk ₁	K _G
NA 1	2.37	0.39	-0.10	0.85	NA 11	2.2	0.43	0.05	0.90
NA 2	2.21	0.41	0.05	0.86	NA 12	2.44	0.47	0.02	1.24
NA 3	2.21	0.40	0.07	0.85	NA 13	2.31	0.45	0.01	1.09
NA 4	2.21	0.38	0.07	0.80	NA 14	2.27	0.48	0.07	1.02
NA 5	2.27	0.40	0.00	0.88	NA 15	2.27	0.44	0.04	1.06
NA 6	2.32	0.40	-0.07	0.94	NA 16	2.39	0.59	-0.05	1.05
NA 7	2.24	0.42	0.06	0.88	NA 17	2.21	0.47	0.12	0.95
NA 8	2.29	0.44	0.01	0.90	NA 18	2.44	0.47	-0.06	1.13
NA 9	2.09	0.47	0.03	0.87	NA 19	2.38	0.42	-0.05	1.18
NA 10	2.26	0.43	-0.02	0.92	NA 20	2.43	0.40	-0.07	1.14
Media	2.29	0.44	0.01	0.97	SD (σ)	0.09	0.05	0.06	0.13

Tabla 13. Parámetros granulométricos de la playa Boquilla de Piedra (Folk & Ward, 1957).

Muestra	Mz _φ	σ ₁	Sk ₁	K _G	Muestra	Mz _φ	σ ₁	Sk ₁	K _G
BO 1	1.9	0.41	0.15	0.95	BO 11	2.15	0.43	0.08	0.84
BO 2	1.79	0.42	0.17	1.20	BO 12	2.05	0.45	0.16	0.87
BO 3	2.02	0.44	0.15	0.95	BO 13	2.07	0.48	0.18	0.85
BO 4	2.03	0.47	0.21	0.90	BO 14	2.19	0.50	0.08	0.91
BO 5	2.25	0.43	-0.01	0.83	BO 15	2.05	0.49	0.14	0.81
BO 6	2.17	0.41	0.17	0.84	BO 16	2.1	0.49	0.18	0.84
BO 7	2.2	0.46	0.03	0.84	BO 17	2.1	0.45	0.07	0.84
BO 8	2.04	0.41	0.16	0.90	BO 18	2.19	0.44	0.10	0.89
BO 9	2.05	0.44	0.22	0.84	BO 19	2.03	0.49	0.30	0.98
BO 10	2.03	0.44	0.23	0.92	BO 20	2.24	0.49	-0.03	0.96
Media	2.08	0.45	0.14	0.9	SD (σ)	0.11	0.03	0.08	0.08

5.2. Mineralogía.

Los resultados de la Difracción de Rayos X permitieron identificar los minerales presentes en las muestras analizadas. Para la playa de Navarro, la muestra NA 9 (figura 6) se detectaron carbonato de calcio (CaCO_3), cuarzo (SiO_2), anortita ((Ca (86%), NA (14%)) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), ferriwinchita (Na, Ca) (Fe^{+3}) (Si , Al)₈ O₂₂(OH), sanidino (K) (Na) (AlSi_3O_8) con variaciones potásicas. En la muestra NA 17 (figura 7), se encontraron calcita (CaCO_3), cuarzo, augita (Ca, Na)(Mg, Fe, Al) (Si , Al)₂O₆) y anortita con variaciones sódicas. En cuanto a las muestras de la playa de Boquilla de Piedra, la muestra BO 11 (figura 8), presentó cuarzo, carbonato de calcio, y anortita con variaciones sódicas. Por otro lado, la muestra BO 15 (figura 9), se identificaron cuarzo, carbonato de calcio y silicatos de potasio representado por feldespatos alcalinos como el sanidino (K(11%) AlSi_3O_8), y plagioclasa, como anortita (Ca(4%) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) y albita (Na(84%) AlSi_3O_8).

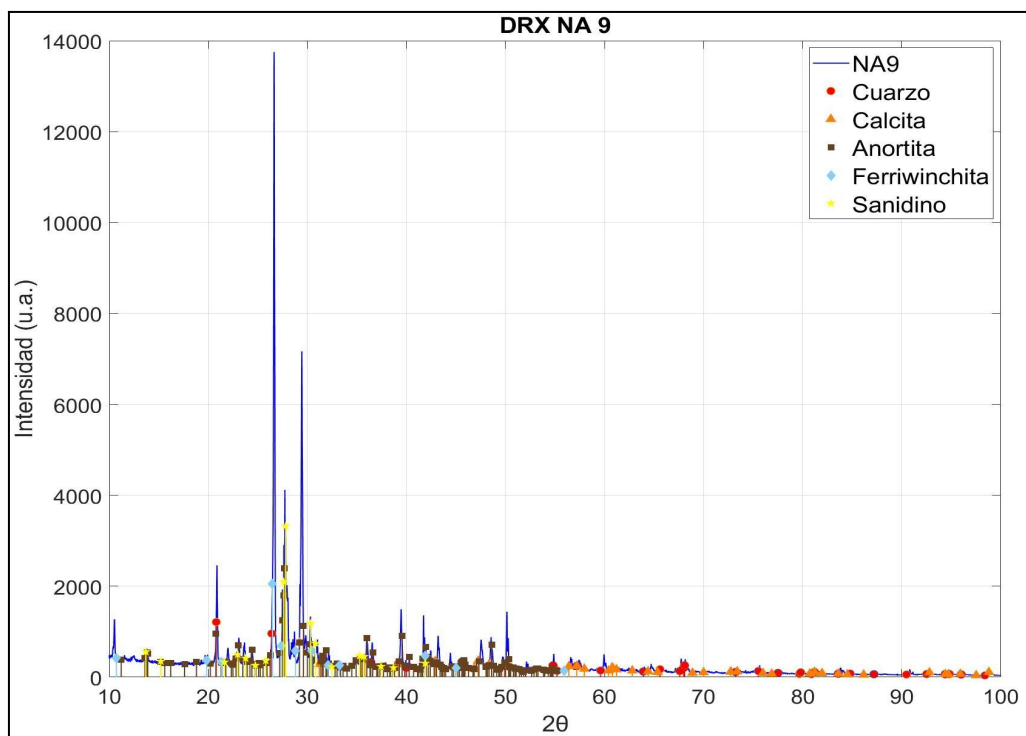


Figura 6. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Navarro NA9.

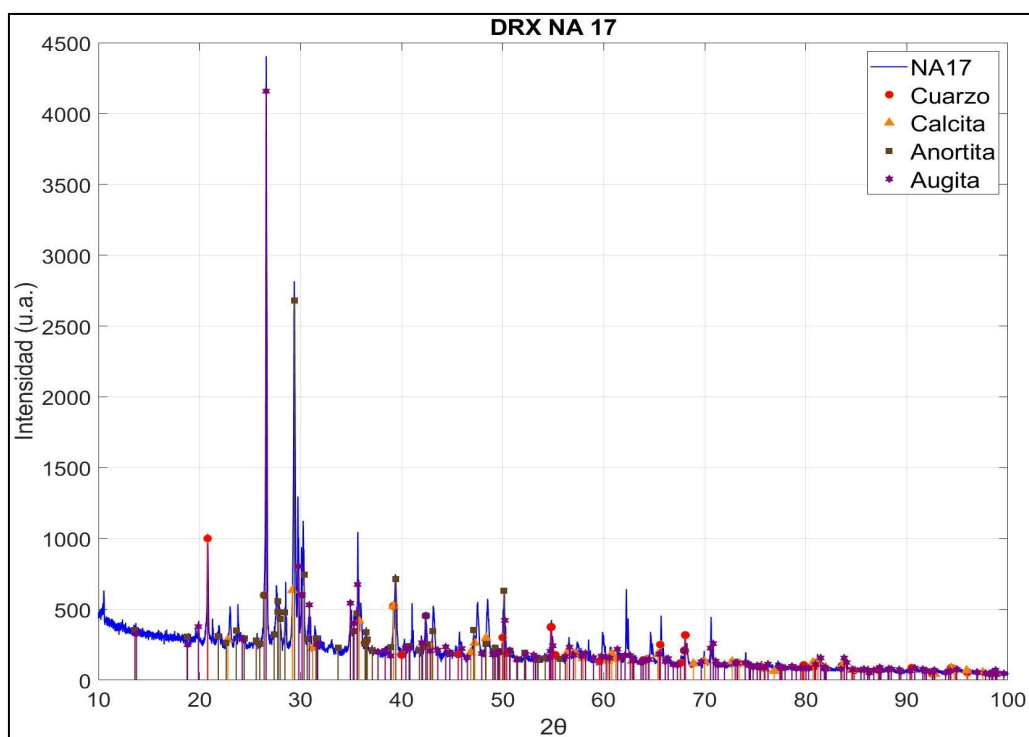


Figura 7. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Navarro NA17.

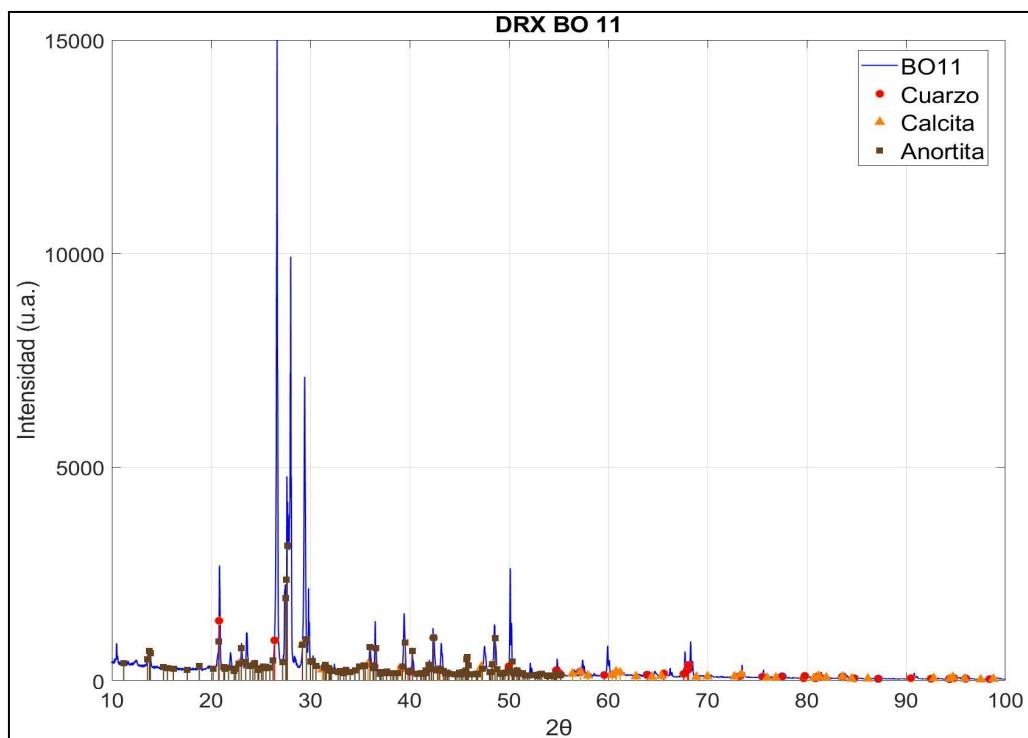


Figura 8. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Boquilla de Piedra BO11.

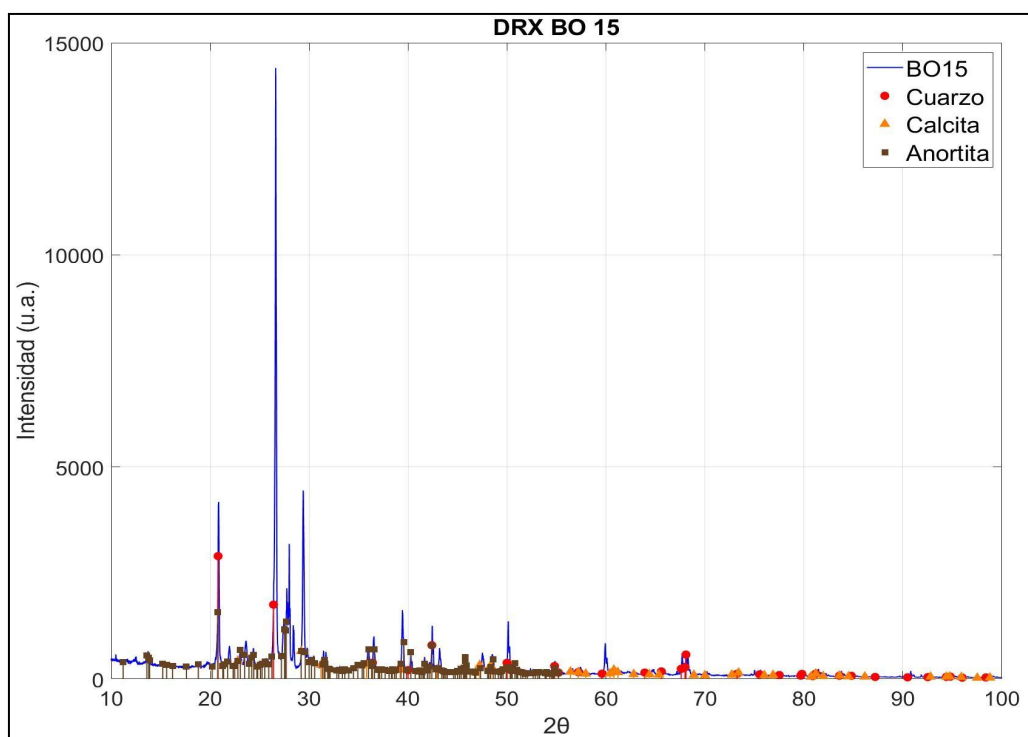


Figura 9. Difracción de Rayos X para las arenas de la playa Boquilla de Piedra BO15.

5.3. Elementos Mayores.

Los resultados de fluorescencia de rayos X muestran altos contenidos de CaO y bajos contenidos para SiO₂ para ambas playas, los contenidos de SiO₂ para la playa de Boquilla de Piedra (36.60 – 52.42%) son más altos que los valores obtenidos para la playa Navarro (28.97 – 38.87%) además los valores que se registran de Al₂O₃ para la playa de Boquilla de Piedra (11.03 – 14.29%) son mayores a los registrados para la playa de Navarro (9.94 – 11.50%), por otro lado ocurre lo contrario para los valores de CaO y de LOI para la playa Navarro (20.90 – 27.30%) (10.10 – 16.10%) registra valores más elevados que la playa Boquilla de Piedra (17.50 – 23.98%) (6.41 – 14.50%). La sumatoria de estos cuatro elementos mayores conforman del 78 al 87% de la composición total de las muestras de la playa Navarro y del 83 al 91% de la composición total de las muestras de la playa Boquilla de Piedra. La comparación resultante de la geoquímica de elementos traza con el parámetro de tamaño de grano de granulometría no tiene mucha relevancia dado que en la playa navarro el 100 % de las muestras se encuentran en Arena fina, mientras que para las playas de boquilla de piedra la muestra BO1 es la única que se registra como arena media presenta un porcentaje alto de SiO₂ y LOI mientras que Al₂O₃ y CaO son bajos. Ambas muestras fueron normalizadas con los valores registrados de la UCC aunque la mayoría de los elementos se encuentra en concentraciones menores a los presentes en la UCC Las concentraciones de CaO y P₂O₅ son mayores en ambas playas.

Tabla 14. Elementos mayores de la playa Navarro.

M / Ele	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 %	LOI %	Suma %
NA 1	36.67	0.18	9.94	0.12	0.07	1.97	24.60	0.89	1.71	0.32	16.10	92.48
NA 3	36.34	0.21	10.48	0.20	0.08	1.95	25.10	1.01	1.75	0.29	15.30	92.68
NA 5	28.97	0.35	10.26	0.19	0.11	2.02	26.10	0.87	1.49	0.37	12.50	83.15
NA 7	36.14	0.24	11.31	0.17	0.08	2.09	24.60	0.92	1.76	0.44	12.50	90.31
NA 9	37.20	0.29	11.48	0.21	0.09	2.01	24.30	0.99	1.77	0.36	13.70	92.42
NA 11	36.01	0.26	11.50	0.22	0.08	2.19	24.90	0.63	1.62	0.53	11.40	89.39
NA 13	37.56	0.35	11.05	0.16	0.08	2.21	24.90	1.07	1.54	0.56	10.60	90.04
NA 15	38.87	0.45	11.17	0.27	0.11	2.17	25.50	0.90	1.52	0.52	10.40	91.85
NA 17	37.67	0.72	11.49	0.18	0.13	2.24	27.30	0.65	1.30	0.59	10.10	92.30
NA 19	34.46	0.43	9.94	0.27	0.05	2.28	20.90	0.87	1.13	0.63	16.10	87.02
Media	35.99	0.35	10.86	0.20	0.09	2.11	24.81	0.88	1.56	0.46	12.86	90.16
SD (σ)	2.73	0.16	0.64	0.05	0.02	0.12	1.62	0.14	0.21	0.12	2.32	3.05

Tabla 15. Elementos mayores de la playa Boquilla de Piedra.

M / Ele	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 %	LOI %	Suma %
BO 1	36.60	0.11	13.28	0.21	0.04	2.08	18.97	1.19	2.24	0.43	13.70	88.87
BO 3	41.86	0.19	12.82	0.32	0.05	1.96	19.10	1.32	2.25	0.31	13.40	93.59
BO 5	42.76	0.18	12.01	0.15	0.05	1.95	20.20	0.80	2.18	0.30	12.90	93.52
BO 7	39.57	0.16	11.37	0.25	0.05	1.97	21.10	0.88	1.91	0.32	14.50	92.11
BO 9	44.00	0.21	12.43	0.27	0.05	1.93	19.50	0.93	2.26	0.28	13.00	94.87
BO 11	39.93	0.20	11.03	0.06	0.06	1.93	23.20	0.72	1.99	0.28	14.40	93.80
BO 13	42.85	0.14	13.18	0.15	0.04	2.01	17.50	0.99	2.65	0.36	12.30	92.16
BO 15	52.42	0.26	14.29	0.72	0.05	1.93	17.60	1.37	2.70	0.28	6.41	97.99
BO 17	40.59	0.17	11.70	0.46	0.05	2.02	24.00	0.94	2.06	0.37	10.50	92.88
BO 19	41.55	0.26	12.55	0.26	0.06	2.05	23.40	0.95	2.28	0.40	9.53	93.30
Media	42.21	0.19	12.47	0.29	0.05	1.98	20.47	1.01	2.25	0.33	12.06	93.31
SD (σ)	4.15	0.05	0.98	0.19	0.01	0.05	2.38	0.22	0.26	0.05	2.54	2.29

Tabla 16. Índices de intemperismo para la Playa Navarro y Boquilla de Piedra.

M / In	CIA ¹	CIW ²	PIA ³	ICV ⁴	CIW ⁵	CIX ⁵
NA	28.52	29.74	25.47	2.77	92.48	81.66
BO	34.53	36.86	30.19	2.12	92.57	79.33

Índices de acuerdo a, 1: Nesbitt & Young (1982), 2: Fedo et al. (1995), 3: Harnois, (1988) 4: Cox et al. (1995), 5: Cullers, (2000).

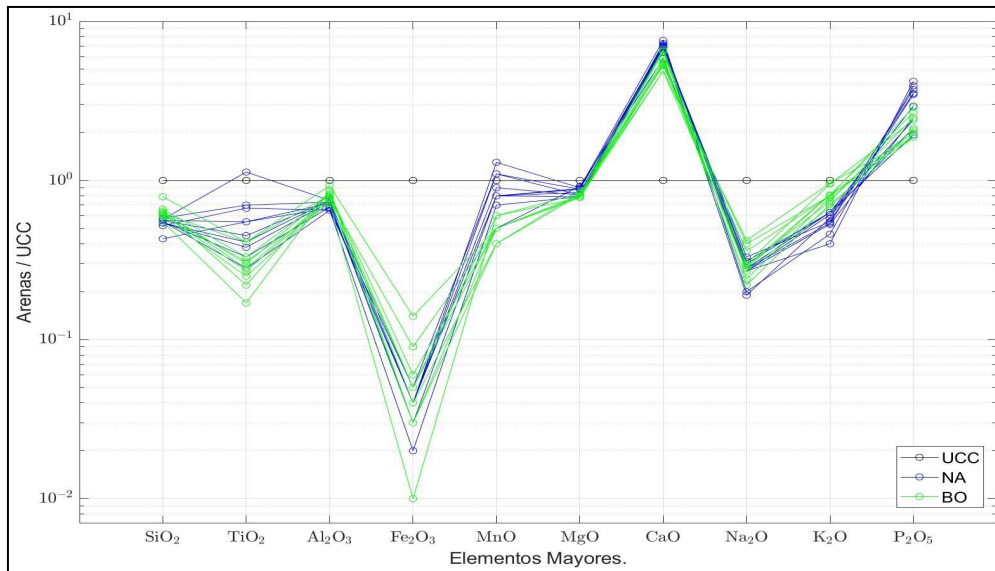


Figura 10. Elementos mayores de las muestras de las playas Navarro y Boquilla de Piedra normalizadas respecto la UCC (McLennan, 1989).

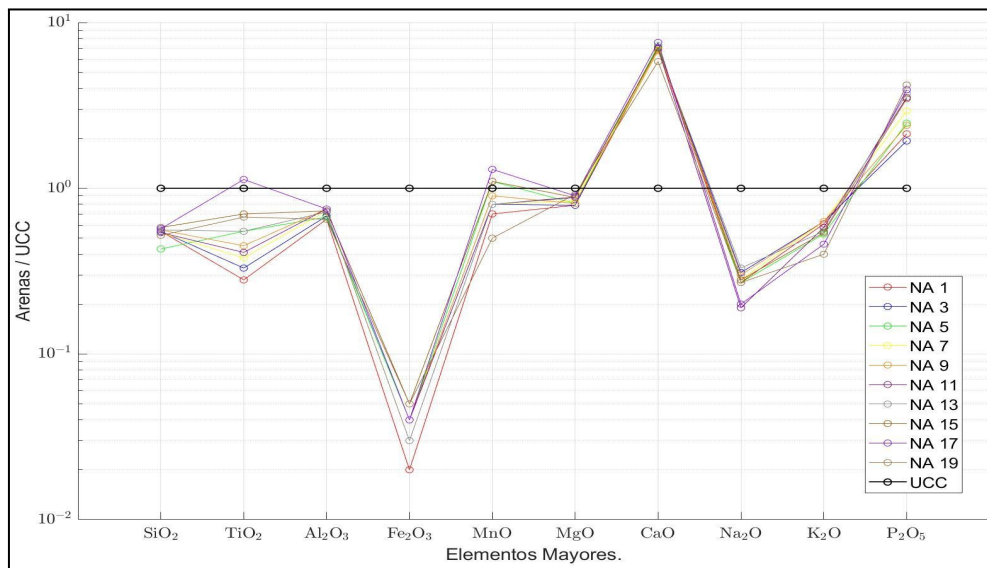


Figura 11. Elementos mayores para la playa Navarro normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 1989).

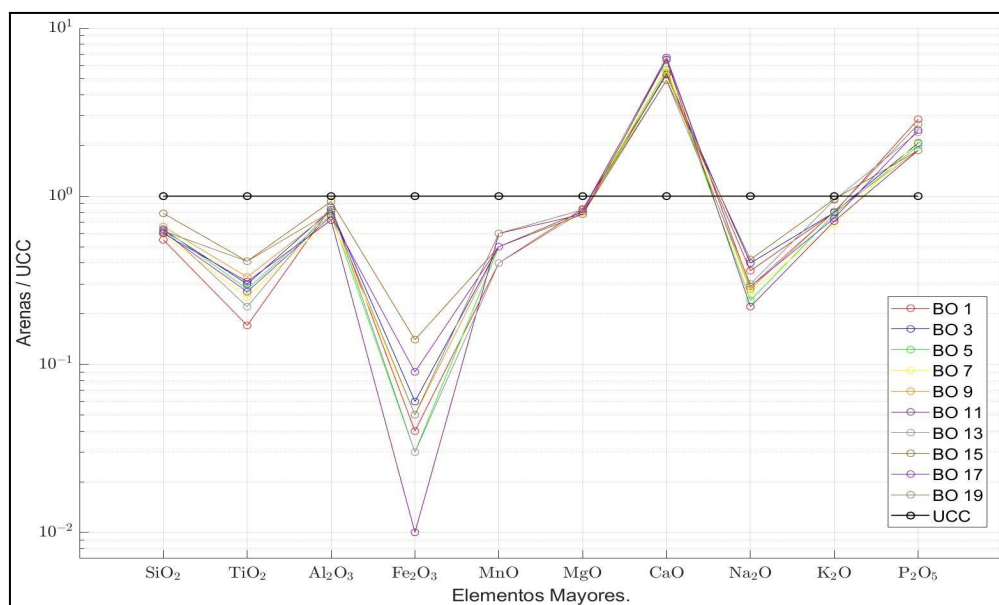


Figura 12. Elementos mayores para la playa Boquilla de Piedra normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 1989).

5.4. Geoquímica de elementos Traza y Tierras Raras.

Se realizó la normalización de los resultados de las muestras con respecto a los valores obtenidos por McLennan (1989) de la Corteza Continental Superior (UCC, por sus siglas en inglés). Los elementos traza analizados fueron: Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zn y Zr.

Playa Navarro

En las muestras de la playa Navarro, se observó que los elementos Ba, Cs, Cu, Hf, Pb, Rb y Th presentan concentraciones menores a las reportadas en la UCC. Por el contrario, los elementos Co, Cr, Ga, Nb, Ni, Sc, Sr, Ta, U, V, Y y Zn mostraron concentraciones superiores. Entre los elementos con concentraciones mayores a las reportadas en la UCC, se identificaron tres rangos. De 1 a < 2 veces los valores de la UCC, Incluye los elementos Ga, Nb, Ni y Y. De > 2 a < 4 veces los valores de la UCC, Incluye los elementos Co, Cr, Sr, U, Y y Zr. Mayor a 4 veces los valores de la UCC, Incluye casos particulares como. Sc: En la muestra NA 5, alcanzó un valor de 5.01. Ta: En las muestras NA 5, NA 9, NA 13, NA 17 y NA 19, se registraron valores de 6.90, 5.75, 5.95, 9.15, respectivamente. V: La muestra NA 19 reportó un valor de 6.02 Zn: En la muestra NA 1, se registró un valor de 6.06.

Playa Boquilla de Piedra

En las muestras de la playa Boquilla de Piedra, la mayoría de los elementos presentaron concentraciones menores a las reportadas en la UCC, con excepción de Sr, Ta, U y Zn. Los elementos con concentraciones superiores se agruparon en dos categorías. De 1 a < 2 veces los valores de la UCC: Incluye los elementos Sr, U y Zn. Mayor a 2 veces los valores de la UCC: Incluye el elemento Ta, que

presentó un rango amplio de concentraciones. Por ejemplo, en las muestras BO 17 y BO 19, se registraron valores de 2.30 y 7.95, respectivamente.

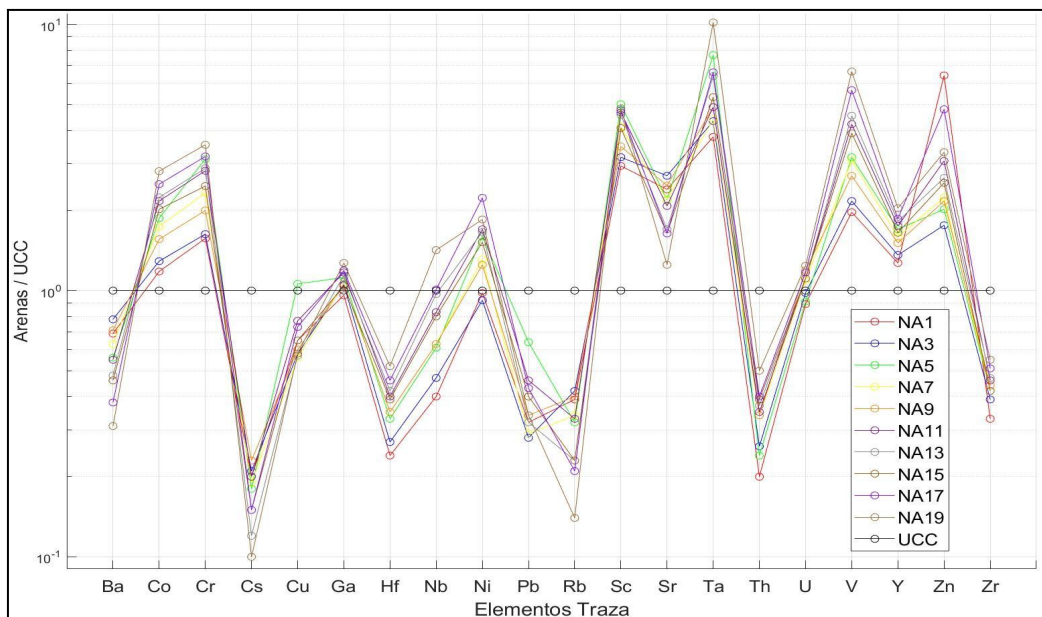


Figura 13. Elementos traza para la playa de Navarro normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 2001).

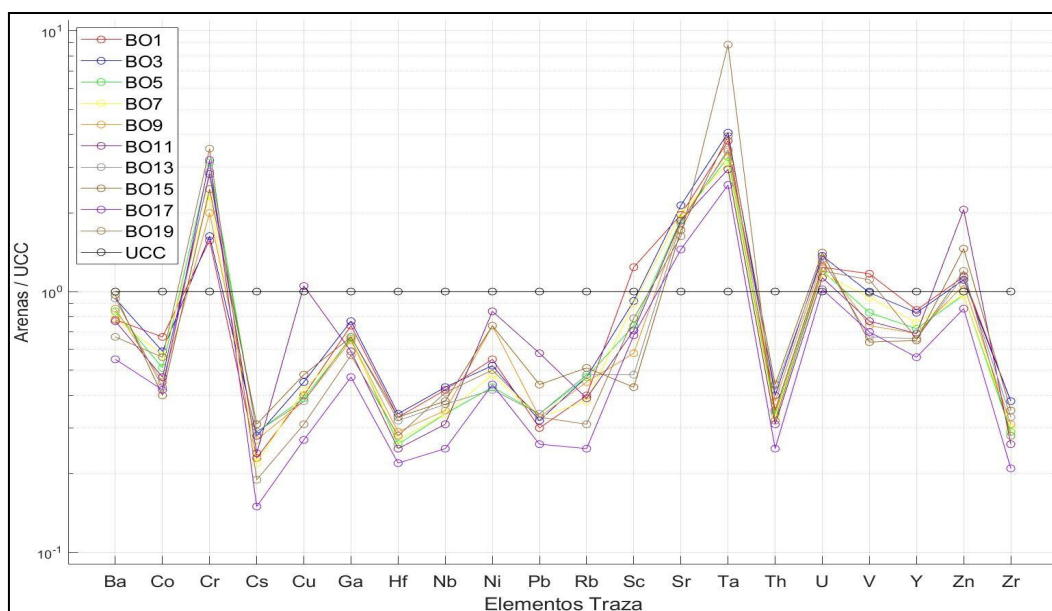


Figura 14. Elementos traza para la playa de Boquilla de Piedra normalizados contra los valores de la UCC (McLennan, 2001).

Para el análisis de las tierras raras, se realizó la normalización de los resultados de las muestras utilizando los valores obtenidos por McLennan (2001) para la condrita. Al igual que en los diagramas anteriores, también se emplearon los valores de referencia de la UCC, que fueron normalizados con respecto a los valores reportados en la condrita. Se analizaron los siguientes elementos: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, y Lu, para ambas playas, en un total de 10 muestras por playa.

En el caso específico de las muestras de la playa Navarro, se observó que la muestra NA 1 y presenta concentraciones inferiores a los valores de la UCC en elementos como La, Ce, Pr, Nd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Por otro lado, la muestra NA 3 presenta concentraciones bajas en los mismos elementos que la muestra NA 1 a excepción de elementos como el Pr y Nd. Las muestras NA 5 y NA 7 presentan un menor número de elementos por debajo de las concentraciones de la UCC en elementos como La y Ce, en la mayoría de las muestras y elementos analizados, las concentraciones se mantienen por encima de los valores reportados en la normalización de la UCC.

En cuanto a las muestras de la playa Boquilla de Piedra, la mayoría presentan concentraciones inferiores a los valores de la UCC, con excepción del elemento Eu. Específicamente, al normalizar los valores con respecto a la UCC, el elemento Eu muestra una caída abrupta en la tendencia decreciente del gráfico. Al comparar las muestras, que en su mayoría siguen una tendencia decreciente lineal, se percibe esta pequeña anomalía en el comportamiento de Eu. Aunque los valores para calcular la normalización de la UCC con respecto a la condrita fueron los mismos para ambas playas, se contemplan comportamientos distintos entre ellas. Mientras que la mayoría de los valores de la playa Navarro se encuentran por encima de los valores de la UCC, los valores de la playa Boquilla de Piedra, en su mayoría, se encuentran por debajo de estos valores.

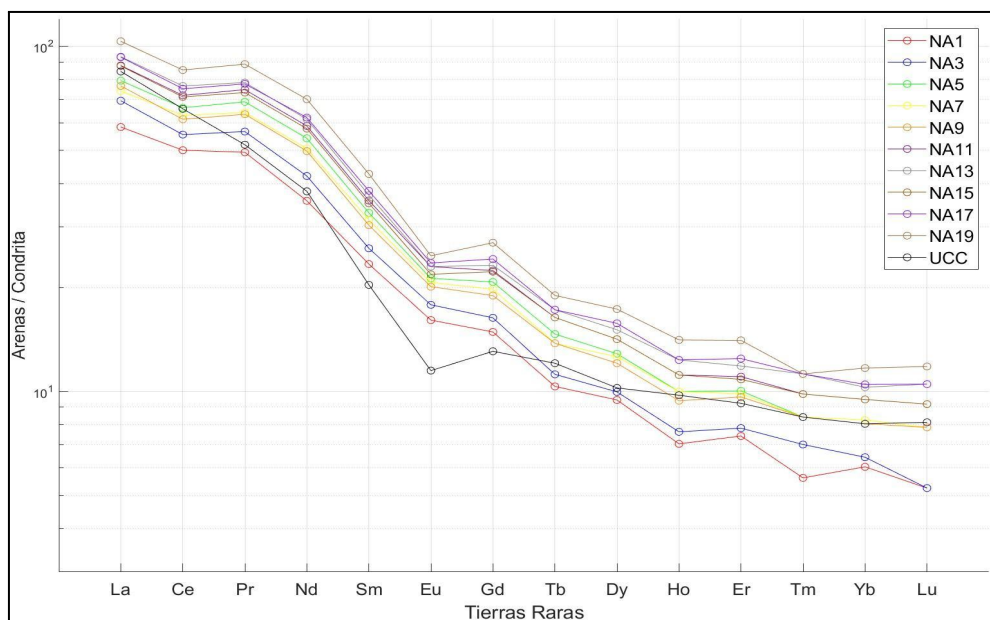


Figura 15. Tierras Raras para la playa de Navarro normalizadas contra los valores de la Condrita (McLennan, 1989), utilizando valores de la UCC (Rudnick & Gao, 2003).

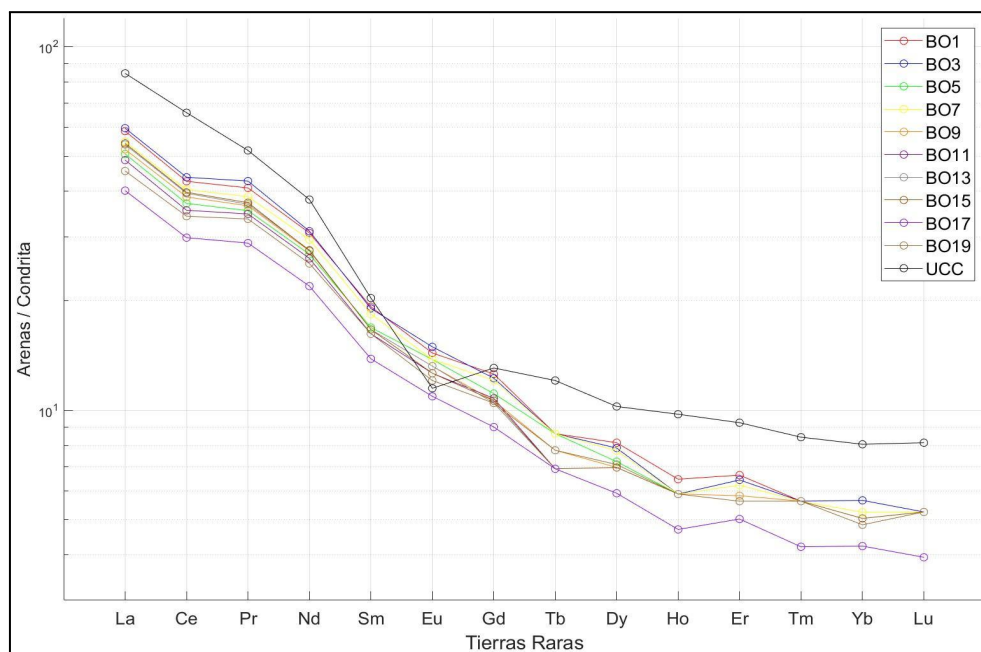


Figura 16. Tierras Raras para la playa de Boquilla de Piedra normalizadas contra los valores de la Condrita (McLennan, 1989), utilizando valores de la UCC (Rudnick & Gao, 2003).

Capítulo 6: Discusión

6.1. Análisis granulométrico.

La comparación de los parámetros granulométricos permite correlacionar los resultados obtenidos en el análisis. En la *Figura 17*, se nota que la mayoría de las muestras se distribuyen en un área comprendida entre el tamaño medio de grano fino y la clasificación de "bien clasificado". Aunque las muestras no muestran una agrupación exacta, se distingue una separación entre ambas playas. Griffiths (1968) explica que tanto el tamaño medio de grano como la clasificación están controlados hidráulicamente, lo que significa que, a mayor clasificación, los tamaños de grano tienden hacia la arena fina. Aunque no se detecta una tendencia lineal clara, en la *Figura 17* se puede notar que la playa BO presenta valores más altos de clasificación, lo que se traduce en valores más bajos para el tamaño medio de grano. Por el contrario, las muestras de la playa NA, aunque con diferencias pequeñas, muestran menores valores de clasificación y, como resultado, valores mayores en el tamaño medio de grano, con esto podemos determinar que para ambas playas las condiciones hidráulicas fueron similares en las que la energía fue constante.

En la *Figura 18*, se pueden distinguir dos grupos: las muestras del tipo BO se agrupan principalmente dentro del cuadrante comprendido entre "bien clasificado" y "asimétrico hacia las partículas finas", mientras que las muestras del tipo NA se encuentran en el cuadrante entre "bien clasificado" y "casi asimétrico". Rajganapathi et al. (2013) sugieren que los sedimentos clasificados como "moderadamente bien clasificados" o "moderadamente clasificados" suelen agruparse en el rango de "casi asimétrico". Aunque solo una muestra se encuentra dentro de estas categorías de clasificación, la mayoría de las muestras se agrupan en la categoría de "bien clasificado". De acuerdo con lo establecido por Folk (1966) este tipo de clasificación es característico de ambientes con energía constante, donde predominan condiciones de baja energía. En este caso, las muestras tienden a inclinarse hacia el rango de asimetría hacia partículas finas, con valores positivos de asimetría, lo que indica un mayor predominio de partículas finas. Este patrón se refuerza por el hecho de que los valores negativos de asimetría se asocian con periodos de mayor energía, que favorecen la erosión de partículas de tamaño medio.

Finalmente, en la *Figura 19*, aunque la mayoría de las muestras se encuentran en la categoría "platicúrtica", lo que sugiere una distribución casi igualitaria entre partículas finas y gruesas, se percibe que las muestras de la playa NA se desplazan hacia las categorías "mesocúrtica" y "leptocúrtica". Esto sugiere un cambio en la distribución de los granos, lo que podría estar asociado a una mayor predominancia de granos finos en los que las condiciones cambiaron aumentando la energía y erosionando partículas de tamaño medio. En contraste con la metodología propuesta por Sahu (1964) los resultados de las funciones Y_2 y Y_3 muestran que los sedimentos están relacionados a ambientes marinos someros

los cuales tiene aportes de ambientes fluviales y eólicos Y_4 , las funciones no mostraron variaciones significativas en los resultados en ambas playas.

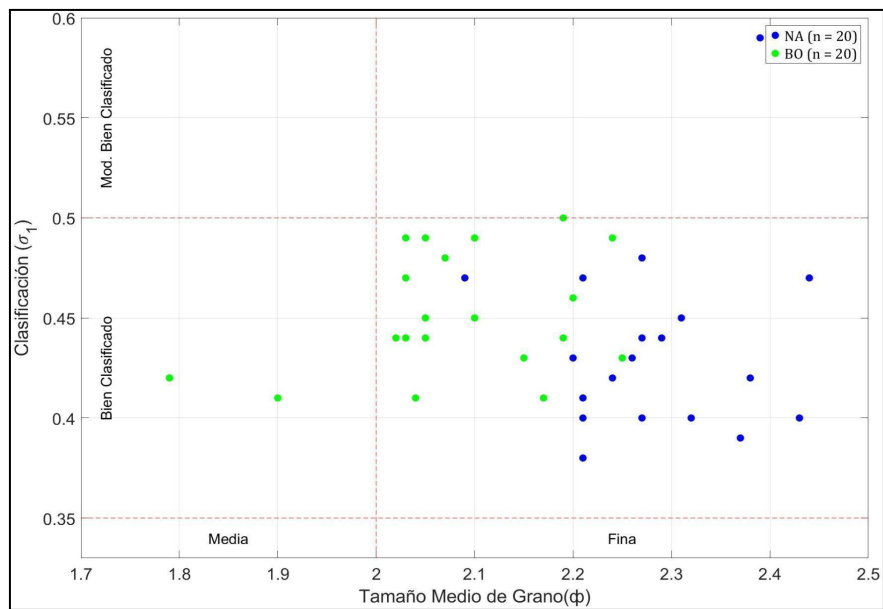


Figura 17. Diagrama bivalente entre el Tamaño Medio (Mz_ϕ), y la clasificación (σ_1).

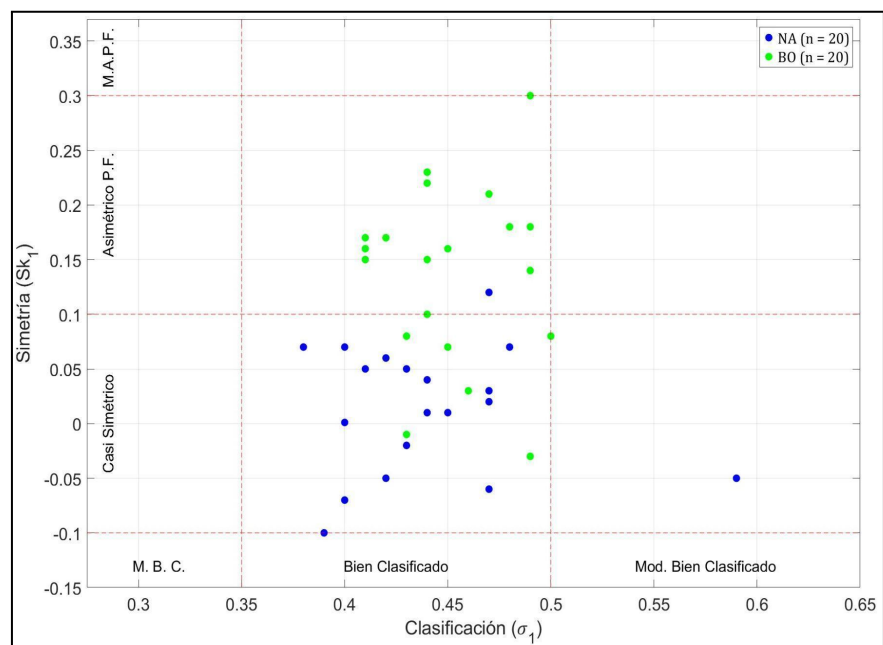


Figura 18. Diagrama bivalente entre la Clasificación (σ_1) y la Simetría (Sk_1).

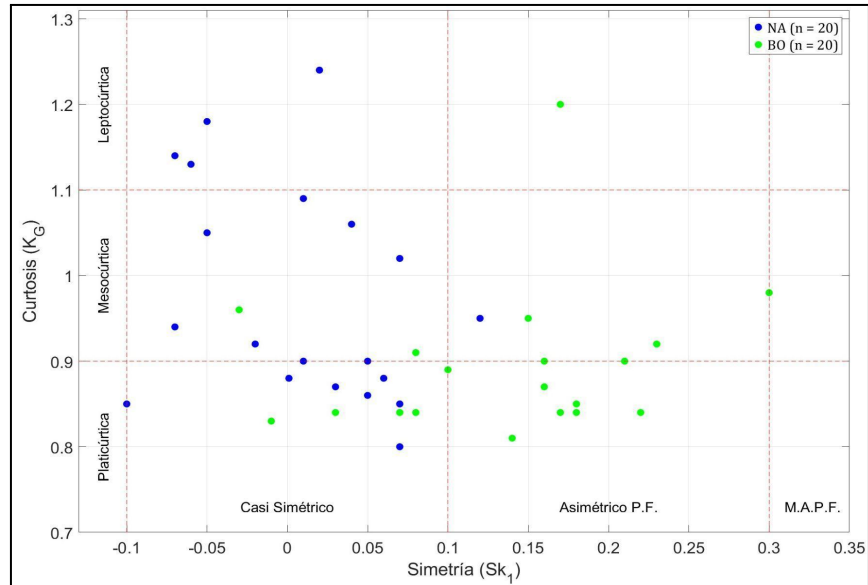


Figura 19. Diagrama bivalente entre la Simetría (Sk_1) y la Curtosis (K_G).

6.2. Mineralogía.

La mineralogía contrasta con los resultados de elementos mayores, los minerales como calcita, anortita y augita muestran alta abundancia. Estos minerales contienen calcio en su estructura, lo que concuerda con las concentraciones elevadas de este elemento detectadas en los elementos mayores. Asimismo, se identificó la presencia de aluminio, sodio, potasio, hierro y magnesio en la mayoría de los minerales detectados por DRX, aunque en menor proporción en comparación con los minerales ricos en calcio.

La abundancia de feldespatos cálcicos, como la anortita, sugiere que los sedimentos analizados han experimentado un grado de meteorización relativamente bajo, ya que estos minerales son altamente susceptibles a la alteración química. Sin embargo, su presencia indica que los sedimentos podrían estar en un estado inicial de meteorización. Por otro lado, la detección de feldespatos sódicos y potásicos sugiere que el proceso de meteorización ya ha comenzado, dado que estos minerales son más resistentes a la meteorización química y suelen permanecer en etapas más avanzadas del proceso. La presencia de minerales como la augita y la ferriwinchita sugiere un ambiente de baja meteorización o indica que los sedimentos provienen de una fuente cercana, ya que estos minerales tienden a descomponerse rápidamente en minerales de arcilla. Esto implica que los sedimentos han sido depositados cerca de las rocas de origen, antes de que experimentaran un proceso significativo de alteración.

6.3. Elementos Mayores.

El diagrama ternario propuesto por García et al. (1994) permite diferenciar las proporciones de Zr, $\text{TiO}_2 \cdot 300$ y $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 15$ en los sedimentos (Fig. 20). En este esquema, el circonio (Zr) tiende a concentrarse en productos de alteración de grano grueso, mientras que los óxidos de titanio (TiO_2) y aluminio (Al_2O_3) predominan en fracciones de grano fino. Cada uno de estos elementos se asocia con distintos tipos de fuentes y niveles de madurez composicional. Zr y TiO_2 están vinculados a sedimentos composicionalmente maduros, ya que sus minerales portadores son altamente resistentes a la meteorización. En términos de procedencia, Zr se relaciona con fuentes félsicas, mientras que TiO_2 es característico de fuentes máficas. Por otro lado, Al_2O_3 suele encontrarse en sedimentos inmaduros, ya que sus minerales asociados son los primeros en alterarse durante los procesos de meteorización química. Además, su abundancia está generalmente ligada a fuentes félsicas. Representar estos tres elementos en diagramas ternarios, es posible analizar la evolución del proceso de clasificación de los sedimentos y su grado de alteración. Estos resultados pueden compararse con índices como el ICV (Índice de variabilidad composicional), el cual ha demostrado que, en ambos casos, los sedimentos analizados son composicionalmente inmaduros.

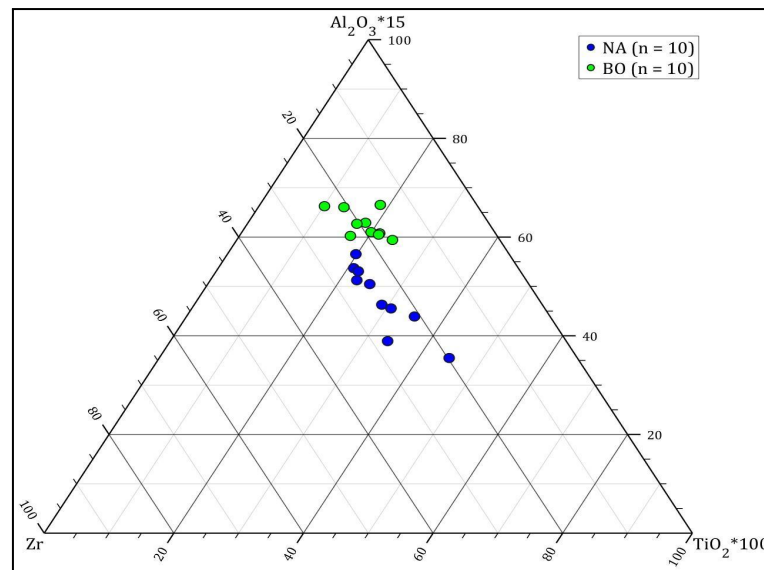


Figura 20. $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 15$ vs Zr vs $\text{TiO}_2 \cdot 300$ (García et al. 1994).

Existen diagramas que se utilizan para identificar la composición de los sedimentos y determinar el posible origen de la roca parental. Tal es el caso de las Figuras 21 y 22. La Figura 21 muestra la relación que existe entre el porcentaje de sílice (SiO_2) y la relación entre aluminio y el titanio ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$) en donde la mayoría de las muestras cae dentro de la categoría de máfica debido al sesgo que ocurre a causa del bajo contenido de sílice, aunque la relación $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ también

se puede usar para conocer la procedencia de los sedimentos en donde si la relación es menor a 14 la fuente es máfica, si se encuentra entre 19 a 28 son rocas intermedias y si es mayor a 28 la roca presenta un origen félsico (García et al., 1994), las muestras de este análisis se encuentran en valores de intermedias (3 muestras) y félsicas (17 muestras). Por otro lado, la *Figura 22* utiliza la composición de los elementos mayores TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y K_2O , mediante funciones discriminantes clasifica el tipo de rocas, para las playas de estudio, los datos se clasifican como rocas de composición intermedia.

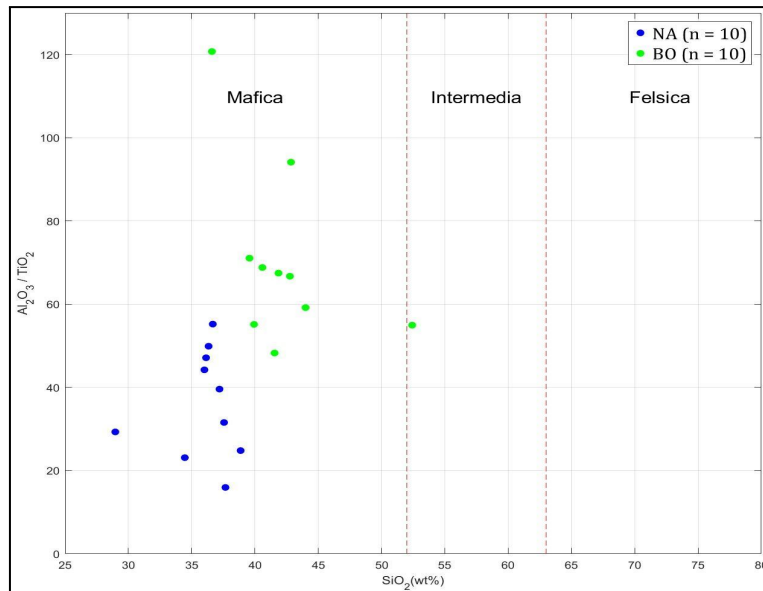


Figura 21. Peso % de SiO_2 vs la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$.

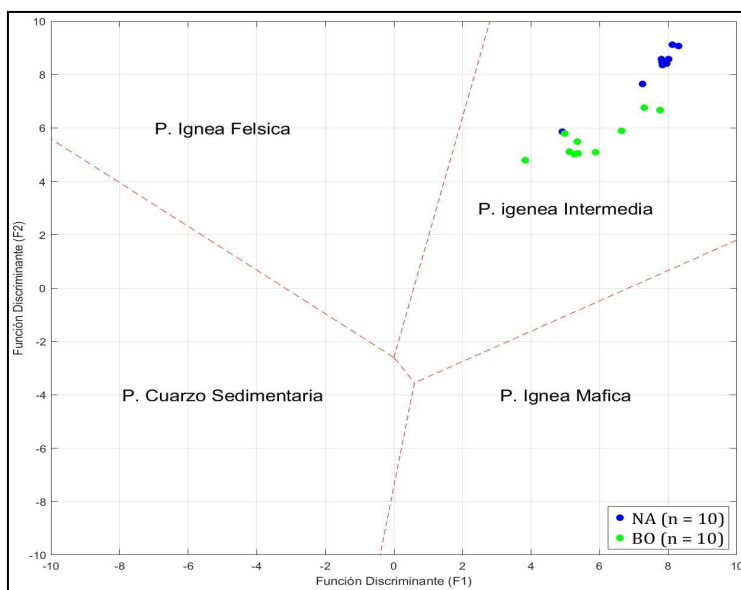


Figura 22. Diagrama de procedencia con funciones discriminantes Función 1 = $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Función 2 = $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$ (Roser & Korsch, 1988).

La *Figura 23* es el diagrama propuesto por Pettijohn et al. (1987) que establece la relación entre $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ y $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, permite discriminar entre rocas sedimentarias clásticas. En este caso, nos ayuda a clasificar geoquímicamente los sedimentos. Los sedimentos de la playa NA son mayormente clasificados como Grauvacas, aunque dos muestras se encuentran en la frontera con litoarenita. Los sedimentos de la playa BO también son predominantemente clasificados como Grauvacas, pero existen tres muestras que se encuentran en la categoría de Litoarenitas y una muestra que está en la frontera entre ambas categorías.

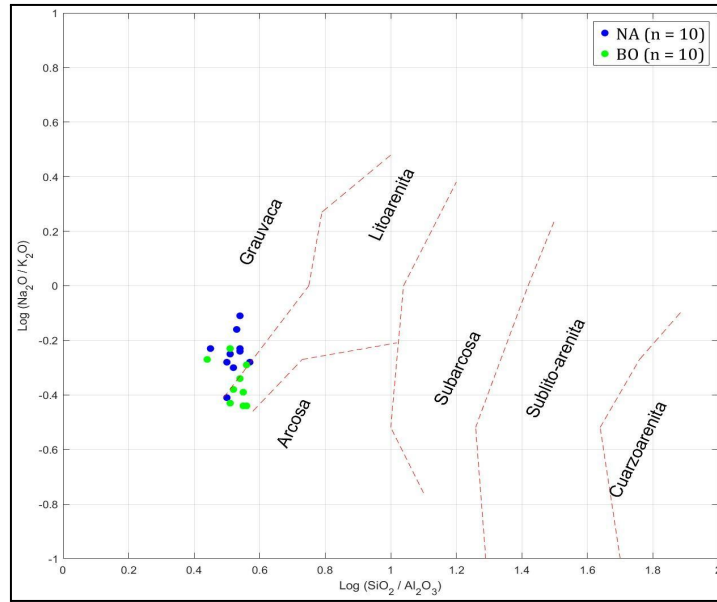


Figura 23. $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Log} (\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Pettijohn et al., 1987)

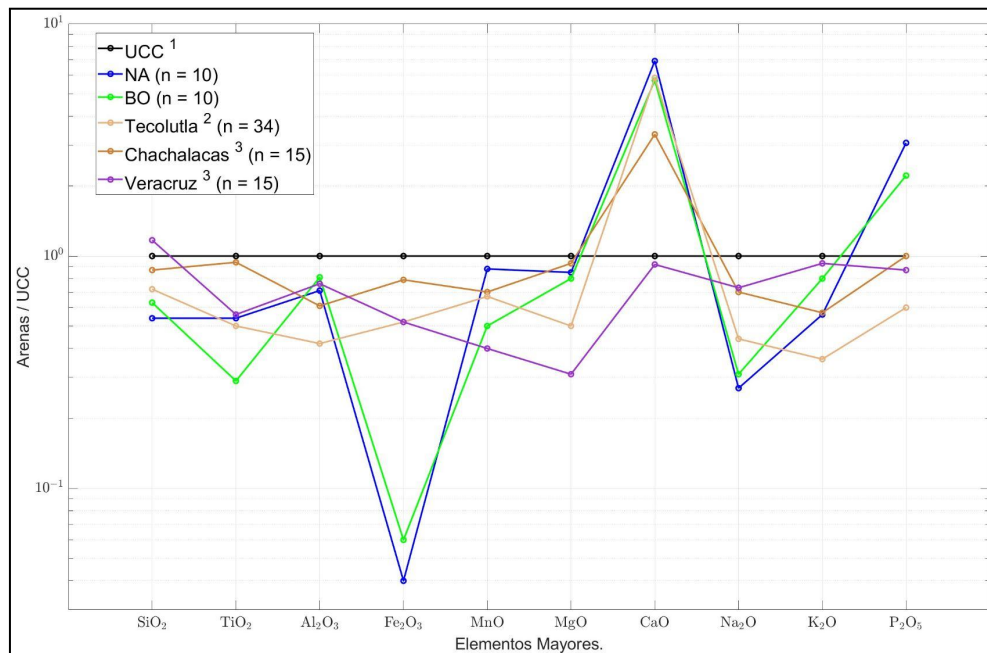


Figura 24. Comparación de los resultados de las playas con estudios realizados en playas cercanas al área de estudio 1: McLennan, (2001); 2: Armstrong-Altrin et al. (2012); 3: Armstrong-Altrin et al. (2015).

Al comparar las muestras analizadas con algunos resultados presentados en otros estudios en la *Figura 24* se observó que la baja concentración de Fe, en comparación con el umbral considerado normal según la UCC (Upper Continental Crust), podría estar relacionada con la presencia de Fe^{2+} , que en condiciones oxidantes es más móvil en el entorno. Se observó que el medio donde se

depositaron estos sedimentos presentaba condiciones predominantemente oxidantes, lo que favorece la movilización del hierro en su fase más inestable.

Por otro lado, la presencia de Ca y P está generalmente asociada a la actividad de la fauna marina. Se ha demostrado que ciertos organismos marinos pueden inducir la precipitación de fosfato y carbonato de calcio a partir de sus restos biológicos, contribuyendo así a la acumulación de estos elementos en los sedimentos.

6.4. Elementos Traza y Tierras Raras.

Elementos como La, Ce, Nd, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ti, V, Co y Sc son utilizados para inferir las condiciones de procedencia de los sedimentos debido a su baja movilidad durante los procesos sedimentarios por lo anterior, estos elementos ayudan a conocer la firma de la roca parental. La *Figura 25* presenta un diagrama ternario en el que es posible identificar las posibles rocas fuente según el contenido de Th, Sc y La. En este diagrama, permite discernir en una roca fuente del tipo intermedia a félsica. La baja movilidad durante los procesos de meteorización y su vinculación a rocas máficas, como el Sc, mientras que el La y Th suelen asociarse a fuentes félsicas. Los resultados arrojan que la playa Navarro y Boquilla de Piedra se asocia a rocas de tipo intermedias.

Tabla 17. Análisis de relaciones multielementales para los sedimentos de la playa Navarro.

El/M	NA	BO	Máficas	Félsicas
Eu/Eu*	0.81	0.96	0.71 - 0.95	0.40 - 0.94
La/Lu	9.92	10.13	1.10 - 7	3.0 - 27
La/Sc	19.92	75.50	0.43 - 0.86	2.5 - 16.3
Cr/Th	7.71	7.54	25 - 100	4 - 15
Th/Cr	0.14	0.15	0.02- 0.05	0.13 - 2.7

Existen diagramas que emplean elementos traza que presentan baja movilidad durante los procesos de meteorización, los cuales actúan como indicadores de la procedencia de los sedimentos. Algunos de estos elementos están vinculados a rocas máficas, como el V, Ni, Sc y Co, existen otros como La, Th, Zr, que suelen asociarse a fuentes félsicas. Debido al enriquecimiento de ciertos metales (V, Sc y Co) que podrían relacionarse a fuentes naturales y antrópicas. Por lo tanto, se muestran diagramas que excluyen dichos elementos.

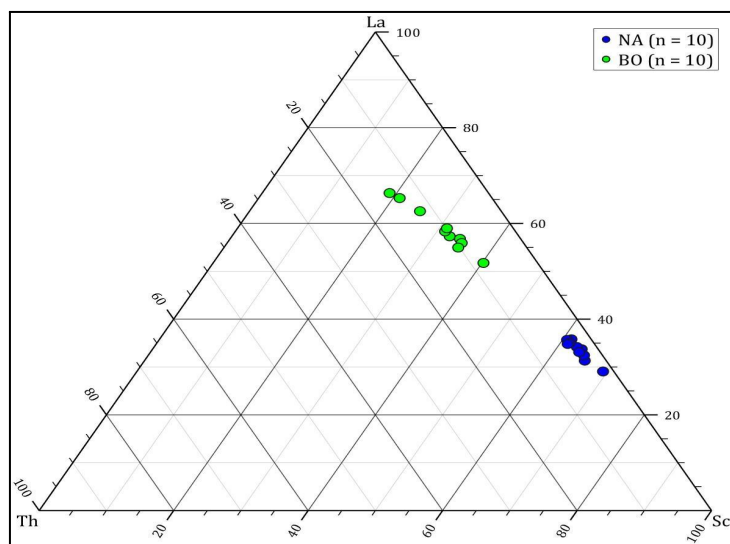


Figura 25. Diagrama ternario de la relación entre La vs Th vs Sc.

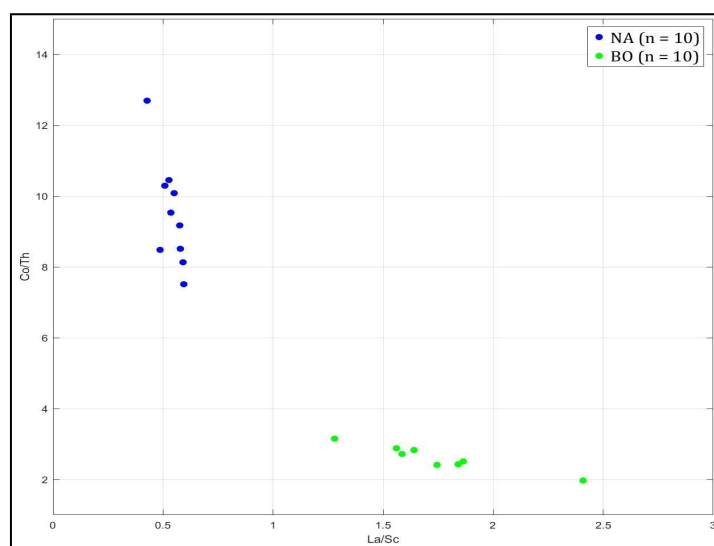


Figura 26. Diagrama de la relación entre Co/Th vs La/Sc.

Tabla 18. Análisis de elementos traza para sedimentos de la playa Navarro.

R/M	NA 1	NA 3	NA 5	NA 7	NA 9	NA 11	NA 13	NA 15	NA 17	NA 19
LREE	106.70	122.20	148.10	139.50	137.90	161.40	170.50	159.50	169.70	191.40
HREE	14.50	15.65	19.95	19.40	18.75	21.95	23.20	21.75	24.00	26.55
REE	121.20	137.85	168.05	158.90	156.65	183.35	193.70	181.25	193.70	217.95
Eu/Eu*	0.86	0.86	0.81	0.83	0.84	0.81	0.78	0.78	0.78	0.73

Tabla 19. Análisis de elementos traza para sedimentos de la playa Boquilla de Piedra

R/M	BO 1	BO 3	BO 5	BO 7	BO 9	BO 11	BO 13	BO 15	BO 17	BO 19
LREE	94.20	96.10	81.90	89.30	84.45	78.95	86.05	86.45	66.05	75.75
HREE	12.70	12.45	11.40	12.10	11.05	10.95	10.90	10.95	9.35	10.90
REE	106.90	108.55	93.30	101.40	95.50	89.90	96.95	97.40	75.40	86.65
Eu/Eu*	0.92	0.98	1.01	0.92	0.99	0.96	1	0.95	0.98	0.93

Tabla 20. Análisis de relaciones multielementales para los sedimentos de la playa Navarro.

EI/M	NA 1	NA 3	NA 5	NA 7	NA 9	NA 11	NA 13	NA 15	NA 17	NA 19	Félsica
La/Lu	11.11	13.23	10.09	9.42	9.75	9.56	8.88	9.53	8.85	8.74	3.0-27.0
La/Sc	19.83	21.92	15.85	18.03	22.04	18.82	20.39	21.47	19.52	21.34	2.50-16.3
La/Co	49.42	53.86	42.48	42.59	49.17	40.49	41.6	43.37	37.02	36.75	1.80-13.8
Cr/Th	7.85	6.27	13	6.85	5.88	8.06	7.78	6.33	7.98	7.06	4-15
Th/Cr	0.13	0.16	0.08	0.15	0.17	0.12	0.13	0.16	0.13	0.14	0.13-2.70

Tabla 21. Análisis de relaciones multielementales para los sedimentos de la playa Boquilla de Piedra.

EI/M	BO 1	BO 3	BO 5	BO 7	BO 9	BO 11	BO 13	BO 15	BO 17	BO 19	Félsica
La/Lu	11.16	11.37	9.65	10.43	9.94	9.29	10.25	10.33	10.2	8.67	3.0-27.0
La/Sc	47.24	64.86	68.49	60.86	89.97	68.69	112.1	126.09	59.1	57.59	2.50-16.3
La/Co	87.43	101.14	99.37	96.09	115.96	103.77	125.14	135.55	95.69	81.25	1.80-13.8
Cr/Th	4.49	4.08	9.18	7.06	5.26	9.1	6.86	5.61	12.76	11.03	4-15
Th/Cr	0.22	0.25	0.11	0.14	0.19	0.11	0.15	0.18	0.08	0.09	0.13-2.70

En la *Figura 26*, donde se analiza la relación Co/Th, la cual permite diferenciar entre fuentes máficas y félsicas. Valores superiores a 2 indican una procedencia máfica, mientras que valores menores a 0.5 sugieren un origen félsico. Por otro lado, la relación La/Sc también puede utilizarse como criterio de discriminación, ya que valores superiores a 1.5 suelen asociarse a rocas félsicas, mientras que valores inferiores a 1 indican una mayor influencia de fuentes máficas. Los resultados arrojan que la playa Navarro muestra una fuente félsica mientras que Boquilla de Piedra al presentar valores elevados de Co, la procedencia indica rocas máficas. Comparando los resultados de los metales traza normalizados respecto a la UCC, este metal muestra un enriquecimiento que podría asociarse a actividades de tipo antrópico.

Además, ciertas relaciones elementales como Eu/Eu^* , La/Lu , La/Sc , La/Co , Cr/Th y Th/Cr , son útiles para determinar la procedencia de los sedimentos (Cullers, 2000), ya que presentan valores significativamente distintos en rocas félsicas y máficas. En este caso dichas relaciones indican que ambos sedimentos están relacionados a fuentes félsicas (*Tablas 18-21*).

En particular, la relación Eu/Eu^* suele encontrarse entre 0.40 y 0.94 en rocas félsicas. En este estudio, los valores promedio oscilan entre 0.81 y 0.96 para los sedimentos de las playas de Navarro y Boquilla de Piedra, respectivamente, entrando en el rango esperado para rocas félsicas.

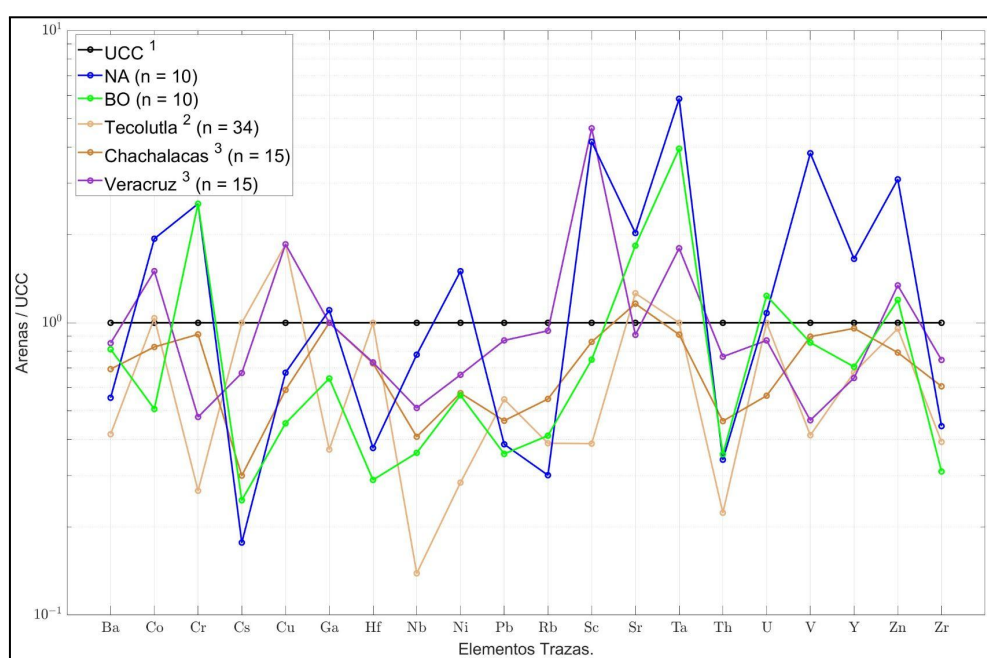


Figura 27. Comparación de los elementos traza del área de estudio con estudios realizados en zonas cercanas 1: McLennan, (2001); 2: Armstrong-Altrin et al. (2012); 3: Armstrong-Altrin et al. (2015).

Al comparar los resultados de los elementos traza y tierras raras (Fig. 27) con los de playas cercanas, donde se ha determinado que los sedimentos provienen de fuentes félsicas, se percibe que, aunque los patrones de los elementos traza no son completamente similares entre las playas, esta discrepancia podría estar relacionada con los altos valores de I_{geo} registrados en la playa de Navarro. Sin embargo, en el resto de los elementos analizados, las tendencias son más consistentes, y los sedimentos de la playa Boquilla de Piedra muestran una mayor similitud con los valores registrados en las playas de comparación. Esto concuerda

con el hecho de que Boquilla de Piedra presentó valores más bajos de Igeo para todos los elementos.

Por otro lado (Fig. 28), la comparación de las concentraciones de tierras raras en las playas de Chachalacas y Veracruz con las zonas de estudio revela una amplia similitud, tanto en la distribución de las tierras raras ligeras (LREE) y pesadas (HREE) como en las anomalías de Eu/Eu^* . Este resultado respalda de manera sólida la hipótesis de que los sedimentos analizados tienen un origen asociado a fuentes félsicas.

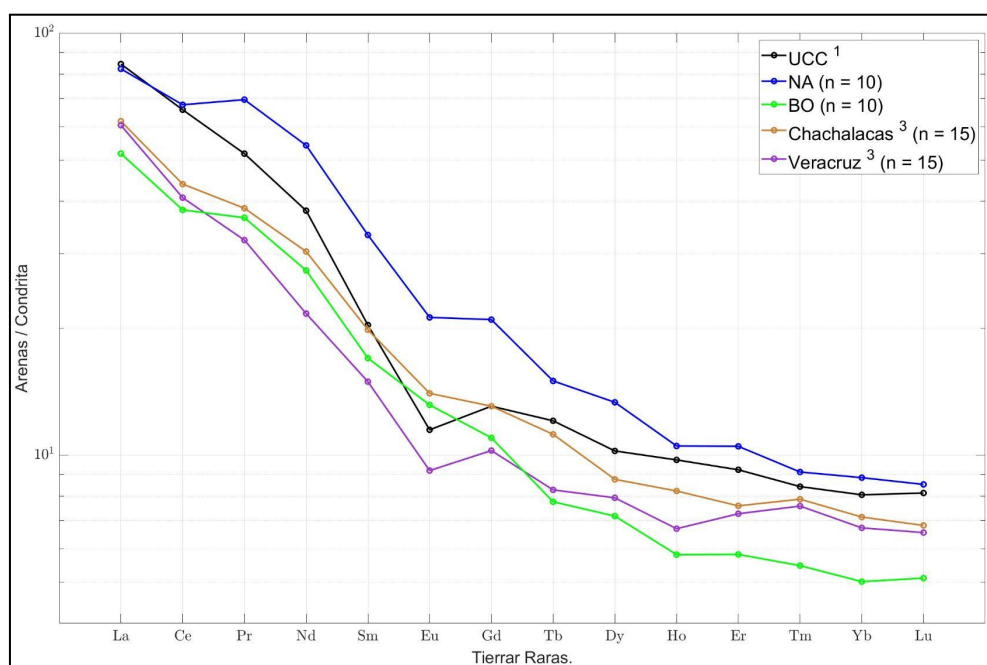


Figura 28. Comparación de las tierras raras del área de estudio con estudios realizados en zonas cercanas 1: McLennan, (2001); 3: Armstrong-Altrin et al. (2015).

Finalmente, tomando en cuenta la concentración de elementos mayores y tierras raras se empleó un diagrama con funciones discriminantes que ubica la tectónica de los sedimentos, ambas playas caen en el campo de ambiente activo (Verma & Armstrong-Altrin, 2016). Lo anterior se puede relacionar con las rocas fuente provenientes del Cinturón Volcánico Trans Mexicano (Fig. 29).

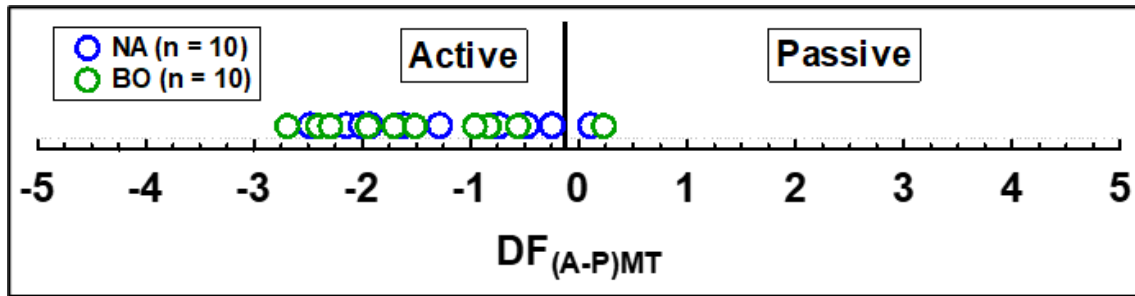


Figura 29. Elementos mayores y trazas (MT) en un diagrama basado en los campos de activo (A) y pasivo (P) (Verma & Armstrong-Altrin, 2016). $DF_{(A-P)MT} = (3.2683 * ilr1_{TiMT}) + (5.3873 * ilr2_{AlMT}) + (1.5546 * ilr3_{FeMT}) + (3.2166 * ilr4_{MnMT}) + (4.7542 * ilr5_{MgMT}) + (2.0390 * ilr6_{CaMT}) + (4.0490 * ilr7_{NaMT}) + (3.1505 * ilr8_{KMT}) + (2.3688 * ilr9_{PMT}) + (2.8354 * ilr10_{CrMT}) + (0.9011 * ilr11_{NbMT}) + (1.9128 * ilr12_{NiMT}) + (2.9094 * ilr13_{VMT}) + (4.1507 * ilr14_{YMT}) + (3.4871 * ilr15_{ZrMT}) - 3.2088$.

6.5. Índices de Meteorización y Contaminación.

6.5.1. Índices de Meteorización.

En cuanto a los índices de meteorización, el índice de alteración química (CIA) arrojó valores que promedio entre 28.40 ± 1.86 para la playa de Navarro, mientras que para la playa de Boquilla de Piedra los valores oscilaron entre 34.81 ± 4.97 . Por otro lado, el índice de intemperismo químico (CIW) presentó valores promedio 29.47 ± 1.87 para la playa de Navarro, y mientras que para la playa de Boquilla de Piedra se encuentran entre 37.27 ± 5.74 . Se observó que estos resultados se vieron influenciados por el alto contenido de CaO, por lo que fue necesario utilizar los índices CIW' y CIX propuestos por Cullers (2000) y Garzanti & Resentini (2016) respectivamente en los cuales se está eliminando este componente. El índice CIX reemplaza al CIA, obteniendo para la playa de Navarro un promedio de 82.32 ± 3.17 , mientras que para la playa de Boquilla de Piedra el promedio fue de 79.06 ± 1.23 . En cuanto al CIW, que reemplaza al CIW original, los resultados fueron los siguientes: para la playa de Navarro se registró un promedio de 92.99 ± 1.82 , mientras que para la playa de Boquilla de Piedra el promedio fue de 91.27 ± 1.60 . Estas correcciones nos permiten conocer, en el caso del CIX, el grado de meteorización de los sedimentos a medida que el feldespato se degrada en minerales arcillosos. Las rocas no alteradas pueden tener un CIA entre 30 y 75, por lo que, al tratarse de sedimentos expuestos a meteorización, se espera que el índice CIA sea alto, como se refleja en el CIX. Lo mismo se aplica para el CIW, pero en este caso enfocado en minerales como el Na. En cuanto al índice de alteración de plagioclasas (PIA), los resultados fueron los siguientes: para la playa de Navarro, el promedio fue de 25.51 ± 2.26 , y para la playa de Boquilla de Piedra, el promedio fue de 30.37 ± 4.52 . Finalmente, el índice de variación composicional (ICV) para la playa de Navarro registró un valor de 2.81 ± 0.22 . Según estos valores, podemos encontrar minerales de la serie de la biotita, lo mismo ocurre para la playa de Boquilla de Piedra, donde el promedio fue de 2.14 ± 0.42 . Los

valores ICV reflejan que los sedimentos son composicionalmente inmaduros, dado que se encuentran asociados a minerales del grupo de la biotita (Cox et al., 1995).

Además, se utilizan relaciones como Th/U y Rb/Sr para evaluar el grado de alteración química en los sedimentos (McLennan et al., 1993). La relación Th/U se basa en que el torio (Th) es un elemento inmóvil durante la meteorización, mientras que el uranio (U) es móvil bajo condiciones oxidantes. Valores mayores a 4 indican una pérdida significativa de U y, por lo tanto, un alto grado de alteración química. En contraste, valores menores a 2 sugieren un ambiente reductor, donde el U^{6+} se reduce a U^{4+} y se retiene en el sedimento. Por otro lado, la relación Rb/Sr considera que el Rb es relativamente más estable, mientras que el Sr, es común en plagioclasas y fácilmente liberado durante su alteración. Así, valores mayores a 1 indican sedimentos altamente alterados, mientras que valores menores a 0.5 reflejan una alteración baja. Valores intermedios representan un grado moderado de alteración o madurez química. Aplicando los índices a los sedimentos de las playas, en ambos casos reflejan valores bajos, lo cual indica bajos valores de alteración química en la composición mineral.

Tabla 22. Relaciones Th/U y Rb/Sr para los sedimentos de la playa Navarro y Boquilla de Piedra.

Ele/M	NA	BO	Sin meteorización	Con meteorización
Th/U	0.31	0.28	< 3.8	> 3.8
Rb/Sr	0.15	0.22	< 1	> 1

6.5.2. Indicadores Condiciones Redox.

Además, se aplicaron diversos índices geoquímicos para inferir las condiciones redox del medio en el que fueron transportados y depositados los sedimentos, entre ellos las relaciones V/Cr, Ni/Co y Cu/Zn (Jones & Manning, 1994). La relación V/Cr se basa en que el vanadio (V) tiende a inmovilizarse en condiciones reductoras, mientras que el cromo (Cr) se mantiene relativamente estable independientemente del ambiente redox. Por lo tanto, valores de V/Cr menores a 2 indican un ambiente oxidante, mientras que valores mayores a 4 sugieren condiciones reductoras. Por su parte, la relación Ni/Co aprovecha el comportamiento del níquel (Ni), que es más móvil en ambientes oxidantes, en contraste con el cobalto (Co), que es más inmóvil bajo las mismas condiciones. Así, valores menores a 5 indican un medio oxidante, y mayores a 7, un medio reductor. En cuanto a la relación Cu/Zn, el cobre (Cu) se moviliza más fácilmente en condiciones reductoras, mientras que el zinc (Zn) tiende a precipitar en ambientes oxidantes. Por ello, valores por debajo de 0.5 son indicativo de un entorno oxidante, y superiores a 1 corresponden a un entorno reductor.

Aplicando estos índices a los sedimentos, se observó un medio oxidante, lo cual favoreció la precipitación e inmovilización de elementos como Mg, Cr, Mn, Co, Ni,

Cu, Zn, Cd, Sc, Ta y V. Además, en estas condiciones, el Fe^{3+} se vuelve más móvil, mientras que la presencia de Ca y P promueve la formación de compuestos fosfatados, los cuales reducen la movilidad de ambos elementos.

Tabla 23. Indicador Redox utilizando elementos trazas para los sedimentos de la playa Navarro y Boquilla de Piedra.

Ele/M	NA	BO	Oxidante	Anóxico
V/Cr	1.46	0.37	< 2	> 2
Ni/Co	0.78	1.16	< 5	> 5
Cu/Zn	0.25	0.37	< 1	> 1

6.5.3. Factor de Enriquecimiento.

Factor de Enriquecimiento permite conocer la variabilidad de algunos elementos en base a las concentraciones de dichos elementos en la UCC mediante el uso de un elemento que se usa como indicador o referencia que en este caso es el Al por su baja movilidad dentro los procesos sedimentarios, se ha categorizado el enriquecimiento en cinco categorías.

Tabla 24. Categorías del FE propuestas por (Papakostidis et al., 1975).

Rango	Nombre categoría
< 2	Enriquecimiento mínimo.
2 a 5	Moderadamente enriquecido.
5 a 20	Significativamente enriquecido.
20 a 40	Muy enriquecido.
40 >	Extremadamente enriquecido.

La fórmula utilizada para el FE es la siguiente:

$$FE = \frac{\frac{M_m}{Al_m}}{\frac{M_r}{Al_r}}$$

Donde M_m significa el metal de las muestras a comparar, Al_m es la concentración del Aluminio en la muestra, M_r es el valor referencia del metal que se analiza, Al_r es la concentración del Aluminio en los valores de referencia, para este estudio se tomaron los valores de referencia para la UCC en base a (Rudnick & Gao, 2003).

El análisis del Factor de Enriquecimiento (FE) en los sedimentos de las playas de Navarro y Boquilla de Piedra muestra los siguientes resultados. Playa Navarro, los elementos Sc, V, Cd, Zn, Cr, As, Co y Sr presentan niveles elevados de enriquecimiento, sugiriendo un aporte relacionado con actividades antrópicas, mientras que Pb, Cu, Th y Ba muestran concentraciones dentro de los rangos naturales. Sin embargo, Playa Boquilla de Piedra únicamente presenta valores elevados como el Cd, As y Sr mientras que elementos como Zn, V, Ba, Cr, Sc, La, y Ni tienen una concentración dentro de los intervalos normales, y finalmente Co, Cu, Pb y Th presentan valores bajos.

Looi et al. (2019) atribuyen los altos contenidos de Cd a diversas actividades antropogénicas, entre las que destacan la agricultura intensiva, la pesca, el uso de pesticidas y herbicidas, así como el empleo de ciertas pinturas y la descarga de lodos industriales contaminados. Por su parte, Ergin et al. (1991) vinculan el enriquecimiento de elementos como Zn, Cu, Pb y Cr con actividades industriales cercanas, señalando que estas son fuentes significativas de contaminación metálica en ambientes sedimentarios. De manera similar, el estudio realizado por Szefer et al. (1998) establece una relación directa entre el enriquecimiento de elementos como Ni, Cu, Zn, Ag, Cd y Pb con la influencia de actividades mineras en zonas adyacentes. En este caso, se destaca particularmente la extracción intensiva de Ag como una de las principales causas de la presencia elevada de estos metales en los sedimentos analizados.

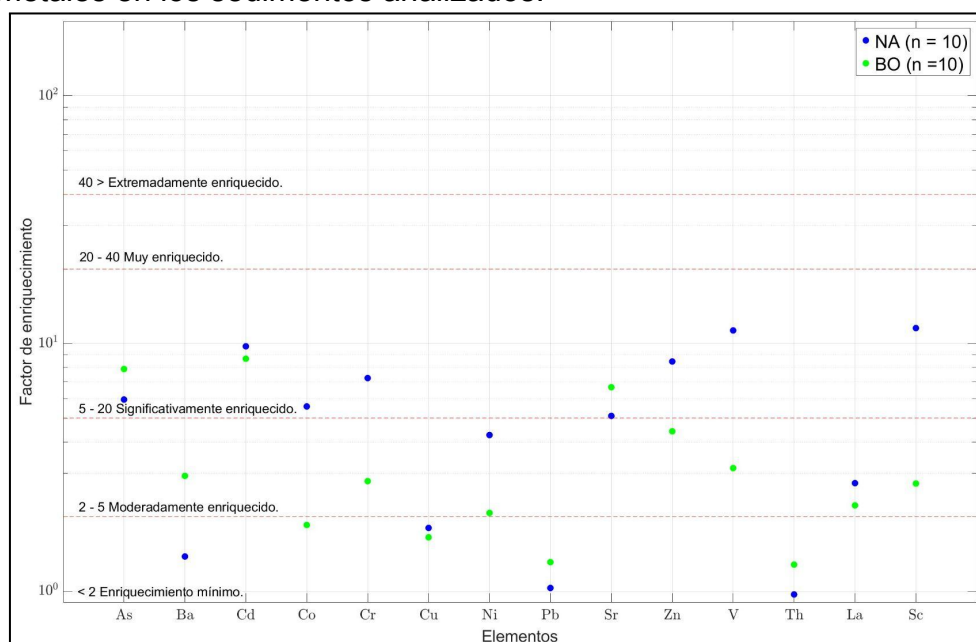


Figura 30. Valores Factor de enriquecimiento.

6.5.4. Índice de Geoacumulación.

El índice de geoacumulación propuesto por Müller et al. (1979), es un índice que nos ayuda a evaluar el nivel de contaminación de metales por la acumulación de ellos en el sedimento se calcula mediante la siguiente ecuación:

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

Donde C_n es la concentración del elemento en la muestra y B_n es la concentración del mismo elemento de referencia, en este estudio se tomaron como referencia los valores propuestos por Müller et al. (1979). Para poder evaluar el nivel de acumulación de los elementos analizados se establece la siguiente clasificación:

Tabla 21. Categorías del Igeo propuestas por Müller et al. (1979).

El análisis del	Rango	Nivel de Contaminación	Índice de
	< 0	No contaminado	
	0-1	No contaminado a moderadamente contaminado.	
	1-2	Moderadamente contaminado	
	2-3	Moderada a fuertemente contaminando	
	3-4	Fuertemente contaminando	
	4-5	Fuerte a extremadamente contaminando	
	5 >	Extremadamente contaminando	

geoacumulación reveló para la playa de Navarro, que elementos como Sc, Cd y V muestran contaminación moderada, vinculada a posibles fuentes antropogénicas, mientras que Zn, Cr, As, Co y Sr presentan valores bajos mientras que elementos como Ni, La, Cu, Ba, Pb y Th se encuentran sin contaminación aparente. En contraste, Boquilla de Piedra exhibe una contaminación moderada Cd, As y Sr, mientras los valores por debajo del cero que indica no contaminado (Zn, Ba, Co, Cr, Cu, Ni y Pb). Esto sugiere un impacto mayor derivado de actividades humanas humano para Navarro, destacando al Sc, Cd y V, estos metales se asocian a actividades industriales y/o agrícolas, mientras que Boquilla de Piedra presenta una contaminación más limitada. Ambos índices ambientales (EF e Igeo) nos permitieron mostrar la influencia de actividades humanas, donde la playa Navarro presentó una mayor contaminación.

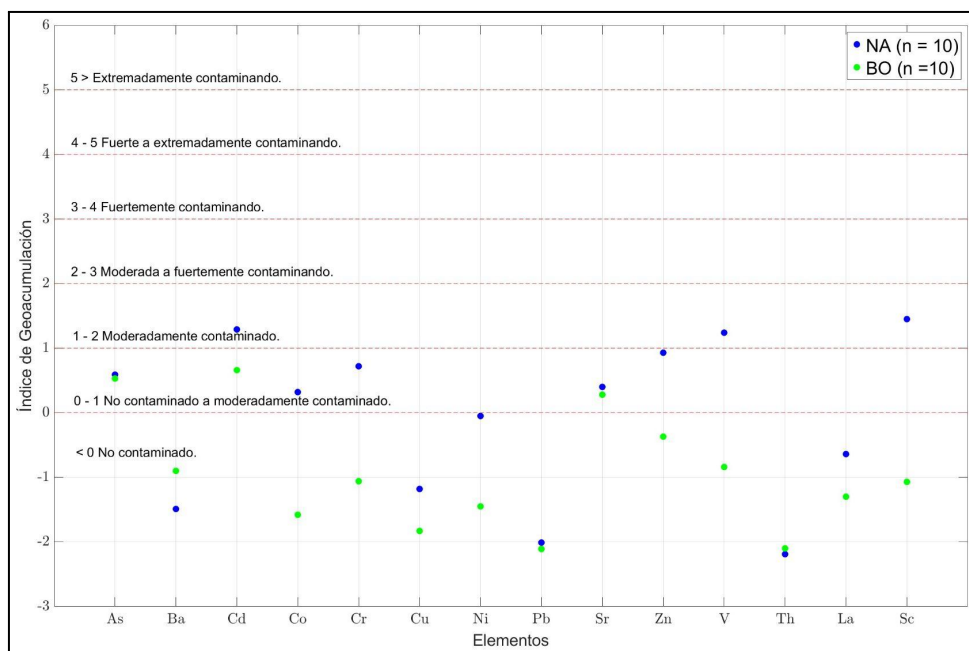


Figura 31. Valores del índice de Geoacumulación

6.6 Procedencia.

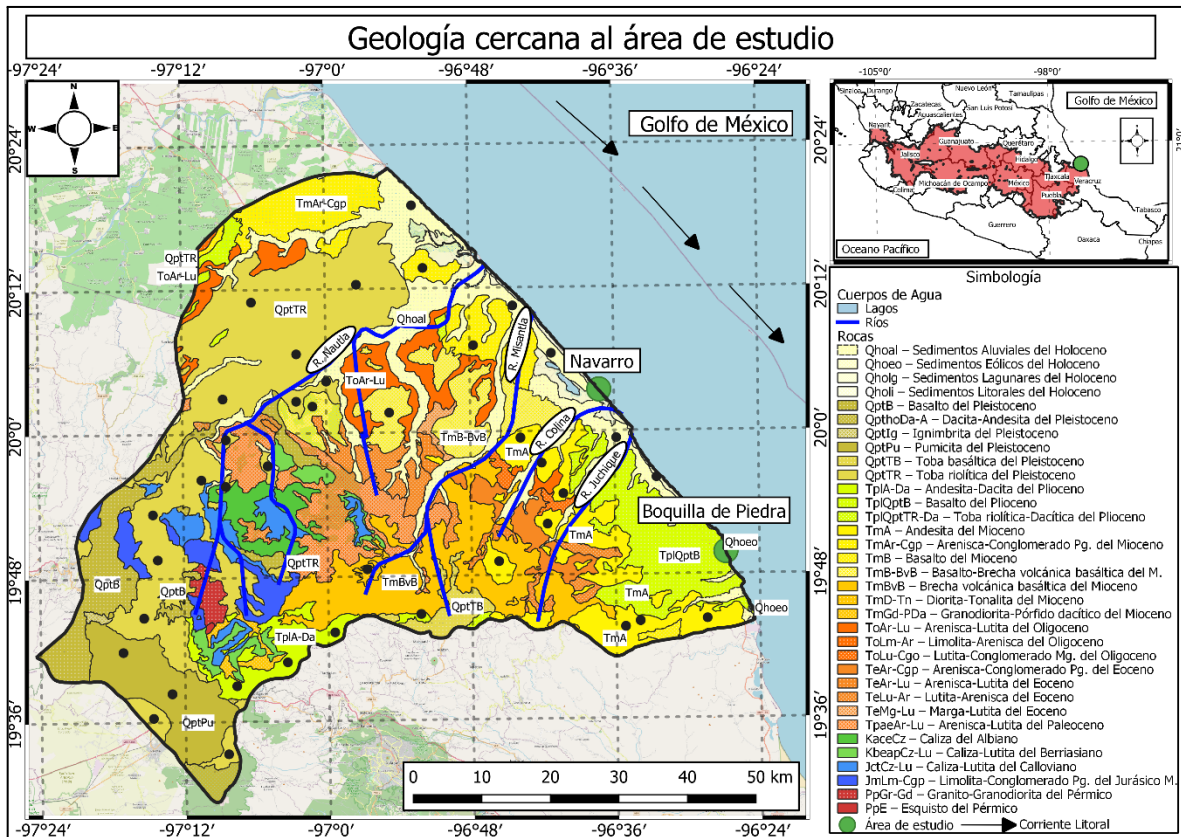
Los análisis granulométricos indican que los sedimentos presentes en ambas playas se transportaron en un ambiente de baja energía, caracterizado por condiciones hidráulicas relativamente constantes. Sin embargo, se identificaron periodos de mayor energía en los que se depositaron partículas más finas y se erosionaron las de tamaño medio (Griffiths, 1968; Rajganapathi et al., 2013). Este patrón sugiere un sistema de transporte principalmente fluvial, con una clara influencia marina y una contribución adicional de sedimentos eólicos, lo cual es consistente con las condiciones morfodinámicas costeras (Sahu, 1964).

La mineralogía, determinada por Difracción de Rayos X (DRX), reveló una composición con minerales como calcita, anortita, augita y ferriwinchita. Estos minerales son fácilmente alterables durante el transporte, por lo que su presencia en los sedimentos sugiere una roca fuente cercana, es decir, un transporte corto, las relaciones elementales Th/U y Rb/Sr apoya una baja intemperización y corta distancia de la roca fuente. Por otro lado, el mineral en mayor concentración fue el cuarzo, el cual es considerado uno de los minerales con mayor resistencia, esto nos indica que existe más de una fuente de sedimentos. Los índices de meteorización presenta valores elevados de meteorización química (CIX y CIW') y

El índice de variación composicional (ICV) de Cox et al. (1995), junto con el diagrama ternario $Zr-TiO_2 \cdot 300-Al_2O_3 \cdot 15$, muestra que los sedimentos son composicionalmente inmaduros y están enriquecidos en minerales del grupo de la biotita.

Respecto al tipo de rocas fuente, los patrones de elementos mayores, trazas y tierras raras indican que los sedimentos provienen mayoritariamente de rocas ígneas félsicas e intermedias (Bhatia & Crook, 1986). Esta interpretación se refuerza con la geología regional, donde afloran unidades de tobas riolíticas, dacíticas, ignimbritas y pumicitas, así como algunas andesitas con tendencia ácida. Dichas litologías, de naturaleza predominantemente félsica, constituyen la principal fuente de aporte sedimentario a las playas de estudio. Resultados como inmadurez composicional, baja alteración química y minerales lábiles sugieren un transporte sedimentario corto, posiblemente desde unidades volcánicas próximas, sin que se produjeran procesos prolongados de retrabajo o meteorización intensa.

En el caso de la calidad del sedimento, la playa Navarro mostró importantes sistemas lagunares, la presencia del río Nautla y su influencia de la pluma del río, zonas urbanas aledañas donde la influencia se refleja en la zona costera, con aumento en las concentraciones de ciertos metales pesados y por consiguiente la contaminación ambiental. En el caso de Boquilla de Piedra se observó una influencia del sistema litoral debido a que no existe sistemas lagunares y zonas urbanas en comparación con Navarro. De acuerdo con los diferentes indicadores ambientales, existe evidencia de contaminación por actividades agrícolas, industriales y petroleras, la contaminación va de moderada a severa por As, Cd, V, Cr, Sr y Zn para la playa Navarro, mientras que para Boquilla de Piedra principalmente la contaminación fue de As, Cd y Sr.



A partir de los resultados obtenidos, se puede inferir que los sedimentos de Navarro y Boquilla de Piedra probablemente provienen de la Faja Volcánica Transmexicana, compuesta de basalto, andesita basáltica y andesita (Fig. 32). El río Nautla, de gran importancia, alimenta sedimentos al Golfo de México, con influencia principalmente en la playa Navarro y posteriormente en la playa Boquilla de Piedra. Existen minerales inmaduros con baja cantidad de sílice y el enriquecimiento con Fe (anfíbol, piroxeno y olivino) se debe a que sus rocas parentales hacen que la playa se encuentre próxima al dominio fuente. Durante el invierno, cuando realizamos el trabajo de campo, los vientos del noreste causan que la corriente litoral fluya de norte a sur. Los ríos Tecolutla y Nautla cercanos al área de estudio drenan sedimentos de la Faja Volcánica Transmexicana y transportan abundantes detritos volcánicos y litoclastos distintivos de caliza hasta 60 km al sur (Self, 1977).

Capítulo 7: Conclusiones

El estudio de las playas Navarro y Boquilla de Piedra permitió observar desde el punto de vista granulométrico mismas condiciones hidráulicas en ambas playas, donde la energía fue constante. El transporte sedimentario fue principalmente fluvial, con influencia marina y una significativa aportación de sedimentos de origen eólico, donde las rocas fuente son cercanas a la zona costera corroborado por los índices de intemperismo y relaciones de Th/U y Rb/Sr. Mineralógicamente se observó una abundancia de calcio vinculada a minerales como calcita, anortita, augita y ferriwinchita.

Con ayuda de los elementos traza y tierras raras se observó una procedencia félsica, e intermedia para ambas playas.

Los datos geoquímicos revelan que los sedimentos de ambas playas Navarro y Boquilla de Piedra se derivaron de las rocas ígneas intermedias en la Faja Volcánica Transmexicana y la cuenca del río Nautla, mismos que han sido transportados a las playas por el río Nautla.

Los índices de óxido-reducción muestran que los sedimentos fueron depositados bajo condiciones oxidantes, lo cual favoreció la precipitación y posterior enriquecimiento de ciertos elementos traza.

Finalmente, se observan aspectos de contaminación diferenciados entre ambas playas, esto debido a factores como la cercanía de la desembocadura del río Nautla y zonas urbanas en el caso de playa Navarro que exhibe un deterioro ambiental más severo y generalizado, con enriquecimiento de Cd, V, Zn, Cr, As y Co asociados a fuentes industriales y agroquímicas, mientras que en Boquilla de Piedra la contaminación se limita principalmente al Cd, As y Sr.

Referencias

- Abraham, G. M. S., & Parker, R. J. (2007). Assessment of heavy metal enrichment factors and the degree of contamination in marine sediments from Tamaki Estuary, Auckland, New Zealand. *Environmental Monitoring and Assessment*, 136(1–3), 227–238. <https://doi.org/10.1007/s10661-007-9678-2>
- Allen, J. R. L. (1985). *Principles of physical sedimentology*. Springer.
- Anaya-Gregorio, A., Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M. L., Montiel-García, P. C., & Ramos-Vázquez, M. A. (2018). Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Palaeogeography*, 7(1), 3. <https://doi.org/10.1186/s42501-018-0005-3>
- Arche, A. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Vol. 1). <http://publicaciones.060.es>
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A., Garcia, D., Eby, G. N., Balaram, V., & Cruz-Ortiz, N. L. (2012). Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Geochemistry*, 72(4), 345–362. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.07.003>
- Armstrong-Altrin, J. S., Madhavaraju, J., Vega-Bautista, F., Ramos-Vázquez, M. A., Pérez-Alvarado, B. Y., Kasper-Zubillaga, J. J., & Ekoa Bessa, A. Z. (2021). Mineralogy and geochemistry of Tecolutla and Coatzacoalcos beach

- sediments, SW Gulf of Mexico. *Applied Geochemistry*, 134, 105103.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105103>
- Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Balaram, V., & 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.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.012>
- Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J., & Córdoba-Saldaña, L. P. (2014). Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: Implications for provenance and tectonic setting. *TURKISH JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 23, 533–558. <https://doi.org/10.3906/yer-1309-21>
- Armstrong-Altrin, J. S., Ramos-Vázquez, M. A., Madhavaraju, J., Marca-Castillo, M. E., Machain-Castillo, M. L., & Márquez-García, A. Z. (2022). Geochemistry of marine sediments adjacent to the Los Tuxtlas Volcanic Complex, Gulf of Mexico: Constraints on weathering and provenance. *Applied Geochemistry*, 141, 105321. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105321>
- Bhatia, M. R., & Crook, K. A. W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 181–193.
<https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Bhuiyan, M. A. H., Dampare, S. B., Islam, M. A., & Suzuki, S. (2015). Source apportionment and pollution evaluation of heavy metals in water and sediments of Buriganga River, Bangladesh, using multivariate analysis and

- pollution evaluation indices. *Environmental Monitoring and Assessment*, 187(1), 4075. <https://doi.org/10.1007/s10661-014-4075-0>
- Bolhar, R., Kamber, B. S., Moorbath, S., Fedo, C. M., & Whitehouse, M. J. (2004). Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1), 43–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.016>
- Carlson, D. H., Plummer, C. C., Hammersley, L., Plummer, C. C., & Hammersley, L. (2011). *Physical geology: Earth revealed* (9th ed). McGraw-Hill.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J. J., Martínez-Serrano, R. G., Cabrera-Ramírez, M., Rosales Hoz, L., Alatorre Mendieta, M. A., Márquez-García, A. Z., & Lozano-Santa Cruz, R. (2019). Provenance inferred through modern beach sands from the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geological Journal*, 54(1), 552–563. <https://doi.org/10.1002/gj.3205>
- Chatterjee, M., Silva Filho, E. V., Sarkar, S. K., Sella, S. M., Bhattacharya, A., Satpathy, K. K., Prasad, M. V. R., Chakraborty, S., & Bhattacharya, B. D. (2007). Distribution and possible source of trace elements in the sediment cores of a tropical macrotidal estuary and their ecotoxicological significance. *Environment International*, 33(3), 346–356. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2006.11.013>
- Cox, R., Lowe, D. R., & Cullers, R. L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14), 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Cullers, R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of

- Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51(3), 181–203.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8)
- Dai, J., Song, J., Li, X., Yuan, H., Li, N., & Zheng, G. (2007). Environmental changes reflected by sedimentary geochemistry in recent hundred years of Jiaozhou Bay, North China. *Environmental Pollution*, 145(3), 656–667.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2006.10.005>
- Ergin, M., Saydam, C., Baştürk, Ö., Erdem, E., & Yörük, R. (1991). Heavy metal concentrations in surface sediments from the two coastal inlets (Golden Horn Estuary and İzmit Bay) of the northeastern Sea of Marmara. *Chemical Geology*, 91(3), 269–285. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90004-B](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90004-B)
- Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, H., & Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343–378. <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a5>
- Folk, R. L. (1966). A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6(2), 73–93.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1966.tb01572.x>
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), 3–26.

<https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Friedman, G. M. (1962). On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *The Journal of Geology*, 70(6), 737–753. <https://doi.org/10.1086/jg.70.6.30066373>

Friedman, G. M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 37. <https://doi.org/10.1306/74D716CC-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Galán, E., Gómez-Ariza, J. L., González, I., Fernández-Caliani, J. C., Morales, E., & Giráldez, I. (2003). Heavy metal partitioning in river sediments severely polluted by acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt. *Applied Geochemistry*, 18(3), 409–421. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00092-6](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00092-6)

García, D., Fontelles, M., & Moutte, J. (1994). Sedimentary Fractionations between Al, Ti, and Zr and the Genesis of Strongly Peraluminous Granites. *The Journal of Geology*, 102(4), 411–422. <https://doi.org/10.1086/629683>

Garzanti, E., & Resentini, A. (2016). Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336, 81–95. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.013>

Godwyn-Paulson, P., Jonathan, M. P., Rodríguez-Espinosa, P. F., & Rodríguez-Figueroa, G. M. (2022). Rare earth element enrichments in beach sediments from Santa Rosalia mining region, Mexico: An index-based environmental approach. *Marine Pollution Bulletin*, 174, 113271. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.113271>

- Griffiths, J. C. (1968). The use of geostatistics: Scientific method in analysis of sediments. *International Series in the Earth and Planetary Sciences.*, 508.
- Hakanson, L. (1980). An ecological risk index for aquatic pollution control.a sedimentological approach. *Water Research*, 14(8), 975–1001.
[https://doi.org/10.1016/0043-1354\(80\)90143-8](https://doi.org/10.1016/0043-1354(80)90143-8)
- Harnois, L. (1988). The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3–4), 319–322.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90137-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6)
- Huerta-Diaz, M. A., Delgadillo-Hinojosa, F., Hernández-Ayón, M., Segovia-Zavala, J. A., García-Esquivel, Z., López-Zárate, H., Siqueiros-Valencia, A., & Galindo-Bect, S. (2008). Diagnosis of trace metal contamination in sediments: The example of Ensenada and El Sauzal, two harbors in Baja California, Mexico. *Marine Environmental Research*, 66(3), 345–358.
<https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2008.05.008>
- Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 22.
<https://doi.org/10.1306/D42694DB-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Jones, B., & Manning, D. A. C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1–4), 111–129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X)
- Looi, L. J., Aris, A. Z., Yusoff, F. Md., Isa, N. M., & Haris, H. (2019). Application of enrichment factor, geoaccumulation index, and ecological risk index in assessing the elemental pollution status of surface sediments. *Environmental Geochemistry and Health*, 41(1), 27–42.

<https://doi.org/10.1007/s10653-018-0149-1>

- Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J. S., Pillai, R. B., & Pi-Puig, T. (2021). Geochemistry of sands from the Huatabampo and Altata beaches, Gulf of California, Mexico. *Geological Journal*, 56(5), 2398–2417. <https://doi.org/10.1002/gj.3864>
- McCammon, R. B. (1962). Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. *The Journal of Geology*, 70(4), 453–465. <https://doi.org/10.1086/626836>
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, 21, 169–196.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4), 2000GC000109. <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. En *Geological Society of America Special Papers* (Vol. 284, pp. 21–40). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Morales-García, S. S., Meza-Olvera, E., Shruti, V. C., & Sedeño-Díaz, J. E. (2020). Assessment of metal contamination and their ecological risks in wetland sediments of the former Texcoco saline lake, Mexico. *Journal of Soils and Sediments*, 20(7), 2912–2930. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02613-3>
- Müller, A., Bhattacharyya, R. G., & Pfefferkorn, B. (1979). Eine einfache Darstellung der binären Metall-Schwefel-Cluster $[\text{Mo}_3 \text{S}_{13}]^{2-}$ und $[\text{Mo}_2 \text{S}_{12}]^{2-}$ aus MoO_4^{2-}

- in praktisch quantitativer Ausbeute. *Chemische Berichte*, 112(2), 778–780.
<https://doi.org/10.1002/cber.19791120240>
- Navarrete-Rodríguez, G., Castañeda-Chávez, M. D. R., & Lango-Reynoso, F. (2020). Geoaccumulation of heavy metals in sediment of the fluvial–lagoon–deltaic system of the Palizada River, Campeche, Mexico. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 17(3), 969. <https://doi.org/10.3390/ijerph17030969>
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715–717.
<https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed). Wiley-Blackwell.
- Papakostidis, G., Grimanis, A. P., Zafiropoulos, D., Griggs, G. B., & Hopkins, T. S. (1975). Heavy metals in sediments from the Athens sewage outfall area. *Marine Pollution Bulletin*, 6(9), 136–139.
[https://doi.org/10.1016/0025-326X\(75\)90170-8](https://doi.org/10.1016/0025-326X(75)90170-8)
- Pekey, H. (2006). Heavy metal pollution assessment in sediments of the Izmit Bay, Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 123(1–3), 219–231.
<https://doi.org/10.1007/s10661-006-9192-y>
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1987). *Sand and sandstone*. Springer New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>
- Rajganapathi, V. C., Jitheshkumar, N., Sundararajan, M., Bhat, K. H., & Velusamy, S. (2013). Grain size analysis and characterization of sedimentary environment along Thiruchendur coast, Tamilnadu, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(12), 4717–4728. <https://doi.org/10.1007/s12517-012-0709-0>

- Ramírez-Herrera, M.-T., Lagos, M., Hutchinson, I., Kostoglodov, V., Machain, M. L., Caballero, M., Goguitchaichvili, A., Aguilar, B., Chagué-Goff, C., Goff, J., Ruiz-Fernández, A.-C., Ortiz, M., Nava, H., Bautista, F., Lopez, G. I., & Quintana, P. (2012). Extreme wave deposits on the Pacific coast of Mexico: Tsunamis or storms? — A multi-proxy approach. *Geomorphology*, 139–140, 360–371. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.11.002>
- Ramos-Vázquez, M. A., & Armstrong-Altrin, J. S. (2019). Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the southwestern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 110, 650–675. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.032>
- Ramos-Vázquez, M. A., & 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(1), 20. <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00101-4>
- Robin, C. (1976). Las series volcanicas de la Sierra Madre Oriental (basaltos e ignimbritas) descripción y caracteres químicos. *Geodynamics research center*, 30.
- Rosales Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Santiago Perez, S., & Morales De La Garza, E. (2005). Spatial trends in the geochemical composition of sediments in the Panuco River discharge area, Gulf of Mexico. *Environmental Geology*, 48(4–5), 496–506. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-1300-8>
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1–2), 119–139.

[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)

Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). *3.01 Composition of the Continental Crust* (Vol. 3).

Rueda-Garzon, L. F., Miranda-Avilés, R., Carrillo-Chávez, A., Puy-Alquiza, M. J., Morales-Martinez, J. L., & Zanol, G. (2022). Contamination assessment and potential sources of heavy metals and other elements in sediments of a basin impacted by 500 years of mining in central Mexico. *Environmental Monitoring and Assessment*, 194(10), 729. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10421-0>

Sahu, B. K. (1964). Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 34. <https://doi.org/10.1306/74D70FCE-2B21-11D7-8648000102C1865D>

SGM. (2007). *Geological-mining monograph of the state of Veracruz* (segunda).

SGM. (2018). *Monografía geológica minera del estado de Veracruz*.

Soto-Jiménez, M., Páez-Osuna, F., & Ruiz-Fernández, A. C. (2003). Geochemical evidences of the anthropogenic alteration of trace metal composition of the sediments of Chiricahueto marsh (SE Gulf of California). *Environmental Pollution*, 125(3), 423–432. [https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(03\)00083-6](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(03)00083-6)

Szefer, P., Kusak, A., Szefer, K., Glasby, G. P., Jankowska, H., Wolowicz, M., & Ali, A. A. (1998). Evaluation of the anthropogenic index of metallic pollutants into Puck Bay, southern Baltic. *Applied Geochemistry*, 13, 293–304.

Tarbut, E. (2013). *Ciencias de la tierra: Una introducción a la geología física* (décima). Pearson.

Trask, P. D. (1930). Mechanical analyses of sediments by centrifuge. *Economic Geology*, 25(6), 581–599. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.25.6.581>

Tucker, M. E. (2003). *Petrología Sedimentaria: Una Introducción al Origen de las*

Rocas Sedimentarias (tercera). Blackwell Science.

Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25(1), 655–744.

<https://doi.org/10.1130/GSAB-25-655>

Vergara, A., Zárate, J., De la Calleja, M., & Jiménez, A. (2000). *Carta Geológico-minera Veracruz E14-3* (p. 90). Consejo de Recursos Minerales.

Verma, S.P., & Armstrong-Altrin, J.S. (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, 355(4), 117–133.

Vital, H., & Stattegger, K. (2000). Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River. *Chemical Geology*, 168(1–2), 151–168.

[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00191-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00191-1)

Wakida, F. T., Lara-Ruiz, D., Temores-Peña, J., Rodriguez-Ventura, J. G., Diaz, C., & Garcia-Flores, E. (2008). Heavy metals in sediments of the Tecate River, Mexico. *Environmental Geology*, 54(3), 637–642.

<https://doi.org/10.1007/s00254-007-0831-6>

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>