



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANÁLISIS DE MINERALES LIGEROS Y PESADOS EN
DUNAS COSTERAS DEL LITORAL ESTE DE OAXACA,
MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

DANIEL PATIÑO ANDRADE



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JUAN JOSÉ KASPER ZUBILLAGA
CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX
2022**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Esta investigación fue realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM << PAPIIT IN105919, Estudio de dunas costeras y continentales en México: implicaciones para propuesta de programas piloto de energía eólica >>. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Mamá, muchísimas gracias por siempre estar ahí en las buenas y en las malas, por ser mi máxima motivación para seguir adelante, por estar ahí cuando más necesitaba un abrazo de confort y aliento, por ser mi confidente, consejera y guía, te agradezco hoy y siempre. **Papá**, te agradezco infinitamente que siempre procuraste por mí a lo largo de mi vida académica y personal, tus enseñanzas y consejos me ayudaron a forjar el camino por el cual me desplazaré el resto de mi vida, bases que me han hecho lo que soy hoy, eso lo agradeceré siempre. **Miriam**, gracias por leer este trabajo más veces que nadie (unas 700 xd), por prestarme tu oído desde los momentos más difíciles hasta los más divertidos, por ser mi compañera de mil batallas y mil estupideces inverosímiles, por ser la persona más especial en mi vida, te quiero Marion.

Henry and Diane, I thank you guys for showing me day-in and day-out that love, kindness and determination can overcome anything, Despite of the distance between us, I always felt your support through good and hard times, without that, I wouldn't be here, and for that, I'll always be grateful. A las familias **Lara Patiño, Patiño Raimondi y Patiño Solana**, les agradezco el apoyo continuo a lo largo de los años, por su cercanía conmigo y la buena convivencia que los hace una gran familia. **Beto, Carlos y Mariana**, muchas gracias por grandes momentos de risa y alegría. Les agradezco siempre estar ahí para mí, y yo estaré para ustedes siempre.

Chris, Danny, Arturo, María, Edu, Fer, Les agradezco por nuestra larga amistad, atesoro muchísimo los recuerdos que tenemos juntos y espero que hagamos muchos más. **Vic e Isma**, muchísimas gracias por hacer de CCH una experiencia increíble, si bien nuestros caminos han tomado rumbos distintos, no olvido lo importante que fueron, que son y que serán siempre. **Emilio, Echéri, Emiliano, Iri, Marianita, Cami, Isaac, Saraí y Alexa**, muchas gracias por formar parte de los mejores años de mi vida, de ustedes me llevo muchas vivencias y grandes amistades. **Luisa y Lau**, les agradezco por convertirse en unas de las personas más especiales de mi vida, el apoyo que me brindaron se hizo sentir fuerte. Siempre podrán contar conmigo sin importar que. **Alex**, compañero de tesis y gran amigo, mil gracias por el apoyo que me diste durante todo este proceso, pero más que eso, gracias por una entrañable amistad. **Esteban y Cochul**, mis panas de panas, les agradezco por la gran amistad que forjamos durante estos años, espero que pronto podamos llegar muy lejos.

Raymundo, Teo, Berlaine y María del Mar, les agradezco infinitamente sus críticas, comentarios, observaciones y paciencia a lo largo de los diversos procedimientos para que este trabajo alcanzara este punto.

Kasper, te agradezco por la oportunidad que me diste de trabajar contigo y por permitirme conocer a la gran persona que eres. Me llevo con cariño todas las enseñanzas, tanto académicas como personales, que me otorgaste a lo largo de tres años. En los buenos y malos momentos siempre tuviste la disponibilidad y la convicción de apoyarme y por eso siempre estaré agradecido.

Resumen

Las dunas costeras son depósitos sedimentarios susceptibles a sufrir pérdidas y/o ganancias de minerales ligeros y pesados dependiendo de la estabilidad de estos minerales en función de diversos factores como dinámica costera, litología, relieve y clima. El estudio de los minerales ligeros y pesados es una herramienta esencial para la interpretación de la influencia de los procesos eólicos, marinos y fluviales en la caracterización composicional de un sedimento. En el presente estudio se llevó a cabo el análisis de minerales principales (cuarzo, feldespato y plagioclasa), subordinados (anfíbol, piroxeno, minerales opacos y óxidos) y fracciones líticas en sedimentos distribuidos a lo largo de la costa este de Oaxaca, en los alrededores del puerto de Salina Cruz. Se realizó la recolección de 125 muestras de arena de duna y río de la zona de estudio. Las muestras fueron separadas para elaborar láminas delgadas para su análisis modal, análisis de tamaño de grano (a través de un detector láser) y análisis de difracción de Rayos X (a través de un difractómetro). A partir de la información obtenida, se logró determinar la composición de la arena, clasificándola en dos grandes grupos: arena lito-cuarzo-feldespática y arena feldespato-lito-cuarzosa, con componentes asociados a una fuente principal granítica (cuarzo monocristalino con extinción paralela, microclina/ortoclasa y biotita), una fuente secundaria metamórfica de bajo grado (cuarzo policristalino con extinción ondulante y actinolita) y una tercera fuente subordinada asociada a componentes volcánicos ignimbríticos, sedimentarios y metamórficos de alto grado. Finalmente, se determinó que la arena tiene una procedencia local, debido a las características de los granos encontrados.

Palabras Clave: Dunas, minerales, líticos, procedencia, análisis modal, litoral, Salina Cruz, Oaxaca.

Índice General

| | |
|--|----|
| 1. Introducción..... | 7 |
| 1.1 Génesis sedimentaria y características principales de las dunas..... | 7 |
| 1.2 Antecedentes..... | 9 |
| 1.3 Objetivos..... | 10 |
| 1.3.1 Objetivo General..... | 10 |
| 1.3.2 Objetivos Particulares..... | 10 |
| 1.4 Hipótesis..... | 11 |
| 1.5 Justificación..... | 11 |
| 2. Marco Teórico (Zona de estudio)..... | 13 |
| 2.1 Ubicación Geográfica | 13 |
| 2.2 Marco Geológico..... | 14 |
| 2.3 Marco Topográfico..... | 17 |
| 2.4 Las Dunas como Sistema Sedimentario..... | 17 |
| 2.4.1 Clasificación de Dunas..... | 17 |
| 2.4.1.1 Por complejidad Morfológica..... | 18 |
| 2.4.1.2 Respecto a la dirección del viento..... | 18 |
| 2.4.1.3 Respecto a la naturaleza del depósito..... | 18 |
| 2.4.1.3.1 Generadas por obstáculos topográficos..... | 19 |
| 2.4.1.3.2 Generadas bajo la influencia de la vegetación..... | 20 |
| 2.4.1.3.3 Dunas Libres..... | 21 |
| 2.5 Marco Fluvial..... | 22 |
| 2.6 Clima..... | 22 |
| 2.7 Régimen Eólico..... | 23 |
| 2.8 Oceanografía Física (corrientes litorales, oleaje)..... | 24 |
| 3. Metodología..... | 26 |
| 3.1 Trabajo de Campo..... | 26 |
| 3.2 Trabajo de Laboratorio..... | 26 |
| 3.2.1 Roseta de viento..... | 27 |
| 3.2.2 Determinación Granulométrica..... | 27 |

| | | |
|----------|--|----|
| 3.2.3 | Análisis Modal..... | 29 |
| 3.2.4 | Análisis de Difracción de Rayos X..... | 30 |
| 4. | Resultados..... | 31 |
| 4.1 | Dunas en la Zona de Estudio..... | 31 |
| 4.1.1 | Dunas del Oeste..... | 31 |
| 4.1.2 | Dunas del Este..... | 33 |
| 4.2 | Dirección y Velocidades de Viento registradas..... | 38 |
| 4.3 | Determinación Granulométrica..... | 39 |
| 4.4 | Análisis Modal..... | 42 |
| 4.4.1 | Componentes Subordinados..... | 44 |
| 4.4.2 | Análisis por Localidades..... | 47 |
| 4.4.2.1. | Ríos..... | 47 |
| 4.4.2.2. | Dunas..... | 47 |
| 4.4.3 | Diagramas Ternarios..... | 48 |
| 4.5 | Análisis de Difracción de Rayos X..... | 53 |
| 5. | Discusión..... | 59 |
| 5.1 | Granulometría..... | 59 |
| 5.1.1 | Ríos..... | 59 |
| 5.1.2 | Dunas..... | 59 |
| 5.2 | Mineralogía..... | 61 |
| 5.2.1 | Análisis General y Difracción de Rayos X..... | 61 |
| 5.2.2 | Ríos..... | 64 |
| 5.2.3 | Dunas del Oeste..... | 65 |
| 5.2.4 | Dunas del Este..... | 67 |
| 6. | Conclusiones..... | 70 |
| 7. | Referencias..... | 72 |
| | Anexo..... | 79 |

Índice de Figuras

| | |
|---|----|
| 1. Figura 1. Ubicación Geográfica de la zona de estudio..... | 13 |
| 2. Figura 2. Mapa Geológico de la zona de estudio..... | 16 |
| 3. Figura 3. Dunas eco, trepadoras, sobre acantilados y de sotavento..... | 20 |
| 4. Figura 4. Mapa de corrientes eólicas y oceanográficas de la zona de estudio..... | 24 |
| 5. Figura 5. Dunas longitudinales y parabólicas de La Colorada..... | 32 |
| 6. Figura 6. Dunas embrión vegetadas de La Garrapatera..... | 33 |
| 7. Figura 7. Dunas embrión y mega duna de Concepción Bamba..... | 34 |
| 8. Figura 8. Dunas parabólicas y barján de Chipehua..... | 35 |
| 9. Figura 9. Dunas parabólicas de Playa Azul..... | 36 |
| 10. Figura 10. Estrías eólicas en rocas volcanosedimentarias de CB-CH y PA..... | 37 |
| 11. Figura 11. Costas de la playa de La Ventosa..... | 38 |
| 12. Figura 12. Rosetas de viento de la zona de estudio..... | 39 |
| 13. Figura 13. Gráfico de clasificación contra tamaño de grano..... | 42 |
| 14. Figura 14. Fotomicrografías de componentes en lámina delgada..... | 46 |
| 15. Figura 15. Diagrama ternario C-F-L..... | 49 |
| 16. Figura 16. Diagrama ternario C-P-Fk..... | 50 |
| 17. Figura 17. Diagrama ternario Lm-Lv-Ls..... | 50 |
| 18. Figura 18. Diagrama ternario M-Px-Anf..... | 51 |
| 19. Figura 19. Diagrama ternario Op-Anf-Grt..... | 52 |
| 20. Figura 20. Diagrama ternario Op-M-Grt..... | 53 |
| 21. Figura 21. Difractograma de Río Zimatán..... | 54 |
| 22. Figura 22. Difractograma de Río Huilotepec..... | 55 |
| 23. Figura 23. Difractograma de muestra PA-5-B..... | 55 |
| 24. Figura 24. Difractograma de muestra CB-2-C..... | 56 |
| 25. Figura 25. Difractograma de muestra CH-1-C..... | 57 |
| 26. Figura 26. Difractograma de muestra CB_CH..... | 57 |

Índice de Tablas

| | |
|--|----|
| 1. Tabla 1. Parámetros texturales..... | 40 |
| 2. Tabla 2. Conteos modales de componentes principales..... | 43 |
| 3. Tabla 3. Conteos modales de componentes subordinados..... | 45 |

1. Introducción

1.1 *Génesis sedimentaria y Características Principales de las Dunas*

La Geología es la ciencia que estudia los materiales que componen al planeta Tierra y, mediante el uso del método científico, busca comprender los aspectos naturales terrestres así como la explicación de los procesos que se desarrollan en su interior y en la superficie de la misma (Carlson et al., 2019). En cuanto a los procesos que se desarrollan sobre la superficie de la Tierra, la meteorización y la erosión, incluyendo la acción del viento, los ríos y las corrientes oceánicas superficiales, son algunos de los procesos sedimentarios que controlan la dinámica de los sedimentos (Tarbuck & Lutgens, 2005). Intemperismo, erosión, transporte y diagénesis son procesos relevantes en la interpretación sedimentológica y mineralógica sobre la génesis de los sedimentos depositados en ambientes recientes, factores estudiados por la sedimentología.

La sedimentología es la rama de la geología que enfoca su estudio en el origen y la evolución de los sedimentos mediante la investigación de los procesos de meteorización (erosión e intemperismo), transporte (por agua, viento o gravedad) y la deposición de los mismos, la cual ocurre una vez que los medios de transporte ya no son capaces de mover al material sedimentario (Boggs, 2006). Existen diversas cuencas en las que los sedimentos pueden depositarse, las cuales van desde fluviales y lacustres hasta costeras y marinas. Los agentes de transporte y las condiciones de depósito influyen en el arreglo de los granos al momento de depósito, permitiendo el desarrollo de estructuras sedimentarias desde simples hasta más complejas como son las rizaduras y las dunas, siendo estas últimas el enfoque principal de la presente investigación.

Estos sistemas de duna se generan a partir de patrones controlados por el viento. Los procesos eólicos, dentro del contexto geológico, son aquellos en los cuales interviene la acción del viento mediante erosión, transporte y/o deposición que surge del movimiento

del aire sobre la superficie terrestre (Lancaster, 1985; Kasper-Zubillaga & Carranza-Edwards, 2005; ; Pye & Tsoar, 2009; Garzanti et al., 2012a, 2013, 2015; Muhs, 2017).

Una duna es una acumulación de sedimentos de tamaño arena depositados por el viento y moldeados en forma de lecho por deflación y deposición. Las dunas están conformadas por arena roca-mineral, agregados de arcilla tamaño arena, sales, e incluso, cristales de hielo (Livingstone & Warren, 1996). El viento transporta a los granos de tamaño arena principalmente por saltación, arrastre y suspensión cuando la velocidad del viento es lo suficientemente alta (Pye & Tsoar, 2009; Muhs et al., 2019).

Se distinguen dunas que se forman en el continente y dunas que se desarrollan en las costas. En el caso de las dunas costeras, la fuente de arena es aquella que se deposita en las playas, controlada por las corrientes oceánicas y/o por corrientes fluviales. Cuando la arena de la playa queda expuesta al aire durante un tiempo suficiente, es susceptible a la acción del viento, dando inicio a la formación de dunas costeras (Fryberger & Dean, 1979; Jiménez-Orocio et al., 2014).

La dinámica y evolución de las dunas está influida por la vegetación desde el inicio de su formación hasta su desarrollo en el espacio-tiempo. Además de presentar un aspecto estructural para la duna, la vegetación por si misma forma parte de un ecosistema caracterizado por micro hábitats de especies de flora y fauna particulares. Esto se debe a la interacción de diversos ambientes en relativamente pequeñas porciones de terreno (Pye & Tsoar, 2009; Castillo et al., 1991).

Las dunas costeras son depósitos susceptibles a sufrir pérdidas y/o ganancias de minerales ligeros y pesados, dependiendo de la estabilidad de los mismos en función del clima, relieve, oleaje, corrientes litorales, intemperismo y selectividad de transporte de arena. El estudio de estos minerales es una herramienta esencial para la interpretación de la influencia de los procesos eólicos, marinos y fluviales (Komar & Chi Wang, 1984; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007; Garzanti et al., 2013, 2015; Muhs, 2017; Mendieta-Lora et.al., 2018; Mejía-Ledezma et al., 2020).

1.2 Antecedentes

Existen varios antecedentes de estudios de dunas en la República Mexicana. Se registran al menos 156 artículos científicos hasta el año 2015, dentro de los cuales solo el 25% concentran su estudio sobre la morfología, mineralogía y geología de las dunas costeras (Jiménez-Orocio et al., 2015). El estudio de dunas costeras en el país se puede dividir en cuatro secciones: Pacífico norte-noroeste, Pacífico sur, Golfo de México y península de Yucatán. En el Golfo de México los estudios sobre las dunas se basan en la tasa de intemperismo en minerales provenientes del Eje Neovolcánico, y su mineralogía/petrografía para discutir el tipo de transporte, concluyendo que la arena que ahí yace presenta composiciones que van de cuarzo-feldespáticas a feldespato-líticas, con componentes provenientes de rocas basálticas y andesíticas (Kasper-Zubillaga et al., 1999, 2003). Además de la composición, se sugiere al viento como el medio de transporte de los componentes, con indicios de permanencia subacuática durante intervalos cortos de tiempo y aporte fluvial significativo (Kasper-Zubillaga & Dickinson, 2001; Kasper-Zubillaga et al., 2013; Mendieta-Lora et al., 2018; Mejía-Ledezma et al., 2020).

En el noroeste de México existen estudios mineralógicos, geoquímicos y texturales en arena eólica, tanto costera como desértica, donde se identifican composiciones referentes a rocas intrusivas (granito y granodiorita), fuentes sedimentarias (depósitos aluviales) y fuentes parcialmente metamorfoseadas (esquistos y líticos metamórficos presentes en depósitos de aluvión). Aunado a esto, se sugieren al viento, corrientes mareales y fluviales asociadas al delta del Río Colorado, ubicado al norte del Mar de Cortés, como medio de transporte (Kasper-Zubillaga & Carranza-Edwards, 2005; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007; Kasper-Zubillaga et al, 2008; Kasper-Zubillaga et al., 2008; Kasper-Zubillaga, 2009). En la península de Yucatán se concentran la mayoría de estudios ecológicos y de flora en específico, debido a su característica de alteración a partir del turismo (Torres et al., 2010). De igual forma existen estudios sedimentológicos y geoquímicos en las playas de la península, centrados principalmente en la naturaleza de los componentes biogénicos de la arena (Kasper-Zubillaga et al., 2017).

En el Pacífico sur existe un estudio sedimentológico, mineralógico y geoquímico en playas del Golfo de Tehuantepec, donde se identifica arena rica en feldespato hacia el oeste, cuya composición se debe a transporte fluvial corto y al aporte de cuarzo transportado por los vientos Tehuanos. También se identificó arena rica en líticos volcánicos hacia el este, debido al aporte de corrientes litorales y a la influencia del volcán Tacaná. Finalmente, se concluye que es posible inferir la procedencia de la arena, considerando procesos endógenos, a través del análisis de textura, petrografía y geoquímica (Carranza-Edwards et al., 2019). El presente estudio es la primera investigación sobre procedencia en dunas costeras al sur del pacífico, especialmente, al sur del estado de Oaxaca (Jiménez-Orocio et al., 2015).

1.3 *Objetivos*

1.3.1 *Objetivo General*

Realizar un análisis mineralógico de fracciones ligeras y pesadas (gravedad específica 2.0 g cm⁻³ y > 2.85 g cm⁻³, respectivamente) en arena de dunas costeras del litoral este de Oaxaca, México, para entender los factores dominantes (dinámica costera, litología, relieve y clima) que controlan la mineralogía de las mismas para poder identificar la roca fuente que les da origen.

1.3.2 *Objetivos Particulares*

- Realizar análisis mineralógicos de fracciones de minerales ligeros y pesados a partir de análisis modal para discutir pérdidas y/o ganancias de los mismos y su relación con los procesos eólicos, marinos y/o fluviales del área.
- Discutir los mecanismos de transporte eólico en mega dunas (> 200 msnm) vinculando este proceso físico al tamaño de grano de la arena y a la presencia y/o ausencia de minerales ligeros y/o pesados.

- Describir y comprender las dinámicas de transporte asociadas al fenómeno de entrapamiento de arena para establecer un modelo preliminar “source-to-sink”.
- Comprender y optimizar el uso de los recursos de laboratorio con fines de investigación y de réplica en el uso de la Arenoteca del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

1.4 *Hipótesis*

El viento es el factor dominante en el transporte y variación mineralógica de las dunas en el Pacífico sur de México, mientras que factores como corrientes litorales, marea, aporte fluvial y clima afectan a localidades específicas de forma diferente a partir de la morfología de la playa en la que se encuentran y su proximidad a los afluentes de río. Los campos de dunas presentan morfología heterogénea a lo largo de la costa, debido a barreras geomorfológicas que producen trampas de arena eólica. La procedencia de los minerales y líticos que conforman la arena es local, mientras que el tamaño de grano observado en las dunas no presenta variaciones significativas debido a la configuración de las playas de bolsillo y a los afloramientos de roca cercanos a la costa.

1.5 *Justificación*

La zona sur de México tiene una gran importancia geológica debido a su complejidad, siendo una de las más intrincadas del mundo debido a su variabilidad composicional y geocronológica (Precámbrico-Paleógeno) así como su importancia paleogeográfica para describir la reconstrucción de Pangea (Ortega-Gutérrez, 1981; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). La presente investigación aporta información sedimentológica para enriquecer los estudios geológicos del sur de México, ya que reporta por primera vez los sistemas de duna más altos del país, alcanzando 173 msnm (Kasper-Zubillaga et al., 2007; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007b; Kasper-Zubillaga et al., 2016) y, en general, tiene aporte al estudio

académico y de investigación de los campos de dunas costeras del este de Oaxaca, ya que no existen estudios sedimentológicos y mineralógicos para establecer la procedencia de la arena en esta área (Jiménez-Orocio et al., 2015).

Por otra parte, las dunas costeras son de suma importancia para diversas interacciones, comenzando porque proveen información acerca del transporte litoral, el régimen de viento de la región, transporte fluvial, clima e influencia de la roca parental en zonas litorales. Las dunas costeras son amortiguadores de tormentas y del oleaje de alta energía, además de cumplir una función ecológica fundamental, al ser micro hábitat de especies de flora y fauna particulares. Dada la importancia de los fenómenos asociados a las dunas y considerando que sólo existe un estudio en la sección Pacífico sur, se espera que el presente estudio funja como parteaguas de la investigación de las dunas en esta sección del país.

2. Marco Teórico (Zona de estudio)

2.1 Ubicación Geográfica

El área de estudio se encuentra ubicada al sur de la República Mexicana, al sureste del estado de Oaxaca, sobre la línea costera que se extiende en la zona adyacente al municipio de Salina Cruz, entre las coordenadas $15^{\circ}50'43''\text{N}/95^{\circ}59'46''\text{W}$ y $16^{\circ}14'18''\text{N}/95^{\circ}90'23''\text{W}$ (Figura 1).

El área de estudio, limita al norte con la Sierra Madre del Sur, al este con la cordillera centroamericana, al sur con el Golfo de Tehuantepec. La mayor parte de la zona de estudio se encuentra ubicada en planicies de inundación, playas de bolsillo y lechos de ríos estacionales.

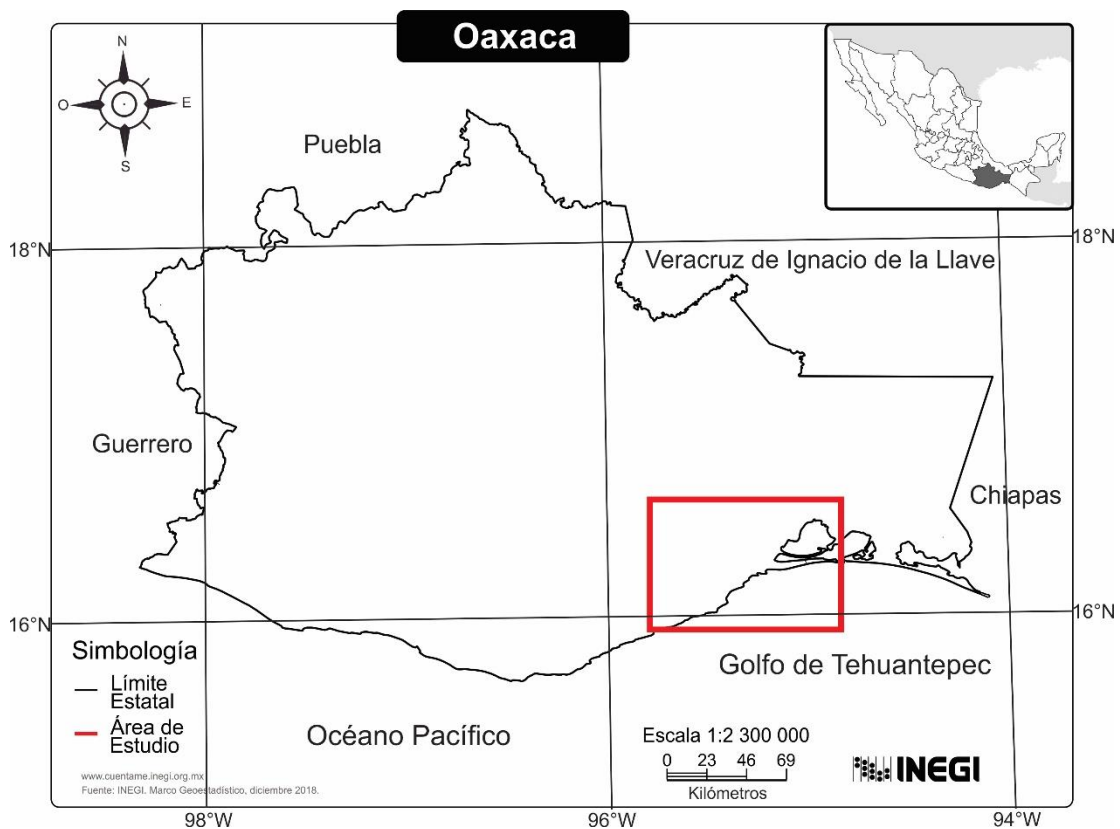


Figura 1. Mapa del estado de Oaxaca, sur de México, en el cual se muestra la zona de estudio. Modificado de INEGI (2015).

2.2 Marco Geológico

La corteza del sur de México (sur de la Faja Volcánica Transmexicana) se divide en cinco terrenos tectonoestratigráficos: Oaxaca, Mixteca, Guerrero, Xolapa y Juárez (Campa & Coney, 1983).

El área de estudio se localiza principalmente sobre el terreno Juárez y, en menor porción, sobre los terrenos Oaxaca y Xolapa. El Terreno Juárez representa la frontera con el Terreno Maya, mediante la sierra de Juárez, ubicada al este del estado de Oaxaca (Morán Zenteno, 1984). Su distribución va desde Tehuacán hasta el norte, en donde se pierde al quedar cubierto por la Faja Volcánica Transmexicana, y hasta el sur, en la región del Istmo de Tehuantepec (Ramírez-Espinosa, 2014).

De manera general, el Terreno Juárez presenta características de arco volcánico y litologías diversas, como areniscas, lutitas, calizas, volcanoclásticos y lavas andesíticas. Esta secuencia tiene un metamorfismo de bajo grado. También se observan rocas ultrabásicas, serpentinas y gabros que manifiestan una naturaleza ofiolítica, además de esquistos y gneises fuertemente milonitizados (Ramírez-Espinosa, 2014).

El Terreno Oaxaca está formado por un basamento metamórfico y una cubierta sedimentaria. El basamento está constituido de paragneises y en menor cantidad por ortogneises y cuerpos anortosíticos. El grado de metamorfismo que caracteriza a este complejo corresponde a la facies de granulitas, siendo el complejo más antiguo del sur de México, con edades aproximadas de 900 a 1100 Ma (Ortega-Gutiérrez, 1981). Por otro lado, el terreno Xolapa presenta una ocurrencia en forma de cinturón largo y angosto que se ubica a lo largo de la costa sur de los estados de Oaxaca y Guerrero. Este terreno se define por su complejo metamórfico-plutónico y por su abundancia de diferentes tipos de migmatitas. La delimitación de este terreno con aquellos que se ubican al norte del mismo es por fallas importantes y profundas. Las edades de este complejo van desde el Jurásico hasta el Terciario (Campa & Coney, 1983).

En orden cronológico de acuerdo con la Carta Geológica (Figura 2), el área de estudio se compone de rocas metamórficas del Proterozoico (PTmmet) que pertenecen al Complejo

Oaxaqueño. El Complejo Oaxaqueño está conformado por bandas de gneises granulíticos gabrónico-dioríticos y tonalíticos alternados con bandas de gneises graníticos con facies pegmatíticas en algunos lugares. La asociación mineral granulítica en los gneises gabrónicos consiste en plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno + granate + anfíbol titanífero + biotita titanífera ± cuarzo ± ilmenita. La mineralogía en los gneises graníticos es cuarzo + feldespato potásico peritítico + plagioclasa + granate + biotita titanífera ± ilmenita ± allanita (Elías-Herrera et al., 2005).

Al noreste de Salina Cruz se encuentran rocas metamórficas del Mesozoico (Mmet) pertenecientes al complejo Xolapa. Este complejo se extiende a lo largo de 600 km y presenta un ancho de aproximadamente 100 km. Las rocas del Complejo Xolapa se distribuyen a lo largo de la costa del Océano Pacífico, de forma paralela a la zona de trinchera (Ortega-Gutiérrez, 1981). La composición dominante de estas rocas son gneises y migmatitas con presencia de diversos plutones graníticos de edad Cenozoica. La asociación mineral de las rocas mencionadas consiste en cuarzo + plagioclasa + biotita + feldespato potásico ± granate, anfíbol, zircón y clorita (Pérez-Gutiérrez et al., 2009).

Al suroeste de Salina Cruz existen afloramientos de rocas metamórficas de edad Cretácica (Kmet) compuestos por esquistos y lutitas expuestos a lo largo de la costa. Las unidades mesozoicas sedimentarias y volcanosedimentarias de origen continental y marino (Jc, KiJs, Ki y Mvs) son parte de la Sierra Madre del Sur, compuesta principalmente por conglomerados, calizas, areniscas y algunas lutitas (Ortega-Gutiérrez, 1981).

Las litologías más recientes pertenecen a plutones graníticos de edad Cenozoica (Pggr), lavas y depósitos piroclásticos de composiciones dacíticas y andesíticas (Tvsc, Tv). El emplazamiento de estas rocas magmáticas se ha relacionado con los procesos de movilización del bloque de Chortís hacia su posición actual y a la resultante subducción de la placa oceánica Cocos debajo de la placa de América del Norte (Morán-Zenteno et al., 2005). Aunado a esto, se observa un pequeño afloramiento de roca sedimentaria marina del Paleoceno al noreste de la ciudad de Salina Cruz (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

Finalmente, aquellas zonas de baja elevación, adyacentes a la costa (Qc) comprenden sedimentos de tipo aluvión del Cuaternario, siendo éste el basamento más

joven de la zona de estudio, compuesto principalmente por la meteorización de las litologías antes mencionadas.

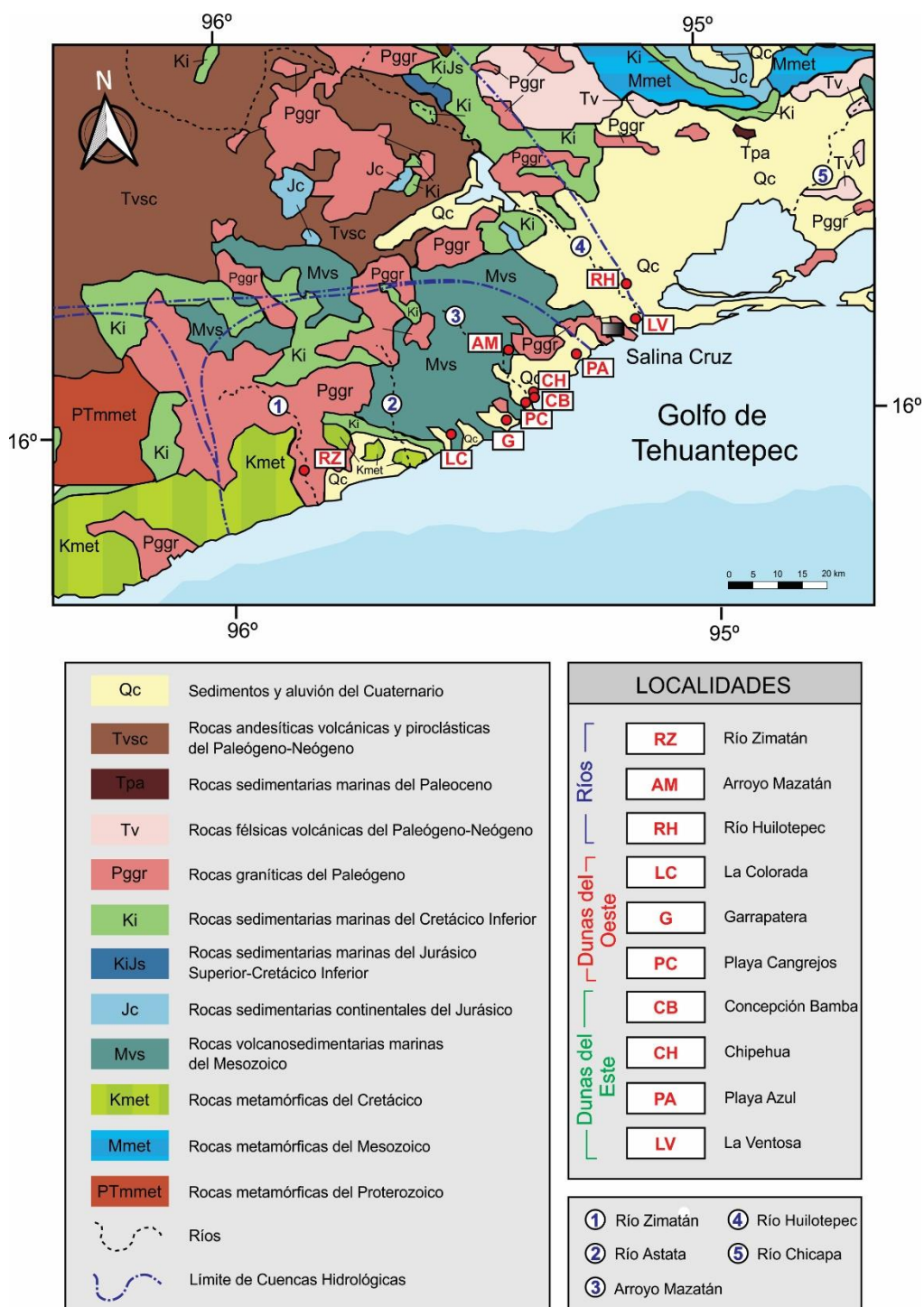


Figura 2. Mapa Geológico de la zona adyacente a Salina Cruz, Oaxaca. Modificado de Ortega-Gutiérrez (1992).

2.3 *Marco Topográfico*

La sierra Madre del Sur y la Sierra Madre de Chiapas se elevan hacia el oeste y el este, respectivamente, con alturas de cresta >3.000 msnm. En la zona adyacente al municipio de Salina Cruz se observa una llanura costera amplia, de aproximadamente 20 a 23 km de ancho que se ubica hacia el este del mar abierto del istmo, mientras que hacia al oeste, la llanura costera se estrecha hasta un punto donde casi desaparece y en su lugar vemos un litoral rocoso con playas de bolsillo (Carranza-Edwards et al., 2019).

La zona cercana a Salina Cruz presenta un relieve con poca elevación debido a su cercanía con el litoral del pacífico, siendo predominantes las zonas de inundación. Dicho litoral alberga a las bahías de Salina Cruz y La Ventosa. Hacia el Oeste de Salina Cruz, siendo la sección principal del presente estudio, se observan lomeríos compuestos tanto de cuerpos rocosos como de sistemas de dunas, los cuales alcanzan alturas máximas de 280 msnm (Carranza-Edwards et al., 2019).

2.4 *Las Dunas como Sistemas Sedimentarios*

A continuación, se exponen las generalidades de las dunas, sus morfologías y de manera general se expone la forma en la que se estas se generan y clasifican.

2.4.1 *Clasificación de Dunas*

Existen diversas características asociadas a las dunas a partir de las cuales se generan varias clasificaciones, entre ellas destacan la complejidad, la morfología y la razón por la cual existe acumulación de arena (Pye & Tsoar, 2009).

2.4.1.1 Por Complejidad Morfológica

La forma más sencilla de clasificar a las dunas, es a partir de sus complejidades morfológicas, dentro de las cuales se consideran las clasificaciones de simple, compuesta y compleja. Las dunas simples son dunas individuales espacialmente separadas de sus vecinas. Las dunas compuestas consisten de dos o más dunas del mismo tipo, superpuestas o fusionadas. Las dunas complejas consisten de dos o más dunas simples de diferente tipo, superpuestas o fusionadas (McKee, 1979; Pye & Tsoar, 2009).

2.4.1.2 Respecto a la Dirección del Viento

La ubicación espacial de la duna respecto a la dirección del viento se utiliza para generar otra clasificación, la cual considera dunas longitudinales, transversales y oblicuas. Las dunas longitudinales son aquellas donde la cresta de la duna es paralela o presenta un ángulo menor a 15° respecto a la dirección principal de viento. Estas dunas se caracterizan principalmente por su longitud (hasta kilómetros), por su paralelismo con otras dunas de la misma clase, por su rectitud y alta proporción de áreas entre duna (Lancaster, 2009).

Las dunas transversales son aquellas donde la cresta de la duna es perpendicular o presenta un ángulo menor a 15° respecto a la normal de la dirección principal del viento. Las dunas oblicuas son aquellas donde el eje mayor de la duna varía entre 15° y 75° respecto a la dirección principal de viento (Livingstone & Warren, 1996; Pye & Tsoar, 2009).

2.4.1.3 Respecto a la naturaleza del depósito

En cuanto a la naturaleza del depósito, se distinguen tres categorías de dunas: Aquellas que se generan en relación a un obstáculo topográfico, aquellas que se generan bajo la influencia de la vegetación y aquellas que se clasifican como auto acumuladas o dunas libres.

2.4.1.3.1 *Generadas por obstáculos topográficos*

Las dunas generadas por obstáculos topográficos se dividen en dos categorías: aquellas que se generan frente al obstáculo (dunas trepadoras y dunas eco) y aquellas que se generan detrás del obstáculo (dunas de sotavento, dunas que caen y dunas en la cima de acantilados) (Pye & Tsoar, 2009).

Las dunas eco se generan a partir de la acumulación de arena frente a un obstáculo vertical. La verticalidad del obstáculo impide el flujo del viento, por lo que se genera un vórtice que afecta la configuración de la arena acumulada formando crestas paralelas al obstáculo, así como un sotavento en dirección al obstáculo y un barlovento en dirección al flujo principal de viento. Si el obstáculo no se presenta de forma vertical, la arena tiende a avanzar sobre él, generando acumulaciones de arena sin características observables, a las cuales se les denomina como dunas trepadoras (Tsoar, 1983).

Las dunas de sotavento se generan a partir de arena que es capaz de rodear al obstáculo por medio de vórtices de viento. Dichos vórtices moldean y acumulan la arena detrás del obstáculo hasta alcanzar una morfología linear. Estas dunas suelen formarse en ambientes donde la dirección del viento es unidireccional. Estructuras de esta naturaleza pueden llegar a encontrarse en la cima de grandes obstáculos, en el caso de que la pendiente trasera del obstáculo no sea abrupta, encontramos estructuras que se forman sobre dicha superficie conocidas como dunas en la cima de acantilados, si dicha pendiente es abrupta, se registran deslizamientos de arena conocidos como dunas que caen (Figura 3) (Pye & Tsoar, 2009).

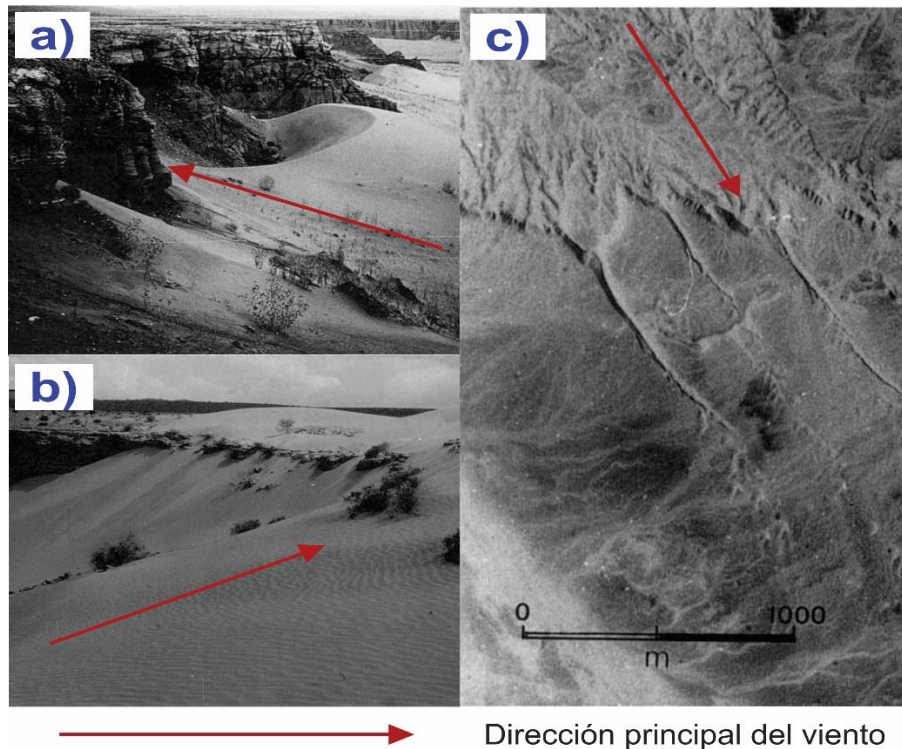


Figura 3. a) Dunas eco generadas de forma paralela al acantilado. b) Dunas trepadoras desarrolladas en la pendiente de un obstáculo. Sobre el acantilado se observa la formación de dunas en la cima de acantilados. c) Dunas de sotavento generadas detrás de acantilados. Modificado de Pye & Tsoar (2009)

2.4.1.3.2 *Generadas Bajo la Influencia de la Vegetación*

Las dunas que se forman a partir de un atrapamiento de arena generado por la vegetación incluyen a las dunas embrión, dunas parabólicas y dunas lineales vegetadas.

Las dunas embrión son montículos de arena pequeños y aislados, generalmente se encuentran cercanos a la línea de costa, ubicándose de forma paralela a la misma. Estas estructuras embrionarias comienzan su formación debido al atrapamiento de arena por sistemas de vegetación u otros obstáculos como rocas o troncos, por mencionar algunos (Livingstone et al., 1999; Bristow et al., 2000; Hesp et al., 2000).

Las dunas parabólicas son dunas en forma de U invertida y semejan a una parábola. Éstas se caracterizan por tener dos brazos y una cima o cresta, la cual representa la zona de

mayor altitud de la duna, además de ser la sección donde se unen los dos brazos de la misma. La cresta está orientada de forma perpendicular a la dirección principal de viento. Se pueden reconocer dos pendientes, una interna y otra externa. La primera hace frente a la dirección principal de viento y se le denomina barlovento, mientras que la otra se encuentra en la dirección opuesta y se le conoce como sotavento (Jiménez-Orocio et al., 2014; Muhs, 2017).

Las dunas lineares vegetadas, a diferencia de aquellas que se forman únicamente a partir del viento, presentan crestas de mayor superficie (Pye & Tsoar, 2009).

2.4.1.3.3 *Dunas Libres*

Las dunas libres o auto acumuladas son aquellas que no necesitan de ningún obstáculo para generarse. Incluyen a las dunas barján, dunas domo y dunas estrella

Las dunas barján presentan morfologías muy similares a las dunas parabólicas, siendo la única diferencia entre ambas la dirección en la que apuntan los brazos de ambos sistemas. En las dunas barján los brazos apuntan en la dirección hacia donde avanzan los vientos dominantes a diferencia de las dunas parabólicas, donde ocurre lo contrario. En los barjanes los brazos avanzan a mayor velocidad que la cresta. Además, a diferencia de las dunas parabólicas, en las dunas barján el sotavento se encuentra entre los brazos de la duna (Flor & Martínez Cedrun, 1991; Jiménez-Orocio et al., 2014).

Las dunas domo presentan alturas bajas, crestas aplanadas, carecen de flancos y se muestran de forma circular o elíptica vistas desde arriba. Debido a que estas dunas se encuentran hacia el frente de los campos de duna, se ha relacionado a este tipo de dunas a fuertes corrientes multidireccionales de viento que impiden la formación de una cresta desarrollada (Livingstone & Warren, 1996; Pye & Tsoar, 2009).

Las dunas estrellas generalmente son las dunas de mayor tamaño en los campos de duna y presentan el mayor volumen de arena que cualquier otro tipo de duna. Estas dunas presentan morfologías piramidales con tres o cuatro brazos radiando de un pico central y presentan múltiples caras de avalancha. Cada brazo presenta una cresta y dos caras de

avalancha, las cuales alternan sus características según se comporte la dirección del viento. Estas dunas se encuentran en los centros de celdas de convección de viento o sobre colinas rocosas. De forma general, estas dunas se generan en regímenes multidireccionales y complejos de viento (Lancaster, 2009).

2.5 *Marco Fluvial*

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la región hidrológica administrativa V Pacífico sur, específicamente en las regiones hidrológicas de Tehuantepec y costa de Oaxaca (RH22 y RH21, respectivamente) (Morales Soriano, 2005).

La región de Tehuantepec, ubicada en la sección norte de la zona de estudio, contiene la Cuenca de la Laguna Superior e Inferior y la Cuenca del Río Tehuantepec, donde se encuentran los ríos Chicapa y Huilotepec, respectivamente (Figura 2). La Cuenca del Río Tehuantepec es la más relevante de la zona. Dicha cuenca presenta bajos valores de precipitación por lo que la afluencia del río Huilotepec no es muy importante. El río Chicapa desemboca al este de Salina Cruz, fuera de los alcances del presente estudio.

Por otro lado, la región costa de Oaxaca alberga la Cuenca del río Astata, la Cuenca del río Copalita y la Cuenca del río Colotepec. La Cuenca del Río Astata presenta una precipitación anual promedio de 1000 mm, por lo que la zona se conforma de ríos y arroyos temporales de baja afluencia, entre los cuales se encuentran el río Zimatán, el río Astata y el Arroyo Mazatán (Figura 2) (Morales de la Garza & Carranza-Edwards, 1995).

2.6 *Clima*

La Clasificación Climática Köppen-Geiger está basada en la diferenciación de zonas climáticas a partir de la vegetación que se encuentra en las mismas, así como de la temperatura y precipitación que se registra en cada una de ellas. Esta clasificación está basada en cinco grandes grupos de los climas terrestres, representados por las letras mayúsculas: A (tropical lluvioso), B (seco), C (templado lluvioso), D (boreal) y E (frío o polar),

y 12 tipos principales de clima: Af (selva), Aw (sabana), BS (estepa), BW (desierto), CW (sínico), Cs (mediterráneo), Cf (templado), Cfa (virginiano húmedo), Cfb (de las hayas), Dw (continental boreal), Df (ruso canadiense), ET (tundra) y EF (hielos perpetuos) (Velázquez et al., 2012).

El clima de la zona de estudio es de tipo cálido subhúmedo con lluvias en verano, perteneciente a la categoría Awo, correspondiente a climas de menor humedad y escasas lluvias en temporada invernal, por lo que se distinguen dos estaciones climáticas: estación seca (octubre-noviembre a abril-mayo) y la estación húmeda (mayo-junio a octubre) (Tapia-García et al., 2007). La temperatura promedio anual es de 27.4°C, bajando a 25.5°C durante el mes más frío (enero) y alcanzando una temperatura máxima de 29.4°C durante el mes más cálido (mayo). La precipitación anual es de 1057.8 mm, presentando 1.4 mm durante el mes más seco (marzo) y 255.2 mm durante el mes más húmedo (septiembre) (García Amaro, 2004)

2.7 Régimen Eólico

Los vientos que se manifiestan sobre el Golfo de Tehuantepec presentan altas velocidades, por lo que analizarlos se convierte en una prioridad para el estudio de los sistemas de dunas de la zona. El viento presenta diferentes direcciones y velocidades por estaciones del año, por lo que se identifican dos panoramas eólicos dominantes en invierno y primavera-verano.

En invierno los sistemas fríos de alta presión que se originan en Norteamérica se mueven a través del Golfo de México generando grandes diferencias de presión a lo largo del istmo de Tehuantepec entre la bahía de Campeche y el Golfo de Tehuantepec. Este gradiente de presiones genera una aceleración del aire que fluye hacia el sur, en la ruta ya mencionada, hasta alcanzar el paso de Chivela (ubicado al centro de la Sierra Madre del Sur) e influyendo en la acción eólica con velocidades de viento mayores a 10 m/s, alcanzando hasta 25 m/s (Figura 4) (Prósper et al., 2019).

En cambio, en verano las velocidades del viento son mucho menores debido a la ausencia del fenómeno de presiones anteriormente descrito.

Dichos vientos que provienen de Norteamérica, que ocurren durante la temporada de secas, son conocidos como “Nortes” en el Golfo de México, mientras que en el istmo y en el Golfo de Tehuantepec son conocidos como “Tehuanos” (Tapia-García et al., 2007).

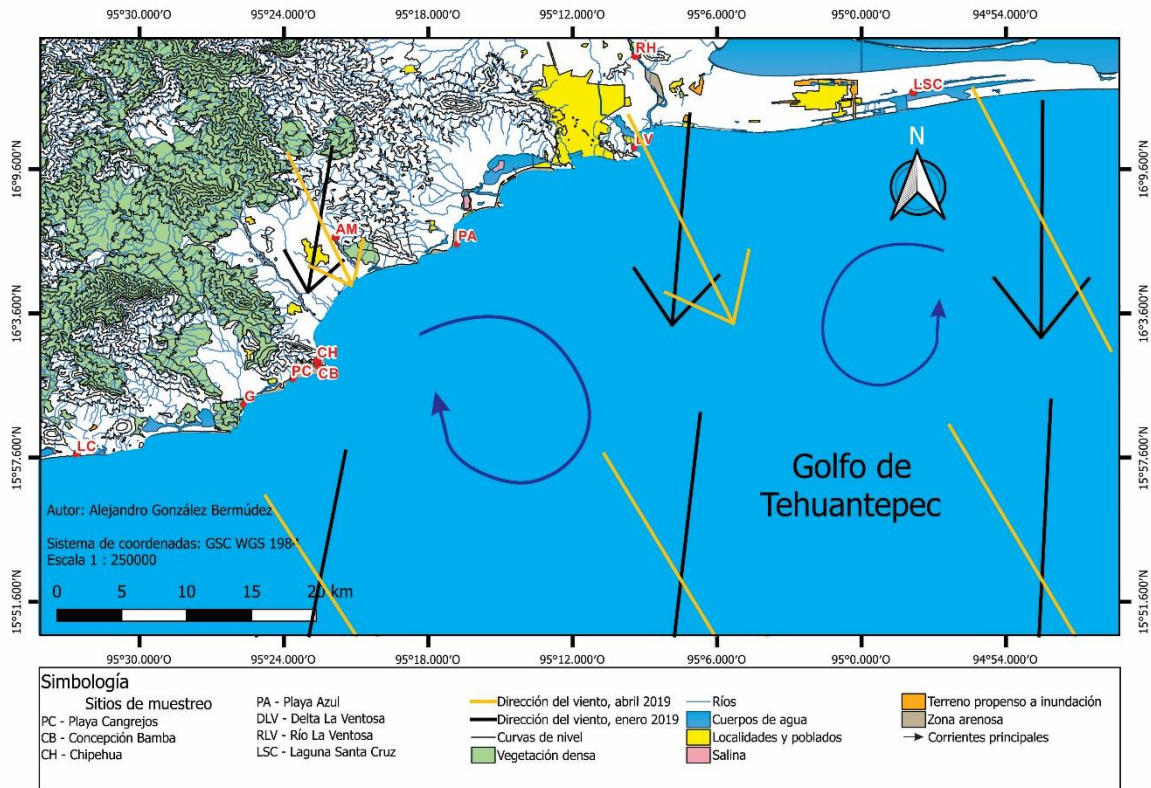


Figura 4. Mapa de corrientes eólicas temporales y oceanográficas de la zona adyacente a Salina Cruz, Oaxaca.

2.8 Oceanografía Física (Corrientes Litorales, Oleaje)

La temporada invernal vinculada a la circulación oceánica en el Golfo de Tehuantepec es significativa en el transporte de arena a lo largo de la costa y su control textural y composicional de los campos de duna.

Con los eventos eólicos de alta intensidad (Nortes o Tehuanos), se observan corrientes que fluyen de forma constante de este a oeste con una velocidad promedio de 0.4 m/s. Dichos eventos generan que la corriente oeste se invierta y converja con la corriente este al norte del Golfo de Tehuantepec y fluyen hacia el sur por debajo del eje del chorro de viento, formando una estructura de dipolo en la circulación oceánica (Velázquez-Muñoz et al., 2011).

En contraste, la velocidad de los vientos en verano decrece, por lo que las corrientes superficiales presentan una dirección oeste-noroeste con velocidades de 0.05 m/s (Tapia-García et al., 2007).

3. Metodología

3.1 Trabajo de Campo

El trabajo de campo constó de la recolección de 125 muestras de arena y grava correspondientes a los nueve campos de duna más representativos de la región oeste adyacente a Salina Cruz, Oaxaca. Así como de tres sistemas fluviales principales de la región, correspondientes a ríos y arroyos. Dicho muestreo se llevó a cabo entre los días 9 y 15 de abril del año 2019.

Antes de comenzar la recolección de muestras, se llevó a cabo una descripción general de las localidades registradas, la cual constó de caracterizar a las dunas presentes, registrar la altura y ubicación (en grados, minutos y segundos) de las mismas mediante el uso de un equipo GPS, y obtener imágenes fotográficas.

La recolección de las muestras se realizó considerando el perfil de la duna, su geomorfología y su distancia respectiva a otras dunas muestreadas con el fin de establecer espaciamiento para evitar muestreos con sesgos en tamaño de grano y concentración anómala de minerales pesados (Garzanti & Andò, 2007; Garzanti et al., 2012a; 2015). Se tomaron aproximadamente 150 g de arena de cada sección de la duna (cresta, sotavento, barlovento y flanco, de ser el caso) misma que se almacenó en una bolsa con su respectiva etiqueta.

3.2 Trabajo de Laboratorio

Se realizó un lavado de cada muestra de arena con el fin de eliminar sales disueltas que pudieran generar conteos erróneos durante el análisis de difracción de rayos X. Esto se hizo mediante un lavado con agua destilada y una decantación posterior, procurando tener cuidado en no eliminar minerales micáceos que pueden decantarse al momento del lavado.

Las muestras se secaron mediante una estufa de calentamiento durante aproximadamente 6 horas.

Las muestras fueron colocadas en frascos y se incorporaron a la arenoteca del laboratorio de geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

3.2.1 *Roseta de viento*

Como parte del trabajo de gabinete y previo a los análisis granulométricos y modales, se generaron rosetas de viento a partir de la librería Open Air programada para R (<http://davidcarslaw.github.io/openair/>). Los datos de viento se obtuvieron del sitio Remote Sensing Systems (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>) utilizando un registro histórico mensual para un total de 5 años (2014-2018).

Una roseta de viento es una demostración visual del comportamiento del viento sobre una región específica. Este diagrama se utiliza con el fin de mostrar las direcciones y velocidades de viento a lo largo de un año, información de vital importancia para conocer la relevancia eólica sobre los cuerpos de dunas y sus características geomorfológicas. La dirección del viento se capta con un analizador, instrumento que registra la dirección de la que proviene el viento y su intensidad. Utiliza patrones de color para obtener una representación gráfica, siendo azul el menos intenso y rojo el más intenso, medido en m/s.

3.2.2 *Determinación granulométrica*

El tamaño de grano refleja procesos de erosión, los cuales generan partículas de varios tamaños además de indicar la naturaleza del transporte que estas tuvieron previo a su deposición (Boggs, 2009).

El tamaño de grano se obtiene a partir del tamizado. El tamizado separa la muestra por tamaño de grano a partir del tamaño de la apertura de la malla del tamiz, medido en unidades de phi (ϕ) (Folk, 1980; Livingstone et al., 1999; Boggs, 2006).

Otros parámetros de distribución de tamaño de grano, importantes para la identificación granulométrica de la arena, a partir de lo mencionado por Folk (1957), son la clasificación (σ), asimetría (sk) y curtosis (kg) (Folk & Ward, 1957).

La clasificación de la arena se obtiene a partir de la diferencia de tamaños de grano entre los grupos de muestra obtenidos tras el proceso de tamizado y la media de las mismas, los cuales se enlistan de la siguiente forma: muy bien seleccionada ($<0.35 \phi$), bien seleccionada ($0.35-0.50 \phi$), medianamente bien seleccionada ($0.50-0.70 \phi$), medianamente seleccionada ($0.70-1.0 \phi$), pobremente seleccionada ($1.0-2.0 \phi$), muy pobremente seleccionada ($2.0-4.0 \phi$), extremadamente mal seleccionada ($>4.0 \phi$) (Blott & Pye, 2001).

Por otro lado, la asimetría refiere a la simetría o propagación preferencial respecto a la media de las muestras, la cual se clasifica de la siguiente forma: muy bien sesgada ($0.3-1.0$), bien sesgada ($0.1-0.3$), simétrica ($0.1- -0.1$), gruesa sesgada ($-0.1- -0.3$) y muy gruesa sesgada ($-0.3 - -1.0$) (Blott & Pye, 2001).

Finalmente, la curtosis hace referencia al grado de concentración de los granos de sedimento en relación con la media de las muestras. Este parámetro se clasifica de la siguiente manera: muy platicúrtica (<0.67), platicúrtica ($0.67-0.90$), mesocúrtica ($0.90-1.11$), leptocúrtica ($1.11-1.50$), muy leptocúrtica ($1.50-3.0$), extremadamente leptocúrtica (>3.0) (Blott & Pye, 2001).

En el caso de la presente investigación, la determinación del tamaño de grano se realizó mediante un analizador láser marca Coulter, modelo 230 (Anexo 1). Este método funciona a partir de la difracción láser, la cual se utiliza para detectar partículas en el rango de 0.1 a $2000 \mu\text{m}$ de diámetro usando la teoría de dispersión de luz. Los índices de refracción y absorción del material a estudiar se deben de conocer para llevar a cabo mediciones precisas (Livingstone et al., 1999; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007).

Las gravas fueron tamizadas en seco debido a su tamaño de grano, el cual no pudo ser procesado mediante el analizador laser.

La medición de tamaños de grano y de las cantidades en peso por cada muestra, permitieron obtener los parámetros granulométricos antes mencionados, mediante

GRADISTAT, programa de análisis granulométrico que corre en Microsoft Excel (versión 8.0) (Blott & Pye, 2001).

3.2.3 *Análisis Modal*

El análisis modal consta del estudio de los sedimentos para investigaciones de procedencia e intemperismo mecánico/químico (Garzanti et al., 2013). La aproximación cuantitativa que excluye la influencia del tamaño de grano en la composición y procedencia de los sedimentos está determinada por el método de análisis modal Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984).

El método Gazzi-Dickinson se basa en sus características composicionales, minerales y/o líticas. En el método Gazzi-Dickinson aquellos minerales que alcancen el tamaño arena que se encuentren contenidos en fragmentos líticos serán considerados como mineral y no como lítico. Este acercamiento se utiliza por dos razones principales: 1) la composición modal no cambia tras la fragmentación de líticos, 2) el conteo realizado en sedimentos mal clasificados es rápido (Ingersoll et al., 1984).

Los grupos minerales o líticos encontrados se grafican en diagramas ternarios para determinar tendencias y procedencia de los sedimentos (Caracciolo et al., 2016; Garzanti et al., 2012a; 2019; Muhs, 2017; Muhs et al., 2019). Así, se consideran los componentes principales como cuarzo, feldespato y líticos para clasificar petrográficamente la arena, siempre y cuando los componentes mencionados excedan el 10% del total de la muestra. (Garzanti, 2016).

Las 30 láminas delgadas de las muestras recolectadas fueron observadas mediante un microscopio Velab modelo VE-148 P con el objetivo 10 X (Anexo 2).

Se consideraron 250 puntos de conteo por lámina delgada para componentes principales (Cuarzo mono cristalino y poli cristalino con extinción paralela y/o ondulante, feldespatos, líticos, minerales pesados y biógenos) así como 250 puntos de conteo por lámina delgada para componentes subordinados (líticos metamórficos, sedimentarios o ígneos, micas, minerales opacos anfíboles y piroxenos). Los valores obtenidos fueron

graficados en diagramas ternarios, con el fin de identificar diversas relaciones entre los componentes.

A partir de las láminas delgadas, se tomaron algunas fotografías para mostrar la morfología (angulosidad) de los granos.

3.2.4 *Análisis de Difracción de Rayos X*

La difracción es un fenómeno de dispersión de rayos X con los átomos que constituyen el material irradiado. Debido al ordenamiento periódico de los átomos en una estructura cristalina, los rayos dispersados en distintos átomos llevan entre si un cierto desfase, interfiriendo en su trayectoria posterior, sólo algunos de estos presentarán interferencia constructiva. La interferencia constructiva, entre ondas diferentes se cumple solo cuando: $n\lambda = 2d \sin\theta$. dónde: λ es la longitud de onda del haz incidente de rayos X, d es la distancia interplanar, θ es el ángulo de incidencia medido entre los planos en consideración y el haz incidente. Esta fórmula corresponde a la llamada Ley de Bragg y es la ecuación fundamental de la difracción. En la difracción de Rayos X, la λ de los rayos es fija, y cada plano de átomos produce un pico de difracción en un ángulo θ específico. En un difractograma cada pico de difracción es producido por una especie cristalográfica específica (Tuesta & Vásquez, 2013).

El equipo que se utiliza para llevar a cabo este procedimiento es un difractómetro Empyrean de la marca PANalytical (Anexo 3) en el laboratorio de difracción de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Éste funciona a través de un cátodo y un ánodo. Los rayos X son producidos mediante la aceleración de electrones desde un cátodo hacia un blanco metálico (ánodo), por medio de alto voltaje para provocar interacciones electrónicas y así generar fotones de rayos X. Dichos rayos se utilizan para bombardear muestras cristalinas y así obtener su patrón de difracción de rayos X por medio de la ley de Bragg (Rivera Escoto, 2017).

Seis muestras se analizaron: dos provenientes de ríos y cuatro procedentes de arena de duna, con el fin de caracterizar las muestras de acuerdo a su mineralogía y respaldar lo encontrado durante el análisis modal.

4. Resultados

4.1 *Dunas en la zona de estudio*

A lo largo de la zona de estudio se identificaron diversos tipos de duna, de diferentes características, tamaños y distribuciones. Debido a características contrastantes reportadas en el trabajo de campo (tamaño de grano) y registradas previo al mismo (morfología y distribución), se determinó clasificar a las dunas encontradas por sus características morfológicas y su distribución geográfica, obteniendo los siguientes grupos:

Dunas del oeste (DO), conformadas por dunas de las localidades de La Colorada (LC), La Garrapatera (G) y Playa Cangrejos (PC). Estas dunas presentan morfologías poco desarrolladas en su mayoría de tipo embrión y longitudinal.

Dunas del este (DE), conformadas por dunas de las localidades de Concepción Bamba (CB), Chipehua (CH), Playa Azul (PA) y La Ventosa (Lv). Estas dunas presentan morfologías bien desarrolladas de tipo barján y parabólicas.

4.1.1 *Dunas del Oeste*

- i. LC. Esta localidad, hacia su sección occidental y en su mayoría, presenta dunas tipo embrión vegetadas, las cuales alcanzan alturas desde 1.5 m hasta 6 m. Por otra parte, hacia la sección oriental de la localidad se identificaron dunas longitudinales y parabólicas, ambas vegetadas, de 1.5 a 6 m de altitud y 15 a 20 m de altitud, respectivamente (Figura 5). La playa donde se encuentran estas dunas no presenta rocas confinantes o altos topográficos.

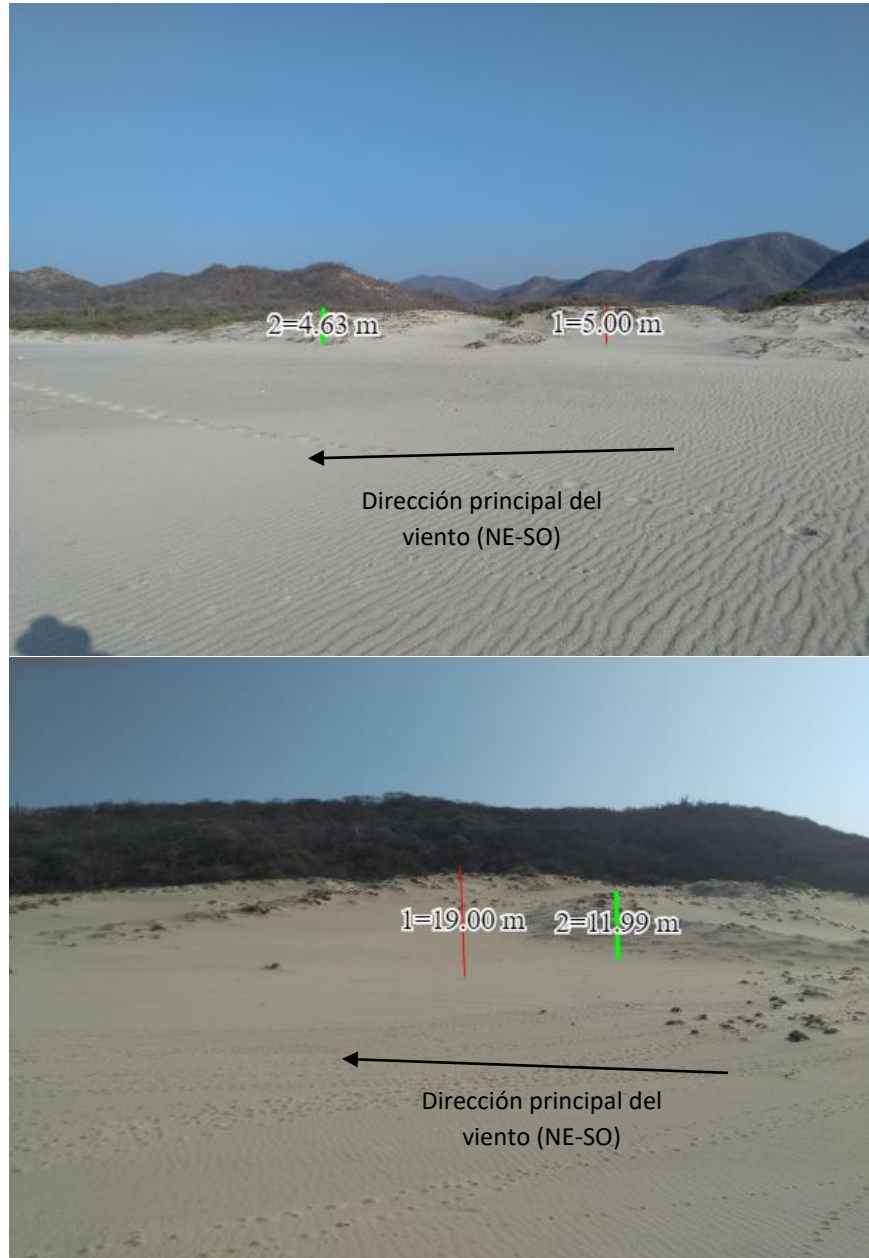


Figura 5. Imagen superior: Dunas Longitudinales de 4.6 y 5 metros de altura. Imagen inferior: Dunas parabólicas de 19 y 12 metros de altura. Imágenes de Daniel Patiño.

- ii. G. A lo largo de ésta localidad se observan dunas aisladas tipo embrión vegetadas de baja altitud (1.5 a 3 m) (Figura 6). La playa donde se encuentran estas dunas no presenta altos topográficos. Se identifican zonas de inundación en esta localidad.

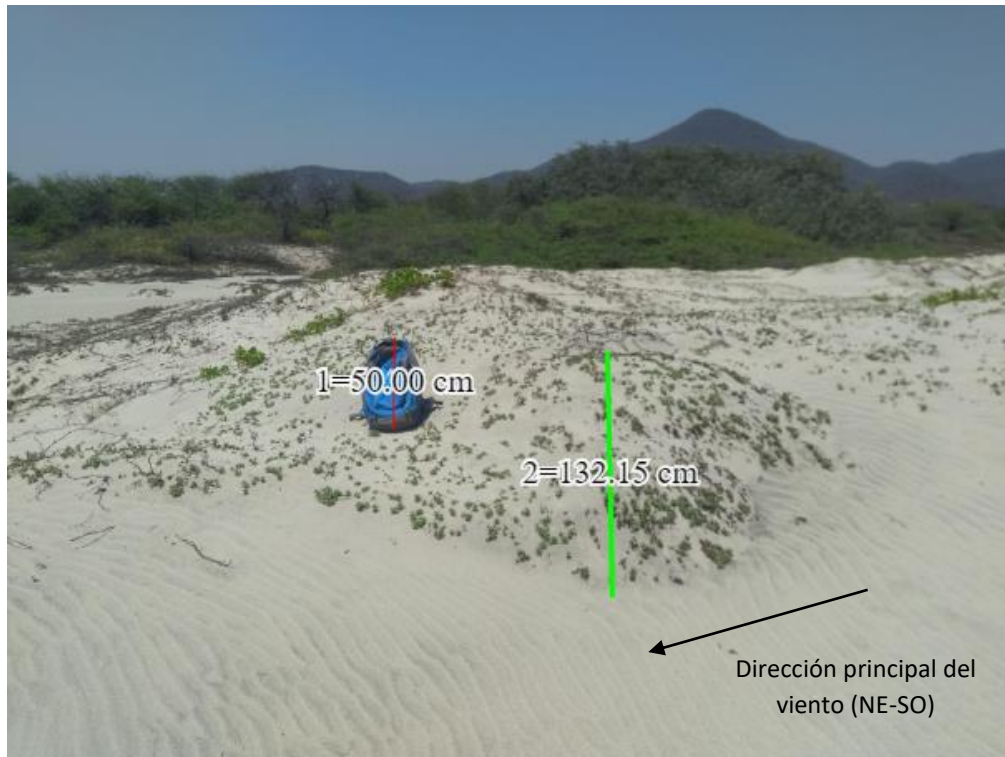


Figura 6. Dunas embrión vegetadas de 1.3 metros de altura. Imagen de Daniel Patiño.

- iii. PC. En esta localidad se observan dunas tipo embrión vegetadas, no mayores a 1 metro de altitud. La playa donde se encuentran estas dunas no presenta altos topográficos.

4.1.2 Dunas del Este

- i. CB. Los sistemas de dunas registrados en CB se observan muy desarrollados, con presencia de dunas tipo parabólica y barján, los cuales superan los 100 msnm, alcanzando los 173 m de altura, convirtiendo a esta localidad en el sistema más alto del presente estudio (Figura 7). Dicho sistema de dunas se confina por altos topográficos constituidos principalmente por rocas volcanosedimentarias marinas de edad Mesozoica (Limite entre CB y CH) y por rocas graníticas de edad Paleógena. Es importante mencionar que, de acuerdo a las fuentes consultadas en la presente investigación, las dunas pertenecientes a esta localidad presentan la mayor altitud

reportada en el país (Kasper-Zubillaga et al., 2007; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007b; Kasper-Zubillaga et.al., 2016).

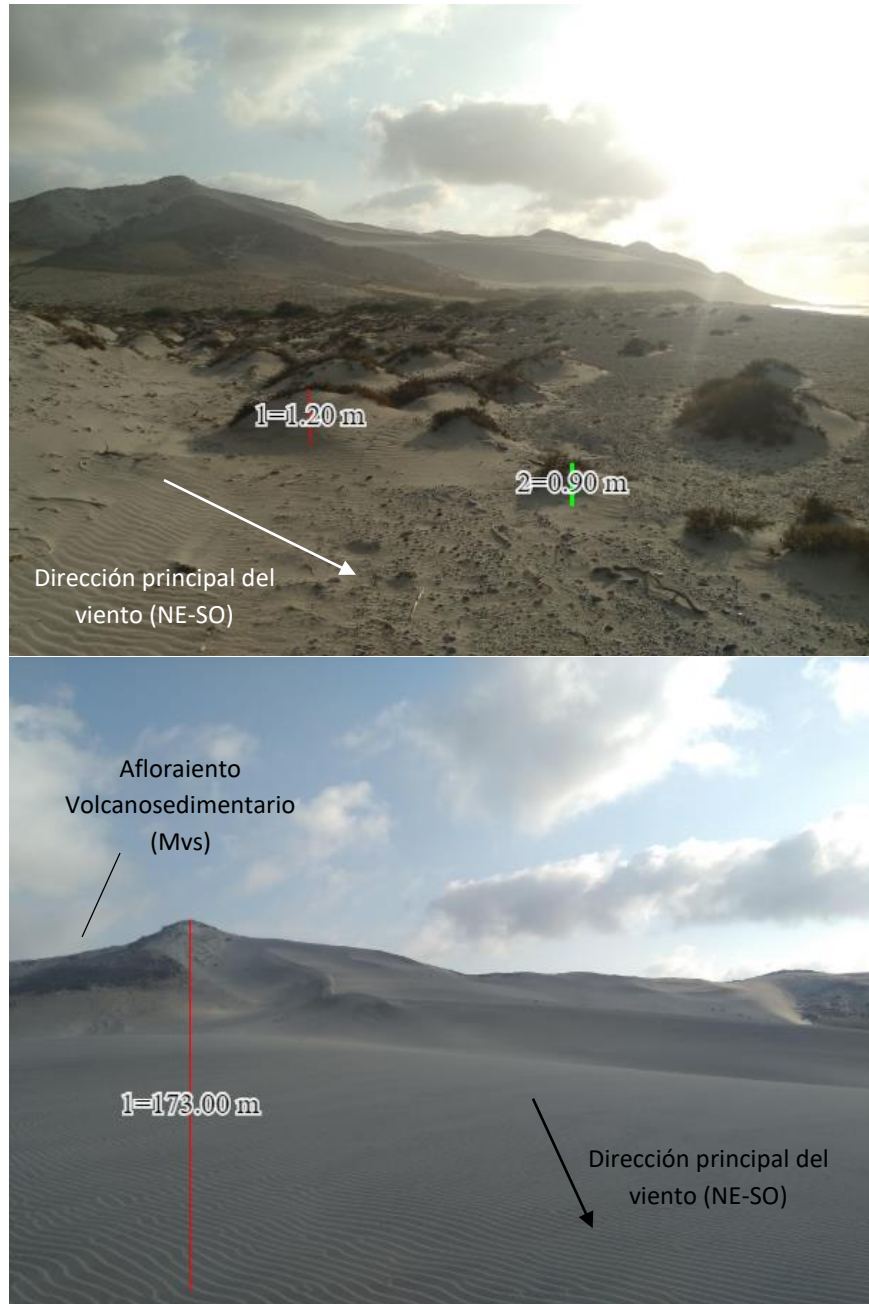


Figura 7. Imagen superior: Dunas embrión de 1.20 y 0.90 metros de altura al oeste de CB. Imagen inferior: Mega duna de 173 metros de altura encontrada al este de CB. Se observa el cuerpo Mvs confinante que separa las localidades de CB y CH. Imágenes de Daniel Patiño.

- ii. CH. Los sistemas de duna observados en esta localidad presentan morfologías parabólicas y Barján de 10 a 20 m de altura, los cuales también se encuentran confinados por las rocas volcanosedimentarias marinas del Mesozoico y las rocas graníticas de edad Paleógena en una playa bolsillo (Figura 8).



Figura 8. Imagen superior: Panorámica del campo de dunas parabólicas y barján de CH. Se observa el cuerpo Mvs confinante que separa las localidades de CB y CH. Imagen inferior: Duna barján de 17 metros de altura. Imágenes de Daniel Patiño.

- iii. PA. Se observan sistemas de duna de tipo parabólico y barján, los cuales se presentan entre los 5 y 15 m de altura. A diferencia de las dos localidades anteriores, en PA se observan zonas de inundación y carecen de un cuerpo confinante accidentado (Figura 9).



Figura 9. En la imagen superior: Panorámica del campo de dunas parabólicas de Playa Azul. Imagen inferior: Duna parabólica de 13 metros de altura. Imágenes de Daniel Patiño.

En las localidades de CB, CH y PA se observaron afloramientos de rocas volcanosedimentarias que presentan marcas de acción eólica, denominadas como estrías eólicas (wind-grooves) (Bishop & Mildenhall, 1994). La dirección de dichas estrías coincide con la dirección principal de viento que altera la morfología de las dunas del área de estudio (NE-SO) (Figura 10).



Figura 10. Imagen superior: Estrías eólicas o “wind-grooves” presentes en las rocas volcanosedimentarias de la delimitación de las localidades de Chipehua y Concepción Bamba. Imagen inferior: Estrías eólicas o “wind-grooves” presentes en las rocas volcanosedimentarias de la localidad de Playa Azul. Imágenes de Daniel Patiño y Alejandro González.

- iv. LV. A diferencia de todas las localidades registradas, las dunas presentes en La Ventosa son escasas, únicamente representadas por sistemas aislados de dunas vegetadas con altitudes menores a medio metro (Figura 11).



Figura 11. Costas de la playa de LV donde se ilustra el carácter rocoso de la misma.

4.2 Dirección y velocidades de viento registradas

Todas las interacciones de viento mencionadas a lo largo del punto VII *Régimen Eólico* fueron registradas a través de rosetas de viento, las cuales hicieron registro mensual mediante conteos de intensidad de viento (Figura 12). Se puede observar que la intensidad del viento aumenta durante los meses invernales (octubre-febrero) y que éste conserva una dirección dominante noreste-suroeste durante todo el año, a excepción de los meses de marzo y abril, donde la dirección del viento se presenta de noroeste a sureste.

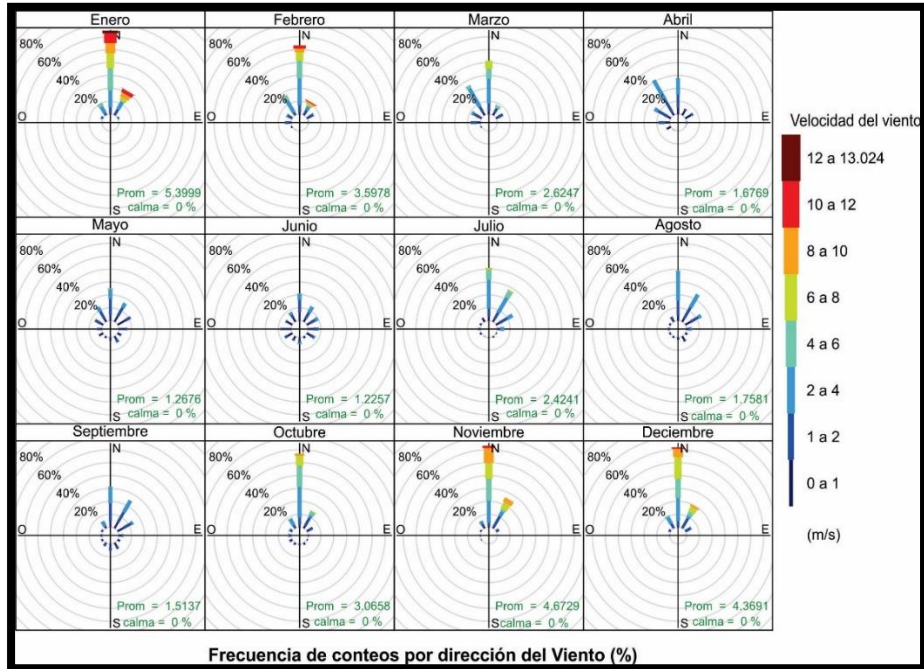


Figura 12. Rosetas de viento con las direcciones y velocidades de viento por temporadas de la zona de estudio. Obtenido de: <http://data.remss.com/ccmp/v02.0/> y <http://davidcarslaw.github.io/openair/>.

4.3 Determinación Granulométrica

Los parámetros texturales de la arena de duna son: $Mz = 1.588 \pm 0.562 \phi$, Clasificación = $0.502 \pm 0.131 \sigma$, Asimetría = 0.142 ± 0.112 , Curtosis = 1.043 ± 0.134 . Dichos parámetros indican que la arena es media, moderadamente bien clasificada, asimétrica hacia los finos y leptocúrtica (Tabla 1). Se observaron los siguientes valores para la morfología de las dunas: Arena de cresta: $Mz = 1.475 \pm 0.666 \phi$, Clasificación = $0.535 \pm 0.161 \phi$. Arena de flanco: $Mz = 1.702 \pm 0.432$, Clasificación = $0.469 \pm 0.085 \phi$. Valores de asimetría y curtosis resultaron similares al promedio general para crestas y flancos.

Las DO obtuvieron los siguientes resultados: $Mz = 1.520 \pm 0.274 \phi$, Clasificación = $0.513 \pm 0.079 \sigma$, Asimetría = 0.134 ± 0.083 , Curtosis = 1.012 ± 0.031 . Los valores indican que

la arena correspondiente a las DO es mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica hacia los finos y leptocúrtica.

Las DE obtuvieron los siguientes resultados: $Mz = 1.625 \pm 0.672 \phi$, Clasificación = $0.496 \pm 0.153 \sigma$, Asimetría = 0.147 ± 0.127 , Curtosis = 1.060 ± 0.164 . Los valores indican que la arena correspondiente a las DE es mediana, bien clasificada, asimétrica hacia los finos y leptocúrtica. Se puede observar que la arena correspondiente a las DO es más gruesa y menos clasificada que la arena de las DE.

La arena y grava recuperada de ríos dieron los siguientes resultados: $Mz = -0.031 \pm 0.672 \phi$, Clasificación = $1.040 \pm 0.153 \sigma$, Asimetría = 0.878 ± 0.127 , Curtosis = 0.702 ± 0.164 . En las muestras de los sistemas de río, la arena se clasifica como arena muy gruesa, mal clasificada, simétrica y platicúrtica.

Tabla 1.
Resultados obtenidos de parámetros texturales de arena de río y duna

| MUESTRA | MZ (Φ) | CLASIFICACIÓN (σ) | ASIMETRÍA | CURTOSIS |
|----------------|---------------|----------------------------|-----------|----------|
| RIO HUILOTEPEC | -0.057 | 1.330 | 1.190 | 0.740 |
| RIO MAZATÁN | 0.250 | 1.160 | 0.980 | 0.440 |
| RIO ZIMATÁN | -0.286 | 0.632 | 0.463 | 0.925 |
| LC2-FLANCO | 2.008 | 0.345 | 0.159 | 1.052 |
| LC3-C | 1.608 | 0.602 | 0.200 | 0.998 |
| LC6-FLANCO | 1.223 | 0.532 | 0.277 | 1.023 |
| LC5-FLANCO | 1.564 | 0.507 | 0.117 | 0.997 |
| LC1-SOTAV | 1.668 | 0.476 | 0.107 | 1.034 |
| G2C | 1.717 | 0.526 | 0.094 | 1.016 |
| G4FLANCO | 1.124 | 0.613 | -0.005 | 1.046 |
| G4C | 1.465 | 0.476 | 0.065 | 0.983 |
| G3 FLANCO | 1.306 | 0.543 | 0.194 | 0.956 |
| CB2SOTAV | 2.240 | 0.347 | 0.157 | 1.039 |
| CB1C | 1.437 | 0.989 | -0.221 | 1.618 |
| CB6FLANCO | 1.287 | 0.507 | 0.168 | 0.948 |
| CB2C | 2.259 | 0.356 | 0.172 | 1.063 |
| CB3S | 2.341 | 0.338 | 0.132 | 1.002 |
| CB3C | 2.206 | 0.349 | 0.167 | 1.038 |
| CH1C | 1.609 | 0.565 | 0.100 | 0.961 |

| | | | | |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|
| CH5SOTAV | 2.068 | 0.422 | 0.248 | 1.122 |
| CH12BARLOV | 1.548 | 0.461 | 0.044 | 0.960 |
| CH12SOTAV | 2.270 | 0.472 | 0.312 | 1.047 |
| CH4C | 0.676 | 0.645 | 0.338 | 1.025 |
| CH5-C | 1.115 | 0.525 | 0.124 | 1.117 |
| PA7BARLOV | 1.476 | 0.540 | 0.178 | 0.944 |
| PA1C | 2.318 | 0.441 | 0.302 | 1.227 |
| PA6C | -0.125 | 0.452 | 0.112 | 0.903 |
| LV1C | 1.295 | 0.503 | 0.088 | 1.036 |
| LV2C | 1.600 | 0.524 | 0.071 | 0.972 |
| PROMEDIO | 1.5882 | 0.5022 | 0.1423 | 1.0433 |
| DESVIACIÓN ESTÁNDAR | 0.5621 | 0.1306 | 0.1125 | 0.1345 |

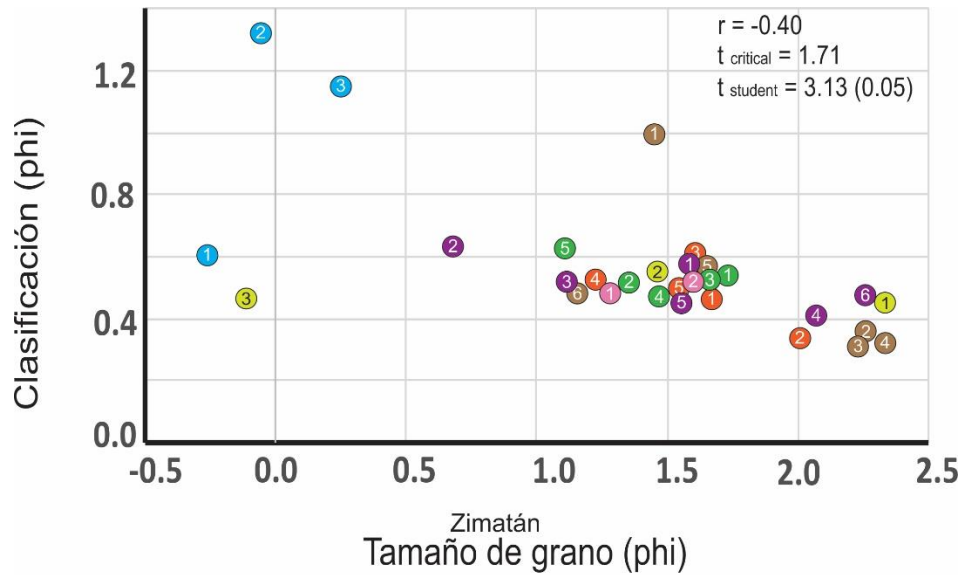
El gráfico de tamaño de grano vs clasificación de muestras de arena de duna y muestras de río se presenta en la Figura 13.

Los valores estadísticos de coeficiente de correlación lineal de Pearson (r) y una prueba de t de Student con un nivel de confianza del 95% indican que existe una correlación inversa moderadamente significativa (relación lineal con pendiente negativa).

Todas las localidades pertenecientes a las DO se agrupan entre los valores de tamaño de grano que van de 1 a 2 ϕ y los valores de clasificación que van de 0.2 a 0.6 ϕ .

Las DE presentan el mismo rango de clasificación que las DO (0.2 a 0.6 ϕ) mientras que su tamaño de grano es disperso en comparación con las DO. CB presenta dos grupos de muestras, el primero de arena más fina que incluye a las muestras 2, 3 y 4 (2.2-2.4 ϕ) y el segundo de arena más gruesa que incluye a las muestras 5 y 6 (1.1-1.7 ϕ). CH y PA registran mayor variabilidad en sus tamaños de grano. La única muestra de arena de duna que sale del rango de clasificación pertenece a CH (muestra 1).

La arena de río tiene tamaño de grano grueso ($< 0.5 \phi$) con pobre clasificación ($> 0.6 \phi$). La arena de duna presenta, en su mayoría, un tamaño de grano entre 1 y 2 ϕ y una clasificación entre 0.2 y 0.6 ϕ .



| | | | | | | | |
|----------------|---|----------------|-----------------|---------|----------|--------|---------|
| Ríos | 1 | Río Zimatán | Dunas del Oeste | 1 | G-2-C | 1 | LC-1-S |
| | 2 | Río Huilotepec | | 2 | G-3-F1 | 2 | LC-2-F2 |
| | 3 | Arroyo Mazatán | | 3 | G-3-F2 | 3 | LC-3-C |
| Dunas del Este | 1 | PA-1-C | | 4 | G-4-C | 4 | LC-6-F2 |
| | 2 | PA-7-F1 | | 5 | G-4-F1 | 5 | LC-5-F2 |
| | 3 | PA-6-C | 1 | CB-1-C | 1 | CH-1-C | |
| | 1 | LV-1-C | 2 | CB-2-C | 2 | CH-4-C | |
| | 2 | LV-2-C | 3 | CB-2-F1 | 3 | CH-5-C | |
| | | | 4 | CB-3-C | 4 | CH-5-F | |
| | | 5 | CB-5-F1 | 5 | CH-12-F1 | | |
| | | 6 | CB-6-F1 | 6 | CH-12-F2 | | |

Figura 13. Gráfico de clasificación contra tamaño de grano, ambos parámetros medidos en phi, donde se observan muestras de río y duna.

4.4 Análisis Modal

Se realizaron 230 conteos por muestra en promedio, los cuales arrojaron los resultados que se muestran en las tablas 2 y 3. El cuarzo fue el mineral más abundante en muestras de duna y río. Los resultados muestran que el cuarzo monocristalino (Cm) es más abundante que el cuarzo policristalino (Cp) (Tabla 2).

Los componentes más abundantes después del cuarzo son el grupo de los feldespatos (F), tales como feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (P), los primeros son más

abundantes que los segundos (Tabla 2). Cabe mencionar que dentro de los feldespatos se identificaron petrográficamente maclas típicas de microclina además de procesos de seritización y pertitas (Figura 14).

Los líticos (L) forman el tercer grupo en cuanto a abundancia se refiere. Éstos, junto con los minerales pesados (Mp) y los biógenos (B), forman la fracción subordinada del análisis modal (Tabla 3).

Al considerar los resultados del conteo de arena de duna y de muestra de río por separado se pueden observar los componentes aportados por sistemas fluviales. La arena de duna concentra mayor abundancia de cuarzo monocristalino con extinción ondulante (Cmo, 34>29%), cuarzo policristalino con extinción paralela (Cpp, 53>40%), Fk (35>30%), y Mp (7>2%) respecto a los sistemas de río. Sin cambios significativos en conteos de P (~11%) y B (~2%) y con decrementos en conteos de cuarzo monocristalino con extinción paralela (Cmp, 24>20%), cuarzo policristalino con extinción ondulante (Cpo, 50>45%) y L (18>15%) respecto al promedio general. Los conteos de muestra de río reflejan incrementos considerables en Cmp (73>65%), Cpo (60>50%) y L (25>15%) y decrementos en el resto de componentes respecto a la arena de duna.

Tabla 2.

Resultados de los conteos modales de componentes principales y los minerales pesados de la fracción accesoria. Se observa el nombre de la muestra, seguido de sus conteos de Cuarzo monocristalino, con extinción paralela (Cmp), Cuarzo monocristalino con extinción ondulante (Cmo), Cuarzo policristalino con extinción paralela (Cpp), Cuarzo policristalino con extinción ondulante (Cpo), feldespato (F), plagioclasa (P), líticos (L), minerales pesados (Mp), biógenos (B) y el total de conteos por muestra.

| MUESTRA | CMP | CMO | CPP | CPO | F | P | L | MP | B | TOTAL |
|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|-------|
| RIO HUILOTEPEC | 92 | 29 | 0 | 0 | 19 | 16 | 97 | 4 | 2 | 259 |
| ARROYO MAZATÁN | 8 | 8 | 7 | 5 | 99 | 44 | 69 | 10 | 10 | 260 |
| RIO ZIMATÁN (RZ) | 15 | 6 | 20 | 14 | 110 | 29 | 48 | 7 | 10 | 259 |
| RZ GRAVA | 105 | 11 | 3 | 28 | 38 | 22 | 57 | 0 | 0 | 264 |
| RZ ARENA | 113 | 33 | 1 | 0 | 36 | 28 | 49 | 1 | 0 | 261 |
| LC2-FLANCO | 37 | 16 | 14 | 13 | 75 | 33 | 40 | 34 | 2 | 264 |
| LC3-C | 7 | 7 | 15 | 8 | 125 | 26 | 39 | 31 | 0 | 258 |
| LC6-FLANCO | 32 | 33 | 7 | 11 | 100 | 30 | 26 | 7 | 6 | 252 |

| | | | | | | | | | | |
|-------------------|-----|----|----|----|-----|----|----|----|----|-----|
| LC5-FLANCO | 101 | 56 | 0 | 5 | 63 | 26 | 33 | 19 | 0 | 303 |
| LC1-SOTAV | 47 | 36 | 3 | 12 | 72 | 38 | 30 | 13 | 5 | 256 |
| G2C | 90 | 17 | 3 | 6 | 96 | 25 | 32 | 10 | 6 | 285 |
| G4FLANCO | 29 | 11 | 19 | 7 | 106 | 31 | 32 | 9 | 11 | 255 |
| G4C | 114 | 34 | 0 | 5 | 50 | 29 | 28 | 7 | 0 | 267 |
| G3 FLANCO | 27 | 14 | 26 | 14 | 85 | 25 | 55 | 7 | 5 | 258 |
| CB2SOTAV | 86 | 47 | 0 | 1 | 63 | 32 | 24 | 23 | 0 | 276 |
| CB1C | 94 | 23 | 0 | 0 | 49 | 29 | 94 | 17 | 0 | 306 |
| CB6FLANCO | 39 | 20 | 23 | 10 | 80 | 35 | 26 | 14 | 9 | 256 |
| CB2C | 97 | 21 | 0 | 10 | 57 | 35 | 27 | 31 | 0 | 278 |
| CB3S | 30 | 6 | 14 | 4 | 74 | 24 | 24 | 67 | 12 | 255 |
| CH1C | 29 | 22 | 15 | 10 | 114 | 19 | 38 | 2 | 15 | 264 |
| CH5SOTAV | 38 | 21 | 22 | 17 | 72 | 29 | 35 | 13 | 10 | 257 |
| CH12SOTAV | 29 | 30 | 4 | 13 | 54 | 47 | 39 | 23 | 18 | 257 |
| CH4C | 54 | 16 | 29 | 20 | 51 | 14 | 52 | 5 | 17 | 258 |
| PA7BARLOV | 100 | 50 | 0 | 0 | 24 | 22 | 60 | 10 | 4 | 270 |
| PA1C | 87 | 49 | 0 | 6 | 51 | 30 | 53 | 32 | 0 | 308 |
| PA6C | 78 | 21 | 0 | 7 | 59 | 10 | 81 | 2 | 2 | 260 |
| LV1C | 73 | 42 | 27 | 26 | 6 | 37 | 37 | 4 | 3 | 255 |
| LV2C | 71 | 64 | 0 | 0 | 45 | 39 | 57 | 6 | 0 | 282 |

4.4.1 Componentes Subordinados

Se llevaron a cabo 201 ± 69 cuentas de componentes subordinados por muestra (Tabla 3). Se observó que los L fueron el componente más abundante en muestras de duna y río. Los líticos metamórficos (Lm) muestran mayor abundancia en las muestras y presentan texturas granoblásticas y lepidoblásticas (Figura 14), seguidos de los líticos volcánicos (Lv) que presentan texturas porfídicas y los líticos sedimentarios (Ls), siendo estos últimos los de menor número de cuentas (15%) (Tabla 3). Uno de los componentes más abundantes, después de los líticos, son las micas (M).

Los minerales opacos (Op) ocupan el tercer puesto en cuanto a abundancia se refiere, éstos se concentran en mayor proporción que el anfíbol (Anf) y el piroxeno (Px) (Tabla 3). La abundancia de M, Op y Anf es relativamente constante en todas las muestras, mientras que Px, óxidos, epidota y granate son menos comunes.

Tabla 3.

Resultado de los conteos modales de líticos y de minerales ligeros y pesados de la fracción accesoria. Se observa el nombre de la muestra, seguido de sus conteos de Líticos metamórficos (Lm), Líticos sedimentarios (Ls), Líticos volcánicos (Lv), Anfíbol (Anf), Piroxeno (Px), Minerales Opacos (Op), Mica; Óxidos, Epidota, Granate y el total de conteos por muestra.

| | LM | LS | LV | ANF | PX | OP | MICA | ÓXIDOS | EPIDOTA | GRANATE | TOTAL |
|-------------------------|-----|----|----|-----|----|-----|------|--------|---------|---------|-------|
| RIO HUILOTEPEC | 32 | 18 | 50 | 8 | 3 | 29 | 10 | 0 | 0 | 3 | 153 |
| RIO MAZATÁN | 59 | 7 | 10 | 6 | 17 | 30 | 113 | 5 | 2 | 2 | 251 |
| RIO ZIMATÁN (RZ) | 140 | 39 | 12 | 5 | 8 | 7 | 41 | 2 | 0 | 5 | 259 |
| RZ GRAVA | 37 | 1 | 0 | 1 | 0 | 19 | 5 | 0 | 0 | 0 | 63 |
| RZ ARENA | 17 | 14 | 27 | 8 | 2 | 11 | 28 | 0 | 1 | 0 | 108 |
| LC2-FLANK | 74 | 4 | 38 | 12 | 23 | 42 | 14 | 10 | 4 | 43 | 264 |
| LC3-C | 96 | 0 | 19 | 12 | 6 | 53 | 23 | 2 | 0 | 45 | 256 |
| LC6-FLANK | 25 | 8 | 8 | 10 | 20 | 18 | 24 | 6 | 1 | 0 | 120 |
| LC5-FLANK | 34 | 7 | 31 | 33 | 8 | 31 | 15 | 0 | 0 | 16 | 175 |
| LC1-SOTAV | 46 | 4 | 48 | 8 | 15 | 14 | 40 | 10 | 0 | 0 | 185 |
| G2C | 21 | 18 | 14 | 35 | 8 | 43 | 24 | 0 | 0 | 8 | 171 |
| G4FLANK | 119 | 24 | 12 | 12 | 11 | 21 | 25 | 3 | 4 | 23 | 254 |
| G4C | 20 | 7 | 24 | 18 | 5 | 12 | 18 | 0 | 0 | 6 | 110 |
| G3 FLANK | 78 | 6 | 39 | 2 | 3 | 5 | 17 | 2 | 2 | 2 | 156 |
| CB2SOTAV | 36 | 28 | 28 | 27 | 12 | 48 | 62 | 0 | 0 | 23 | 264 |
| CB1C | 38 | 19 | 43 | 20 | 12 | 61 | 29 | 0 | 0 | 15 | 237 |
| CB6FLANK | 62 | 16 | 16 | 9 | 21 | 21 | 36 | 5 | 2 | 0 | 188 |
| CB2C | 140 | 39 | 12 | 5 | 8 | 7 | 41 | 2 | 0 | 5 | 259 |
| CB3S | 49 | 23 | 8 | 9 | 10 | 71 | 33 | 4 | 9 | 43 | 259 |
| CH1C | 90 | 22 | 33 | 13 | 8 | 9 | 29 | 5 | 0 | 0 | 209 |
| CH5SOTAV | 74 | 33 | 13 | 12 | 14 | 31 | 55 | 11 | 2 | 13 | 258 |
| CH12SOTAV | 30 | 39 | 32 | 13 | 19 | 41 | 65 | 13 | 3 | 0 | 255 |
| CH4C | 133 | 28 | 20 | 4 | 8 | 24 | 36 | 11 | 0 | 0 | 264 |
| PA7BARLOV | 36 | 5 | 19 | 11 | 3 | 13 | 9 | 0 | 0 | 9 | 105 |
| PA1C | 32 | 6 | 41 | 48 | 31 | 123 | 24 | 0 | 0 | 27 | 332 |
| PA6C | 23 | 5 | 55 | 0 | 0 | 5 | 3 | 0 | 0 | 2 | 93 |
| LV1C | 165 | 2 | 16 | 10 | 6 | 8 | 25 | 5 | 2 | 0 | 239 |
| LV2C | 17 | 3 | 46 | 22 | 12 | 11 | 25 | 0 | 0 | 6 | 142 |

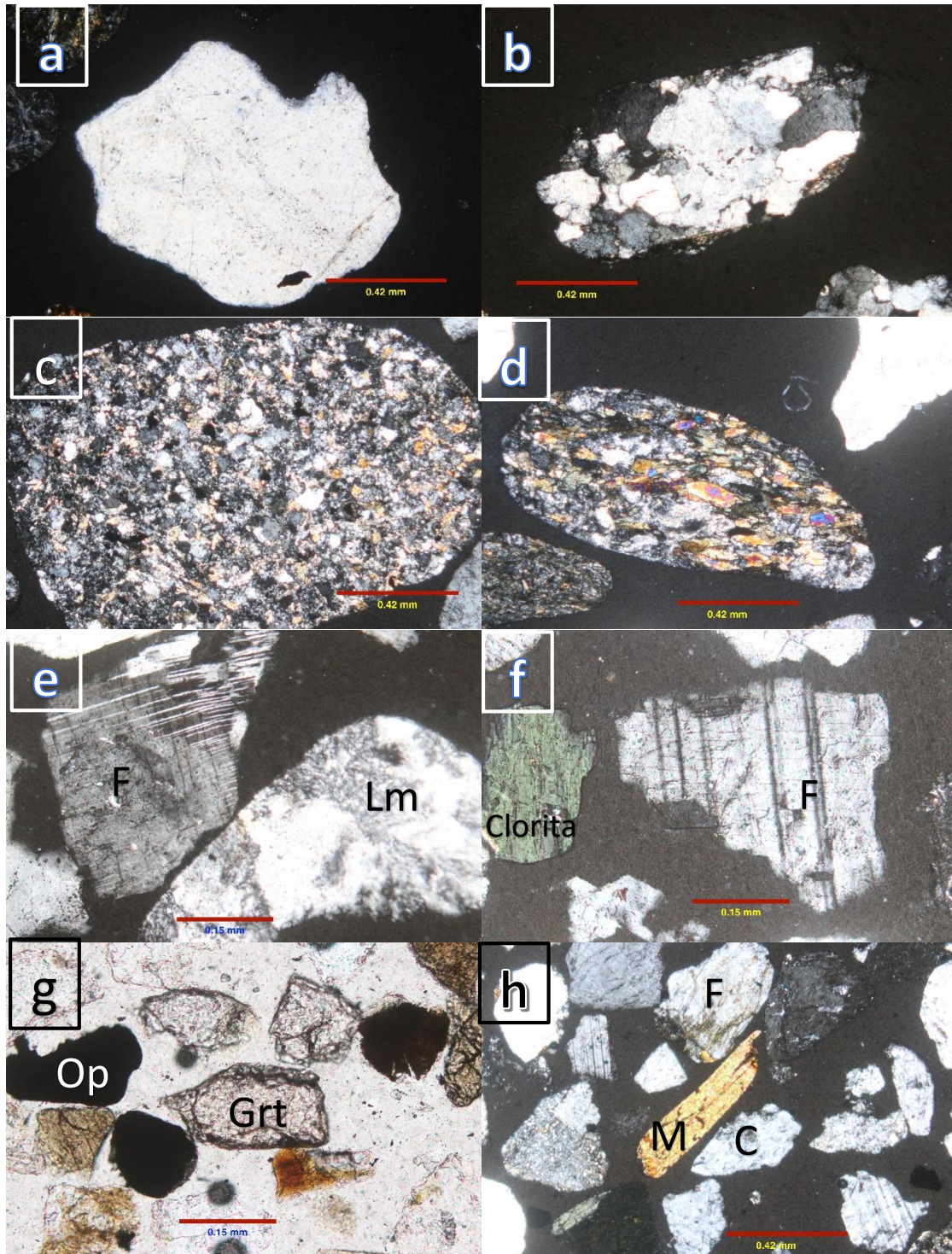


Figura 14. Fotomicrografías de componentes en lámina delgada. a) C monocrystalino. nicoles cruzados. Muestra PA-6-C. b) C policristalino. nicoles cruzados. Muestra PA-6-C. c) Lm con textura granoblástica. nicoles cruzados. Muestra PA-6-C. d) Lm con textura lepidoblástica. nicoles cruzados. Muestra PA-6-C. e) F y Lm con textura granoblástica. nicoles cruzados. Muestra PA-6-C. f) F y Clorita. nicoles cruzados. Muestra LC-3-C. g) Op y Grt. luz paralela. Muestra CB-3-C. h) F, M y C monocrystalino. nicoles cruzados. Muestra LC-3-C.

4.4.2 *Análisis por localidades*

4.4.2.1. *Ríos*

La arena se clasifica como lito-cuarzo-feldespática y feldespato-lito-cuarzosa (Garzanti, 2016). Se pueden observar altas concentraciones de C (40%) y F (35%) respecto a L (menor al 40%), así como alta variabilidad composicional para el resto de los componentes. Se observa una tendencia hacia los Fk y decremento en P (menor al 30%), mayor concentración promedio de Lm (50%) y Lv (30%) respecto a los Ls (menor al 30%), mayor concentración promedio de M (70%) respecto a Anf y Px (menor al 50% y 20%, respectivamente), así como altas concentraciones promedio de Op (60%) respecto a Anf y Grt (ambos menores al 40%).

4.4.2.2. *Dunas*

G. Tres muestras de la localidad G se clasifican como lito-cuarzo-feldespáticas y solo una muestra se clasifica como feldespato-lito-cuarzosa (Garzanti, 2016), donde se registran altas concentraciones de C (40%) y F (60%) respecto a L (menor al 25%). se observa $Fk > P$, $Lm > Ls > Lv$, $M > Anf > Px$, así como $Op > Anf > Grt$.

LC. Cuatro muestras de la localidad LC se clasifican como lito-cuarzo-feldespáticas y solo una muestra como feldespato-lito-cuarzosa (Garzanti, 2016), donde se registran altas concentraciones de C (35%) y F (65%) con tendencia hacia los F, respecto a L (menor al 20%). Se observa $Fk > P$, $Lm > Lv > Ls$, $M > Anf = Px$, así como $Op > Grt > Anf$. Es importante resaltar que LC es la localidad con mayor presencia de Grt.

CB. De las 5 muestras de CB, 3 se clasifican como feldespato-lito-cuarzosas y 2 como lito-cuarzo-feldespáticas (Garzanti, 2016), registrando C (40%), F (60%) y L (menor al 40%). Se observa $Fk > P$. Respecto a la concentración de líticos se observan dos grupos de muestras con tendencias diferentes, las muestras 1, 2 y 3 con mayor porcentaje de Lv y las muestras 4 y 5 con mayor porcentaje de Lm. Los Ls decrecen en ambos grupos. Se registra $M > Anf > Px$, así como $Op > Anf = Grt$.

CH. De las 5 muestras de CH, 4 se clasifican como lito-cuarzo-feldespáticas y solo una muestra como feldespato-lito-cuarzosa (Garzanti, 2016), registrando C y F (40%) con una ligera tendencia hacia F, respecto a L (menor a 30%). Se observa $F_k > P$. Respecto a la concentración de líticos se observan dos grupos de muestras con tendencias diferentes, las muestras 2 y 5 con mayor porcentaje de Lv y las muestras 1, 3 y 4 con mayor porcentaje de Lm (70%). Los Ls decrecen en ambos grupos. Se registra $M(70\%) > Anf = Px$, así como $Op > Anf > Grt$. Importante resaltar que Chipehua es la localidad con mayor presencia de P.

PA. Todas las muestras de la localidad PA se clasifican como feldespato-lito-cuarzosas (Garzanti, 2016), registrando C (50%) y F (25%) con una tendencia hacia el C, respecto a L (menor al 35%). se observa $F_k > P$. Respecto a la concentración de líticos se observan dos grupos de muestras con tendencias diferentes, las muestras 1 y 3 con mayor porcentaje de Lv y las muestras 2 y 4 con mayor porcentaje de Lm. Los Ls decrecen en ambos grupos de muestras. Se observa $M > Anf > Px$, así como $Op > Anf > Grt$.

LV. Todas las muestras de la localidad LV se clasifican como feldespato-lito-cuarzosas (Garzanti, 2016), registrando C (60%) y F (25%) con una tendencia por muestra hacia el C, respecto a L (menor al 25%). se observa $F_k > P$. Respecto a la concentración de líticos se observan distintas tendencias en las dos muestras registradas, la muestra 2 con mayor porcentaje de Lv y la muestra 1 con mayor porcentaje de Lm. Los Ls decrecen en ambas muestras (menor al 5%). Se observa $M > Anf > Px$, así como $Op > Anf > Grt$.

4.4.3 Diagramas Ternarios

El diagrama ternario C-F-L (Figura 15) muestra una tendencia hacia los vértices del C y F, mientras que el promedio de concentración de L es menor, encontrándose en la banda de 10% y 20%. La abundancia de los L es inferior a 35% en muestras de duna, e inferior a 40% en muestras de río. En general, las muestras de PA, LV y la mayor parte de las muestras de arena de río muestran un enriquecimiento en C, mientras que las muestras de las localidades de LC, CH y G son más enriquecidas en F. Las muestras de CB tienen un mayor rango de abundancia entre los dos componentes.

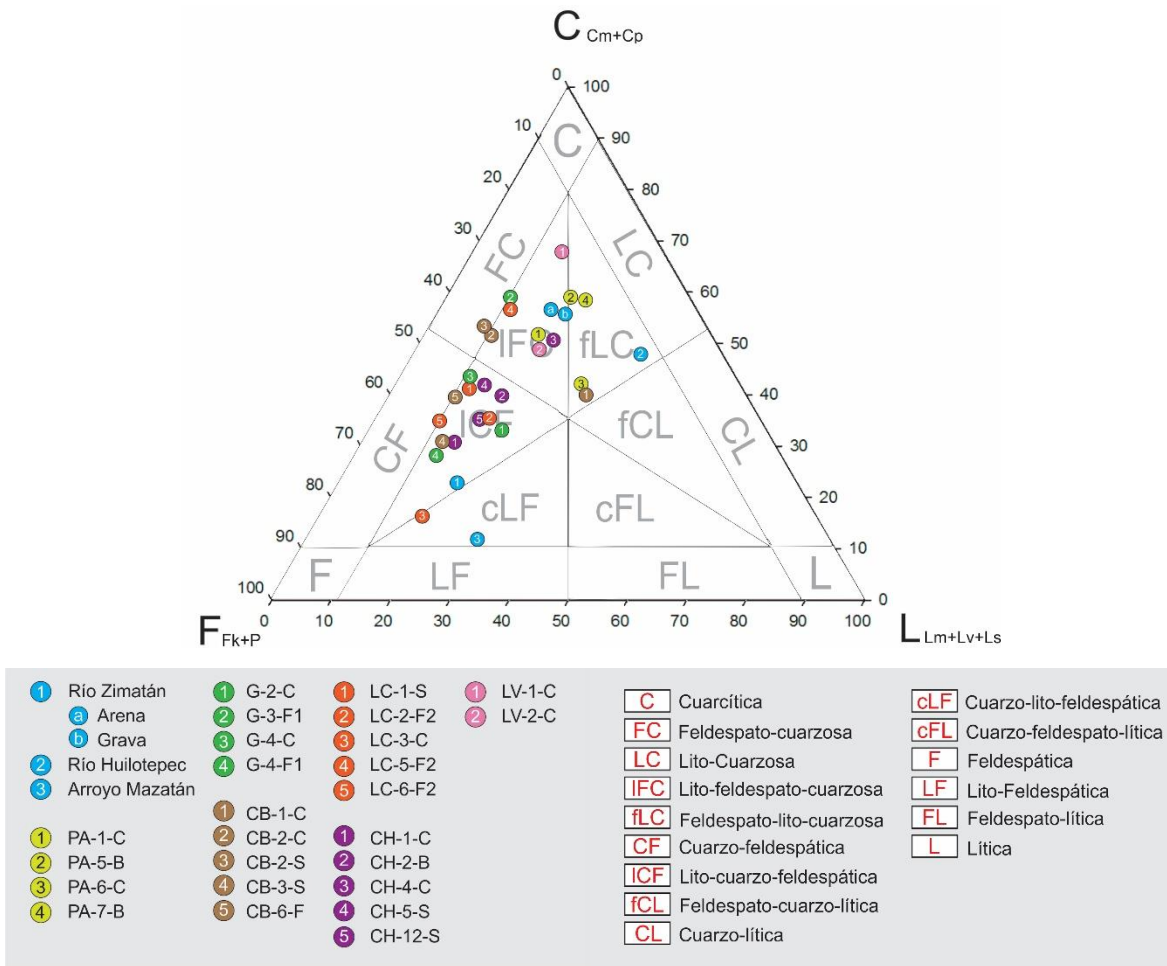


Figura 15. Diagrama ternario C-F-L (cuarzo-feldespato-líticos) de muestras de duna y río. n=31

El diagrama ternario C-P-Fk (Figura 16) muestra una clara tendencia hacia los vértices de C y Fk, mientras que el promedio de concentración de P está entre los valores de 10% y 20% en la mayoría de las muestras. En general, las muestras de las localidades PA, LV y la mayor parte de las muestras de río están enriquecidas en cuarzo, mientras que las muestras de LC, CH y G muestran abundancias entre 35 y 70% de Fk.

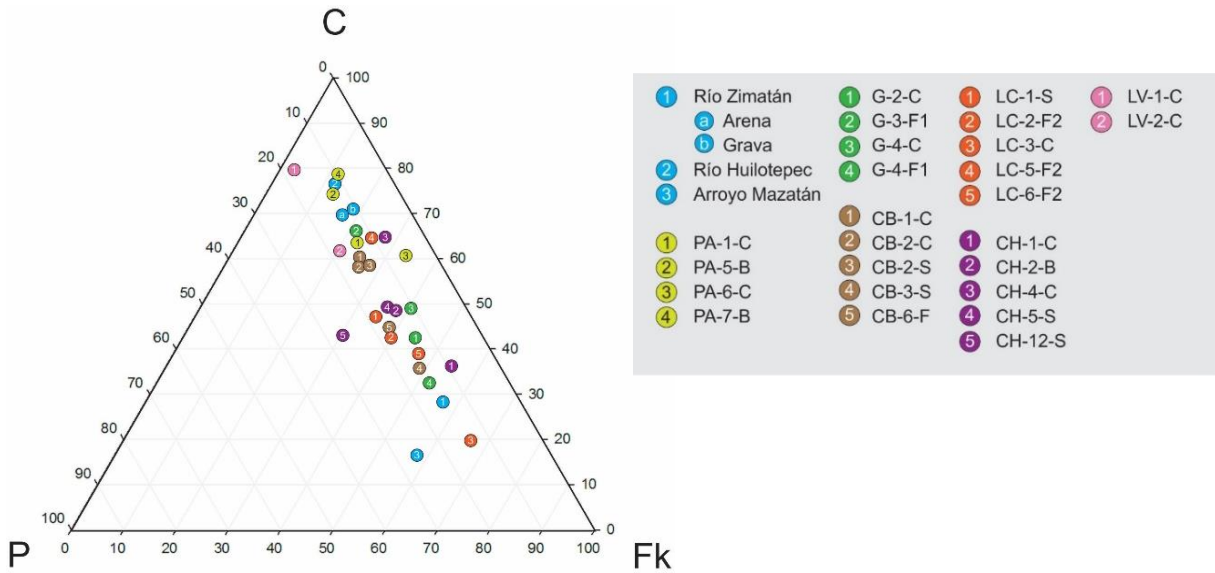


Figura 16. Diagrama ternario C-P-Fk (Cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico) de muestras de duna y río. n=31

El diagrama ternario Lm-Lv-Ls (Figura 17) muestra una tendencia hacia los vértices de Lm y Lv, mientras que el promedio de concentración de Ls es menor a 40%. Las muestras de todas las localidades presentan una amplia dispersión en el contenido de Lv y Lm, por lo que es difícil discriminar entre una localidad y otra.

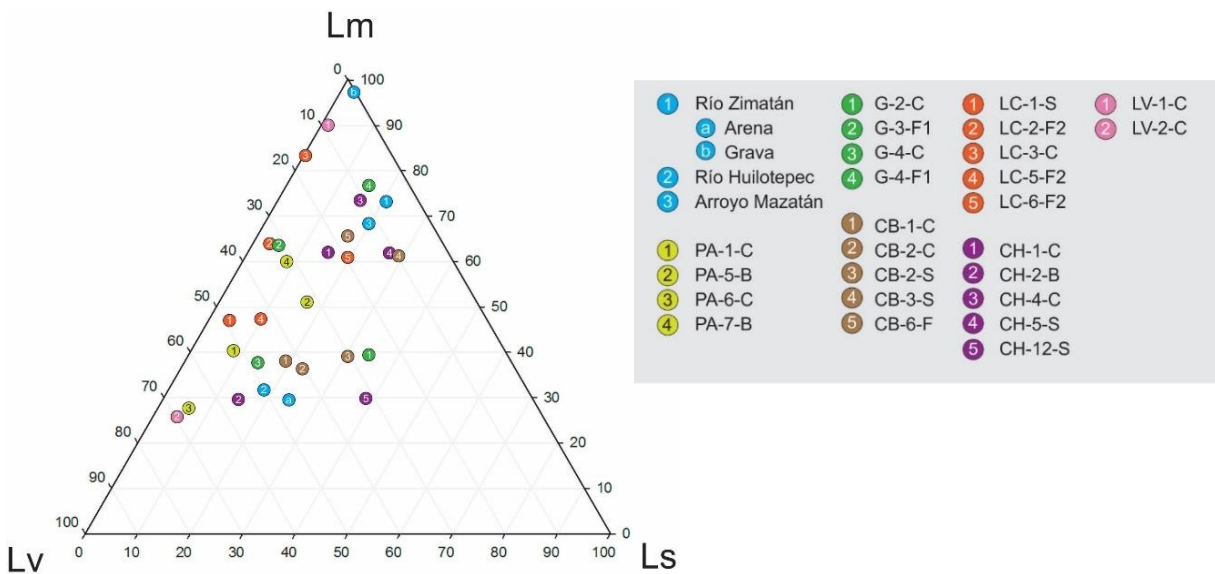


Figura 17. Diagrama ternario Lm-Lv-Ls (Líticos metamórficos-Líticos volcánicos-Líticos sedimentarios) de muestras de duna y río. n=31

El diagrama ternario M-Px-Anf (Figura 18) muestra una tendencia hacia los vértices de M y Anf, mientras que el promedio de concentración de Px es menor, encontrándose principalmente entre el 10% y 20%. Las muestras de río y las muestras de la localidad CH son las que presentan una mayor abundancia en M (57-85%), mientras que las muestras de PA presentan un mayor contenido de Anf. El resto de las muestras de las otras localidades tienen una mayor dispersión.

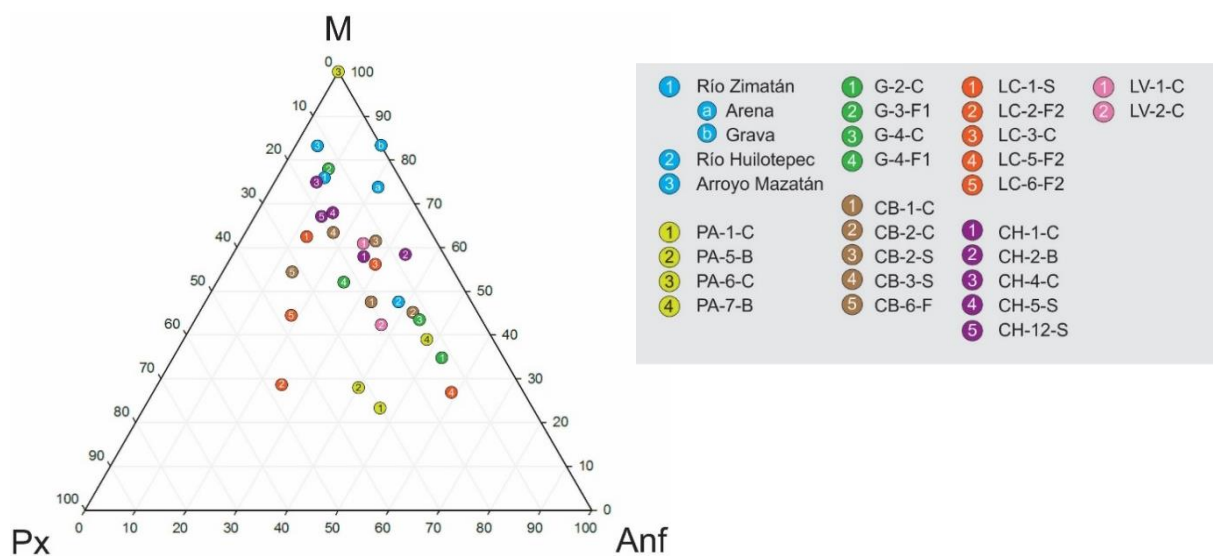


Figura 18. Diagrama ternario M-Px-Anf (Mica-Piroxeno-Anfíbol) de muestras de duna y río. n=31

El diagrama ternario Op-Anf-Grt (Figura 19) muestra una tendencia hacia el vértice de los minerales opacos, donde la mayor parte de las localidades presenta entre 35 y 80% de este componente. El contenido de Anf y de granate en todas las muestras están en proporciones similares en todas las muestras, normalmente inferiores a 50%. En este diagrama todas las muestras de todas las localidades se dispersan.

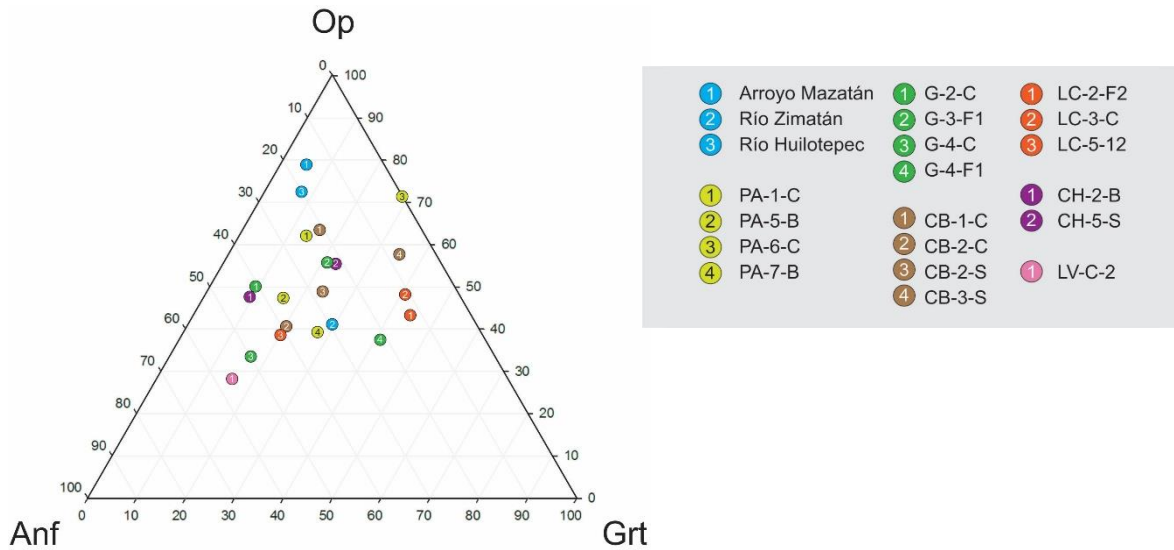


Figura 19. Diagrama ternario Op-Anf-Grt (Minerales opacos-Anfíbol-Granate) de muestras de duna y río. n=21

Las muestras en el diagrama ternario Op-M-Grt (Figura 20) muestran una tendencia hacia los vértices de Op y M. Las muestras de las localidades PA y LC son las que tienen la mayor abundancia en minerales opacos, variando entre 40-70% y 40-50%, respectivamente. Las muestras de LC son también las que tienen un mayor contenido de granate, entre 25-45%. Las muestras de las localidades de CH, G, LV y la mayor parte de las muestras de río presentan el contenido más alto en micas, generalmente superior al 40% e inferior al 80%.

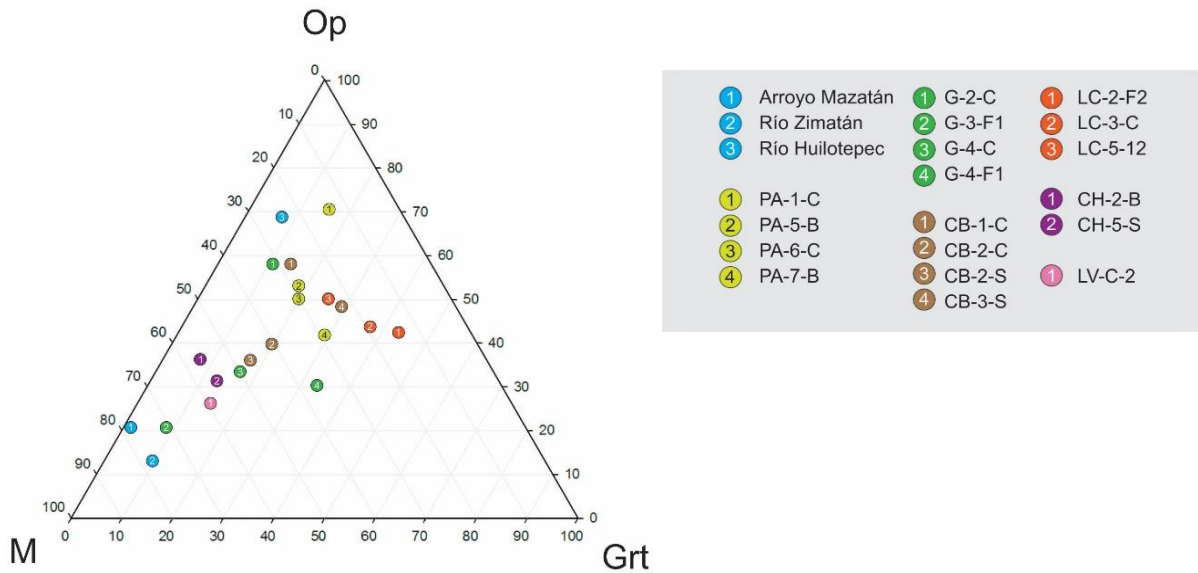


Figura 20. Diagrama ternario Op-M-Grt (Minerales opacos-Mica-Granate) de muestras de duna y río. n=21

4.5 Análisis de Difracción de Rayos X

Se obtuvieron 6 difractogramas con el fin de respaldar lo observado durante el análisis modal; tres de arena de duna, dos de muestra de río y uno de muestra de roca procedente de CB con estrías eólicas o wind-grooves (Laity & Bridges, 2009). En estos se resaltaron los picos más representativos de cada muestra.

Se determinó analizar muestras de río con el fin de esclarecer los componentes aportados por dichos sistemas, muestras de duna pertenecientes a localidades de las DE para comprender la dinámica de dicho grupo de dunas y muestra de roca procedente de CB con el fin de determinar su importancia en el aporte de material al sistema de las DE.

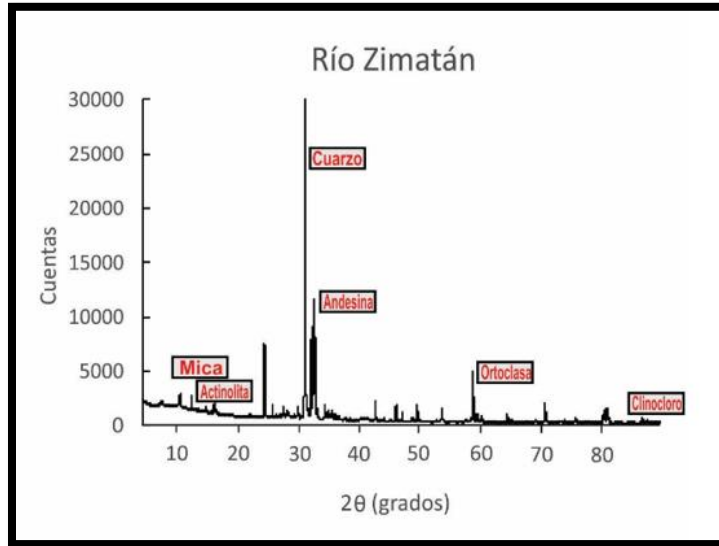


Figura 21. Difractograma de muestra Río Zimatán

Los picos significativos de la muestra de Río Zimatán (Figura 21) pertenecen a: mica, actinolita, cuarzo, andesina, ortoclasa y clinocloro. A partir del difractograma se puede identificar a la actinolita como el anfíbol observado durante el análisis modal, así como a la ortoclasa y a la andesina como feldespato potásico y plagioclasa, respectivamente. El pico representativo de las micas muestra un número considerable de cuentas de minerales de estas características durante la difracción de rayos X, respaldando las cuentas realizadas durante el análisis modal de esta localidad.

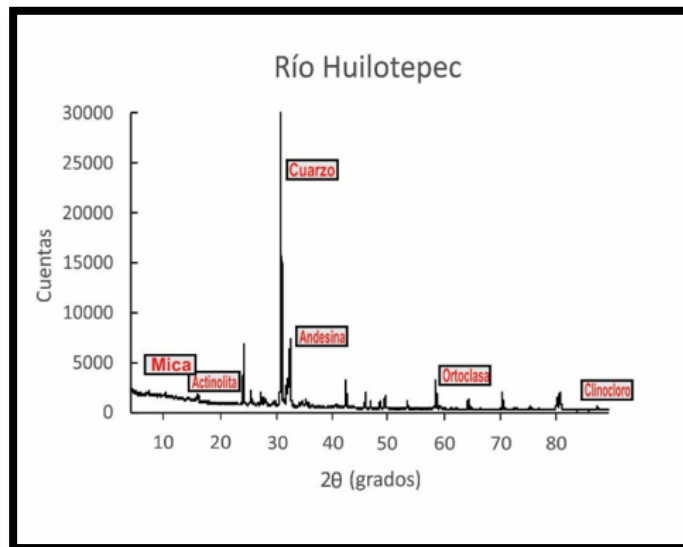


Figura 22. Diffractograma de muestra Río Huilotepec

Los picos significativos de la muestra de Río Huilotepec (Figura 22) muestran presencia de: mica, actinolita, cuarzo, andesina, ortoclasa y clinocloro. Se observa a la actinolita como el anfíbol presente. Se detecta la presencia de andesina y ortoclasa como las plagioclasas y feldespatos potásicos observados, respectivamente. Se vuelven a observar conteo considerable de micas. Se detecta clinocloro en la composición de la arena.

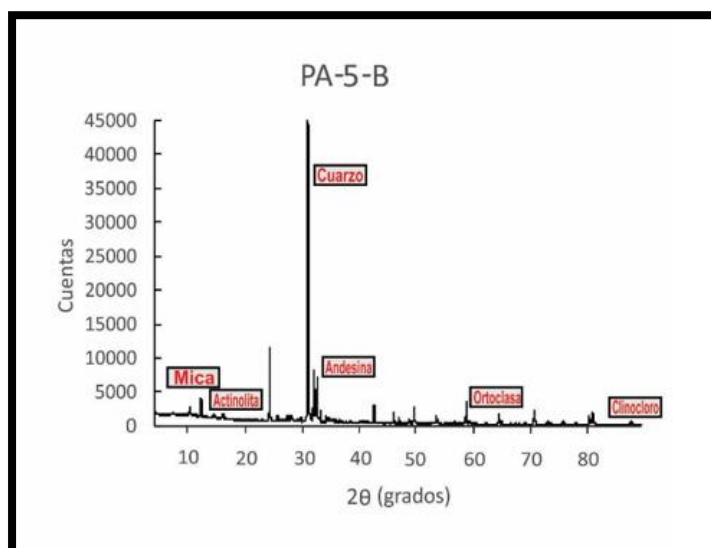


Figura 23. Diffractograma de muestra PA-5-B

Los picos significativos de la muestra PA-5-B (Playa Azul, Figura 23) pertenecen a: mica, actinolita, cuarzo, andesina, ortoclasa y clinocloro. Podemos observar los mismos patrones composicionales a los mostrados por las muestras de río. Se identifican actinolita, andesina y ortoclasa como anfíboles, plagioclasas y feldespatos potásicos. Se identifica la presencia de clinocloro en la muestra.

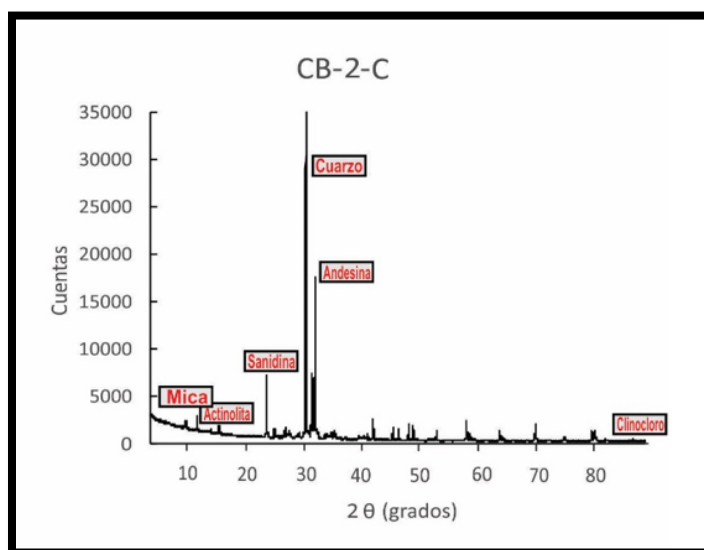


Figura 24. Difractograma de muestra CB-2-C

Los picos conspicuos de la muestra CB-2-C (Concepción Bamba, Figura 24) identifican mica, actinolita, sanidina, cuarzo, andesina y clinocloro. Se identifica andesina y sanidina como feldespato potásico. De nueva cuenta se observa un conteo considerable de mica por difracción, cosa que respalda los valores de mica encontrados durante el análisis modal. Se identifica clinocloro en la muestra.

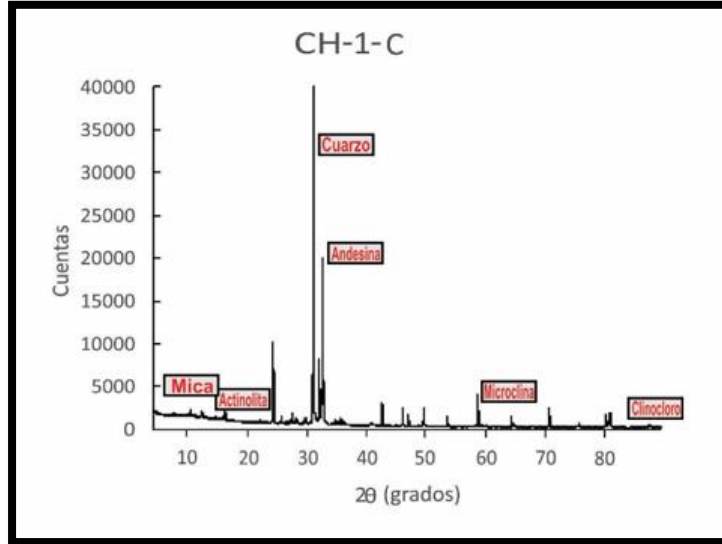


Figura 25. Difractograma de muestra CH-1-C

Los picos significativos detectaron en la muestra CH-1-C (Chipehua, Figura 25) mica, actinolita, cuarzo, andesina, microclina y clinocloro. Se identifican actinolita, andesina y microclina como feldespato potásico. De nueva cuenta se observa un conteo considerable de mica por difracción, cosa que respalda los valores de mica encontrados durante el análisis modal. Se identifica clinocloro.

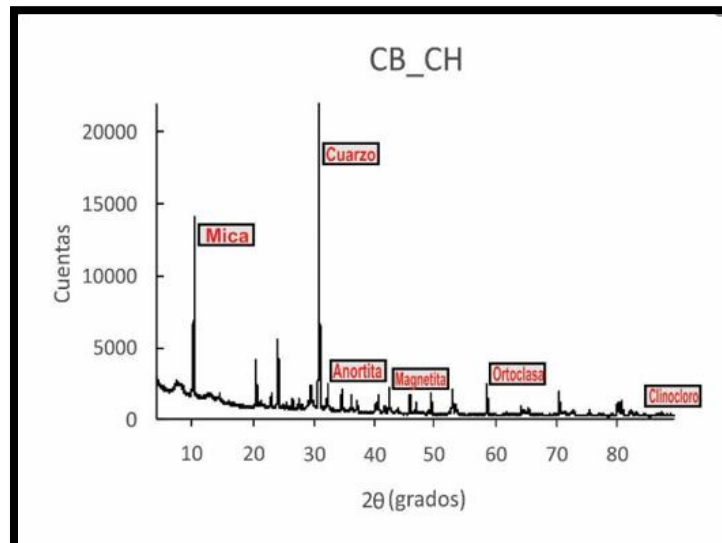


Figura 26. Difractograma de muestra CB_CH

Los picos identificados en la muestra CB_CH (Figura 25, Roca volcanosedimentaria con estrías eólicas) son mica, cuarzo, anortita, magnetita, ortoclasa y clinocloro. Se observa que las señales siguen el mismo patrón de los difractogramas de arena de duna y muestra de ríos. Se detecta señal de mica con valores de cuentas muy altos. Hay anortita y ortoclasa como los minerales de plagioclasa y feldespato potásico encontrados durante el análisis modal.

5. Discusión

5.1 *Granulometría*

5.1.1 *Ríos*

Se observan discrepancias entre el tamaño de grano de duna (arena mediana) y muestra de río (arena muy gruesa) debido a sus características naturales distintas, como son el medio de transporte, la energía que dichos medios son capaces de alcanzar y la duración del transporte hasta la cuenca de depósito. Los ríos presentan mayores tamaños de grano y peores clasificaciones de tamaño de grano que las dunas debido a que dichas características están sujetas a diversos factores como cambios de flujo, cambios de patrones de movimiento río arriba, cercanía a la roca fuente, alto gradiente que genera rápido transporte desde el parteaguas hasta la playa, periodos de inundación que agrega material adyacente al río, por mencionar algunos (Ibbeken & Schleyer, 1991; Friend, 1993).

En el caso de los ríos muestreados, los factores que alteran el tamaño de grano y la clasificación de tamaño de grano son los cambios de flujo, los periodos de inundación y la cercanía a la roca fuente. El área de estudio presenta clima cálido subhúmedo con lluvias en verano y estación seca en invierno, fenómeno que propicia aumento y disminución de afluencia a lo largo del año.

5.1.2 *Dunas*

Existen diversos estudios que identifican discrepancias en el tamaño de grano de dunas pertenecientes al mismo campo, así como discrepancias en el tamaño de grano en dunas individuales. Se identifican los tamaños de grano más finos en la cima de la duna, encontrándose gradualmente tamaños más gruesos hacia la base de la duna (Livingstone, 1987; Livingstone et al., 1999; Kasper-Zubillaga et al., 2007). El tamaño de grano de las

dunas del presente estudio se clasifica como arena media, con muestras de localidades pertenecientes a las DE que se clasifican como arena fina (Figura 12). Los tamaños de grano mayores en las DO indican procesos de deflación de componentes más finos (Abuodha, 2003; Kasper-Zubillaga et al., 2007; Lopez et al., 2020).

La clasificación de la arena de duna varía según la sección de la cual se tome la muestra, siendo la cresta la sección mejor clasificada mientras que los flancos presentan una clasificación más pobre (Livingstone et.al., 1999). En el caso de este estudio, la clasificación de muestras de las crestas y los flancos no presenta diferencias significativas (Tabla 1). Las clasificaciones registradas (moderadamente a bien clasificadas) indican selectividad por transporte eólico (Kasper-Zubillaga, 2009).

La arena varía de asimétrica hacia los gruesos a asimétrica hacia los finos. Los valores de asimetría positivos indican mayor acción eólica sobre las dunas, mientras que valores negativos indican procesos de deflación y escasa distancia de transporte por el agente eólico (McKee, 1979). Considerando ambientes con influencia litoral, la asimetría negativa y simetría indican mayor interacción litoral y/o descarga fluvial de material grueso sobre planicies costeras (arena de playa), mientras que una asimetría positiva indica mayor interacción eólica (arena de duna) (Friedman, 1961; Kasper-Zubillaga et.al., 2013).

En las DO se observan valores de asimetría que sugieren una mayor interacción litoral posiblemente asociada a que estas se encuentran en planicies de inundación, mientras que las DE muestran valores de asimetría asociados a una interacción dominante eólica (a excepción de PA).

La curtosis indica que todas las muestras presentan una distribución leptocúrtica, distribución común en ambientes de duna (Khalaf, 1989; Kasper-Zubillaga & Carranza-Edwards, 2005).

A partir de los datos granulométricos descritos en este apartado, se puede observar que las DE están principalmente dominadas por los vientos tehuanos de invierno mientras que las DO están dominadas por accionar litoral y eólico por deflación.

Las dunas de LV tienen valores de asimetría similares a los observados en las DO posiblemente por deflación de las fracciones finas y acción litoral y/o aporte fluvial. Adicionalmente, la proximidad del río Huilotepec aporta la fracción más gruesa de la arena.

5.2 *Mineralogía*

5.2.1 *Análisis general y difracción de rayos X*

Composicionalmente, la arena muestreada tanto en ríos como en dunas se clasifica en dos grandes grupos: arena lito-cuarzo-feldespáticas y arena feldespato-lito-cuarzosas. La concentración más significativa de cuarzo monocristalino (Cm) en comparación con cuarzo policristalino (Cp) sugiere que la arena tiene como fuentes principales rocas plutónicas y rocas metamórficas de bajo grado (e.g., esquistos) (Blatt & Christie, 1963; Basu et.al., 1975; Tortosa et.al., 1988; Kasper-Zubillaga et.al., 2005). El cuarzo monocristalino y policristalino con extinción paralela (Cmp y Cpp) es más abundante que el cuarzo con extinción ondulante (Cmo y Cpo), lo cual indica fuentes de rocas plutónicas y rocas metamórficas de alto grado, mientras que los granos de cuarzo con extinción ondulante son comunes en rocas metamórficas de bajo grado (Basu et al., 1975; McKosky, 1975). En el caso del área de estudio, las rocas graníticas cenozoicas (Pggr) se identifican como posible fuente de cuarzo monocristalino y con extinción paralela y a los esquistos de edad Cretácica (Kmet) como posible fuente de cuarzo policristalino y con extinción ondulante.

Los feldespatos potásicos incluyen ortoclasa, microclina y sanidina, mientras que las plagioclasas están conformadas por andesina y anortita. La microclina y la ortoclasa son feldespatos de menor y media temperatura, respectivamente. Ambos son comunes en rocas metamórficas e ígneas como el granito, granodiorita, sienita y, en general, todas las rocas plutónicas de temperatura baja y media (Klein & Philpotts, 2013). La sanidina es feldespato potásico común como fenocristal en rocas volcánicas, tales como riolitas y traquitas de rápido enfriamiento (Cambeses & Scarrow, 2012). Se observan texturas de exsolución de pertitas, así como procesos de sericitización en los feldespatos potásicos. Las

pertitas son procesos de exsolución de plagioclasas con alto porcentaje de albita en feldespatos potásicos, comúnmente registradas en granitos (Parada, 1984; Pandit, 2015). La sericitización es el proceso de alteración común en feldespatos potásicos y plagioclasas a causa de procesos hidrotermales (hidratación) de granitos (Rodríguez Terente et al., 2000). La presencia de pertitas en cristales de microclina y ortoclasa sugieren que el origen de dichos minerales se asocia a las rocas graníticas cenozoicas del área de estudio (Pggr).

La andesina se identifica como una plagioclasa intermedia en la solución sólida albita, anortita. Dicho mineral se encuentra principalmente en rocas plutónicas y volcánicas de composición intermedia, tales como la diorita y la andesita (Winter, 2001). Por otro lado, la presencia de anortita está asociada a rocas con metamorfismo de contacto, así como a rocas de composición máfica, desde andesitas hasta basaltos (Winter, 2001). en la arena del área de estudio, la presencia de andesina se asocia a las rocas andesíticas y piroclásticas del Paleógeno-Neógeno (Tvsc), así como en los gneises gabróticos-dioríticos del Proterozoico (PTmmet) y, en menor medida, a las rocas graníticas del Paleógeno (Pggr). La anortita solo se registró en las rocas volcanosedimentarias con estrías eólicas que separan las localidades de CH y CB.

Las alteración por sericitización en el grupo de los feldespatos es común en sedimentos ricos en feldespatos, sin embargo, es difícil determinar si dichas alteraciones ocurrieron durante la etapa de formación y evolución del mineral dentro de la roca o por intemperización de la arena depositada (Hunter, 1965).

De acuerdo con la diferenciación de los granos líticos, el análisis modal muestra la presencia de esquistos y granulitas (Lm) (Figura 13). Los líticos volcánicos son de composición intermedia, probablemente andesitas. Los líticos sedimentarios presentes en las muestras indican una fuente con pedernal.

Las proporciones de los líticos varían a partir de la proximidad de la fuente y de su durabilidad (Garzanti et al., 2015). Los granos de origen volcánico son los más resistentes ante procesos físicos, seguidos de los líticos metamórficos y los líticos de origen sedimentario. Al considerar las proporciones del área de estudio, se puede inferir que los líticos metamórficos proceden de una fuente cercana a la costa (Kasper-Zubillaga & Zolezzi-

Ruiz, 2007; Garzanti et al., 2012a), probablemente de los cuerpos metamórficos cretácicos ubicados al oeste de Salina Cruz (Kmet). Los líticos volcánicos podrían estar asociados a las unidades volcánicas andesíticas y piroclásticas del Paleógeno-Neógeno al norte del área de estudio (Tvsc). Es probable que dichos líticos hayan sido transportados por los afluentes de los ríos del área de estudio hacia la costa, gracias a que resisten más al transporte mecánico (Garzanti et al., 2012). Aunado a esto, es importante resaltar que la alta durabilidad de éstos líticos también se reporta en ambientes fluviales (Cameron & Blatt, 1971). La composición de líticos en las dunas está controlada principalmente por la exposición y erosión de esquistos (Kmet) y andesitas (Tvsc).

Los líticos sedimentarios en las dunas probablemente sean producto de la erosión de las rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior (Ki), afloramientos próximos al afluente de los ríos Astata y Huilotepec (Figura 2).

En la fracción accesoria, la presencia de minerales como piroxenos y anfíboles puede estar asociada a rocas básicas, tales como rocas ígneas ultramáficas y máficas (basalto, gabro, peridotita), así como en rocas con metamorfismo de contacto y de alta temperatura (Demange, 2012) y a rocas ígneas intermedia y ácida hasta rocas metamórficas como anfíbolita y gneis de horblenda en facies de anfíbolita. El anfíbol es un mineral móvil ante acción eólica, por lo que suele ser transportado hacia mar adentro y está sujeto a transporte litoral, mientras que el piroxeno, al ser más denso y resistente mecánicamente, es capaz de soportar transporte de largas distancias sobre la costa (Garzanti et al., 2015). La presencia de ambos minerales y considerando las características que presentan ante el transporte, se infiere que ambos están presentes en las dunas por medio de la combinación de las corrientes litorales y de la acción eólica.

El mayor constituyente de las micas se identifica petrográficamente como biotita a través de su color marrón, pleocroísmo y birrefringencia (Figura 13) (Nesse, 1991). La biotita es uno de los silicatos formadores de rocas más comunes, se presenta en granitos como el componente rico en hierro y magnesio principal de dichas rocas. También se encuentra en rocas de composición ácida a intermedia, así como en rocas metamórficas como esquistos y gneises (Klein & Philpotts, 2013). De forma general, el hábito tabular de las micas las hace

menos susceptibles al transporte eólico a diferencia de componentes minerales con otros sistemas cristalográficos que pueden ser más susceptibles al transporte eólico (Shepard & Young, 1961). Es por esto que las micas, al igual que el anfíbol, son más susceptibles al transporte por corrientes litorales y mareales, por lo que decrece su concentración en las dunas y aumenta en las playas (Shepard & Young, 1961; Garzanti et al., 2015).

El contenido de minerales opacos en la fracción accesoria corresponde con la magnetita. La magnetita es un mineral accesorio en rocas ígneas (máficas, alcalinas y calcoalcalinas con abundante Fe y granitos), metamórficas (aureolas de contacto) y sedimentarias (Winter, 2001). Dentro de los estudios sedimentarios, se identifica a la magnetita como producto de depósitos de placeres en las playas. El alto contenido de óxidos de Ti-Fe en las arenas de dunas costeras del Golfo de México, África occidental y la India se ven atenuados por el efecto de los mecanismos de deriva de larga distancia y el proceso de arrastre selectivo como las olas (Garzanti et al., 2012a; 2015; Kasper-Zubillaga et al., 2008; 2016). La concentración de opacos se identificó en la roca volcanosedimentaria de las localidades de CH y CB.

El granate es uno de los minerales metamórficos más comunes y tienen ocurrencia en rocas metamórficas de origen pelítico e ígneo máfico (almandino) y en equivalentes metamórficos de rocas ricas en carbonatos (grosularia) (Demange, 2012). La alta densidad y baja movilidad del granate hace que dicho mineral permanezca en la costa y no sea susceptible a agentes litorales además de presentar alta durabilidad mecánica que lo hace capaz de recorrer largas distancias (Garzanti et al., 2012a; 2015).

5.2.2 Ríos

La composición mineralógica de los sistemas fluviales está fuertemente influenciada por los tipos de roca que drenan, por los procesos hidráulicos y por las características de los componentes que conforman las muestras (afinidad a diferentes tamaños de grano). Considerando una pobre clasificación de tamaño de grano en ríos, se puede determinar

mayor variabilidad composicional en los sistemas fluviales (Kasper-Zubillaga et al., 2007; Garzanti et al., 2010; Kasper-Zubillaga et al., 2013).

El contenido de cuarzo y feldespatos se encuentra en una proporción y composición similar a la de la arena de duna, por lo que se puede inferir que ambos ambientes presentan la misma fuente para los dos componentes.

La arena del río Zimatán muestra un enriquecimiento en líticas metamórficas, por encima de la arena de los ríos Huilotepec y Mazatán. En las inmediaciones del río Zimatán hay unidades metamórficas expuestas (Kmet) que sugieren estar relacionadas a este enriquecimiento, el cual también podría estar relacionado con transporte litoral en dirección Oeste-Este. En muestra del río Huilotepec se observa enriquecimiento en líticas volcánicas asociadas a rocas volcánicas (Tvsc) próximas a su afluente.

En cuanto piroxenos y anfíboles se observa un decremento en las muestras de los ríos respecto a sus valores totales. Esto podría deberse a su baja resistencia mecánica.

La biotita se presenta en granitos como el componente rico en hierro y magnesio principal de dichas rocas. También se encuentra en rocas de composición ácida a intermedia, así como en esquistos y gneises (Klein & Philpotts, 2013). La proximidad del cuerpo granítico Pggr sugiere la concentración de biotita en las dunas.

Los minerales opacos están asociados a rocas volcanosedimentarias marinas del Mesozoico (Mvs). El decremento de estos minerales en los sistemas de río, respecto a las dunas, indica que estos sistemas fluviales no contribuyen al aporte principal de dicho mineral. La presencia de wind-grooves en las rocas volcanosedimentarias sugiere que los minerales opacos están asociados a la erosión de estas rocas por acción de lluvia y viento, no por transporte fluvial.

5.2.3 DO

En las DO, hay una mayor concentración de cuarzo monocristalino sobre cuarzo policristalino; también se observa mayor concentración de cuarzo con extinción paralela sobre cuarzo con extinción ondulante. Se observan incrementos en cuarzo monocristalino

y cuarzo con extinción paralela respecto a los ríos. Tanto cuarzo monocristalino como cuarzo con extinción paralela son comunes en rocas plutónicas y rocas metamórficas de alto grado, mientras que los cuarzos policristalinos y de extinción ondulante son comunes en rocas metamórficas de bajo grado (Basu et al., 1975; Tortosa et al., 1988). Para las DO el principal control composicional de las dunas está influenciado por rocas graníticas (Pggr) y esquistos (Kmet). La presencia de cuarzo con extinción ondulante sugiere menor madurez mineralógica de la arena y, posiblemente, un control de fuentes metamórficas cercanas (Kmet) (Blatt & Christie, 1963; Kasper-Zubillaga et al., 2005).

Se observó un enriquecimiento de feldespato potásico sobre plagioclasa. Las DO concentran más feldespato potásico en comparación con las DE y con las muestras de río, lo cual implica que rocas parentales como granito, granodiorita, sienita y, en general todas las rocas plutónicas de temperatura baja y media, determinan la composición de las DO (Klein & Philpotts, 2013). El incremento en feldespato potásico está asociado a la proximidad de los cuerpos graníticos Pggr cercanos a la costa y a los afluentes del Río Zimatán y del Arroyo Mazatán que aportan material de dichas rocas.

En las DO se observó un enriquecimiento en Lm y Lv y un decrecimiento en Ls. Esto se debe al aporte de Lm por parte del Río Zimatán así como un transporte litoral dirección Oeste-Este, ambos proceden de esquistos pertenecientes a la litología Kmet. La presencia de fragmentos de granulita (rocas asociadas a litología PTmmet) refuerza el transporte litoral en dirección Oeste-Este.

En cuanto al contenido de piroxenos y anfíboles, se registró un incremento de ambos componentes respecto al total. Esto se debe a la influencia litoral que presentan las DO, las cuales aportan dichos componentes detríticos por medio de corrientes en dirección Oeste-Este, procedentes de las rocas metamórficas de las litologías Kmet (esquistos) y PTmmet (gneises granulíticos). Una vez depositados en la playa, estos minerales fueron re TRABAJADOS por los vientos tehuanos, incorporándose a los sistemas de duna. No se descarta que una porción de estos minerales provenga de la erosión eólica de los cuerpos volcanosedimentarios (Mvs) que están próximos a las localidades de las DO.

Las micas constituyen el 11.82% de los componentes subordinados de las DO. Se observa un ligero decremento respecto al conteo total de muestras, sin embargo, la cantidad de micas sigue siendo considerable. Esta concentración podría deberse a la cercanía y aporte de cuerpos asociados con este mineral (Pggr, Kemt y Mvs), mientras que la pérdida podría deberse a los procesos de deflación y consecuente transporte mar adentro, y a procesos de marea y corrientes litorales (ambos presentes en las DO) (Garzanti et al., 2015).

Los minerales opacos mantienen una proporción similar a la general, esto podría deberse a que las localidades pertenecientes a las DO se encuentran muy próximas al cuerpo Mvs (magnetita).

Se observa un aumento de granate en las DO, comparado con la concentración de este mineral en las DE y los sistemas de río. Dicho enriquecimiento se debe a la proximidad de rocas metamórficas (Kemt y PTmmet) a las localidades de las DO, así como al hecho de que las DO se ven influenciadas por corrientes litorales, por lo que el granate transportado por dichas corrientes (Oeste a Este) pudo enriquecer las playas de estas localidades (Ritchie et.al., 2019), exponiendo al granate a vientos con alta energía (vientos tehuanos) e incorporándolo a los sistemas de duna, hacia los flancos de las mismas, por turbulencia de viento (Garzanti et al., 2012).

5.2.4 DE

Se observó mayor concentración de cuarzo monocristalino en comparación a cuarzo policristalino, así como mayor abundancia en cuarzoes con extinción paralela sobre cuarzoes con extinción ondulante, por lo que, para las DE, el principal control composicional está influido por rocas graníticas (Pggr) y esquistos (Kmet). Se puede observar que las concentraciones de los granos de cuarzo son similares a las DO, lo cual implica que este componente principal en DO y DE tiene la misma fuente. El decremento de cuarzo policristalino y de extinción ondulante podría deberse a la distancia de transporte desde los esquistos Kmet y a que el cuarzo con extinción ondulante es menos estable que el cuarzo con extinción paralela (Blatt & Christie, 1963).

Las DE concentran la menor abundancia de feldespatos potásicos en comparación a las muestras de los ríos y las DO. La abrasión eólica tiende a producir la trituración selectiva de feldespato potásico producto de impactos entre los granos (Muhs, 2004; 2017). Este factor, la distancia de 5-15 km de la roca parental (e.g., granitos Pggr) respecto a las localidades de la DE y la ausencia de aporte fluvial de cuerpos ricos en este componente, pudieran estar relacionados al decremento de este mineral.

La disminución de líticos metamórficos se debe a la lejanía de las rocas parentales metamórficas (esquistos Kmet) de las DE (20-25 Km) y al escaso aporte de dichos líticos por parte del Arroyo Mazatán y el Río Huilotepec que son los sistemas fluviales más cercanos a las localidades de las DE. Además, los líticos metamórficos son susceptibles a la destrucción selectiva en sistemas de playa de alta energía y durante largos periodos de transporte litoral (Garzanti et al., 2012).

La baja concentración de anfíboles y piroxenos se debe a la baja durabilidad mecánica de estos minerales (Garzanti et al., 2012).

La mayor concentración de micas en las DE, comparada a las DO, sugiere el aporte del Arroyo Mazatán y a la erosión de rocas volcanosedimentarias (Mvs) que suministran micas a la arena de las DE, sobre todo en las localidades de CH y CB. Al noreste de las localidades de CB, CH y PA las rocas graníticas Pggr suministran micas a las DE (Shepard & Young, 1961; Rasul & Basaham, 2002; Garzanti et al., 2015).

Los minerales opacos incrementan su concentración en las DE en comparación a las DO posiblemente a la presencia de magnetita en las rocas volcanosedimentarias (Mvs) expuestas en las cercanías de las localidades de CH y CB. La mayor concentración de minerales opacos en las DE se debe a un aporte muy local.

El decremento de granate en las DE sugiere la mayor distancia de rocas fuente en relación a las DE y al poco aporte de este mineral en todos los sistemas fluviales. De igual forma, la disminución de las planicies de inundación en el grupo de localidades de las DE pudo disminuir la deposición de dicho mineral en los sistemas de duna, limitándolo a depósitos de placeres (Garzanti & Andò, 2007).

El entrapamiento de arena y la composición de las DE es controlado por los afloramientos de roca volcanosedimentaria (Mvs). Éstas presentan estructuras similares a estrías generadas por la acción eólica. Sus patrones paralelos o divergentes suelen indicar la dirección dominante de viento que les dio origen, en este caso, noreste-suroeste (N. Lancaster, 1985).

A manera de conclusión, se puede determinar una fuente principal granítica (Pggr), acompañada de una fuente secundaria metamórfica de bajo grado (Kmet) y una tercera fuente subordinada que varía en su composición, por lo que probablemente estaría comprendida de varias litologías, tanto metamórficas y volcánicas como sedimentarias (Mvs, Tvsc, Ki y PTmmet).

6. Conclusiones

La costa este del litoral de Oaxaca funge como laboratorio natural al presentar dos ambientes de formación de dunas con características morfológicas, texturales y composicionales diferentes, generadas por agentes eólicos, litorales y fluviales. Estos accidentes topográficos permitieron profundizar acerca del efecto de estos agentes y su relación con el entrapamiento de arena.

El presente estudio ha revelado la variabilidad textural y composicional de arena de duna mediante técnicas de tamizado, difracción de rayos X y análisis modal, a partir de las cuales se identifica lo siguiente:

1. Las DO presentan menor desarrollo en altura en comparación a las DE debido a la presencia del afloramiento volcanosedimentario Mvs que inhibe el transporte de arena al oeste por los vientos Tehuanos.
2. las DO presentan arena más gruesa, mal clasificada y simétrica, parámetros asociados al conjunto de interacciones litorales y eólicas por deflación, mientras que las DE presentaron arena más fina, mejor clasificada y asimétrica hacia los finos, parámetros asociados primordialmente a interacción eólica producto de los vientos tehuanos que azotan el área de estudio.
3. A partir del predominio de cuarzo monocristalino con extinción paralela, feldespato potásico y mica (biotita), se pudo determinar una fuente principal granítica asociada a transporte eólico y fluvial, procedente de los afloramientos de rocas graníticas (Pggr).
4. La presencia de cuarzo policristalino con extinción ondulante y líticos de origen metamórfico indican que rocas metamórficas de bajo grado son la fuente secundaria de la arena, asociada a transporte fluvial y litoral, procedente de los esquistos pertenecientes a la litología Kmet.
5. Se identificó una tercera fuente subordinada de carácter sedimentario y/o volcánico y/o metamórfico.

Es importante mencionar que los objetivos que se plantearon pudieron completarse de manera íntegra, pues, con base en el análisis textural y mineralógico se determinó al viento, a las corrientes litorales, al aporte fluvial y al relieve como los factores dominantes del área de estudio, y con base a estos, se pudo determinar la fuente de la arena.

De forma general, se obtuvo valiosa información acerca del área de estudio, principalmente acerca de la dinámica de formación y evolución de los sistemas de duna encontrados en la zona. Se logró hacer uso óptimo de los equipos y materiales necesarios para llevar a cabo esta investigación.

7. Referencias

1. Abuodha, J. O. Z. (2003). Grain size distribution and composition of modern dune and beach sediments, Malindi Bay coast, Kenya. *Journal of African Earth Sciences*, 36(1–2), 41–54. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00016-2](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00016-2)
2. Basu, A., Young, S. W., Suttner, L. J., James, W. C., & Mack, G. H. (1975). Re-Evaluation of the use of Undulatory Extinction and Polycrystallinity in Detrital Quartz for Provenance Interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45(4), 873–882.
3. Bishop, D. G., & Mildenhall, D. C. (1994). The geological setting of ventifacts and wind-sculpted rocks at Mason bay, Stewart Island, and their implications for late quaternary paleoclimates. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 37(2), 169–180. <https://doi.org/10.1080/00288306.1994.9514612>
4. Blatt, H., & Christie, J. M. (1963). Undulatory Extinction in Quartz of Igneous and Metamorphic Rocks and Its Significance in Provenance Studies of Sedimentary Rocks. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 33(3). <https://doi.org/10.1306/74d70ebb-2b21-11d7-8648000102c1865d>
5. Blott, S. J., & Pye, K. (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
6. Boggs, S. (2006). Principles of sedimentology and stratigraphy. In *Principles of sedimentology and stratigraphy* (fourth ed.). New Jersey: Pearson Prentice Hall.
7. Boggs, S. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks* (segunda ed). Nueva York: Cambridge University Press.
8. Bristow, C. S., Balley, S. D., & Lancaster, N. (2000). The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406(6791), 56–59. <https://doi.org/10.1038/35017536>
9. Cambeses, A., & Scarrow, J. H. (2012). Estudio mineralógico cuantitativo mediante difracción de Rayos-X de rocas potásicas de la región volcánica neógena del sureste de España : ' lamproitas anómalas .' *Geogaceta*, 52, 113–116.
10. Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040–1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
11. Caracciolo, L., Garzanti, E., von Eynatten, H., & Weltje, G. J. (2016). Sediment generation and provenance: Processes and pathways. *Sedimentary Geology*, 336, 1–2. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.015>
12. Carlson, D. H., Plummer, C. C., & Hammersley, L. (2019). Physical Geology Earth Reveald. In *Journal of Chemical Information and Modeling* (Vol. 53). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
13. Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J. J., Martínez-Serrano, R. G., Cabrera-Ramírez, M., Rosales Hoz, L., Alatorre Mendieta, M. A., ... 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>
14. Castillo, S., Popma, J., & Moreno-Casasola, P. (1991). Coastal sand dune vegetation of Tabasco and Campeche, Mexico. *Journal of Vegetation Science*, 2(1), 73–88. <https://doi.org/10.2307/3235899>

15. Demange, M. (2012). Mineralogy for Petrologists. In *Mineralogy for Petrologists*.
<https://doi.org/10.1201/b12307>
16. Dickinson, W. R. (1970). Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2), 695–707.
17. Elías-Herrera, M., Ortega-Gutérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., & Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83–109.
<https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a5>
18. Flor, G., & Martínez Cedrun, P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (zona oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos*, 47(5–6), 317–337.
19. Folk, R. L. (1980). Petrologie of sedimentary rocks. *Hemphill Publishing Company, Austin*, 170. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
20. Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3–26.
<https://doi.org/10.1306/74d70646-2b21-11d7-8648000102c1865d>
21. Friedman, G. M. (1961). *Discintion Between Dune, Beach and River Sands From Their Textural Characteristics*. 31(4), 514–529.
22. Friend, P. F. (1993). Control of river morphology by the grain-size of sediment supplied. *Sedimentary Geology*, 85(1–4), 171–177. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90081-F](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90081-F)
23. Fryberger, S. G., & Dean, G. (1979). Dune forms and wind regime. In *A study of global sand seas* (Vol. 1052, pp. 137-169). US Government Printing Office Washington.
24. García Amaro, E. (2004). Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. In *num. 6* (6th ed.). <https://doi.org/10.2307/j.ctv1xxv3n.2>
25. Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis-Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336 (October 2016), 3–13.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>
26. Garzanti, E., & Andò, S. (2007). Chapter 20 Heavy Mineral Concentration in Modern Sands: Implications for Provenance Interpretation. *Developments in Sedimentology*, 58(07), 517–545. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58020-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58020-9)
27. Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., & Najman, Y. (2010). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 1. Bedload sand (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3–4), 368–381. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.017>
28. Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., Lustrino, M., Boni, M., & Vermeesch, P. (2012). Petrology of the Namib Sand Sea: Long-distance transport and compositional variability in the wind-displaced Orange Delta. *Earth-Science Reviews*, 112(3–4), 173–189.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.008>
29. Garzanti, E., Vermeesch, P., Andò, S., Vezzoli, G., Valagussa, M., Allen, K., ... Al-Juboury, A. I. A. (2013). Provenance and recycling of Arabian desert sand. *Earth-Science Reviews*, 120, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.01.005>
30. Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Pereira, A., & Vermeesch, P. (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology*, 62(4), 971–996. <https://doi.org/10.1111/sed.12169>

31. Garzanti, E., & Resentini, A. (2016). Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336 (October 2016), 81–95. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.013>
32. Garzanti, E., Vermeesch, P., Vezzoli, G., Andò, S., Botti, E., Limonta, M., ... Yaya, N. K. (2019). Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth-Science Reviews*, 197(March), 102918. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102918>
33. Hesp, P. (Patrick), New Zealand Forest Research Institute., & Coastal Dune Vegetation Network. (2000). *Coastal sand dunes : form and function*. Forest Research.
34. Hunter, R. E. (1965). Feldspar in Illinois Sands: A Further Study. *Illinois State Geological Survey*, (391), 24.
35. Ibbeken, H., & Schleyer, R. (1991). *Source and Sediment A Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy)*. Berlin.
36. Ingersoll, R. V, Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). *THE EFFECT OF GRAIN SIZE ON DETRITAL MODES: A TEST OF THE GAZZ|-DICKINSON POINT-COUNTING METHOD 1*.
37. Jiménez-Orocio, O., Hesp, P., Martínez, M. L., Espejel, I., & Moreno-Casasola, P. (2014). Tipos de dunas. *Diagnóstico General de Las Dunas Costeras de México*, (JANUARY), 26–40.
38. Jiménez-Orocio, O., Espejel, I., & Martínez, M. L. (2015). Scientific research on coastal dunes of Mexico: Origin, evolution and challenges. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 86(2), 486–507. <https://doi.org/10.1016/j.rmb.2015.04.022>
39. Kasper Zubillaga, J. J., Carranza Edwards, A., & Rosales Hoz, L. (1999). Petrography and geochemistry of Holocene sands in the western Gulf of Mexico; implications for provenance and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 69(5), 1003–1010. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.1003>
40. Kasper-Zubillaga, J. J., & Dickinson, W. W. (2001). Discriminating depositional environments of sands from modern source terranes using modal analysis. *Sedimentary Geology*, 143(1–2), 149–167. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00058-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00058-6)
41. Kasper-zubillaga, J. J., & Carranza-edwards, A. (2003). Modern sands of the Gulf of Mexico: Discriminating fluvial and coastal sand composition Arenas actuales del Golfo de México: Discriminación entre la composición de arenas fluviales y costeras. *Ciencias Marinas*, 29, 621–630.
42. Kasper-Zubillaga, Juan José, & Carranza-Edwards, A. (2005). Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 383–390.
43. Kasper-Zubillaga, J. J., Dickinson, W. W., Carranza-Edwards, A., & Hornelas-Orozco, Y. (2005). Petrography of quartz grains in beach and dune sands of Northland, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48(4), 649–660. <https://doi.org/10.1080/00288306.2005.9515139>
44. Kasper-Zubillaga, Juan José, Ortiz-Zamora, G., Dickinson, W. W., Urrutia-Fucugauchi, J., & Soler-Arechalde, A. M. (2007). Textural and compositional controls on modern beach and dune sands, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(3)(March), 366–389. <https://doi.org/10.1002/esp>
45. Kasper-Zubillaga, Juan José, & Zolezzi-Ruiz, H. (2007). Grain size, mineralogical and geochemical studies of coastal and inland dune sands from El Vizcaíno Desert, Baja California Peninsula, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 423–438.

46. Kasper-Zubillaga, Juan José, Zolezzi-Ruiz, H., Carranza-Edwards, A., Girón-García, P., Ortiz-Zamora, G., & Palma, M. (2007). Sedimentological, modal analysis and geochemical studies of desert and coastal dunes, Altar Desert, NW Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(August 2007), 489–508. <https://doi.org/10.1002/esp>
47. Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A., & Morton-Bermea, O. (2008). Heavy minerals and rare earth elements in coastal and inland dune sands of El Vizcaino desert, Baja California Peninsula, Mexico. *Marine Georesources and Geotechnology*, 26(3), 172–188. <https://doi.org/10.1080/10641190802258932>
48. Kasper-Zubillaga, Juan José, Acevedo-Vargas, B., Bermea, O. M., & Zamora, G. O. (2008). Rare earth elements of the Altar Desert dune and coastal sands, Northwestern Mexico. *Chemie Der Erde*, 68(1), 45–59. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.05.001>
49. Kasper-Zubillaga, Juan José. (2009). Roundness in quartz grains from inland and coastal dune sands, Altar desert, Sonora, Mexico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 61(1), 1–12. <https://doi.org/10.18268/BSGM2009v61n1a1>
50. Kasper-Zubillaga, Juan José, López, C. L., & Muñoz, C. A. E. de la F. (2016). Provenance of opaque minerals in coastal sands, western Gulf of Mexico, Mexico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 323–338. <https://doi.org/10.18268/BSGM2016V68N2A10>
51. Kasper-Zubillaga, Juan José, Armstrong-Altrin, J. S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O., Cruz, R. L. S., & Lozano Santa Cruz, R. (2013). Control in Beach and Dune Sands of the Gulf of Mexico and the Role of Nearby Rivers. *International Journal of Geosciences*, 04(08), 1157–1174. <https://doi.org/10.4236/ijg.2013.48110>
52. Kasper-Zubillaga, J. J., Arellano-Torres, E., Armstrong-Altrin, J. S., & Sial, A. N. (2017). A study of carbonate beach sands from the Yucatan Peninsula, Mexico: a case study. *Carbonates and Evaporites*, 32(1). <https://doi.org/10.1007/s13146-015-0283-0>
53. Khalaf, F. (1989). Textural Characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert. *Sedimentology*, 36(2), 253–271.
54. Klein, C., & Philpotts, A. R. (2013). Earth Materials: Introduction to Mineralogy and Petrology. In *American Mineralogist* (Primera ed, Vol. 97). <https://doi.org/10.2138/am.2012.582>
55. Komar, P. D., & Chi Wang. (1984). Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *Journal of Geology*, 92(6), 637–655. <https://doi.org/10.1086/628903>
56. Laity, J. E., & Bridges, N. T. (2009). Ventifacts on Earth and Mars: Analytical, field, and laboratory studies supporting sand abrasion and windward feature development. *Geomorphology*, 105(3–4), 202–217. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.014>
57. Lancaster, N. (1985). Winds and sand movements in the Namib Sand Sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10(6), 607–619. <https://doi.org/10.1002/esp.3290100608>
58. Lancaster, Nicholas. (2009). Geomorphology of desert environments. In *Geomorphology of Desert Environments*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9>
59. Livingstone, I. (1987). Grain-size variation on a “complex” linear dune in the Namib Desert. *Geological Society Special Publication*, 35(35), 281–291. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.035.01.19>
60. Livingstone, I. A. N., Bullard, J. E., Wiggs, G. F. S., & Thomas, D. S. G. (1999). Grain-size variation on dunes in the southwest kalahari, Southern Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 69(3), 546–552. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.546>
61. Livingstone, Ian, & Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: an Introduction*. Longman.

62. Lopez, O. M., Hegy, M. C., & Missimer, T. M. (2020). Statistical comparisons of grain size characteristics, hydraulic conductivity, and porosity of barchan desert dunes to coastal dunes. *Aeolian Research*, 43 (January), 100576. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100576>
63. McBride, E. F. (1991). Petrology of the sedimentary rocks. In *Geomorphology* (Vol. 4). [https://doi.org/10.1016/0169-555x\(91\)90027-8](https://doi.org/10.1016/0169-555x(91)90027-8)
64. McKee, E. D. (1979). A Study of Global Sand Seas. In *Geological Survey Professional Paper* (Vol. 1052). <https://doi.org/doi.org/10.3133/pp1052>
65. McKosky, J. A. (1975). *Quartz in provenance examination*. Michigan State University.
66. Mejía-Ledezma, R. O., Kasper-Zubillaga, J. J., Alvarez-Sánchez, L. F., Mendieta-Lora, M., Arellano-Torres, E., Tetlalmatzi-Martínez, J. L., ... Armstrong-Altring, J. S. (2020). Surface textures of quartz and ilmenite grains from dune and beach sands of the Gulf of Mexico Coast, Mexico: Implications for fluvial, aeolian and marine transport. *Aeolian Research*, 45(October 2019), 100611. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100611>
67. Mendieta-Lora, M., Mejía-Ledezma, R. O., Kasper-Zubillaga, J. J., Arellano-Torres, E., & Álvarez Sánchez, L. F. (2018). Mineralogical and geochemical implications of weathering rates in coastal dunes and beach sands close to a volcanic rock source in the western Gulf of Mexico, Mexico. *Chemie Der Erde*, 78(3), 323–339. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.06.004>
68. Morales de la Garza, E. A., & Carranza-Edwards, A. (1995). Sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec. *Hidrobiológica*, 5(1–2), 25–36.
69. Morales Soriano, S. M. (2005). *Disponibilidad de agua en regiones administrativas*. UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA.
70. Morán Zenteno, D. J. (1984). *Geología de la República Mexicana*. México: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
71. Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., & Keppie, J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 319–341. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a4>
72. Muhs, D. R. (2004). Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*, 59(1–4), 247–269. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.020>
73. Muhs, D. R. (2017). Evaluation of simple geochemical indicators of aeolian sand provenance: Late Quaternary dune fields of North America revisited. *Quaternary Science Reviews*, 171, 260–296. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.007>
74. Muhs, D. R., Meco, J., Budahn, J. R., Skipp, G. L., Betancort, J. F., & Lomoschitz, A. (2019). The antiquity of the Sahara Desert: New evidence from the mineralogy and geochemistry of Pliocene paleosols on the Canary Islands, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 533(June). <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109245>
75. Nesse, W. D. (1991). *Introduction to Optical Mineralogy* (Second Edi). New York: Oxford University Press.
76. Ortega-Gutérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geophysics International*, 20–3, 177–202.
77. Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183(March 2018), 2–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>

78. Pandit, D. (2015). Geochemistry of Feldspar intergrowth microtextures from paleoproterozoic granitoids in Central India: Implications to exsolution processes in granitic system. *Journal of the Geological Society of India*, 85(2), 163–182. <https://doi.org/10.1007/s12594-015-0204-9>
79. Parada, M. (1984). La asociación de granitos subsolvus e hipersolvus del plutón Monte Grande (Chile 30°s) y el desarrollo de sus pertitas. *Rev. Geol. Chile*, (23), 69–77. <https://doi.org/10.5027/andgeoV11n3-a05>
80. Pérez-gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-tuena, A., & Valencia, V. A. (2009). El terreno Cuicateco : ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 222–242.
81. Prósper, M. A., Tinoco, I. S., Otero-casal, C., & Miguez-macho, G. (2019). Downslope windstorms in the Isthmus of Tehuantepec during Tehuantepecer events : a numerical study with WRF high-resolution simulations. *Earth System Dynamics*, 10, 485–499.
82. Pye, K., & Tsoar, H. (2009). *Aeolian Sand and Sand Dunes* (Vol. 53). <https://doi.org/10.1007/978-3-540-85910-9>
83. Ramírez-Espinosa, J. (2014). *Acresión de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior. Sierra Madre del Sur de México* (p. 12). p. 12. Retrieved from <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/index.php/241-sitio/articulos/tercera-epoca/4501-02/1119-4501-2-ramirez>
84. Rasul, N., & Basaham, A. S. (2002). Mica in the Indus River: An Indicator of Changes in the Depositional Environment. *Journal of King Abdulaziz University-Marine Sciences*, 13(1), 77–91. <https://doi.org/10.4197/mar.13-1.4>
85. Ritchie, T. W., Scott, J. M., & Craw, D. (2019). Garnet compositions track longshore migration of beach placers in western New Zealand. *Economic Geology*, 114(3), 513–540. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4647>
86. Rivera Escoto, B. A. (2017). Difractómetro de Rayos-X (XRD). Retrieved April 4, 2020, from http://www.linan-ipicyt.mx/XRD_Bruker_D8_Advance.html
87. Rodríguez Terente, L., Moreiras Blanco, D., & Marcos Pascual, C. (2000). Alteración hidrotermal del yacimiento aurífero de Salave, Tapia de Casariego, Asturias. *Revista de Xeoloxía Galega e Do Hercínico Peninsular*, 25(25), 95–98.
88. Shepard, F. P., & Young, R. (1961). Distinguishing between Beach and Dune Sands. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 31(2), 196–214. <https://doi.org/10.1306/74d70b37-2b21-11d7-8648000102c1865d>
89. Tapia-García, M., García-Abad, M. C., Carranza-Edwards, A., & Vázquez-Gutiérrez, F. (2007). Environmental characterization of the continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geophysics International*, 46(4), 249–260.
90. Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. L. (2005). *Ciencias de la Tierra, Una introducción a la geología física* (Vol. 8). [https://doi.org/10.1016/0196-0709\(91\)90073-0](https://doi.org/10.1016/0196-0709(91)90073-0)
91. Torres, W., Méndez, M., Dorantes, A., & Durán, R. (2010). Estructura, composición y diversidad del matorral de duna costera en el litoral yucateco. *Boletín de La Sociedad Botánica de México*, 86, 37–51. <https://doi.org/10.17129/botsci.2319>
92. Tortosa, A., Palomares, M., & Arribas, J. (1988). Tipologías de cuarzo como indicadores de la procedencia en areniscas: excepciones al método de Basu et al. (1975). *Estudios Geológicos*, 44(5–6), 385–390. <https://doi.org/10.3989/egeol.88445-6554>
93. Tsoar, H. (1983). Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes. *Developments in Sedimentology*, 38(C), 247–259. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70798-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70798-2)

94. Tuesta, E. G., & Vásquez, Y. H. (2013). Aplicación De La Técnica De Difracción De Rayos X (Drx) En La Industria Minera. *Tecnología Minera*, 41, 210–214.
95. Velázquez-Muñoz, F. A., Martínez, J. A., Chavanne, C., Durazo, R., & Flament, P. (2011). Circulación costera forzada por el viento en el golfo de Tehuantepec, México. *Ciencias Marinas*, 37(4), 443–456. <https://doi.org/10.7773/cm.v37i4A.1920>
96. Velazquez Ruiz, A., Martínez R., L. M., & Carrillo González, F. M. (2012). Caracterización climática para la región de Bahía de Banderas mediante el sistema de Köppen , modificado por García , y técnicas de sistemas de información geográfica Climatic characterization of the Banderas Bay Region using Köppen ' s system modified by. *Investigaciones Geográficas*, (203), 7–19.
97. Williams, H., Turner, F. J., & Gilbert, C. M. (1953). *Petrografía: Introducción al Estudio de las Rocas en Secciones Delgadas* (Primera ed). Ciudad de México: Compañía Editorial Continental. México, DF c196.
98. Winter, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* (P. Lynch, Ed.). New Jersey: Prentice-Hall Inc.

ANEXO



Anexo 1. Analizador Laser Marca Coulter Modelo 230. Obtenida de informe de actividades Julio 2018-Junio 2019 ICML



Anexo 2. Microscopio Petrográfico Marca Velab modelo VE-148 P. Obtenida de <https://www.velaquin.com.mx/products/microscopio-de-polarizacion-avanzado-ve-148p>



Anexo 3. Difractómetro Modelo Empyrean de la marca PANalytical. Obtenida de https://www.malvernpanalytical.com/es/products/product-range/empyrean-range/empyrean/?creative=358053329674&keyword=%2Bpanalytical%20%2Bempyrean&matchtype=b&network=g&device=c&qclid=Cj0KCQjw7qn1BRDqARIsAKMbHDYerNoLnsjvwtaxKFPXSU4MQBLOCDnLzEVS-o3CN9CEYhp9UTBxiEcaAnEBEALw_wcB