



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ESTUDIO DE PROCEDENCIA Y GEOQUÍMICA DE
LAS DUNAS COSTERAS DE SALINA CRUZ,
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:

ALEJANDRO GONZÁLEZ BERMÚDEZ



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

2021



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.

FACULTAD DE CIENCIAS
Secretaría General
División de Estudios Profesionales

Votos Aprobatorios

LIC. IVONNE RAMÍREZ WENCE
Directora General
Dirección General de Administración Escolar
Presente

Por este medio hacemos de su conocimiento que hemos revisado el trabajo escrito titulado:

Estudio de procedencia y geoquímica de las dunas costeras de Salina Cruz,
Oaxaca, México

realizado por **Alejandro González Bermúdez** con número de cuenta **311149087** quien ha decidido titularse mediante la opción de tesis en la licenciatura en **Ciencias de la Tierra**. Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Propietario Dr. José Luis Sánchez Zavala




Propietario Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano



Propietario Tutor Dr. Juan José Kasper Zubillaga



Suplente Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony



Suplente Dra. Ana María Lizeth Caballero García



Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., A 3 DE MAYO DE 2021

JEFE DE LA DIVISIÓN DE ESTUDIOS PROFESIONALES

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ

Señor sinodal: antes de firmar este documento, solicite al estudiante que le muestre la versión digital de su trabajo y verifique que la misma incluya todas las observaciones y correcciones que usted hizo sobre el mismo.

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.

Este trabajo representa la cúspide de muchos años de esfuerzo y dedicación, mucho trabajo y aprendizaje. La vida me ha mostrado con el paso de los años el camino que debí recorrer para llegar a este punto, y en definitiva, no estaría aquí sin el enorme apoyo de mi familia. Gracias Maju, Javier y Mary por tanto amor y tanto apoyo durante todo este proceso.

Gracias mamá por tantas veces escuchándome leerte una y otra vez este trabajo, tus correcciones de estilo, tus consejos, tu cariño y tu apoyo incondicional.

Gracias papá por siempre estar al pendiente, por escuchar y apoyarme siempre que buscaba un consejo. Gracias por todo tu esfuerzo.

Gracias Mary por preocuparte por mí y por todo el amor de hermanita que me has dado todos estos años.

Gracias enormes a mi tutor. Mil, mil gracias, Kasper. Gracias por ser un ser humano maravilloso. Por tus consejos, tus tardes y horas dedicadas a que este trabajo tuviera la calidad que merece. Gracias, porque más allá de nuestra relación tutor-alumno, te has convertido en un amigo entrañable. Gracias a Raymundo Martínez, Eduardo Morales, León Felipe Álvarez y Lizeth Caballero, por su ayuda, consejos y correcciones.

Gracias inmensas a ti, Bequita. Gracias por siempre inspirarme a convertirme en una mejor persona y dar lo mejor de mí. Gracias por tanta paciencia, por siempre escucharme y por estar. En resumen, gracias por tanto amor.

Gracias May, prima, porque incluso a la distancia siempre te siento tan cerca. Gracias por crecer codo a codo, superarnos tanto y llegar hasta donde hemos llegado.

Y mil gracias a todos mis amigxs y compañerxs de la Universidad y de la vida. Gracias por tantos recuerdos y tantos aprendizajes. Por su cariño y por estar acompañándome durante todo este proceso. Gracias Dani, mi querido compañero de tesis. La vida nos llevó a coincidir por circunstancias inesperadas y ha sido un verdadero gusto forjar contigo una amistad tan especial. Gracias Cami por siempre escucharme, por siempre estar, por tu confianza y tu cariño. Gracias Pris, Sebas, Echéri, Jacky, Emiliano, Luisa y a toda la bandita viajera y sube cerros. Gracias Ari, Marito, Morita y Sam. Gracias equipo Terramóvil por tanto apoyo y tantas experiencias. Gracias Rebe y Dam. Y una mención especial a la mejor jefa del universo, mil gracias Ana por todo tu apoyo a lo largo de este proceso y tu confianza.

Y gracias a todos aquellos que me faltó nombrar pero que por cuestiones de espacio no alcanzo a mencionar. Gracias a todxs y cada unx de ustedes.

RESUMEN

Las dunas costeras de México representan un ecosistema de importancia, ya que son zonas de hábitats de flora y fauna, protegen del impacto de tormentas, así como del oleaje esporádico de alta energía y los tsunamis. Están íntimamente relacionadas a las condiciones del sitio en el que se forman y su composición es reflejo de éstas. Los estudios de geoquímica nos permiten conocer su procedencia. El objetivo de este trabajo es comprender el proceso sedimentario de la zona y determinar la procedencia de los sedimentos que conforman las dunas costeras de la región de Salina Cruz, Oaxaca, México; mediante estudios texturales, de petrología y geoquímica.

Se recolectaron 30 muestras de sedimentos de ríos, dunas y playa, en las costas de Salina Cruz, Oaxaca, en una parte de la zona costera del pacífico mexicano. Las muestras fueron tratadas y posteriormente se les realizaron análisis texturales, petrográficos, geoquímicos de elementos mayores, elementos traza y tierras raras. Los análisis texturales sugieren un proceso de deflación debido al tamaño de las fracciones de los granos de arena de las dunas y el transporte al cual están sujetas. En este estudio, indica un dominio eólico y marino. La petrología muestra una composición cuarzofeldespática dominante y sugiere que las características composicionales de las dunas costeras reflejan la composición litológica regional, así como las condiciones climáticas, eólicas, fluviales y marinas. La geomorfología que presenta el Istmo de Tehuantepec consiste en playas arenosas y rocosas, y afloramientos presentes en una planicie costera angosta y de relieve abrupto, los cuales propician posiblemente el entrapamiento de arena. Los estudios geoquímicos respaldan la información petrográfica obtenida sobre la composición de las dunas costeras, encontrando una anomalía en Eu, característica de rocas graníticas. Se calcularon tres índices de alteración química [WIP (Índice de Intemperismo de Parker), CIA (Índice de Alteración Química) y el PIA (Índice de alteración de Plagioclasas)] para discutir el papel del clima en la degradación, deflación e intemperismo de los minerales presentes y determinar la génesis de la arena para cada localidad. Los valores de los índices muestran que el clima no influye de manera significativa en la composición de las dunas costeras. Finalmente, con base en los resultados obtenidos de todos los estudios realizados, pudo definirse la procedencia de la arena de las dunas costeras de Salina Cruz, Oaxaca, siendo esta principalmente de origen granítico, metamórfico de bajo grado y vulcano-sedimentario.

Palabras clave: Dunas costeras, procedencia, geoquímica, petrografía, Golfo de Tehuantepec, Salina Cruz, Oaxaca.

CONTENIDO

I.	INTRODUCCIÓN.....	8
A.	Antecedentes.....	9
B.	Justificación.....	10
C.	Hipótesis.....	11
D.	Objetivos.....	11
D.1	Objetivo General.....	11
D.2	Objetivos específicos.....	12
II.	MARCO TEÓRICO.....	13
A.	Zona de estudio.....	13
II.I.	Factores dominantes para la formación de dunas.....	13
B.	Geomorfología.....	13
C.	Marco Geológico.....	14
D.	Clima y Dinámica eólica	17
E.	Marco hidrológico.....	18
E.1	Precipitación.....	18
E.2	Aporte fluvial.....	18
E.3	Corrientes Marinas.....	19
E.3.1	Corriente de la costa.....	19
II.II	Sistemas de dunas costeras.....	20
A.	Tipos de dunas costeras.....	20
II.III	Técnicas analíticas y análisis de laboratorio.....	23
A.	Determinación granulométrica por láser.....	24
B.	Análisis modal por el método Gazzi-Dickinson.....	24
C.	Fluorescencia de rayos x.....	24
D.	Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente.....	25
E.	Normalización por condrita	25
F.	Índices de alteración química.....	26
III.	METODOLOGÍA.....	27
A.	Trabajo de campo.....	27
B.	Trabajo de laboratorio.....	29
B.1	Preparación de las muestras.....	29
B.2	Tabla de Rosas de vientos.....	29
B.3	Mapa de vientos.....	30
B.4	Granulometría por láser.....	30
B.5	Petrografía y análisis modal.....	30
B.6	Geoquímica.....	31

	B.6.1 Fluorescencia de Rayos X.....	31
	B.6.2 Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).....	32
	B.7 Normalización por condrita.....	32
	B.8 Tierras Raras: anomalías Ce/Ce*, Eu/Eu*.....	33
	B.9 Índices de alteración química.....	33
IV.	RESULTADOS.....	35
	A. Sistemas de dunas costeras presentes en la zona de estudio.....	35
	A.1 Dunas costeras del oeste (DCO).....	35
	A.2 Dunas costeras del este (DCE).....	36
	B. Rosas de vientos.....	42
	C. Mapa de vientos.....	42
	D. Granulometría por láser.....	43
	E. Petrografía.....	45
	E.1. Análisis modal.....	45
	E.2. Diagramas ternarios de dunas y ríos.....	49
	E.3 Análisis modal en ríos.....	52
	E.4 Análisis modal en localidades.....	52
	E.5 Microfotografías.....	53
	F. Geoquímica.....	54
	F.1. Fluorescencia de Rayos X.....	54
	F.2. Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente.....	54
	G. Normalización por condrita.....	54
	G.1 Elementos mayores.....	54
	G.2 Elementos traza.....	55
	G.3 Tierras raras.....	57
	H. Índices de alteración química.....	59
V.	DISCUSIÓN.....	60
	A. Tamaño de grano y clasificación.....	60
	B. Análisis modal.....	61
	B.1 Composición general.....	61
	B.2 Ríos.....	62
	B.3 Dunas Costeras del Oeste (DCO).....	63
	B.4 Dunas Costeras del Este (DCE).....	64
	C. Estrías en rocas vulcano-sedimentarias.....	64
	D. Geoquímica.....	65
	D.1 Elementos Mayores.....	65

D.2 Elementos Traza.....	66
D.3 Tierras Raras.....	66
E. Índices de alteración química.....	67
F. Procedencia.....	68
VI. CONCLUSIONES.....	69
VII. REFERENCIAS.....	70
VIII. ANEXOS.....	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Geografía del conocimiento sobre dunas en México.....	10
Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio.....	13
Figura 3. Imagen satelital de Concepción Bamba y Chipehua.....	14
Figura 4. Mapa geológico de la zona de estudio.....	16
Figura 5. Mapa del esfuerzo del viento promedio.....	17
Figura 6. Mapa de drenaje y localidades.....	18
Figura 7. Imágenes de los ríos Zimatán, Mazatán y Huilotepec	19
Figura 8. Campo de promedio de vientos y vectores de corrientes marinas.....	20
Figura 9. Dunas tipo embrión	21
Figura 10. Imagen satelital de una planicie de dunas frontales.....	22
Figura 11. Esquema de las partes de una duna parabólica.....	22
Figura 12 Esquema de las partes de una duna tipo Barján.....	23
Figura 13. Mapa de localización de muestras.....	29
Figura 14. Dunas tipo embrión y longitudinales de La Colorada.....	35
Figura 15. Dunas costeras de La Garrapatera.....	36
Figura 16. Dunas costeras tipo embrión de Concepción Bamba.....	37
Figura 17. Sistema de Megadunas costeras de Concepción Bamba.....	37
Figura 18. Sistema de Megadunas costeras de Concepción Bamba (II).....	38
Figura 19. Duna parabólica del sistema de Megadunas de Concepción Bamba.....	38
Figura 20. Vista de las dunas costeras tipo Barján de Chipehua desde CB.....	39
Figura 21. Duna costera tipo Barján perteneciente a Chipehua.....	39
Figura 22. Dunas costeras de Playa Azul tipo Barján.....	40
Figura 23. Estrías presentes en rocas de Chipehua.....	40
Figura 24. Estrías presentes en rocas de Playa Azul.....	41
Figura 25. Dunas costeras de La Ventosa.....	41
Figura 26. Rosas de vientos de la zona de estudio.....	42
Figura 27. Mapa topográfico, de vientos y corrientes marinas de la zona de estudio.....	43
Figura 28. Diagrama ternario de C-F-L.....	49

Figura 29. Diagrama ternario de C-P-Fk.....	49
Figura 30. Diagrama ternario de Lm-Lv-Ls.....	50
Figura 31. Diagrama ternario de M-Px-Anf.....	50
Figura 32. Diagrama ternario de Op-Anf-Grt.....	51
Figura 33. Diagrama ternario de Op-M-Grt.....	51
Figura 34. Microfotografías.....	53
Figura 35. Gráfico de los Elementos Mayores normalizados por condrita carbonácea...55	
Figura 36. Gráfico de los Elementos Traza normalizados por condrita carbonácea.....57	
Figura 37. Gráfico de las Tierras Raras normalizadas por condrita carbonácea.....58	

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Registro de las muestras colectadas.....	27
Tabla 2. Valores para normalización por condrita carbonácea.....	32
Tabla 3. Resultados del análisis de tamaño de grano con descripción.....	44
Tabla 4. Base de datos del primer conteo del análisis modal (Componentes principales)....	46
Tabla 5. Base de datos del segundo conteo (Componentes secundarios).....	48
Tablas 6, 7 y 8 en ANEXOS.....	
Tabla 9. Valores de los Elementos Mayores normalizados por condrita carbonácea.....	54
Tabla 10. Valores de los Elementos Traza normalizados por condrita carbonácea.....	56
Tabla 11. Valores de las Tierras Raras normalizadas por condrita carbonácea.....	57
Tabla 12. Valores de los índices de alteración química.....	59

ANEXOS

A. Imágenes

Anexo 1. Anemómetro Steren modelo HER-440.....	81
Anexo 2. GPS Garmin modelo etrex H.....	81
Anexo 3. Horno marca Riossa H-2.....	81
Anexo 4. Microscopio Velab modelo VE-148 P.....	82
Anexo 5. Mortero de ágata.....	82
Anexo 6. Pulverizador con mortero de ágata marca Fritsch Pulverisette 2.....	82
Anexo 7. Laboratorio de fluorescencia de rayos x, IGL, UNAM.....	83
Anexo 8. Laboratorio ICP-MS, IGL, UNAM.....	83

B. Tablas

Tabla 6. Valores de los Elementos Mayores obtenidos.....	83
Tabla 7. Valores de los Elementos Traza obtenidos.....	84
Tabla 8. Valores de las Tierras Raras obtenidos.....	85



C. Artículos publicados durante la realización de esta Tesis

1.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.....87

2.Petrographic and geochemical analyses of dune sands from southeastern Mexico, Oaxaca, Mexico.....113

I.INTRODUCCIÓN

Una duna es un depósito de arena generada por acción del viento, corrientes litorales, oleaje, geomorfología, exhumación de roca parental y reciclaje de sedimentos. Las dunas pueden existir a lo largo de la costa, en el caso de dunas costeras; o por viento exclusivamente en zonas desérticas. El clima, la geomorfología, la roca parental y procesos físicos como la descarga fluvial, las corrientes a lo largo de la costa y el oleaje, también influyen en las características de los depósitos eólicos continentales y costeros. Estas características determinan el tamaño de grano, composición de la arena, geoquímica de elementos mayores, traza y lantánidos y morfología superficial de minerales contenidos en la arena entre los aspectos más importantes (Livingstone, 1987; Lancaster, 1988; Dutta et al., 1993; Johnsson y Basu 1993b; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Garzanti et al., 2013b; Muhs y Holliday, 2001; Muhs et al., 2003; Muhs, 2004, 2017).

Las dunas son depósitos poco estudiados en México y su importancia radica en que protegen de las tormentas, oleaje esporádico de alta energía y tsunamis; son zonas de hábitats de flora y fauna endémica como anidación de aves, tortugas, crustáceos, crecimiento vegetal (Moreno-Casasola, 1986; Martínez, 2009); sirven como protección de lagunas costeras y zonas de humedales y el transporte de arena y los fenómenos de deflación ayudan a establecer el régimen dominante de vientos locales (Cayetano, 2004; Andaloro et al., 2012), entre otras.

El término procedencia se refiere al conjunto de factores relacionados con la producción, transporte, depósito y evolución de los sedimentos clásticos (Weltje y Von Eynatten, 2004; Mazumder, 2017).

Composicionalmente, los sedimentos detríticos están controlados por cuatro factores: Procedencia, transporte, ambiente de depósito e intemperismo (Suttner, 1974; Garzanti et al., 2013a; Garzanti et al., 2013b; Garzanti, 2015a; Mendieta-Lora, 2018; Mejía-Ledezma et al., 2020).

La composición de las playas y las dunas costeras, determinada por la concentración de sedimentos detríticos, es un reflejo de procesos físicos y químicos que han controlado su depósito a lo largo de miles de años. Para obtener información de estos procesos, se lleva a cabo un estudio de procedencia, que consiste en análisis petrográficos y geoquímicos. La petrografía aporta un diagnóstico sobre la fuente de procedencia con base en la información obtenida a partir de la observación de láminas delgadas de los fragmentos líticos y granos minerales. Cada fragmento lítico y grano mineral se asocia a una litología específica (Garzanti y Vezzoli, 2003; Garzanti, 2015a). Para determinar e interpretar la procedencia de los fragmentos líticos y granos minerales, así como entender su relación, es necesario apoyarse de métodos gráficos y estadísticos (Método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Garzanti, 2015a)). Los estudios de geoquímica respaldan en forma sustancial la petrografía (Garzanti, 2015a).

Estudiar la procedencia de estos ambientes costeros, además de aportar información sobre la fuente de suministro sedimentario, nos ayuda a comprender de una manera integral los procesos dinámicos costeros y climáticos que intervienen en la formación de dunas.

A. Antecedentes

En México, el 65% de las investigaciones publicadas sobre dunas costeras (DC) están relacionadas al Golfo de México y mar Caribe, y solo el 28% son de las dunas del Pacífico (Jiménez-Orocio et al., 2015). Las DC del Pacífico sur casi no se han estudiado (Figura 1), lo cual puede deberse al hecho de que las DC están estabilizadas con vegetación de selvas bajas, y por ello no son consideradas como vegetación de DC por los especialistas (Jiménez-Orocio et al., 2015). Otra razón puede ser que solo recientemente se abrieron centros de investigación en estas zonas (Jiménez-Orocio et al., 2015). Los estudios realizados sobre procedencia de dunas costeras y continentales de nuestro país, se han centrado en 3 zonas: Golfo de California, Golfo de México, y el Caribe (Lancaster, 1995a; Kasper y Dickinson, 2001; Jiménez-Orocio et al., 2015).

En diversos lugares del mundo se han realizado con antelación, estudios relacionados a la geoquímica, geomorfología, geología y la procedencia de DC. El primer trabajo sobre la geomorfología de DC en México es de Psuty (1965), quien reconoció los cordones paralelos de dunas frontales de la costa de Tabasco y concluye que la formación de estas morfoestructuras describe la evolución de la línea de costa que ha ganado terreno al mar, y que se debe principalmente al intenso aporte de sedimento de las descargas fluviales del río Grijalva. Posteriormente, Coll-de Hurtado (1969) describió las características geomorfológicas de las dunas parabólicas del sur de Veracruz mediante el uso de imágenes aéreas. Los estudios geológicos de las DC del Pacífico mexicano se han enfocado en los grandes sistemas del noroeste. Por su heterogeneidad paisajística la península de Baja California es la más estudiada. Inman et al. (1966) realizaron una descripción de las formas y de la dinámica de las DC de Guerrero Negro y se describieron por primera vez en México la formación de barjanes. La dinámica sedimentaria de estas dunas obedece a la orientación casi unidireccional del viento que transporta los granos de arena hasta 60 km tierra adentro; donde la presencia de detritus biogénicos y carbonatos en la composición sedimentaria de las DC tiene su origen en una mezcla de sedimentos oceánicos y aluviales, mientras que el origen de la arena de dunas desérticas corresponde a depósitos aluviales (Kasper-Zubillaga y Zolezzi-Ruíz, 2007a; Kasper-Zubillaga et al. 2008a). Por otro lado, con estudios sobre el origen y la dinámica de sedimento de las DC, los científicos han podido delimitar y diferenciar a las DC de las dunas continentales. Se han utilizado métodos mineralógicos, granulométricos y petrográficos en las costas de Sonora (Kasper-Zubillaga et al., 2003, 2005; Kasper-Zubillaga et al., 2007b; Kasper-Zubillaga et al., 2008b; Armstrong-Altrin et al., 2014) y de Baja California (Murillo-de Nava et al., 1999; Murillo-de Nava y Gorsline, 2000; Russell y Johnson, 2000; Skudder et al., 2006; Sewell et al., 2007; Rodríguez-Revelo et al., 2014). Así como en las costas del centro-noreste del Golfo de México (Kasper-Zubillaga et al., 1999; Kasper-Zubillaga y Dickinson, 2001; Kasper-Zubillaga et al., 2013; Armstrong-Altrin et al., 2012; Mendieta-Lora et al., 2018; y Mejía-Ledezma et al., 2020). Sin embargo, en estas zonas las descargas de ríos y la descarga eólica, determinan el transporte, depósito y aporte de sedimentos a

los sistemas playa-DC. Para la zona del sureste mexicano, no se han publicado trabajos sobre DC relacionados a geología, geoquímica, geomorfología o procedencia.

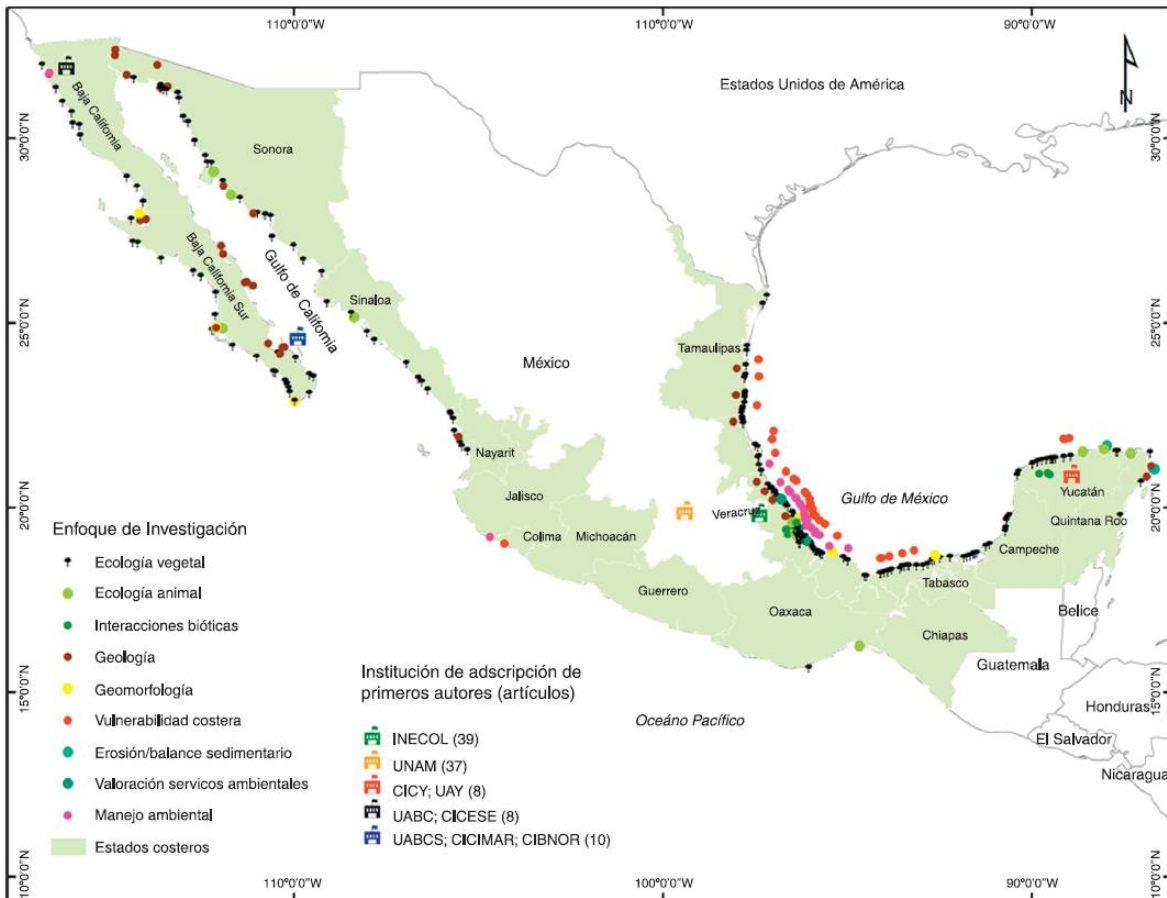


Figura 1. Geografía del conocimiento sobre dunas costeras en México. Elaboración a partir de los sitios de estudio referidos en 135 artículos científicos. Tomado de Jiménez-Orocio et al. (2015).

B. Justificación

El presente trabajo se realiza para complementar el acervo geológico, geomorfológico y geoquímico que se tiene sobre la zona costera cercana a Salina Cruz, Oaxaca. Esta zona es geológicamente muy compleja debido a los diferentes episodios tectónicos y magmáticos que han sucedido en la región; donde coinciden la Sierra Madre del Sur, la Franja Volcánica Transmexicana, la Sierra de Juárez, el Istmo de Tehuantepec y la margen continental del Pacífico (Morán-Zenteno et al., 2005; Ferrusquía-Villafranca, 1999). La zona es particularmente importante para establecer un modelo que contribuya al conocimiento sobre el origen y evolución de las dunas costeras de Oaxaca, posiblemente influidas por diversas rocas fuente; así como discutir la importancia del clima en la composición de la arena. El presente estudio aporta por vez primera el conocimiento del sistema de dunas de mayor altitud del continente americano, reportado hasta ahora, con una elevación de 174

m sobre el nivel del mar (Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Kasper-Zubillaga et al., 2007b; Kasper-Zubillaga et al., 2007d; Muhs, 2017). El área es importante porque parece confinar en un sector muy pequeño del sureste mexicano, dunas costeras por acción del viento y la geomorfología local.

Adicionalmente, el conocimiento sobre los ecosistemas clave de un país es una prioridad nacional de la investigación científica para plantear una política de ciencia que motive la generación de conocimiento para llenar vacíos en la información. La situación actual del conocimiento de las dunas costeras de México es relativamente pobre. El 47% de la investigación científica se enfoca en el estudio de la ecología vegetal, principalmente en las costas del Atlántico, donde destaca Veracruz como el estado costero con mayor número de sitios estudiados (86) (Moreno-Casasola, 1986; Jiménez-Orocio et al., 2015).

Finalmente, el conocimiento aportado por este estudio puede ser aplicado en programas piloto de energía eólica, u otros proyectos relacionados al estudio de ambientes eólicos.

C. Hipótesis

La geomorfología del Istmo de Tehuantepec, con una planicie costera intercalada entre playas arenosas y playas rocosas con afloramientos expuestos, posiblemente controla el entrampamiento de arena en las dunas costeras. La compleja geología y morfología del estado de Oaxaca, que presenta rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, cuya edad varía desde el Proterozoico al Cuaternario, podría dar como resultado una mezcla composicional en los sedimentos de las playas y las dunas costeras de Salina Cruz. Los factores que interactúan en la costa (clima, dinámica eólica, fluvial, marina) podrían tener más influencia en el aporte sedimentario en cada localidad, así como en las composiciones de los sedimentos.


D. Objetivos

D.1 Objetivo general

Comprender el proceso sedimentario de la zona y determinar la procedencia de los sedimentos que conforman las dunas costeras de la región de Salina Cruz, Oaxaca, México; mediante estudios texturales, de petrología y geoquímica.

D.2 Objetivos específicos

I. Establecer la mineralogía de los sedimentos de las dunas costeras, apoyados en análisis petrográficos, para determinar la procedencia.



II. Establecer un modelo que explique la generación de arena en dunas costeras a partir de la erosión de rocas emplazadas localmente y el posible entrampamiento de la arena por barreras geomorfológicas.

III. Cuantificar los elementos mayores, traza y tierras raras de los sedimentos con ayuda de análisis geoquímicos, para dar sustento y complementar los resultados petrográficos.

IV. Cuantificar mediante índices de alteración química la influencia de las condiciones climáticas y los procesos hidrodinámicos costeros.

II. MARCO TEÓRICO

A. Zona de estudio.

La zona de estudio se encuentra entre las coordenadas 15°95' y 16°18' N; 95°57' y 95°15' O. Abarca aproximadamente los 50 kilómetros costeros al poniente de Salina Cruz, Oaxaca, México, en el sureste de la costa del Pacífico Mexicano (Tamayo, 2013; Carranza-Edwards et al., 2019) (Figura 2). Se encuentra delimitada por las localidades “La Colorada” al poniente, y “La Ventosa”, ubicada en la zona oriente de Salina Cruz.

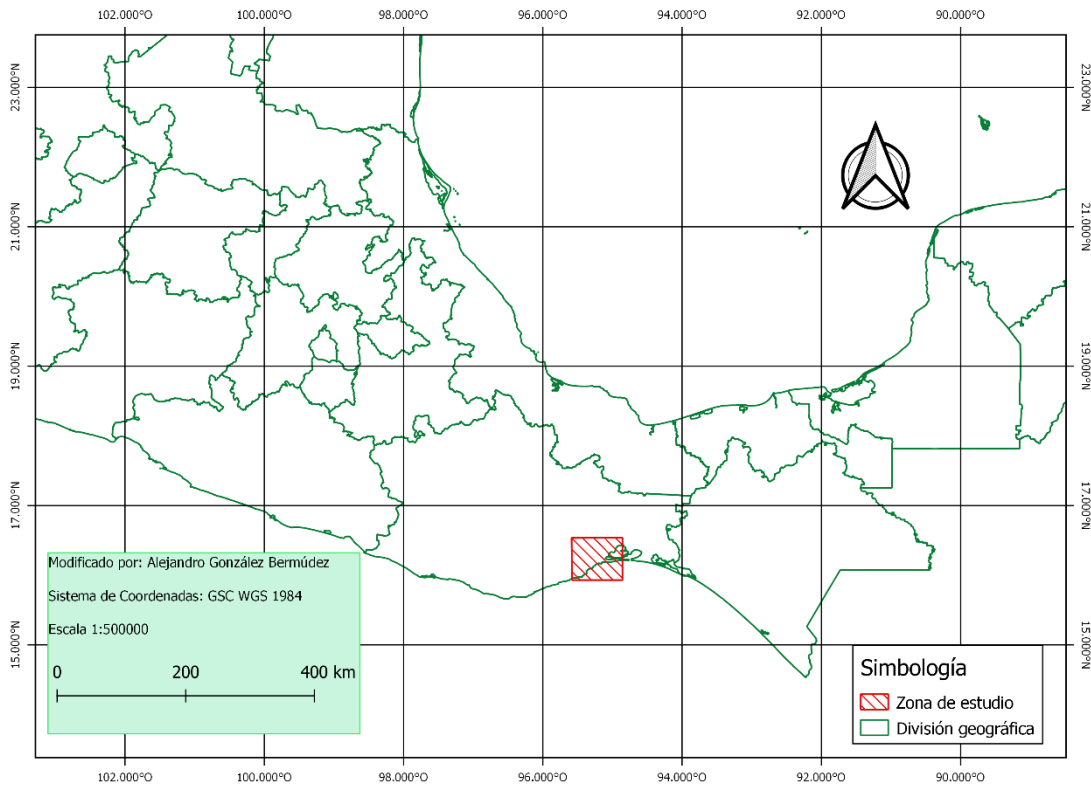


Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio. Tomado de INEGI (2000).

II.I. Factores dominantes para la formación de dunas.

B. Geomorfología.

El área de estudio pertenece al sector de Juchitán y forma parte de la zona suroriental de la provincia morfotectónica de la Planicie Costera del Pacífico (Ferrusquía-Villafranca, 1999) y la provincia morfotectónica de La Sierra Madre del Sur. Se alza del oeste hasta el este, cuyas alturas de parteaguas pueden ser mayores a 3,000 m, formando una barrera entre la meseta de la Planicie

Costera del Pacífico y el Golfo de México; este último corresponde a la unidad geomorfológica del Istmo de Tehuantepec (Carranza-Edwards et al., 2019).

La Planicie Costera del Pacífico se caracteriza por ser estrecha con una intercalación de playas rocosas y arenosas. A estas también se les conoce como “Pocket beaches” o “Playas de bolsillo” (Carranza-Edwards et al., 2019). Las imágenes de satélite muestran que la planicie es discontinua, ya que en ciertas zonas existen afloramientos de roca (Figura 3).

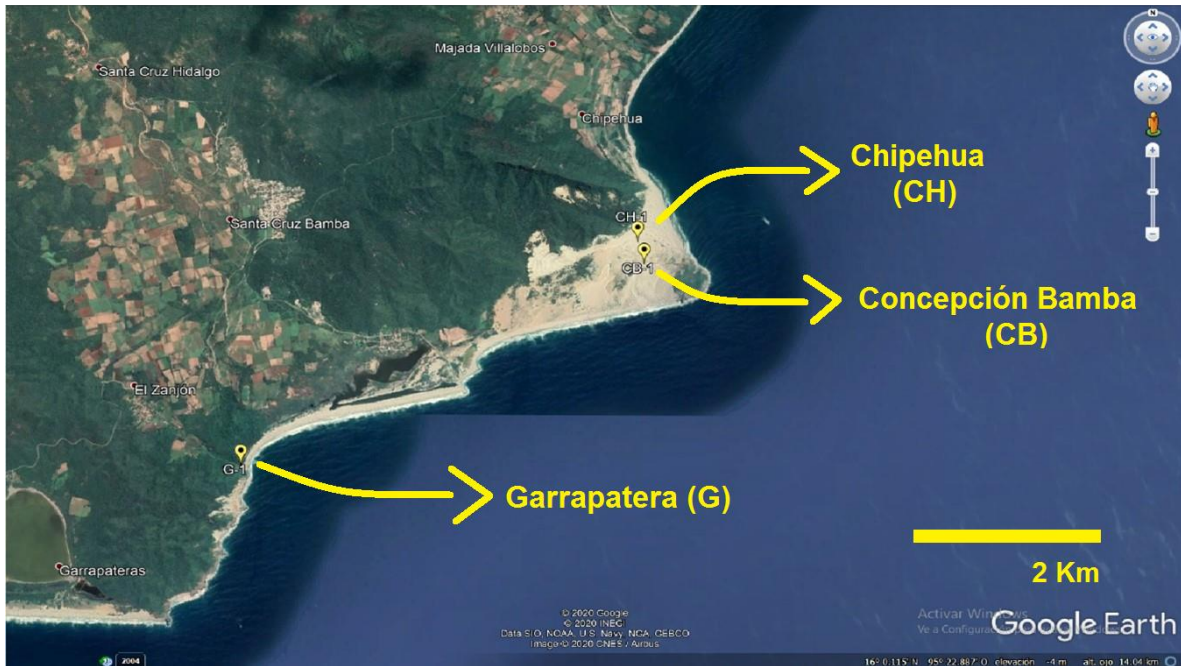


Figura 3. Imagen satelital de Concepción Bamba y Chipehua. Modificada de Google Earth (2019).

C. Marco Geológico.

El área de estudio se localiza en el límite entre el E y SE de la Sierra Madre del Sur, que a su vez pertenece a la parte más meridional de la placa de Norte América. La Sierra tiene una altura promedio de ~1,500 msnm., pero hay algunas montañas que superan los 2,850 msnm. En esta cadena montañosa encontramos rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas que tienen edades que van desde el Precámbrico hasta el Cenozoico, formando un arreglo complejo (INEGI, 1984; Ortega et al., 1992).

La sección de corteza perteneciente al sur de México (sur de la Faja Volcánica Transmexicana) se divide en cinco terrenos tectonoestratigráficos: Oaxaca, Mixteca, Guerrero, Xolapa y Juárez (Campa y Coney, 1983; Morán-Zenteno et al., 2005).

La zona de estudio se localiza sobre el terreno Juárez y sólo una pequeña parte sobre el terreno Oaxaca. El terreno Juárez representa la frontera con el terreno Maya, de carácter pasivo, mediante la Sierra de Juárez, ubicada al este del estado de Oaxaca (Morán Zenteno, 1984). Su distribución va de Tehuacán al norte, donde subyace a la Faja Volcánica Transmexicana, hasta el sur en la región

del Istmo de Tehuantepec (Ramírez-Espinosa, 1984). El terreno presenta características de arco volcánico y litologías diversas, entre las cuales se observan areniscas, lutitas, calizas, rocas volcanoclásticas y derrames de composición andesítica. Esta secuencia tiene un metamorfismo de bajo grado ligado a esquistos. También se observan rocas ultrabásicas, serpentinas y gabros de naturaleza ofiolítica, además de gneis fuertemente milonitizados (Ramírez-Espinosa, 1984).

El terreno Oaxaca está formado por un basamento metamórfico y una cubierta sedimentaria. El basamento está constituido fundamentalmente de paragneis y en menor cantidad por ortogneis 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 m.a. (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

Con base en el orden estratigráfico, se describen los cuerpos geológicos existentes en la zona de estudio:

1) Las rocas más antiguas se localizan en la parte poniente del mapa geológico (Figura 4), correspondientes a rocas metamórficas del Proterozoico (PTmmet). Estas rocas pertenecen al complejo Oaxaca y tienen una composición predominante de gneiss granulítico (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Éste complejo está compuesto 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 perfitico + plagioclasa + granate + biotita titanífera ± ilmenita ± allanita (Elías-Herrera et al., 2005).

2) En la zona norte de las ciudades de Juchitán e Ixtepec, se han reportado rocas metamórficas del Mesozoico, las cuales pertenecen al complejo Xolapa (Mmet). Éste complejo se extiende en un cinturón de aproximadamente 600 km de largo y 100 km de ancho y presenta gneisses y migmatitas, junto con numerosos plutones graníticos del Cenozoico. La mineralogía de estas rocas metamórficas está dada por cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico ± anfíbolitas de granate, circón y clorita (Pérez-Gutiérrez et al., 2009).

3) Un grupo de rocas metamórficas indiferenciadas del Cretácico (Kmet), compuesto de esquistos verdes y filitas afloran al suroeste del área de estudio sobre la línea de costa (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

4) En la Sierra Madre del Sur también afloran distintas unidades sedimentarias y vulcano-sedimentarias pertenecientes al Mesozoico (Mvs, Jc, KiJs y Ki). Estas unidades sedimentarias contienen conglomerados rojizos, limolitas, areniscas y algunas lutitas, algunas de origen marino y otras continental (Ortega-Gutiérrez, 1981).

5) Las unidades geológicas más recientes son el conjunto de plutones graníticos del Cenozoico (Pggr), y flujos de lava importantes que incluyen depósitos piroclásticos que van de composiciones dacíticas a andesíticas (Tv, Tvsc). El emplazamiento de estas rocas magmáticas se ha relacionado a procesos de subducción de la placa oceánica de Cocos bajo la placa continental norteamericana y al movimiento del Bloque de Chortis hacia su posición actual (Morán-Zenteno et al., 2000; Morán-Zenteno et al., 2005; Martínez-Serrano et al., 2008). Así mismo, ciertas rocas marino-sedimentarias del Paleoceno aparecen al este de la Ciudad de Ixtepec (Ortega-Gutiérrez et al., 1992), en pequeños afloramientos en medio de la planicie costera del Golfo de Tehuantepec.

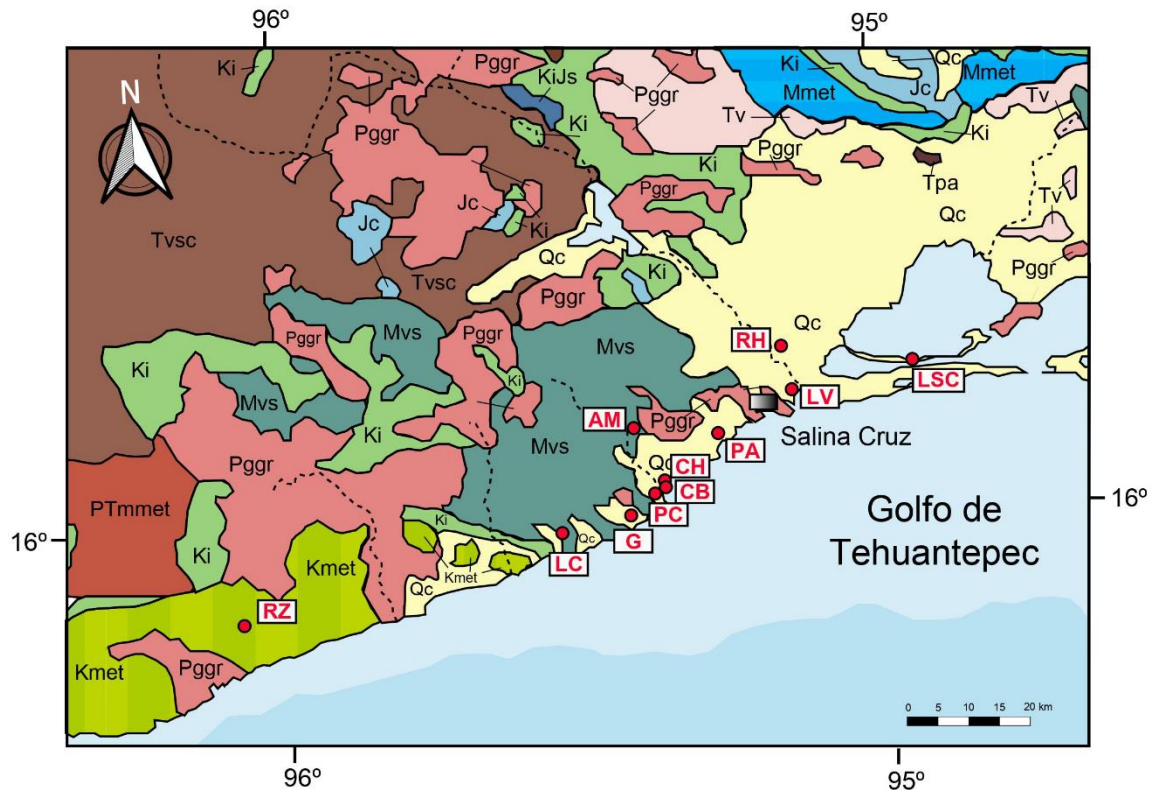


Figura 4. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992). Escala 1:250000

D. Clima y dinámica eólica.

El clima es de tipo cálido subhúmedo con lluvias en verano, Awo (w) subtipo de menor humedad con un porcentaje de precipitación invernal menor de cinco. (García, 1981).

La temperatura media anual es de 27.4°C, el mes más frío, enero, llega a 25.5°C y el más caliente, mayo, a 29.4°C de temperatura media, por tanto, la oscilación media anual de la temperatura es de 3.9°C. La precipitación total anual es de 1,057.8 mm, el mes más seco es marzo con 1.4 mm de lluvia y el más húmedo, septiembre con 255.2 mm.

Los meses húmedos son junio, julio, agosto, septiembre y octubre; estos aportan el agua suficiente para el desarrollo de las plantas que integran las selvas medianas subperennifolia, subcaducifolia o caducifolia y baja caducifolia principalmente, que anualmente ven reducida su superficie para dar paso a la agricultura o alguna actividad de urbanización. (Lorenzo et al., 2008).

En invierno, la circulación oceánica de la costa en el Golfo de Tehuantepec es fuertemente controlada por una serie de eventos eólicos, los cuales son vientos provenientes del norte conocidos como "Nortes" o "Tehuanos" (Romero Centeno et al., 2003; Velázquez-Muñoz et al., 2011) (Figura 5). Estos vientos son generados cuando se produce una diferencia de presión atmosférica entre el Golfo de México y la zona tropical del Océano Pacífico, causando fuertes flujos de viento a través del Istmo de Tehuantepec. Durante el invierno, el promedio de estos flujos de viento es >10 m/s, los cuales ocurren comúnmente entre 2-6 días (Steenburgh et al., 1998; Romero Centeno et al., 2003).

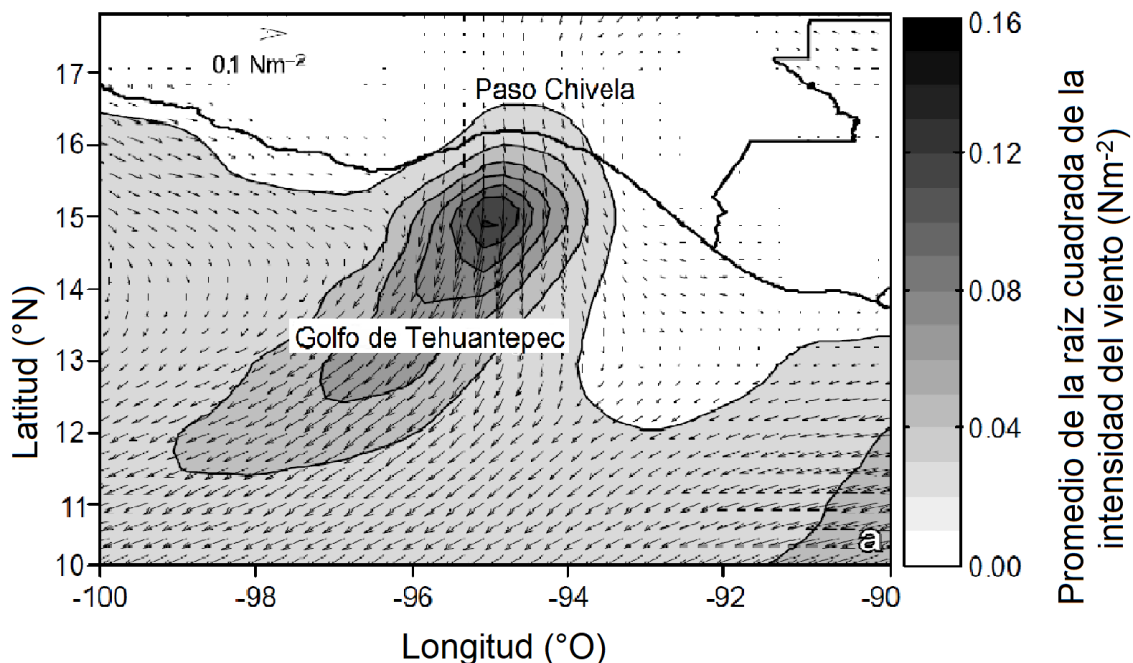


Figura 5. Mapa del esfuerzo del viento promedio calculado para el periodo del 1 de febrero al 31 de marzo de 2005. En tonos de gris se representa el error cuadrático medio del esfuerzo del viento. Modificado de Velázquez-Muñoz et al. (2011).

E. Marco Hidrológico

Para la zona más cercana a Salina Cruz, encontramos la Cuenca Río Tehuantepec. Dentro de ella se forma la Subcuenca Río Bajo Tehuantepec; y al sur del municipio la Cuenca Río Astata en la que encontramos la Subcuenca Salina Cruz. (INEGI, 2004).

E.1 Precipitación

La cantidad promedio de precipitación anual en la zona es de 1000 mm/año con las tasas más altas de lluvia en verano/otoño y las más bajas en invierno (García, 1987). La Subcuenca Río Bajo Tehuantepec tiene valores de precipitación bajos que varían de 600 a 1,200 mm, siendo el promedio de 700 mm. En la Subcuenca Salina Cruz las isoyetas son del orden de 800 a 1,200 mm. (INEGI, 2004)

E.2 Aporte fluvial

La escasa tasa de precipitación pluvial en la región del Golfo de Tehuantepec no permite la formación de grandes ríos, lo cual propicia la presencia de escorrentías. (INEGI, 1984) (Figura 6). En las demás regiones, domina la red de drenaje en la Sierra Madre del Sur; la cual presenta un arreglo dendrítico-subparalelo con descargas fluviales temporales hacia el océano.

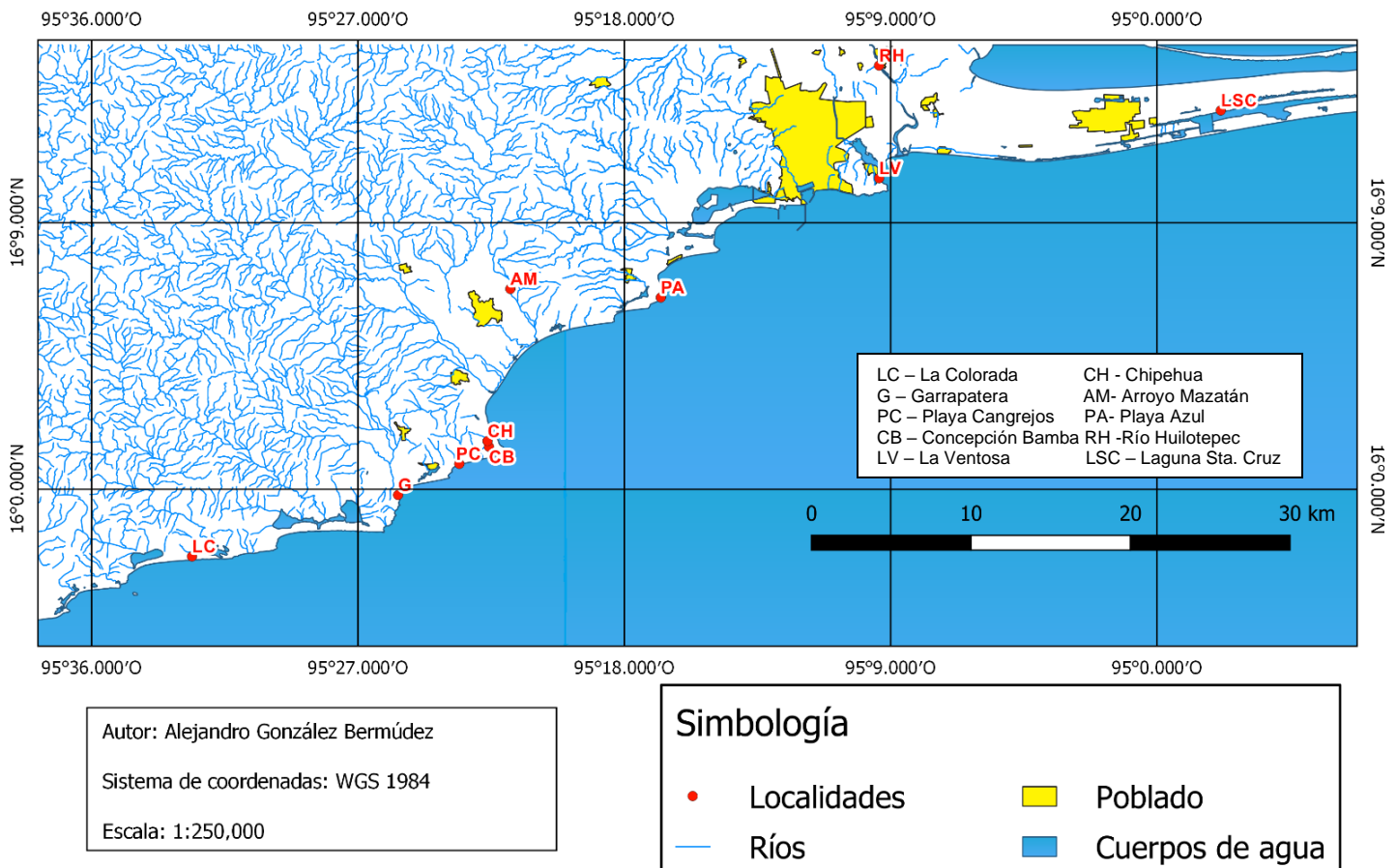


Figura 6. Mapa de drenaje y localidades. Modificado de INEGI (1984).

El área es controlada principalmente por tres ríos intermitentes distribuidos hacia la zona este: Río Zimatán (I), Mazatán (II) y Huilotepec (III) (Figura 7). Los ríos corren por aproximadamente de 70 a 140 km a lo largo de un abrupto relieve hasta el Océano Pacífico.

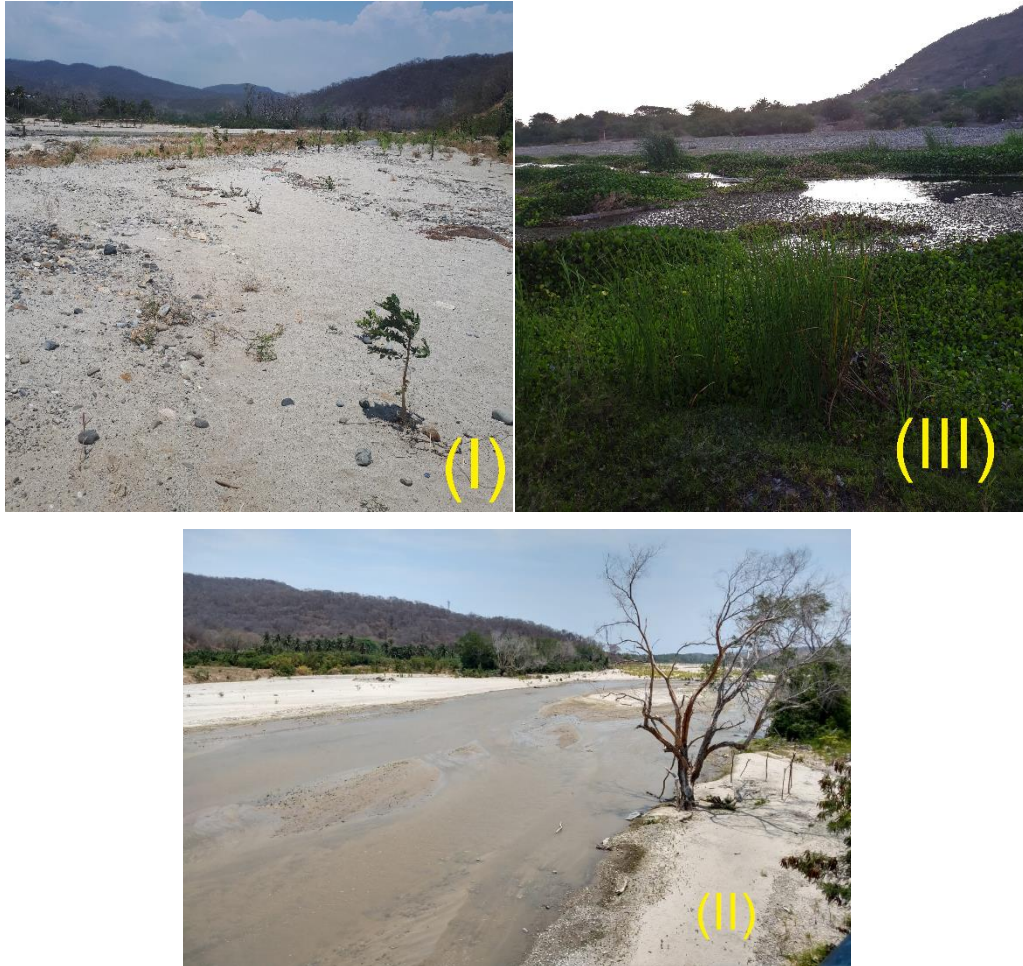


Figura 7. Imágenes de los ríos Zimatán (I), Mazatán (II) y Huilotepec (III). Fotografías: Alejandro González Bermúdez.

E.3 Corrientes marinas

E.3.1 Corriente de la costa

Durante la presencia de vientos Tehuanos, se desarrollan corrientes en forma de remolino, tanto ciclónicas como en forma de dipolo y tienen un diámetro aproximado de entre 50-200 km, los cuales migran mar adentro (Figura 8). Bajo condiciones moderadas de vientos, como ocurre en el verano, la circulación oceánica muestra una corriente permanente con dirección hacia el oeste (≈ 50 cm/s). Sin embargo, aún con la ausencia de vientos Tehuanos en el verano, se observan algunos remolinos ciclónicos; ya que estos están ligados a la corriente de la costa que va hacia el oeste (Flores-Vidal et al., 2011; Velázquez-Muñoz et al., 2011; Trasviña y Barton, 2008).

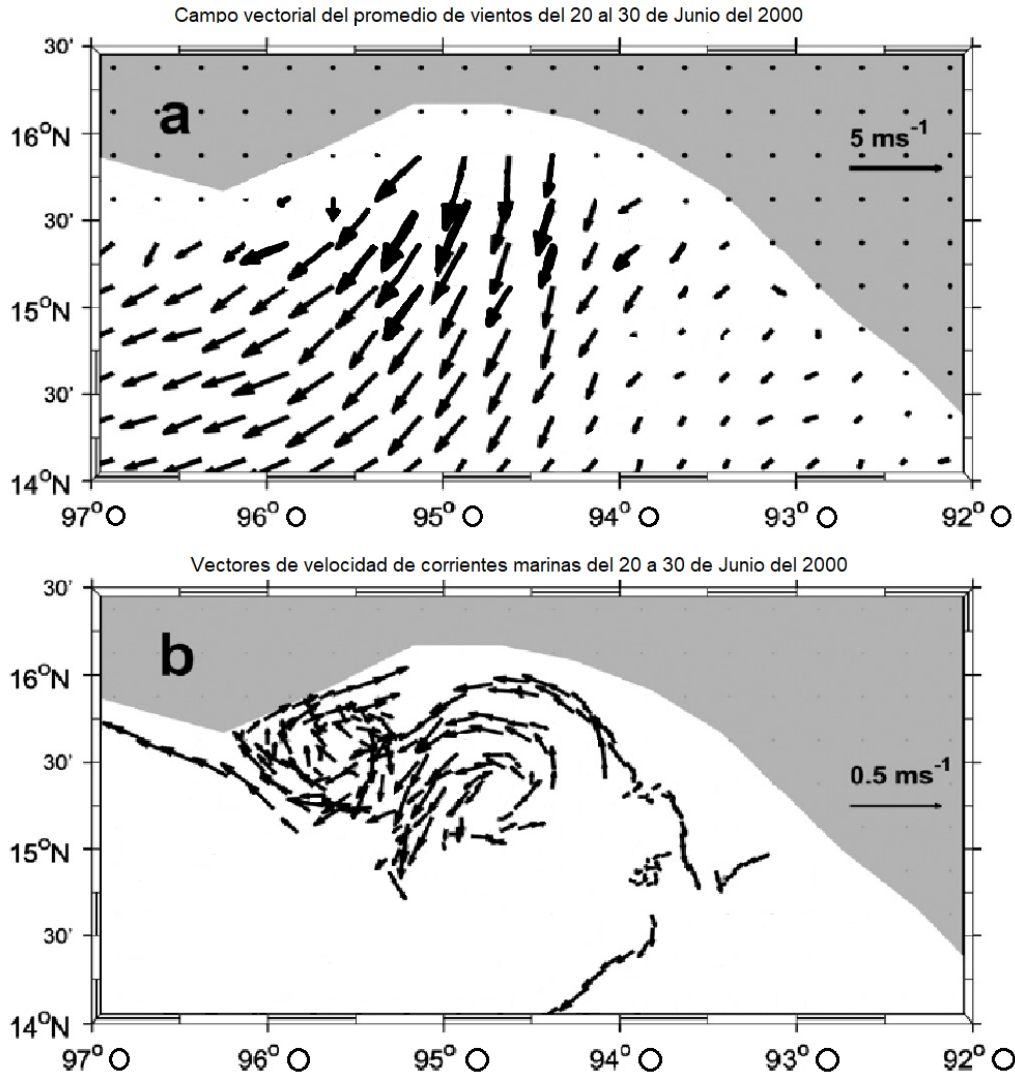


Figura 8. (a) Campo vectorial del promedio de vientos del 20 al 30 de junio del 2000. (b) Vectores de velocidad de corrientes marinas del 20 al 30 de junio del 2000. Modificado de Trasviña y Barton (2008).

II.II. SISTEMAS DE DUNAS COSTERAS

A. Tipos de dunas costeras

De acuerdo con sus características topográficas y la manera en que se mueven, las dunas costeras se clasifican en cuatro grupos (Lancaster, 1995b; Hesp, 2000; Martínez et al., 2014):

I) Dunas tipo embrión (Figura 9):

Son montículos de arena relativamente pequeños y aislados, y generalmente se encuentran más cercanos al mar, ubicándose con una orientación paralela a la costa. Representan la primera etapa del desarrollo de una duna (Van Puijenbroek et al., 2017). Su formación da inicio cuando la arena transportada por el viento queda atrapada por la vegetación que crece en la playa, o bien por otros obstáculos, como troncos o animales arrastrados por las corrientes del mar. La arena transportada por el viento es gradualmente depositada y atrapada por las plantas conforme el flujo de viento se

mueve a través de la vegetación (Eamer y Walker, 2010; Del Vecchio, et al. 2017). Una duna embrión es el resultado de la interacción de la vegetación y los procesos eólicos (Van Puijenbroek et al., 2017). Aumentan en tamaño debido a un mayor depósito de arena, como resultado de menores velocidades del viento causadas por la vegetación (Hesp, 2002; Maun, 2009). Las dunas embrionarias son montículos de arena dispersos en la zona entre la línea de marea más alta y la base del primer cordón de dunas, fijados por vegetación pionera (especies de plantas tolerantes a la salinidad, estrés hídrico y enterramiento) (Moreno-Casasola, 1986; Lancaster, 1995b; Hesp, 2000; Anthony et al., 2007;). En ocasiones, este tipo de dunas presentan muy buena diferenciación entre el tamaño de los granos de arena (Hesp, 2002).



Figura 9. Dunas embrionarias en La Mancha, Veracruz. Fotografía: Marisa Martínez. Tomado de Silva et al. (2017)

II) Dunas longitudinales (Figura 10):

Son cordones de dunas paralelos a la línea de costa, de longitud variable. Pueden medir sólo unos cuantos metros de longitud o alcanzar varios kilómetros a lo largo del litoral costero. Asimismo, dependiendo de la cantidad de sedimento disponible pueden medir menos de un metro o llegar por arriba de los tres metros de altura. (Lancaster, 1982,1995b; Bristow et al., 2000; Hesp, 2000; Kasper-Zubillaga, et al., 2007a; Muhs, 2004; Bristow et al., 2007; Martínez et al., 2014; Mejía-Ledezma et al., 2020).



Figura 10. Imagen satelital de una planicie de dunas frontales; norte de Veracruz. Líneas punteadas: canales interdunarios. Tomada de Martínez et al. (2014).

III) Dunas parabólicas (Figura 11):

Son dunas en forma de “U” invertida y, como su nombre lo indica, asemejan una parábola. Esta forma se hace más evidente sobre todo cuando son observadas desde arriba. Las dunas parabólicas se caracterizan por tener dos brazos y una cima, que es la parte más alta y donde se unen los brazos. La cima está orientada hacia la dirección de los vientos dominantes. Además, se pueden reconocer una pendiente interna y una externa. La primera está en dirección de donde viene el viento (barlovento) y la segunda en la dirección hacia donde sopla (sotavento) (Lancaster, 1995b; Hesp. 2000, 2002; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Martínez et al., 2014; Mendieta-Lora, 2018).

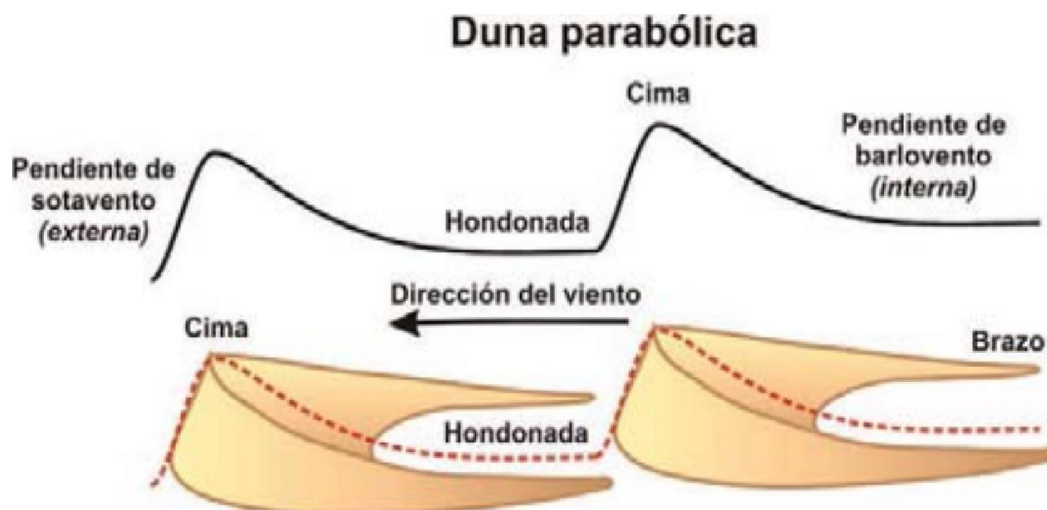


Figura 11. Esquema que muestra las diferentes partes de una duna parabólica. Tomado de Martínez et al. (2014).

IV) Dunas tipo Barján (Figura 12):

Estas dunas tienen forma de media luna, y se parecen a las dunas parabólicas. La diferencia es que los brazos apuntan hacia dónde avanzan los vientos predominantes, lo que es contrario a lo que ocurre en las dunas parabólicas. En los barjanes, los brazos avanzan más rápido que la cima, contrario a lo que ocurre en las dunas parabólicas. La pendiente pronunciada de sotavento se encuentra entre los brazos de las dunas barján. Estas dunas pueden medir de 9 a 30 metros de altura y la distancia entre la punta de un brazo y la otra puede ser de hasta 365 metros (Gallant, 1997; Muhs, 2004; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Lancaster, 1995b, 2014). Al igual que las dunas parabólicas, se forman en grupos. Los geomorfólogos no comprenden exactamente cómo son las primeras etapas en la formación de los barjanes. Se piensa que inicialmente, un barján se origina a partir de un montículo de arena. Si el montículo permanece seco, entonces se van formando los brazos que gradualmente van avanzando en dirección del viento (Hesp, 2000; Lancaster, 1995b, 2014; Martínez et al., 2014; Mejía-Ledezma et al., 2020).



Figura 12. Esquema mostrando las diferentes partes de una duna en forma de un barján. Tomado de Martínez et al. (2014).

II.III TÉCNICAS ANALÍTICAS Y ANÁLISIS DE LABORATORIO

Las técnicas analíticas y análisis de laboratorio que se realizan para los estudios de procedencia incluyen análisis texturales y de granulometría, así como petrológicos y de geoquímica (Garzanti et al., 2005; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Mendieta-Lora et al., 2018; Garzanti et al., 2019; Mejía-Ledezma et al., 2020). Los análisis de laboratorio, así como la preparación de las muestras para cada una de las técnicas, fueron llevadas a cabo en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL) y el Instituto de Geología de la UNAM.

A. Determinación granulométrica por láser

La granulometría láser es un método rápido para determinar distribuciones de tamaños de partícula tanto en vía seca como en húmeda. El principio de la difracción por rayos láser consiste en hacer pasar una muestra pulverizada, en seco o en suspensión en un líquido no reactivo, a través de un rayo láser monocromático. Según la teoría de Fraunhofer se origina una figura de difracción en el detector. De este modo se consigue obtener el análisis granulométrico de las partículas. (Frías et al., 1990; Livingstone, 1999; Kasper-Zubillaga et al., 2007b).

B. Análisis modal por el método Gazzi-Dickinson

El método Gazzi-Dickinson es una técnica de conteo de puntos usada en los estudios petrográficos para el análisis estadístico de los componentes de una roca sedimentaria, principalmente areniscas (Gazzi, 1966; Ingersoll et al., 1984; Garzanti et al., 2013a; Mendieta-Lora et al., 2018). El uso del método minimiza la variación composicional debida al tamaño de grano y evita hacer múltiples conteos para las diferentes fracciones de tamaño de los granos. Se deben usar muestras de todos los tamaños de la arena, permitiendo una comparación directa entre las arenas. Cada conteo de este método está hecho para reconstruir las composiciones originales a pesar de alteraciones subsecuentes (Ingersoll et al., 1984).

D. Fluorescencia de Rayos X

Es un método cuantitativo que determina la concentración de elementos mayores y traza de un depósito. Al incidir un pulso de rayos x sobre la muestra de sedimentos, los átomos presentes emiten radiación, que se traduce en fluorescencia (Beckhoff et al., 2007).

Los elementos mayores (EM) se presentan generalmente en forma de óxidos y dominan la composición química de los fragmentos líticos. Los análisis de elementos mayores nos dan un panorama de la composición de las rocas parentales del depósito. Se analizan el SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅, cuyas concentraciones son expresadas como el porcentaje del óxido sobre el peso (%/wt) (Rollinson, 2014).

Los elementos traza (ET) son elementos que se encuentran en concentraciones menores al 0.1%/wt, o, concentraciones menores a mil partes por millón (ppm). Estos elementos son el Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb. En comparación con los EM, los ET son significativamente útiles en establecer la composición y procedencia de sedimentos por exhumación de la roca fuente (Rollinson, 2014).

D. Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente

La espectrometría de masas es una técnica analítica usada para determinar la masa de átomos o moléculas, a través de la fragmentación de los iones, lo cual, también da información estructural (De Hoffmann, 2005).

La espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) es una técnica muy utilizada, ya que combina la eficiencia de la ionización del plasma de argón con la sensibilidad y selectividad de la separación de masas isotópicas. Más del 80 por ciento de los elementos tienen potenciales primarios de ionización que son posibles de detectar utilizando un plasma de argón como la fuente de ionización (Garbarino y Taylor, 1996).

El plasma de argón genera temperaturas muy altas de entre seis y ocho mil grados K, lo cual, hace posible que los elementos se ionicen y generen líneas espectrales cuyas intensidades revelan la concentración de los elementos en las muestras. (Leykin y Nelms, 2012).

E. Normalización por condrita.

Existen principalmente tres aproximaciones que se han usado para modelar la composición de la Tierra: (1) Perfiles sísmicos del núcleo y el manto, junto con su interpretación; (2) Comparando la composición de meteoritos primitivos y la fotosfera solar para extrapolar la composición de la nebulosa solar, y a partir de ésta, estimar la composición de los planetas rocosos interiores; y (3) usando modelos químicos y petrológicos de las relaciones entre los fundidos de peridotita-basalto (McDonough y Sun, 1995).

Los modelos composicionales basados en meteoritos primitivos relacionan las abundancias elementales en el manto primitivo con las observadas en las condritas en general, pero particularmente las condritas carbonáceas, las cuales son las más primitivas del grupo de las meteoritas condriticas. Éstas meteoritas están libres de cóndrulos, y poseen las abundancias más altas de elementos volátiles y moderadamente volátiles (H, C, N y O), relacionados a los elementos refractarios (por ejemplo, las tierras raras). Su importancia radica en que tienen una composición cercana a la fotosfera solar. Así, son un espejo de la composición solar y sus composiciones son ampliamente utilizadas para estimar las abundancias de casi todos los elementos en el sistema Solar. (Anders y Ebihara, 1982; Anders y Grevesse, 1989; Barrat et al., 2012; Lodders et al., 2009).

La normalización por condrita carbonácea (CC) es una división de los valores obtenidos respecto al valor establecido para cada elemento, brindando un panorama sobre su evolución geoquímica (Mendieta-Lora et al., 2018).

F. Índices de alteración química.

Los índices de alteración química relacionan los elementos móviles (MgO, CaO, Na₂O, K₂O) e inmóviles (Al₂O₃, SiO₂), mismos que reflejan el grado de alteración o intemperización sufrido por los sedimentos (Nesbitt y Young, 1982; Nesbitt et al., 1996; Price y Velbel, 2003; Garzanti y Resentini, 2016). En este trabajo los índices utilizados son:

- CIA (Chemical Index of Alteration) o IAQ (Índice de Alteración Química): Cuantifica la magnitud de la alteración de los feldespatos a minerales de arcilla (Nesbitt y Young, 1982).
- WIP (Weathering Index of Parker) o IIP (Índice de Intemperismo de Parker): Se basa en la proporción de elementos alcalinos y alcalinotérreos. Estos elementos son los más móviles entre los elementos mayores presentes en los sedimentos (Parker, 1970).
- PIA (Plagioclase Index of Alteration) o IAP (Índice de Alteración de Plagioclasas): Mide la alteración a la cual fueron sometidas las plagioclasas (Fedo et al., 1995).

Debido a que la cantidad de CaO incorporado en las fases silícicas debe ser considerada, es necesario hacer una corrección en los valores obtenidos en los análisis, la cual está ligada a la cantidad de CaO almacenada en los carbonatos y fosfatos presentes. (Garzanti, et al., 2013a; Garzanti y Resentini, 2016; Mendieta-Lora, et al., 2018). Dicha corrección consiste en asumir a los componentes de la plagioclasea como el promedio de corteza continental superior, siendo aproximadamente una taza de 1:3 de Ca:Na en una base molar (Nesbitt y Young, 1982; Taylor y McLennan, 1985; Honda y Shimizu, 1998; Honda, Yabuki y Shimizu, 2004).

Al usar estos tres índices se garantiza un análisis completo de las alteraciones provocadas por el clima, ya que se logra abarcar la alteración provocada por el clima con el CIA; las proporciones de elementos alcalinos y alcalinotérreos modificadas por el intemperismo, con el cálculo del WIP; y los valores que pudieron verse modificados por problemas asociados con enriquecimiento anómalo en K, al calcular el PIA.

III. METODOLOGÍA

A. Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo en el mes de abril del 2019, en el cual se recolectaron más de 110 muestras a lo largo de aproximadamente 50 kilómetros de costa al poniente de Salina Cruz, Oaxaca. De estas muestras se seleccionaron $n = 30$ para este estudio (Figura 13). El repositorio de todas las muestras se encuentra ubicado en la arenoteca del Laboratorio de Geoquímica del ICMYL de la UNAM. Se analizaron once muestras de cresta, tres de barlovento, cinco de sotavento, seis de alguno de los flancos y cinco muestras de ríos (Tabla 1).

El muestreo se realizó de manera sistemática mediante perfiles perpendiculares a la línea de costa o a la cresta de las dunas. En el caso de los ríos, se tomó la muestra en la parte distal del río (Garzanti et al., 2012b; Garzanti y Resentini, 2016). Las muestras de río se colectan para tener un control composicional de las dunas, desde la roca parental hasta el depósito eólico (Garzanti et al., 2012b). Se colectaron muestras representativas, cuidando la composición neutral de la arena y la consistencia. Se siguieron los procedimientos del muestreo de dunas similares a lo realizado por Garzanti et al. (2012), Garzanti et al. (2013a) y Garzanti et al. (2019b). Evitamos la recolecta de arena que estuviera enriquecida con minerales pesados, así como parches de minerales ligeros, ya que producen patrones petrográficos y geoquímicos poco confiables. Para la toma de muestra se utilizó una pala de plástico con la que se recogió el centímetro superior en las playas y las dunas, con el fin de mitigar el efecto de heterogeneidad en las arenas (Pettijohn, 1972). Esto reduce el sesgo en el tamaño de grano y los valores de clasificación. Así, se logra establecer un rango de tamaño estándar de las arenas observadas en campo para los análisis petrográficos (por ejemplo, arena muy gruesa a fina). (Garzanti y Andó, 2019). Las muestras se guardaron en bolsas etiquetadas para evitar su contaminación. Al menos se colectaron 3 muestras por perfil cubriendo barlovento, sotavento y cresta; y/o tomando arena de los dos flancos (además de la cresta) en dunas geomorfológicamente simétricas (ej. dunas tipo embrión). Se tomó la hora de recolecta, la velocidad máxima y mínima del viento con un anemómetro marca Steren, Modelo HER-440 (Anexo 1). Se anotaron las coordenadas junto con la elevación con respecto al nivel del mar (Tabla 1), con ayuda de un GPS marca Garmin, modelo etrex H (Anexo 2).

Tabla 1. Registro de las muestras colectadas.

N°	Muestra	Latitud*	Longitud*	V.Máx. Viento (ms^{-1})	V. Min. Viento (ms^{-1})	Elevación (m)	Hora
1	LC-1-S	15.5773°N	95.32608°O	2.89	1.57	27	10:02
2	LC-2-F2	15.57657°N	95.32851°O	3.59	2	9	10:10
3	LC-3-C	15.57646°N	95.33031°O	3.94	2	10	10:20
4	LC-5-F2	15.57507°N	95.34107°O	4.65	2.36	5	11:26
5	LC-6-F2	15.57311°N	95.34482°O	3.42	0.8	8	11:50
6	G-2-C	16.0013°N	95.25272°O	4.3	2.54	6	14:10
7	G-3-F1	16.0009°N	95.25339°O	5.87	3.24	5	14:18

8	G-4-F1	16.0000°N	95.25491°O	5	2.54	3	14:30
9	G-4-C	16.0000°N	95.25491°O	5	2.54	3	14:30
10	CB-1-C	16.01437°N	95.22574°O	7.45	4.3	145	9:34
11	CB-2-C	16.01455°N	95.22650°O	8	6.5	173	10:02
12	CB-2-S	16.01455°N	95.22650°O	8	6.5	173	10:02
13	CB-3-S	16.01307°N	95.22628°O	4.47	2.36	88	10:24
14	CB-6-F1	16.00857°N	95.23575°O	4.82	2.89	8	11:32
15	CH-1-C	16.01625°N	95.22623°O	4.65	1.15	48	8:10
16	CH-2-B	16.01689°N	95.22549°O	5.7	2.18	25	8:27
17	CH-4-C	16.0608°N	95.22345°O	2.71	0.8	9	8:47
18	CH-5-S	16.01787°N	95.22489°O	6.22	2.71	10	9:08
19	CH-12-S	16.02039°N	95.22514°O	7.32	3.21	0	10:07
20	PA-1-C	16.06474°N	95.16766°O	5.36	1.86	24.5	7:44
21	PA-5-B	16.06556°N	95.16872°O	8.28	1.57	11	8:33
22	PA-6-C	16.0666°N	95.16827°O	6.04	3.06	7	8:40
23	PA-7-B	16.06773°N	95.16871°O	6.56	1.15	7	8:47
24	LV-1-C	16.10307°N	95.09232°O	3.94	1.72	7	9:34
25	LV-2-C	15.10429°N	95.09339°O	2.36	1.29	2	9:45
26	AM	16.06458°N	95.21711°O	3.06	1.29	21	11:06
27	RH	16.11441°N	95.08339°O	5.36	3.06	3	8:30
28	RZ	15.85203°N	96.00296°O	-	-	-	-
29	RZ-A	15.85203°N	96.00296°O	-	-	-	-
30	RZ-G	15.85203°N	96.00296°O	-	-	-	-

*Las coordenadas se tomaron en grados, minutos decimales.

LC = La Colorada; G = Garrapatera; CB = Concepción Bamba; CH = Chipehua; PA = Playa Azul; LV = La Ventosa; AM = Arroyo Mazatán; RH = Río Huilotepec; RZ = Río Zimatán.

[S] = Sotavento; [C] = Cresta; [B] = Barlovento; [F1] = Flanco 1; [F2]= Flanco 2; [A] = Arena; [G] = Grava.

Los números representan el número de muestra de cada localidad.

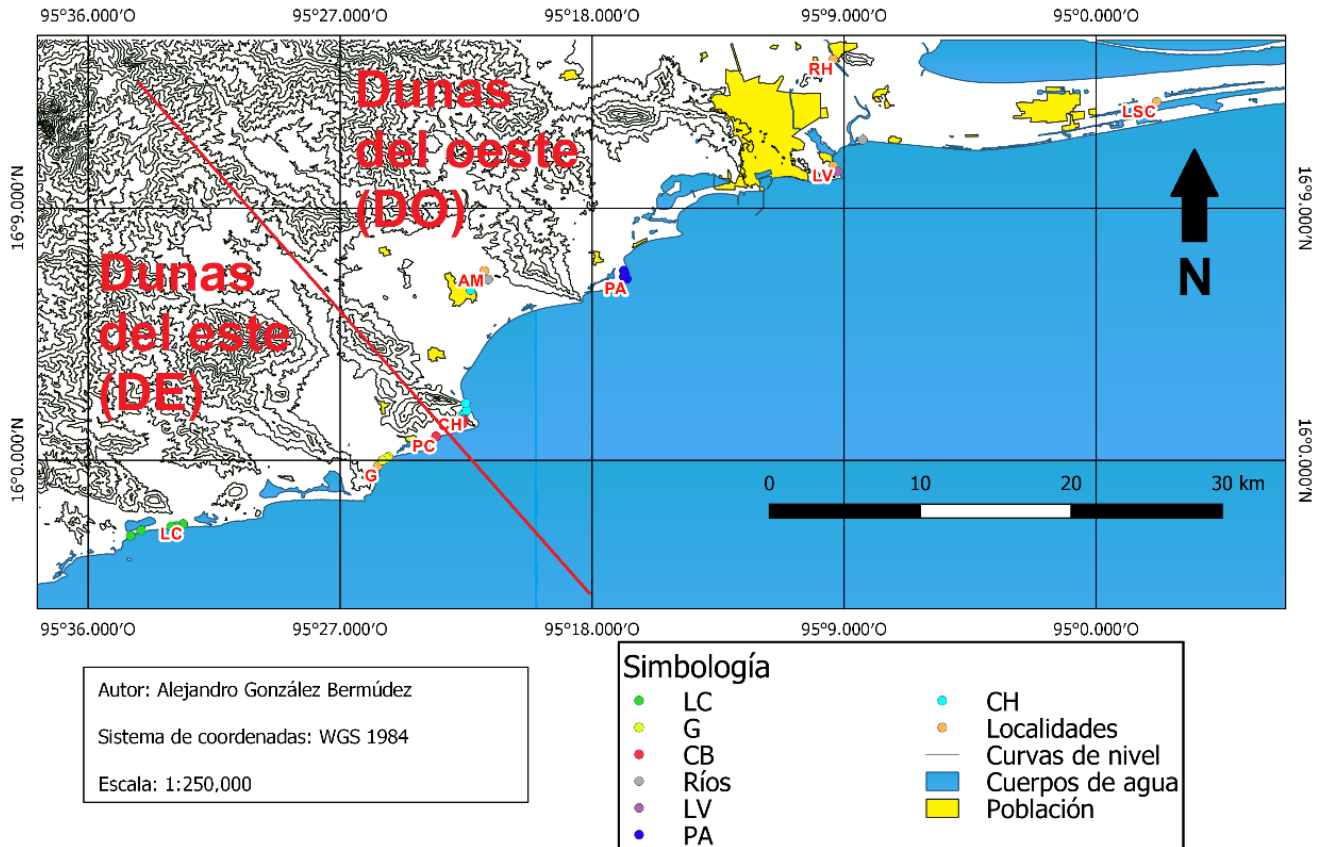


Figura 13. Mapa de localización de muestras. Modificado de INEGI (1984).

B. Trabajo de laboratorio y gabinete

B.1 Preparación de las muestras

La arena tiene la ventaja de que para su análisis; su preparación y tratamiento únicamente consiste en lavar y decantar para eliminar el alto contenido de sales de mar. Las muestras colectadas en campo se transportaron al Laboratorio de Geoquímica del ICMYL de la UNAM. Se lavaron con agua destilada y posteriormente fueron secadas en un horno marca Riossa H-2 (Anexo 3) a una temperatura de aproximadamente 60° C durante alrededor de 6 horas.

B.2 Tabla de Rosas de vientos.

Una base de datos del promedio de cinco años (2014-2018) de intensidades y direcciones de vientos fue usada para hacer una tabla de rosas de vientos de la zona de estudio, la cual muestra la frecuencia del viento (%), velocidad ($m \cdot s^{-1}$) y dirección a lo largo del Golfo de Tehuantepec. Los datos fueron obtenidos por Sistemas de Teledetección (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>), las rosas de viento se construyeron con el paquete open air-R, desarrollado para observar las variaciones mensuales de parámetros eólicos (<http://davidcarslaw.github.io/openair/>).

B.3 Mapa de vientos

Con base en la base de datos obtenida por Sistemas de Teledetección (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>), se realizó un mapa con el fin de facilitar la observación del promedio de la dirección de los vientos en la zona de estudio correspondientes a los meses de enero y abril de 2019; meses representativos de los vientos Tehuanos.

B.4 Granulometría por láser

Los análisis de granulometría por láser se llevaron a cabo en el Laboratorio de Análisis Láser de Partículas del ICMYL. Para la mayoría de las muestras no fue necesario un tratamiento más elaborado que el lavado de la arena con agua destilada detallado en el apartado anterior. Únicamente en el caso de un par de muestras de ríos, fue necesario tamizar para separar los fragmentos de grava, grava gruesa y rocas (Livingstone et al., 1999; Kasper-Zubillaga et al., 2007b).

B.5 Petrografía y análisis modal

Para el análisis modal se utilizó un microscopio marca Velab, modelo VE-148 P con objetivo 10x (Anexo 4). Se contaron quinientos granos por lámina de sección delgada (n=30), preparada previamente con resina epóxica sin cubreobjetos, basándonos en el método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Ingersoll et al., 1984; Garzanti et al., 2013b).

El primer conteo del análisis modal consta de n = 250 granos por lámina, el cual incluye las siguientes categorías: cuarzo total Ct = todos los granos de cuarzo, incluyendo cuarzo mono y policristalino, con extinción paralela y ondulada; con cuatro subcategorías: Cmp = cuarzo monocristalino paralelo, Cmo = cuarzo monocristalino ondulado, Cpp = cuarzo policristalino paralelo y Cpo = cuarzo policristalino ondulado; feldespatos total F = feldespato potásico (Fk) más plagioclasa Ca-Na (P); líticos totales (L = líticos volcánicos + líticos sedimentarios + líticos metamórficos); minerales pesados (Mp); y biógenos (B = fragmentos de conchas de calcita).

El segundo conteo consta de n = 250 granos por lámina, excepto en los casos en los que la densidad de granos no cubre la totalidad del conteo. Incluye las siguientes categorías: líticos metamórficos (Lm = gneiss, esquistos, etc.); líticos sedimentarios (Ls = limolitas, areniscas, calizas, pedernal.); líticos volcánicos (Lv); piroxenos (Px); anfíboles (Anf); minerales opacos (Op); mica (M); granate (Grt); titanita (Ti) y epidota (Ep).

Los resultados del conteo de puntos fueron recalculados a porcentajes para cada categoría con el fin de crear diagramas ternarios, los cuales son útiles porque muestran las tendencias en porcentaje derivadas del análisis modal realizado (Kasper-Zubillaga et al., 2007c; Garzanti et al., 2012; Garzanti et al., 2012b). Se construyeron diagramas ternarios con los siguientes polos: C-F-L, que sirve para estudiar la madurez y el reciclaje de la arena; C-Fk-P, para la madurez y el control relativo del intemperismo; Lm-Lv-Ls, para la durabilidad de las fracciones; M-Px-Anf, para la dominancia de un

mecanismo de transporte sobre otro; y los diagramas Op-M-Grt y Anf-Op-Grt, para los mecanismos de transporte y la fuente de suministro; con base en el marco estándar de componentes principales y subordinados de arenas de río y dunas. (Kasper-Zubillaga et al., 2007c; Garzanti et al., 2012; Garzanti et al., 2012b; Garzanti et al., 2013b; Garzanti, 2015a; Mendieta-Lora et al., 2018).

B.6 Geoquímica

Para los análisis geoquímicos se pulverizaron treinta muestras de arena seleccionadas para este estudio. Se separaron dos gramos de cada muestra y se pulverizaron en un mortero manual de ágata (Anexo 5). Las muestras se pasaron a un pulverizador automático con mortero de ágata marca Fritsch Pulverisette 2 del Laboratorio de Geoquímica del ICMYL para obtener el tamaño óptimo (Anexo 6), limpiando el área de trabajo e instrumentos con el fin de evitar la contaminación de las muestras. El material pulverizado fue utilizado para los análisis de fluorescencia de rayos X y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP/MS).

B.6.1 Fluorescencia de Rayos X

Los análisis de EM y ET se llevaron a cabo en el espectrómetro secuencial de rayos x marca Rigaku Primus II, Modelo RIX-3000 del Laboratorio de fluorescencia de rayos x del Instituto de Geología de la UNAM (Anexo 7) cuyos límites de detección y calibración se detallan en Lozano y Bernal (2005). Para el análisis de los EM, se realiza un fundido de la muestra en una perla. Las perlas son separadas mezclando un gramo de muestra en polvo con nueve gramos de mezcla de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 (50:50 wt%). La mezcla es vaciada en un crisol de Pt/5%Au y es calentada a 1100°C en un hornillo equipado con quemadores y moldes para la preparación simultánea de tres perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan dos gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente impermeable, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado. Como complemento del análisis de EM, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PCC), lo cual se hace calentando un gramo de muestra en “base seca” en un crisol de porcelana por una hora y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado.

El cálculo de PCC es: $\text{PCC (\%)} = (\text{Peso seco} - \text{Peso calcinado}) \times 100$

El análisis de los ET se realiza en una muestra prensada, la cual es preparada mezclando seis gramos de polvo finamente molido (partícula <74 micras), con 0.6 gramos de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. La mezcla es prensada a 30 toneladas, sosteniendo la presión durante treinta segundos. El dispositivo utilizado es una prensa Graseby/Specac y un dado con diámetro de cuatro centímetros. El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente y evitar irregularidades en la superficie de las tabletas. Los resultados de los análisis geoquímicos de fluorescencia de rayos x, tienen una precisión mayor al 5%.

B.6.2 Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)

La concentración de Tierras Raras (TR) se determinó en el Laboratorio ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM, el cual cuenta con un espectrómetro de masas modelo PQ3 de marca VG Elemental y un laboratorio de preparación de muestras con calidad de aire "pura" (10,000 partículas/m³) (Anexo 8). Se digieren aproximadamente 0.2 gramos de muestras con 2.5 ml de HF y 4 ml de HClO₄. Las muestras se almacenan para permitir la evaporación y sequedad total. Una vez completa la desecación, se agregan 100 ml de HNO₃ (2%). Por último, la muestra es guardada en envases de plástico a la espera de realizar el análisis. El instrumento ICP-MS se optimizó con una solución estándar de pureza elevada certificada (SM-1595-143). Los límites de detección (DL) fueron calculados con la fórmula:

$$DL = 3 (DE \text{ int BCO}) (\text{Conc STD}) / (\text{Int STD} - \text{Prom int BCO})$$

Donde:

DE int BCO = Desviación estándar de la intensidad del blanco

Conc STD = Concentración de la solución estándar

Int STD = Intensidad de la solución estándar

Prom int BCO = Promedio de la intensidad del blanco

Una referencia de granito JG-2 fue utilizado como material de calidad para el análisis ICP-MS.

B.7 Normalización por condrita.

Para la normalización de EM, ET y TR, fueron utilizados los valores propuestos por McDonough y Sun (1995) (Tabla 2). Estos autores realizaron una extensa evaluación de los modelos existentes para calcular la composición de la Tierra. Presentaron un modelo revisado de su composición y dieron un promedio de valores de condritas previamente reportadas. Adicionalmente, la normalización con condrita carbonácea (CC) provee señales de fraccionamiento químico de los elementos de TR debido a la composición de la fotosfera solar análoga a la corteza terrestre de la CC (McDonough y Sun, 1995).

Tabla 2. Valores para normalización por condrita carbonácea (wt%). (McDonough y Sun, 1995).

Elementos Mayores (EM)		Elementos Traza (ET)		Tierras Raras (TR)	
Compuesto	Valor CC	Elemento	Valor CC	Elemento	Valor CC
SiO ₂	10.65 wt. %	Rb	2.3 ppm	La	2.37 ppm
TiO ₂	440 wt. %	Sr	7.25 ppm	Ce	0.6130 ppm
Al ₂ O ₃	0.860 wt. %	Ba	2.41 ppm	Pr	0.0928 ppm
Fe ₂ O ₃	18.1 wt. %	Y	1.57 ppm	Nd	0.4570 ppm
MnO	0.192 wt. %	Zr	3.82 ppm	Sm	0.1480 ppm

CaO	0.925 wt. %	Nb	0.24 ppm	Eu	0.0563 ppm
Na ₂ O	0.510 wt. %	V	56 ppm	Tb	0.1990 ppm
K ₂ O	0.055 wt. %	Cr	2650ppm	Gd	0.0361 ppm
P ₂ O ₅	0.108 wt. %	Co	500 ppm	Dy	0.2460 ppm
-	-	Ni	10500 ppm	Ho	0.0546 ppm
-	-	Cu	120 ppm	Er	0.160 ppm
-	-	Zn	310 ppm	Tm	0.0247 ppm
-	-	Th	0.029 ppm	Yb	0.1610 ppm
-	-	Pb	2.47 ppm	Lu	0.0246 ppm

Para normalizar los valores se realiza la siguiente operación:

$$VN = VA / VC$$

Dónde:

VN = Valor del elemento o compuesto Normalizado

VA = Valor del elemento o compuesto obtenido mediante Análisis

VC = Valor del elemento o compuesto en Condrita.

Se realizaron gráficas con los valores obtenidos de esta fórmula para facilitar la apreciación y discusión de los resultados.

B.8 Tierras Raras: anomalías Ce/Ce*, Eu/Eu*

Las anomalías de Cerio y Europio se calcularon con las siguientes fórmulas (Taylor y McLennan, 1985):

$$Ce/Ce^* = 3 [C_{eN} / 2 (La_N + Nd_N)]$$

$$Eu/Eu^* = E_{uN} / [(Sm_n) (Gd_n)]^{1/2}$$

Donde N es el valor normalizado para cada elemento de la ecuación.

B.9 Índices de alteración química

Los índices de alteración química se calcularon con las fórmulas propuestas por sus autores:

CIA (Chemical Index of Alteration) o IAQ (Índice de Alteración Química) (Nesbitt y Young, 1982):

$$IAQ = Al_2O_3 \times 100 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$$

WIP (Weathering Index of Parker) o IIP (Índice de Intemperismo de Parker) (Parker, 1970):

$$IIP = [(2 Na_2O / 0.35) + (MgO / 0.9) + 2 K_2O / 0.25 + CaO / 0.7] \times 100$$

PIA (Plagioclase Index of Alteration) o IAP (Índice de Alteración de Plagioclasas) (Fedo et al., 1995):

$$IAP = [(Al_2O_3 - K_2O) \times 100] / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)$$

En este estudio, la corrección el CaO* por las fases silícicas presentes fue calculada usando la ecuación:

$$CaO^* = 0.35 \times 2 \times (wt. \% Na_2O) / 62$$

IV. RESULTADOS

A. Sistemas de dunas costeras presentes en la zona de estudio.

Con base en el trabajo de gabinete y lo encontrado en campo, las dunas costeras de la región de Salina Cruz se han clasificado en dos grupos: las dunas costeras del oeste, las cuales se conforman por las dunas costeras de las localidades de La Colorada (LC), La Garrapatera (G) y Playa Cangrejos (PC); y las dunas costeras del este, el segundo grupo, el cual abarca las localidades de Concepción Bamba (CB), Chipehua (CH), Playa Azul (PA) y La Ventosa (LV) (Figura 13). La división de los dos tipos de dunas costeras se hace con base en su geomorfología. Las del oeste son más pequeñas y menos desarrolladas (tipo embrión y longitudinales, con algunas incipientes parabólicas). Las del este están bien constituidas (cordones tipo barján y parabólicas)

A.1. Dunas costeras del oeste (DCO)

En LC se han desarrollado sistemas de dunas costeras pertenecientes al cuaternario de gran tamaño, las cuales se encuentran vegetadas. Tienen alturas que varían entre los ~1.5 a 6 m y una longitud individual variable a lo largo de la costa, que va de ~ 1 a 6 m en el caso de las dunas tipo embrión (I), las cuales se encuentran en la zona oriental de LC y hasta más de ~ 15 a 20 m para las dunas longitudinales (II) y parabólicas (III), que están en la zona occidental (Figura 14).



Figura 14. Dunas costeras tipo embrión y longitudinales de La Colorada con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

Las dunas de G se caracterizan principalmente por dunas individuales tipo embrión, vegetadas; de baja altura que varía entre 1 m a 3 m, y unos cuantos metros de longitud. (Figura 15).

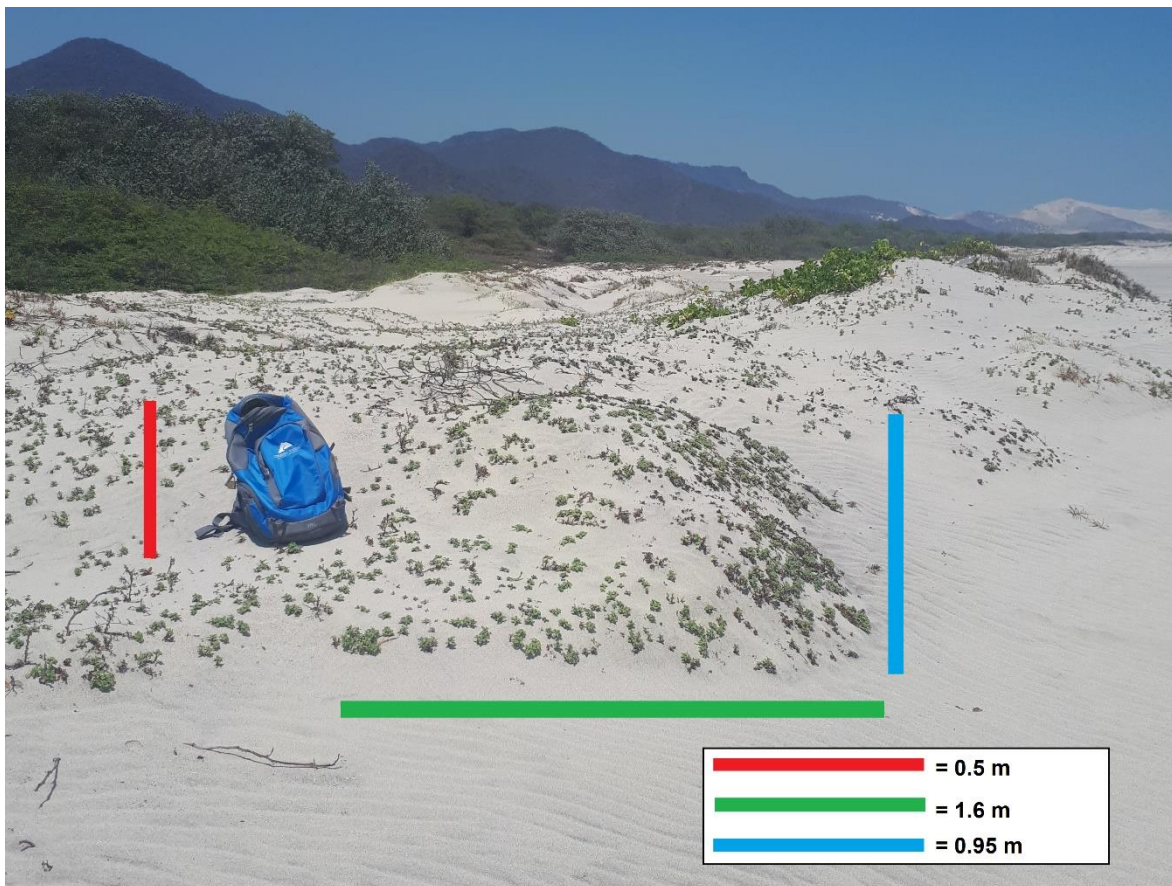


Figura 15. Dunas costeras tipo embrión y longitudinales de La Garrapatera con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

En PC se encuentran dunas similares a las de G, embrionarias, vegetadas, pequeñas y de un par de metros de longitud.

A.2. Dunas costeras del este (DCE)

Los sistemas parabólicos (III) y barján (IV) de más de 200 msnm forman cordones de dunas bien desarrollados en la localidad CB. Este es el sistema de dunas costeras más alto en comparación con todos los otros sistemas de la región, principalmente confinado por rocas marinas vulcano-sedimentarias del Mesozoico y rocas graníticas del Paleógeno. Además, es el de mayor altitud reportado hasta ahora en el país y en el continente americano, de acuerdo con la literatura consultada (Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Kasper-Zubillaga et al., 2007b; Kasper-Zubillaga et al.,

2007d; Muhs, 2017), al medir aproximadamente 174 metros de altura (Figuras 16, 17, 18 y 19). Dicho sistema marca el límite entre CB y CH.

En la misma localidad también es posible encontrar sistemas bien definidos de dunas tipo embrión (I) (Figura 16).

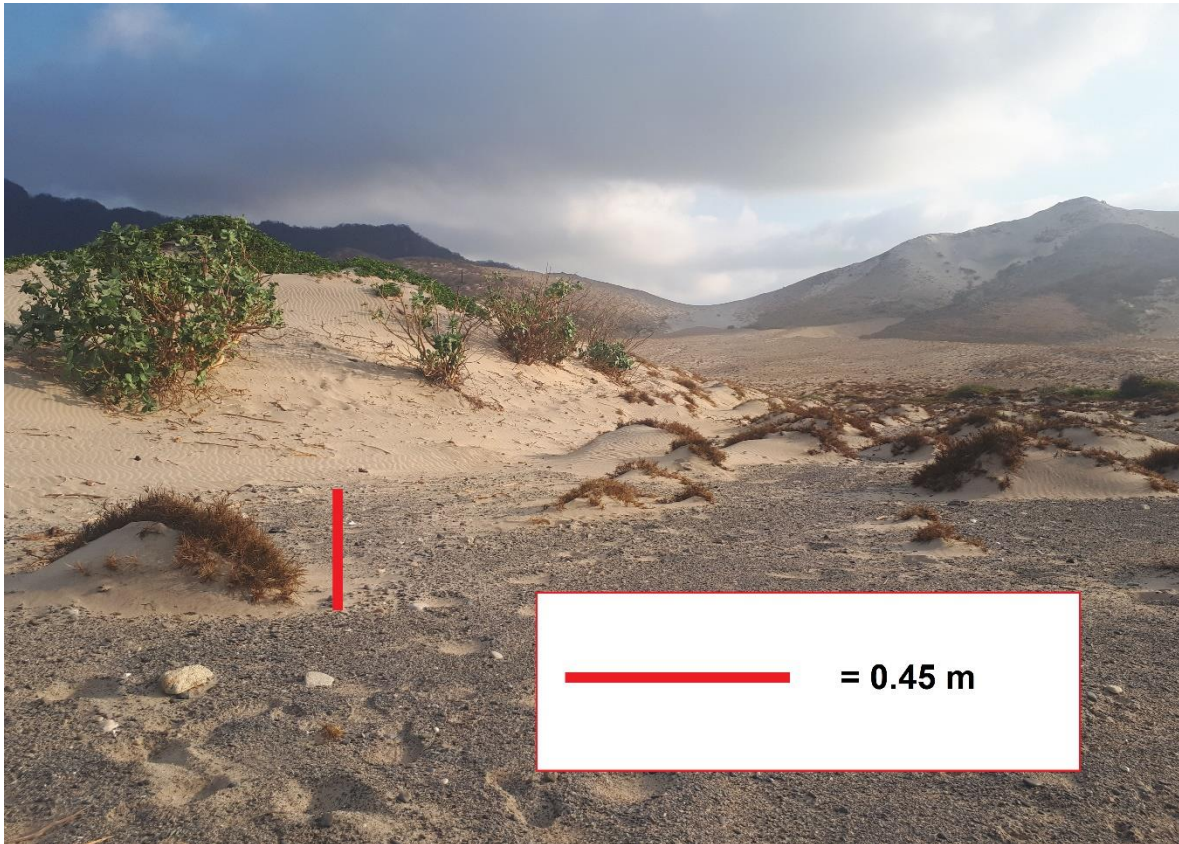


Figura 16. Dunas costeras tipo embrión de Concepción Bamba con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.



Figura 17. Sistema de Megadunas costeras tipo embrión, parabólicas y longitudinales de Concepción Bamba con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.



Figura 18. Sistema de Megadunas costeras longitudinales de Concepción Bamba. Imagen de Alejandro González Bermúdez.



Figura 19. Duna parabólica perteneciente al Sistema de Megadunas costeras de Concepción Bamba. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

Similarmente, los sistemas de dunas parabólicos y de tipo barján de ~ 10-20 m de altura se encuentran entrampados en el sitio CH, rodeados por otros sistemas de dunas pertenecientes a CB (Figuras 19 y 20). De acuerdo con las observaciones en campo, el confinamiento del sistema de dunas en CH está controlado por la geomorfología del área, principalmente por el afloramiento expuesto en la localidad CB.



Figura 20. Vista de las dunas costeras tipo Barján de Chipehua desde lo alto del sistema de Megadunas de Concepción Bamba. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

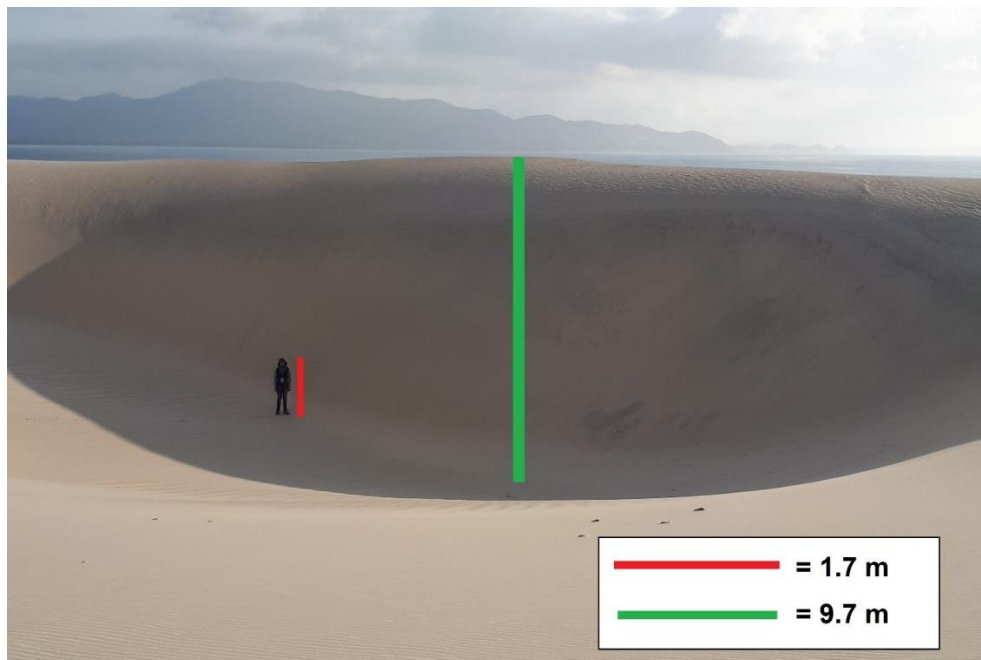


Figura 21. Duna costera tipo Barján perteneciente a la localidad de Chipehua, con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

Las dunas de PA son similar a las encontradas en los sitios CB y CH; sistemas parabólicos y de tipo barján con alturas de entre 5 y 15 m (Figura 22).



Figura 22. Dunas costeras de Playa Azul tipo Barján con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

En la cima de las dunas de las localidades CB, CH y PA, afloran ventifactos vulcano-sedimentarios que presentan estrías eólicas (wind-grooves) (Laity, 2009) (Figuras 23 y 24).

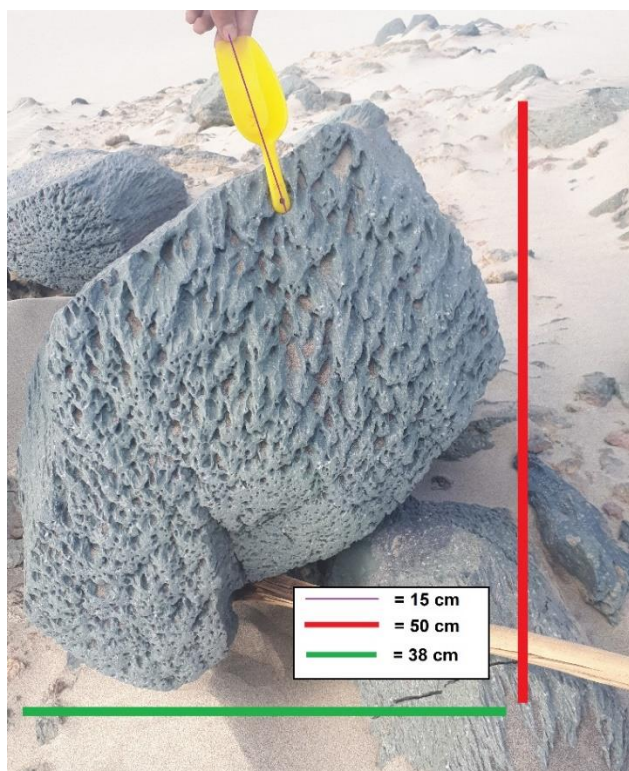


Figura 23. Estrías presentes en rocas de Chipehua (wind-grooves, Laity, 2009). Escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.



Figura 24. Estrías presentes en rocas de Playa Azul (wind-grooves, Laity, 2009). Escala aproximada. Imagen de: Alejandro González Bermúdez.

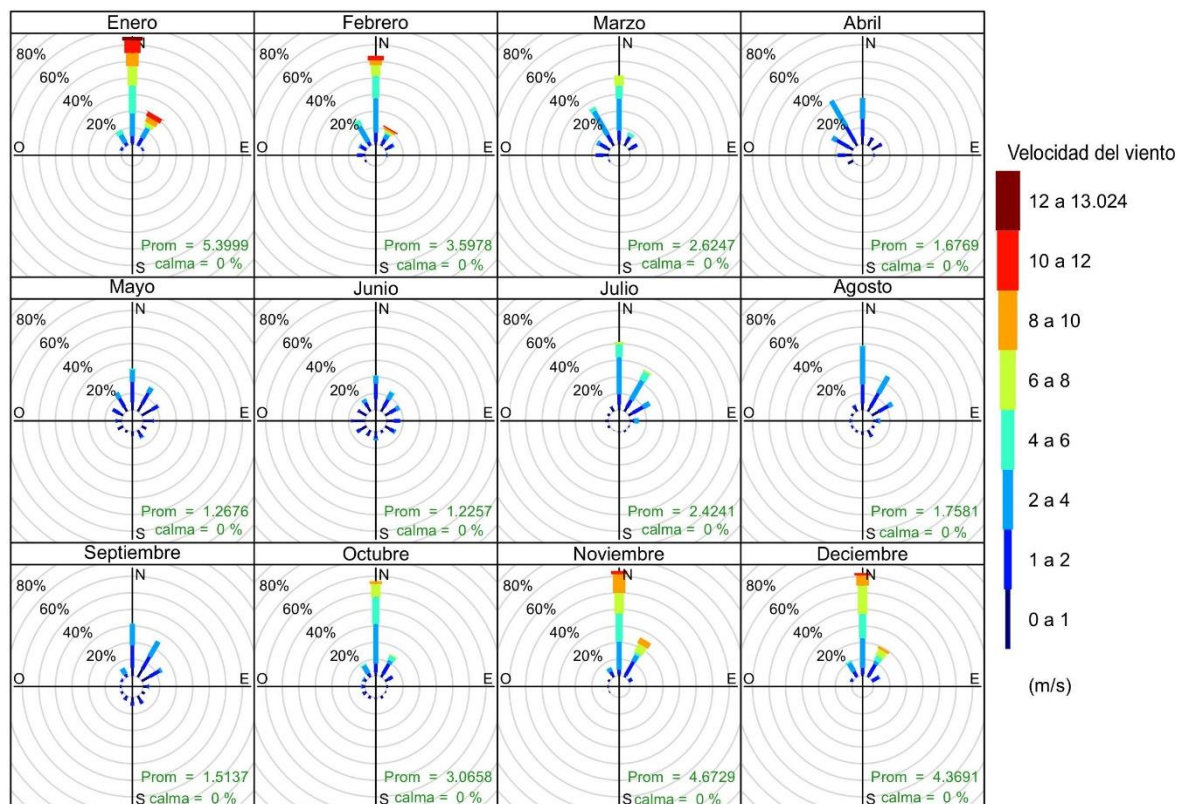
La Ventosa (LV) tiene escasos sistemas de dunas representados por dunas individuales vegetadas con unos cuantos centímetros a metros de altitud (Figura 25).



Figura 25. Dunas costeras de La Ventosa con escala aproximada. Imagen de Alejandro González Bermúdez.

B. Rosas de vientos

En la figura 26 se pueden observar las rosas de vientos realizadas. La dirección de los vientos va de fuera del círculo al centro de este y se representa la intensidad de la velocidad del viento con una variación de colores que va de azul a rojo. La dirección preferencial del viento en nuestra zona de estudio es de Norte a Sur, con la intensidad de vientos más fuertes en invierno.



Frecuencia de conteos por dirección del Viento (%)

Figura 26. Rosas de vientos de la zona de estudio.

C. Mapa de vientos

En el mapa de vientos (Figura 27), podemos observar el promedio de la dirección de los vientos en la zona de estudio correspondientes a enero y abril de 2019. Se destaca una tendencia del viento predominantemente hacia el sur, así como corrientes cíclicas en sentido horario y antihorario.

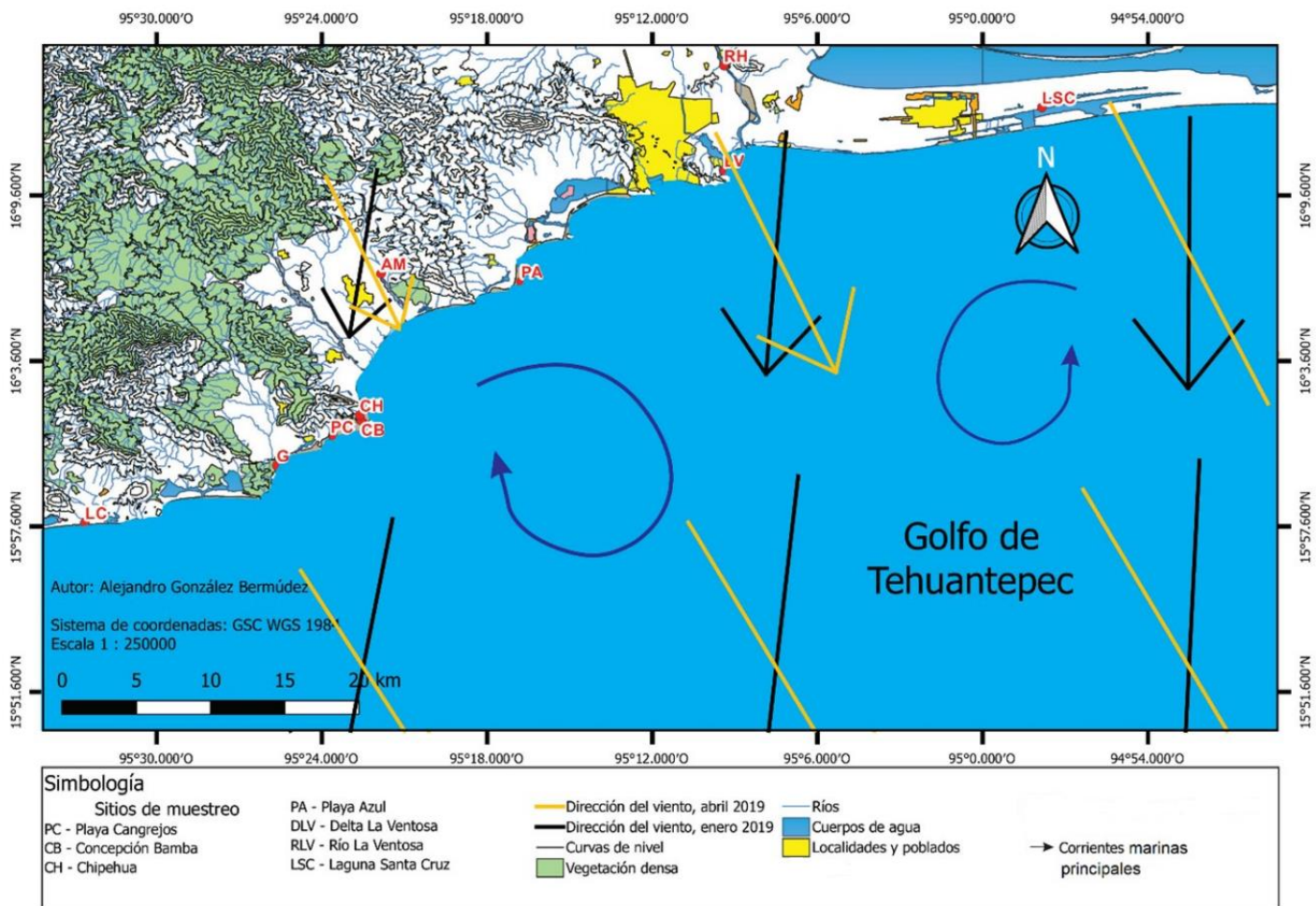


Figura 27. Mapa topográfico, de promedio de vientos y corrientes marinas principales de la zona de estudio. Modificado de (INEGI, 1984).

E. Granulometría por láser

El promedio de los valores numéricos de las arenas es: $Mz = 1.578 \Phi \pm 0.675$, Clas $\sigma = 0.504 \pm 0.232$, Asimetría = 0.144 ± 0.272 , Curtosis = 1.040 ± 0.179 . Los parámetros texturales muestran que las arenas de las dunas costeras son, en promedio, arenas medianas, moderadamente bien clasificadas, asimétricas hacia los gruesos y leptocúrticas (Tabla 3).

El promedio del tamaño de las arenas de las DCO es mediana, moderadamente bien clasificada, con $Mz = 1.520 \Phi \pm 0.274$, Clas $\sigma = 0.513 \pm 0.079$. En las DCE, el promedio muestra que el tamaño corresponde a arena mediana, bien clasificada, con $Mz = 1.657 \Phi \pm 0.645$, Clas $\sigma = 0.0.499 \pm 0.157$. Con base en los valores obtenidos, podemos ver que la arena de las DCE es en promedio más fina que la arena de las DCO, aunque la desviación estándar es mayor en éstas.

Las arenas de menor diámetro corresponden a la localidad de Concepción Bamba, con valores promedio son de $Mz = 1.9128 \Phi \pm 0.507$, Clas $\sigma = 0.5074 \pm 0.278$, los cuales corresponden a arenas

medianas, moderadamente bien clasificadas. En contraste, las arenas más gruesas pertenecen a los ríos, los cuales promedian valores de $Mz = 0.197 \Phi \pm 0.123$, $Clas \sigma = 1.0406 \pm 0.364$, y corresponden a arenas muy gruesas, mal clasificadas.

Tabla 3. Resultados del análisis de tamaño de grano, clasificación, asimetría y curtosis, con su descripción.

Muestra	Mz (Φ)	Clas (σ)	Asimetría	Curtosis	Descripción
LC-1-S	1.668	0.476	0.107	1.034	Arena mediana, bien clasificada, muy ligeramente asimétrico hacia los gruesos, leptocúrtica.
LC-2-F2	2.008	0.345	0.159	1.052	Arena fina, muy bien clasificada, asimétrica hacia los gruesos, leptocúrtica
LC-3-C	1.608	0.602	0.200	0.998	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica hacia los gruesos, leptocúrtica
LC-5-F2	1.564	0.507	0.117	0.997	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, ligeramente asimétrico a los gruesos, leptocúrtica
LC-6-F2	1.223	0.532	0.277	1.023	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
G-2-C	1.717	0.526	0.094	1.016	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, simétrica, leptocúrtica
G-3-F1	1.306	0.543	0.194	0.956	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
G-4-F1	1.124	0.613	-0.005	1.046	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los finos, leptocúrtica
G-4-C	1.465	0.476	0.065	0.983	Arena mediana, bien clasificada, simétrica, leptocúrtica
CB-1-C	1.437	0.989	-0.221	1.618	Arena mediana, moderadamente mal clasificada, asimétrica a los finos, muy leptocúrtica
CB-2-C	2.259	0.356	0.172	1.063	Arena fina, bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
CB-2-S	2.240	0.347	0.157	1.039	Arena fina, muy bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
CB-3-S	2.341	0.338	0.132	1.002	Arena fina, muy bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
CB-6-F1	1.287	0.507	0.168	0.948	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
CH-1-C	1.609	0.565	0.100	0.961	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, simétrica, leptocúrtica
CH-2-B	1.306	0.543	0.194	0.956	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
CH-4-C	0.676	0.645	0.338	1.025	Arena gruesa, moderadamente bien clasificada, muy asimétrica a los gruesos leptocúrtica
CH-5-S	2.068	0.422	0.248	1.122	Arena fina, bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
CH-12-S	2.270	0.472	0.312	1.047	Arena fina, bien clasificada, muy asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
PA-1-C	2.318	0.441	0.302	1.227	Arena fina, bien clasificada, muy asimétrica a los gruesos, leptocúrtica

PA-5-B	2.206	0.349	0.167	1.038	Arena fina, muy bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
PA-6-C	0.125	0.452	0.112	0.903	Arena muy gruesa, bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
PA-7-B	1.476	0.540	0.178	0.944	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
LV-1-C	1.295	0.503	0.088	1.036	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, simétrica, leptocúrtica
LV-2-C	1.600	0.524	0.071	0.972	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, simétrica, leptocúrtica
Rio Mazatán	0.250	1.160	0.980	0.440	Arena muy gruesa, mal clasificada, muy asimétrica a los gruesos hacia los gruesos, muy platicúrtica
Rio Huilotepec	0.057	1.330	1.190	0.740	Arena muy gruesa, mal clasificada, muy asimétrica hacia los gruesos, platicúrtica
Rio Zimatán	0.286	0.632	0.463	0.925	Arena gruesa, moderadamente bien clasificada, muy asimétrica hacia los gruesos, mesocúrtica
Promedio (sin ríos)	1.578	0.504	0.144	1.040	Arena mediana, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos, leptocúrtica
Desviación estándar	0.675	0.232	0.272	0.179	

Con la finalidad de agregar una ayuda visual a los resultados obtenidos, se anexa un repositorio en línea (<https://drive.google.com/drive/folders/1KzMxyKszOUaHxRUcgk8tvsS1LaQuBaNC?usp=sharing>) donde se encuentran todos los histogramas granulométricos de las muestras, los cuales fueron cortesía del M. en C. Eduardo Morales de la Garza del Laboratorio de Sedimentología del ICMYL de la UNAM.

E. Petrografía

E.1 Análisis modal

En las Tablas 4 y 5 se muestran los resultados obtenidos mediante el análisis modal sin normalizar. El promedio de conteo de granos por muestra del análisis modal fue de 268.06 ± 16.98 . De éstos, aproximadamente 108 son de cuarzo, siendo el mineral más abundante. Se observa una mejor preservación de los cristales de cuarzo subangulares a subredondeados monocristalinos (Cmp + Cmo ~90 granos), sobre el cuarzo policristalino (Cpp + Cpo ~17 granos) (Figura 34 a, c). Los cristales de cuarzo más abundantes, observados en el análisis modal, son los pertenecientes al grupo de cuarzo monocristalino con extinción paralela (Cmp ~63 granos), seguido del cuarzo monocristalino con extinción ondulante (Cmo ~29 granos). Encontramos cuarzo policristalino con extinción paralela (Cpp) y ondulante (Cpo) en proporciones relativamente iguales (~8 granos). En los feldespatos, predomina el Fk (~66 granos) sobre la plagioclasa (~29 granos), con más del doble de conteos (Figura 34 b). Dentro de los feldespatos, se encontraron granos con textura típica de microclina, pertitas y sericitización. La cantidad de líticos contados representa casi una sexta parte del total (~46

granos), ej. líticos de andesita. Los minerales pesados (Mp) (~14 granos) y biógenos (B) (~ 5 granos) representan la fracción composicional subordinada del análisis modal.

El promedio que considera únicamente las dunas costeras, sin tomar en consideración los ríos, muestra un aumento en la cantidad de Cmo y Cpp y un decremento en Cmp y Cpo. La concentración de cuarzo se mantiene constante. El Fk y la plagioclasa presente aumenta gradualmente. Los líticos disminuyen. Los Mp incrementan. La concentración de biógenos permanece constante.

Para definir cuantitativamente el tipo de arena de duna con base al contenido de C (Cmp + Cmo + Cpp + Cpo), F (Fk + P) y L, se recalcularon los porcentajes de la muestra total al 100% con base en los promedios obtenidos. El cuarzo representa el 44% del total, los Feldespatos el 39% y los líticos el 17%.

TABLA 4. Base de datos obtenida del primer conteo del análisis modal sin normalizar (Componentes principales).

Muestra	Cmp	Cmo	Cpp	Cpo	Fk	P	L	Mp	B	Total
LC-1-S	47	36	3	12	72	38	30	13	5	256
LC-2-F2	37	16	14	13	75	33	40	34	2	264
LC-3-C	7	7	15	8	125	26	39	31	0	258
LC-5-F2	101	56	0	5	63	26	33	19	0	303
LC-6-F2	32	33	7	11	100	30	26	7	6	252
G-2-C	90	17	3	6	96	25	32	10	6	285
G-3-F1	27	14	26	14	85	25	55	7	5	258
G-4-F1	29	11	19	7	106	31	32	9	11	255
G-4-C	114	34	0	5	50	29	28	7	0	267
CB-1-C	94	23	0	0	49	29	94	17	0	306
CB-2-C	97	21	0	10	57	35	27	31	0	278
CB-2-S	86	47	0	1	63	32	24	23	0	276
CB-3-S	30	6	14	4	74	24	24	67	12	255
CB-6-F1	39	20	23	10	80	35	26	14	9	256
CH-1-C	29	22	15	10	114	19	38	2	15	264
CH-2-B	79	33	0	6	87	36	56	7	0	304
CH-4-C	54	16	29	20	51	14	52	5	17	258
CH-5-S	38	21	22	17	72	29	35	13	10	257
CH-12-S	29	30	4	13	54	47	39	23	18	257

PA-1-C	87	49	0	6	51	30	53	32	0	308
PA-5-B	96	44	2	5	25	25	53	3	2	255
PA-6-C	78	21	0	7	59	10	81	2	2	260
PA-7-B	100	50	0	0	24	22	60	10	4	270
LV-1-C	73	42	27	26	6	37	37	4	3	255
LV-2-C	71	64	0	0	45	39	57	6	0	282
Arroyo Mazatán	8	8	7	5	99	44	69	10	10	260
Río Huilotepec	92	29	0	0	19	16	97	4	2	259
Río Zimatán	15	6	20	14	110	29	48	7	10	259
Río Zimatán Arena	113	33	1	0	36	28	49	1	0	261
Río Zimatán Grava	105	11	3	28	38	22	57	0	0	264
Promedio s/ríos	62.56	29.32	8.92	8.64	67.32	29.04	42.84	15.84	5.08	269.56
Desviación estándar s/ríos	31.13	15.83	10.32	6.32	28.42	8.02	17.77	14.62	5.76	18.27
Promedio total	63.23	27.33	8.46	8.76	66.16	28.83	46.36	13.93	4.96	268.06
Desviación estándar total	34.08	15.80	9.92	7.25	30.14	8.28	19.55	14.07	5.59	16.98

Cmp = Cuarzo Monocristalino con extinción paralela; Cmo = Cuarzo monocristalino con extinción ondulante; Cpp = Cuarzo policristalino con extinción paralela; Cpo = Cuarzo policristalino con extinción ondulante; Fk = Feldespato potásico; P = Plagioclasa; L = Líticos; Mp = Minerales pesados; y B = Biógenos.
[S] = Sotavento; [C] = Cresta; [B] = Barlovento; [F1] = Flanco 1; [F2] = Flanco 2

Para el segundo conteo, la concentración puntual promedio de las muestras es de 198.66 ± 66.95 . Los líticos son más abundantes, siendo los líticos metamórficos (Lm) los mejor preservados con un rango de concentración de [17.36 a 96.44] (Figura 34 c). La abundancia de líticos volcánicos (Lv) (Figura 34 d) y sedimentarios (Ls), tiene concentraciones puntuales promedio de [12.4 – 43.26] y [3.81 – 26.45] respectivamente. El mineral secundario más común son las micas, con concentraciones puntuales promedio de [8.8 – 52.72]; junto con minerales opacos [5.09 – 54.71]. Se contabilizaron concentraciones puntuales promedio de [2.84 – 27.42] para anfíboles (Figura 34 a, b), [3.26 – 18.06] para piroxenos, [0 – 23.64] para granates (Figura 34 a) y cantidades muy bajas de epidota [0 – 2.38].

Los promedios anteriores incluyen únicamente las dunas costeras, omitiendo las abundancias de los ríos. Para estos, en comparación con las muestras de las dunas, se observa una concentración de Lv de [0 – 39.24] y Ls [4.14 -31.46]. Se observa incremento en mica [0 – 82.98] y decremento en opacos [8.85 – 29.55], anfíbol [2.72 – 8.48] y piroxeno [0 – 12.82]; en contraste hay un decremento en granate [0 – 4.12] y epidota [0 -1.49].

En el cálculo al 100% con base en la concentración promedio puntual obtenida de Lm, Lv y Ls, excluyendo a los ríos, se observan 56.36 % Lm, 29.17 % Lv y 14.47 % Ls.

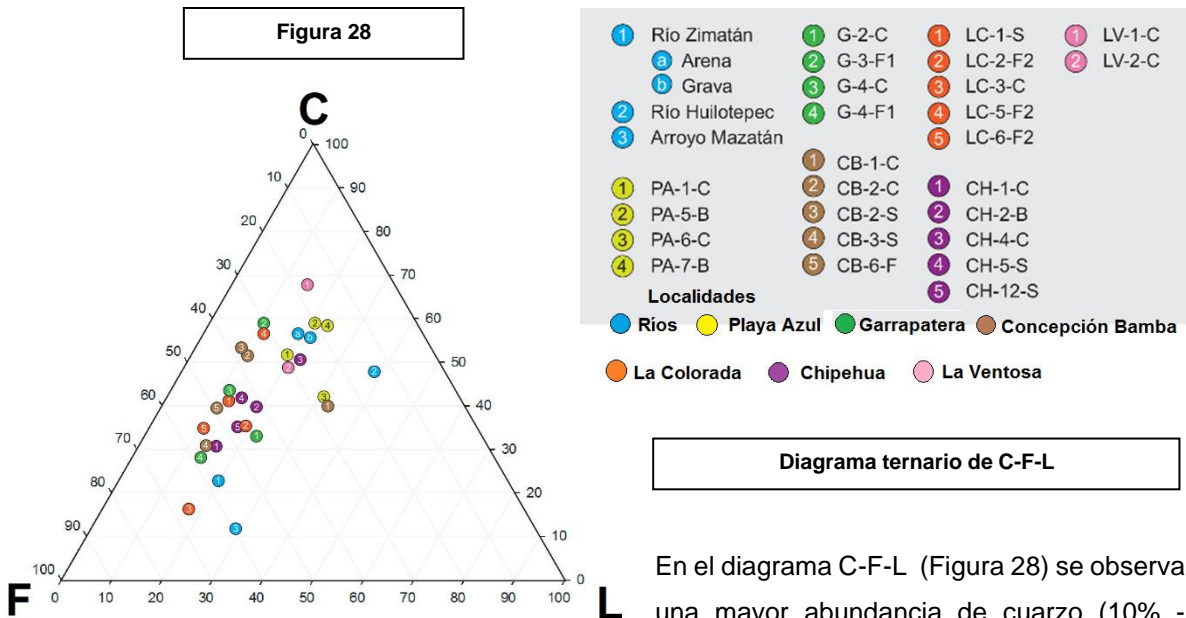
TABLA 5. Base de datos obtenida del segundo conteo del análisis modal sin normalizar (Componentes secundarios).

Muestra	Lm	Ls	Lv	Anf	Px	Op	Mica	Grt	Óx	Ep	Tit	Total
LC-1-S	46	4	48	8	16	14	40	0	10	0	0	186
LC-2-F2	74	4	38	12	23	42	14	43	10	4	0	264
LC-3-C	96	0	19	12	6	53	23	45	2	0	0	257
LC-5-F2	34	7	31	33	8	31	15	0	0	0	0	159
LC-6-F2	25	8	8	10	20	18	24	0	6	1	0	121
G-2-C	21	18	14	35	8	43	23	8	0	0	2	162
G-3-F1	78	6	39	2	3	5	17	2	2	2	0	156
G-4-F1	119	24	12	12	11	21	25	23	3	4	0	258
G-4-C	20	7	24	18	5	12	18	6	0	0	0	110
CB-1-C	38	19	43	20	12	61	29	0	0	0	0	222
CB-2-C	42	27	47	48	14	50	51	0	0	0	0	279
CB-2-S	36	28	28	27	12	48	62	23	0	0	0	264
CB-3-S	49	23	8	9	10	71	33	43	9	4	0	259
CB-6-F1	62	16	16	9	21	21	36	0	6	2	0	189
CH-1-C	90	22	33	13	8	9	29	0	5	0	0	209
CH-2-B	27	13	51	18	4	20	31	4	0	2	0	164
CH-4-C	133	28	20	4	8	24	36	0	11	0	0	264
CH-5-S	74	33	13	12	14	31	55	13	11	2	0	258
CH-12-S	30	39	32	13	19	41	65	0	13	3	0	255
PA-1-C	32	6	41	48	31	123	24	27	5	0	0	305
PA-6-C	23	5	55	0	0	5	3	2	0	0	0	91
PA-5-B	55	18	35	20	16	26	14	9	5	0	0	198
PA-7-B	36	5	19	11	3	13	9	9	0	0	0	105
LV-1-C	165	2	16	10	6	8	25	0	5	2	0	239
LV-2-C	17	3	46	22	12	11	25	6	0	0	0	142
Arroyo Mazatán	59	17	10	6	17	30	113	2	5	2	0	261
Río Huilotepec	32	18	50	8	3	29	10	3	0	0	0	153
Río Zimatán	140	39	12	5	8	7	41	5	2	0	0	259
Río Zimatán Arena	17	14	27	8	2	11	28	0	0	1	0	108
Río Zimatán Grava	37	1	0	1	0	19	5	0	0	0	0	63
Promedio s/ríos	56.88	14.6	29.44	17.04	11.6	32.04	29.04	10.52	4.12	1.08	0.08	204.64
Desviación estándar	38.63	11.05	14.45	12.59	7.28	26.41	15.73	14.76	4.36	1.47	0.4	62.20
Promedio total	56.9	15.13	27.83	15.13	10.66	29.9	30.76	9.1	3.66	1	0.066	198.66
Desviación estándar	39.54	11.32	15.43	12.29	7.40	24.81	21.96	13.83	4.17	1.38	0.36	66.95

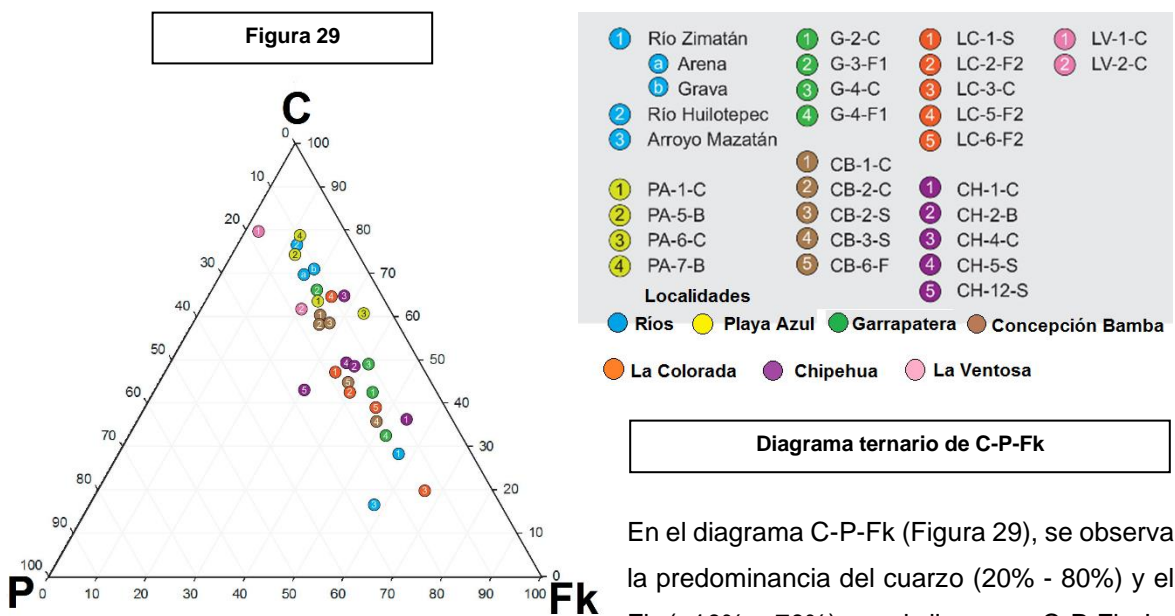
Lm = Líticos metamórficos; Ls = Líticos sedimentarios; Lv = Líticos Volcánicos; Anf = Anfíboles; Px = Piroxenos; Op = Minerales opacos; Mica = Mica; Grt = Granate; Óx = Óxidos; Ep = Epidota; Tit = Titanita.

[S] = Sotavento; [C] = Cresta; [B] = Barlovento; [F1] = Flanco 1; [F2]= Flanco 2

E.2 Diagramas ternarios de dunas y ríos



En el diagrama C-F-L (Figura 28) se observa una mayor abundancia de cuarzo (10% - 70%) y feldespato (20% - 70%), con una menor concentración de líticos (10% - 40%) que dan valores promedio cercanos al 15% (ej. R. Zimatán, PA-5-B, G-2-C, CB-2-C, LC-2-F2, CH-1-C, LV-2-C, etc.). La localidad de Playa Azul tiene altas concentraciones de C en comparación con las otras localidades, con porcentajes que van del 40% al 60%; al igual que La Ventosa, con porcentajes entre el 50 y 70 %.



En el diagrama C-P-Fk (Figura 29), se observa la predominancia del cuarzo (20% - 80%) y el Fk (~10% - 70%) en el diagrama C-P-Fk. La presencia de plagioclasa es <30%, manteniéndose en un rango del ~10 - 30% (Ej. R. Huilotepec,

PA-1-C, G-3-F1, CB-2-C, LV-1-C, etc.). Las localidades de Playa Azul y La Ventosa tienen altas concentraciones de C con rangos del 60 % al 80% en ambos casos. Las demás localidades se mantienen en una franja composicional variable entre el C y el Fk, sin una tendencia específica a uno de los dos polos.

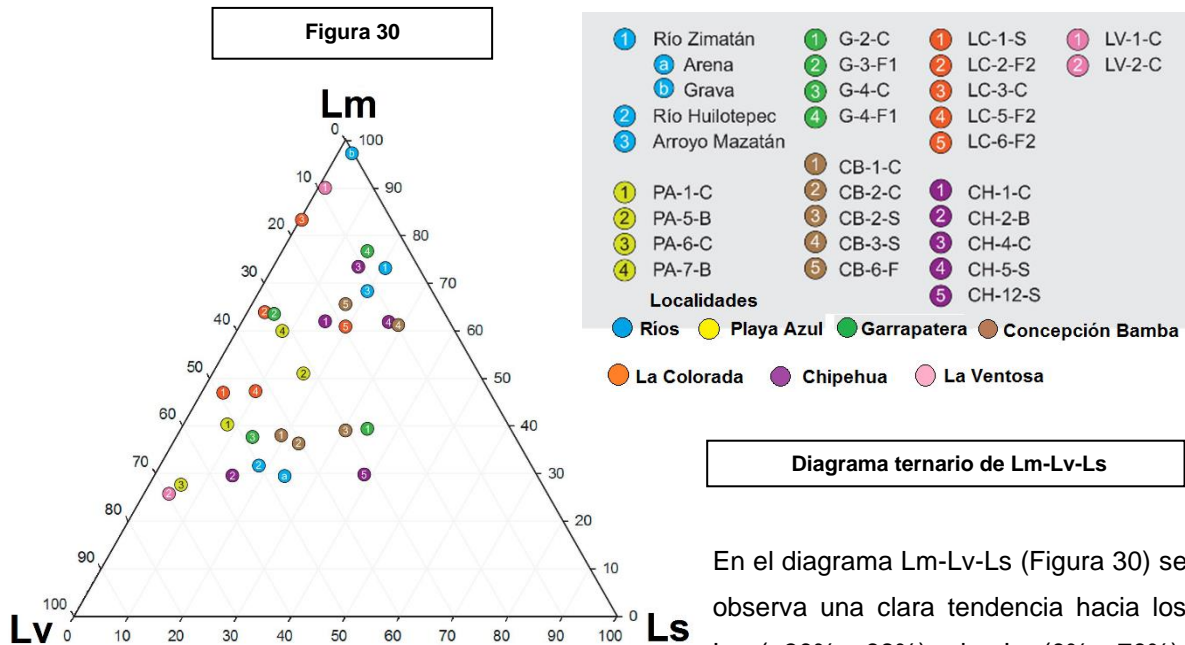


Diagrama ternario de Lm-Lv-Ls

En el diagrama Lm-Lv-Ls (Figura 30) se observa una clara tendencia hacia los Lm (~30% - 98%) y los Lv (0% - 70%), con baja presencia de Ls (<50% en todas las muestras) manteniéndose con valores promedio del ~20% (Ej. R. Huilotepec, PA-5-B. G-4-F1, CB-1-C, LC-6-F2, etc).

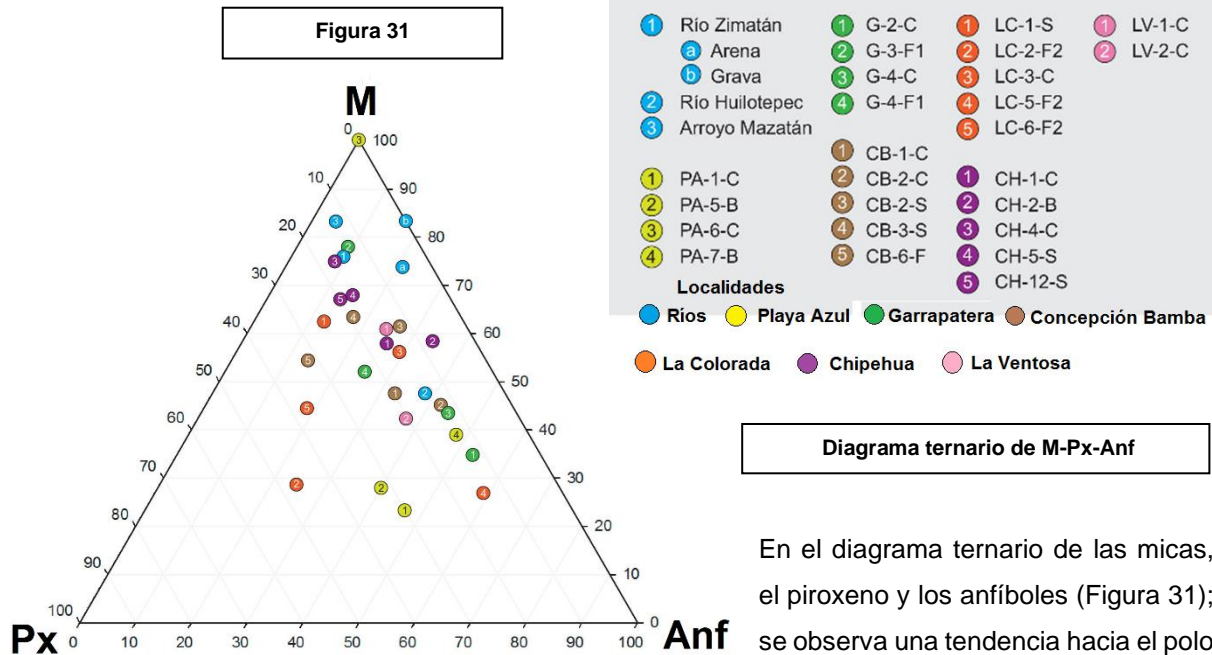
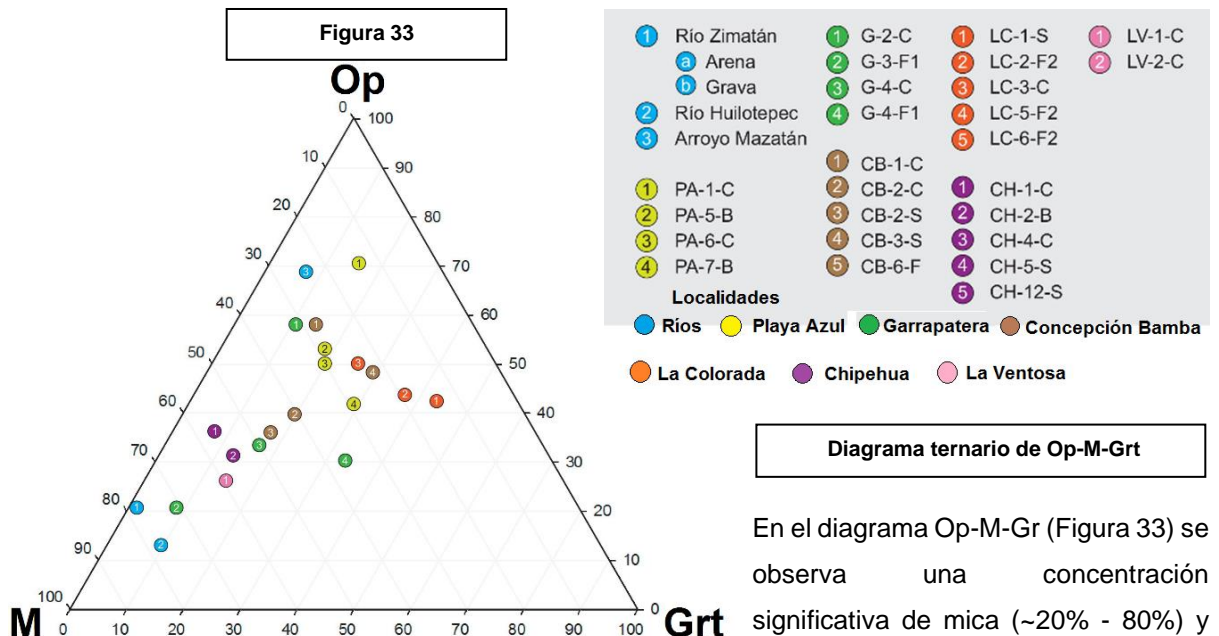
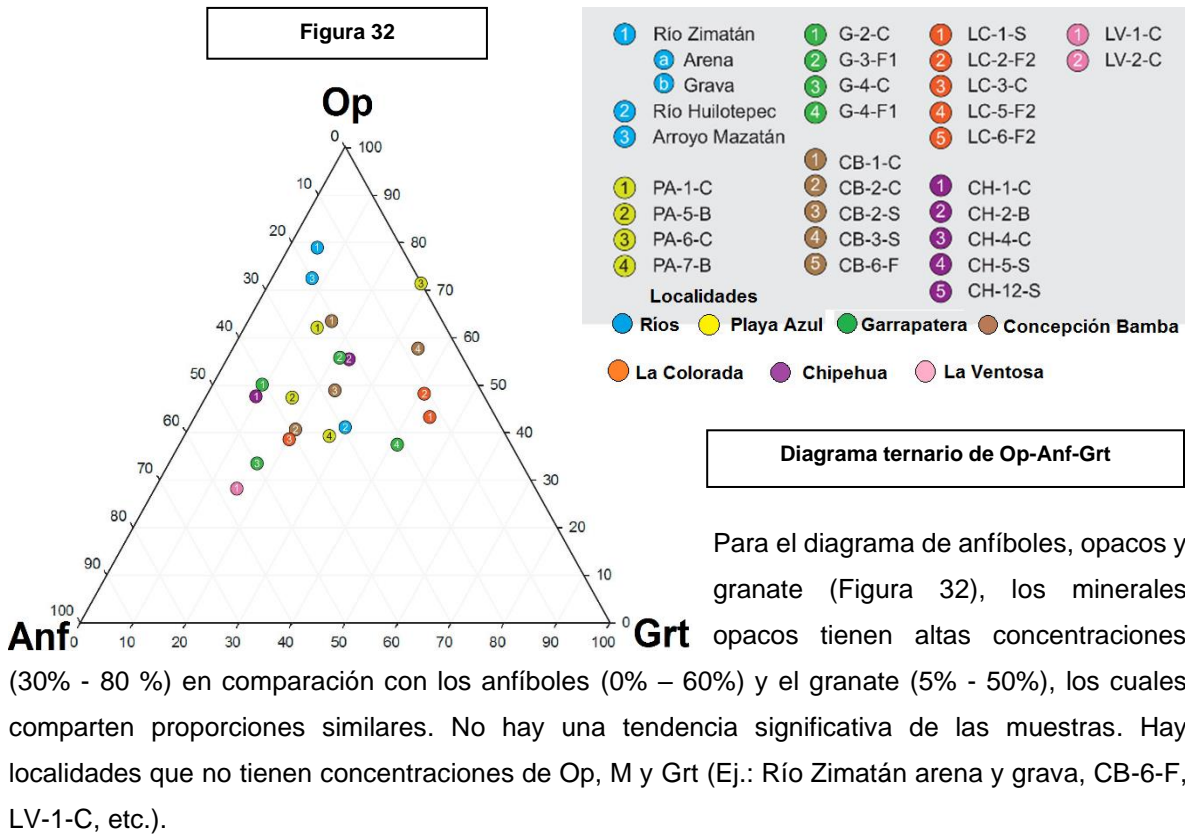


Diagrama ternario de M-Px-Anf

En el diagrama ternario de las micas, el piroxeno y los anfíboles (Figura 31); se observa una tendencia hacia el polo

de las M (~30%-100%), promediando valores cercanos al ~55%. Chipehua y los ríos muestran una dominante concentración de M (>60%). Hay cantidades importantes de anfíboles (~0% - 50%). En cuanto al piroxeno, la mayoría de las muestras tienen entre el 10 y 20%, aunque su rango varía entre el 0% y el ~50%.



opacos (~15% - 70%) en proporción a la concentración de granate (~2% - 50%). La Colorada presenta las concentraciones más altas de granate con respecto a las micas y los minerales opacos. Hay localidades que no presentan concentraciones de estos (Ej.: Río Zimatán arena y grava, CB-6-F, LV-1-C, etc.).

E.3 Análisis modal en ríos

En todos los diagramas, los tres ríos muestreados (Río Zimatán, Río Huilotepec y Arroyo Mazatán) cuentan con dos características en común: variabilidad composicional y una significativa concentración de cuarzo. La composición de líticos es <50% en todas las muestras (Figura 26), de los cuales los Lm varían del ~30% - 98% y los Lv ~ 10 - 55% (Figura 28). Domina el Fk (15%- 60%) con respecto a la P (10% -40 %) (Figura 27). Todas las muestras de ríos tienen >50% de concentración de micas, el contenido de Px varía de 0% - 20% y los Anf del ~ 3% - 40% (Figura 29), así como Op < 40% y Grt del ~ 3% - 30% (Figura 30).

E.4 Análisis modal en localidades

De oeste a este, la primera localidad es La Garrapatera, la cual tiene un decremento en L (<20%), los cuales concentran Lm y decrecen en Ls; con similares concentraciones de C y F (~40%). Hay decremento de Px (<20%) y concentración significativa de M (~40%), Op (>40%) y Anf y Grt (~20%). La Colorada muestra una baja cantidad de L (~15%), con un dominio de Lm (>45%), sobre los Lv y Ls. Dominan los F sobre el C. Cuenta con proporciones equivalentes de M, Px y Anf (~20%). Es la localidad con mayor proporción de Grt (~40%).

Concepción Bamba, presenta una importante variación composicional (Figura 26). Domina el C y F con cantidades proporcionales. Hay un decremento en P (< 20%). Los L muestran valores cercanos al 15%, de los cuales, hay una significativa cantidad de Lv confinado por las muestras 1,2 y 5 y otro con dominio de Lm (ej. muestras 4 y 5). En los minerales subordinados dominan las M y los Op con concentraciones similares. Hay proporciones equivalentes entre Px, Anf y Grt (~15%).

Chipehua presenta un decremento en L (20%) con respecto a C y F. Dentro de los L, hay una ligera dominancia de Lm, con algunos Lv y pocos Ls. Es la localidad que presentó un mayor porcentaje de P (<30%). Además, concentra M y Op (~30%), con algunos Anf (~15%) y un decremento en Px y Grt (~10%).

Playa Azul presenta arena cuarcítica (~55% C). Los L representan el ~ 20%, de los cuales dominan los Lm y Lv. Hay decremento en F, mayormente Fk y baja concentración de P. Hay una concentración significativa de M, Op, Anf y Px (~35%). Hay un decremento en Grt (~15%).

La Ventosa presenta arena cuarcítica (~ 60%), con un decremento en Lv y Lm y ausencia de Ls. Hay una concentración ligeramente significativa de P que Fk. Adicionalmente hay una concentración significativa de M y Anf (~40%), y un decremento de Px, Op y Grt (~15%).

E.5 Microfotografías

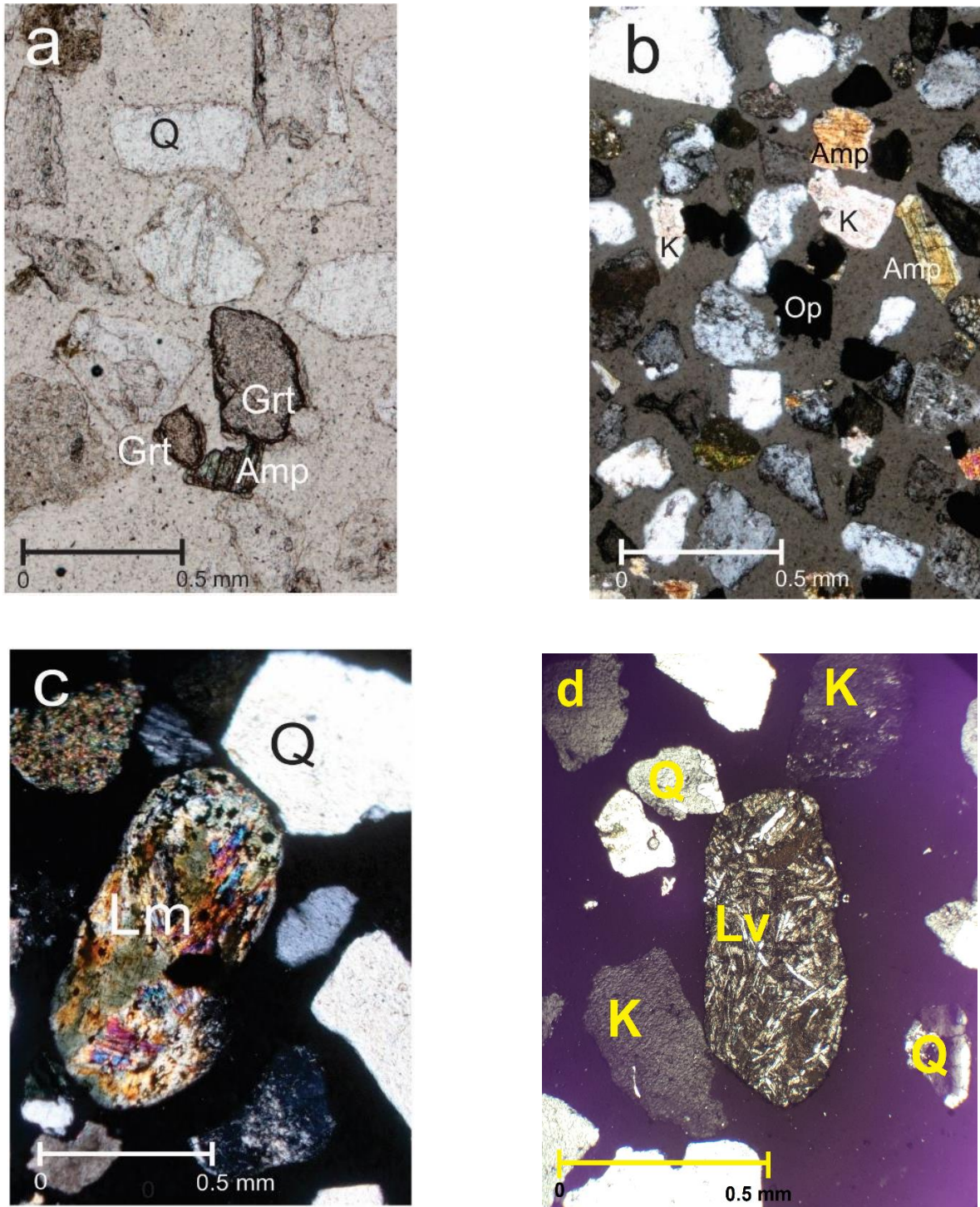


Figura 34. Microfotografías. a) granate angular (Grt), anfíbol (Amp) y cuarzo (Q). Muestra LC-3-C; b) feldespato potásico angular (K), anfíbol (Amp) y óxido angular de Ti-Fe opaco (Op); c) cuarzo angular monocristalino (Q) y lítico metamórfico (Lm) de un esquistos con sericitización incipiente (color rojizo-anaranjado). Muestra CH-4-C; d) lítico volcánico (Lv) de andesita con textura microlítica, cuarzo angular policristalino con extinción ondulante (Q) y feldespato potásico angular con sericitización (K)

F. Geoquímica

F.1 Fluorescencia de Rayos X

Los resultados de los análisis de fluorescencia de rayos X se encuentran en la sección B de los anexos. Los valores obtenidos de los EM sin normalizar corresponden a la tabla 6 y los valores de los ET sin normalizar se muestran en la tabla 7.

F.2 Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente.

Los resultados de los análisis de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente se encuentran en la sección B de los anexos. Los valores de las TR sin normalizar obtenidos se muestran en la tabla 8.

G. Normalización por condrita

G.1 Elementos Mayores

Los valores de los EM normalizados por CC, se presentan en la tabla 9. El gráfico correspondiente de los valores de los EM normalizados por CC, corresponde a la figura 33.

Tabla 9. Valores de los Elementos Mayores normalizados por condrita carbonácea.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Rio Huilotepec	6.564	12.136	15.136	0.179	0.270	0.101	3.450	5.384	58.927	0.898
Arroyo Mazatán	6.740	9.772	14.686	0.151	0.255	0.082	1.970	5.443	63.109	0.592
Rio Zimatán (RZ)	6.719	7.590	13.918	0.139	0.234	0.127	4.514	5.339	61.890	0.694
LC-3-C	6.762	20.295	14.023	0.225	0.427	0.130	2.863	5.313	59.818	0.861
LC-6-F	7.355	12.204	10.680	0.150	0.322	0.091	2.607	3.921	50.054	0.629
LC-2-F2	7.355	21.318	10.108	0.212	0.520	0.089	2.583	3.523	46.2	0.546
G-4-F	7.701	4.113	10.189	0.061	0.119	0.050	1.741	3.994	51	0.305
G-4-C	7.746	3.136	10.333	0.051	0.098	0.040	1.486	4.172	50.654	0.277
CB-2-S	7.106	9.318	13.313	0.118	0.223	0.085	2.563	5.235	56.836	0.712
CB-1-C	6.475	38.818	13.524	0.352	0.708	0.136	2.597	3.886	63.109	0.814
CB-6-F	7.408	5.090	12.043	0.083	0.140	0.067	1.990	4.572	59.818	0.425
CB-2-C	6.659	31.818	12.662	0.294	0.630	0.129	3.584	4.403	55.072	1.305
CH-1-C	6.768	12.727	13.462	0.163	0.265	0.133	3.622	4.762	65.090	0.805
CH-5-C	7.304	12.772	10.788	0.136	0.307	0.093	2.698	4.005	53.672	0.490
CH-12-B	7.372	4.613	11.825	0.070	0.135	0.067	2.364	4.545	59.436	0.407
PA-7-B	7.465	10.545	10.623	0.121	0.255	0.081	2.340	3.766	50.018	0.462
PA-1-C	6.327	73.590	11.075	0.554	1.333	0.139	3.312	3.470	41.836	1.370

PA-5-B	7.273	13.659	10.939	0.160	0.348	0.109	3.158	3.749	45.4	0.527
LV-1-C	7.455	6.954	11.309	0.108	0.203	0.068	1.736	4.017	61.709	0.490
LV-2-C	7.441	5.318	11.904	0.092	0.151	0.068	1.688	4.476	54.309	0.453
LSC	6.127	8.704	10.558	0.097	0.177	0.178	7.741	5.021	47	0.583
CB/CH	5.738	24.863	22.304	0.304	0.25	0.229	0.528	1.619	84.927	1.685
PC-1-MP	7.098	20.090	12.084	0.176	0.359	0.093	2.531	4.394	57.345	0.712
Promedio	6.998	16.063	12.499	0.174	0.336	0.104	2.768	4.305	56.401	0.698
Desviación estándar	0.524	15.483	2.621	0.113	0.267	0.042	1.378	0.853	8.944	0.347

Valores expresados en ppm.

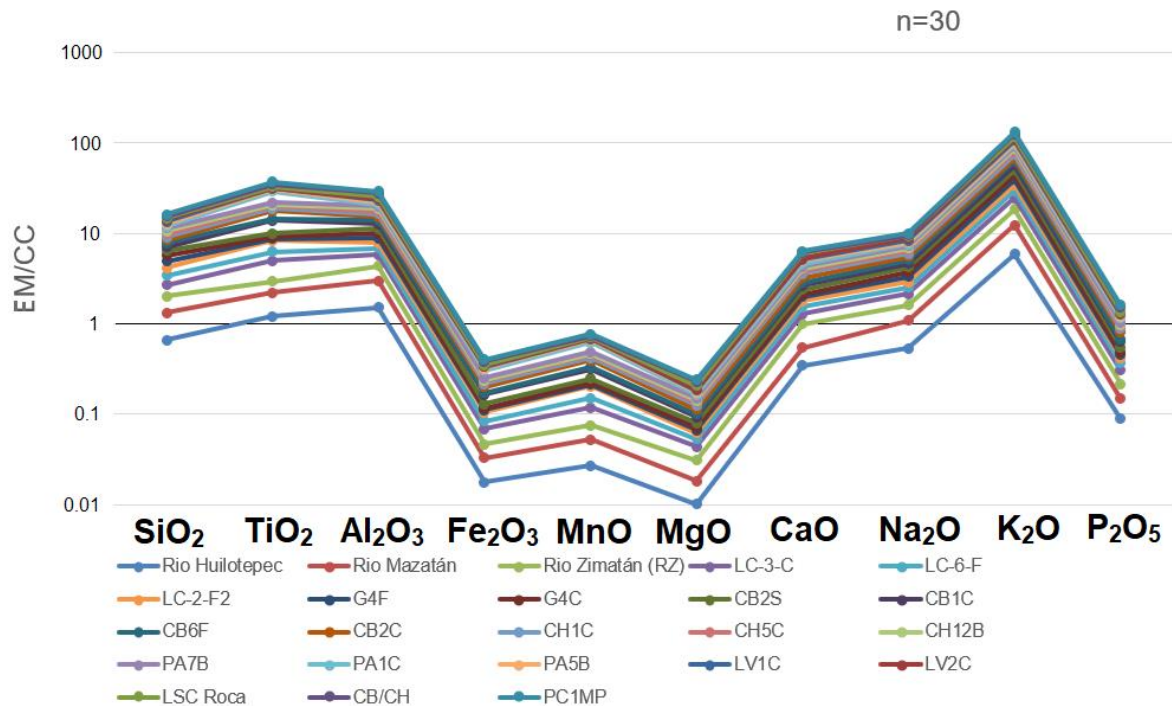


Figura 35. Gráfico de los EM normalizados por condrita carbonácea. n = Número de muestras.

Se observan tendencias homogéneas en los patrones de todas las localidades en el gráfico de los valores de EM normalizados por CC (Figura 35). Hay un aumento en la concentración (>1) de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O y K₂O. El valor de P₂O₅ (promedio = 0.698 ± 0.347) se encuentra muy cercano a la línea de CC (=1). Para el Fe₂O₃, MnO y MgO; los valores corresponden a un empobrecimiento con respecto a la CC (<1).

G.2 Elementos Trazas

Los valores de los ET normalizados por CC, se muestran en la tabla 10. El gráfico correspondiente de los valores de los ET normalizados por CC, corresponde a la figura 34.

Tabla 10. Valores de los Elementos Traza normalizados por condrita carbonácea.

Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
Rio Huilotepec	45.217	37.241	369.294	14.649	41.099	29.166	1.839	0.083	0.016	0.0019	0.141	0.190	310.344	6.882
Arroyo Mazatán	53.043	21.793	287.966	13.375	24.083	25	1.625	0.072	0.014	0.0017	0.408	0.222	310.344	6.882
Rio Zimatán (RZ)	32.608	30.758	311.203	11.464	19.109	20.833	1.428	0.016	0.012	0.0016	0.233	0.138	172.413	5.263
LC-3-C	36.086	30.482	323.236	17.197	38.481	54.166	2.125	0.069	0.018	0.0017	0.133	0.158	551.724	4.858
LC-6-F	24.782	26.068	397.095	8.280	21.989	25	1.464	0.168	0.012	0.0019	0.333	0.148	172.413	4.453
LC-2-F2*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G-4-F	27.391	21.655	323.651	6.369	12.041	8.333	1.053	0.085	0.006	0.0015	0.208	0.083	137.931	3.643
G-4-C	26.086	21.241	379.668	5.095	11.256	8.333	1	0.1509	0.008	0.0025	0.441	0.112	68.965	6.882
CB-2-S	34.347	33.655	373.029	11.464	32.722	20.833	1.339	0.0781	0.01	0.0019	0.233	0.138	206.896	5.263
CB-1-C*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CB-6-F	35.652	27.172	290.456	10.191	19.109	16.666	1.125	0.0113	0.006	0.0014	0.35	0.106	137.931	7.287
CB-2-C	29.130	30.068	356.016	19.745	138.743	58.333	2.232	0.0573	0.02	0.0012	0.225	0.167	344.827	7.287
CH-1-C	40	31.724	389.626	12.101	27.748	29.166	1.660	0.0894	0.014	0.0018	0.1	0.145	206.896	5.263
CH-5-C	24.782	23.310	365.560	8.917	45.287	29.166	1.517	0.1588	0.014	0.0019	0.483	0.177	206.896	7.692
CH-12-B	33.043	26.482	473.443	6.369	12.303	8.333	1.125	0.1932	0.01	0.0022	0.6	0.161	34.482	19.028
PA-7-B	29.565	23.172	287.136	10.828	21.727	25	1.446	0.0645	0.012	0.0016	0.341	0.116	241.379	6.477
PA-1-C	21.739	23.172	254.771	33.757	360.209	125	4.160	0.2230	0.04	0.0012	0.45	0.261	827.586	5.263
PA-5-B	24.782	25.103	290.456	11.464	17.277	25	1.678	0.1083	0.016	0.0018	0.508	0.164	344.827	7.287
LV-1-C	28.695	18.068	488.796	5.095	9.685	12.5	1.303	0.2328	0.008	0.0017	0.241	0.125	137.931	6.072
LV-2-C	23.478	17.931	507.053	3.821	7.068	8.333	1.285	0.2607	0.008	0.0019	0.158	0.116	103.448	4.453
LSC	33.478	88.827	276.348	11.464	32.198	4.166	1.142	0.0660	0.014	0.0011	0.191	0.1	172.413	6.072
CB/CH	58.260	6.2068	444.398	24.203	45.026	75	4.035	0.0675	0.018	0.0028	0.483	0.203	586.206	3.238
PC-1-MP	34.782	28.551	317.012	15.923	80.104	41.666	1.803	0.0203	0.012	0.0012	0.133	0.122	344.827	4.858
Promedio	33.187	28.222	357.438	12.465	48.441	30.952	1.732	0.108	0.013	0.0017	0.304	0.150	267.651	6.40
Desviación estándar	9.493	15.381	72.854	7.013	77.264	28.154	0.852	0.072	0.007	0.0004	0.148	0.043	190.719	3.158

Valores expresados en ppm. * = Muestra insuficiente.

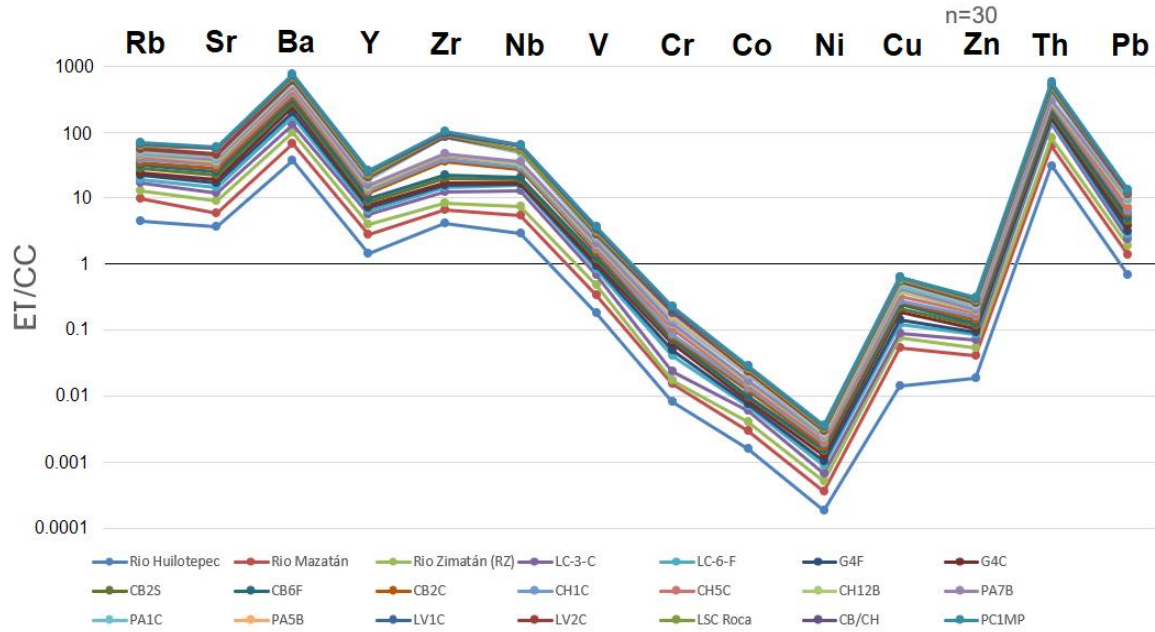


Figura 36. Gráfico de los Elementos Traza normalizados por condrita carbonácea. n = Número de muestras.

Todas las localidades muestran una tendencia homogénea en el patrón de los valores de ET normalizados por CC (Figura 36). Hay un aumento en la concentración (>1) de Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Th y Pb. Los valores de V (promedio = 1.732 ± 0.852) se encuentran muy cercanos a la línea de CC (=1). Para el Cr, Co, Ni, Cu y Zn; los valores corresponden a un empobrecimiento con respecto a la CC (<1).

G.3 Tierras raras

Los valores de las TR normalizados por CC, se presentan en la tabla 11. El gráfico correspondiente a los valores de las TR normalizados por CC, corresponde a la figura 35

Tabla 11. Valores de las Tierras Raras normalizadas por condrita carbonácea.

Muestra	La	Ce/Ce*	Pr	Nd	Sm	Eu/Eu*	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
LV-B	5.45	1798.90	33.81	24.83	13.36	0.17	8.24	6.04	4.76	4.03	3.875	3.36	3.28	3.02
LC-G-F2	5.27	2237.27	38.11	28.94	16.26	0.11	10.62	8.7	7.59	6.96	7.145	6.77	6.99	6.75
LC-3-C	33.40	58337.53	183.40	126.23	58.80	0.01	34.37	24.6	19.64	17.07	16.627	15.3	15.18	14.28
PA-7-B	16.61	13966.72	88.41	63.53	30.51	0.05	19.4	14.71	12.15	11.03	10.864	10.08	9.86	9.37
PA-1-C	19.24	26513.52	127.56	96.30	52.88	0.01	36.16	30.7	27.73	26.24	27.728	26.74	27.31	27.26
CB-1-C	19.70	22131.64	112.42	82.15	41.50	0.02	26.14	20.0	16.73	15.14	14.826	13.8	13.76	13.41
CB-2-C	7.65	4015.40	48.37	37.46	20.63	0.11	13.27	10.4	8.56	7.8	7.646	7.14	6.97	6.68
G-4F1	2.63	421.11	15.86	12.06	6.5	0.45	4.1	3.29	2.76	2.42	2.422	2.27	2.29	2.17

G-4-C	4.87	1378.52	28.26	21.02	11.33	0.26	7.59	5.91	5.01	4.46	4.430	4.17	4.15	3.89
CH-5-S	13.69	12064.24	81.44	63.17	33.88	0.05	21.64	16.78	14.12	12.67	12.548	11.49	11.49	10.98
Río Huilotepec	7.42	3752.70	47.31	36.78	21.54	0.09	14.1	10.75	8.74	7.61	7.232	6.58	6.36	5.97
Arroyo Mazatán	7.60	3561.48	46.16	33.38	18.74	0.09	11.94	9.21	7.55	6.47	6.367	5.76	5.8	5.32
LV-1-C	5.34	1808.79	32.97	24.89	14.09	0.18	8.97	6.69	5.29	4.46	4.342	3.85	3.89	3.59
CH-1C	10.68	7292.50	65.96	50.66	28.19	0.07	17.94	13.57	11.01	9.53	9.043	8.04	8.06	7.44
Promedio	11.39	11377.16	67.86	50.1	26.30	0.12	16.74	12.95	10.83	9.70	9.65	8.95	8.95	8.58
Desviación estándar	8.41	15772.81	46.67	32.74	15.73	0.11	9.86	7.80	6.83	6.41	6.68	6.43	6.54	6.53

Valores expresados en ppm.

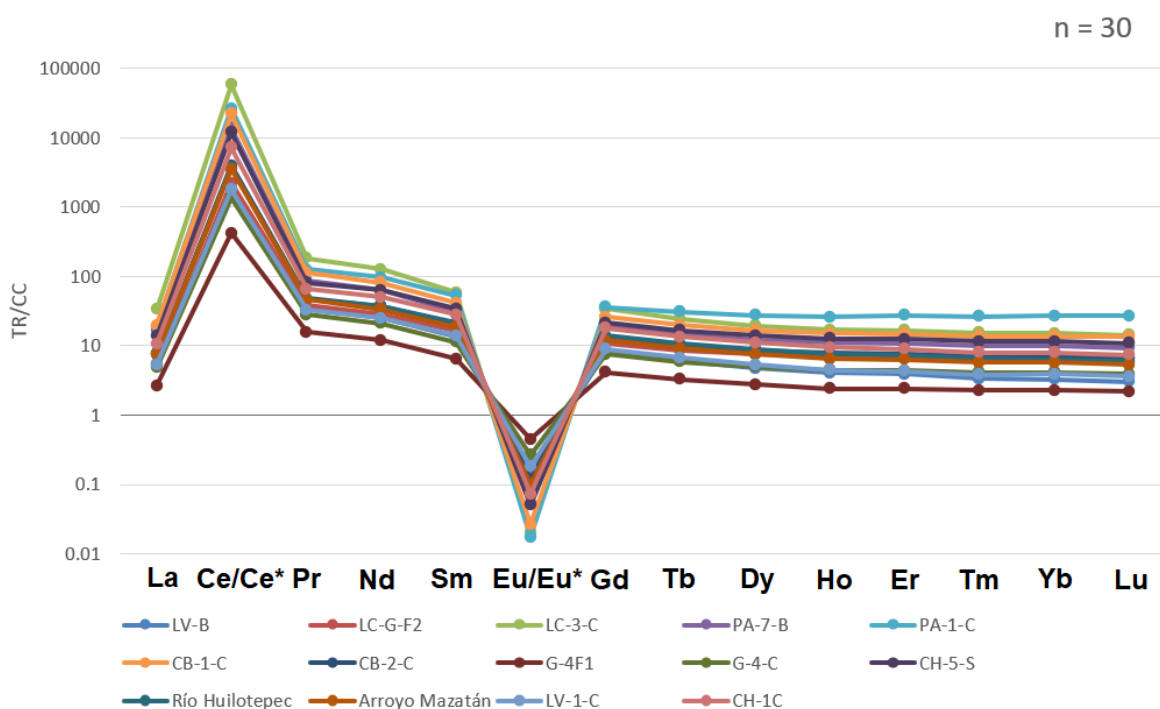


Figura 37. Gráfico de las Tierras Raras normalizadas por condrita carbonácea. n = Número de muestras.

Los patrones de tendencia de los valores de las TR normalizados por CC, junto con las anomalías de Ce/Ce* y Eu/Eu*, también muestran relativa homogeneidad, con una tendencia ligera de mayor concentración de las TR ligeras, en comparación con las TR pesadas (Figura 37). Todos los elementos que componen a las TR muestran un aumento positivo en la concentración (>1) con respecto a la CC. El valor de Ce/ Ce* da importante anomalía positiva con valores de $\sim 11377.16 \pm 15772.81$; mientras que los valores de Eu/Eu* dan una anomalía negativa con valores de $\sim 0.11 \pm 0.12$.

H. Índices de alteración química

Los índices de alteración química (Parker, 1970; Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995) se calcularon mediante los valores de los EM mostrados en la Tabla 9 (Anexo B). Los valores obtenidos se muestran en la Tabla 12.

Tabla 12. Valores de los índices de alteración química.

<i>Muestra</i>	<i>CIA</i>	<i>WIP</i>	<i>PIA</i>
Rio Huilotepec	58.888	47.135	62.577
Rio Mazatán	57.379	48.997	60.779
Rio Zimatán (RZ)	56.538	48.550	59.637
LC-3-C	57.103	47.575	60.317
LC-6-F	56.711	37.658	60.168
LC-2-F2	57.722	34.458	61.656
G-4-F	55.096	37.909	57.873
G-4-C	54.845	38.316	57.385
CB-2-S	56.513	45.486	59.420
CB-1-C	60.196	43.754	65.914
CB-6-F	55.647	44.128	58.735
CB-2-C	58.232	42.072	62.177
CH-1-C	56.951	47.866	60.731
CH-5-C	55.960	39.584	59.256
CH-12-B	55.349	43.864	58.304
PA-7-B	57.182	36.962	60.955
PA-1-C	61.079	32.871	65.718
PA-5-B	58.889	35.156	62.931
LV-1-C	55.633	42.903	59.208
LV-2-C	56.608	41.362	59.868
LSC Roca	53.045	41.363	54.363
CB/CH	74.895	45.875	89.190
PC-1-MP	56.736	42.653	60.273
Promedio	56.931	41.808	60.379
Desviación estándar	1.846	4.874	2.634

V. DISCUSIÓN

A. Tamaño de grano y clasificación

En este estudio el tamaño de la arena en las dunas costeras varía de fina a muy gruesa. Hay evidencia que indica la existencia de diferencias composicionales medibles entre las dunas de una misma área o las partes de una misma duna, ya que, en general, la arena de la cresta es más fina, mejor clasificada y menos asimétrica que las muestras de la base (Livingstone, 1987). El promedio de tamaño de grano de la arena va de mediana a fina, moderadamente bien clasificada, asimétrica a los gruesos y leptocúrtica. Las distribuciones leptocúrticas son comúnmente observadas en ambientes de dunas (Khalaf, 1989; Wang et al., 2003; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). Hay patrones granulométricos similares de dunas costeras en distintas partes del planeta que han sido reportados previamente (Ahlbrandt, 1979; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Garzanti et al., 2015b; Mendieta-Lora et al., 2018).

El promedio de los valores de las DCO ($Mz = 1.520 \Phi \pm 0.274$) corresponde a arena ligeramente más gruesa en comparación con las DCE ($Mz = 1.657 \Phi \pm 0.645$). Sin embargo, los valores son muy similares, y si tomamos en cuenta la clasificación (σ), no necesariamente refleja un proceso diferente, por lo que hay que considerar los valores de simetría y curtosis. La asimetría indica la influencia de los procesos costeros en las características de la arena de las dunas costeras y los valores de curtosis refuerzan la presencia de los mecanismos eólicos que prevalecen en el área costera (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). Los valores de asimetría de las DCO (Asimetría = 0.134 ± 0.08 ; Tabla 3) son cercanos a valores simétricos (Asimetría simétrica = $[0,0.1]$) (Kasper Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). En el caso de la Garrapatera, los valores de asimetría corresponden a patrones simétricos (Asimetría = 0.087 ± 0.082). Las curvas simétricas reflejan el componente eólico dominante de la arena (Khalaf, 1989; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). Por tanto, para las DCO los valores cercanos a curvas simétricas muestran el proceso de deflación de la fracción más fina de la arena.

Las localidades de las DCO (La Colorada, Garrapatera), junto con Playa Azul, se encuentran en planicies costeras (Figura 25), donde el transporte es dominado por corrientes litorales, junto con procesos eólicos donde la deflación de granos finos es provocada por el viento, dejando atrás la fracción gruesa en la arena (Khalaf, 1989).

La arena más fina de las DCE es transportada por los regímenes de vientos intensos temporales observados (Tehuano) provenientes del norte. La arena primeramente es transportada de la playa por las corrientes litorales (transporte marino), para sufrir después un segundo ciclo de transporte por la acción del viento. La evidencia está dada por el régimen de los vientos Tehuano, la angulosidad de los granos de arena y el tamaño fino de la arena (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005). La fracción más fina de las DCE corresponde a muestras tomadas a mayor altitud y localizadas en las crestas de las dunas costeras (P. ej. CB-2-C, PA-1-C). Mientras que la porción gruesa de las DCE corresponde a muestras localizadas en planicies costeras y zonas de menor

altitud, así como a arena de la base de las dunas costeras (P. ej. CB-6-F1, CH-4-C, PA-6-C). Esta fracción puede ser controlada por el aporte fluvial y la deflación de granos finos, lo cual está sustentado en los valores de asimetría, que muestran una tendencia hacia los gruesos (Asimetría = 0.157 ± 0.128). La excepción es La Ventosa, ya que sus valores de asimetría (Asimetría = 0.0795 ± 0.012) corresponden a patrones simétricos, lo cual indica dominio eólico, similar a lo encontrado en las DCO provocado por los intensos vientos del lugar. Sin embargo, hay que considerar que la formación, composición y granulometría de las de dunas, está fuertemente ligada al aporte sedimentario fluvial (Lancaster, 1994; Muhs et al., 1995; Lancaster y Tchakerian, 1996; Clarke y Rendell, 1998; Tchakerian y Lancaster, 2002; Muhs et al., 2003). La Ventosa se encuentra muy cercana a la descarga del Río Huilotepec, el cual aporta una importante fracción gruesa de sedimentos y da como resultado arena mediana.

Los valores encontrados sugieren una mezcla de procesos eólicos y marinos que generan diferentes tamaños de granos. Procesos similares a lo que sucede en dunas del desierto de Sonora (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005; Kasper-Zubillaga, 2009).

Existen cambios significativos en el tamaño de grano y la clasificación entre las muestras de las dunas costeras y las de los ríos. La red fluvial en la zona (ej. arena gruesa y mal clasificada ($Mz = 0.1976 \Phi \pm 0.123$)) controla descargas variables que van de arcillas hasta bloques, depositando sedimento dependiendo de la velocidad de su descarga (Ibbeken y Schleyer, 1991; Spaulding, 1999).

B. Análisis modal

B.1 Composición general

La arena de las dunas costeras y ríos de Salina Cruz es cuarzofeldespática, con valores en promedio de C = 44.015%, F = 38.755%, L = 17.23%; por ejemplo, $C_{42}F_{45}L_{13}$ y $C_{52}F_{40}L_8$ (Dickinson et al., 2000; Mendieta-Lora et al., 2018). El contenido de los tipos de cuarzo (ej. Cmo, Cmp, Cpo, Cpp), está controlado por la roca fuente y la procedencia. Se observa un incremento en cuarzo monocristalino ($C_m = C_{mo} + C_{mp}$) (promedio = 90.56 conteos) sobre el policristalino ($C_p = C_{po} + C_{pp}$) (promedio = 17.22 conteos), lo cual indica suministro de rocas plutónicas y esquistos (Tortosa et al., 1988). Las proporciones entre cuarzo con extinción paralela ($C_{ep} = C_{mp} + C_{pp}$) (65.74%) y cuarzo con extinción ondulante ($C_{eo} = C_{mo} + C_{po}$) (34.26%), sugieren erosión de rocas plutónicas y metamórficas de bajo grado respectivamente (Basu, et al., 1975; Tortosa et al., 1988). Hay que considerar que el Ceo es menos estable que el Cep por absorción mecánica, lo que explica su mayor abundancia (Blatt and Christie, 1963; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005; Kasper-Zubillaga, 2009). El tamaño de grano y la clasificación respaldan que las proporciones de Cep y Ceo encontradas en la arena, no se encuentran sometidas a zonas de alta energía que pudiesen afectar dicha proporción.

Hay un incremento de Fk sobre la P en forma de microclina, el cual es el polimorfo de menor temperatura del Fk, común en rocas plutónicas de baja a media temperatura (Klein y Philpotts, 2013). Se observa la presencia de pertitas y sericitización en los Fk (Figura 34 c). Las pertitas son

intercrecimientos paralelos de microclina u ortoclasa con plagioclasa rica en albita, (Klein y Philpotts, 2013). La sericitización generalmente es producto de exsolución y procesos hidrotermales de alteración en granitos (Freire-Lista et al., 2015) Estos procesos de alteración son comunes en sedimentos procedentes de rocas ígneas, ricas en Fk y P (Álvarez-Ortiz, et al., 2019).

Los Lm dominan (56.36%), procedentes del afloramiento de rocas metamórficas del cretácico, Kmet cercano a la costa (Figura 4), junto con cantidades importantes de Lv (29.17%) de composición variable (ej. andesita (Figura 34 (d)), los cuales pueden proceder del cuerpo de rocas volcánicas y piroclásticas del paleógeno-neógeno, Tvsc (Figura 4), conformado por rocas andesíticas y transportados por los ríos hasta la costa, de manera similar a lo reportado en Namibia (Garzanti et al., 2012b; Garzanti et al., 2015b). Hay un decremento de Ls (14.47%), lo cual se relaciona a su dureza y durabilidad. La secuencia de dureza relativa y durabilidad mecánica (equivalencia hidráulica) es la siguiente: granate > cuarzo > epidota ≥ fragmentos de roca volcánica ≥ feldespatos > opacos ≥ piroxeno > anfíbol > fragmentos de roca sedimentaria (Garzanti et al., 2015b). Los fragmentos de Ls son lábiles, debido a su baja dureza relativa y durabilidad mecánica. Esto contrasta con la acumulación de Ls en dunas del noroeste de México (Sonora) debido a la cercanía de afloramientos sedimentarios que contribuyen a la alta concentración de estas fracciones (Kasper-Zubillaga et al., 2007a)

Se observa concentración de mica en todas las localidades, con incrementos en localidades específicas (LC, CB y CH). Este grupo de minerales se asocia a rocas félsicas aluminosas (ej. Granito y granodiorita) y metamórficas (ej. pizarras, esquistos y gneisses) (Klein y Philpotts, 2013). El aumento en la concentración de mica es consecuencia de la erosión y la cercanía de granitos, debido a que, por su baja dureza relativa, no soportan grandes distancias de transporte (Garzanti et al., 2015b). Las micas se depositan en el sotavento y generalmente permanecen inmóviles debido a su tipo de crucero en forma de “hojuelas” (una dirección), por lo que su transporte y depositación está controlado principalmente por ríos y corrientes litorales (Garzanti et al., 2015b).

Los anfíboles y piroxenos se concentran a partir de la denudación de rocas ígneas plutónicas y metamórficas (ej. granito, esquisto, andesita, etc.), y se encuentran presentes en todas las muestras de ríos y dunas costeras, concentrándose especialmente en las últimas. Finalmente, el granate está presente principalmente en las dunas costeras, y es uno de los minerales más comunes de las rocas metamórficas y algunos granitos hiperaluminosos (Klein y Philpotts, 2013).

B.2 Ríos.

Los ríos presentan composiciones híbridas provocadas por el alto nivel de energía en el transporte que sufren los granos de arena por kilómetros, arrastrando a su vez fragmentos de diversas rocas fuente (Spaulding, 1999). Los fenómenos y procesos hidráulicos pueden modificar fuertemente la composición de las arenas en una escala local (Ibbeken y Schleyer, 1991; Garzanti et al., 2015b). Esto explica la gran diferencia composicional que existe entre los sedimentos de los ríos y las dunas

costeras, dada por un aumento en los líticos. Las muestras de los ríos tienen valores promedio de C = 39.55 %, F = 35.02 %, L = 25.43 %, lo cual apunta una composición cuarzolifeldespática (Kasper-Zubillaga et al., 2005b). Domina el Cm (Promedio = 84 conteos) sobre el Cp (Promedio = 15.6 conteos). Adicionalmente, el Cep (73.1%) tiene mayor concentración que el Ceo (26.9%), lo cual indica dos fuentes de suministro, una plutónica y otra metamórfica de bajo grado (Basu, et al., 1975; Tortosa et al., 1988). Las similitudes encontradas apuntan que el C encontrado en los ríos, tiene la misma procedencia que el C encontrado en las dunas costeras, al igual que el F, ya que la proporción se mantiene. Los Lm (60.25%) y los Ls (18.81%) aumentan en comparación con el promedio general, y los Lv (20.94%) disminuyen. El aumento en Lm puede indicar la cercanía de algunos ríos con fuentes metamórficas (ej. Río Huilotepec). El Arroyo Mazatán (AM) presenta un aumento en mica (113), frente al promedio contado (39.4), lo cual pueden estar relacionado a rocas félsicas aluminosas (Klein y Philpotts, 2013). Una fuente probable puede ser el cuerpo Pggr, debido a su cercanía (Figura 4). Este cuerpo corresponde a rocas graníticas del paleógeno.

B.3 Dunas Costeras del Oeste (DCO)

Las DCO tienen una composición cuarzolifeldespática, con valores promedio de C = 39.35%, F = 46.5% y L = 14.15%. Hay más Cm (promedio = 78.66 conteos) que Cp (promedio = 18.66 conteos). Por tanto, una parte del C de las DCO tiene procedencia plutónica (Blatt y Christie, 1963). El Cep (65.18%) tiene mayor proporción que el Ceo (34.82%), lo cual muestra la presencia de una fuente plutónica y otra metamórfica de bajo grado (Basu, et al., 1975; Tortosa et al., 1988; Kasper-Zubillaga et al., 2005b). Las DCO tienen el promedio de Fk más alto, en comparación con los ríos y las DCE (DCO-Fk = 85.77 > DCE-Fk = 62.4 > Ríos-Fk = 60.4). El Fk es un mineral común en rocas plutónicas de baja a media temperatura, rocas sedimentarias y arena cuarcítica resistente al intemperismo químico (Klein y Philpotts, 2013; Garzanti et al., 2019b). El incremento en Fk está controlado por la presencia de rocas graníticas, sedimentarias y vulcano-sedimentarias (ej. Pggr, Ki, Qc y Mvs (Figura 4)). La concentración de L (ej. Lm (62.26%)), está controlada por la denudación de rocas metamórficas representadas por esquistos (ej. Kmet). Se observa un incremento de Ceo en las DCO en comparación con los ríos (Ríos-Ceo = 26.9% < DCO-Ceo = 34.82%), esto posiblemente es provocado por la influencia de rocas graníticas y metamórficas (ej. cuerpo Kmet (Figura 4)); y está ligado al aporte eólico y/o fluvial. Se observa un incremento de mica, aunque el promedio en las DCO es menor al promedio general de las dunas costeras (promedio DCO-mica = 22.11 < Promedio DC-mica = 29.04) ligado a la presencia de granitos, esquistos y rocas vulcano-sedimentarias (ej. cuerpo Pggr, Kmet, Tvsc) Las DCO tienen un aumento en granate (Promedio = 14.11 > Promedio DC = 10.52), controlado por la presencia de rocas metamórficas, transporte, descarga fluvial y corrientes litorales.

B.4 Dunas Costeras del Este (DCE)

Las DCE también son cuarzofeldespáticas, con valores promedio de C = 46.62%, F = 34.44 %, L = 18.94 %. Tienen más Cm (Promedio = 99.31) que Cp (Promedio = 16.93); indicador del dominio de una fuente plutónica para el C de las DCE (Harrell y Blatt, 1978). La concentración de Cep (65.37%) y Ceo (34.43%) es similar a la encontrada en las DCO (Cep = 65.18%; Ceo = 34.82%). Podemos determinar que el origen del cuarzo para las DCE es el mismo que el de las DCO: una fuente plutónica y otra metamórfica de bajo grado (Pettijohn, 1975; Basu, et al., 1975; Folk, 1980). La concentración de Fk es menor que las DCO, incrementándose en comparación a los ríos (promedio DCO-Fk = 85.77 > promedio DC-Fk = 67.32 > promedio DCE-Fk = 62.4 > promedio ríos-Fk = 60.4). El Fk es un mineral común en rocas plutónicas de baja a media temperatura y en rocas sedimentarias (Folk, 1980; Klein y Philpotts, 2013; Best, 2013), por lo que esta disminución de valores puede estar relacionado a la cercanía a el cuerpo Mvs, formado por rocas vulcano-sedimentarias del mesozoico (Figura 4), así como a la pérdida de éste durante el transporte, ya que es un mineral lábil (Garzanti et al., 2012b; Garzanti et al., 2015b). Los Lm presentan cantidades similares a los ríos y las DCO con una ligera disminución (53.5% contra 63%), la cual puede deberse a la lejanía de las fuentes metamórficas. Sin embargo, este decremento puede no ser del todo significativo. Los minerales metamórficos son muy densos, lo cual provoca que sean difícilmente transportados como para llegar a la cima de las dunas costeras (Garzanti et al., 2015b). Un ejemplo de ello es el granate, un mineral que, debido a su baja movilidad, suele acumularse en depósitos de placer por efectos hidrodinámicos en parches retenidos a lo largo de la playa (Garzanti et al., 2015b). La baja presencia de granate (Promedio = 8.5 < Promedio en DC = 10.52) en las DCE sugiere que su baja concentración está controlada por la competencia de las corrientes para transportarlo y depositarlo. Las DCE presentan el mayor porcentaje de Lv (29.6%). Esto puede deberse a la cercanía de las localidades con el delta de La Ventosa, junto con las corrientes litorales, similar a lo que se reporta en el río Congo (Garzanti et al., 2019b). Las DCE cuentan con un aumento de mica, superior al promedio (promedio DCE-mica = 32.94 > promedio DC-mica = 29.04), lo cual sugiere una significativa descarga fluvial y la cercanía de rocas graníticas (ej. cuerpo Pggr (Figura 4) (Best, 2013).

C. Estrías en rocas vulcano-sedimentarias.

Un factor importante para la formación y preservación de las dunas costeras es la presencia de obstáculos (Zimmerlman y Williams, 2007; Martínez, 2009). Tanto en Concepción Bamba, Chipehua y Playa Azul (Pertenechientes a las DCE), en la cima de algunas las dunas, afloran rocas vulcano-sedimentarias que funcionan como obstáculo para el entrampamiento de arena. Estas rocas presentan marcas similares a las estructuras sedimentarias conocidas como “estrías”. Las estrías consisten en surcos que varían en ancho y profundidad, pero están ubicados donde la roca entró en contacto con un glaciar, o cuando dos fragmentos de roca colisionaron (Iverson, N., 1991). En cambio, las “wind grooves” o estrías eólicas, también conocidas como ventifactos, son marcas de

impacto discontinuas, usualmente elongadas con una orientación preferencial, las cuales son un registro de impactos de objetos en la roca (Laity, 2009; Collinson, J., 2019). Los granos de arena transportados por el viento generan su formación al chocar a gran velocidad con el afloramiento a través del tiempo y del espacio confinado (Figuras 23 y 24).

D. Geoquímica

D.1 Elementos Mayores (EM)

Las muestras con anomalías positivas (ej. $CC > 1$) corresponden a SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O y K_2O . En contraste, el Fe_2O_3 , MnO , MgO y P_2O_5 , presentan anomalías negativas (ej. $CC < 1$).

Se observa un incremento progresivo en la concentración de todos los EM en las localidades de oeste a este, con respecto a la CC, ej. LC-3-C a LV-2-C (Figura 33). Este patrón tan similar y las altas concentraciones de elementos alcalinos (Na_2O y K_2O), alcalinotérreos (CaO); así como SiO_2 , TiO_2 , y Al_2O_3 ; elementos afines a rocas félsicas, indican que la composición de las playas y dunas costeras está controlada por la erosión de rocas graníticas (Tarbuck et al., 2005; Klein y Philpotts, 2013). Valores similares han sido reportados en otras partes del mundo; ej. noroeste de México (Kasper-Zubillaga et al., 2007a), noreste de India (Singh, 2010), este de África (Garzanti et al., 2013a), este de India (Bastia et al., 2020).

Las asociaciones minerales encontradas en el análisis modal respaldan el análisis por fluorescencia de rayos x. El cuarzo se asocia a la abundante presencia de SiO_2 (Potter, 1978; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Garzanti et al., 2013a; Bastia et al., 2020), el cual es uno de los mayores componentes de las rocas graníticas (Best, 2013). La presencia de K_2O , se asocia a la concentración de minerales félsicos presentes, ej. ortoclasa (Nesbitt, Markovics, & Price, 1980; Sawyer, 1986; Kasper-Zubillaga et al., 2007a, Garzanti et al., 2012b; Bastia et al., 2020). Los elementos alcalinos se encuentran presentes en los feldespatos (Sawyer, 1986; Singh, 2010). La variación de la concentración de estos elementos sugiere la presencia de pertitas; observadas en fracciones de Fk, las cuales se producen a partir de los diferentes grados de alteración química en este grupo de minerales (Bastia et al., 2020). Parte del enriquecimiento en Ca, Na, Si, K y Al, se debe a los feldespatos ($Na-KAlSi_3O_8$, $CaAlSi_2O_8$), los cuales son otro de los componentes mayoritarios en las rocas graníticas (Best, 2013). El grupo de las micas aporta a las concentraciones de K, Al y Si, ej. moscovita ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$), importante componente de los granitos (Klein y Philpotts, 2013). El Fe y Mg presentan decremento, lo cual refuerza una procedencia félsica, ya que altos valores de Fe, Ti y Mg son indicativo de fuentes de roca máficas (Taylor y McLennan, 1985; Sawyer, 1986; Mendieta-Lora et al., 2018). Las cantidades cuantificadas se deben a que elementos como el Fe, Mg y Ti, también son constituyentes del grupo de las micas (Sawyer, 1986; Singh, 2010). El aumento en Ti puede ser provocado por concentración de titanomagnetita, ilmenita y/o magnetita (dependiendo de la proporción de Ti-Fe presente). Estos minerales están asociados a los minerales opacos encontrados en el análisis modal, similar a lo reportado en Tamaulipas y el Golfo de México (Vasconcelos et al., 2002; Kasper-Zubillaga

et al., 2016), y están ligados a la presencia del cuerpo vulcano-sedimentario Mvs y al volcánico Tvsc (Figura 4).

D.2 Elementos Traza (ET)

Se observan anomalías positivas de Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Th y Pb. El Rb está estrechamente ligado a minerales ricos en K, y generalmente se encuentra sustituyendo a este elemento en plagioclasas y feldespatos potásicos, aunque también se encuentra en micas (Wedepohl y Correns, 1969; Hanson, 1978; Sawyer, 1986; Hernández-Bernal et al., 1997; Muhs et al., 2003; Smedley y Pearce, 2016). El Sr se encuentra comúnmente en plagioclasa. (Hanson, 1978; Sawyer, 1986; Giletti y Casserly, 1994; Hernández-Bernal et al., 1997). El Ba generalmente aumenta su concentración sustituyendo al K en feldespatos potásicos y micas. (Gallet et al., 1996; Smith, 1999; Dalai et al., 2004; Bastia et al., 2020). El Y, en ocasiones es un indicativo de granate y de series de lavas calco-alcalinas (andesitas) (Lambert et al., 1974; Green, 1980), sin embargo, es un elemento común en minerales ferromagnesianos, encontrados en magmas máficos (Sawyer, 1986); es por ello que el pico del Y no es tan conspicuo. La anomalía positiva de Zr es un indicativo de magmas félsicos, debido a que este elemento es incompatible con minerales máficos (Green, 1980). El Nb es principalmente incluido en los piroxenos, anfíboles y minerales de Ti como la ilmenita o la magnetita (Nekrasov, 1970). El Th y el Pb generalmente se concentran en magmas félsicos como en pegmatitas de composición granítica y granos de feldespato potásico (Sillitoe, 1996; Long et al., 2012; Smedley y Pearce, 2016). Así mismo, el Th se ha ligado a depósitos de ilmenita, rutilo, circón, monacita y arenas plutonoclasticas de África oriental. (Hewson, 1997; Garzanti et al., 2013a). Encontramos anomalías negativas con respecto a la CC en Cr, Co, Ni, Cu y Zn. El Cr, Co y Ni son elementos comunes de rocas máficas y ultramáficas. (Puchelt, 1972; Green, 1980; Sawyer, 1986) las anomalías negativas indican poca dominancia de fuentes volcánicas de tipo máfico. Los valores obtenidos de los ET respaldan la procedencia de una fuente granítica dominante para los sedimentos de las dunas costeras.

D3. Tierras raras (TR).

Hay un ligero enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras (TRL) y empobrecimiento en las Tierras Raras Pesadas (TRP). Las TR muestran un patrón homogéneo con anomalías significativas de Ce y Eu. El empobrecimiento en TRP es común en granitos y rocas de composición intermedia (Vidal et al., 1982; Harris et al., 1986; France-Lanord y Le Fort, 1988; Harris et al, 1992; Kasper-Zubillaga et al., 2008b; Armstrong-Altrin et al., 2012).

Patrones con anomalías similares de TR en sedimentos han sido reportados anteriormente (Herrmann, 1968; Emmerman et al., 1975; LeFort, 1981; Cuney et al., 1982; Cuney et al., 1983; Friedrich 1984; Reguilón et al., 1995; Kasper-Zubillaga et al., 2008a; Kasper-Zubillaga et al., 2008b;

Kasper-Zubillaga et al., 2010; Garzanti et al., 2013a). Diversos autores han reportado anomalías negativas de Eu en rocas graníticas (Condie, 1981, 1993; Condie et al., 1985; Anderson, 1983; Fowler y Doig, 1983; Harris e Inger, 1992). Esto implica que los residuos del derretimiento parcial en la corteza profunda exhiben anomalías complementarias de Eu positivas, reflejando la plagioclasa residual. El Eu se queda en la cámara magmática, mientras el fundido empobrecido en Eu asciende a la corteza superior. (Taylor y McLennan, 1981a, 1981b; Hernández-Bernal et al., 1997; Best, 2013; Lesnov, 2010; Rollinson, 2014).

Las anomalías de Ce se asocian a la influencia del agua de momento de la diagénesis y a la presencia de manganeso (Goldberg, 1961; Calvert, et al., 1978; Elderfield et al., 1981a; De Baar et al., 1988; Braun et al., 1990). Anomalías positivas de Ce se asocian a fuentes félsicas, incluyendo granitos y granodioritas (Elderfield y Greaves, 1981a; Elderfield et al., 1981 b; Bonnot-Courtois, 1981; Braun et al., 1990).

E. Índices de alteración química

Se han reportado con anterioridad numerosos trabajos donde se analiza el efecto del clima con base en el CIA, PIA y WIP (Sawyer, 1986; Kalm et al., 1996; Ehrmann, 1998; Hodell et al., 1999; Kasper-Zubillaga et al., 2007a; Kasper-Zubillaga et al., 2007b; Hong et al., 2007; Garzanti et al., 2013a; Garzanti et al., 2013b; Garzanti, 2016; Liu et al., 2014; Clift et al., 2014; Hessler et al., 2017; Muhs, 2017; Mendieta-Lora et al., 2018; Carranza-Edwards y Rosales, 2018; Dinis et al., 2020).

El valor promedio del CIA es de 56.931 ± 1.846 . El promedio del PIA es 60.379 ± 2.634 . Estos valores indican moderada alteración por Intemperismo químico y moderada alteración de plagioclasas (Sawyer, 1986; Batumike et al., 2006; Garzanti et al., 2010; Garzanti et al., 2013a; Mendieta-Lora et al., 2018). Los sedimentos sin intemperizar rondan valores de CIA y PIA ~ 50 (Sawyer, 1986; Batumike et al., 2006; Garzanti et al., 2013a). Los valores obtenidos para el CIA y PIA, índices que incluyen CaO*, dependen significativamente del método utilizado para corregir la cantidad de CaO en las fases silíceas presentes. Debido a que la corrección necesaria es muy difícil de realizar con precisión y exactitud, los valores de este índice pueden variar dependiendo de la corrección aplicada (Garzanti y Resentini, 2016).

El promedio de los valores del WIP es 41.808 ± 4.874 . Mientras que altos valores de CIA son indicadores del intemperismo ligeramente afectado por la disolución del cuarzo. El WIP refleja el enriquecimiento en cuarzo causado tanto por el intemperismo como por el reciclaje, y disminuye linealmente si se agrega cuarzo al sedimento. (Garzanti et al., 2013a). Los sedimentos sin intemperizar rondan valores de WIP = 60 (Garzanti et al., 2013a). El WIP tiende a disminuir conforme el CIA aumenta, sin embargo, en este estudio ambos valores se mantienen en valores intermedios (Tabla 12) (Garzanti et al., 2013a).

Los datos climatológicos obtenidos y los valores de los índices indican que las condiciones climatológicas, incluyendo la lluvia y el Intemperismo, no presentan una influencia importante, con

excepción de algunos fenómenos meteorológicos como huracanes y vientos de temporal (Tehuano), que tienen un impacto fuerte en la energía requerida para el transporte de los granos.

F. Procedencia

El efecto del relieve y la geomorfología tiene un papel determinante en la composición sedimentaria (Johnsson, 1993a; Garzanti et al., 2013a). En la zona de estudio, el paisaje que encontramos permite el transporte en ciertas zonas y el estancamiento de arena en otras.

Las DCO se encuentran en una planicie costera y tienen una importante influencia marina en el transporte de sedimento, sustentado por el tamaño de grano. Sin embargo, los valores de asimetría revelan la importancia del transporte eólico en la zona. Por tanto, el aporte sedimentario en las DCO es dominado por las corrientes marinas y la descarga eólica.

Las DCE se ven afectadas por la geomorfología de cada localidad de manera distinta, así como por la cercanía a los ríos. Los valores de tamaño de grano y clasificación muestran que el aporte sedimentario es dominado por las corrientes marinas y la descarga eólica y fluvial.

La alta concentración de Cm (Cuarzo monocristalino) sobre Cp (Cuarzo policristalino) en toda la región sugiere una procedencia de una fuente plutónica (ej. granítica). La concentración subordinada de Cp indica que también hay aporte de otra fuente de origen metamórfico de bajo grado (ej. esquisto). La alta concentración de Cep (Cuarzo con extinción paralela) en comparación al Ceo (Cuarzo con extinción ondulante), respaldan la procedencia de las rocas fuente. La dominancia de Fk sobre la plagioclasa y la presencia de pertitas y sericitización sugiere alteración en rocas graníticas. La alta concentración de mica indica el suministro por rocas graníticas en la composición de la arena. Con base en la geología regional se asocia la composición de la arena al afloramiento Pggf formado por rocas graníticas del paleógeno, siendo una de las fuentes potenciales dominantes del sedimento de las dunas costeras. Las fuentes alternativas tienen como fuentes potenciales un cuerpo metamórfico de bajo grado y otro de origen volcánico y/o sedimentario (Kmet, PTmmet Tvsc, Mvs. Figura 4), basados en la concentración de granate, mica, minerales opacos, anfíboles, piroxenos, y Cp; así como los Ls, Lv y Lm.

Los valores de los índices de alteración química muestran que el clima no desempeña un papel importante entre las variables del control sedimentario.

VI. CONCLUSIONES

Los sedimentos de las dunas costeras de las localidades cercanas a Salina Cruz, Oaxaca presentan una composición cuarzo-feldespática. Las DCO muestran un ligero aumento en minerales pesados debido a su cercanía con posibles fuentes metamórficas, comparadas con las DCE.

La mineralogía de las dunas costeras de Salina Cruz se compone de cuarzo, feldespato potásico con presencia de pertitas y sericitización, plagioclasa, mica, minerales opacos, anfíbol, piroxeno, granate; así como líticos de origen metamórfico, volcánico y sedimentario; y biógenos; reflejando la variedad litológica de la región.

El análisis textural y de clasificación de la arena, muestra que el aporte de sedimentos en las localidades (DCE y DCO), presenta un dominio principalmente eólico y marino, con aportes fluviales en las DCE, por su cercanía a ríos.

Los resultados de los análisis geoquímicos realizados indican que existe un dominio de rocas graníticas presentes en la región, las cuales son la principal fuente de la composición de las dunas costeras. Los ET respaldan el análisis modal. Las señales de las TR muestran una anomalía negativa de Eu, la cual es característica de una procedencia granítica.

La procedencia de la arena de las dunas costeras de Salina Cruz se relaciona principalmente al cuerpo Pggr, de composición granítica, junto con dos fuentes secundarias, una de origen metamórfico de bajo grado (afloramientos Kmet y PTmmet), y otra conformada por rocas volcánicas (Cuerpo Tvsc) y vulcano-sedimentarias (Afloramiento Mvs).

Los valores de los índices de alteración muestran que el clima no juega un papel importante en la alteración e intemperismo de los minerales encontrados en las dunas costeras, con excepción de algunos fenómenos meteorológicos como huracanes, que tienen un impacto fuerte en la energía requerida para el transporte de los granos.

El conjunto de factores tan particulares que presenta el Golfo de Tehuantepec, con características geomorfológicas, vientos intensos en cierta temporalidad (Tehuano) y corrientes litorales cíclicas, dan como resultado un escenario único en el mundo, el cual promueve el entrampamiento de arena y, por tanto, el desarrollo de los sistemas de dunas costeras más grandes de América reportados hasta ahora.

VII. Referencias

- Ahlbrandt, T. S. (1979). Textural parameters of eolian deposits. A Study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional Paper, 1052, 21-58. Anders, E. y Ebihara, M. (1982). Solar-system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(11), 2363-2380.
- Álvarez-Ortiz, I., Cruz-Gómez, E. M., Lastra-Rivero, J. F. y Velasco-Tapia, F. (2019). Alteraciones relacionadas con la mineralización sulfurada de los yacimientos Júcaro y Yagruma, occidente de Cuba. *Minería y Geología*, 35(3), 270-288.
- Andaloro, A. P.F., Salomone, R., Andaloro, L, Briguglio, N y Sparacia S. (2012). Alternative energy scenarios for small islands: A case study from Salina Island (Aeolian Islands, Southern Italy). *Renewable Energy* 47: 135-146.
- Anders, E. y Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53(1), 197-214.
- Anderson, J.L. (1983), Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, in Medaris, L.G., Jr., et al., eds., *Proterozoic geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium: Geological Society of America Memoir 161*, p. 133-154.
- Anthony, E. J., Vanhée, S. y Ruz, M. H. (2007). Embryo dune development on a large, actively accreting macrotidal beach: Calais, North Sea coast of France. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(4), 631-636.
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A., García, D., Eby, G., et al., (2012). Geochemistry of beach sands along the Western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72, 345–362.
- Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J. y Córdoba-Saldana, L. P. (2014). Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: Implications for provenance and tectonic setting. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 533–558.
- Barrat, J. A., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C. y Bayon, G. (2012). Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 83, 79-92.
- Bastia, F., Equeenuddin, S. M., Roy, P. D. y Hernández-Mendiola, E. (2020). Geochemical signatures of surface sediments from the Mahanadi river basin (India): Chemical weathering, provenance, and tectonic settings. *Geological Journal*.
- Basu, A., Young, S. W., Suttner, L. J., James, W. C. y Mack, G. H. (1975). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 45(4), 873-882.
- Batumike, M. J., Kampunzu, A. B. y Cailteux, J. H. (2006). Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu Groups, Katangan Supergroup, southeast Congo: Implications for provenance, paleoweathering and geotectonic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44(1), 97–115.
- Beckhoff, B., Kanngießler, B., Langhoff, N., Wedell, R. y Wolff, H. (Eds.). (2007). *Handbook of practical X-ray fluorescence analysis*. Springer Science & Business Media.
- Best, M. G. (2013). *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons.
- Blatt, H. y Christie, J. M. (1963). Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 33(3), 559-579.
- Bonnot-Courtois. (1981) *Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles*. Ph.D. dissertation, Univ. of Orsay, Paris.

- Braun, J. J., Pagel, M., Muller, J. P., Bilong, P., Michard, A. y Guillet, B. (1990). Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(3), 781-795.
- Bristow, C. S., Bailey, S. D. y Lancaster, N. (2000). The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406(6791), 56-59.
- Bristow, C. S., Duller, G. A. T. y Lancaster, N. (2007). Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert. *Geology*, 35(6), 555-558.
- Calvert, S. E., Price, N. B., Heath G. R. y Moore, T. C., (1978). Relationship between ferromanganese nodule compositions and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific, *J. Mar. Res.* 36,161-183.
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Carranza-Edwards A. y Rosales-Hoz L. (2018) Mexican Beach Sands: Composition and Vulnerability. In: Botero C., Cervantes O., Finkl C. (eds) *Beach Management Tools - Concepts, Methodologies and Case Studies*. Coastal Research Library, vol 24. Springer, Cham.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J. J., Martínez-Serrano, R. G., Cabrera-Ramírez, M., Rosales Hoz, L., Alatorre Mendieta, M. A. y Lozano-Santa Cruz, R. (2019). Provenance inferred through modern beach sands from the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geological Journal*, 54(1), 552–563.
- Cayetano, E.M. (2004). Energía eólica en España. *Investigaciones Geográficas*. Universidad de Alicante. Alicante, España. 35: 45-65.
- Clarke, M.L. y Rendell, H.M. (1998). Climate change impacts on sand supply and the formation of desert sand dunes in the south-west U.S.A. *Journal of Arid Environments* 39, 517–531.
- Clift, P. D., Wan, S. y Blusztajn, J. (2014). Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: a review of competing proxies. *Earth-Science Reviews*, 130, 86-102.
- Coll-de Hurtado, A. (1969). Fotointerpretación geomorfológica del cordón de dunas de la Laguna del Marqués, México: estado de Veracruz. México, D.F.: Serie de cuadernos del Instituto de Geografía.
- Collinson, J. (2019). *Sedimentary structures*. Dunedin Academic Press Ltd.
- Condie, K.C. (1981), Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archean granites, in Glover, J.E., and Groves, D.I., eds., *Archean geology*, International Symposium, 2nd, Perth: Geological Society of Australia Special Publication 7, p. 469-479.
- Condie, K.C., Bowling, G.P. y Allen, P. (1985), Origin of granites in an Archean high-grade terrane, southern India: *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical geology*, 104(1-4), 1-37.
- Cuney, M., Friedrich, M., Poty, B., Drin, N., Sheppard, S.M. y Turpi, L. (1982). Colloque "Geoch. et Petro. Des granitoides". Clermon Ferrand.
- Cuney, M. Le Fort, P. y Zhi Xiang Wan. (1983) C.R. Symp. Nankin (Rep. Pop. China).
- Dalai, T. K., Rengarajan, R. y Patel, P. P. (2004). Sediment geochemistry of the Yamuna River system in the Himalaya: Implications to weathering and transport. *Geochemical Journal*, 38(5), 441–453.
- De Baar H. J. W., German C.R., Elderreld H. y Van Gaans P. (1988) Rare earth element distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1203- 12 19
- De Hoffmann, E. (2005). Mass spectrometry. *Kirk-Othmer Encyclopedia of Chemical Technology*.

- Del Vecchio S, Jucker T, Carboni M. y Acosta ATR. (2017). Linking plant communities on land and at sea: The effects of *Posidonia oceanica* wrack on the structure of dune vegetation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 184: 30–36.
- Dickinson, W. R., Gehrels, G. E. y Soreghan, M. J. (2000). Sandstone petrofacies of detrital zircon samples from Paleozoic and Triassic strata in suspect terranes of northern Nevada and California. *Special papers-Geological Society of America*, 151-172.
- Dinis, P. A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P. y Cabral-Pinto, M. (2020). Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, 201, 103039.
- Dutta, P. K., Zhou, Z. y Dos Santos, P. R. (1993). A theoretical study of mineralogical maturation of eolian sand. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 203-203.
- Eamer JBR. y Walker IJ. (2010). Quantifying sand storage capacity of large woody debris on beaches using LiDAR. *Geomorphology* 118: 33–47.
- Ehrmann, W. (1998). Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 139(3-4), 213-231.
- Elderfield, H. y Greaves, M. J. (1981a). Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(1), 163-170.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C. J., Greaves, M. J. y Calvert, S. E. (1981b). Rare earth element zonation in Pacific ferromanganese nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(7), 1231-1234.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A. e 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.
- Emmerman Jt., Daieva, L. y Schneider, J. (1975). *Contrib. Min. Petrol.* 52. 267-283.
- Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, H. y Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924.
- Ferrusquía-Villafranca, I. (1999), Contribución al conocimiento de Oaxaca, México—El área Laollaga-Lachivizá: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 110, 9.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Chavarme, C. y Flament, P. (2011). Circulación costera en ausencia de viento en el Golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de alta frecuencia. *Ciencias marinas*, 37(4A), 493-512.
- Folk, R.L. (1980), *Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas*, Hemphill Publications, 182 p
- Fowler, A. D. y Doig, R. (1983). The significance of europium anomalies in the REE spectra of granites and pegmatites, Mont Laurier, Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(6), 1131-1137.
- France-Lanord, C. y Le Fort, P. (1988) Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans R Soc Edinburgh Earth Sci* 79:183-195
- Freire-Lista, D. M., Gómez-Villalba, L. S. y Fort, R. (2015). Microcracking of granite feldspar during thermal artificial processes. *Periódico di mineralogía*, 84(3A), 519-537.
- Frías, M., Luxán, M. P. D., Sánchez de Rojas, M. I. y García, N. (1990). Granulometría láser: Estudio comparativo con las técnicas de tamizado y elutriación aplicado a materiales puzolánicos.
- Friedrich, M. (1984). *Geol. Geoch. Uranium. Mem. Nancy* 5. 361p.
- Gallant, R. A. (1997). *Sand on the move: The story of dunes*. Franklin Watts.

- Gallet, S., Jahn, B. M. y Torii, M. (1996). Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chemical geology*, 133(1-4), 67-88.
- Garbarino, J. R. y Taylor, H. E. (1996). Inductively coupled plasma-mass spectrometric method for the determination of dissolved trace elements in natural water. Washington, DC: US Geological Survey.
- García, E. (1981). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. 3ª. Edición. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- García E. (1987). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. 252 pp. 4ª Edición. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Garzanti, E. y Vezzoli, G. (2003). A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 830-837.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V. y Najman, Y. (2010). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 1. Bedload sand (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.* 299:368–381.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Galy, V., Censi, P. y Vignola, P. (2011). Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 2. Suspended-load silt (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters* 302, 107–120.
- Garzanti, E., Resentini, A., Vezzoli, G., Andò, S., Malusà, M. y Padoan, M. (2012). Forward compositional modelling of Alpine orogenic sediments. *Sedimentary Geology*. 280. 149-164.
- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., Lustrino, M., Boni, M. y Vermeesch, P. (2012b). 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.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G. y Lustrino, M. (2013a). Weathering and Relative Durability of Detrital Minerals in Equatorial Climate: Sand Petrology and Geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*. 121. 547–580.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Andò, S., Vezzoli, G., Valagussa, M., Allen, K., et al. (2013b). Provenance and recycling of Arabian desert sand. *Earth - Science Reviews*, 120, 1-19.
- Garzanti, E. (2015a). From static to dynamic provenance Analysis-Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 366, 3-13.
- Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Pereira, A. y Vermeesch, P. (2015b). 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.
- Garzanti, E. y Resentini, A. (2016). Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336, 81-95.
- Garzanti, E. y Andò, S. (2019). Heavy Minerals for Junior Woodchucks. *Minerals*. 9. 148.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Vezzoli, G., Andò, S., Botti, E., Limonta, M., ... y Yaya, N. K. (2019b). Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth-Science Reviews*, 197, 102918.
- Gazzi, P. (1966). Le Arenarie del Flysch Sopracretaceo dell'Appennino Modenese: Correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica Acta* 12:69-97.
- Giletti, B. J. y Casserly, J. E. D. (1994). Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(18), 3785-3793.
- Goldberg E. D. (1961) Chemistry in the oceans. In *Oceanography* (ed. M. SHEARS), pp. 583-597. Amer. Assoc. Adv. Sci.

- Google Earth. (2019). Imagen satelital de Concepción Bamba y Chipehua. Figura 3.
- Green, T. H. (1980). Island arc and continent-building magmatism—A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63(1-4), 367-385.
- Hanson, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 26-43.
- Harrell, J. y Blatt, H. (1978). Polycrystallinity; effect on the durability of detrital quartz. *Journal of Sedimentary Research*, 48(1), 25-30.
- Harris Nbw., Pearce JA. y Tindle AG (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP, Ries AC (eds) *Collision tectonics*. Geol Soc London Spec PuN 19:67-81
- Harris, N. B. W. y Inger, S. (1992). Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1), 46-56.
- Hewson, G. S. (1997). Inhalation and retention of thorium dusts by mineral sands workers. *The Annals of Occupational Hygiene*, 41(inhaled particles VIII), 92-98.
- Herrmann. A.G. (1968). *Con. Min. and Petrol.* 17, 275-314.
- Hernández-Bernal, María del Sol y Tolson, Gustavo y Pichardo, Gabriela. (1997). Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos PARTE I. *GEOS*. 17. 14-22.
- Hesp, P. (2000). *Coastal sand dunes: form and function*. Massey University.
- Hesp P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48 : 245–268.
- Hessler, A. M., Zhang, J., Covault, J. y Ambrose, W. (2017). Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology*, 45(10), 911-914.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Kanfoush, S. L., Curtis, J. H., Stoner, J. S., Xueliang, S., ... y Whitmore, T. J. (1999). Paleoclimate of southwestern China for the past 50,000 years inferred from lake sediment records. *Quaternary Research*, 52(3), 369-380.
- Honda, M. y Shimizu, H. (1998). Geochemical, mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands. *Sedimentology*, 45(6), 1125-1143.
- Honda, M., Yabuki, S. y Shimizu, H. (2004). Geochemical and isotopic studies of aeolian sediments in China. *Sedimentology*, 51(2), 211-230.
- Hong, H., Li, Z., Xue, H., Zhu, Y., Zhang, K. y Xiang, S. (2007). Oligocene clay mineralogy of the Linxia Basin: evidence of paleoclimatic evolution subsequent to the initial-stage uplift of the Tibetan Plateau. *Clays and Clay Minerals*, 55(5), 491-503.
- Ibbeken, H. y Schleyer, R. (1991). *Source and Sediment. A Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy)*. 286 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. *Geological Magazine*, 129(6), 793-794.
- INEGI (1984). Carta geológica Juchitán, E15-10, D15-1.
- INEGI (2000). Conjunto de datos del mapa topográfico de la República Mexicana. División geográfica. Formato shp. Escala 1:1000000.
- INEGI (2004). Síntesis de Información Geográfica del Estado de Oaxaca.
- Ingersoll, R., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D. y Sares, S.W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi- Dickinson point-counting method (Holocene, sand, New Mexico, USA). *Journal of Sedimentary Petrology*. 54. 103-116.

- Inman, D. L., Ewing, G. C. y Corliss, J. B. (1966). Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*, 77, 787–802.
- Iverson, N. R. (1991). Morphology of glacial striae: implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces. *Geological Society of America Bulletin*, 103(10), 1308-1316.
- Jiménez-Orocio, O., Espejel, I. y Martínez, M. L. (2015). La investigación científica sobre dunas costeras de México: origen, evolución y retos. *Revista Mexicana de biodiversidad*, 86(2), 486-507.
- Johnsson, M. J. (1993a). The system controlling the composition of clastic sediments. In Johnsson, M. J., and Basu, A., eds. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 284:1–19.
- Johnsson, M. J. y Basu, A. (1993b). *Processes controlling the composition of clastic sediments* (Vol. 284). Geological Society of America.
- Kalm, V. E., Rutter, N. W. y Rokosh, C. D. (1996). Clay minerals and their paleoenvironmental interpretation in the Baoji loess section, Southern Loess Plateau, China. *Catena*, 27(1), 49-61.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A. y Rosales-Hoz, L. (1999). Petrography and geochemistry of Holocene sands in the Western Gulf of Mexico: Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 1003–1010.
- Kasper-Zubillaga, J. J. y Dickinson, W. W. (2001). Discriminating depositional environments of sands from modern source terranes using modal analysis. *Sedimentary Geology*, 143, 149–167.
- Kasper-Zubillaga, J. J. y Carranza-Edwards, A. (2003). Modern sands of the Gulf of Mexico: Discriminating fluvial and coastal sand composition. *Ciencias Marinas*, 29, 621–630.
- Kasper-Zubillaga, J. J. y Carranza-Edwards, A. (2005). Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from Northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 383–390.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Dickinson, W. W., Carranza-Edwards, A. y Hornelas-Orozco, Y. (2005b). 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.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Zolezzi-Ruiz, H., Carranza-Edwards, A., Girón-García, P. Ortiz-Zamora, G.V. y Palma, M. (2007a). Sedimentological, modal analysis and geochemical studies of desert and coastal dunes, Altar Desert, NW México. *Earth Surface Processes and Landforms*. 32: 498-508.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A. y Morales-de la Garza, E. (2007b). Caracterización textural de la arena de la playa del golfo de California, México: implicaciones para los procesos costeros. *Ciencias Marinas*, 33, 83–94.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Ortiz-Zamora, G., Dickinson, W.W., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, A. M. (2007c). Textural and compositional controls on modern beach and dune sands, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*. 32, 366-389.
- Kasper-Zubillaga, J. J. y Zolezzi-Ruiz, H. (2007d). Grain size, mineralogical and geochemical studies of coastal and inland dune sands from El Vizcaino Desert, Baja California Peninsula, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 423-438.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A. y Morton-Bermea, O. (2008a). 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, 172–188.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Acevedo-Vargas, B., Bermea, O. M. y Zamora, G. O. (2008b). Rare earth elements of the Altar Desert dune and coastal sands, Northwestern Mexico. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68, 45–59.

- Kasper-Zubillaga, J. J. (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.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Rosales-Hoz, L. y Bernal, J. P. (2010). Rare earth elements in corals from the Isla de Sacrificios Reef, Veracruz, Mexico. *Geochemistry*, 70(1), 55-60.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Armstrong-Altrin, J. S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O. y Lozano-Santa Cruz, R. (2013). Control in beach and dune sands of the Gulf of Mexico and the role of nearby rivers. *International Journal of Geosciences*, 4, 1157–1174.
- Kasper-Zubillaga, J. J., López, C. L. y de la Fuente Muñoz, C. A. E. (2016). Provenance of opaque minerals in coastal sands, western Gulf of Mexico, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 323-338.
- Khalaf, F. (1989). Textural characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert: *Sedimentology*, 36, 253-271.
- Klein, C., Philpotts, A. R. (2013). *Earth materials: introduction to mineralogy and petrology*. Cambridge University Press.
- Lambert, R.St.J., Holland, J.G. y Owen, P.F., (1974). Chemical petrology of a suite of talc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey. *J. Geol.*, 82: 419-438.
- Lancaster, N. (1982). Linear dunes. *Progress in Physical Geography*, 6(4), 475-504.
- Lancaster, N. (1988). Control of eolian dune size and spacing. *Geology* 16: 972–975.
- Lancaster, N. (1994). Controls on aeolian activity: some new perspectives from the Kelso Dunes, Mojave Desert, California. *Journal of Arid Environments* 27, 113–125.
- Lancaster, N. (1995a). Origin of the Gran Desierto sand sea, Sonora, Mexico: Evidence from dune morphology and sedimentology. In *Desert aeolian processes* (pp. 11-35). Springer, Dordrecht.
- Lancaster, N. (1995b). *Geomorphology of desert dunes*. Psychology Press.
- Lancaster, N. y Tchakerian, V.P. (1996). Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology* 17, 151–165.
- Lancaster, N. (2014). Dune systems of the Namib Desert—a spatial and temporal perspective. *Transactions of the Royal Society of South Africa*, 69(3), 133-137.
- Laity, J. E. (2009). Landforms, landscapes, and processes of aeolian erosion. In *Geomorphology of Desert Environments* (pp. 597-627). Springer, Dordrecht.
- Le Fort, P. (1981). *Journal of Geophysical*. vol 86, pp1611-1634.
- Lesnov, F. P. (2010). *Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals: Main types of rocks. Rock-forming minerals*. CRC press.
- Leykin, A. y Nelms, S. (2012). Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry in Environmental Analysis. *Comprehensive Environmental Mass Spectrometry*, 225.
- Liu, J., Chen, J., Selvaraj, K., Xu, Q., Wang, Z. y Chen, F. (2014). Chemical weathering over the last 1200 years recorded in the sediments of Gonghai Lake, Lvliang Mountains, North China: a high-resolution proxy of past climate. *Boreas*, 43(4), 914-923.
- Livingstone, I. (1987). Grain-size variation on a 'complex' linear dune in the Namib Desert. In *Desert Aeolian Processes*. Frostick L, Reid, I (Eds). Geological Society of London, Special Publication: Oxford; 281-291.
- Livingstone, I., Bullard, J. E., Wiggs, G. F. y Thomas, D. S. (1999). Grain-size variation on dunes in the Southwest Kalahari, Southern Africa. *Journal of sedimentary research*, 69(3), 546-552.

- Lodders K., Palme H. y Gail H. P. (2009) Abundances of the elements in the solar system. In Landolt-Bornstein, New Series, vol. VI/4B (ed. J. E. Trumper). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 560–630 (Chap. 4.4).
- Long, K. R., Van Gosen, B. S., Foley, N. K. y Cordier, D. (2012). The principal rare earth elements deposits of the United States: a summary of domestic deposits and a global perspective. In Non-renewable resource issues (pp. 131-155). Springer, Dordrecht.
- Lorenzo, C., Rioja, T. M., Carrillo, A. y Cervantes, F. A. (2008). Population fluctuations of *Lepus flavigularis* (lagomorpha: leporidae) at Tehuantepec Isthmus, Oaxaca, Mexico. *Acta zoológica Mexicana*, 24(1), 207-220.
- Lozano, R. y Bernal, J. P. (2005). Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.
- Martínez, M.L. (2009). Las playas y las dunas costeras: un hogar en movimiento. Fondo de Cultura Económica, Secretaría de Educación Pública, CONACyT. México. 189.
- Martínez, M. L., Moreno-Casasola, P., Espejel, I., Orocio, O. J., Mata, D. I., Revelo, N. R. y González, J. C. C. (Eds.). (2014). Diagnóstico general de las dunas costeras de México. SEMARNAT.
- Martínez-Serrano, R.G., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, E.L., Macías-Romo, C. y Delgado Durán, J. (2008). Geochemical and Sr - Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 25 (1) 1-20.
- Mazumder, R. (2017). Sediment provenance: influence on compositional change from source to sink. In *Sediment Provenance* (pp. 1-4). Elsevier.
- Maun MA. (2009). *The Biology of Coastal Sand Dunes*. Oxford University Press: New York
- McDonough, W. F. y Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- Mejía-Ledezma, R. O., Kasper-Zubillaga, J. J., Álvarez-Sánchez, L. F., Mendieta-Lora, M., Arellano-Torres, E., Tetlalmatzi-Martínez, J. L., González-Bermúdez, A., Patiño-Andrade, D. y 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, 100611.
- Mendieta-Lora, M., Mejía-Ledezma, R.O., Kasper Zubillaga, J., Arellano-Torres, E. y 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*. 10.
- Morán-Zenteno, D. (1984). *Geología de la República Mexicana: México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).
- Morán-Zenteno, D., J., Mariny, J., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., G. y Schaaf, P., (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 27-58.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M. y 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>.
- Moreno-Casasola, P. (1986). Classification and ordination of coastal sand dune vegetation along the Gulf and Caribbean Sea of México. *México. Vegetation* 66: 147-182.
- Muhs, D.R., Bush, C.A., Cowherd, S.D. y Mahan, S., (1995). Geomorphic and geochemical evidence for the source of sand in the Algodones dunes, Colorado Desert, southeastern California. In: Tchakerian, V.P. (Ed.), *Desert Aeolian Processes*. Chapman and Hall, London, pp. 37–74.

- Muhs, D.R y Holliday, V.T. (2001). Origin of late Quaternary dune fields on the Southern High Plains of Texas and New Mexico. *Geological Society of America* 113: 75-87.
- Muhs, D. R., Reynolds, R. L., Been, J. y Skipp, G. (2003). Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: importance of the Colorado River and local sources. *Quaternary International*, 104(1), 3-18.
- Muhs, D.R. (2004). Mineralogical maturity in dune fields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology* 59: 247-269.
- 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.
- Murillo-de Nava, J. M., Gorsline, D. S., Goodfriend, A. G., Vlasov, V. K. y Cruz-Orozco, R. (1999). Evidence of Holocene climatic changes from aeolian deposits in Baja California Sur, Mexico. *Quaternary International*, 56, 141-154.
- Murillo-de Nava, J. M. y Gorsline, D. S. (2000). Holocene and modern dune morphology for the Magdalena Coastal Plain and Islands, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Coastal Research*, 16, 915-925.
- Nekrasov, I. Y. (1970). Distribution of tantalum and niobium in magmatic and post magmatic rocks and minerals of the North-Eastern USSR *Geochim. Intern.*
- Nesbitt, H. W., Markovics, G. y Price, R. C. (1980). Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11), 1659-1666.
- Nesbitt, H. W. y Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715-717.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., McLennan, S. M. y Keays, R. R. (1996). Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *The Journal of Geology*, 104(5), 525-542.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20, 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. y Nieto-Samaniego, A. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, Escala 1:2,000,000. C.R.M., Instituto de Geología, UNAM.
- Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107(6), 501-504.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A. y Martens, U., (2009). Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstruction. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 201-221.
- Pettijohn, F. J. (1972). *Sand and Sandstone*. New York, USA: Springer Verlag.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary rocks (Vol. 3)*. New York: Harper & Row.
- Potter, P. E. (1978). Petrology and chemistry of modern big river sands. *Journal of Geology*, 86(4), 423-449.
- Price, J. R. y Velbel, M. A. (2003). Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical geology*, 202(3-4), 397-416.
- Psuty, N. P. (1965). Beach-ridge development in Tabasco, Mexico. *Annals of the Association of American Geographers*, 55, 112-124.
- Puchelt, H. (1972). *Handbook of Geochemistry II, Sections B-O*. Springer-Verlag.
- Ramírez-Espinosa, J. (1984). Acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el cretácico inferior. *Sierra Madre del Sur de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7-19.

- Reguilón Bragado, R. M., Arribas, A., Martín Izard, A. y Mangas Viñuela, J. (1995). Mineralogía y geoquímica del granito de Trujillo (Cáceres). Distribución del U en el mismo. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*.
- Rodríguez-Revelo, N., Rendón-Márquez, G., Espejel, I., Jiménez-Orocio, O. y Martínez, M. L. (2014). Análisis de proveniencia de las arenas del complejo de dunas parabólicas El Socorro, Baja California, México, mediante una caracterización mineralógica y granulométrica. *Boletín de la Sociedad Geológica de México*, 66, 355–363.
- Rollinson, H. R. (2014). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., y O'Brien, J. J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate*, 16(15), 2628-2639.
- Russell, P. y Johnson, M. E. (2000). Influence of seasonal winds on coastal carbonate dunes from the recent and Plio-Pleistocene at Punta Chivato (Baja California Sur, Mexico). *Journal of Coastal Research*, 16, 709–723.
- Sawyer, E. W. (1986). The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology*, 55(1-2), 77-95.
- Sewell, A. A., Johnson, M. E., Backus, D. H. y Ledesma-Vázquez, J. (2007). Rhodolith detritus impounded by a coastal dune on Isla Coronados, Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 33, 483–494.
- Sillitoe, R. H. (1996). Granites and metal deposits. *Episodes Journal of International Geoscience*, 19(4), 126-133.
- Silva, R., Martínez, M.L., Moreno-Casasola, P., Mendoza, E., López-Portillo, J., Lithgow, D., Vázquez, G., Martínez-Martínez, R.E., Monroy-Ibarra, R., Cáceres-Puig, J.I., Ramírez-Hernández, A. y Boy-Tamborell, M. (2017). Aspectos generales de la zona costera. UNAM; INECOL. 54pp.
- Singh, P. (2010). Geochemistry and provenance of stream sediments of the Ganga River and its major tributaries in the Himalayan region, India. *Chemical Geology*, 269(3-4), 220-236.
- Skudder, P. A., Backus, D. H., Goodwin, D. H. y Johnson, M. E. (2006). Sequestration of carbonate shell material in coastal dunes on the Gulf of California (Baja California Sur, Mexico). *Journal of Coastal Research*, 22, 611–624.
- Smedley, R. K. y Pearce, N. J. G. (2016). Internal U, Th and Rb concentrations of alkali-feldspar grains: Implications for luminescence dating. *Quaternary Geochronology*, 35, 16-25.
- Steenburgh, W. J., Schultz, D. M. y Colle, B. A. (1998). The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126(10), 2673-2691.
- Smith, K. S. (1999). Geoavailability. *Encyclopedia of Geochemistry*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 262-263.
- Spaulding, N. E. (1999). *Heath Earth Science*. McDougal Littell.
- Suttner, L. J. (1974). *Sedimentary petrographic provinces: an evaluation*.
- Tamayo, J. (2013) *Geografía Moderna de México*. Trillas. México. 390.
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., Tasa, D. y Tasa, D. (2005). *Earth: an introduction to physical geology*. Upper Saddle River: Pearson/Prentice Hall.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1981a). The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence from sedimentary rocks: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, v. A301, p. 381-399.

- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1981b). Tlie REE evidence in Precambrian sedimentary rocks: Implications for crustal evolution, in Kroner, A., ed., *Precambrian plate tectonics*: Amsterdam, Elsevier, p. 527-548.
- Taylor SR. y McLennan SM. (1985). *The Continental Crust. Its composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford
- Tchakerian, V.P. y Lancaster, N., (2002). Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and western Great Basin of North America. *Quaternary Science Reviews* 21, 799–810.
- Tortosa, A., Palomares, M. y 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.
- Trasviña, A. y Barton, E. D. (2008). Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(5), 587-607.
- Van Puijenbroek, M. E., Limpens, J., de Groot, A. V., Riksen, M. J., Gleichman, M., Slim, P. A., ... y Berendse, F. (2017). Embryo dune development drivers: beach morphology, growing season precipitation, and storms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(11), 1733-1744.
- Vasconcelos, M., Ramírez-Fernández, J.A. y Viera-Décida, F., (2002). Petrología del vulcanismo traquítico del complejo volcánico de Villa Aldama, Tamaulipas: *Geos*, 22, 250-251.
- Velázquez-Muñoz, F. A., Martínez, J. A., Chavanne, C., Durazo, R. y Flament, P. (2011). Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Ciencias Marinas*, 37(4A), 443-456.
- Vidal Ph., Cocherie A. y Le Fort P. (1982). Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim Cosmochim Acta* 46: 2279-2292
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J. y Zhao, A., (2003). Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea: *Sedimentary Geology*, 161, 1-14.
- Wedepohl, K. H. y Correns, C. W. (1969). *Handbook of geochemistry*. Berlin, Germany. Springer-Verlag.
- Weltje, G. J. y Von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 1-11.
- Zimberlman J.R. y Williams S.H. (2007). Eolian dunes and deposits in the western United States as analogs to wind related features on Mars. In (Ed Mary Chapman). *Evidence from Earth-based Analogs* Cambridge University Press. 232-263p.

VIII. ANEXOS

A. Imágenes



Anexo 1. Anemómetro Steren modelo HER-440. Tomado de <https://www.steren.com.mx/medidor-digital-de-flujo-y-velocidad-de-aire-anemometro.html>



Anexo 2. GPS Garmin modelo etrex H Tomado de <https://buy.garmin.com/es-MX/MX/p/8705>



Anexo 3. Horno marca Riossa H-2. Tomado de: http://www.rsulab.mx/product_info.php/cPath/44_68_258/products_id/1035



Anexo 4. Microscopio Velab modelo VE-148 P. Tomado de <https://www.velab.com.mx/products/microscopio-de-polarizacion-avanzado-ve-148p>



Anexo 5. Mortero de ágata. Recuperado de <http://www.intecsl.net/morteros-de-agata/>



■ ■ ■ Made in Germany

FRITSCH

Anexo 6. Pulverizador con mortero de ágata marca Fritsch Pulverisette 2. Recuperado de: <https://medent.co.il/scientific.equipment/product/mortar-grinder-pulverisette-2-fritsch-germany/>



Anexo 7. Laboratorio de fluorescencia de Rayos X, IGL, UNAM. Tomado de:
<http://www.geologia.unam.mx/infraestructura/laboratorio-de-fluorescencia-de-rayos-x>



Anexo 8. Laboratorio ICP-MS, IGL, UNAM. Recuperado de:
<http://www.geologia.unam.mx/infraestructura/laboratorio-icp-ms>

B. Tablas

Tabla 6. Valores de los Elementos Mayores obtenidos, sin normalizar.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Suma
Rio Huilotepec	699110	5340	130170	32410	520	9780	31920	27460	32410	970	29900	999990
Arroyo Mazatán	717910	4300	126300	27460	490	8000	18230	27760	34710	640	34200	1000000
Rio Zimatán (RZ)	715670	3340	119700	25260	450	12300	41760	27230	34040	750	19500	1000000
LC-3-C	720170	8930	120600	40770	820	12590	26490	27100	32900	930	8700	1000000
LC-6-F	783310	5370	91850	27300	620	8820	24120	20000	27530	680	10400	1000000
LC-2-F2	783400	9380	86930	38550	1000	8670	23900	17970	25410	590	4200	1000000
G-4-F	820160	1810	87630	11120	230	4900	16110	20370	28050	330	9300	1000010
G-4-C	824960	1380	88870	9390	190	3930	13750	21280	27860	300	8100	1000010
CB-2-S	756850	4100	114500	21450	430	8230	23710	26700	31260	770	12000	1000000
CB-1-C	689610	17080	116310	63720	1360	13180	24030	19820	34710	880	19300	1000000

CB-6-F	789020	2240	103570	15110	270	6490	18410	23320	32900	460	8200	999990
CB-2-C	709280	14000	108900	53350	1210	12450	33160	22460	30290	1410	13500	1000010
CH-1-C	720820	5600	115780	29640	510	12860	33510	24290	35800	870	20300	999980
CH-5-C	777920	5620	92780	24670	590	8990	24960	20430	29520	530	14000	1000010
CH-12-B	785170	2030	101700	12710	260	6550	21870	23180	32690	440	13400	1000000
PA-7-B	795050	4640	91360	22080	490	7910	21650	19210	27510	500	9600	1000000
PA-1-C	673830	32380	95250	100420	2560	13450	30640	17700	23010	1480	9300	1000020
PA-5-B	774580	6010	94080	29140	670	10540	29220	19120	24970	570	11100	1000000
LV-1-C	794000	3060	97260	19640	390	6640	16060	20490	33940	530	8000	1000010
LV-2-C	792470	2340	102380	16760	290	6650	15620	22830	29870	490	10300	1000000
LSC	652580	3830	90800	17600	340	17270	71610	25610	25850	630	93900	1000020
CB/CH	611120	10940	191820	55160	480	22100	4890	8260	46710	1820	46700	1000000
PC-1-MP	755960	8840	103930	31910	690	9010	23420	22410	31540	770	11500	999980
Promedio	745345	7067	107498	31548	646	10057	25610	21956	31021	754	18496	1000001
Desviación estándar	55876	6812	22546	20623	513	4123	12754	4354	4919	375	19171	10.13

PXC = Pérdida por calcinación. Valores expresados en ppm.

Tabla 7. Valores de los Elementos Traza obtenidos, sin normalizar.

Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
Rio Huilotepec	104	270	890	23	157	7	103	220	8	20	17	59	9	17
Arroyo Mazatán	122	158	694	21	92	6	91	193	7	18	49	69	9	17
Rio Zimatán (RZ)	75	223	750	18	73	5	80	44	6	17	28	43	5	13
LC-3-C	83	221	779	27	147	13	119	184	9	18	16	49	16	12
LC-6-F	57	189	957	13	84	6	82	446	6	20	40	46	5	11
LC-2-F2*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G-4-F	63	157	780	10	46	2	59	226	3	16	25	26	4	9
G-4-C	60	154	915	8	43	2	56	400	4	27	53	35	2	17
C-B2-S	79	244	899	18	125	5	75	207	5	20	28	43	6	13
CB-1-C*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CB-6-F	82	197	700	16	73	4	63	30	3	15	42	33	4	18
CB-2-C	67	218	858	31	530	14	125	152	10	13	27	52	10	18
CH-1-C	92	230	939	19	106	7	93	237	7	19	12	45	6	13
CH-5-C	57	169	881	14	173	7	85	421	7	20	58	55	6	19
CH-12-B	76	192	1141	10	47	2	63	512	5	24	72	50	1	47
PA-7-B	68	168	692	17	83	6	81	171	6	17	41	36	7	16

PA-1-C	50	168	614	53	1376	30	233	591	20	13	54	81	24	13
PA-5-B	57	182	700	18	66	6	94	287	8	19	61	51	10	18
LV-1-C	66	131	1178	8	37	3	73	617	4	18	29	39	4	15
LV-2-C	54	130	1222	6	27	2	72	691	4	20	19	36	3	11
LSC	77	644	666	18	123	1	64	175	7	12	23	31	5	15
CB/CH	134	45	1071	38	172	18	226	179	9	30	58	63	17	8
PC-1-MP	80	207	764	25	306	10	101	54	6	13	16	38	10	12
Promedio	76.33	204.62	861.42	19.57	185.04	7.42	97.04	287.47	6.85	18.52	36.57	46.66	7.76	15.8
Desviación estándar	21.84	111.51	175.57	11.01	295.15	6.75	47.77	192.74	3.59	4.49	17.77	13.44	5.53	7.8

Valores expresados en ppm. * Muestra insuficiente para ser cuantificada.

Tabla 8. Valores de las Tierras Raras obtenidos.

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
LV-B	12.9299	24.2692	3.1383	11.3500	1.9779	0.5360	1.6403	0.2183	1.1730	0.2205	0.6201	0.0831
LC-G-F2	12.4904	26.7195	3.5366	13.2294	2.4068	0.5772	2.1151	0.3144	1.8694	0.3805	1.1433	0.1673
LC-3-C	79.1616	149.3476	17.0198	57.6872	8.7027	1.1248	6.8409	0.8881	4.8323	0.9323	2.6605	0.3780
PA-7-B	39.3771	71.2154	8.2049	29.0344	4.5167	0.8816	3.8612	0.5313	2.9893	0.6024	1.7383	0.2491
PA-1-C	45.6110	93.7727	11.8377	44.0101	7.8277	0.9403	7.1976	1.1085	6.8237	1.4327	4.4365	0.6605
CB-1-C	46.7030	88.7900	10.4330	37.5460	6.1421	0.8163	5.2022	0.7221	4.1157	0.8270	2.3722	0.3410
CB-2-C	18.1476	36.3654	4.4895	17.1225	3.0541	0.8926	2.6415	0.3755	2.1072	0.4261	1.2234	0.1765
G-4F1	6.2521	11.7066	1.4724	5.5126	0.9634	0.3392	0.8171	0.1189	0.6799	0.1323	0.3877	0.0561
G-4-C	11.5462	21.7504	2.6227	9.6104	1.6774	0.6393	1.5106	0.2136	1.2327	0.2436	0.7088	0.1031
CH-5-S	32.4681	64.1301	7.5582	28.8729	5.0144	1.0475	4.3080	0.6060	3.4760	0.6918	2.0078	0.2839
Río Huilotepec	17.6021	34.6862	4.3909	16.8115	3.1885	0.8227	2.8069	0.3884	2.1502	0.4158	1.1572	0.1627
Arroyo Mazatán	18.0321	35.5088	4.2839	15.2548	2.7743	0.6244	2.3772	0.3326	1.8584	0.3534	1.0187	0.1424
LV-1-C	12.6698	24.4424	3.0605	11.3777	2.0856	0.6444	1.7856	0.2416	1.3033	0.2436	0.6949	0.0953
CH-1C	25.3192	48.5797	6.1219	23.1532	4.1732	1.0451	3.5702	0.4902	2.7096	0.5204	1.4469	0.1987
Promedio	27.02	52.23	6.29	22.89	3.89	0.78	3.33	0.47	2.66	0.53	1.54	0.22
Desviación estándar	19.94	37.85	4.33	14.96	2.32	0.23	1.96	0.28	1.68	0.35	1.07	0.16

Valores expresados en ppm.

C. Artículos publicados durante la realización de esta Tesis

Aeolian Research 45 (2020) 100611



Contents lists available at ScienceDirect

Aeolian Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/aeolia



Review Article

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



R.O. Mejía-Ledezma^a, J.J. Kasper-Zubillaga^{b,*}, L.F. Alvarez-Sánchez^c, M. Mendieta-Lora^a, E. Arellano-Torres^d, J.L. Tetlalmatzi-Martínez^e, A. Gonzalez-Bermúdez^f, D. Patiño-Andrade^f, J.S. Armstrong-Altrin^b

^a Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Ingeniería en Geología Ambiental, Carretera Pachuca-Actopan Km. 4.5, Campo de Tiro, 42039 Pachuca de Soto, Hgo, Mexico

^b Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL), Unidad Académica de Procesos Océánicos y Costeros, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria s/n, 04510 CDMX, Mexico

^c Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL), Unidad de Informática Marina (UNINMAR), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria s/n, 04510 CDMX, Mexico

^d Facultad de Ciencias, Departamento de Ecología y Recursos Naturales, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria s/n, 04510 CDMX, Mexico

^e Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria s/n, 04510 CDMX, Mexico

^f Facultad de Ciencias, Licenciatura en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria s/n, 04510 CDMX, Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:
River
Wind
Aeolian
Sedimentary environments
Mineral morphology

ABSTRACT

Surface textures of quartz and ilmenite grains provide an insight in assessing current mechanical, chemical and mechanical-chemical processes in dune and beach sands of the Gulf of Mexico Coast (GMC) Mexico. The GMC area produces hybrid sands enriched in monocrystalline quartz and ilmenite-free grains. Quartz grains are observed in all dunes and beach localities of the central GMC close to the Trans-Mexican Volcanic Belt characterized by large conchoidal fractures ($> 100 \mu\text{m}$), angular to subangular outlines, arcuate steps, high relief, and sharp edges associated with fluvial transport. Aeolian quartz features like meandering ridges, upturned plates, bulbous edges and adhering particles on quartz are only present in some GMC sites, whereas marine surface textures like straight and curved grooves are sparse. Chemical surface textures on quartz and ilmenite are a consequence of silica saturated low-energy subaqueous conditions and subaerial exposure, diagenesis and intermediate weathering processes in the dunes and beach sands. Ilmenite grains are common in all studied localities of the GMC, characterized by large conchoidal fractures ($> 100 \mu\text{m}$), angular to subangular outlines, flat cleavage surfaces, arcuate steps and high relief. In some ilmenite grains, upturned plates, meandering ridges, bulbous edges and abrasion fatigue characterize aeolian surface features. Straight and curved grooves only characterize marine surface textures. To assess the prevailing transport mechanisms along the GMC, quartz and ilmenite grains from dunes and beach sands were selected based on surface texture observations. Our findings suggest that quartz and ilmenite grains are primarily transported and deposited along the coast by riverine input, a second-cycle of aeolian transport onshore, and recycling by marine longshore currents and waves.

1. Introduction

Surface texture imprinting features have been used widely to assess the mode of transport of quartz and heavy minerals coming from different sedimentary environments like fluvial, aeolian, marine, glacial

and lacustrine (Krinsley and Donahue, 1968; Margolis and Kennett, 1971; Margolis and Krinsley, 1974; Moral-Cardona et al., 2005; Madharavaraju et al., 2009; Udayaganesan et al., 2011; Costa et al., 2012; Costa et al., 2013; Costa et al., 2017; Immonen, 2013; Vos et al., 2014; Makvandhi et al., 2015; Cheng et al., 2017). Quartz and ilmenite

* Corresponding author.

E-mail addresses: kasper@cmarl.unam.mx (J.J. Kasper-Zubillaga), leon@cmarl.unam.mx (L.F. Alvarez-Sánchez), elsa_arellano@ciencias.unam.mx (E. Arellano-Torres), alexgonzalez@ciencias.unam.mx (A. Gonzalez-Bermúdez), danpatino@ciencias.unam.mx (D. Patiño-Andrade), armstrong@cmarl.unam.mx (J.S. Armstrong-Altrin).

<https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100611>

Received 1 October 2019; Received in revised form 26 March 2020; Accepted 22 April 2020

Available online 08 May 2020

1875-9637/ © 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

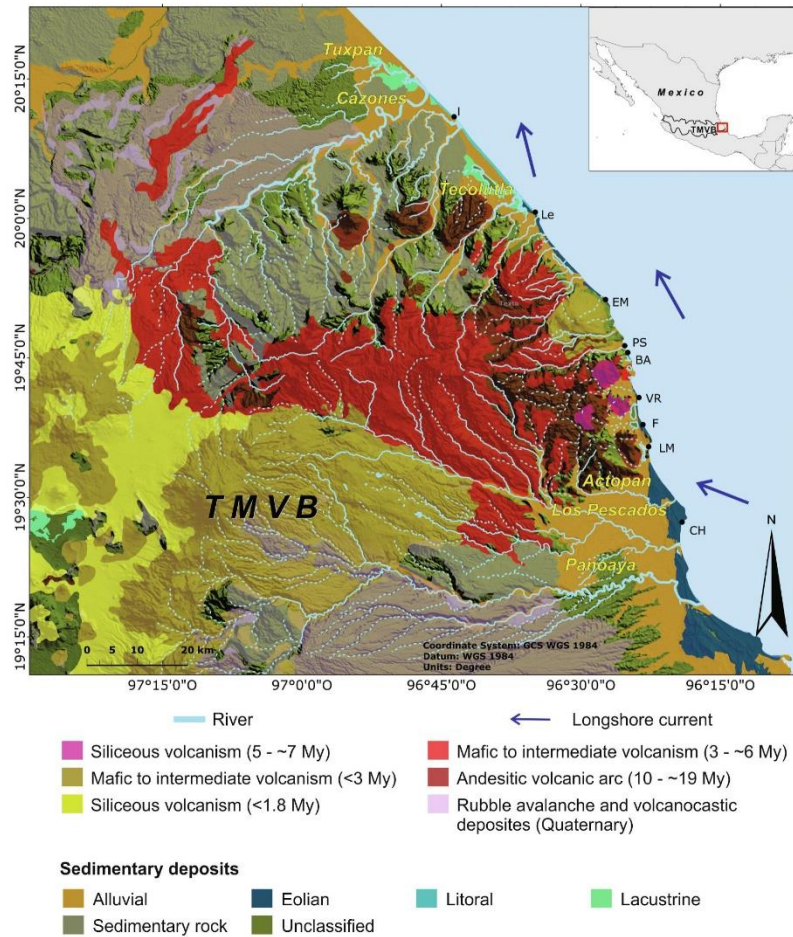


Fig. 1. Geology, sampling sites and dominant coastal longshore currents (modified from Mendieta-Lora et al., 2018).

are common rock-forming minerals and surface textures on them, due to their weathering resistance, are a useful tool to determine physical and chemical processes in modern coastal environments (Babu et al., 2007; Kasper-Zubillaga et al., 2016; Itamiya et al., 2019). Successive sedimentary cycles can be recognized after observing mechanical, chemical and mechanical-chemical surface textures either on quartz or ilmenite (Babu et al., 2007; Vos et al., 2014). Overprinting of various surface textures in one single grain can summarize sedimentary episodes during different transport and depositional stages controlled by riverine, aeolian and marine mechanisms altogether. Fluvial, aeolian and marine surface textures in quartz grains have been extensively studied (Margolis and Kennett, 1971; Krinsley and Doornkamp, 1973; Le Ribault, 1977; Mahaney et al., 2001, Mahaney, 2002; Kasper-Zubillaga et al., 2005; Madharavaraju et al., 2009; Gindy, 2015; Galović, 2016; Pan et al., 2016; Reddad et al., 2016; Silpa et al., 2016) whereas surface textures produced by the same processes on ilmenite grains are sparse (Mahaney, 2002; Babu et al., 2007; Acharya et al., 2009; Gujar et al., 2010). In this study, surface textures on quartz and

ilmenite grains from coastal dune and beach sands, were considered based on the hydraulic equivalence and settling velocities of quartz = 260 kg m^{-3} and ilmenite = 470 kg m^{-3} since both minerals with different sizes are deposited simultaneously (Tourtelot, 1968; Garzanti, 2017). Additionally, ilmenite is stable in the beach environment and its variation in morphology may be used as a yardstick for environmental-related changes compared to other heavy minerals, e.g. rutile or anatase (Dill, 2007). This paper discusses the presence of surface textures in dunes and beach sands that are formed by the exhumation of alluvial deposits, overlaid by parental volcanic rocks from the Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB) (Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al., 2011; Mendieta-Lora et al., 2018). The TMVB along the GMC is confined by a widespread fluvial grid, constant wind patterns and vigorous longshore currents in a narrow coastal plain influenced by subhumid weather. A new database on surface textures in quartz and ilmenite grains is presented to assess the prevailing transport mechanisms along the GMC e.g. fluvial, aeolian and marine in a confined area by the TMVB mainly controlled by a prominent fluvial network,

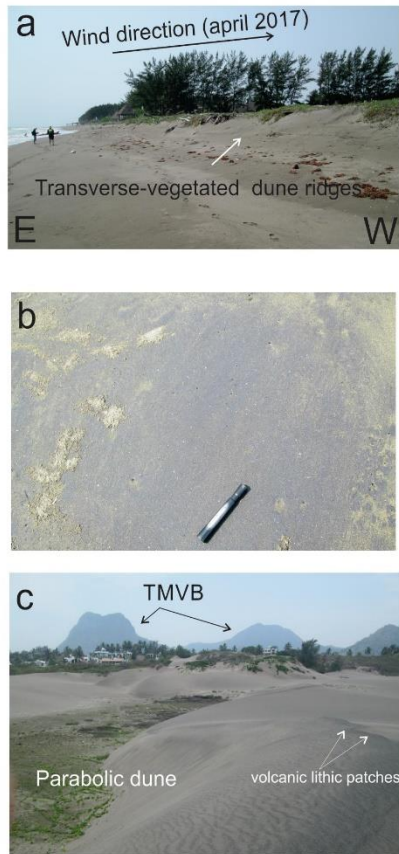


Fig. 2. Sampling sites a) Lechuguillas (Le) showing transverse-vegetated dunes; b) Foreshore subzone at Lechuguillas (Le) showing opaque minerals, i.e. ilmenite; c) Villa Rica site (VR) with parabolic dunes and volcanic lithic patches. See Fig. 5 for compositional framework abundances at each site.

permanent wind input onshore and vigorous longshore drift.

2. Study area

The study area is located between 20°12' and 19°24'N; 96°45' and 96°19'W, described as part of the Gulf of Mexico Coastal Plain and Maya Terrane (Tamayo, 2013; Centeno-García, 2016) (Fig. 1). The climate is defined as Am (warm-humid with maxima summer rainfall) and Aw (sub-humid with summer rainfall) (Kotttek et al., 2006), influenced by tropical storms from June to November (Tamayo, 2013) with air low and high temperatures between 17 and 25 °C and 22 to 30 °C, respectively. The average precipitation ranges from 370 mm to 60 mm in summer and winter, respectively. The annual average relative humidity is about 80% (<https://weather-and-climate.com>). In the study area, dune fields and beaches are located at Istirinchá (I), Lechuguillas (Le), El Morro (EM), Palma Sola (PS), Boca Andrea (BA), Villa Rica (VR), Farallón (F), La Mancha (LM), and Chachalacas (CH) coastal sites (Fig. 1). The dune fields are characterized by transverse mobile and vegetated systems with average heights of 2 to 8 m in the northern area.

In the southern area, dunes are transverse-vegetated, parabolic and barchanoid with average heights of ~10 m and possible lag deposits of different composition (Fig. 2a, b, c). The coastal area is described as transgressive, low relief, narrow coastal plain (on average 1.25 km) with accretionary and wave-dominated beaches (Ortiz-Pérez and Espinosa, 1991). Ten perennial rivers are located in the northern and southern coastal areas (Fig. 1). The northern fluvial network consists of intermittent rivers (Servicio Geológico Mexicano, 2017). The northernmost rivers are the Tuxpan, Cazonas and Tecolutla whereas the southernmost rivers are the Actopan, Los Pescados and Panoaya (Fig. 1). River length ranges from Actopan (e.g. 2001 km) to Cazonas (e.g. 145 km). Basins cover from 2000 km² (Actopan) to 5899 km² (Tuxpan). Drainage of Tuxpan and Cazonas rivers are 2076 and 40 m³/yr respectively. (Pereyra Díaz et al., 2010). No data were available for the rest of the drainage rates for all the rest of the rivers. Sedimentological and mineralogical studies of fluvial sands in the area close to the PS and CH sites have been performed previously (Kasper-Zubillaga et al., 1999). Longshore currents have a northward component in spring-summer with velocities of 0.035 to 0.08 m s⁻¹ (Fernández-Eguiarte et al., 1992). Waves average 0.90 m in height with 3–8 s/periods. Tides are negligible and are of diurnal and mixed-diurnal types with an average tidal range of 0.30 m. A five-year wind average database is presented further in the Wind data section of this paper that summarizes onshore prevailing wind velocities, frequencies and directions for the GMC. The TMVB volcanic province is ~1000 km long and has an irregular width of ~80 to ~230 km. The arc follows an E-W orientation in its central and eastern sectors and a WNW-ESE trend in its western sector, and forms an angle of ~16° with the Middle America Trench (see Demant, 1979; Gómez-Tuena et al., 2007). This peculiar geometry led to the term TMVB because it is transversally emplaced over most of the NNW-SSE-trending Mexican geologic provinces (see Ortega-Gutiérrez et al., 2008). The TMVB divides central Mexico into three different sectors from the Pacific to the Gulf of Mexico coasts with distinct geologic and tectonic features (Demant, 1979; Pasquaré et al., 1991): the western, central and eastern sectors (Alanis-Alvarez et al., 2002). In this study, we only consider the eastern sector, closed to the Gulf of Mexico area, surrounded by dunes and sand beaches (Fig. 1). The geological setting of the TMVB near the Gulf of Mexico area is composed by mafic, intermediate and acid rocks (i.e., basalts, andesites, andesite-dacites and basalt-ryolite tuffs) of Miocene and Pliocene ages (19 to < 3 My) (Ferrari et al., 2011; Servicio Geológico Mexicano, 2017). The oldest TMVB rocks exposed along the coast are of andesitic composition (10–19 My, Miocene). The late Miocene to early Pliocene (~ 6 to 3 my) are represented by volcanic rocks (e.g., basalts – breccias) emplaced in the Palma Sola area, of Na-alkaline structure like basanitic to mugearitic composition (i.e., mineralogical assemblages of plagioclase, augite, oligoclase, opaque minerals and olivine). The rest of the late Pliocene to Quaternary (< 3 my) volcanic rocks are of calc-alkaline composition (Negendank et al., 1985; Ferrari et al., 2005; Gómez-Tuena et al., 2007) (Fig. 1). Quaternary sedimentary units are represented by Plio-Quaternary alluvial deposits and aeolian sands (i.e. dunes) exposed along the coastal area (Ferrari et al., 2005). The presence of alluvial deposits in the WGM coastal plain contributes to the angular to sub-rounded quartz enrichment of the dune sands (Mendieta-Lora et al., 2018) (Fig. 1).

2.1. Wind data

A five-year database (2014–2018) was used to draw wind charts showing average wind frequency (%), velocities (m s⁻¹) and direction for the central Gulf of Mexico coast (Fig. 3). Data were obtained by Remote Sensing Systems (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>), and wind charts constructed with the open air-R package, developed to observe monthly variations of wind parameters (<http://davidcarslaw.github.io/openair/>). Wind database shows a northeasterly wind direction with average velocities from 1.28 to 2.0 m s⁻¹ with 30% frequency

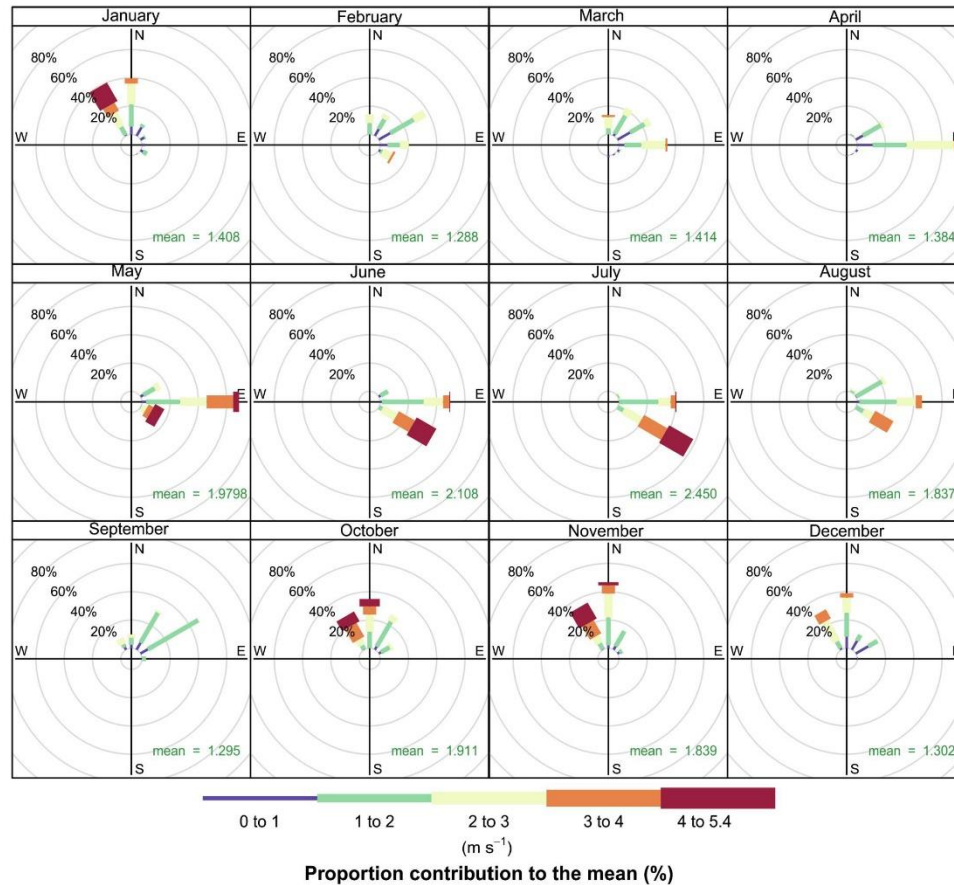


Fig. 3. Wind Charts. A five-year wind average data base (2014–2018) from Istitirinchá to Chachalacas sites (I-CH) localities showing frequencies (%), wind velocities ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and directions. See full text for explanation.

during winter-spring time. In summer-fall, a southeasterly, northerly and easterly wind pattern with average speed 1.9 to $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ is observed. The higher wind velocities recorded are 3.0 to $5.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ with frequencies of 60 to 20% during the summer-fall months (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>).

3. Equipment and methods

3.1. Field sampling

In the field, we sampled nine beach sites with dunes along the WGM coast in April 2017. Localities are Istitirinchá (I), Lechuguillas (Le), El Morro (EM), Palma Sola (PS), Boca Andrea (BA), Villa Rica (VR), Farallón (F), La Mancha (LM), and Chachalacas (CH). Field sampling was performed to obtain a representative sand sample ($\sim 150 \text{ g}$) from the uppermost centimeter of the stoss, crest, lee face, inshore and foreshore from the dunes and beach face ($n = 49$). This strategy was applied to avoid, as much as possible, bias by increasing sand sample density of the sands when collecting sediments (i.e., only from heavy-

mineral lag-deposits or heavy-mineral free areas) (Pettijohn et al., 1972; Garzanti et al., 2015). Details of samples number are listed in Tables 1 and 2.

3.2. Grain size parameters

Approximately 10 g of dune and beach sands was used for grain size determination ($n = 78$; Table 1). A Ro-Tap sieve shaker and American Standard Test Sieve Series (ASTM) were used with 0.5ϕ intervals for size separation. Grain size parameters were calculated following the formulae by Folk (1980), and the GRADISTAT software was used to perform the grain-size calculations in the Microsoft Excel version 8.0 2000–2003 (Blott and Pye, 2001).

3.3. Modal analysis

The modal analysis (Gazzi-Dickinson method) and chemical weathering indices (e.g., $\text{CIA} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{PIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ K}_2\text{O} / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$;

Table 1
Samples and subenvironments along the GMC (n = 78).

Sample	Subenvironments	Longitude	Latitude
Istirinchíá n = 7		96° 43' 38.8320" W	20° 10' 56.6580" N
I-f	Foreshore		
I-l	Lee face		
I-l1	Lee face		
I-b1	Backshore		
I-s1	Stoss		
I-c1	Crest		
I-c2	Crest		
Lechuguillas n = 10		96° 42' 37.7972" W	20° 09' 50.6080" N
Le-f	Foreshore		
Le-s	Stoss		
Le-c	Crest		
Le-il	Inshore		
Le-fl	Foreshore		
Le-s1	Stoss		
Le-c1	Crest		
Le-l1	Lee face		
Le-l2	Inshore		
Le-l2	Lee face		
El Morro n = 12		96° 27' 23.0100" W	19° 51' 20.5040" N
EM-i	Inshore		
EM-f	Foreshore		
EM-c	Crest		
EM-s1	Stoss		
EM-c1	Crest		
EM-l1	Lee face		
EM-s2	Stoss		
EM-l2	Lee face		
EM-i3	Inshore		
EM-s3	Stoss		
EM-c3	Crest		
EM-l3	Lee face		
Palma Sola n = 9		96° 25' 16.9500" W	19° 46' 18.6830" N
PS-i	Inshore		
PS-s	Stoss		
PS-c	Crest		
PS-l	Lee face		
PS-fl	Foreshore		
PS-s1	Stoss		
PS-c1	Crest		
PS-l1	Lee face		
PS-l2	Inshore		
Boca Andrea n = 4		96° 25' 16.9500" W	19° 46' 18.6830" N
BA-f	Foreshore		
BA-s	Stoss		
BA-c	Crest		
BA-l1	Lee face		
Villa Rica n = 8		96° 23' 44.8500" W	19° 40' 44.0220" N
VR-i	Inshore		
VR-c	Crest		
VR-l	Lee face		
VR-fl	Foreshore		
VR-s1	Stoss		
VR-s2	Stoss		
VR-c2	Crest		
VR-l2	Lee face		
Farallón n = 10		96° 23' 19.5000" W	19° 37' 49.7410" N
F-f	Foreshore		
F-s	Stoss		
F-c	Crest		
F-l1	Inshore		
F-s1	Stoss		
F-c1	Crest		
F-s2	Stoss		
F-s3	Stoss		
F-c3	Crest		

Table 1 (continued)

Sample	Subenvironments	Longitude	Latitude
Istirinchíá n = 7		96° 43' 38.8320" W	20° 10' 56.6580" N
F-13	Lee face		
La Mancha n = 8		96° 22' 42.5300" W	19° 35' 42.5300" W
LM-f	Foreshore		
LM-l	Lee face		
LM-c1	Crest		
LM-s2	Stoss		
LM-c2	Crest		
LM-f3	Foreshore		
LM-c3	Crest		
LM-s3	Stoss		
Chachalacas n = 10		96° 19' 06.6600" W	19° 27' 20.8030" N
CH-s	Stoss		
CH-c	Crest		
CH-l	Lee face		
CH-l1	Inshore		
CH-s2	Stoss		
CH-c2	Crest		
CH-l2	Lee face		
CH-c4	Crest		
CH-s4	Stoss		
CH-s5	Stoss		

Beach = inshore, foreshore, backshore. Dune = stoss, crest, lee face.

Table 2
Sampling sites and grain size parameters of CD and beach sands (n = 78).

Sample and location	Mz (ϕ)	σ (ϕ)	Sk	K _c
Istirinchíá (n = 7). Lat. 20° 10' 56.66" N; Long. 96° 43' 38.83" W				
Mean	2.234	0.538	-0.082	1.201
SD	0.206	0.034	0.053	0.194
Lechuguillas (n = 10). Lat. 20° 09' 50.61" N; Long. 96° 42' 37.80" W				
Mean	2.148	0.493	-0.059	1.117
SD	0.294	0.054	0.102	0.258
El Morro (n = 12). Lat. 19° 51' 20.50" N; Long. 96° 27' 23.01" W				
Mean	2.378	0.476	-0.160	1.116
SD	0.315	0.129	0.059	0.134
Palma Sola (n = 9). Lat. 19° 46' 18.68" N; Long. 96° 25' 16.95" W				
Mean	2.247	0.434	-0.133	1.006
SD	0.273	0.098	0.114	0.222
Boca Andrea (n = 4). Lat. 19° 46' 18.68" N; Long. 96° 25' 16.95" W				
Mean	2.346	0.425	-0.126	1.092
SD	0.195	0.091	0.080	0.174
Villa Rica (n = 8). Lat. 19° 40' 44.02" N; Long. 96° 23' 44.85" W				
Mean	1.928	0.557	-0.089	0.891
SD	0.178	0.055	0.154	0.123
Farallón (n = 10). Lat. 19° 37' 49.74" N; Long. 96° 23' 19.50" W				
Mean	2.198	0.491	-0.142	1.154
SD	0.206	0.051	0.099	0.183
La Mancha (n = 8). Lat. 19° 35' 42.53" N; Long. 96° 22' 42.53" W				
Mean	2.287	0.522	-0.126	1.092
SD	0.295	0.149	0.082	0.099
Chachalacas (n = 10). Lat. 19° 27' 20.80" N; Long. 96° 19' 06.66" W				
Mean	2.018	0.625	-0.164	0.908
SD	0.208	0.126	0.104	0.148

Names for each location are shown with bold letters. Longitude and latitude is shown for the first site sampled. Sub-environments of dune sites are s = stoss slope, c = crest, l = lee face. Beach sites are i = inshore, f = foreshore, b = backshore. SD = standard deviation.

CIW = $100 \times [(Al_2O_3/Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]$, WIP = $100 (2Na_2O/0.35 + (Mg/0.9) + 2K_2O/0.25) + (Ca/0.7)$ were previously determined by Mendieta-Lora et al. (2018) for dunes and beach sands in the study site. To achieve the goal of this paper, four major petrological sand components were considered: light fractions (total

Table 3

Monocrystalline, polycrystalline and total quartz, ilmenite, biogenic fractions and weathering indices of dune and beach sands (data from [Mendieta-Lora et al., 2018](#)) (n = 49).

Sample	Qm	Qp	Qt = Qm + Qp	Biog	Ilm	Lvl	CIA	PIA
Istirinchíá (n = 5)								
Mean	74.60	2.20	76.80	73.80	94.00	40.60	70.89	64.70
SD	13.72	2.68	14.75	21.02	13.29	19.05	38.84	35.45
Lechuguillas (n = 7)								
Mean	71.29	0.86	72.14	65.71	98.71	33.29	67.48	60.15
SD	31.12	1.21	31.29	26.79	50.06	9.83	36.07	31.07
El Morro (n = 7)								
Mean	101.29	0.71	102.00	58.14	77.57	55.14	66.25	59.13
SD	24.04	0.95	23.25	34.00	32.43	29.20	35.42	31.62
Palma Sola (n = 7)								
Mean	94.71	1.00	95.71	73.71	29.29	117.00	66.11	58.85
SD	21.48	1.00	21.60	25.34	12.68	30.13	35.34	31.47
Boca Andrea (n = 3)								
Mean	107.33	3.00	110.33	43.33	47.66	83.00	63.83	56.21
SD	13.65	3.00	16.44	20.55	3.06	33.42	36.85	32.45
Villa Rica (n = 7)								
Mean	54.29	2.71	57.00	93.86	35.71	90.00	67.66	60.52
SD	24.14	2.06	23.26	29.37	14.81	28.64	36.23	32.44
Farallón (n = 4)								
Mean	76.00	0.75	76.75	65.50	25.75	62.75	69.23	62.63
SD	5.48	0.96	4.92	18.36	10.05	23.26	34.63	31.34
La Mancha (n = 3)								
Mean	81.33	0.33	81.67	74.00	17.00	91.67	69.08	62.37
SD	42.59	0.58	43.15	6.08	11.79	13.58	39.89	36.02
Chachalacas (n = 6)								
Mean	73.17	4.67	77.83	75.83	14.00	58.67	67.29	60.02
SD	27.87	7.47	21.42	7.14	10.51	20.04	36.86	32.88

Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; Qt = total quartz; Ilm = ilmenite; Lvl = volcanic lithics with lathwork texture; biog = biogenic fractions e.g. unidentifiable broken shells mainly incomplete bivalve shells; CIA Chemical index of Alteration, $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$; PIA = Plagioclase Index of Alteration, $PIA = [Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$ ([Nesbitt and Young, 1982](#); [Fedó et al., 1995](#)); SD = standard deviation. See [Table 1](#) for sampling sites abbreviations.

quartz = monocrystalline + polycrystalline quartz (Qt), heavy fractions (ilmenite (Ilm), volcanic lithic with lathwork texture (Lvl) and biogenic fractions (Biog)) ([Table 2](#)).

3.4. Scanning Electron microscopy (SEM) analysis

3.4.1. Sample preparation and SEM analyses

We analyzed a total of n = 608 grains of quartz (n = 328) and ilmenite (n = 280) for n = 37 samples under the Scanning Electron Microscope (SEMJeol-JSM 6360LV). The imagery set for quartz and ilmenite grains was set up starting from northern to southern sites (i.e., localities I to CH in [Figs. 9 and 10](#)). The preliminary treatment of the whole set of sand samples included cleaning and rinsing with distilled water. To preserve the adhering particles, no chemical solution procedure was applied to the grains ([Vos et al., 2014](#)). After cleaning with distilled water, sands were dried in an oven at 50 °C. A small amount of the whole bulk sand sample (~0.5 g) was placed in a Petri dish under a binocular microscope objective 4X-Velab VESI for hand-picking separation of quartz and ilmenite grains. The best grains randomly selected for this study are between 150 and 400 µm sizes, ideal for assessing surface textures presence/absence characterization ([Vos et al., 2014](#)). This grain size consideration was achieved after most of the grains observed are bigger than 100 µm (e.g., 2.5 to 3.0 ϕ or 0.15 to 0.12 mm; very fine to fine sands) ([Porter, 1962](#); [Mahaney, 2002](#); [Vos et al., 2014](#)). The full imagery dataset is available at the UNINMAR repository <http://hdl.handle.net/20.500.12201/10886>. Per sample between 25 and 72 and 24 to 42 grains of quartz and ilmenite, respectively, were observed under the SEM. This is higher than the average number of grains analyzed in previous studies (i.e., 18 to 22 grains per sample) ([Porter, 1962](#); [Mahaney, 2002](#)). Quartz and ilmenite were mounted on a specimen holder to be observed on an X-Y-Z tilt rotation stage and coated with gold to have the best resolution (i.e., when

compared to other metals or carbon) ([Krinley and Doornkamp, 1973](#)). A tungsten filament generates a voltage of 10 kV in a high vacuum mode. A working distance of 15 mm was required for 200 × magnification. SEM observations were performed at the Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Mexico, mainly following the reference surface textures list by [Vos et al. \(2014\)](#) but also surface textures from a variety of sedimentary environments worldwide ([Moral-Cardona et al., 2005](#); [Babu et al., 2007](#); [Madhavaraju et al., 2006](#); [Makvandhi et al., 2015](#); among others). Surface textures categories were separated into mechanical, chemical and mechanical-chemical exemplified by (a) mechanical features: angular/subangular/rounded outlines, small (< 10 µm)/medium (< 100 µm)/large (> 100 µm) conchoidal fractures, arcuate and straight steps, meandering ridges, flat cleavage surfaces, graded arcs, v-shaped cracks, straight/curved grooves and scratches, upturned plates, crescentic percussion marks, bulbous edges, abrasion fatigue, sharp edges; (b) chemical features: solution pits, solution crevasses, scaling, silica globules, silica flowers, crystalline overgrowths; and (c) mechanical/chemical features: low/medium/high relief, elongated depressions, chatter marks, adhering particles, arcuate/circular/polygonal cracks ([Table 3](#)). After observation of quartz and ilmenite grains under the SEM, typical surface textures were determined for both minerals ([Table 4](#)). The surface texture counting procedure was performed by observing one or more surface textures, for each grain, at each locality. Quantified data were normalized to 100% for each grain at each site by dividing by the total number of features ([Table 4](#)). Percentages were transformed to Log % surface textures values. Results were presented as histograms for each locality I, Le, EM PS, VR, F, LM and CH, to observe more efficiently positive and negative values. Each locality includes one bar for total dune (n = 12) and one bar for total beach (n = 6) samples.

Table 4
Normalized percentage of microsurface textures frequencies on quartz (n = 328 grains) and ilmenite (n = 280 grains).

Mechanical																	
Angular outline	Subangular outline	Rounded outline	Small conchoidal fractures < 10 µm	Medium conchoidal fractures < 100-µm	Large conchoidal fractures > 100-µm	Arcuate steps	Straight steps	Meandering ridges	Flat cleavage surface	Graded arcs	V-shaped cracks	Straight/curved grooves and scratches	Upturned plates	Crescentic percussion marks	Bulbous edges	abrasion fatigue	Sharp edges
QUARTZ																	
Istrinchia n = 40 grains																	
Mean	7.9	2.9	1.7	1.7	7.7	6.5	1.4	7.9	1.1	0	0	1.7	9.7	0.6	3.7	1.7	4.5
SD	0.5	0.8	0	1.6	0.7	0.7	1.2	0.3	0.8	0	0	0.7	0.5	0	2.9	0.1	0.2
Lechugillas n = 72 grains																	
Mean	5.2	2.7	1.3	2.5	4.8	4.3	2.1	7.5	4.1	0	0.3	4.3	7.9	1.5	4.6	1.3	3
SD	1.2	0.8	1.2	1.3	1.8	1	0.6	1.3	1.3	0	0.3	1	0.5	1.4	0.9	0.7	1.1
El Morro n = 47 grains																	
Mean	5.6	2.5	1.4	1	4.7	6.4	2.5	5.1	3.3	0	0.2	6.8	6.2	2.7	4.1	1.6	2.1
SD	1.6	0.5	1.4	1.1	0.9	0.4	0.1	0.2	1.2	0	0.3	0.4	0.7	0.2	1.7	1.1	1.8
Palma Sola n = 31 grains																	
Mean	5.5	3.9	1	2.8	3.5	4.1	2.4	7.6	0.4	0	0.4	4.4	9.4	1.1	4	2.5	1.1
SD	0.9	1.2	0.3	1.4	1.5	1.4	0.7	0.9	1.1	0.5	0	0.3	0.3	0.7	0.3	2.4	0.7
Boca Andrea n = 24 grains																	
Mean	3.3	6.2	0.4	0.5	2.6	5.9	6.2	5.8	6	5.9	0.4	2.6	7.2	1.4	3.9	3.3	3.7
SD	2.3	0.5	0.6	0.7	2.2	1.3	1.8	1.2	2.6	1.3	0.6	2.2	0.9	0.8	1.4	2.3	1.7
Villa Rica n = 32 grains																	
Mean	6.3	5.3	2.4	0.5	1.9	8	4.4	1.7	7.6	3.4	0	2.2	8.3	0	2.9	3.8	4.2
SD	1.7	2.6	0.5	0.7	1.2	1.6	0.5	0.4	2.1	2	0	1.2	1.1	0	0.2	5.3	1.1
Farallón n = 27 grains																	
Mean	4.4	5.5	2	0.8	2.8	5.3	4.4	1.9	9.5	0.8	0	0.8	9.4	0	7.4	4.4	1.1
SD	0	1.5	1.3	1	0.8	2.9	3.1	0.5	0.9	1	0	1	0.7	0	2.1	0	1.5
La Mancha n = 30 grains																	
Mean	5.5	6.2	0.9	0.5	2.6	9.2	5.7	3.3	5.2	4.4	0	0.9	8.2	0	3.5	0	5.1
SD	0.1	2.2	1.3	0.6	1.5	2.5	2.5	2	1.8	3.7	0	0.1	1.6	0	1.6	0	0.6
Chachalacas n = 25 grains																	
Mean	7.9	6.1	1.2	1.8	4.8	7.2	2.4	0.6	6.7	3	0	1.2	6.1	0	7.3	0.6	4.9
SD	0.5	0.3	1.7	0.9	1.5	1.4	0.1	0.8	0.6	1	0	0.1	2	0	2	0.9	0.2
ILMENITE																	
Istrinchia n = 41 grains																	
Mean	4.7	5	2.9	0.9	2.2	5.1	0.9	1.3	8.7	6.3	0	3.5	7.9	0.3	7	0.6	3.2
SD	0.1	0.6	0.6	1.3	1.2	1.2	1.3	0.1	2	0.4	0	0.2	1.8	0.4	2.2	0.8	0.7
Lechugillas n = 42 grains																	
Mean	7.4	3.8	1.9	0.9	2.6	6.3	1.3	0.6	7.1	7.9	0	2.9	6.8	0.3	6.5	0.6	4.6
SD	3.7	2.4	0.7	1.3	0.6	2.9	0.8	0.8	2.6	0	0	1.1	0.2	0.4	1.5	0.8	1.4
El Morro n = 38 grains																	
Mean	5.1	4.3	4.4	1.8	1.4	3.3	1.1	2.2	7.3	6.5	0	3.7	8	0	8.8	0.7	3.3
SD	2.2	3	1.1	0.6	1	0.4	1.6	0	4	1.9	0	1.1	0.2	0	0.2	1	1.6
Palma Sola n = 26 grains																	
Mean	5.8	4.2	3.1	0.8	0.8	5	0.8	0.4	9.7	4.2	0	2.6	9.6	0	8.4	0.4	1.6
SD	2.8	3.7	0	1.1	1.1	3.9	1.1	0.6	0.5	2.8	0	3.7	1.8	0	0.9	0.6	0
Boca Andrea n = 25 grains																	
Mean	6.5	3.8	3.3	1.7	2.7	3.3	1.1	2.2	9.8	6	0.1	2.7	7.6	0.1	10.4	0.1	1.1
SD	4.4	2.4	3.2	0.7	3.7	0.1	0.1	1.6	3.2	3.7	0.1	0.9	2.9	0.1	0.4	0.1	0.1
Villa Rica n = 28 grains																	
Mean	3.7	6.4	2.4	1.4	0.4	5	1	1.9	9.4	4.6	0	2.7	7.9	0	8.2	1.4	0.9
SD	0.3	2	2.2	0.5	0.6	1.5	1.4	0.2	0.8	0.4	0	1.1	1.4	0	1.9	0.5	0.1

(continued on next page)

Table 4 (continued)

Mechanical																		
Angular outline	Subangular outline	Rounded outline	Small conchoidal fractures < 10 µm	Medium conchoidal fractures < 100 µm	Large conchoidal fractures > 100 µm	Arcuate steps	Straight steps	Meandering ridges	Flat cleavage surface	Graded arcs	V-shaped cracks	Straight/curved grooves and scratches	Upturned plates	Crescentic percussion marks	Bulbous edges	abraded fatigue	Sharp edges	
Farallón n = 31 grains																		
Mean	6.5	5.1	1.7	0	0.9	8.8	3.2	0.4	10.5	5.9	0	0.4	2.4	7.4	1.3	6.2	0.5	4.8
SD	3.7	5.1	0.3	0	0.2	1.5	3.1	0.5	3	1.4	0	0.5	2	1.9	0.4	5.5	0.7	4
La Mancha n = 25 grains																		
Mean	5.2	5	4.8	0	0	5.9	1.2	0	9.3	5.9	0	0.6	5	3.4	0	9.5	1.9	2.3
SD	1.7	2.5	0.8	0	0	0.7	0.2	0	1	0.7	0	0.7	2.5	2.8	0	0.2	1.1	1.3
Chachalacas n = 24 grains																		
Mean	5.7	7.8	3.1	0	2	8.4	1.1	0.9	4.7	7	0	0	1.7	0.6	0	11.8	5.1	3.7
SD	1.8	1.3	2.9	0	0.3	2.1	1.5	1.2	4.2	2.5	0	0	2.3	0.8	0	2.8	2.6	2.1
Chemical																		
Mechanochemical																		
Solution pits	Solution crevasses	Scaling	Silica globules	Silica flowers	Crystalline overgrowths	Low relief	Medium relief	High relief	Elongated depressions	Chatter marks	Adhering particles	Arcuate/circular/polygonal cracks	Percentage (%)					
QUARTZ																		
Istirinchia n = 40 grains																		
Mean	3.7	0	2	1.1	8.1	0.5	3.7	7.3	1.9	0	9.7	0	1.9	0	0.5	0	0	100
SD	2.2	0	0.3	0.8	0.8	0.8	0.6	0.3	1.1	0	0	0	1.1	0	0	0	0	0
Lechuguillas n = 72 grains																		
Mean	4.3	0	1.8	0.9	9.1	1.5	3	5.7	4	0.4	9.5	0	1.7	0.4	1.2	0	0	100
SD	2.2	0	2.1	0.8	1.2	0.5	0.6	0.2	1.7	0	0	0	1.7	0.4	1.2	0	0	0
El Morro n = 47 grains																		
Mean	6.4	0	1.5	0.8	7.6	1.4	2.3	5.8	6.1	0	9.2	0	1	0	0.7	0	0	100
SD	1	0	1.5	0.6	0.7	1.4	0.2	1.3	1	0	0	0	1	0	0.7	0	0	0
Palma Sola n = 31 grains																		
Mean	5	0	5.5	1.4	9.2	1.2	4.4	4.5	1.7	0.8	9.2	0	1.7	0.8	9.2	0	0	100
SD	0.6	0	2.4	1.2	1.1	1.7	0.3	1.2	0.8	1.1	1.1	0	0.8	1.1	1.1	0	0	0
Boca Andrea n = 24 grains																		
Mean	6.3	0	2.3	1	3	0	3.9	5.6	0	0	8	0	0	0	1.6	0	0	100
SD	0.8	0	0.9	1.4	1.5	0	2.7	3.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Villa Rica n = 32 grains																		
Mean	1.2	0	1.4	0.4	9.1	1.7	4.9	6.3	1.7	0.4	10	0	1.7	0.4	10	0	0	100.1
SD	0.3	0	1.9	0.5	1.3	0.4	0.2	1.1	0.4	0.5	0	0	0.4	0.5	0	0	0	0.1
Farallón n = 27 grains																		
Mean	4.6	0	0.6	1.3	9.4	1.1	3.9	6.6	2	0	10	0	2	0	10	0	0	100
SD	1.3	0	0.8	0.2	0.7	1.5	0.8	3.1	1.8	0	0	0	1.8	0	0	0	0	0
La Mancha n = 30 grains																		
Mean	0	0	5.8	1.3	6.3	0	3.9	7.6	3.9	0	10	0	3.9	0	10	0	0	100
SD	0	0	1.7	0.8	1	0	1.1	0.3	1.1	0	0	0	1.1	0	0	0	0	0.1

(continued on next page)

Table 4 (continued)

	Mechanochemical										Percentage (%)			
	Chemical	Solution pits	Solution crevasses	Sealing	Silica gobbules	Silica flowers	Crystalline overgrowths	Low relief	Medium relief	High relief		Elongated depressions	Chatter marks	Adhering particles
Chachalacas n = 25 grains														
Mean	2.4	0	0	0	1.2	6.8	1.2	4.9	8.5	1.2	0	0	9.8	0
SD	0.1	0	0	0	1.7	4.6	1.7	1.9	1.4	1.7	0	0	0.5	0
ILMÉNITE														
Istirinchia n = 41 grains														
Mean	5.1	0	0	0	0.6	10.1	2.5	5.4	4.4	0.7	0	0	9.6	0
SD	0.3	0	0	0	0.8	1.2	0.2	0.8	1.5	0.1	0	0	0.7	0
Lechuguillas n = 42 grains														
Mean	2.8	0	0	0	1	10.3	1.2	4.2	7.6	0.7	0	0	9.6	0
SD	2.9	0	0	0	0.3	0.8	1.7	1	3	0.1	0	0	0.7	0
El Morro n = 38 grains														
Mean	5.1	0	0	0	1.1	0.4	3.7	5.1	4.8	1.1	0	0	8.8	0
SD	3.2	0	0	0	0.5	0.5	1.1	2	1.6	1.6	0	0	0.2	0
Palmas Sola n = 26 grains														
Mean	3.8	0	0	0	1.9	2.3	3.4	3.8	5.4	1.6	0	0	10	0
SD	1	0	0	0	0.5	1.1	0.5	3.2	3.3	0	0	0	0	0
Boca Andrea n = 25 grains														
Mean	4.4	0.1	0	0	2.2	1.1	3.8	3.3	5.4	0.1	0.1	10	0.1	100
SD	1.6	0.1	0	0	1.6	1.4	3.9	1.6	4.4	0.1	0.1	0.2	0.1	0
Villa Rica n = 28 grains														
Mean	7.5	0	0	0	2.4	7.5	2.4	6.5	4.1	1.8	0	0	10.2	100.1
SD	2	0	0	0	0.9	2	0.9	0.6	1.6	1.2	0	0	0.1	0.2
Farallón n = 31 grains														
Mean	1.7	0	0	0	0	8.5	1.3	4.6	5.3	2.5	0	10	0	100.1
SD	0.3	0	0	0	0	0.2	0.4	4.4	3.3	0.8	0	0	0	0
La Mancha n = 25 grains														
Mean	6.6	0	0	0	0.6	0.7	4.3	4.3	5.2	2.6	0	10	0	100.4
SD	0.2	0	0	0	0.7	1	1.5	1.5	1.7	2.1	0	0	0	0.3
Chachalacas n = 24 grains														
Mean	3.9	0	0	0	0	5.9	2.6	7.5	4.2	2.3	0	10	0	100.2
SD	0.6	0	0	0	0	1	3.7	3.3	1.3	1.7	0	0	0	0.2

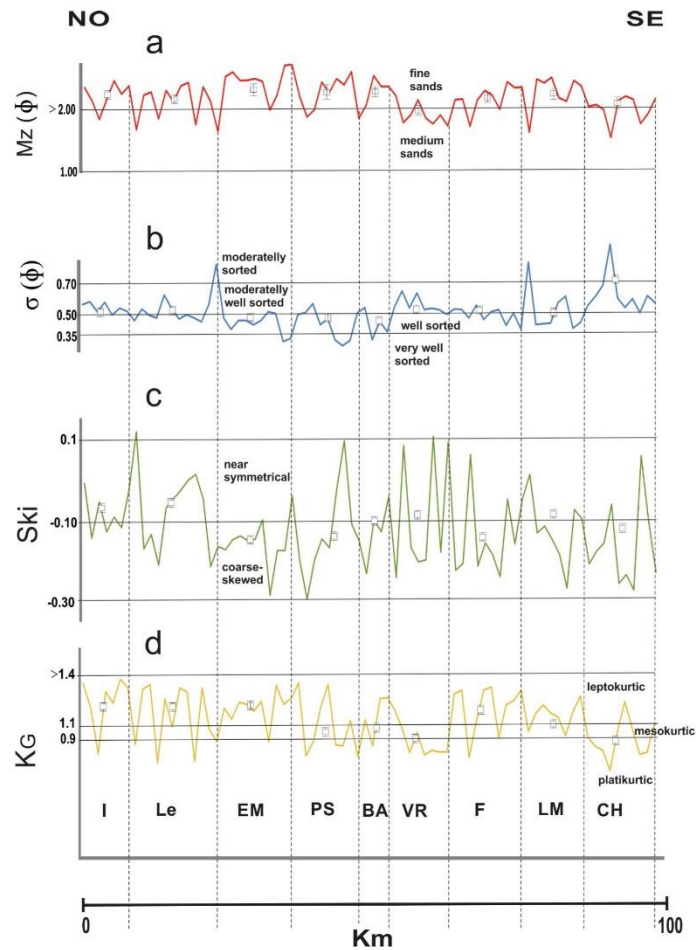


Fig. 4. Profiles of grain size parameters from Istirinchía to Chachalacas sites (I-CH). Order of the profiles are presented separately for each site e.g. I, $n = 7$; Le $n = 10$ and so on. Mz = mean graphic size (ϕ), σ = sorting (ϕ), Ski = skewness, KG = kurtosis. Mean and standard deviation bars are shown for each sampling site. See Table 1 for sampling sites and abbreviations.

4. Results

4.1. Grain size analysis

Grain size parameters show that the dune and beach sands are medium-to-fine moderately-well-sorted sands (i.e., average $Mz = 2.19 \phi \pm 0.28$ or 0.21 ± 0.82 mm, sorting $\sigma = 0.51 \pm 0.11$ or 0.70 ± 0.92 mm). Both sand types are slightly coarse-skewed and mesokurtic, i.e. $Ski = -0.12 \pm 0.10$; $KG = 1.06 \pm 0.19$. Significant correlations between Mz (ϕ) vs. σ (ϕ), Mz (ϕ) vs. Qt (# grains) and Mz (ϕ) vs. $Biog$ (# grains) were observed for all sand samples (Table 1; Figs. 4a–d and 5a–c). Intra-sample variability ($CV = \sigma/\text{mean} \times 100$) (Everitt, 1998) was performed for the mean grain-size for all dune sand

localities resulting $CV < 0.15$ Mz (ϕ) = 0.09; 0.13; 0.13; 0.12, 0.08; 0.09; 0.09; 0.12; 0.14 * 100 for each locality I to CH respectively.

4.2. Compositional trends of Qt , Ilm , Lvl and $Biog$ in dune and beach sands.

The dune and beach sands are in average quartzolithic sands $Qt_{62}Ft_{2L}L_{37}$ with subordinate ilmenite, clinopyroxene, olivine (i.e., fayalite), augite, andesine and mollusks debris (Mendieta-Lora et al., 2018) (Fig. 6a–d). Average compositional variability alongshore is observed as follows: EM, PS, and BA for $Qt = 96$ to 111 grains, I, Le and EM for $Ilm = 78$ to 99 grains, PS, BA, VR and LM for $Lvl = 83$ to 117 grains and VR for $Biog = 93$ grains. A similar increase in Qt and Lvl concentration from Le to EM, PS and BA and PS, BA, VR and LM

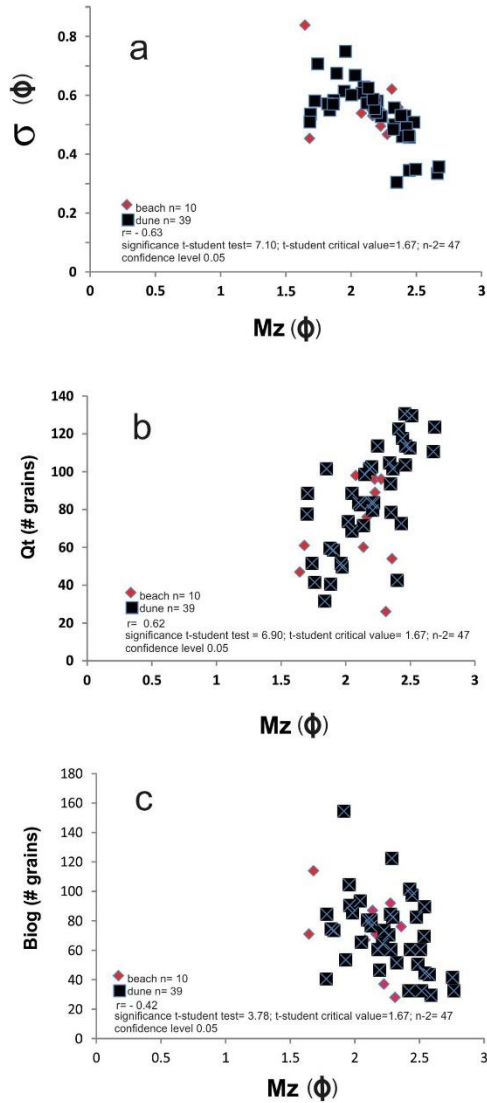


Fig. 5. Significant linear regression plots of a) $Mz (\phi)$ vs. $\sigma (\phi)$; b) Mz vs. Qt (quartz content) and c) Mz vs. $Biog$ (biogenic fraction content).

locations is observed; whereas a decrease in Ilm content is shown for PS to CH locations. The $Biog$ fraction highest concentration peak is located at VR site (Table 2; Fig. 6a–d). A hierarchical dendrogram (i.e., cluster analysis of mineralogical composition) among the nine sites studied shows that the majority of the Le and PS sites are grouped in the left-hand side of the cluster (black-colored sector) with a few overlaps of samples from I, EM, BA, VR and F sites. The VR, F, LM and CH localities are grouped in the central part of the dendrogram (blue-colored sector) with a few overlaps of samples from PS and BA sites. The right-hand

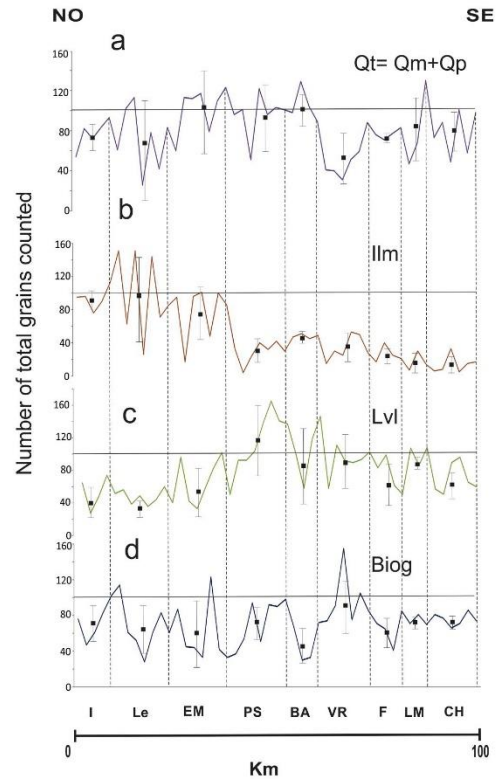


Fig. 6. Profiles of the main compositional framework of dune and beach sands i.e. $Qt = Qm + Qp$ (total quartz = monocrystalline quartz + polycrystalline quartz), Ilm (ilmenite), Lvl (volcanic lithics with lathwork texture) and $Biog$ (biogenic fractions = broken shells). Mean and standard deviation bars are shown for each sampling site. See Table 3 for sampling sites and abbreviations.

side of the cluster groups, I and EM sites (red-colored sector) with a few overlaps of samples from Le and BA localities (Fig. 7).

4.3. Surface textures on quartz and ilmenite grains from dune and beach sands

The more common surface textures observed in the quartz grains are represented by angular to subangular outlines, large conchoidal fractures, arcuate steps, meandering ridges, upturned plates, bulbous edges, sharp edges, solution pits, crystalline overgrowths, high relief and adhering particles. They all presented relatively similar histogram abundances (i.e., values close to $\text{Log } \% 1.0$). Sparse surface textures including, v-shaped cracks, elongated depressions, chatter marks and silica globules. Absence of solution crevasses, scaling, graded arcs, silica flowers and arcuate/circular polygonal cracks was determined (Fig. 8; 10). Ilmenite The surface textures observed in the ilmenite grains with relatively constant frequencies (i.e., values close to $\text{Log } \% \sim 1.0$) are represented by angular to subangular outlines, large conchoidal fractures ($> 100 \mu\text{m}$), meandering ridges, flat cleavage surfaces, upturned plates, bulbous edges, solution pits, crystalline overgrowths, medium to high relief and adhering particles. Sparse surface textures include small conchoidal fractures ($< 10 \mu\text{m}$), straight/curved grooves and scratches,

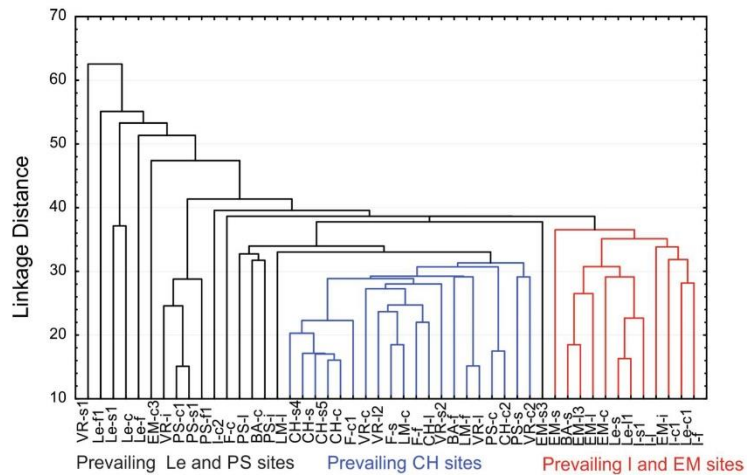


Fig. 7. Cluster analysis of the main framework components of dunes and beach sands. Analysis performed with the high modal analysis fraction concentration counts in dune and beach sands e.g. Qt = Qm + Qp, Biog, Ilm and Lvl.

abrasion fatigue and silica globules. Absence of the following surface textures are listed: arcuate and straight steps, graded arcs, v-shaped cracks, crescentic percussion marks, solution crevasses, scaling, silica flowers, chatter marks and arcuate/circular polygonal cracks (Fig. 9; 11).

5. Discussion

5.1. Grain size analysis

Medium to fine-grained dune and beach sands are relatively homogeneous along the GMC which is controlled compositionally by the presence of lag deposits of ilmenite and volcanic rock fragments which are within the range of medium to fine-grained dune and beach sands (Abuodha, 2003; Carranza-Edwards et al., 2019; Garzanti et al., 2013, 2015; Kasper-Zubillaga et al., 2016). Deflation processes by the easterly winds are capable of removing light quartz grains, leaving heavy and volcanic lithic fractions behind. Selective entrainment, specific gravity and hydraulic equivalence are attributes exerting control on the light and high-density fractions (quartz and ilmenite/volcanic fragments) during transport and deposition. These attributes will be further discussed in relation to surface textures in ilmenite. Statistically significant is the correlation between grain size ($Mz \phi$) vs. sorting ($\sigma \phi$) for medium to fine-grained moderately to very well sorted sands (Figs. 4a, 55a). Grain size (ϕ) and quartz (# grains) bivariate diagram show a statistically significant positive correlation ($r = 0.62$) which suggests that coarse to fine-grained quartz is produced during size reduction through mechanical transport (Figs. 4b, 5b). Moderately to very well sorted sands agree with studies in coastal and desert dunes performed in Mexico and elsewhere (Ahlbrandt, 1979; Lancaster, 1988; Livingstone et al., 1999; Kasper-Zubillaga et al., 2007; Muhs et al., 2017). Skewness values are within the standard values shown by coastal, desert dunes and even beach sands generating symmetrical curves. Conversely, the coarse skewed sands trend shown in our study is probably influenced by a high content of biogenic fractions ($29 \pm 11\%$) forming part of the whole bulk composition of the dune and beach sands in the GMC (Mendieta-Lora et al., 2018) (Fig. 4c). This is supported by the statistically significant negative correlation between grain size (ϕ) and biog (# grains) ($r = -0.42$; see *t*-student test value in

Fig. 5c) where fine-grained sands contain less biogenic fractions (Fig. 5c). Kurtosis values are concentrated in the mesokurtic and leptokurtic distribution shapes which agree with dune and beach sand samples from Northwestern Mexico and throughout the world (Ahlbrandt, 1979; Kasper-Zubillaga et al., 2007) (Fig. 4d).

5.2. Compositional trends of Qt, Ilm, lv and biog in dune and beach sands

A slight enrichment of monocrystalline quartz concentration is observed at EM, PS and BA sites compared to the rest of the localities with fine-grained sizes (2.25 to 2.75ϕ or 0.21 to 0.14 mm) (Fig. 5b). Its presence may be due to the durability, chemical and mechanical stability to withstand fluvial, aeolian and marine transport under intermediate chemical weathering and sub-humid conditions (Mazzullo et al., 1986; Pye and Mazullo, 1994; Mendieta-Lora et al., 2018; Garzanti, 2017). The EM, PS and BA sites are close to the TMVB in a narrow coastal plain (Fig. 1) (Armstrong-Altrin et al., 2012; Hernández-Hinojosa et al., 2018). The slight enrichment of monocrystalline quartz in this area is the result of extensive fluvial input offshore, followed by wind deflation and little longshore current transport (Fig. 6a). Monocrystalline quartz is derived from alluvial deposits distributed throughout the GMC.

An enrichment of ilmenite grains in the northern coastal sites, e.g. I, Le and EM localities compared to depletion in the southern coastal sites (PS to CH) is mainly due to longshore transport from the southern coastal areas towards the northern beach sites (Fig. 1). A high concentration of ilmenite-free grains in the northern sites of the GMC is produced by the breakdown of volcanic lithic fragments coming from the exhumation of the alkali basalts of the TMVB (Nageswara-Rao et al., 2012; Kasper-Zubillaga et al., 2016). The enrichment of ilmenite-free grains in the northern coastal area occurs by (a) breakage of lithic fragments during fluvial transport, their release of ilmenite-free grains and their deposition in the beach, (b) the periodic storms, wind effect e.g. northeasterly, southeasterly wind velocities and wind turbulence along the stoss of the dune where flow velocity increases (e.g. Garzanti et al., 2015); (c) the selective sorting within the bed flow during wave backwash that also moves the heavy mineral grains along the coast (e.g. Komar & Wang, 1984; Acharya et al., 2009) (Figs. 2 and 3). It is essential to highlight that wind turbulence on small dune flanks may also

contribute to the entrainment and deposition of ilmenite-free grains in the stoss, crest and lee face at I, Le and EM sites (Komar, 2007; Fig. 6b). In contrast, volcanic lithics are largely concentrated in the southern-most sites of the GMC (e.g. PS to CH localities compared to the northern localities) due to the fluvial transport of terrigenous material coming from the physical and chemical weathering of the TMVB rocks. The high concentration of volcanic lithics in the southern sites corresponds to depletion of ilmenite-free grains in the same localities (Fig. 6c).

Biogenic fractions are homogeneously distributed along the overall localities of the GMC. It seems that the biogenic fraction is concentrated by longshore currents, waves and wind effect generating lag deposits composed by shell fragments during a large amount of sand blown off

during aeolian action also dependent on the sorting characteristics of the sand (van der Wal, 1998) without any specific accumulation along the GMC (Fig. 6d). Breakage during aeolian and long-shore transport produces fine-grained biogenic fractions (Fig. 5c). The cluster analysis of mineralogical composition grouped three segments of the coast probably determined by the concentration of ilmenite (Ilm) and volcanic lithic fragments (Lvl), well-observed for the Ilm and Lvl concentration peaks at Le and PS. The central part of the dendrogram grouped the sites where the Ilm and Lvl lower and increase their concentrations respectively. The rest of the dendrogram is represented by sites where Ilm and Lvl remain homogeneous in their concentrations at sites I and EM (Fig. 7).

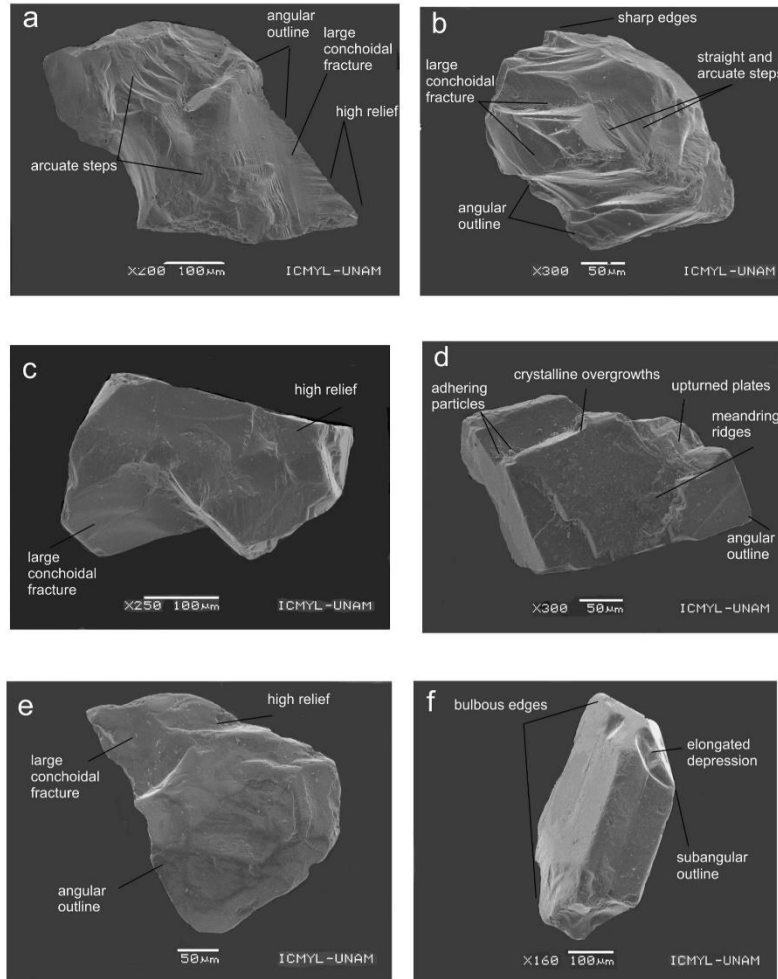


Fig. 8. Surface textures on quartz grains. Samples: a) I-s1; b) Icl; c-d) Le-c; e) EM-c; f) EM-s3; g) PS-f1; h) PS-s; i) BA-f; j) BA-c; k) VR-c; l) VR-l2; m) F-f; n) F-c; o) LM-f; p) LM-c; q) CH-l; f) CH-s4. Abbreviations are f = foreshore, s = stoss, c = crest, l = lee face.

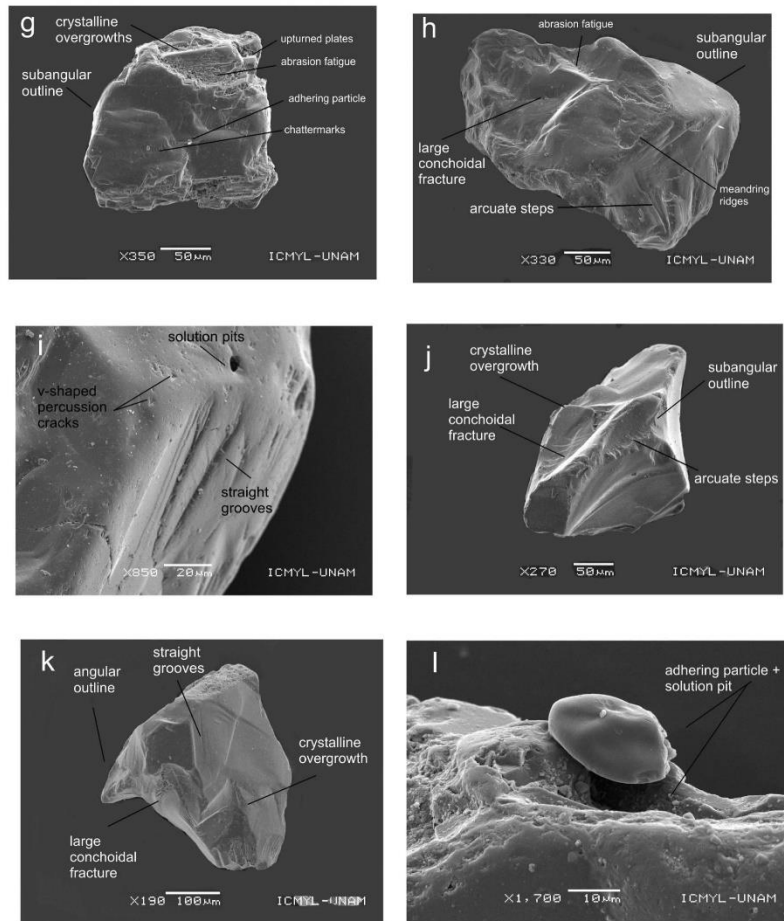


Fig. 8. (continued)

5.3. SEM analysis on quartz grains

5.3.1. Fluvial surface textures on quartz

Monocrystalline quartz observed in dune and beach sands from the GMC inherits the surface texture signals coming from fluvial, aeolian and marine transport. Monocrystalline quartz from dune and beach sands of the GMC is derived from sedimentary sources, i.e. Plio-Quaternary alluvial deposits by the action of fluvial input seaward (Mendieta-Lora et al., 2018). Angular to subangular are common on quartz grains from fluvial and intertidal or foreshore/subtidal or backshore highly dynamic sub-aqueous environments (Krinsley and Donahue, 1968; Helland and Holmes, 1997; Kasper-Zubillaga et al., 2005; Vos et al., 2014). Abundant quartz grains coming from all sites of the GMC (i.e., localities I to CH) preserve their angular to subangular outline (Fig. 10). Some examples of angular to subangular outline are presented in Fig. 8 except 8i and 8l. Quartz with angular to subangular outlines is concentrated in dune and beach sands by river sand input seaward. Fluvial surface textures (i.e., angular outline, conchoidal fractures) are preserved on quartz probably due to limited longshore

transport (Margolis and Kennett, 1971; Krinsley and Marshall, 1987; Helland and Holmes, 1997; Madhavaraju et al., 2006; Reddad et al., 2016; Cheng et al., 2017; Itamiya et al., 2019).

Large conchoidal fractures are generated in glacial environments or derived by crystalline rocks (Higgs, 1969; Immonen, 2013). Their size is a fingerprint of the energy associated with their formation and preservation of quartz grains (Higgs, 1969; Mahaney, 2002). Results obtained in this work show abundant large conchoidal fractures and angular to subangular outlines on quartz grains altogether are produced by fluvial transport. The collision between quartz grains and pebbles or gravel can cause the formation of more significant conchoidal fractures (> 50 μm) (Reddad et al., 2016; Varghese et al., 2016). Locations with abundant quartz with large conchoidal fractures are observed in I to CH sites (Fig. 10). Examples are presented in Fig. 8 a, b, c, d, e, h, j, k, m, n, o, and p. The arcuate steps present on quartz are associated with conchoidal fractures. In this study, arcuate steps are controlled by river input and rapid deposition. Our interpretation is based on the previous works performed on quartz grains in Northwestern Mexico and South-eastern India where arcuate steps are preserved despite the high energy

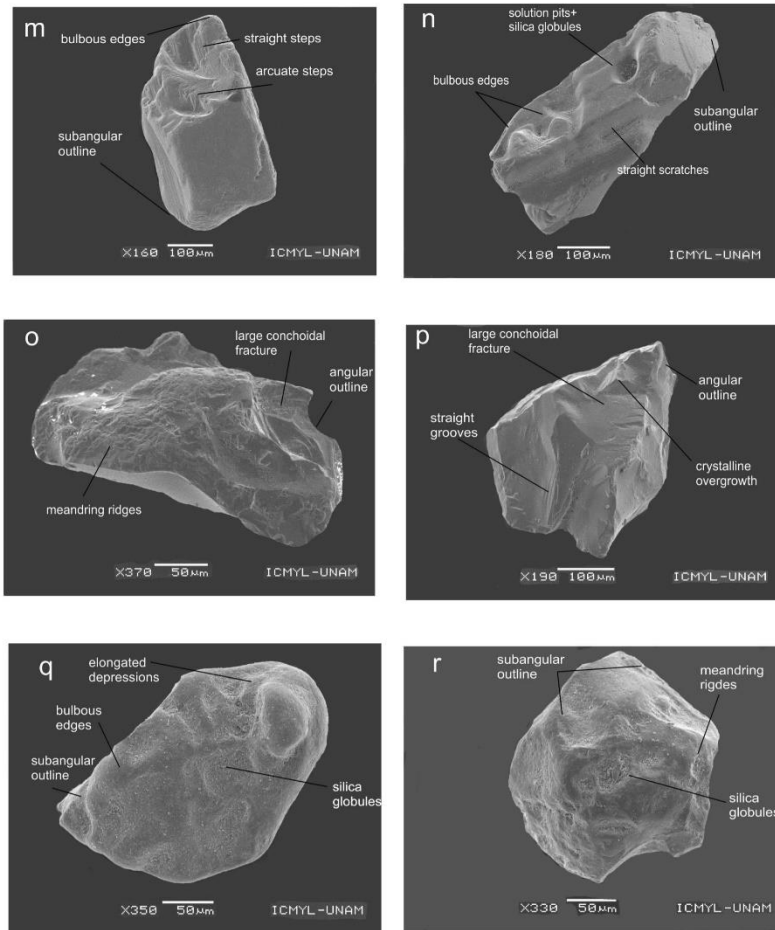


Fig. 8. (continued)

marine subaqueous conditions experiencing quick deposition (Madharavaraju et al., 2006; 2009). All of the sites along the GMC preserve abundant quartz grains with arcuate steps, i.e. I to CH (Fig. 10). Examples are shown in Fig. 8a, h and j. Fluvial transport allows the presence of sharp edges and high relief features preserved on quartz grains from dune and beach sands during short transport distances from the parental rock to the depositional basin (Schwamborn et al., 2008). Sharp edges and high relief features are preserved due to the effect of weathering and high energy fluvial control in the grains altogether, as supported by studies performed in freshly weathered quartz grains from Antarctica and fluvial systems in China and Alaska (Sweet and Brannan, 2016; Warrier et al., 2016; Cheng et al., 2017). Quartz grains with sharp edges are common in I, Le, BA, VR, LM and CH localities (Fig. 10). Examples are shown in Fig. 8a, b, c, d, e, j, k, o and p.

5.3.2. Aeolian surface textures on quartz

Quartz grains in dune and beach sands from the GMC preserve

aeolian surface textures like meandering ridges in all sites (Fig. 8 d, h, o, r; 10). Meandering ridges are formed during grain to grain collision in an aeolian environment, i.e. coastal and desert dune sands (Krinsley and Takahashi, 1962; Krinsley and Donahue, 1968; Moral-Cardona et al., 2005; Stevic, 2015; Silpa et al., 2016).

Upturned plates on quartz grains were observed (Fig. 10). They are commonly present in quartz coming from coastal dune and desert dune sands (Mahaney, 2002; Vos et al., 2014; Gindy, 2015). Upturned plates can be generated by quartz abraded mechanisms in a simulated wind machine or by collisions in sand storms (Krinsley and Wellendorf, 1980). Quartz grains from dune and beach sand of the GMC possibly experienced slight aeolian transport after their first depositional cycle controlled by fluvial input seaward, supported by the abundance of quartz grains with meandering ridges and upturned plates in all sites, i.e. I to CH sites (Fig. 10). Examples of upturned plates are shown in Fig. 8 d and g. Bulbous edges commonly present on quartz grains are transported by the wind (Vos et al., 2014). Bulbous edges can develop with smooth-over or polished elongated depressions (Krinsley and

Doomkamp, 1973; Mahaney, 2002; Costa et al. 2013). Bulbous edges are present on quartz grains from LE, EM, PS, BA, F, LM and CH localities (Fig. 10). Examples are shown in Fig. 8 f, m, n, q.

Adhering particles preserved in most of the quartz is also associated with abrasion fatigue in aeolian environment mainly produce by aerial collisions during saltation of quartz grains (Pye, 1987; Mahaney, 2002; Kasper-Zubillaga et al., 2005; Costa et al., 2013) (Fig. 8e). Quartz grains with adhering particles from dune and beach sands are observed in all sites of the GMC, i.e. I to CH (Fig. 10). Examples are shown in Fig. 8d, g, h, l.

5.3.3. Marine surface textures on quartz

In a sub-aqueous environment, v-shaped percussion cracks are produced by grain-to-grain collisions (Kransley and Doomkamp, 1973; Margolis and Kransley, 1974; Mahaney and Kalm, 2000). Our sparse observations of v-shaped percussion marks printed on quartz are due to significant fluvial transport of the grains seaward and little recycling of the quartz throughout long-shore currents processes along the GMC. Sparse v-shaped percussion marks are present in some coastal sands from Japan derived from fluvial systems and little recycling of quartz under prevailing marine subaqueous conditions (Costa et al., 2012;

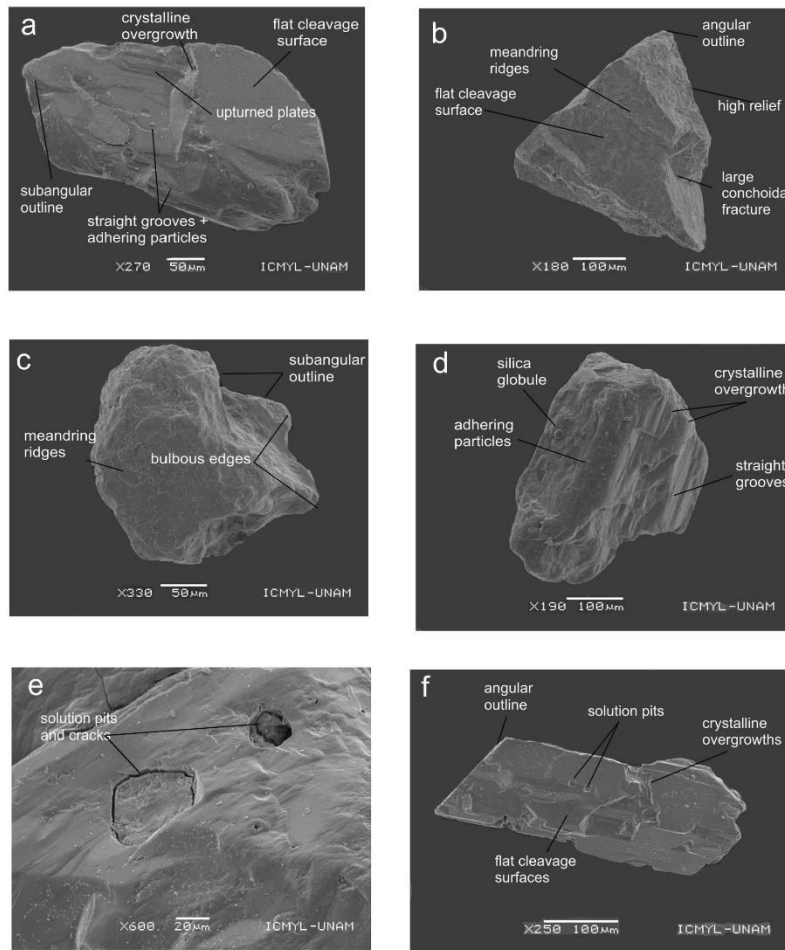


Fig. 9. Surface textures in ilmenite grains. Samples: a) I-s1; b) I-c1 c-d) Le-c; e) EM-s3; f) EM-s3; g) PS-f1 ; h) PS-s1; i) BA-f; j) BA-c1 ; k) VR-c1) VR-l2; m-n) F-c; o) LM-f; p) LM-; q) CH-li l) CH-s4; Abbreviations are f = foreshore, s = stoss, c = crest, l = lee face.

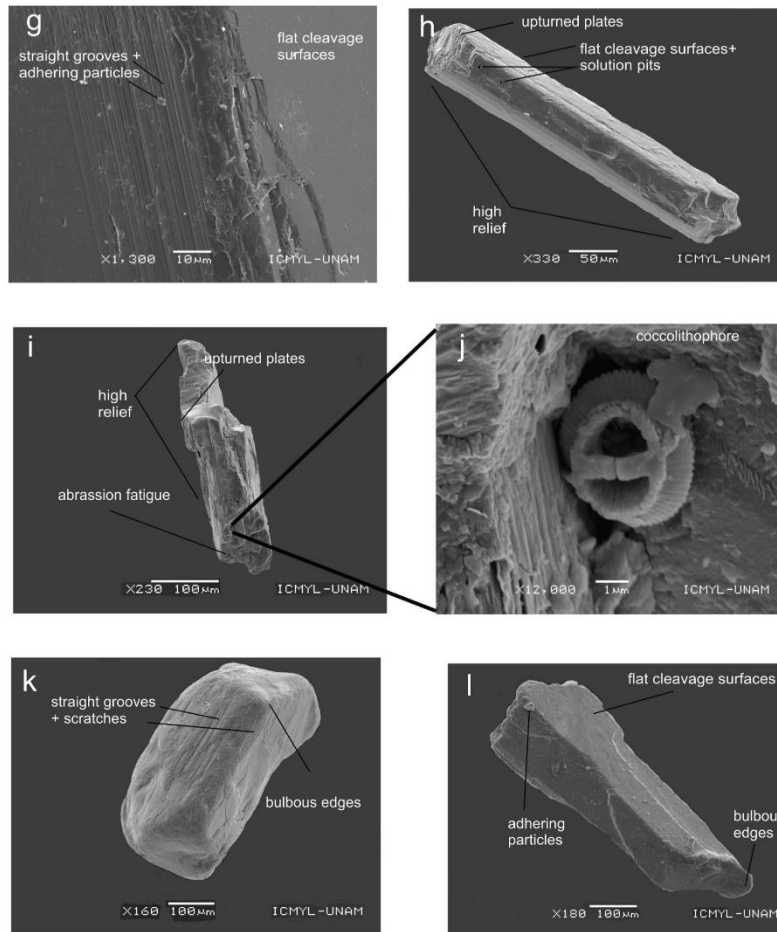


Fig. 9. (continued)

Itamiya et al., 2019). Sparse v-shaped percussion cracks are observed on quartz grains from the GMC, e.g. site BA-f (Fig. 8i; 10). Straight and curved grooves are found on most littoral grains and are used to infer wave action (Krinsley and Donahue, 1969). In our study, straight and curved grooves are sparse on some quartz grains confined to Le, EM, PS, BA and LM sites (Fig. 8i, k, n, p; 10).

5.3.4. Chemical surface textures on quartz

Crystalline overgrowths on quartz grains are caused by burial depth of the grain, residence time and availability of elements to contribute to the crystal growth (Pitman, 1972). Crystalline overgrowth on quartz from dune and beach sands of the GMC may be an effect of marine

subaqueous influence during early diagenesis and residence time in the beach environment (Kilda and Friis, 2002; Udayaganesan et al., 2011). Quartz grains from I, Le, EM, PS, VR, F, LM and CH sites preserve crystalline overgrowths on their surfaces (Fig. 10). Examples are presented in Fig. 8 d, g, j, k, p. Solution pits are associated with diagenetic processes and silica-saturated environments in sub-humid areas. These factors occur in the area where diagenetic mechanisms and pedogenesis are dominant in both subtidal zones and aeolian environments after grains remain relatively immobile (Moral-Cardona et al., 2005; Vos et al., 2014; Krinsley and Doornkamp, 1973; Li et al., 2020). Solution pits are observed on quartz grains coming from the Le, EM, PS, BA and F sites (Fig. 8i, l, n; 10).

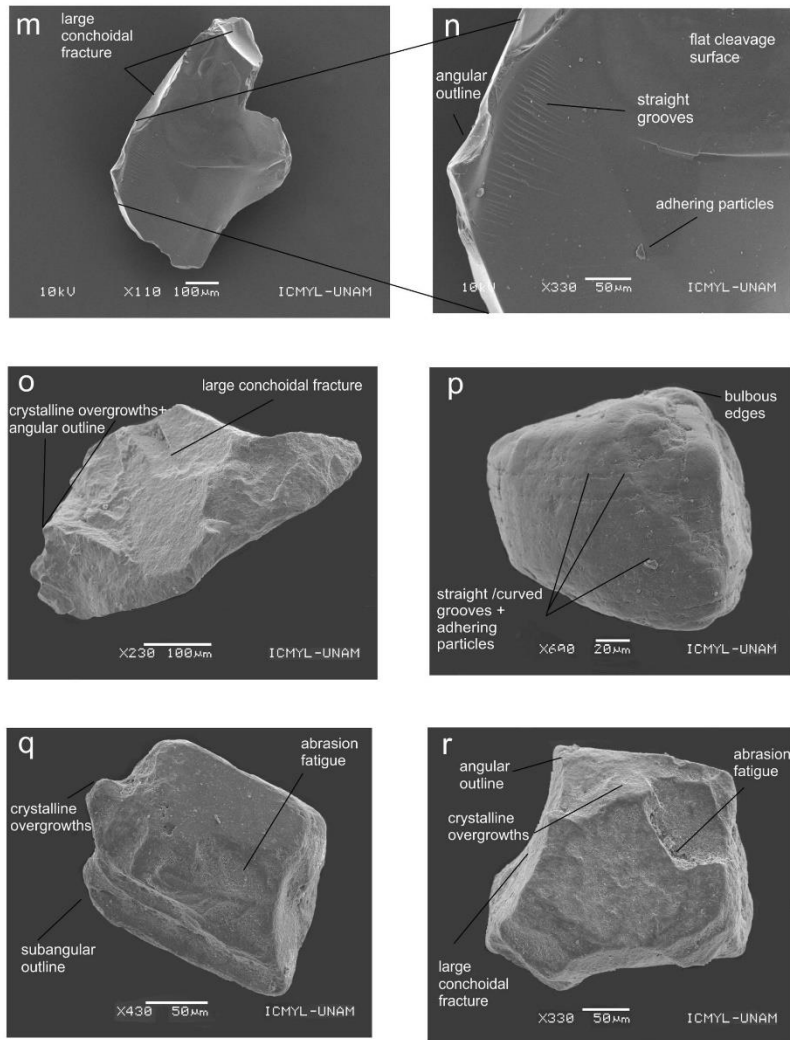


Fig. 9. (continued)

5.3.5. Sparse surface textures on quartz

Few elongated depressions, silica globules and chatter marks were observed on quartz grains from EM, PS and F sites (Fig. 8f, g, r). These surface textures are associated with fluvial, aeolian and intertidal transport (Vos et al., 2014). However, their minor presence on quartz grains observed can be neglected as significant as a printed signal of the dominant mechanical, chemical and mechanical-chemical process in the quartz fractions.

5.4. SEM analysis in ilmenite grains

5.4.1. Fluvial surface textures in ilmenite

Angular to subangular ilmenite grains in dune and beach sands of the GMC is derived from fluvial transport offshore. Ilmenite grains concentrate in the alluvial deposits once the exhumation of the volcanic outcrops of the TMVB occurs. Volcanic fragments breakage is a consequence of the action exerted by the fluvial transport offshore. A well-

developed river network in the northern and southern coastal sites confine the volcanic outcrops of the TMVB speeding up the volcanic lithic fractions fluvial transport seaward and their vulnerability to breakage. Large conchoidal fractures and high relief are also associated with angular and subangular ilmenite-free grains generated throughout the fluvial transport (Dill, 2007) (Fig. 11). Flat cleavage surfaces are attributed to high fluvial energy input, e.g. grain to grain collisions. Ilmenite grains preserve fluvial surface textures similar to quartz grains despite their difference in their specific gravity attributes and

mechanical durability e.g. quartz harder than ilmenite (Garzanti et al., 2015). This suggests that both minerals are dominated by fluvial transport. All of the sites along the GMC retain fluvial surface textures (i.e., localities I – CH; Fig. 9 a, b, c, f, g, h, i, k, l, n, o, q, r).

5.4.2. Aeolian surface textures in ilmenite

Upturned plates in ilmenite grains are common and abundant in all coastal sites (Fig. 11). They may represent the second cycle of high energy episodes of aeolian transport of ilmenite along the coast

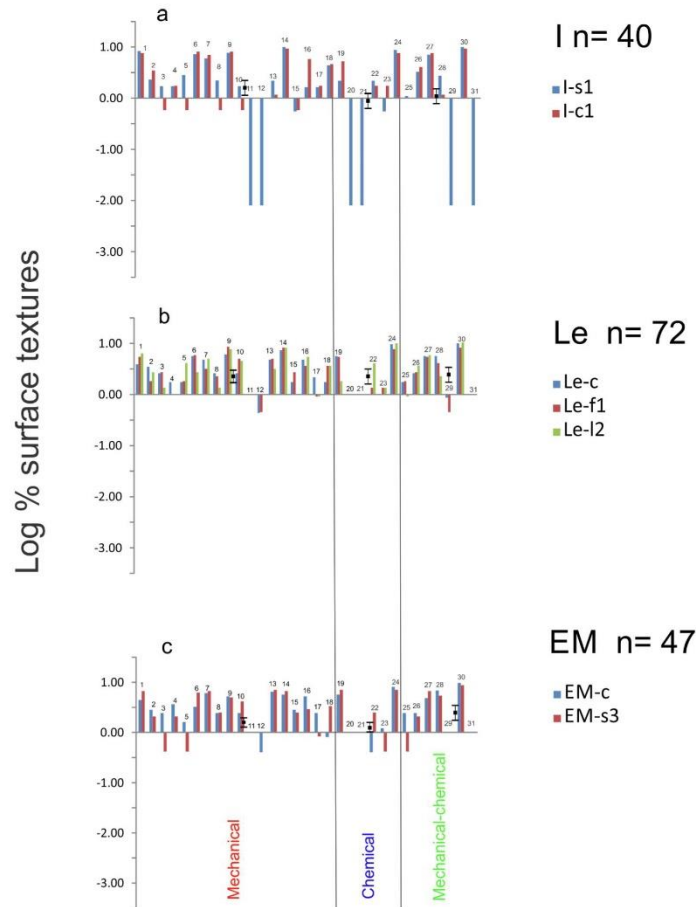


Fig. 10. Histograms showing the highest frequency values of surface textures on quartz grains. Scale Log %. Mean and standard deviations are shown for each mechanical, chemical and mechanical-chemical feature separately. Numbers are 1. Angular outline, 2. Subangular outline, 3. Rounded outline, 4. Small conchoidal fractures (< 10 μm), 5. Medium conchoidal fractures less 100 microns, 6. Large conchoidal fractures high 100 microns, 7. Arcuate steps, 8. Straight steps, 9. Meandering ridges, 10. Flat cleavage surfaces, 11. Graded arcs, 12. V-shaped cracks, 13. Straight/curved grooves and scratches, 14. Upturned plates, 15. Crescentic percussion marks, 16. Bulbous edges, 17. Abrasion fatigue, 18. Sharp edges, 19. Solution pits, 20. Solution crevasses, 21. Scaling, 22. Silica globules, 23. Silica flowers, 24. Crystalline overgrowths, 25. Low relief, 26. Medium relief, 27. High relief, 28. Elongated depressions, 29. Chatter marks, 30. Adhering particles, 31. Arcuate/circular/polygonal cracks. Surface textures after Vos et al. (2014). See Figs. 9 and 10 for abbreviations.

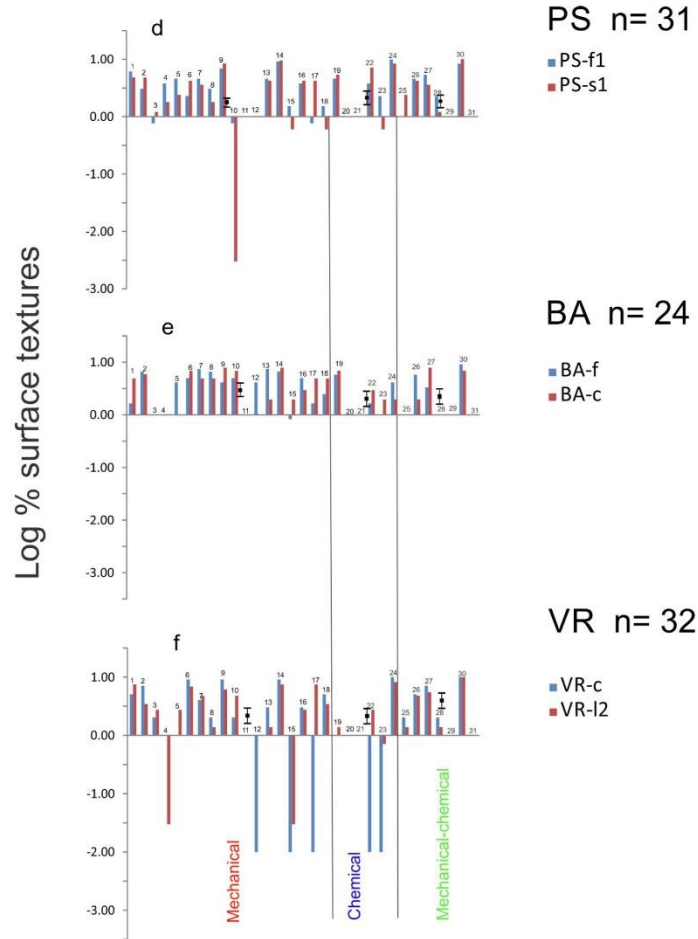


Fig. 10. (continued)

(Krinsley and Wellendorf, 1980; Vos et al., 2014; Gindy, 2015). Ilmenite may have developed upturned plates after a significant fluvial control of the ilmenite before its deposition. Meandering ridges in ilmenite are probably analogous to “uneven surfaces” observed in magnetite grains (Makvandhi et al., 2015). They can develop by grain to grain collisions during aeolian transport (Krinsley and Donahue, 1968). These surface textures in ilmenite may have developed after the second cycle of aeolian transport. Additionally, bulbous edges are present in ilmenite grains also as a result of long distance of aeolian transport as observed in ilmenite (Dill, 2007). Observation of bulbous edges on quartz and heavy minerals are reported as *in situ* textures and

experimental-induced features produced by the effect of the wind (Pye and Tsoar, 1990; Mahaney, 2002; Costa et al., 2013; Galović, 2016).

Adhering particles are attributed to glacial and aeolian transport in iron oxides (Makvandhi et al., 2015). Examples of magnetite and quartz grains with adhering particles are reported in glacial lakes in Canada, Arctic marine sediments, Antarctic lakes, aeolian deposits in Europe, sandstones in Southeastern India, beach sands of Northwestern Mexico and coastal dune sands of Portugal (Pye, 1987; Madharavaraju et al., 2006, 2009; Costa et al., 2013; Immonen, 2013; Makvandhi et al., 2015; Warrier et al., 2016). Adhering particles are present on ilmenite grains associated with abrasion fatigue which can be part of the collision

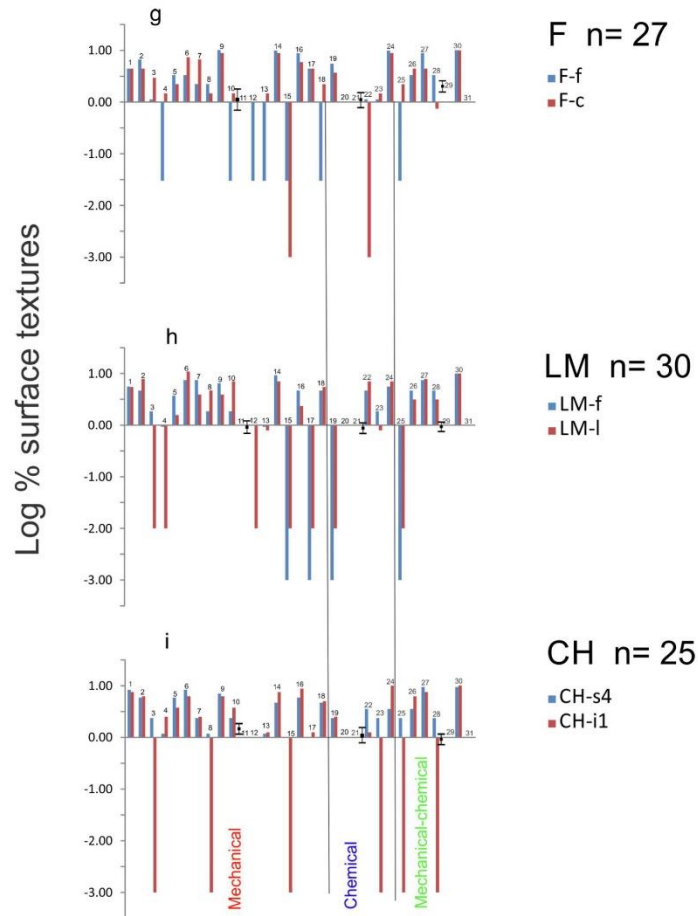


Fig. 10. (continued)

processes of ilmenite during short aeolian transport (Dill, 2007). This process can be analogous to quartz grains collisions during aeolian transport in dunes (Costa et al., 2012, 2013). Examples are presented in Fig. 9 a, b, c, d, h, i, l, m, n, p, q, r). Aeolian surface textures are typical in sites I to F (Fig. 11).

5.4.3. Marine surface textures on ilmenite

Sparse marine surface textures on ilmenite are observed as straight/curved grooves and scratches (Fig. 9 d, g, l, p). They are indicative of intertidal marine environments possibly the inshore or foreshore along a beach profile (Rao and Sengupta, 2014).

5.4.4. Chemical surface textures on ilmenite grains

Ilmenite grains in the GMC were concentrated in an area with tropical weather and moderate chemical weathering (Higgs, 1969; Moral-Cardona et al., 2005; Mendieta-Lora et al., 2018). Solution pits in ilmenite grains are preserved as part of aeolian transport as reported in ilmenite fractions from South Africa (Dill, 2007). Crystalline overgrowths on ilmenite are also controlled by diagenetic or weathering processes and residence time in the beach environment. Heavy minerals, i.e. epidote from ancient sandstones in southern Spain show large crystalline overgrowths that are associated with subaqueous short permanence in intertidal sub-environments (Moral-Cardona et al., 2005) (Fig. 9 a, d, e, f, h, o, q, r). Coccolithophores are present on

ilmenite as part of carbonate-biogenic precipitation in a subaqueous environment (Figs i, j). Chemical surface textures are typical in I to CH sites due to a long-time residence under low-energy marine conditions and subaerial exposure of ilmenite grains under intermediate weathering conditions and diagenetic processes such as a progressive enrichment in TiO₂ (Morad and Aldahan, 1986) (Fig. 11).

5.5. Assessing the presence of fluvial, aeolian, marine and chemical surface textures in quartz and ilmenite grains.

5.5.1. Quartz

Our study shows a subtle concentration of monocrystalline grains in dune and beach sands at EM, PS and BA sites. Quartz relatively homogeneous abundances along the GMC concentrate in the alluvial deposits chiefly throughout riverine input. Progressive aeolian

transport and little transport by longshore currents of quartz may take effect during constant onshore wind input and minor additional marine recycling. Transport episodes are evidenced in prevailing surface texture features inherited on quartz grains ascribed to fluvial transport like angular to subangular outline, large conchoidal fractures > 100 μm, arcuate steps, sharp edges and high relief followed by aeolian surface textures, e.g. meandering ridges, upturned plates, bulbous edges and adhering particles. Few marine surface textures are observed on quartz (e.g. straight and curved grooves). Chemical surface textures, e.g. crystalline overgrowths and solution pits are typical and confined to the Le, EM, PS, and F sites where quartz may have sojourned in the foreshore of the beach under silica-saturated and intermediate weathering conditions, e.g. CIA = 67.46 ± 2.13; PIA = 60.44 ± 2.53; CIW = 64.51 ± 1.91; WIP = 31.74 ± 4.50 (Oni and Olatunji, 2017; Mendieta-Lora et al., 2018).

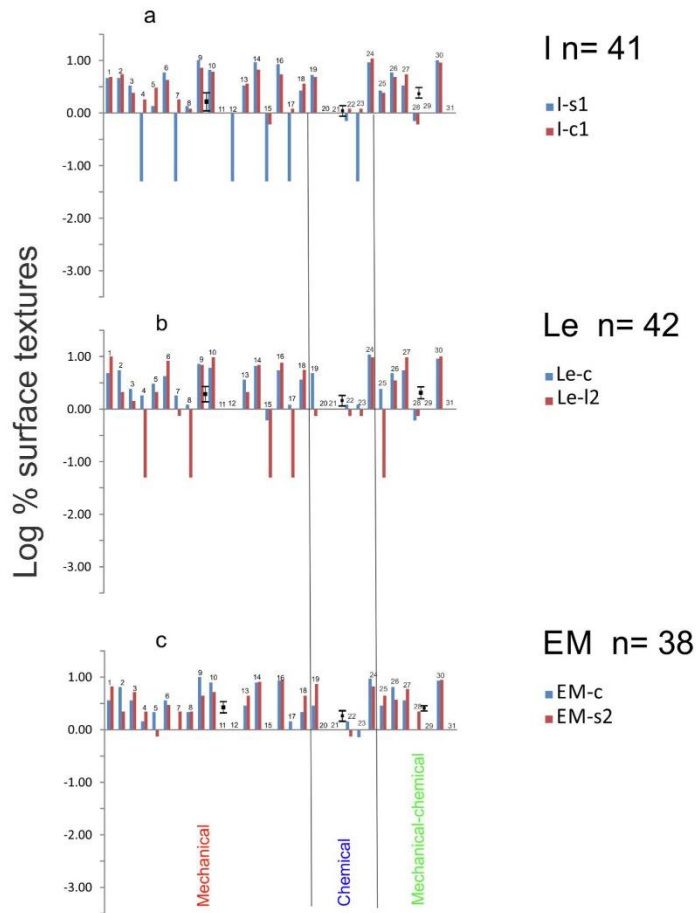


Fig. 11. Histograms showing the highest frequency values of surface textures in ilmenite grains. Scale Log %. Mean and standard deviation bars are shown for each mechanical, chemical and mechanical-chemical feature separately. See Figs. 9–11 for abbreviations and numbering of surface textures.

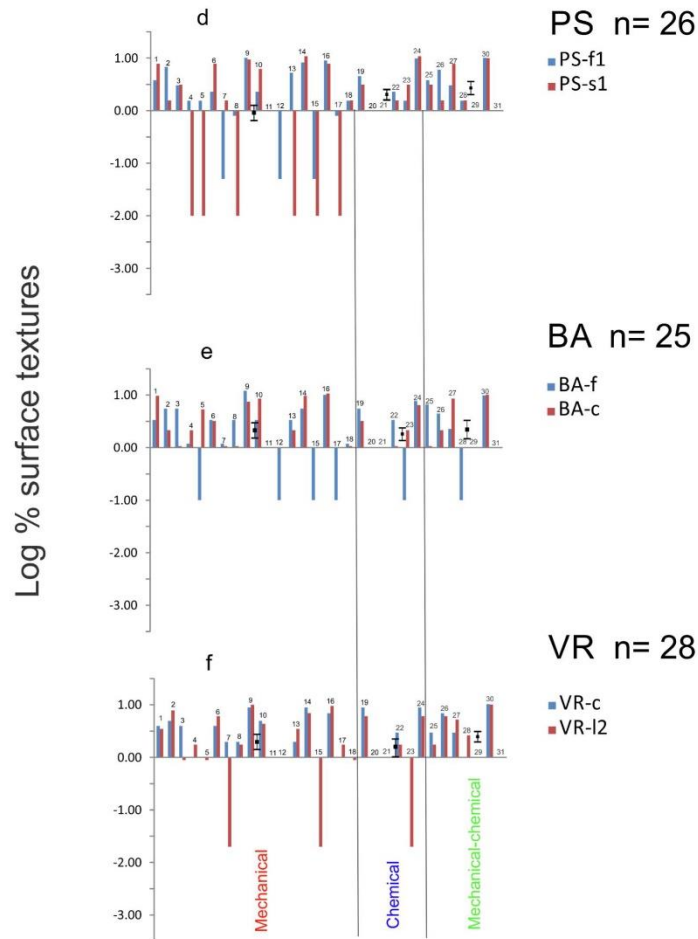


Fig. 11. (continued)

5.5.2. Ilmenite

A well developed and large fluvial network is situated on both sides of the TMVB. Ilmenite-free grains are concentrated in sites I, Le and EM, whereas volcanic lithic fragments increase their abundances in sites PS to CH. Ilmenite-free and volcanic lithics breakage may be a response during fluvial transport in both areas surrounding the TMVB. It is likely that major breakage of volcanic lithics to release ilmenite-free grains occurs nearby Le site by the long-distance fluvial transport effect from the hinterland to the coast. Increase and depletion of ilmenite-free and volcanic lithic fractions respectively in the northern sector of the GMC may also be controlled by selective entrainment according to their

density and winnowing of mobile, platy and light minerals (e.g. quartz, feldspar), plus wind turbulence on dune systems as reported in coastal sands from western Africa (Garzanti et al, 2012; 2015). Our interpretation is also supported by the prevalence of fluvial surface textures on ilmenite grains like angular to subangular outline, large conchoidal fractures > 100 μm, high relief and flat cleavage surfaces. Ilmenite-free grains may have passed from the fluvial to the marine environment and the dune field systems after a residence under subaqueous conditions. This can be observed from the surface textures printed on ilmenite grains from all sites (e.g., upturned plates, meandering ridges, bulbous edges and adhering particles). Aeolian overprinted surface textures in

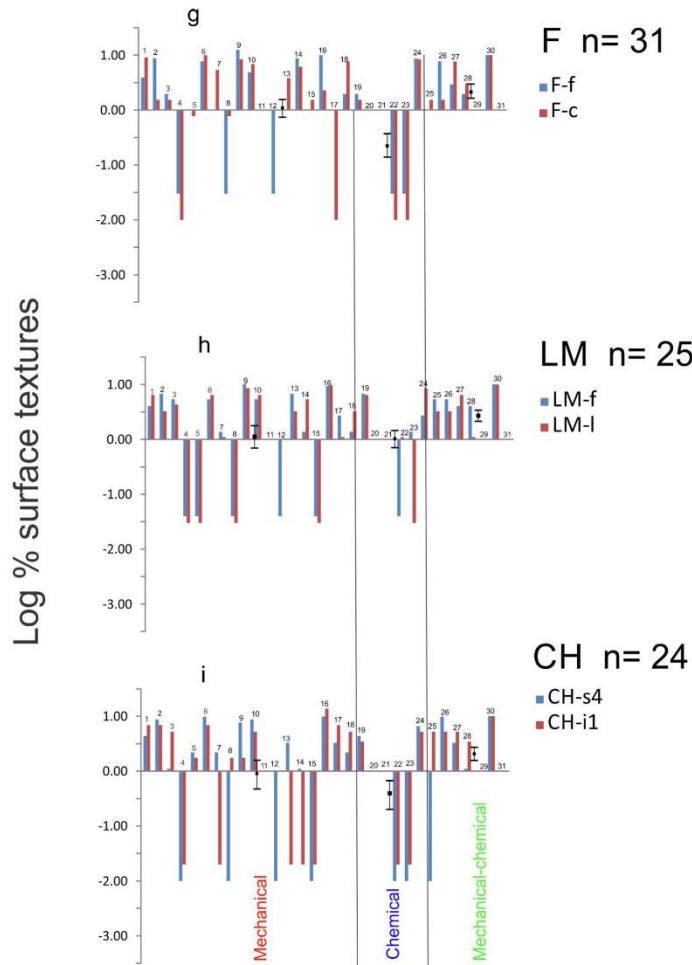


Fig. 11. (continued)

angular, large conchoidal fracture, high relief ilmenite grains support this interpretation. Marine surface textures are sparse and only represented by straight/curved grooves and scratches on ilmenite grains. They may be indicative of little recycling under marine vigorous longshore currents and/or waves in the intertidal subzone of the beach. In contrast, chemical surface textures are present in a relatively large proportion represented by solution pits and crystalline overgrowths chiefly exerted by diagenetic and weathering processes under low-energy marine and subaerial exposure.

6. Conclusion

Monocrystalline quartz in dune and beach sands concentrates in the alluvial deposits of the GMC. Quartz may have undergone fluvial transport and concentrated in the alluvial deposits then transported along shore and offshore the GMC. Quartz experienced a constant wind-induced mechanism to become more rapidly transported into the dune systems after a relatively short to intermediate time residence under subaqueous marine conditions. Our interpretation is supported by the surface textures common in all GMC sites in the order of fluvial, aeolian

and marine features. Chemical surface textures are caused by subaqueous residence time, silica availability and intermediate weathering and/or diagenesis of quartz grains. Ilmenite-free grains are generated from the exhumation and breakage of volcanic lithics of the TMVB throughout fluvial transport offshore. Ilmenite may have undergone little marine recycling though long-shore currents and waves but major riverine control from the hinterland to the coast. Aeolian input may have followed fluvial transport as observed on quartz grains. Our evidence relies on the surface textures common in all sites of the GMC i.e. fluvial, aeolian and sparse marine features. Chemical surface textures represented by solution pits and crystalline overgrowths reflect the influence of low energy subaqueous and subaerial exposure of ilmenite grains under diagenetic and intermediate weathering processes. Our study assessed effectively the printing signals of surface textures of quartz and ilmenite grains confined in a coastal area with volcanic influence, sub-humid climate and mixing of fluvial, aeolian and marine processes.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

The full imagery dataset is available at the UNINMAR repository <http://hdl.handle.net/20.500.12201/10886>. This study was financially funded by DGAPA-PAPIIT, UNAM, project number IN105919 "Estudio de dunas costeras y continentales en México: implicaciones para propuesta de programas piloto de energía eólica". We want to thank Dr. Pedro J.M. Costa and anonymous reviewer for their insightful reviews of this manuscript. We are truly grateful to Laura Elena González Lizárraga for her assistance during the Scanning Electron Microscopy (SEM) observations of quartz and ilmenite grains at the ICMyl, UNAM.

References

- Abuodha, J.O.Z., 2003. Grain size distribution and composition of modern dune and beach sediments, Malindi Bay coast, Kenya. *J. African Earth Sci.* 36, 41–54.
- Acharya, B.C., Nayak, B.K., Das, S.K., 2009. Heavy mineral placer deposits of Kontiagarharea, Ganjam District, Orissa, India. *Resource Geology*. 59. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2009.00105.x>.
- Ahlbrandt, T.S., 1979. Textural parameters of eolian deposits. In: McKee, E.D. (Ed.), *A study of global sand seas*. Geological Survey Professional Paper 1052, Washington, D. C., pp. 21–58.
- Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L., 2002. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, Southern México. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 118, 1–14.
- Armstrong-Altrín, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Eby, G.N., García, D., Carranza-Edwards, A., Balaran, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012. Geochemical composition of beach sands from the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chemie Der Erde. Geochem.* 72, 345–362.
- Babu, N. Suresh, Babu, D.S., Mohan Das, P.N., 2007. Impact of tsunami on texture and mineralogy of major placer deposit in southwest coast of India. *Environ. Geology*. 52, 71–80.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Proc. Land*. 26, 1237–1248.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J.J., Martínez-Serrano, R., Cabrera-Ramírez, M., Rosales-Hoz, L., Alatorre-Mendieta, M.A., Márquez-García, A.Z., R., L.-S., 2019. Provenance inferred through modern beach sands from the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geol. J.* 1–12. <https://doi.org/10.1002/gj.3205>.
- Centeno-García, E., 2016. Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: an overview. *Ore Geol. Rev.* 1–18.
- Cheng, Y., Liu, C., Lu, P., Zhang, Y., Nie, Q., Wen, Y., 2017. Surface textural analysis of quartz grains from modern point bar deposits in lower reaches of the Yellow River. *Earth Environ. Sci.* 108. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/108/3/032023>.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Dawson, A.G., Mahaney, W.C., Freitas, M.C., Paris, R., Taborda, R., 2012. Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. *Sediment. Geol.* 275–276, 55–69.
- Costa, P.J., Andrade, M.C., Mahaney, W.C., Marques da Silva, F., Freire, P., Freitas, M.C., Janardo, C., Oliveira, M.A., Silva, T., Lopes, V., 2013. Aeolian microtextures in silica spheres induced in wind tunnel experiment: comparison with aeolian quartz. *Geomorphology* 180–181, 120–129.
- Costa, P.J.M., Kim, Y.D., Park, Y.S., Quintela, M., Mahaney, W.C., Dourado, F., Dawson, S., 2017. Imprints in silica grains induced during a wave flume experiment: approach to determine microtextural signatures during aqueous transport. *J. Sediment. Res.* 87 (7), 677–687. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.39>.
- Demant, A., 1979. Vulcanología y petrografía del sector Neovolcánico. *Rev. Inst. de Geol.* 7, 39–57.
- Dill, H.G., 2007. Grain morphology of heavy minerals from marine and continental placer deposits, with special reference to Fe-Ti oxides. *Sed. Geol.* 198, 1–27.
- Everitt, B. 1998. *The Cambridge Dictionary of Statistics*. Cambridge, UK New York: Cambridge University Press. ISBN 978-0521593465.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo-weathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2011. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *J. of Volcan. and Geoth. Res.* 146, 284–306.
- Fernández-Eguiarde, A., Gallegos-García, A., Zavala-Hidalgo, J., 1992. Oceanografía Física (Masas de Agua y Mareas de los Mares Mexicanos) IV.9.1, escala 1: 4000.000, Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 Chart, Mexico.
- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin 707 p.
- Galović, L., 2016. Sedimentological and mineralogical characteristics of the Pleistocene loess/paleosol in the Eastern Croatia. *Aeol. Res.* 20, 7–23.
- Garzanti, E., Andò, S., Resentini, A., 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-Sci. Res.* 112, 173–189.
- Garzanti, E., 2017. The maturity myth in sedimentology and provenance analysis. *J. Sedim. Res.* 87, 353–365.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G., Lustrino, M., 2013. Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *J. Geol.* 121, 547–580.
- Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Pereira, A., Vermeesch, P., 2015. Physical control on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long-distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology* 62, 971–996.
- Gindy, N.N., 2015. Environmental implications of electron microscope study of quartz grains surface textures on khors sediments, lake Nasser, Egypt. *Egyptian J. of Aq. Res.* 41, 41–47.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*. *Geol. Soc. of Am. S. Pap.* 422, pp. 129–181.
- Gujar, A.R., Ambre, N.V., Mislankar, O.P., Iyer, G.S.D., 2010. Ilmenite, magnetite and chromite beach placers from South Maharashtra, Central West Coast of India. *Res. Geol.* 60, 71–86.
- Helland, P.E., Holmes, M.A., 1997. Surface textural analysis of quartz sand grains from ODP Site 918 off the southeast coast of Greenland suggests glaciation of southern Greenland at 11 Ma, Palaeogeol., Palaeoclim. Palaeoec. 135, 109–121.
- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García, P.C., Armstrong-Altrín, J.S., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J.J., 2018. Textural and geochemical characteristics of beach sands along the Western Gulf of Mexico, Mexico. *Carpathian. J. Earth Environ. Sci.* 13, 161–174.
- Higgs, R., 1969. Quartz grain surfaces of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. *J. Sedim. Petr.* 39, 599–610.
- Immonen, N., 2013. Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. *Palaeogeol., Palaeoclim. Palaeoec.* 374, 293–302.
- Itamiya, H., Sugita, R., Sugai, T., 2019. Analysis of the surface microtextures and morphologies of beach quartz grains in Japan and implications for provenance research. *Prog. Earth Plan. Sci.* 6 (43), 1–14.
- 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. *J. Sedim. Res.* 69, 1003–1010.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Dickinson WW, Carranza Edwards A., Hornelas-Orozco, Y. 2005. Petrography of quartz grains in beach and dune sands of Northland, North Island, New Zealand. *New Zealand J. of Geol. and Geophys.* 48, 649–660.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Linares-López, C., de la Fuente, Espino, Muñoz, C., 2016. Provenance of opaque minerals (OM) in coastal sands, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Boletín de la Soc. Geol. Mex.* 68, 323–338.

- Kasper-Zubillaga, J.J., 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 Surf. Proc. Land* 32, 489–508.
- Kilda, L., Friis, H., 2002. The key factors controlling reservoir quality of the Middle Cambrian Deimena Group sandstone in West Lithuania. *Bull. Geol. Soc. of Denmark* 49, 25–39.
- Komar, P.D., Wang, C., 1984. Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *J. Geol.* 92, 637–655.
- Komar, P.D., 2007. The entrainment, transport and sorting of heavy minerals by waves and currents. In: *Heavy Minerals in Use* (Mange M. A. Wright D.T.). Developments in Sedimentology Elsevier, Amsterdam 58, pp. 3–48.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. 15, 259–263.
- Krinsley, D.H., Donahue, J., 1968. Environmental interpretations of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, 743–748.
- Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C., 1973. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge, England, pp. 91.
- Krinsley, D.H., Marshall, J.R., 1987. Sand grain textural analysis: an assessment. In: Marshall, John R. (Ed.), *Clastic Particles: Scanning Electron Microscopy and Shape Analysis of Sedimentary and Volcanic Clasts*. Van Nostrand Reinhold Company; New York, New York.
- Krinsley, D.H., Takahashi, T., 1962. Applications of electron microscopy to geology. *Trans. of the New York Acad. Sci. Series II* 25, 3–22.
- Krinsley, D.H., Wellendorf, W., 1980. Wind velocities determined from the surface textures of sand grains. *Nature* 283, 372–373.
- Lancaster, N., 1988. Control of eolian dune size and spacing. *Geology* 16, 972–975.
- Le Ribault, L., 1977. *Léxoscopie des quartz*. Masson, Paris, pp. 150.
- Livingstone, I., Bullard, J.E., Wiggs, G.F.S., Thomas, D.S.G., 1999. Grain-size variation on dunes in the Southwest Kalahari, Southern Africa. *J. Sed. Res.* 69, 546–552.
- Li, Z., Yu, X., Dong, S., Chen, Q., Zhang, C., 2020. Microtextural features on quartz grains from eolian sands in a subaqueous sedimentary environment: a case study in the hinterland of the Badain Jaran Desert, Northwest China. *Aeolian Res.* 43. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100573>.
- Mahaney, W.C., Kalm, V., 2000. Comparative SEM study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas* 29, 35–51.
- Mahaney, W., Stewart, A., Kalm, V., 2001. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas* 39, 165–171.
- Mahaney, W.C., 2002. Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications. Oxford University Press, New York, pp. 237.
- Madhavaraju, J., García y Barragán, J.C., Hussain, S.M., Mohan, S.P., 2009. Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Peñasco and Bahía Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico. *Rev. Mex. de Cien. Geol.* 26, 367–379.
- Madhavaraju, J., Lee, Y.I., Armstrong-Altrin, J.S., Hussain, S.M., 2006. Microtextures on detrital quartz grains of upper Maastrichtian-Danian rocks of the Cauvery Basin, Southeastern India: implications for provenance and depositional environments. *Geosc. J.* 10, 23–34.
- Makvandi, S., Beaudoin, G., McClenaghan, B.M., Layton-Matthews, D., 2015. The surface texture and morphology of magnetite from the Izok Lake volcanogenic massive sulfide deposits and local glacial sediments, Nunavut, Canada: Application to mineral exploration. *J. Geoch. Expl.* 150, 84–103.
- Margolis, S., Kennett, J.P., 1971. Cenozoic paleoglaciation history of Antarctica recorded in Subantarctic deep-sea cores. *American J. Sc.* 271, 1–36.
- Margolis, S., Krinsley, J.P., 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microtextures of detrital quartz grains. *Am. J. Sc.* 274, 449–464.
- Mazzullo, J., Sims, D., Cunningham, D., 1986. The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. *J. Sed. Petr.* 56, 45–56.
- 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 dunesand beach sands close to a volcanic rock source in the western Gulf of Mexico, Mexico. *Chemie Der Erde, Geoch.* 78, 323–329.
- Morad, S., Aldahan, A.A., 1986. Alteration of detrital Fe-Ti oxides in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 567–578.
- Moral-Cardona, J.P., Gutiérrez, Mas, J.M., Sánchez, Bellón A., Domínguez-Bella, S., Martínez-López, J., 2005. Surface textures of heavy-mineral grains: a new contribution to provenance studies. *Sed. Geol.* 174, 223–235.
- Muhs, D., Lancaster, N., Skipp, G.L., 2017. A complex origin for the Kelso Dunes, Mojave National Preserve, USA: A case study using a simple geochemical method with global applications. *Geomorphology* 276, 222–243.
- Nageswara-Rao, P.V., Swaroop, P.C., Karimulla, S., 2012. Mineral chemistry of Pangidi basalt flows from Andhra Pradesh. *J. Earth Syst. Sci.* 121, 525–536.
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Wehrle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern trans-Mexican Volcanic Belt. *Geol. Int.* 24, 477–575.
- Nesbitt, H., Young, G., 1992. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutes. *Nature* 299, 715–717.
- Oni, S.O., Olatunji, A.S., 2017. Depositional environments signatures, maturity and source weathering of Niger Delta sediment from an oil well in southeastern Delta State, Nigeria. *Eurasian J. Soil Sc.* 6, 259–274.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Rev. Mex. de Cien. Geol.* 25, 346–364.
- Ortiz-Pérez, M.A., Espinosa, R.L.M., 1991. Clasificación geomorfológica de las costas de México. *Geogr. y Des.* 2, 2–9.
- Pan, B., Pang, H., Gao, H., Garzanti, E., Zou, Y., Liu, X., Li, F., Jia, Y., 2016. Heavy-mineral analysis and provenance of Yellow River sediments around China Loess Plateau. *J. Asian Earth Sc.* 127, 1–11.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibali, A. and Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt States of Guanajuato and Michoacán. *Geol. Soc. of Am. Maps and Chart Series MCH072*, scale 1: 3000 000 1 sheet, 22 p text.
- Pereyra Díaz, D., J. A. A. Pérez Sesma y M. R. Salas Ortega. 2010. Hidrología. In Florescano, E., J. Ortiz Escamilla (ed). *Capítulo en Atlas del Patrimonio Natural, Histórico, Cultural de Veracruz*, tomo I, Gobierno del Estado de Veracruz-Universidad Veracruzana, 122 p.
- Pettjohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Springer Verlag, New York, pp. 618.
- Porter, J.J., 1962. Electron microscopy of sand surface texture. *J. of Sedim. Petrol.* 32, 123–135.
- Pye, K. 1987. Aeolian Dust and Dust Deposits, London Academic Press. 334 p.
- Pye, K., Mazullo, J., 1994. Effects of tropical weathering on quartz shape: an example from northeastern Australia. *J. Sedim. Res.* A64, 500–507.
- Pye, K., Tsao, H., 1990. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman, London 400 p.
- Rao, D.S., Sengupta, D., 2014. Electron microscopic studies of ilmenite from the Chhatrapur Coast, Odisha, India, and their implications in processing. *J. Geochem. ID* 192639 8. <https://doi.org/10.1155/2014/192639>.
- Reddad, H., El Talibi, H., Perri, F., El Moussaqui, S., Zrdeb, M.A., Zaghloul, M.N., Critelli, S., 2016. Textural and compositional controls on modern fluvial and beach sands of Mediterranean coastal Rif belt (Northern Rif, Morocco). *Italian. J. Geosc.* 135. <https://doi.org/10.3301/IJG2015.33>.
- Servicio Geológico Mexicano, 2017. Cartografía Geológica De La República Mexicana. Geological Chart. Formato SHP Escala 1 (250), 000.
- Schwamborn, G., Förster, A., Diekmann, B., Schirmeister, L., Fedorov, G., 2008. Mid to late Quaternary cryogenic weathering conditions in Chukotka, northeastern Russia: Inference from mineralogical and microtextural properties of the El'gygytgyn Crater Lake sediment record. In: Ninth International Conference on Permafrost. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, pp. 1601–1606.
- Silpa, B.L., Srinivas, R., Likhil, A.C., Aneesh, T.D., Prasad, K., Sajan, K., 2016. Microtextures on quartz grains in the beach sediments of a high energy regim, Kerala, Southwest coast of India. *Indian J. Geo-Mar. Sc.* 45, 191–196.
- Stevic, M., 2015. Identification and environmental interpretation of microtextures on quartz grains from Aeolian sediments-Brattforsheden and Vittskövle, Sweden. Unpublished Bachelor's Thesis, Department of Geology, Lunds University, Sweden, pp. 34 p.
- Sweet, D.E., Brannan, D.K., 2016. Proportion of Glacially to Fluvially Induced Quartz Grain Microtextures along the Chitina River, SE Alaska, U.S.A. *J. of Sed. Res.* 86, 749–76 Tamayo, J.L., 2013. Geografía Moderna de México. Trillas, México, 390 p.
- Tamayo, J.L., 2013. Geografía Moderna de México. Trillas, México, 390 p.
- Tourtlet, H.A. 1968. Hydraulic equivalence of grains of quartz and heavier minerals and implications for the study of placers, Geology Geological Survey Professional Paper, 594-F.
- Udayaganesan, P., Angusamy, N., Gujar, A.R., Rajamanickam, G.V., 2011. Surface microtextures of quartz grains from the central coast of Tamil Nadu. *J. Geol. Soc. India* 77, 26–34.
- Varghese, T.I., Prakash, T.N., Nagendra, R., 2016. Depositional history of coastal plain sediments, Southern Kerala, South West India. *J. Earth Sc. & Clim. Change* 7, 6. <https://doi.org/10.4172/2157-7617.1000355>.
- van der Wal, D., 1998. The impact of grain-size distribution of nourishment sand on aeolian sand transport. *J. Coastal Res.* 14, 620–631.
- Vos, K., Vandenberhe, N., Elsen, J., 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth Sc. Rev.* 128, 93–104.
- Warrier, A.K., Pednekar, H., Mahesh, B.S., Mohan, R., Gazi, S., 2016. Sediment grain size and surface textural observations on quartz grains in late Quaternary lacustrine sediments from Schirmacher Oasis, East Antarctica: Paleoenvironmental significance. *Polar Sc.* 10, 86–100.

Web References

- <http://data.remss.com/cmp/v02.0/> [accessed on 01/10/2019].
- <http://davidcarlaw.github.io/openair/> [accessed on 01/10/2019].
- <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html> [accessed on 01/10/2019].
- <https://weather-and-climate.com> [accessed on 01/10/2019].

RESEARCH ARTICLE

Petrographic and geochemical analyses of dune sands from southeastern Mexico, Oaxaca, Mexico

Juan J. Kasper-Zubillaga^{1,2} | Raymundo G. Martínez-Serrano³ |
 Elsa Arellano-Torres⁴ | León Felipe Álvarez Sánchez² | Daniel Patiño Andrade⁵ |
 Alejandro González Bermúdez⁵ | Lizeth Carlos-Delgado⁶

¹Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL), Unidad Académica de Procesos Oceánicos y Costeros, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), CDMX, Mexico

²Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL), Unidad de Informática Marina (UNINMAR), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), CDMX, Mexico

³Instituto de Geofísica, Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX, Mexico

⁴Facultad de Ciencias, Departamento de Ecología y Recursos Naturales, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), CDMX, Mexico

⁵Facultad de Ciencias, Licenciatura en Ciencias de la Tierra, Departamento de Física, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), CDMX, Mexico

⁶Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX, Mexico

Correspondence

Juan J. Kasper-Zubillaga, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL), Unidad Académica de Procesos Oceánicos y Costeros, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria s/n, 04510 Mexico City, Mexico.
 Email: kasper@cmarlunam.mx, leon@cmarl.unam.mx

Funding information

Universidad Nacional Autónoma de México, Grant/Award Number: DGAPA/Papiit/UNAM Project IN105919

Handling Editor: A.-A. J. S. Armstrong-Altrin

Dune sands in southeastern Mexico are compositionally and geomorphologically controlled by fluvial input, eastward longshore currents, and the intense winds traveling through the Isthmus of Tehuantepec. *Tehuano* winds are mainly responsible for the remarkable dune sand entrapment circumscribed to the exposure of volcano-sedimentary outcrops. Compositionally, the dunes are potentially influenced by granite denudation, volcano-sedimentary rocks, metamorphic units, and Quaternary sediments besides alluvium. Mono- to polycrystalline subangular to angular quartz, K-feldspar, and schists suggest that granitic-metamorphic rocks control the river and dune sands composition. Subordinate fractions of mica, Fe-Ti oxide minerals, and reduced amphibole (actinolite) indicate metamorphic-volcano sedimentary-granite as the potential parent rock of sand sources. The dune sands compositional framework shows slight flat-type rare earth elements (REE) trends with a low light rare earth elements (LREE)/heavy rare earth elements (HREE) ratio (e.g., 6.13 ± 6.00), suggesting a significant control of granite rocks. Geochemical signals, CIA and CIW chemical indices support moderate weathering. The petrographic and geochemical analyses indicate little dune sand recycling by aeolian transport despite strong wind systems along the SE coast of Mexico. This provenance study evidences the exhumation of granite, metamorphic, and volcano-sedimentary materials in the Oaxaca dune sands, confined by the regional geomorphology.

KEYWORDS

dune, entrapment, granitic, metamorphic, river, sands, volcano-sedimentary, wind

1 | INTRODUCTION

Mineralogical and geochemical composition of terrigenous sediments has been widely used to interpret the provenance of modern and ancient

sands (Dickinson, 1985; Franzinelli & Potter, 1983; Johnsson, 1993; Junior, 2020; Kasper-Zubillaga, Carranza Edwards, & Rosales-Hoz, 1999; Lee, 2009; Madhavaraju & Ramasamy, 2001, 2002; Marsaglia, 1991; Suttner, Basu, & Mack, 1981). The mineralogical and geochemical composition of coastal sands from recent and old sedimentary environments (i.e., river, beach, dune, and sandstones) is mainly controlled by numerous factors such as sediment transport,

[Correction added on 06 February 2021, after first online publication: The fifth author's surname has been corrected from 'Andrade Patiño' to 'Patiño Andrade'.]

weathering conditions, diagenesis, geomorphology of the area, and climatic influence (Armstrong-Altrin, Lee, Kasper-Zubillaga, & Trejo-Ramirez, 2017; Armstrong-Altrin, Ramasamy Nagarajan, Yong Il Lee, Kasper-Zubillaga, & Córdoba-Saldaña, 2014; Garzanti et al., 2019; Kundu, Matin, & Eriksson, 2016; Meinhold, Le Heron, Elgady, & Abutarruma, 2016; Mendieta-Lora, Mejía-Ledezma, Kasper-Zubillaga, Arellano-Torres, & Álvarez Sánchez, 2018; Muhs, 2004; Zaid, 2017). Notably, dune systems along the southeastern Pacific coastal area of Mexico are sparse and confined to a tiny but conspicuous location alongshore the Mexican state of Oaxaca. Dune sands in this coastal area could be accumulated by northerly and northwesterly winds-induced mechanisms known as *Tehuano* winds. Such winds are produced when a difference in the atmospheric pressure between the Gulf of Mexico and the tropical Pacific cause high-speed winds blowing throughout the Isthmus of Tehuantepec, fanning out over the surface waters of the Gulf of Tehuantepec in the Pacific (Romero-Centeno, Zavala-Hidalgo, Gallegos, & O'Brien, 2003; Steenburgh, Schultz, & Colle, 1998). Compositionally, the dune systems along Oaxaca are probably also influenced by the action of coastal processes, like fluvial and beach sands input onshore, longshore currents, the exposure of geomorphological barriers, along with a complex parental rock sourcing (Carranza-Edwards et al., 2018; Trasviña & Barton, 2008).

Dune height and morphology between the westernmost and easternmost dune sand systems are remarkably different in Oaxaca. Several factors possibly control dissimilarities in dune features. For instance, wind velocity impact, direction and frequency on the dune sands, and regional geomorphology have been identified as controlling factors in several dune systems around the world (Garzanti et al., 2012; Garzanti et al., 2013; Garzanti et al., 2015; Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007; Lancaster, 1985, 2009; Muhs, 2017; Zimmerlman & Williams, 2007). Little research regarding dune sands evolution and provenance studies for the southeastern dune sands in Oaxaca are reported in the literature. A few studies have been published about the Sierra Madre del Sur's tectonic and geological significance, which is relatively close to the Oaxaca coastal area (Martínez-Serrano, Solís-Pichardo, Flores-Márquez, Macías-Romo, & Delgado-Durán, 2008). However, a literature review found little sampling coverage along the SE Mexican Pacific (Jiménez-Oroico, Ileana Espejel, & Martínez, 2015), even though provenance studies of beach sands along the Oaxaca and Chiapas coasts are extensive (Carranza-Edwards et al., 2018). This work aims to determine the aeolian sands' provenance to assess the dominant mode of transport controlling their composition. We

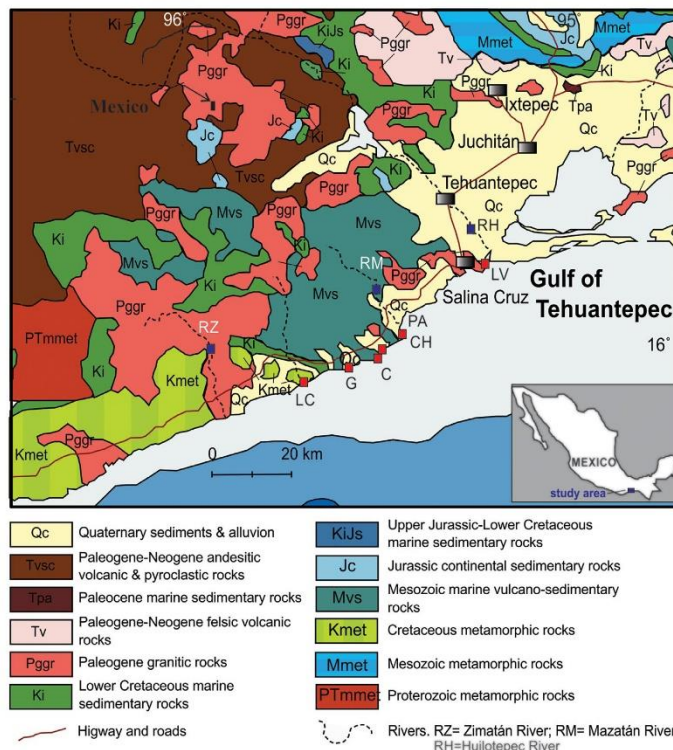


FIGURE 1 Location of the study area on the Oaxaca coastal region, and geological map (modified from Ortega-Gutiérrez et al., 1992). See text for the abbreviation of sampling sites [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.com)]

show the first provenance study encompassing dune systems on the SE coast of Mexico.

2 | STUDY AREA

The study area in the SE Mexican Pacific coast is located between 15° 95' and 16° 18' N; 95° 57' and 95° 15' W (Figure 1). The region comprises the Sierra Madre del Sur, a morphotectonic province rising from the west to the east, with crest heights > 3,000 m. The mountain range forms a low-elevation barrier plateau between the Gulf of Mexico and the Pacific Ocean, characterized by the Isthmus of Tehuantepec geomorphological unit. A narrow coastal plain describes the coastal area with rocky littoral features and small bays (Figure 2).

2.1 | Climatic zones and winds

The Oaxaca coastal area is defined as a semi-warm region with summer rains and cold winters. This region is arid along the coast,

with more rainfall in the nearby mountains (García, 1981). The average minimum and maximum air temperatures are 22 and 33°C. The average annual precipitation amount is 1,000 mm/year, with the highest and lowest rainfall rates in summer and autumn, respectively. In winter, coastal ocean circulation in the Gulf of Tehuantepec is actively controlled by a series of extreme northerly and northwesterly wind events known as *Nortes* or *Tehuanos* (Velázquez-Muñoz, Martínez, Chavanne, Durazo, & Flament, 2011). *Tehuanos* are generated when a difference in atmospheric pressure between the Gulf of Mexico and the tropical Pacific is produced, causing strong wind flows throughout the Isthmus of Tehuantepec and over the Pacific Ocean's surface waters triggering upwelling events. During the winter season, the average wind jet velocity is >10 ms⁻¹, commonly occurring for 2 to 6 days (Romero-Centeno et al., 2003; Steenburgh et al., 1998) (Figure 3a). In the wintertime, prevailing northerly and northwesterly winds develop velocities between 8 and 10 ms⁻¹ up to 12–13 ms⁻¹ with 20 to 80% frequency. In the summertime, northerly and northwesterly show wind velocities between 4 to 6 ms⁻¹ with 15 to 30% frequency (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>).

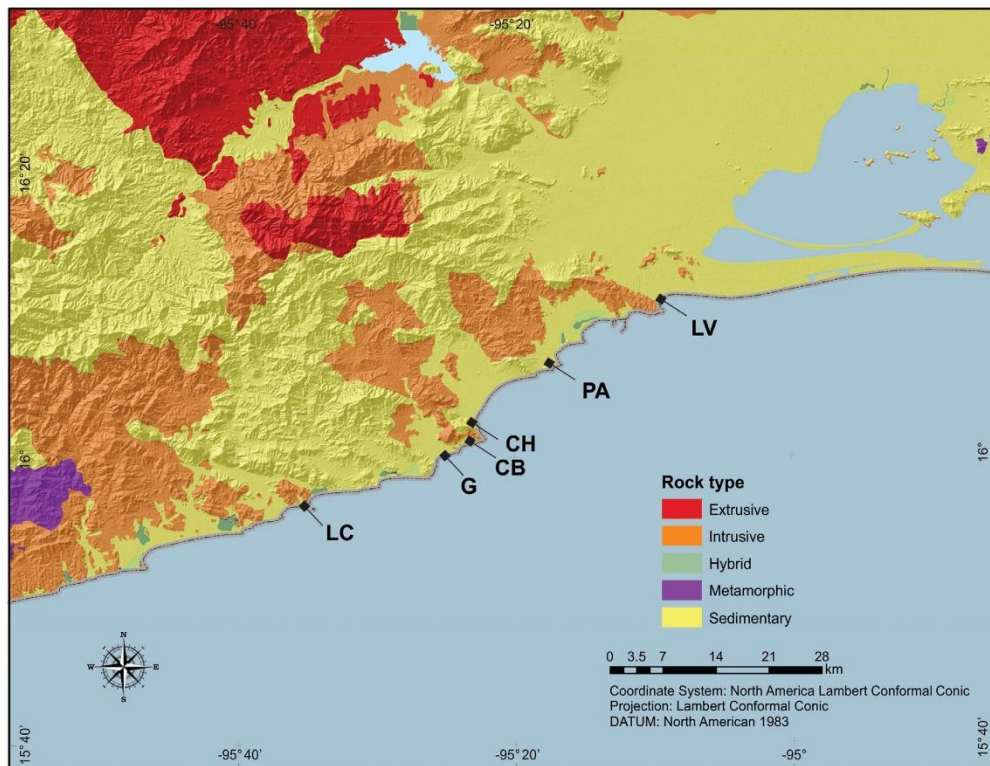


FIGURE 2 Geomorphology of the coastal area of southeastern Mexico [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

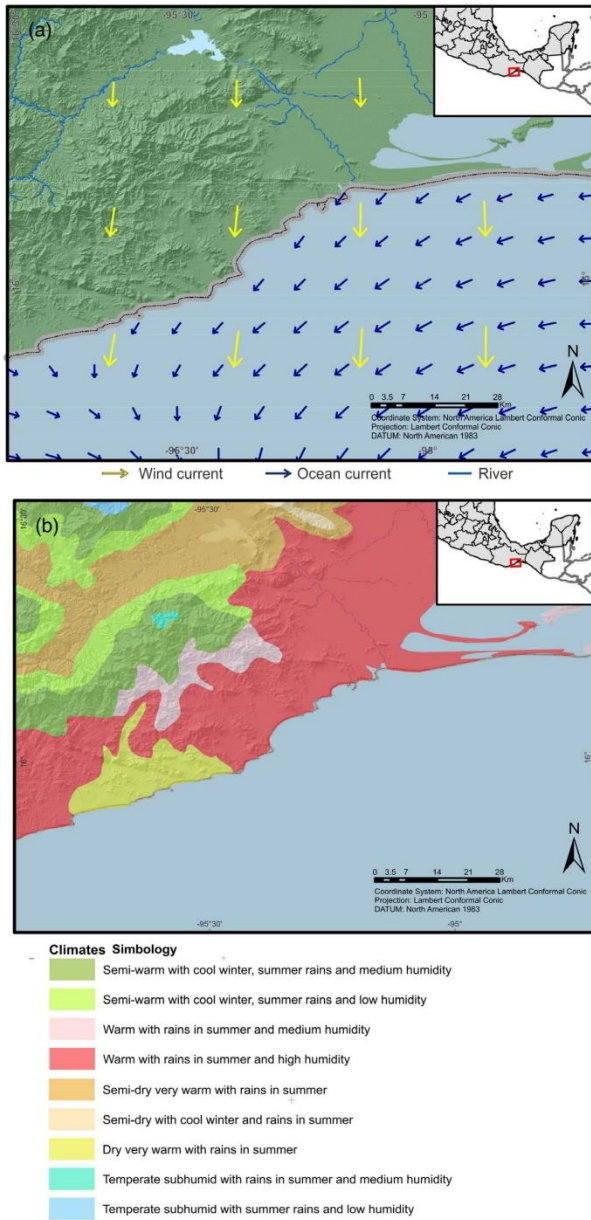


FIGURE 3 (a) General dominant northerly winds and longshore drift along the Gulf of Tehuantepec-Oaxaca coastal area. (b) Weather and climate along the Gulf of Tehuantepec coastal area (<http://weather-and-climate.com>) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

2.2 | Physical oceanography and longshore drift

The ocean circulation in the Gulf of Tehuantepec's vicinity is characterized by northward water flowing over the Costa Rica Coastal Current (CRCC) from equatorial origin (Kessler, 2006). In recent decades, it has been recognized by remote sensing and in situ studies that mesoscale eddies characterize most of the winter circulation. The winter circulation is driven by intense *Tehuano* winds flowing through the mountain gap to the Isthmus of Tehuantepec, forming upwelling and dipole vorticity on the ocean surface (i.e., one anticyclonic gyre in the western gulf and one cyclonic gyre in the eastern gulf) (Figure 3b). Although *Tehuano*s are absent during summer, cyclonic eddies have been observed and linked to the westward coastal current. Alongshore, most of the anticyclonic eddies favour coastal tracks flowing eastward (Flores-Vidal, Durazo, Chaverme, & Flament, 2011; Santiago-García, Parés-Sierra, & Trasviña, 2019; Trasviña & Barton, 2008) (Figure 3b).

2.3 | Riverine input

The drainage network on the mountain range known as the *Sierra Madre del Sur* presents a dendritic to a subparallel arrangement with temporary riverine discharges seaward. The low rainfall in the Tehuantepec region does not allow for large rivers but determines short path streams. The area is mainly controlled by three perennial streams distributed eastwards called Zimatán, Mazatan and Huilotepec. Rivers flow seawards for ~70 to 140 km across a sharp relief to reach the Pacific Ocean (Figure 1). Rivers are derived from outcrops comprising the mountain range with poor drainage delivering sediments seaward, along a narrow coastal plain (Carranza-Edwards et al., 2018; Martínez-Serrano et al., 2008).

2.4 | Geology

The study area is located at the North America plate's E-SE border bounded to the north by the mountain range (Figure 1), which has average heights of ~1,500 m a.s.l. The mountain range altitude is up to 2,850 m a.s.l., composed of a complex arrangement of Precambrian to Cenozoic metamorphic, sedimentary, and igneous rocks (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Several small pocket beaches developed on a narrow coastal plain, with dimensions ranging from ~0.06 – 0.09 km wide by ~0.3 – 1.7 km long. These beaches are delimited by outcrops of the *Sierra Madre del Sur* rocks that reach the coast. The beach sands' composition is strongly influenced by nearby rocky outcrops (Carranza-Edwards et al., 2018).

The oldest rocks in the region are represented by Proterozoic metamorphic units (PTmmet) that belong to the Oaxaca complex. These units are composed of granulitic gneiss (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Mesozoic metamorphic rocks (Mmet) from the Xolapa complex outcrop north of Juchitan town. In the Sierra Madre del Sur, this metamorphic complex extends out on a belt about 100 km long by 50 km wide, dominated by gneiss and migmatites that are frequently intruded by Mesozoic and Cenozoic granitic plutons.

Metamorphic rocks' mineralogy comprises quartz, plagioclase, biotite, K-feldspar ± garnet, amphibole, zircon, and chlorite (Pérez-Gutiérrez, Solari, Gómez-Tuena, & Martens, 2009). Along the coastline, schists, greenschist, and shales represent some outcrops of undifferentiated Cretaceous metamorphic rocks (Kmet). Mesozoic sedimentary and volcano-sedimentary units of continental and marine origin (e.g., Jc, KiJs, Ki, and Mvs) are part of the Sierra Madre del Sur in the Isthmus area. These units are mainly composed of red conglomerates, limestones, sandstones, and some shale (Ortega-Gutiérrez, 1981). Recent lithologic units are described as Cenozoic granitic plutons (Pggr), lava flows, and pyroclastic deposits of andesitic to dacitic composition (Tv, Tvsc). The placement of these magmatic rocks has been related to subduction processes of the Cocos oceanic plate under the North American Plate (Martínez-Serrano et al., 2008; Morán-Zenteno et al., 2000). A small outcrop of Palaeocene marine sedimentary rock is also observed east of Ixtepec town (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) (Figure 1).

2.5 | Dune

2.5.1 | Western dunes

The western Quaternary coastal dune systems are established as embryo vegetated dunes (I), developed on the western coastal plain of Oaxaca in La Colorada (LC) and Garrapatera (G) sites, with heights of ~1.5 to 6.0 m and 1.5 to 3.0 m, respectively (Figure 4a-d). We also observed incipient transverse (II) and parabolic (III) dunes (Figure 4 a,b).

2.5.2 | Eastern dunes

Conversely to the western dune sands, well-developed parabolic (III) and barchanoid (IV) (Figure 4e,f) dune systems more than 200 m above sea level are located at the Concepción site (C) (Figure 4e-j). Here, the SE region's highest dune system is mainly composed of Mesozoic marine volcano-sedimentary sequences and Palaeogene granitic rocks. Parabolic and barchanoid dune systems of ~20 to 30 m height are constrained at Cipehua (CH) site surrounded by dune systems at the CB site and Mesozoic marine volcano-sedimentary rocks (Figure 5). The Playa Azul (PA) dunes are similar to those found in the CB and CH sites (i.e., parabolic and barchanoid), with heights of ~15 to 25 m. La Ventosa (LV) site has sparse dune systems represented by single vegetated dune systems with incipient heights (Google Earth, 2019).

3 | SAMPLING, EQUIPMENT, AND ANALYTICAL PROCEDURE

3.1 | Field sampling

Six dune systems were sampled along the Oaxaca coast. Thirty-five sand samples were taken from the western and eastern dune sand



FIGURE 4 Dune systems: Western dune sands in the LC site, with (a) (I) embryo-vegetated and (II) transverse types, and (b) (III) parabolic type, (c, d) images of embryo-vegetated dune type in the G site; Eastern dune sands in the CB site; with (e) (III) parabolic dunes on (Mvs) volcano-sedimentary outcrops; (f) (III) parabolic and (IV) barchanoid dune types; (g, h) images of parabolic and barchanoid dunes overlapping in the CH site; (i, j) images of dunes at the PA site with parabolic and barchanoid dune types [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

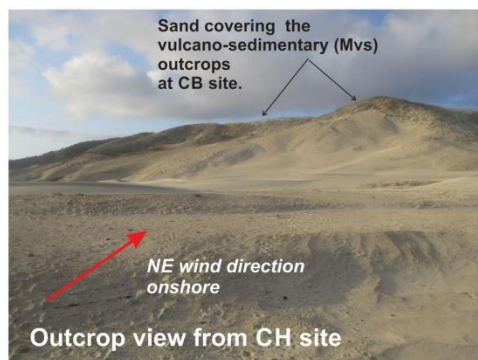


FIGURE 5 Dune sand entrapment on top of the volcano-sedimentary units. The view is from the eastern dune sands, the CH site towards the CB site [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

systems. Western dune sands are called La Colorada (LC; $n = 7$) and Garrapatera (G; $n = 6$). Eastern dune sands are called Concepción (C;

$n = 7$), Chipehua (CH; $n = 8$), Playa Azul (PA; $n = 5$), and La Ventosa (LV; $n = 2$). Sand samples (~500 g) were taken from the flanks and crest of the dunes. Sampling was handled carefully to attain representativeness and consistency of the dune sands to avoid anomalous local enrichments in heavy minerals along with the dune profiles (Garzanti et al., 2012, 2015; Garzanti & Andò, 2007). Sand sampling bias can produce different petrographic and geochemical patterns in one single locality. In this study, sand sampling was performed away from heavy mineral lags such as deep red and dark patches. Additionally, to minimize the concentration of light and heavy minerals in thin section preparation, the whole bulk sand was used to ensure the inclusion of very coarse to fine sands (Garzanti et al., 2015; Garzanti & Andò, 2007).

3.2 | Wind chart database

A five-year average database (2014–2018) was used to draw wind charts showing wind frequency (%), velocities (ms^{-1}), and direction throughout the Gulf of Mexico (Figure 3). Wind data were obtained by Remote Sensing Systems (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>). Wind charts were constructed with the available air-R package developed to observe monthly wind parameters variations (<http://davidcarslaw.github.io/openair/>).

TABLE 1 Mean grain size and modal analysis of the main petrographic framework of dune sands (n = 35)

DUNES	Mz	σ	S _{KI}	K _G	Qms	Qmu	Qps	Qpu	L	K	P	Blag	HM	Total
La Colorada 15.5773°N; 95.32608°W														
LC2F	2.008	0.345	0.159	1.052	67	56	5	3	34	24	19	0	42	250.0
LC3C	1.608	0.602	0.2	0.998	69	64	3	6	31	33	13	0	31	250.0
LC6F	1.223	0.532	0.277	1.023	104	48	2	1	8	37	9	0	41	250.0
LC5F	1.564	0.507	0.117	0.997	98	61	3	4	20	23	15	2	24	250.0
LC5F*	1.415	0.510	0.213	0.999	45	70	3	11	32	55	3	0	31	250.0
LC1F*	1.526	0.453	0.085	0.994	55	64	3	2	32	66	12	0	17	250.0
LC1F	1.668	0.476	0.107	1.034	85	55	6	3	31	27	20	0	23	250.0
Garrapatera 15.59805°N; 95.25644°W														
G3F	1.306	0.543	0.194	0.956	92	48	4	2	22	32	14	3	33	250.0
G2C	1.717	0.526	0.094	1.016	123	32	2	1	15	29	22	3	23	250.0
G4F*	1.228	0.456	0.050	1.010	72	40	2	2	27	83	11	1	14	250.0
G4F	1.124	0.613	-0.005	1.046	118	29	4	3	22	31	17	1	25	250.0
G4C	1.465	0.476	0.065	0.983	98	35	3	1	24	41	25	0	23	250.0
G3F*	1.575	0.52	0.105	0.976	122	31	5	2	35	37	10	3	5	250.0
Concepción 16.01437°N; 95.22574°W														
CB2F	2.24	0.347	0.157	1.039	79	48	0	2	35	32	21	0	33	250.0
CB1C	1.437	0.989	-0.221	1.618	38	32	1	9	52	56	23	9	30	250.0
CB6F	1.287	0.507	0.168	0.948	41	35	4	2	24	81	14	1	48	250.0
CB2C	2.259	0.356	0.172	1.063	63	47	2	1	29	45	14	2	47	250.0
CB3C	2.341	0.338	0.132	1.002	30	22	0	2	10	28	11	2	145	250.0
CB4C	1.831	0.404	0.053	0.980	55	10	0	1	6	45	1	0	132	250.0
CB5F	1.632	0.564	0.094	0.956	66	32	4	7	28	53	20	2	38	250.0
Chipehua 16.01625°N; 95.22623°W														
CH1C	1.609	0.565	0.1	0.961	65	47	2	3	54	43	20	4	12	250.0
CH5F	2.068	0.422	0.248	1.122	55	45	1	6	36	47	26	4	30	250.0
CH8C	1.784	0.616	0.109	0.981	54	52	1	2	30	90	3	0	18	250.0
CH10F	0.741	0.540	0.160	1.092	90	41	0	0	19	52	0	9	39	250.0
CH12F	1.548	0.461	0.044	0.960	77	42	2	8	32	53	15	2	19	250.0

(Continues)

TABLE 1 (Continued)

DUNES	Mz	σ	S _{KI}	K _G	Qms	Qmu	Qps	Qpu	L	K	P	Blog	HM	Total
CH12F*	2.27	0.472	0.312	1.047	40	42	3	6	43	49	30	8	29	250.0
CH4C	0.676	0.645	0.338	1.025	46	48	6	6	43	45	21	4	31	250.0
CH5C	1.115	0.525	0.124	1.117	59	60	5	6	33	53	19	8	7	250.0
Playa Azul 16.06474°N; 95.16766°W														
PA7F	1.476	0.54	0.178	0.944	42	46	0	9	59	57	22	3	12	250.0
PA1C	2.318	0.441	0.302	1.227	18	29	0	3	27	46	35	0	92	250.0
PA3F	2.226	0.387	0.203	1.066	34	7	0	0	10	58	0	0	141	250.0
PA6C	-0.125	0.452	0.112	0.903	14	46	0	4	83	43	8	2	0	200.0
PA9F	0.903	0.580	0.099	1.008	55	51	3	4	29	86	4	0	18	250.0
La Ventosa 16.10307°N; 95.09232°W														
LV1C	1.295	0.503	0.088	1.036	36	47	1	5	58	77	18	1	7	250.0
LV2C	1.6	0.524	0.071	0.972	40	31	0	4	56	79	26	0	14	250.0
Mean	1.54	0.51	0.13	1.03	64.14	42.66	2.29	3.74	32.26	49.60	15.46	2.21	36.40	
SD	0.52	0.12	0.10	0.21	28.44	14.20	1.87	2.75	16.26	18.59	8.62	2.74	36.24	

Note: Mz = Mean grain size (ϕ units); σ = sorting (ϕ units); S_{KI} = skewness; K_G = kurtosis; Qms = Monocrystalline quartz with undulose extinction; Qmu = Monocrystalline quartz with straight extinction; Qps = Polycrystalline quartz with undulose extinction; Qpu = Polycrystalline quartz with undulose extinction; L = total lithics (metamorphic, sedimentary, volcanic); K = feldspar; P = plagioclase; Blog = biogenic fraction (shell fragments); HM = heavy minerals, that is, translucent and opaques. Total = number of grains counted. Asterisks * are samples taken from the other flank of the dune.

3.3 | Grain size analysis

Approximately 20 g of sand samples were previously washed with distilled water and carefully decanted to remove salts, small wood fragments, and flake-type non-mineral detritus. Samples were dried in an oven at 40°C for a couple of hours. Nearly 0.1 g of dune sands were used for grain size determination by triplicate. Textural parameters were determined using a laser particle size analyzer (model Coulter LS230). The Coulter analyzer can be used for grain-size determinations of particle sizes between -1.0ϕ and 14.6ϕ . Laser particle size analysis has been used in dune sands, producing particle-size distributions of better resolution using much smaller samples (Kasper-Zubillaga et al., 2007; Livingstone, Bullard, Wiggs, & Thomas, 1999) (Table 1).

3.4 | Modal analysis

A polarized microscope Velab VE-148 P with the 10x objective was used for modal analysis. We counted 350 points in thin sections ($n = 30$) previously prepared with epoxy resin without coverslips, as suggested by Gazzi Dickinson's point counting method (Garzanti et al., 2013b; Ingersoll et al., 1984). The first standard modal analysis Q-F-L plot was performed for $n = 250$ grains per slide. The point counting included total quartz (Q = all quartz grains), observed as single-crystal with non-undulatory extinction (Qmnu), single crystal with undulatory extinction (Qmu), polycrystalline quartz with non-undulatory extinction (Qpnu), and undulatory extinction with >3 crystals unit per grain (Qpu) (Basu, Young, Suttner, James, & Mack, 1975). Additionally, as part of the main compositional framework, we included the total feldspar (F), including potash feldspar (K), Ca-Na plagioclase (P), and total lithics (L) including metamorphic (Lm), sedimentary (Ls), and volcanic (Lv) lithics. The second category of the modal analysis was defined as subordinate components including metamorphic (gneiss, schists), sedimentary (limestone, sandstones, siltstones, chert), volcanic lithics with lathwork (Lvl) and microlithic (Lvm) textures, heavy minerals (HM), including clinopyroxene (py), amphibole (Amp), garnet (Grt), opaque minerals (op: composite Fe-Ti oxides), mica (m), and biogenic components (B = calcite-composed shell fragments) ($n = 100$ grains per slide). Point counting results were recalculated to percentages for each category. Ternary diagrams were constructed with the following poles: Q-F-L; Q-K-P; Lm-Ls-Lv and Amp-Op-Grt based on the standard main compositional framework and subordinate components of the river and dune sands (Garzanti et al., 2012, 2015; Garzanti, Padoan, et al., 2013; Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007; Mendieta-Lora et al., 2018) (Tables 1 and 2).

3.5 | X-ray diffraction analysis

We used X-ray diffraction (XRD) to analyse two samples: a CB2C dune sand and a volcano-sedimentary sample emplaced at the CB site.

The XRD analyses were performed by an Empyrean Diffractometer (Malvern Panalytical, Malvern) with an accelerating voltage of 45 kV, a filament current of 40 mA, using CuK α radiation, a nickel filter, and a PIXcel 3D detector, at the Instituto de Geología and LANGEM, UNAM. Before the analyses, the samples were ground with an agate mortar and pestle to get a fine powder ($<45 \mu\text{m}$). Diffractograms were recorded like a step-scan mode of 0.003° , start angle (2θ) of 5.0° , end angle (2θ) 80.0° , with a time per step of 40 s. Phase identification was made using the Highscore v4.5 software (Malvern Panalytical, Malvern), using ICCD (International Center for Diffraction Data) and ICSD (Inorganic Crystal Structure Database) databases. Diffraction data were stored after the initial X-Ray exposure. Samples showed no significant evidence of degradation within the X-ray beam.

3.6 | Geochemical analysis

3.6.1 | Major and trace elements

Dune sand samples were analysed for major ($n = 17$) and trace elements ($n = 15$), including rare earth elements (REE) ($n = 12$) at the Instituto de Geología and Geofísica, UNAM. Sand samples were crushed in a Fritsch Pulverisette Grinding Mill Model 2. Micro-milling from medium-hard to soft-brittle samples was used to obtain fine powders (particle size $< 75 \mu\text{m}$).

After drying at 110°C for 6 h, the X-ray fluorescence analyses were performed in powdered samples. They were then heated in a muffle furnace at 1,000°C for 2 h to determine loss of ignition (LOI). Fused beads were prepared from each calcined sample using a lithium tetraborate flux. Final analyses were completed using a Rigaku model RIX-3000 equipped with Rh tube at the Instituto de Geología, UNAM. The resulting chemical analyses for major-elements show precisions better than 5%. Major-element data were recalculated on an anhydrous (LOI-free) basis and adjusted to 100%. Raw data of major (%) and trace (ppm) elements are shown in Tables 3 and 4, both normalized against upper continental crust (UCC) (Taylor & McLennan, 1985).

3.6.2 | Rare earth elements

The REE analyses were performed in an inductively-coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) model iCAP Qc Thermo Scientific at the Instituto de Geofísica, UNAM. We used 0.2 g of sand samples and added a mixture of 10 ml of HF and 4 ml of HClO $_4$ until evaporation was completed at a temperature of 120°C. Samples were stored, and then a solution of 5 ml of HF and 2 ml of HClO $_4$ was added until evaporation was completed. When the sand samples dryness was achieved, we added a solution of HNO $_3$ (2%).

The ICP-MS instrument was optimized with certified high-purity standard (SM-1595-143) solutions with a broad range of Li, Co, In, Ba, Bi, Ce, and U of 1 $\mu\text{g/L}$. The calibration curve was plotted with 14 concentration points (0, 0.1, 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2.5, 5, 7.5, 10, 25, 50, 75, and 100 $\mu\text{g/L}$) starting with a multi-elemental stock of 10 mg/L of

TABLE 2 Modal analysis of subordinate mineralogical components of dune sands (n = 35)

DUNES n= 33	Lm	Ls	Lvl	Lvm	Px	Amp	op	M	Grt	B	Total
La Colorada											
LC2F	10.5	7.0	3.5	0.5	1.0	4.0	36.5	15.5	21.5	0.0	100.0
LC3C	9.0	10.0	8.5	0.5	2.5	8.5	33.5	7.5	20.0	0.0	100.0
LC6F	8.0	24.0	2.0	0.0	4.0	9.0	24.0	21.0	8.0	0.0	100.0
LC5F	22.0	11.0	10.0	0.0	2.0	9.0	20.0	8.0	17.0	1.0	100.0
LC5F*	19	17	3	1	0	8	22	19	11	0.0	100.0
LC1F*	60	4	3	0	2	7	13	7	4	0	100.0
LC1F	16.0	12.0	9.0	0.0	6.0	6.0	8.0	22.0	21.0	0.0	100.0
Garrapatera											
G3F	13.0	15.0	8.0	0.0	0.0	2.0	16.0	12.0	29.0	5.0	100.0
G2C	12.0	13.0	1.0	0.0	1.0	3.0	29.0	16.0	25.0	0.0	100.0
G4F1*	41	18	4	1	1	6	19	7	3	0	100.0
G4F	12.0	18.0	7.0	1.0	1.0	1.0	26.0	12.0	22.0	0.0	100.0
G4C	22.0	14.0	2.0	0.0	0.0	4.0	9.0	36.0	13.0	0.0	100.0
G3F*	42.0	23.0	4.0	0.0	0.0	1.0	17.0	9.0	2.0	2.0	100.0
Concepción											
CB2F	19.0	8.0	4.0	0.0	0.0	3.0	20.0	35.0	11.0	0.0	100.0
CB1C	14.0	20.0	2.0	0.0	0.0	4.0	30.0	18.0	12.0	0.0	100.0
CB6F	17.0	15.0	4.0	0.0	0.0	4.0	31.0	18.0	11.0	0.0	100.0
CB2C	6.0	5.0	0.0	0.0	3.0	6.0	36.0	29.0	15.0	0.0	100.0
CB3C	2.0	7.0	0.0	0.0	0.0	3.0	55.0	15.0	18.0	0.0	100.0
CB4C	6	3	1	0	0	8	22	19	11	0.0	100.0
CB5F	12.0	9.0	5.0	0.0	1.0	5.0	33.0	19.0	16.0	0.0	100.0
Chipehua											
CH1C	28.0	6.0	7.0	0.0	0.0	7.0	14.0	31.0	0.0	7.0	100.0
CH5F	19.0	12.0	6.0	2.0	5.0	10.0	14.0	16.0	9.0	7.0	100.0
CH8C	31	27	12	0	0	0	1	27	2	0	100.0
CH10F	21	26	3	1	1	11	13	0	24	0	100.0
CH12F	28.0	13.0	10.0	0.0	0.0	2.0	6.0	32.0	0.0	9.0	100.0
CH12F*	21.0	14.0	4.0	0.0	1.0	6.0	16.0	17.0	15.0	6.0	100.0
CH4C	33.0	10.0	6.0	0.0	2.0	2.0	14.0	22.0	9.0	2.0	100.0
CH5C	37.0	9.0	22.0	1.0	1.0	4.0	5.0	11.0	1.0	9.0	100.0
Playa Azul											
PA7F	43.0	19.0	6.0	1.0	1.0	4.0	10.0	10.0	2.0	4.0	100.0
PA1C	7.0	5.0	0.0	0.0	1.0	10.0	44.0	14.0	18.0	1.0	100.0
PA3F	30	19	1	0	0	1	32	11	6	0	100.0
PA6C	48.0	16.0	6.0	0.0	0.0	0.0	30.0	0.0	0.0	0.0	100.0
PA9F	49	11	9	1	0	7	20	0	3	0	100.0
La Ventosa											
LV1C	37.0	20.0	6.0	0.0	0.0	3.0	7.0	27.0	0.0	0.0	100.0
LV2C	29.0	3.0	8.0	0.0	1.0	5.0	26.0	23.0	5.0	0.0	100.0
Mean	23.53	13.23	5.34	0.29	1.07	4.96	21.49	16.74	10.99	1.51	
SD	14.32	6.54	4.30	0.50	1.49	3.03	11.89	9.48	8.37	2.80	

Note: See text for abbreviations.

high-purity standards (ICP-MS-B). Instrumental drift correction was performed using 10 µg/L of In as an internal standard. The detection limits (DLs) were calculated based on $DL = 3 (SD \text{ int BCO}) / (\text{conc STD}) / (\text{int STD} - \text{aver int BCO})$; where SD int BCO is the standard deviation of the blank intensity, conc STD is the standard solution concentration, int STD is the standard solution intensity, and aver int BCO is the mean blank intensity. A granite reference JG-2 was used as a reference-quality material for the ICP-MS analysis. Analytical precision for REE is better than 5%.

TABLE 3 Discriminant analysis for grain size parameters

Variable	Wilks lambda	p level	Tolerance
Mz	0.59	0.57	0.81
σ	0.54	0.91	0.65
Ski	0.71	0.11	0.73
K _G	0.62	0.40	0.95

Note: Wilks lambda will range from 1.00 (no discriminatory power) to 0.00 (perfect discriminatory power); p level < 0.55 (lack of significance); Tolerance ~0.01 (99% redundant).

TABLE 4 Major elements (wt%) in dune sands

DUNES n = 17	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	To Total	CIA	CIW
La Colorada n = 3														
LC3C	72.02	0.89	12.06	4.08	0.08	1.26	2.65	2.71	3.29	0.09	0.87	100.00	60.05	61.42
LC6F	78.33	0.54	9.19	2.73	0.06	0.88	2.41	2.00	2.75	0.07	1.04	100.00	59.42	62.16
LC2F	78.34	0.94	8.69	3.86	0.10	0.87	2.39	1.80	2.54	0.06	0.42	100.00	60.36	63.38
Garrapatera n = 2														
G4F	82.02	0.18	8.76	1.11	0.02	0.49	1.61	2.04	2.81	0.03	0.93	100.00	57.84	60.62
G4C	82.50	0.14	8.89	0.94	0.02	0.39	1.38	2.13	2.79	0.03	0.81	100.00	57.69	59.91
Concepción n = 4														
CB2F	75.69	0.41	11.45	2.15	0.04	0.82	2.37	2.67	3.13	0.08	1.20	100.00	59.54	60.54
CB1C	68.96	1.71	11.63	6.37	0.14	1.32	2.40	1.98	3.47	0.09	1.93	100.00	62.36	67.74
CB6F	78.90	0.22	10.36	1.51	0.03	0.65	1.84	2.33	3.29	0.05	0.82	100.00	58.33	61.37
CB2C	70.93	1.40	10.89	5.34	0.12	1.25	3.32	2.25	3.03	0.14	1.35	100.00	60.95	64.43
Chipehua n = 3														
CH1C	72.08	0.56	11.58	2.96	0.05	1.29	3.35	2.43	3.58	0.09	2.03	100.00	59.52	63.04
CH5C	77.79	0.56	9.28	2.47	0.06	0.90	2.50	2.04	2.95	0.05	1.40	100.00	58.59	61.90
CH12F	78.52	0.20	10.17	1.27	0.03	0.66	2.19	2.32	3.27	0.04	1.34	100.00	58.03	61.08
Playa Azul n = 3														
PA7F	79.51	0.46	9.14	2.21	0.05	0.79	2.17	1.92	2.75	0.05	0.96	100.00	59.81	62.98
PA1C	67.38	3.24	9.53	10.04	0.26	1.35	3.06	1.77	2.30	0.15	0.93	100.00	63.80	65.82
PA6C	77.46	0.60	9.41	2.91	0.07	1.05	2.92	1.91	2.50	0.06	1.11	100.00	61.66	63.77
La Ventosa n = 2														
LV1C	79.40	0.31	9.73	1.96	0.04	0.66	1.61	2.05	3.39	0.05	0.80	100.00	57.99	62.94
LV2C	79.25	0.23	10.24	1.68	0.03	0.67	1.56	2.28	2.99	0.05	1.03	100.00	59.42	62.39
Mean	72.02	0.66	10.08	2.97	0.06	0.89	2.42	2.17	2.93	0.07	1.40		59.73	62.57
SD	16.47	0.70	2.54	2.11	0.05	0.31	0.76	0.58	0.72	0.03	0.79		1.70	1.97

Note: See text for abbreviations.

3.6.3 | Weathering indices of sands

We applied two weathering indices widely used in rocks and sediments to evaluate sands' chemical weathering rates. The Chemical Index of Alteration (CIA), $[(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)) \times 100]$, expressed as molar masses, evaluates the weathering rocks intensity in old and modern sands, which has proven to be a reliable indicator of chemical weathering in the dune, river, and beach sands (Garzanti, 2019; Garzanti et al., 2013,b; Garzanti & Resenti, 2016; Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007; Mendieta-Lora et al., 2018; Nesbitt & Young, 1982). The CaO* is part of the silicate fraction determined in the plagioclase sands content (see Honda & Shimizu, 1992).

The chemical index of weathering (CIW), $CIW = [(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O))] \times 100$, expressed as molar masses, is similar to the CIA except that it eliminates K₂O from the calculation. The K₂O produces high values in K-feldspar-rich rocks, as it does not consider the aluminium associated with K-feldspar (Fiantis, Nelson, Shamshuddin, Goh, & Van Ranst, 2010).

4 | RESULTS

4.1 | Grain size parameters

Overall, dune sands are classified as moderately well-sorted medium-grained sands ($Mz = 1.54 \pm 0.52 \phi$; $\sigma = 0.51 \pm 0.52 \phi$) (Folk, 1980). High and low contrasting grain-size ($Mz \phi$) values are observed in the CB and PA sites (samples PA1C, PA6C, CB3C, coarse- to fine-grained sands). The highest and lowest sorting ($\sigma \phi$) values correspond to samples from site CB (samples CB1C, CB2F; well-sorted to moderately sorted sands). The highest and lowest skewness (Ski) is observed for samples from the G and CH localities (samples G4F, CH4C; near-symmetrical to fine-skewed sands). The highest and lowest kurtosis (K_G) values correspond to the CB1C and PA6C samples (leptokurtic to very leptokurtic) (Table 1).

The $Mz (\phi)$ versus $\sigma (\phi)$ plots are similar to those diagrams resulting from different areas with aeolian deposits (Garzanti et al., 2012, 2015; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007; Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007; Lancaster, Nickling, & McKenna, 2002; Mendieta-Lora et al., 2018; Wang, Dong, Zhang, Qu, & Zhao, 2003; Wenru et al., 2016) (Figure 5). A significant negative correlation exclusively for dune sands is observed for Mz versus σ ($r = -0.40$; t_{student} of significance = 3.13; $\rho = 0.05$; $t_{\text{critical}} = 1.71$) and it will be discussed further (Table 1 and Figure 6). A

linear discriminant analysis (LDA) based on the grain-size data shows no statistical significance ρ -level, where the Wilks Lambda is achieved for all the dune sand sites (Table 3 and Figure 7) (Kasper-Zubillaga & Carranza Edwards, 2005).

4.2 | Modal analysis

There is a slight increase towards the Q apex of the western dune sands, and some eastern sands, CB and CH, are classified as lithofeldspatho-quartzose $Q > F > L$ whereas all the eastern dune sands are litho-quartzo-feldspathic $F > Q > L$. The PA6C dune sand sample slightly plots towards the L apex as feldspathic-quartzo-lithic (i.e., $L \geq F > Q$) (Garzanti, 2019) (Figure 8a,b).

Subordinate mineralogical components show that a few dune samples from the G, CB, CH, and PA sites are enriched in metamorphic clasts (e.g., $Lm > Ls > Lv$). The rest of the dune sands, including some samples from the LC site, tend towards the Ls pole (i.e., quartz lithic, Garzanti et al., 2012). An exception to these trends is the LC3C sample, which plots towards the Lv pole (Figure 6c). Some dune sand samples tend towards the Op apex, whereas few exceptions of dune sands (LC1F, G3F*, G4F) plot towards the Amp and Grt poles (Figure 6d). Locally, the unusual presence of aeolian striae impacts and abrasion on the volcano-sedimentary outcrops generate a particular compositional framework in the dune sands at the CB, CH, and PA sites compared to the western dune sands (Figure 8a–d).

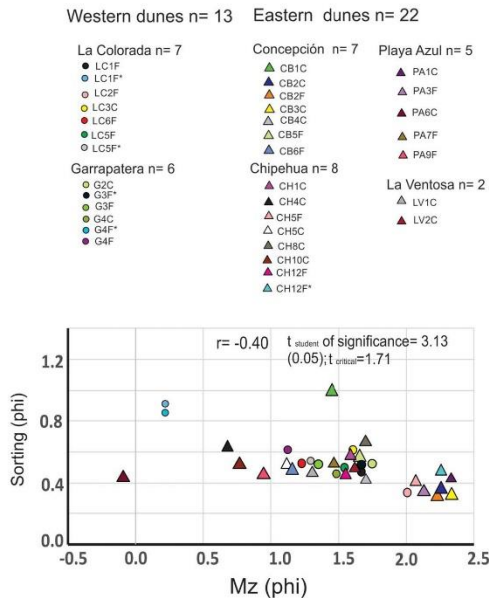


FIGURE 6 Dune sands Mz versus sorting (σ) bivariate plot in phi units. Significance test of correlation performed with a student's t -test [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

4.3 | Quartz-types in western and eastern dune sands

Monocrystalline and polycrystalline quartz grains, based on their non-undulatory and undulatory angles of extinction properties, are a useful

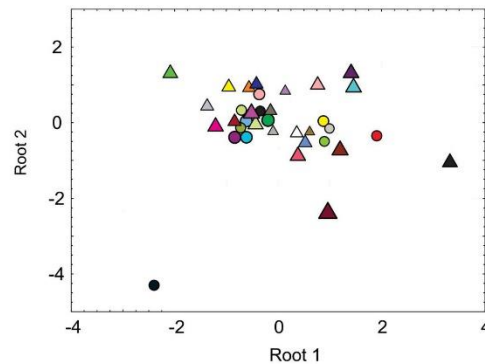


FIGURE 7 Linear discriminant analysis bivariate plot (Root 1 vs. Root 2) for grain size textural parameters: $Mz (\phi)$ (grain size), $\sigma (\phi)$ (sorting), Ski (skewness) and K_G (kurtosis). Symbols are referred to in Figure 6 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

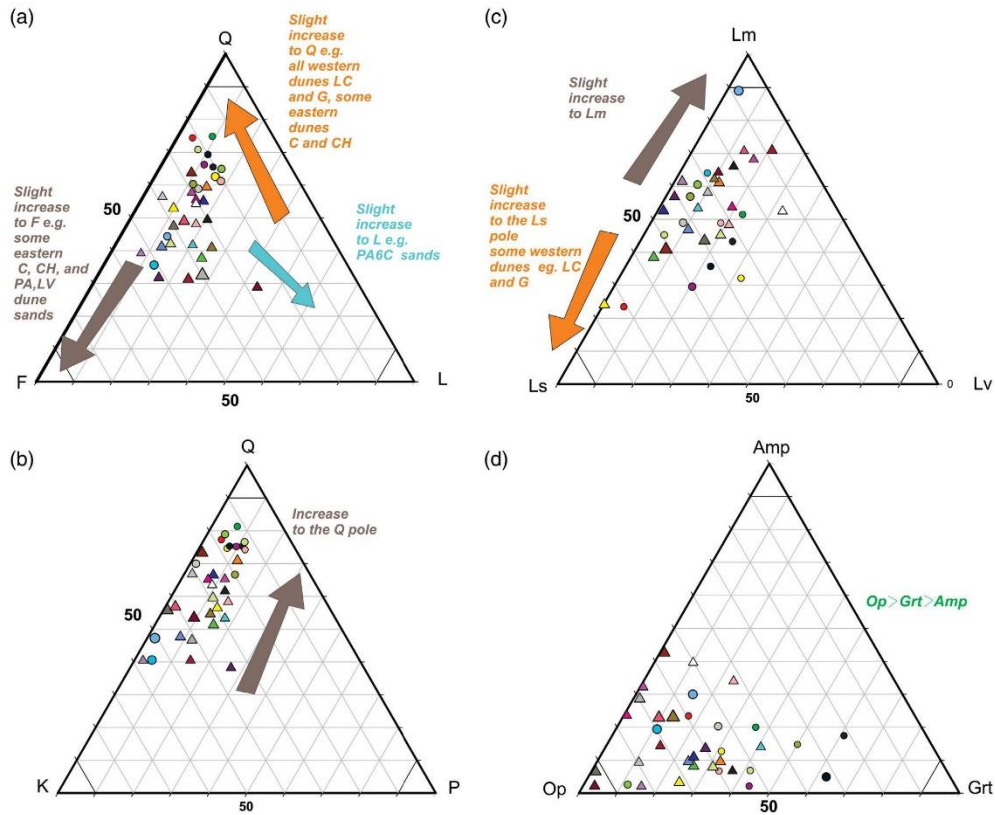


FIGURE 8 Ternary plots for river and dune sands. (a) Q-F-L; (b) Q-K-P; (c) Lm-Ls-Lv; (d) Amp Op-Grt. Symbols are referred to in Figure 6. See text for explanation [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.com)]

provenance indicator (Basu et al., 1975; Blatt & Christie, 1963). The western coastal dune sands are enriched in several monocrystalline quartz grains, with non-undulatory extinction ($Q_{ms} = 88.31 \pm 25.42$) compared to some easterly dune sands ($Q_{ms} = 49.86 \pm 19.11$) (Table 1). Monocrystalline quartz grains with undulatory extinction are present in both dune systems ($Q_{mu} = 48.69 \pm 14.17$), with a slight decrease in the eastern dune sands ($Q_{mu} = 39.09 \pm 13.27$). Average polycrystalline quartz grains, with non-undulatory and undulatory extinction for the western and eastern dune sands, are $Q_{ps} = 3.46 \pm 1.27$, $Q_{pu} = 3.15 \pm 2.73$; $Q_{ps} = 1.59 \pm 1.84$; $Q_{pu} = 4.09 \pm 2.76$, respectively.

4.4 | X-ray diffraction analysis

Maximum peaks of X-Ray diffractograms were observed for quartz, mica, and andesine. Less conspicuous peaks were observed for sanidine, actinolite, anorthite, orthoclase, composite Fe-Ti oxides for

C2C, and the Mvs from outcrop samples (Figure 9a,b). The numbers in parentheses indicate the XRD patterns used in the identification of each mineral. The most abundant phases identified were quartz (ICDD), mica (ICSD), and andesine (ICSD). Less abundant phases were sanidine (ICDD), actinolite (ICDD), anorthite (ICDD), orthoclase (ICDD), and Fe-Ti oxides (ICDD). Phase identification was made using the Highscore v4.5 software (Malvern Panalytical, Malvern), ICDD (International Center for Diffraction Data), and ICSD (Inorganic Crystal Structure Database) databases.

4.5 | Geochemistry of western and eastern dune sands

The major element prominent peaks are observed for Ti_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O , and K_2O in the sand samples coming from the western LC and the eastern CB, CH, and PA sites.

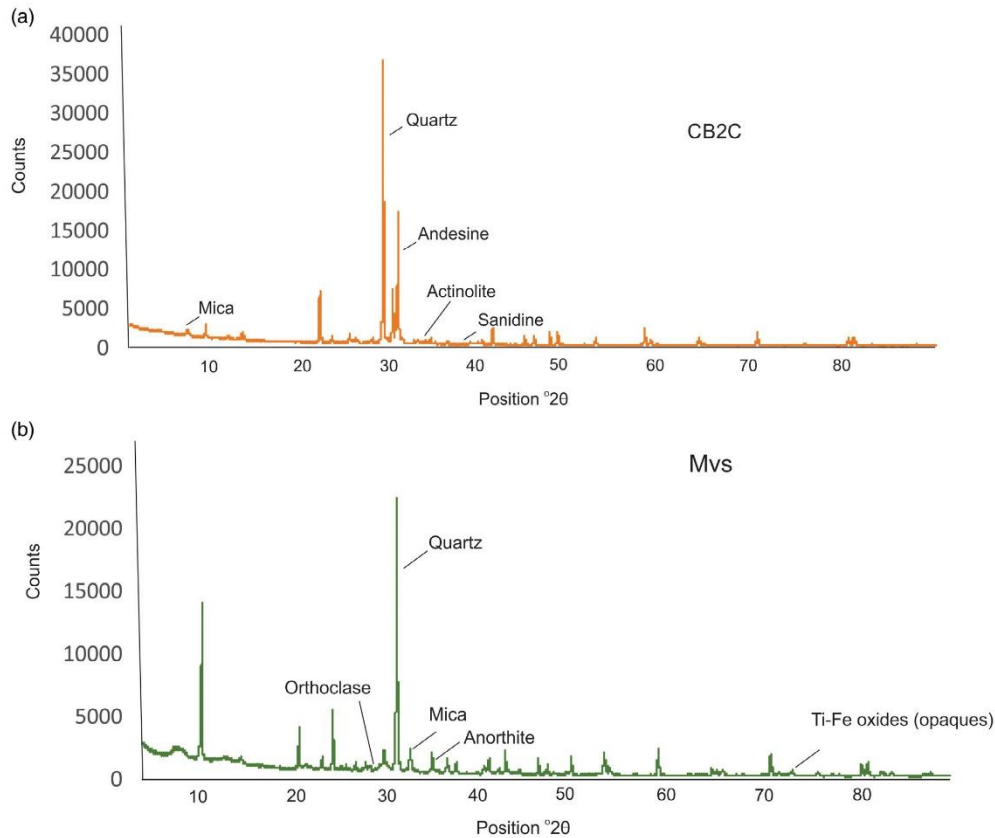


FIGURE 9 Diffraction patterns of (a) an eastern dune sand sample CB2C; (b) volcano-sedimentary unit Mvs sample underlying the CB site [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

The MnO enrichment is concentrated in all the sand samples. Conversely, depletion of CaO is observed in all dune sands, whereas Ti_2O and Fe_2O_3 are observed in samples from the western G and the eastern LV dune sands (Table 4 and Figure 10a). High peaks of Rb, Cr, and Cu are concentrated in almost all western and eastern dune sands. Exceptions are the slight decreases in Cr and Cu observed in samples CB6F and CH1C, respectively. Zr and Th are enriched only in samples from the western (e.g., LC3F) and the eastern dune sands (e.g., CB2F, CB2C, CH1C, CH12F) (Table 5 and Figure 10b).

The REE patterns for all sand samples follow a slight homogeneous trend as enrichment of light rare earth elements (LREE) compared to the heavy rare earth elements (HREE), supported by the ratio $\text{LREE}/\text{HREE} = 6.13 \pm 6.00$. All dune sand samples show Ce/Ce^* and Eu/Eu^* negative anomalies (Tang, Rudnick, McDonough, Gaschnig, & Huang, 2015). Exceptions of Eu/Eu^* positive anomalies arise between the western (e.g., samples G4F, G4C) and eastern dune sands (e.g., sample LV1C) (Table 6 and Figure 10c).

The average weathering indices obtained for all the dune sands are: $\text{CIA} = 60.30 \pm 3.85$ and $\text{CIW} = 63.56 \pm 6.48$ (Table 4 and Figure 12). Their values are based on molar proportions incorporated into silicate minerals.

5 | DISCUSSION

5.1 | Grain size parameters and geomorphology

Overall, we observed slight grain-size fining at all the dune sands, particularly at the CB site ($M_z = 1.86 \pm 0.43$). The LDA shows the separation of some of the CB dune sand samples. However, no statistical significance was obtained from the analysis. This suggests that the grain-sizes are homogeneous for all the dune sands without differences in their textural attributes, despite the wind action effect (Jia et al., 2016; Kasper-Zubillaga, Dickinson, Carranza Edwards, &

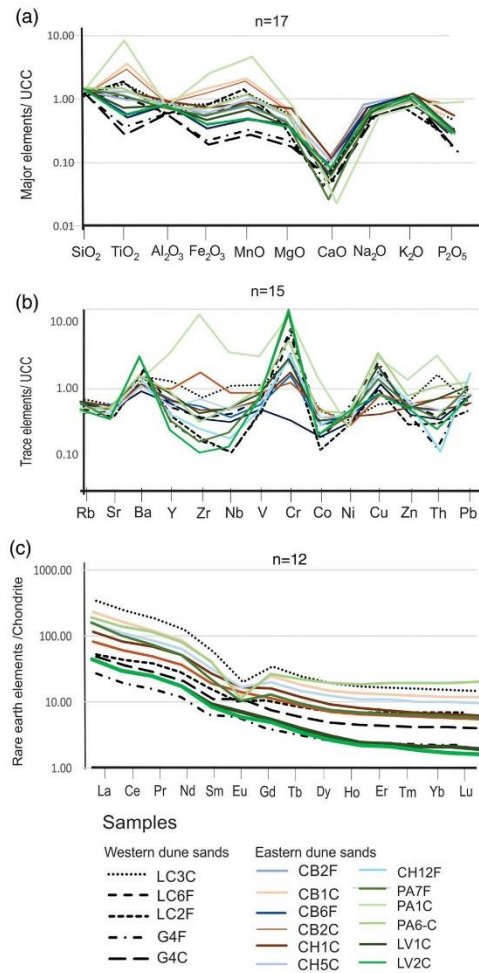


FIGURE 10 Upper Continental Crust (UCC) and chondrite-normalized patterns for (a) major, (b) trace, and (c) rare earth elements. See text for explanation [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.com)]

Hornelas-Orozco, 2005; Livingstone, 1987). Therefore, it seems that at the CB dune site, the grain size fining could be related to the composite Ti-Fe oxides, as will be discussed further.

It is essential to highlight that medium- to fine-grained dune sands in the Oaxaca region are similar to those observed in coastal dune sands worldwide (Abuodha, 2003; Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007; Lopez, Hegy, & Missimer, 2020). Dune sands are texturally linked to the longshore transport of aeolian sands, the wind regime, as well as the grain size availability by river input (Noda, 2005). However, analogies of medium to fine sizes in beach sands are closely

related to textural attributes reported specifically in dune sands from different sites outside Mexico's southeastern coast (Ahlbrandt, 1979; Wang et al., 2003).

The irregular relief acts as a geomorphological barrier in the studied coastal area. The dune sand entrapment increases the dune height, being well observed at the CB and CH sites (Figure 5). Few examples of non-vegetated coastal and continental dune systems are reported to be geomorphologically controlled. For instance, the Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB), along with the wind action in the western Gulf of Mexico, practically controls the transport and deposition of coastal dunes sands on the eastern coast of México (Mejía-Ledezma et al., 2020; Mendieta-Lora et al., 2018).

5.2 | Heterogeneous mineralogical trends in the western and eastern dune sands: Provenance implications

All western dune sands overlap with some eastern dunes sands, plotting in Figure 8 towards the Q apex, whereas the easternmost dune sands plot towards the K apex. An exception is a PA6C sample that tends towards the L pole (Figure 8a). The western and eastern dune sands are potentially controlled by the denudation of granite (Pggr) and volcano-sedimentary units (Mvs). Denudation of granitic rocks could then provide K-feldspar enrichment compared to the plagioclase content at both sand areas (Glaznet & Johnson, 2013; Gougazeha, Bamoussa, & Hasana, 2018; Vernon, 1986) (Figure 8b; Figure 11).

Some western dune sands are slightly enriched in sedimentary lithics (Ls), except for sample LC1F*. Conversely, there are progressive eastward enrichments towards the Lm apex in some CB and CH sites and all PA and LV sites, suggesting a potential control of RZ river sands drainage over the schist units seaward (Figure 1) that increase Lm content. The occasional longshore currents ultimately raise the Lm concentration in some of the eastern dune sites. Here, the eastward movement of riverine and beach sands was probably derived from anticyclonic eddies (Flores-Vidal et al., 2011; Santiago-García et al., 2019; Trasviña & Barton, 2008; Velázquez-Muñoz et al., 2011).

The Lm concentration in the eastern dune sands at PA and LV sites is strongly determined by the quick fluvial drainage and marine transport eastward, generating a sinking effect where metamorphic lithics are rapidly preserved onshore. Locally, the wind-induced mechanism generates quick Lm transport onto the dune systems, supported by the healthy preservation of the labile Lm fraction. Furthermore, the Lm content suggests that the sands were eroded from the geographically distant metamorphic outcrops on the western dunes (Carranza-Edwards et al., 2018; Garzanti et al., 2012).

5.2.1 | Contributions from subordinate minerals to the western and eastern dune sands

A relatively low mica abundance is observed in the western dune sands ($M = 14.77 \pm 8.32$) compared to eastern ($M = 17.91 \pm 10.10$).

TABLE 5 Trace elements (ppm) of dune sands

La Colorada n = 2	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th
LC3C	83	221	779	27	147	13	119	184	9	18	16	49	16
LC6F	57	189	957	13	84	6	82	446	6	20	40	46	5
Garrapatera n = 2													
G4C	60	154	915	8	43	2	56	400	4	27	53	35	2
G4F	63	157	780	10	46	2	59	226	3	16	25	26	4
Concepción Bamba n = 3													
CB2C	67	218	858	31	530	14	125	152	10	13	27	52	10
CB2F	79	244	899	18	125	5	75	207	5	20	28	43	6
CB6F	82	197	700	16	73	4	63	30	3	15	42	33	4
Chipehua n = 3													
CH1C	92	230	939	19	106	7	93	237	7	19	12	45	6
CH5C	57	169	881	14	173	7	85	421	7	20	58	55	6
CH12F	76	192	1,141	10	47	2	63	512	5	24	72	50	1
Playa Azul n = 3													
PA1-C	50	168	614	53	1,376	30	233	591	20	13	54	81	24
PA6-C	57	182	700	18	66	6	94	287	8	19	61	51	10
PA7F	68	168	692	17	83	6	81	171	6	17	41	36	7
La Ventosa n = 2													
LV1C	66	131	1,178	8	37	3	73	617	4	18	29	39	4
LV2C	54	130	1,222	6	27	2	72	691	4	20	19	36	3
Mean	67.4	183.3	883.7	17.9	197.5	7.3	91.5	344.8	6.7	18.6	38.5	45.1	7.2
SD	12.4	34.4	184.4	11.9	348.4	7.3	44.0	196.8	4.2	3.7	18.1	12.9	6.0

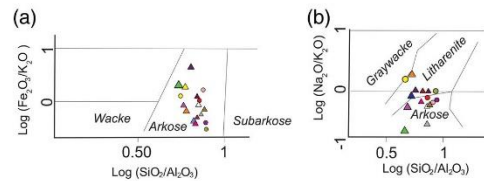


FIGURE 11 Geochemical classification of dune sands from the western and eastern dune sands. Bivariate plots based on Herron (1988); Pettijohn, Potter, and Siever (1987). Symbols are shown in Figure 6 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

Mica is locally derived from granitic rocks and the confined volcano-sedimentary rock exposure. Likely, mica enrichment in the eastern dune sands (particularly at CB and CH sites) continues by the dominant *Tehuano* winter winds. Because the wind action may produce long-term abrasion of volcano-sedimentary rocks, it may be an alternative source to concentrate mica in the eastern dune sands. The former is evidenced by the well-exposed unit of volcano-sedimentary rocks underlying the CB site (Figure 5). Presumably, in the case of the PA site, the low mica content in the dune sands is caused by the offshore removal of this mineral by a highly energetic coastal area in a relatively unconfined shoreline (Garzanti et al., 2015; Rasul & Basaham, 2002; Shepard, Manar, & Young, 1961).

Conversely to the mica composition well differentiated on both dune systems, we observed an overlapping of subordinate heavy minerals in the western and eastern areas. All the dune sands concentrate $Op > Grt > Amp$. Remarkably, we found that the *Op* abundances (e.g., composite Ti-Fe oxides) are locally generated by wind erosion of marine volcano-sedimentary outcrops (Figure 13) (Abdel-Karim, Elwan, Helmy, & El-Shafey, 2014). As an alternative source rock, the volcano-sedimentary units contribute to Ti-Fe oxides as the superposed physical effect of the wind action and low precipitation rates. Conversely to this study case, the high Ti-Fe oxides content in coastal dune sands from the Gulf of Mexico, western Africa, and India are subdued by the effect of long-distance drift mechanisms and selective entrainment process like waves (Acharya, Nayak, & Das, 2009; Garzanti et al., 2012, 2015; Järvelill, Kleesment, & Raukas, 2015; Kasper-Zubillaga, Linares-López, & Espino de la Fuente Muñoz, 2016; Komar, 1976). Little aeolian transport of Ti-Fe oxides is supported by the preservation of highly angular to subangular outline grains accumulated in the dune sands on top of volcano-sedimentary outcrops. The grains' preservation features are probably evidence of the relatively unchanged morphological features, persistent through their source to sink history.

We observed subtle changes between both dune systems for the garnet content (Grt). For instance, we found a small concentration of Grt, especially in the western dune sands (e.g., LC1F, LC5F, G2C, G3F*, G4F, G4C), and even at the CH12F site. Single garnet grains

TABLE 6 Rare earth elements (ppm), Eu, and Ce anomalies of dune sands

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce/ Ce*	Eu/ Eu*
La Colorada n = 2																
LC3C	79.16	149.35	17.02	57.69	8.70	1.12	6.84	0.89	4.83	0.93	2.66	0.38	2.44	0.35	0.78	0.45
LC2F	12.49	26.72	3.54	13.23	2.41	0.58	2.12	0.31	1.87	0.38	1.14	0.17	1.13	0.17	0.79	0.78
Garrapatera n = 2																
G4F	6.25	11.71	1.47	5.51	0.96	0.34	0.82	0.12	0.68	0.13	0.39	0.06	0.37	0.05	0.73	1.17
G4C	11.55	21.75	2.62	9.61	1.68	0.64	1.51	0.21	1.23	0.24	0.71	0.10	0.67	0.10	0.75	1.23
Concepción n = 2																
CB1C	46.70	88.79	10.43	37.55	6.14	0.82	5.20	0.72	4.12	0.83	2.37	0.34	2.22	0.33	0.76	0.44
CB2C	18.15	36.37	4.49	17.12	3.05	0.89	2.64	0.38	2.11	0.43	1.22	0.18	1.12	0.16	0.76	0.96
Chipehua n = 2																
CH1C	25.32	48.58	6.12	23.15	4.17	1.05	3.57	0.49	2.71	0.52	1.45	0.20	1.30	0.18	0.74	0.83
CH5C	32.47	64.13	7.56	28.87	5.01	1.05	4.31	0.61	3.48	0.69	2.01	0.28	1.85	0.27	0.77	0.69
Playa Azul n = 2																
PA7F	39.38	71.22	8.20	29.03	4.52	0.88	3.86	0.53	2.99	0.60	1.74	0.25	1.59	0.23	0.74	0.65
PA1C	45.61	93.77	11.84	44.01	7.83	0.94	7.20	1.11	6.82	1.43	4.44	0.66	4.40	0.67	0.78	0.38
La Ventosa n = 2																
LV1C	12.67	24.44	3.06	11.38	2.09	0.64	1.79	0.24	1.30	0.24	0.69	0.10	0.63	0.09	0.75	1.02
LV2C	12.93	24.27	3.14	11.35	1.98	0.54	1.64	0.22	1.17	0.22	0.62	0.08	0.53	0.07	0.73	0.91
Average	28.56	55.09	6.62	24.04	4.05	0.79	3.46	0.49	2.78	0.55	1.62	0.23	1.52	0.22	0.76	0.79
SD	21.26	40.38	4.62	15.95	2.49	0.24	2.10	0.30	1.80	0.37	1.14	0.17	1.13	0.17	0.02	0.28

Note: See text for explanation.

derive from Cretaceous metamorphic rocks (schists). Later, this mineral may be incorporated in Quaternary sedimentary and alluvial deposits (Qc). Of particular interest is to observe that garnet is accumulated in both LC and G sites close to the RZ. The RZ is a main fluvial contribution of garnet generation, followed by the ultimately marked wind turbulence action on the western dune flanks when wind flow increases (Komar, 2007). Notably, there is little aeolian recycling of garnet, as supported by angular garnet grains with an initial degree of corrosion in the western dune sands. The mobilization of such angular and heavy Grt grains is possibly driven by the intense and quick wind-driven mechanism (Ando, Garzanti, Padoan, & Limonta, 2012; Garzanti et al., 2012, 2015).

5.2.2 | Quartz-types in dune sands

Based on the Qms content, we suggest that the western dune sands are compositionally controlled by the denudation of volcano-sedimentary units (Mvs). In general, the Qmu is mainly generated from granitic and metamorphic rocks, since medium- to fine-grained sands characterized the whole bulk textural parameters (Basu et al., 1975;

Blatt & Christie, 1963; Kasper-Zubillaga et al., 2005; Tortosa, Palomares, & Arribas, 1991). A primary source of the Qpu high content in medium- to fine-grained eastern dune sands is the low-grade metamorphic rocks (Kmet) like schists (Basu et al., 1975; Tortosa et al., 1991). The quartz-type assessment (i.e., modal analysis) suggests that the main contributions to quartz abundances in the dune sands include granites, volcano-sedimentary rocks, and schists.

5.2.3 | Grain morphology of minerals from the western and eastern dune sands

In the western and eastern dune sands, high content of angular to subangular quartz, feldspar, and heavy minerals was possibly transported under fluvial and marine conditions. Furthermore, a highly rapid wind-effect mechanism could support the little aeolian recycling process, as sand grains are effectively-rounded in a long-term aeolian setting (An, Ma, Wei, & Lai, 2012; Damiani, Giorgetti, & Turbanti, 2006; Garzanti et al., 2012, 2013b, 2015; Mejia-Ledezma et al., 2020; Mendieta-Lora et al., 2018) (Figure 14a–d). Minor aeolian recycling of dune sands is supported by the Sierra Madre del Sur

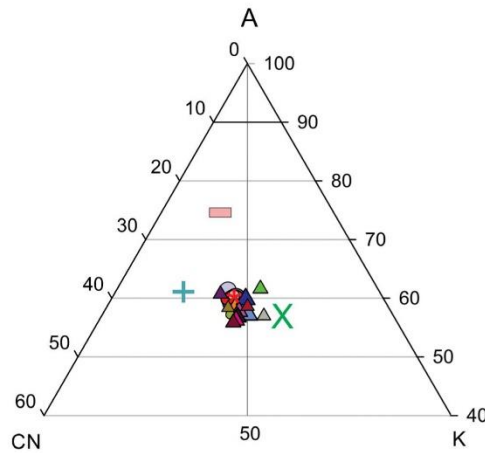


FIGURE 12 CIA plot of the western and eastern dune sands. Blue symbol + refers to the average coastal dune sands from the Baja California peninsula ($n=18$) (Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007). X green symbol is the average of coastal dune sands from the Altar Desert Sonora-Arizona ($n=10$) (Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007). The pink rectangle is the average from the western Gulf of Mexico ($n=24$) (Mendieta-Lora et al., 2018). Red * is the average for western and eastern dune sands from this study ($n=10$) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com)]

outcrops which are exposed along the coastal plain and have developed significant geomorphological barriers to retain the dune sands, such as markedly exposed volcano-sedimentary unit outcrops. A detailed revision on the physical mechanisms prevailing along the coast suggests that fluvial transport, anticyclonic surface currents, and Tehuanos wind can effectively produce a dune sand entrapment effect.

5.2.4 | Geochemical signals of western and eastern dune sands: Provenance fingerprints

High peaks of Ti_2O , Fe_2O_3 , and MnO in some sand samples from western (LC site) and eastern dune sands (CB and PA sites) are probably related to the presence of composite opaque Fe-Ti oxides, garnet, and schists (Garzanti et al., 2015; Vrána, 2011). We also observed enrichment of mobile alkali elements like Na_2O , K_2O , but depletion of alkaline earth metals (e.g., Mg and Ca), except Ba. Mobile alkali elements increase in all dune sands, primarily associated with granite parental rocks supply, as reported in several rivers and dune systems elsewhere. For example, in northwestern Mexico with arid climate (Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007), northeastern India with low weathering rates (Singh, 2010), eastern Africa with a tropical climate (Garzanti, Padoan, et al., 2013), and eastern India with hot climate (Bastia, Equeenuddin, Priyadarsi, &

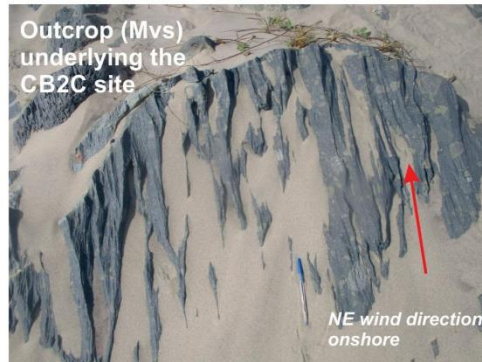


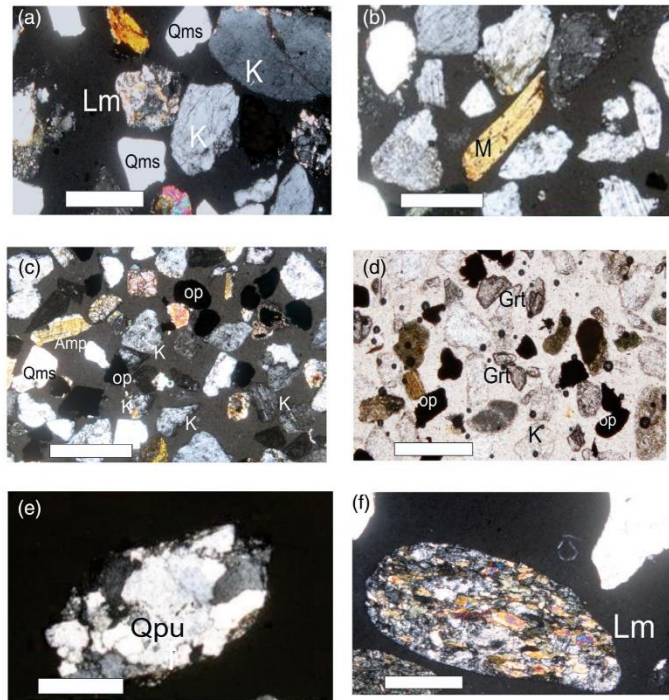
FIGURE 13 Volcano-sedimentary (Mvs) outcrop with aeolian grooves generated by highly energetic Tehuano wind systems and rainfall. Probably one of the alternative rock sources of the eastern and western dune sands in southeastern Mexico [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com)]

Hernández-Mendiola, 2020). The Ba peak is also a function of the minimum content of Ca-plagioclase and high K-feldspar with some visible minerals and perthites structures present in all the dune sands (Chernet, 2010; Kasper-Zubillaga, Carranza-Edwards, & Morales De la Garza, 2007; Muhs, 2017; Muhs, Reynolds, Been, & Skipp, 2003). The prominent Cr peak in all the dune sands is primarily associated with the presence of Ti-Fe oxides (Abdel-Karim & Baraka, 2017; Bradley, Chew1, & Wilkins, 2002) widely observed in the eastern dune sands, and probably associated with the presence of volcano-sedimentary outcrops as a significant source of opaque minerals. Compared to the Ba and Cr enrichment observed in all the dune sands, the subtle copper peak suggests the contribution of metamorphic rocks, particularly schists, in the dune sands (Dethier & Schlesinger, 1973). However, some geochemical determinations report Cu presence in granitic and basaltic rocks, as it is not included within the crystal structure of common rock-forming minerals. Only the PA1C dune sand samples show a Zr high peak probably linked to granitic and metamorphic sources (Belousova, Griffin, O'Reilly, & Fisher, 2002; Heaman & Parrish, 1991). Significant limitations arise when observing only one high Zr peak in all the dune sand samples' geochemical signatures.

The Th positive peak presumably indicates the slight monazite content in the river and dune sands. Thorium content in samples LC3C and PA1C is probably associated with airborne dust containing ilmenite, rutile, and other subordinate heavy minerals (Hewson, 1997). Also, Th increase may be associated with granite and granodiorite parental rocks as reported from plutoniclastic sands from east Africa (Garzanti, Padoan, et al., 2013).

Bivariate plots show that most of the dune sands samples plot near or on the arkose field, suggesting immature arkose-type dune sands with a concentration of angular potassic feldspar grains that indicate little recycling under moderate weathering conditions (Herron, 1988; Malick & Ishiga, 2016; Pettijohn et al., 1987). Some

FIGURE 14 Photomicrographs of (a) feldspar (K) metamorphic lithic probably a granulitic gneiss (Lm) monocrystalline quartz with non-undulose extinction (Qms), LC3C sample; (b) mica (M), LC3C sample; (c) Ti-Fe oxides (op) monocrystalline quartz with non-undulatory extinction (Qms), amphibole (Amp), feldspar (K) CB3C sample; (d) Grt (garnet), Ti-Fe oxides (op) CB3C sample; (e) polycrystalline quartz with undulose extinction (Qpu), PAC6 sample; (f) metamorphic lithic schist PAC6 sample. Scale bar 0.45 mm 4X [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]



samples are plotted on the litharenite-greywacke boundary field (e.g., LC3C and CB2F) (Figure 9). Our samples are analogous to litho-quartzo-feldspathic and litho-feldspatho-quartzose associated with granitic sources, based on dune sands' previous classifications.

5.2.5 | REE and Ce, Eu anomalies

The slight flat-type REE patterns are associated with felsic to intermediate rocks with negative Eu/Eu^* anomalies (Armstrong-Altrin, 2009; Armstrong-Altrin et al., 2012; Cullers, 1994, 2000) (Table 6 and Figure 10c). Dune sands with similar slight flat-type REE trends are reported in coastal dune systems from NW Mexico (Kasper-Zubillaga, Acevedo-Vargas, Morton Bermea, & Ortiz-Zamora, 2008), beach sands from the Gulf of Mexico and the Gulf of California (Armstrong-Altrin et al., 2014; Armstrong-Altrin et al., 2012), with felsitic to intermediate parental rock sources. These slight flat-type of REE trends in the western and dune sands from Oaxaca have been also observed in parental rocks of felsic composition such as granitic granodiorites, and leucogranites rocks from southeast Asia, Europe, and northwestern Mexico (Armstrong-Altrin et al., 2014; Sanematsu, Murakami, Watanabe, Duangsurigna, & Vilayhack, 2009; Schaltegger & Krähenbühl, 1990) which support the major rock source contribution

to the western and eastern dune sands composition. Analogous trends and negative Ce/Ce^* and Eu/Eu^* anomalies are observed in normalized chondrite patterns of granites, granodiorites, quartz diorites, and felsic rocks (Condie, 1993; Elderfield & Greaves, 1981; Masuda & Nagasawa, 1975; Pilles et al., 2018). Furthermore, the REE results indicate a significant control of granitic rocks in the compositional framework of the dune sands of SE Mexico as supported by the presence of a large amount of monocrystalline quartz with straight extinction and K-feldspar. The LREE/HRRE ratio of 4.15 suggests little fractionation of the western and eastern dune sands attributed to the absence of minerals like monazite and allanite that increases the concentration of LREE in the sediments (Armstrong-Altrin, 2020; Chen, Yang, & Jiao, 2015; Gromet & Silver, 1983; Wang & Liang, 2015).

5.2.6 | Weathering indices and the climatic role on the preservation of labile minerals

Mobile alkali and alkaline earth metals are used to detect significant weathering rates in sediments from different climates (Fedó, Nesbitt, & Young, 1995; Fiantis et al., 2010; Garzanti, Padoan, et al., 2013; Nesbitt & Young, 1982; Parker, 1970; Price & Velbel, 2003;

Mendieta-Lora et al., 2018). Moderate weathering rates (CIA and CIW) are observed in our dune sands. The studied CIA average values are closely related to the Baja California and Altar Desert in Sonora-Arizona coastal dune sands, which also have moderate weathering and arid climate (Figure 12). The CIA values document the semi-warm climate's negligible influence on the SE Mexico dune samples compositional framework. The sands' transport, deposition, and their mineralogical components depend primarily on the rapid fluvial input, longshore drift, and the dominant aeolian transport by the *Tehuano*s winds onshore. This study's CIA and CIW values indicate little depletion of K-feldspar (i.e., sanidine and lack of plagioclase content in the sands). The CIA and CIW values are close to the observed values in coastal sands derived from felsitic parental rocks under humid and semi-humid conditions (see Armstrong-Altrin, 2009; Carranza-Edwards et al., 2018; Malick & Ishiga, 2016).

6 | CONCLUSIONS

The western and eastern dune sands found in SE Mexico are potentially produced by the denudation of granites, schists, and volcano-sedimentary outcrops. Differences in both dune systems are observed in terms of the Lm content, which is more significant in the eastern sands than in the western sands, due to the significant control by the eastward longshore drift that supplies Lm to the east.

Subordinate mineralogical components, as mica, are preserved by extreme and rapid *Tehuano*s wind events, dominant during wintertime, which produce abrasion of the volcano-sedimentary uppermost outcrops of the eastern dune sands. Remarkably, Ti-Fe oxides enrichment, especially in the eastern dune sands, is generated locally by aeolian erosion of volcano-sedimentary outcrops at the CB and CH sites. Minor aeolian recycled action on garnet derived from Cretaceous metamorphic rocks is controlled by riverine input, longshore currents, and high wind turbulence.

The quartz-types assessment, grouped as mono- and polycrystalline with straight and undulatory extinction, provides significant insights of the source-to-sink history of dune sands, suggesting the erosion of granites, volcano-sedimentary rocks, and Cretaceous schists rocks. Complementary geochemical signals are associated with the presence of granitic rocks supplying K-feldspar with some perthite, mica, denudation of schists, and volcano-sedimentary rock producing composite Ti-Fe oxides and garnet. The geochemical indices (CIA and CIW) show overall moderate weathering rates for the dune sands, with low to moderate quartz recycling. At present, the coastal dune sand system seems to be locally confined on top of the volcano-sedimentary outcrops, with little dune movement landwards despite the energetic winds onshore.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank DGAPA/PAPIIT/UNAM for financial support to the Project IN105919 entitled "Estudio de dunas costeras y continentales en México: implicaciones para propuesta de programas piloto de energía

eólica". We acknowledge Rufino Lozano-Santa Cruz, Elizabeth Hernández Álvarez, and Teresa Pi I-Puig for the major, trace, rare earth element, and X-ray diffraction analyses performed at the Instituto de Geología and Geofísica, UNAM. The authors express our gratitude to Zach Rowen for English language editing and review. We are indebted to the valuable comments of two anonymous reviewers for helping to improve this manuscript.

PEER REVIEW

The peer review history for this article is available at <https://publons.com/publon/10.1002/gj.4086>.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

Supplementary data are provided as an xls file.

ORCID

Juan J. Kasper-Zubillaga  <https://orcid.org/0000-0002-1169-1359>

Elsa Arellano-Torres  <https://orcid.org/0000-0001-5237-8636>

León Felipe Álvarez Sánchez  <https://orcid.org/0000-0003-4626-5242>

REFERENCES

- Abdel-Karim, A. A. M., & Baraka, M. G. (2017). Separation, upgrading, and mineralogy of placer magnetite in the black sands, the northern coast of Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 10, 298. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3075-0>.
- Abdel-Karim, A. A. M., Elwan, W. I., Helmy, H., & El-Shafey, S. A. (2014). Spinels, Fe-Ti oxide minerals, apatites, and carbonates hosted in the ophiolites of Eastern Desert of Egypt: Mineralogy and chemical aspects. *Arabian Journal of Geosciences*, 7, 693-709.
- 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, 41-54.
- Acharya, B. C., Nayak, B. K., & Das, S. K. (2009). Heavy mineral placer sand deposits of Kontiagarh Area, Ganjam District, Orissa, India. *Resource Geology*, 59, 388-399.
- Ahlbrandt, T. S. (1979). Textural parameters of eolian deposits. In E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (Vol. 1052, pp. 21-58). Washington, DC: Geological Survey Professional Paper.
- An, F., Ma, H., Wei, H., & Lai, Z. (2012). Distinguishing aeolian signature from lacustrine sediments of the Qaidam basin in northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and its paleoclimatic implications. *Aeolian Research*, 4, 17-30.
- Andò, S., Garzanti, E., Padoan, M., & Limonta, M. (2012). Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. *Sedimentary Geology*, 280, 165-178.
- Armstrong-Altrin, J. S. (2009). Provenance of sands from Cazon, Acapulco, and Bahía Kino beaches, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 764-782.
- Armstrong-Altrin, J. S. (2020). Detrital zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Riachuelos and Palma Sola beach sediments, Veracruz State, Gulf of Mexico: A new insight on palaeoenvironment. *Journal of Palaeogeography*, 9(1), 1-27. <http://doi.org/10.1186/s42501-020-00075-9>.
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J., & Trejo-Ramírez, E. (2017). Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: Implications for palaeoweathering, provenance and tectonic setting. *Geological Journal*, 52, 559-582.

- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J., Nelson Eby, G., García, D., Carranza-Edwards, A., ... Cruz-Ortiz, N. L. (2012). Geochemical composition of beach sands from the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chemie der Erde. Geochemistry*, 72, 345–362.
- Armstrong-Altrin, J. S., Ramasamy Nagarajan, R., Yong Il Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J. J., & Córdoba-Saldaña, L. (2014). Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: Implications for provenance and tectonic setting. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 533–558. <https://doi.org/10.3906/yer-1309-21>.
- Bastia, F., Equeenuddin, S. M., Priyadarsi, D. R., & Hernández-Mendiola, E. (2020). Geochemical signatures of surface sediments from the Mahanadi river basin (India): Chemical weathering, provenance, and tectonic settings. *Geological Journal*, 55, 1–14.
- Basu, A., Young, W., Suttner, L. J., James, W. C., & Mack, G. H. (1975). Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 873–882.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. I. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineral Petrology*, 143, 602–622.
- Blatt, H., & Christie, J. M. (1963). Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 559–579.
- Bradley, J. P., Chew, P. M., & Wilkins, C. J. (2002). Transport and distribution of magnetite and ilmenite on Westland beaches of New Zealand, with a comment on the accumulation of other high-density minerals. *Journal of The Royal Society of New Zealand*, 32, 169–181.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J. J., Martínez Serrano, R., Cabrera-Ramírez, M., Rosales-Hoz, L., Alatorre Mendieta, M. A., ... Lozano-Santa Cruz, R. (2018). Provenance inferred through modern beach sands from the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geological Journal*, 54, 552–563. <https://doi.org/10.1002/gj.3205>.
- Chen, K., Yang, C., & Jiao, J. J. (2015). Rare earth elements geochemistry and provenance discrimination of sediments in Tolo Harbour, Hong Kong. *Marine Georesources & Geotechnology*, 33, 51–57.
- Chernet, T. (2010). Barium-bearing alkali feldspar in the Lumikangas gabbro, Kauhajoki, Western Finland. *Geological Survey of Finland, Report of Investigation*, 181, 1–16.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1–37.
- Cullers, R. L. (1994). The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4955–4972.
- Cullers, R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, U.S.A.: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51, 181–203.
- Damiani, D., Giorgetti, G., & Turbanti, I. M. (2006). Clay mineral fluctuations and surface textural analysis of quartz grains in Pliocene–Quaternary marine sediments from Wilkes Land continental rise (East-Antarctica): Paleoenvironmental significance. *Marine Geology*, 226, 281–295.
- Dethier, D. P., & Schlesinger, W. H. (1973). The copper, lead and zinc content of metamorphic rocks on Mt. Moosilauke New Hampshire. *The Ohio Journal of Science*, 73, 1–58.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences)* (Vol. 148). Dordrecht: Springer https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15.
- Elderfield, H., & Greaves, M. J. (1981). Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 163–170.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921–924.
- Fiantis, D., Nelson, M., Shamsuddin, J., Goh, T. B., & Van Ranst, E. (2010). Determination of the geochemical weathering indices and trace elements content of new volcanic ash deposits from Mt. Talang (West Sumatra) Indonesia. *Eurasian Soil Science*, 43, 1477–1485.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Chaverme, C., & Flament, P. (2011). Coastal circulation in the absence of wind in the Gulf of Tehuantepec, México: High-frequency radar observations. *Ciencias Marinas*, 37(4A), 493–512.
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publications.
- Franzini, E., & Potter, P. E. (1983). Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *Journal of Geology*, 91, 23–39.
- García, E. (1981). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de koepen para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana*. México: Offset Larios 246 pp.
- Garzanti, E. (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews*, 192, 545–563.
- Garzanti, E., & Andò, S. (2007). Heavy mineral concentration in modern sands: Implications for provenance interpretation. *Developments in Sedimentology*, 58, 517–545.
- Garzanti, E., Andò, S., Resentini, A., 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, 173–189.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G., & Lustrino, M. (2013). Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: Sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*, 121, 547–580.
- Garzanti, E., & Resenti, A. (2016). Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336, 81–95.
- Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Preira, A., & Vermeesch, P. (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral an aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology*, 62, 971–996.
- 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.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Vezzoli, G., Andò, S., Bottia, E., Limonta, M., ... Yayag, N. K. (2019). Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth Science Review*, 197, 102918.
- Glaznet, A. F., & Johnson, B. R. (2013). Late crystallization of K-feldspar and the paradox of megacrystic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 777–799.
- Google Earth (2019). *US Dept of State Geographer Image Landstat. DATA SIO, NOAA US Navy NGA GEBCO*.
- Gougazeha, M., Bamousaa, A., & Hasana, A. (2018). Evaluation of granitic rocks as feldspar source: Al Madinah, Western Part of Saudi Arabia. *Journal of Taibah University for Science*, 12, 21–32.
- Gromet, L. P., & Silver, L. T. (1983). Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 925–939.
- Heaman, L., & Parrish, R. (1991). U–Pb geochronology of accessory minerals. In L. Heaman & J. N. Ludden (Eds.), *Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology* (Vol. 19, pp. 59–102). Toronto, ON: Mineralogical Association of Canada.
- Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820–829.
- Hewson, G. S. (1997). Inhalation and retention of Thorium dust by mineral sands workers. *Annals of Occupational Hygiene*, 41, 92–98.

- Honda, M., & Shimizu, H. (1992). Geochemical, mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert sands. *Sedimentology*, 45, 1125–1143.
- 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 Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103–116.
- Järvelill, J. I., Kleesment, A., & Raukas, A. (2015). Accumulation of heavy minerals in the eastern coast of the Gulf of Riga, southwestern Estonia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 87, 67–78.
- Jia, W., Zhang, C., Li, S., Wang, H., Ma, X., & Wang, N. (2016). Grain size distribution at four developmental stages of crescent dunes in the hinterland of the Taklimakan Desert, China. *Journal of Arid Land*, 8, 722–733.
- Jiménez-Orocio, O., Ileana Espejel, I., & Martínez, M. L. (2015). La investigación científica sobre dunas costeras de México: Origen, evolución y retos. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 86, 486–507.
- Johnsson, M. J. (1993). The system controlling the composition of clastic sediments. In M. J. Johnsson & A. Basu (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments* (p. 284). Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper.
- Junior, D. R. N. (2020). Provenance of sands from the confluence of the Amazon and Madeira rivers based on detrital heavy minerals and luminescence of quartz and feldspar. *Sedimentary Geology*, 316, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.11002>.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Acevedo-Vargas, B., Morton Bermea, O., & Ortiz-Zamora, G. (2008). Rare earth elements of the Altar Desert dune and coastal sands, Northwestern Mexico. *Chemie Der Erde Geochemistry*, 68, 45–59.
- Kasper-Zubillaga, J. J., & Carranza Edwards, A. (2005). Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from Northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 383–390.
- 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, 1002–1010.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A., & Morales De la Garza, E. (2007). Textural characterization of beach sands from the Gulf of California, Mexico: Implications for coastal processes and relief. *Ciencias Marinas*, 33, 83–94.
- 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, 649–660.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Linares-López, C., & Espino de la Fuente Muñoz, C. (2016). Provenance of opaque minerals (OM) in coastal sands, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68, 323–338.
- Kasper-Zubillaga, J. J., & Zolezzi-Ruiz, H. (2007). Grain size, mineralogical and geochemical studies of coastal and inland dune sands from the El Vizcaino Desert, B.C. México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 423–438.
- Kasper-Zubillaga, J. J., 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, 489–508.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 181–121.
- Komar, P. D. (1976). *Beach processes and sedimentation*. New Jersey: Prentice-Hall 429 p.
- Komar, P. D. (2007). The entrainment, transport and sorting of heavy minerals by waves and currents. In M. A. Mange & D. T. Wright (Eds.), *Heavy minerals in use* (Vol. 58, pp. 3–48). Amsterdam: Developments in Sedimentology, Elsevier.
- Kundu, A., Matin, A., & Eriksson, P. G. (2016). Petrography and geochemistry of the Middle Siwalik sandstones (Tertiary) in understanding the provenance of sub Himalayan sediments in the Lish River Valley, West Bengal, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 162. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2261-1>.
- Lancaster, N. (1985). Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes. *Sedimentology*, 32, 581–593.
- Lancaster, N. (2009). Dune morphology and dynamics. In A. J. Parsons & A. D. Abrahams (Eds.), *Geomorphology of desert environments*. Dordrecht: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9-18>.
- Lancaster, N., Nickling, W. G., & McKenna, C. N. (2002). Particle size and sorting characteristics of sand in transport on the stoss slope of a small reversing dune. *Geomorphology*, 43, 233–242.
- Lee, Y. I. (2009). Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group SE Korea: Implications of source weathering at an active continental margin. *Sedimentary Geology*, 215, 1–12.
- Livingstone, I. (1987). Grain-size variation on a 'complex' linear dune in the Namib Desert. In L. Frostick & I. Reid (Eds.), *Desert aeolian processes* (pp. 281–291). Oxford: Geological Society of London, Special Publication.
- Livingstone, I., 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, 546–552.
- 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, 100556.
- Madhavaraju, J., & Ramasamy, S. (2001). Clay mineral assemblages and rare earth element distribution in the sediments of Ariyalur Group, Tiruchirappalli District, Tamil Nadu—Implication for Paleoclimate. *Journal of the Geological Society of India*, 58, 69–77.
- Madhavaraju, J., & Ramasamy, S. (2002). Petrography and geochemistry of Late Maastrichtian–Early Paleocene sediments of Tiruchirappalli Cretaceous, Tamil Nadu—Paleoweathering and provenance implications. *Journal of the Geological Society of India*, 59, 133–142.
- Malick, B. M. L., & Ishiga, H. (2016). Geochemical Classification and Determination of Maturity Source Weathering in Beach Sands of Eastern San' in Coast, Tango Peninsula, and Wasaka bay, Japan. *Earth Science Research*, 5, 44–56. <https://doi.org/10.5539/esr>.
- Marsaglia, K. M. (1991). Provenance of sands and sandstones from a rifted continental arc, Gulf of California, Mexico. In R. V. Fisher & G. A. Smith (Eds.), *Sedimentation in volcanic settings* (Vol. 45, pp. 237–248). Virginia USA: Special Publication SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45>.
- Martínez-Serrano, R. G., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, E. L., Macías-Romo, C., & Delgado-Durán, J. (2008). Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 1–20.
- Masuda, A., & Nagasawa, S. (1975). Rocks with negative cerium anomalies, dredged from Shatsky Rise. *Geochemical Journal*, 9, 227–233.
- Meinhold, G., Le Heron, D. P., Elgady, M., & Abutarrama, Y. (2016). The search for 'hot shales' in the western Kufra Basin, Libya: Geochemical and mineralogical characterization of outcrops, and insights into the latest Ordovician climate. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 62. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2173-0>.
- Mejía-Ledezma, R. O., Kasper-Zubillaga, J. J., Álvarez-Sánchez, L. F., Mendieta-Lora, M., Arellano-Torres, E., Tetlalmatzi-Martínez, J. L., ... Armstrong-Altrin, 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, 100611. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100611>.

- 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. Geochemistry*, 78, 323–329.
- Morán-Zenteno, D., J., Mariny, J., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., S., ... Schaaf, P. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 27–58.
- Muhs, D. R. (2004). Mineralogical maturity in dune fields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*, 59, 247–269.
- 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.
- Muhs, D. R., Reynolds, R. L., Been, J., & Skipp, G. (2003). Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: Importance of the Colorado River and local sources. *Quaternary International*, 104, 3–18.
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutes. *Nature*, 299, 715–717.
- Noda, A. (2005). Texture and petrology of modern river, beach and shelf sands in a volcanic back-arc setting, northeastern Japan. *The Island Arc*, 14, 687–707.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20, 177–202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., & Nieto-Samaniego, A. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, Escala 1:2,000,000. C.R.M., Instituto de Geología. UNAM. (Chart).
- Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107, 501–504.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solarí, L. A., Gómez-Tuena, A., & Martens, U. (2009). Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: Implications for paleogeographic reconstruction. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 201–221.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1987). *Sand and sandstones* (Vol. 553). New York: Springer <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>.
- Pilles, E. A., Osinski, G. R., Grieve, R. A. F., Coulter, A. B., Smith, D., & Bailey, J. (2018). The Pele Offset Dykes, Sudbury impact structure, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55, 230–240. <https://doi.org/10.1139/cjes-2017-0146>.
- Price, J. R., & Velbel, M. A. (2003). Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202, 397–416.
- Rasul, N., & Basaham, A. S. (2002). Mica in the Indus River: An indicator of changes in the depositional environment. *Marine Science*, 13, 77–91.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., & O'Brien, J. J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate*, 16, 2628–2639.
- Sanematsu, K., Murakami, H., Watanabe, Y., Duangsurigna, S., & Vilayhack, S. (2009). Enrichment of rare earth elements (REE) in granitic rocks and their weathered crusts in central and southern Laos. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 60, 527–558.
- Santiago-García, M. W., Parés-Sierra, A. F., & Transviña, A. (2019). Dipole-wind interactions under gap wind jet conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: A surface drifter and satellite database analysis. *PLoS ONE*, 14(12), e0226366.
- Schaltegger, U., & Krähenbühl, U. (1990). Heavy rare-earth element enrichment in granites of the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). *Chemical Geology*, 89, 49–63.
- Shepard, F. P., Manar, R. Y., & Young, R. (1961). Distinguishing between beach and dune sands. *Journal of Sedimentary Research*, 31, 196–214.
- Singh, P. (2010). Geochemistry and provenance of stream sediments of the Ganga River and its major tributaries in the Himalayan region, India. *Chemical Geology*, 269, 220–236.
- Steenburgh, W. J., Schultz, D. M., & Colle, B. A. (1998). The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126, 2673–2691.
- Suttner, L. J., Basu, A., & Mack, G. H. (1981). Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1235–1246.
- Tang, M., Rudnick, R. L., McDonough, W. F., Gaschnig, R. M., & Huang, Y. (2015). Europium anomalies constrain the mass of recycled lower continental crust. *Geology*, 43, 703–706.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell.
- Tortosa, A., Palomares, M., & Arribas, J. (1991). Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: Problems in provenance analysis. In A. C. Morton & S. P. H. P. D. Todd (Eds.), *Developments in sedimentary provenance studies* (Vol. 57, pp. 47–54). London: Geological Society Special Publication.
- Trasviña, A., & Barton, E. (2008). Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Research I*, 55, 587–607.
- Velázquez-Muñoz, F. A., Martínez, J. A., Chavanne, C., Durazo, R. P., & Flament, P. (2011). Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Ciencias Marinas*, 37, 443–456.
- Vernon, R. H. (1986). K-feldspar megacrysts in granites – Phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews*, 23, 1–63.
- Vrána, S. (2011). Manganese-rich garnet-Quartz rocks and gneisses in the bohemian part of the Moldanubian zone: Lithostratigraphic markers. *Journal of Geosciences*, 56, 359–374.
- Wang, L., & Liang, T. (2015). Geochemical fractions of rare earth elements in soil around a mine tailing in Baotou, China. *Scientific Report*, 5, 12483. <https://doi.org/10.1038/srep12483>.
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J., & Zhao, A. (2003). Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 161, 1–14.
- Wenru, J. I. A., Chunlai, Z., Shengyu, L. I., Haifeng, W., Xuexi, M. A., & Ningbo, W. (2016). Grain size distribution at four developmental stages of crescent dunes in the hinterland of the Taklimakan Desert, China. *Journal of Arid Land*, 8, 722–733. <https://doi.org/10.1007/s40333-016-0016-9>.
- Zaid, S. M. (2017). Provenance of coastal dune sands along Red Sea, Egypt. *Journal of Earth System Science*, 126(4), 50. <https://doi.org/10.1007/s12040-017-0825-z>.
- Zimberman, J. R., & Williams, S. H. (2007). Eolian dunes and deposits in the western United States as analogs to wind related features on Mars. In M. Chapman (Ed.), *Evidence from Earth-based analogs* (pp. 232–263). New York: Cambridge University Press.

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information may be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

How to cite this article: Kasper-Zubillaga JJ, Martínez-Serrano RG, Arellano-Torres E, et al. Petrographic and geochemical analyses of dune sands from southeastern Mexico, Oaxaca, Mexico. *Geological Journal*. 2021;1–23. <https://doi.org/10.1002/gj.4086>