



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Estudio granulométrico en dunas de  
Samalayuca, Chihuahua, México:  
implicaciones de transporte fluvial/eólico  
en granos de cuarzo.**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniero Geólogo**

**P R E S E N T A**

José Luis Tetlalmatzi Martínez

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Juan José Kasper Zubillaga



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

*"La vida es aquello que te va sucediendo mientras te empeñas en hacer otros planes".*

*"Algunos están dispuestos a cualquier cosa, menos a vivir aquí y ahora".*

*-John Lennon*

## ***Agradecimientos***

Quiero agradecer principalmente a mi madre Elvira Martínez Villanueva que es mi motivación para esforzarme y superarme día a día y quien me ha apoyado y guiado en mi educación, principios y valores. GRACIAS MAMÁ.

A mi hermana María Yessika que me ha alentado siempre a seguir adelante, con sus consejos y su apoyo, tanto moralmente como económicamente.

A mis hermanos Ismael, Alberto y Vicente que siempre están ahí en todo momento cuando más los necesito, ya sea bueno o malo.

A Nadia Yutzi por su apoyo incondicional tanto académicamente como personalmente a pesar de mis errores, por estar conmigo y por brindarme su amistad, confianza, paciencia y sinceridad.

A mi director de tesis el Dr. Juan José Kasper Zubillaga, ya que sin él no hubiera podido realizar este trabajo, por toda su ayuda en la elaboración de mi tesis y en quien he encontrado un amigo. Muchas gracias.

A mi maestro y amigo el M. ED. Miguel Ildefonso Vera Ocampo que me ha aconsejado y ayudado durante gran parte de la carrera, siempre a seguir adelante y no darme por vencido. Muchas gracias.

Agradezco a mis sinodales, el Dr. Armstrong Altrin John Selvamony, la M.I. Isabel Domínguez Trejo y el Ing. Gabriel Salinas Calleros por apoyarme en la revisión y aprobación de este trabajo.

Al Ing. Carlos Linares por la ayuda en la obtención de los análisis SEM/EDS en el Instituto de Geofísica de la UNAM; a la M. en C. Laura Elena Gómez Lizárraga por la captura de imágenes de granos de cuarzo en el MEB del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM; al M. en C. León Felipe Álvarez Sánchez del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM quien me apoyó en la realización de material para mi trabajo.

A todos mis profesores, compañeros y amigos de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

***GRACIAS.***

# ÍNDICE

<b>Resumen</b> .....	1
<b>(Abstract)</b> .....	2
<b>CAPÍTULO 1: GENERALIDADES</b> .....	4
<b>1.1 Introducción</b> .....	4
<b>1.2 Antecedentes</b> .....	5
<b>1.3 Objetivo general</b> .....	7
<b>1.4 Objetivo particular</b> .....	7
<b>1.5 Hipótesis</b> .....	8
<b>1.6 Justificación</b> .....	8
<b>CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO</b> .....	9
<b>2.1 Sedimentología</b> .....	9
<b>2.2 Tipología de sedimentos</b> .....	9
<b>2.2.1 Origen de los sedimentos.</b> .....	10
<b>2.3 Transporte y depósito de los sedimentos</b> .....	10
<b>2.3.1 Transporte eólico</b> .....	11
<b>2.3.2 Transporte fluvial/marino.</b> .....	12
<b>2.3.3 Depósito de sedimentos</b> .....	13
<b>2.4 Granulometría</b> .....	13
<b>2.5 Arenas</b> .....	16
<b>2.6 Análisis estadístico granulométrico</b> .....	17
<b>2.7 Morfología de las partículas</b> .....	19
<b>2.8 Mineralogía</b> .....	21
<b>2.8.1 Cuarzo</b> .....	21
<b>2.8.2 Feldespato</b> .....	22
<b>2.8.3 Fragmentos líticos</b> .....	22
<b>2.9 Microscopio Electrónico De Barrido (MEB).</b> .....	22
<b>2.10 Microtexturas en granos de cuarzo</b> .....	25
<b>2.10.1 Microtexturas mecánicas</b> .....	25
<b>2.10.2 Microtexturas químicas</b> .....	27
<b>2.10.3 Microtexturas combinadas (mecánicas y químicas)</b> .....	27
<b>2.11 Ambientes sedimentarios</b> .....	27

2.11.1 Ambiente fluvial .....	28
2.11.2 Ambiente eólico.....	29
2.12 Dunas .....	31
2.12.1 Dunas transversales y barján .....	33
2.12.2 Dunas longitudinales .....	34
2.12.3 Dunas estrella.....	34
<b>CAPÍTULO 3: ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>36</b>
3.1 Lugar de estudio .....	36
3.1.1 Clima y vientos.....	36
3.1.2 Suelos y edafología.....	37
3.2 Elementos geomorfológicos .....	38
3.2.1 Sierras. ....	38
3.2.2 Pie de monte.....	39
3.2.3 Bolsones.....	39
3.3 Desarrollo y morfología de las dunas.....	39
3.4 Rio Grande.....	41
3.5 Geología física e histórica .....	42
3.5.1 Sierra de Samalayuca.....	42
3.5.2 Sierra del Presidio .....	45
3.6 Estratigrafía .....	46
3.6.1 Formación Samalayuca.....	46
3.6.2 Formación Navarrete .....	48
3.6.3 Formación Las Vigas.....	49
3.7 Hidrogeología y formación de un paleolago.....	50
3.7.1 Hidrogeología superficial.....	50
3.7.2 Formación del paleolago .....	51
<b>CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA .....</b>	<b>52</b>
4.1 Granulometría. ....	52
4.2 Análisis petrográfico y modal.....	52
4.3 Morfología del cuarzo. ....	53
4.4 Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y Microsonda de Barrido/ Espectrometría de Dispersión de Energía de Rayos X (MB/EDE).....	53

<b>4.5 Geomorfología y vientos dominantes de las dunas en Samalayuca.</b> .....	54
<b>CAPÍTULO 5: RESULTADOS</b> .....	56
<b>5.1 Granulometría</b> .....	56
<b>5.2 Petrografía</b> .....	57
<b>5.3 Redondez</b> .....	59
<b>5.4 Análisis de Microsonda de Barrido MB/EDE (SEM-EDS) y Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).</b> .....	60
<b>5.5 Análisis de geomorfología y vientos dominantes de las dunas de Samalayuca.</b> .....	71
<b>CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN</b> .....	72
<b>6.1 Granulometría</b> .....	72
<b>6.2 Petrografía.</b> .....	72
<b>6.3 Redondez</b> .....	73
<b>6.4 Análisis MB/EDE, (SEM-EDS) y MEB.</b> .....	73
<b>6.5 Geomorfología y vientos dominantes de las dunas en Samalayuca.</b> .....	74
<b>CONCLUSIONES</b> .....	77
<b>Anexo (tablas)</b> .....	78
<b>Referencias</b> .....	84

## Resumen

Se realizó un análisis granulométrico, petrográfico, de redondez y de microsonda de barrido (MB/EDE) y microscopía electrónica de barrido (MEB) a arenas procedentes del área de dunas de Samalayuca, Chihuahua, México. Su objetivo fue determinar la procedencia y el tipo o tipos de transporte de la arena (fluvial/eólico) que han sufrido los granos de cuarzo para depositarse en el campo de dunas actual. Se elaboró un análisis de vientos (velocidad, frecuencia y dirección) para discutir la influencia de los mismos en la geomorfología de las dunas durante un período de cinco años (2014-2018). Se colectaron 15 muestras de arena de los flancos y crestas de las dunas desérticas. El análisis granulométrico mostró que la arena de las dunas está muy bien clasificada, con asimetría hacia los finos; y su distribución va de platicúrticas a leptocúrticas. El análisis petrográfico determinó que parte de la arena procede del ancestral Río Grande, con influencia de la sierra de Samalayuca cuya evidencia está respaldada por la presencia de cuarzo y líticos sedimentarios. La redondez obtenida en granos de cuarzo no es significativa hacia una tendencia definida en cuanto al transporte a partir de la fuente de arena (posiblemente del depósito fluvial antiguo sobre un paleolago) y la formación del mismo campo de dunas. Sin embargo, el cuarzo observado en el microscopio polarizante tiene los rasgos morfológicos del ambiente eólico que van de cuarzo subredondeado a redondeado.

Los estudios de MB/EDE indican que el cuarzo observado procede de rocas plutónicas y volcánicas transportadas por el ancestral río Grande, además de rocas como cuarcitas, cuarzoarenitas y limolitas procedentes de la sierra de Samalayuca. Esta interpretación se basa en la presencia de circón, feldespato potásico, siderita y vidrio volcánico. Para el análisis MEB se trabajó con 94 granos de cuarzo provenientes de la misma área. Las microtexturas observadas en los granos de cuarzo indican que no existen diferencias significativas entre procesos mecánicos, químicos y mecánicos-químicos en la superficie de los cuarzoes; lo que muestran es un primer ciclo de transporte fluvial (ancestral Río Grande) que abarcó la formación aparentemente de un paleolago cuya erosión produjo el transporte de arena y la formación de las dunas. Un segundo ciclo fue el transporte de cuarzo de las dunas influido ya por el transporte eólico con reminiscencias de texturas superficiales de origen fluvial

La morfología de las dunas de Samalayuca es variable y depende de las estaciones y meses del año, muestran arreglos más evidentes de tipo transversal durante verano y parte de primavera (abril y mayo) y arreglos de tipo aklé en otoño y parte de invierno (diciembre y enero) debido a la velocidad, frecuencia y dirección dominantes de los vientos.

### **(Abstract)**

A granulometric, petrographic, roundness and Scanning Microprobe (SM/EDS), Scanning Electron Microscopy (SEM) analyses were performed on sands from the Samalayuca dune fields, Chihuahua, Mexico. The aim is to establish the provenance of sand dunes and their transport either by river / wind or both that have suffered quartz grains to be deposited in the current dune field. Analysis of wind parameters i.e. speed, frequency and direction were carried out to discuss their influence on the geomorphology of the dunes during a period of five years (2014-2018). Fifteen sand samples were collected from the flanks and crests of the desert dunes. The granulometric analysis showed that the sand of the dunes are very well classified, with asymmetry towards the fines. Their distribution show platikurtic to leptokurtic patterns. The petrographic analysis determined that part of the sand comes from the ancestral Rio Grande, with influence from the Sierra de Samalayuca whose evidence is denoted by the presence of quartz and sedimentary lithics. The roundness obtained in quartz grains is not significantly relevant in terms a well-defined transport-deposition pattern. Sand is probably originated from old fluvial deposits draining throughout a lake which eventually dried off becoming a paleolake where most of the sands were transported by the wind forming the dune fields of Samalayuca. The quartz observed in the polarizing microscope preserves the morphological features exert in wind environment ranging from subrounded to rounded quartz.

The MB / EDE studies suggest that the quartz observed comes from plutonic and volcanic rocks transported by the ancestral Rio Grande, as well as rocks such as quartzites, quartzites and siltstones from the Sierra de Samalayuca. This interpretation is based on the presence of zircon, potassium feldspar, siderite and volcanic glass. For the MEB analysis we worked with 94 quartz grains from the same area. The microtextures observed in the quartz grains indicate that there are no significant differences between mechanical, chemical and mechanical-chemical processes on

the surface of the quartz; what if they indicate us is a first fluvial transport cycle (ancestral Rio Grande) that covered the formation of a paleolake whose erosion produced the transport of sand and the formation of the dunes. A second cycle was the transport of quartz from the dunes already influenced by the wind transport a reminiscent of surface textures of fluvial origin

The morphology of the Samalayuca dune fields is variable and depends on the seasons and months of the year. A more conspicuous transverse dune type pattern is observed during summer and part of spring (april and may) and aklé type forms are observed in autumn and part of winter (december and january) due to the prevailing speed, frequency and direction of the winds.

# CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

## 1.1 Introducción

La duna es un depósito conformado por la acumulación de arena de diferentes características composicionales dependiendo de la fuente de suministro: arena terrígena, carbonatada e híbrida o bien combinación de ambas. Las dunas se generan a partir del transporte y depositación de la arena que tiene como barrera en su trayectoria un obstáculo natural y/o artificial constituido por rocas emplazadas (afloramientos), troncos de árboles, colinas, relieve accidentado, reservorios de agua superficiales que impiden que la arena siga transportándose produciendo grandes campos de dunas con distintas geomorfologías (Lancaster, 1988; Mendieta-Lora *et al.*, 2018). El clima tiene una gran influencia en el desarrollo de dunas continentales y costeras especialmente cuando hay viento que genere depósitos que se produzcan cuando hay suficiente suministro de arena transportada y depositada por ríos, playas, y/ o depósitos aluviales y el régimen de vientos aumenta, disminuye o está ausente (Folk, 1971; McKee, 1979; Arbogast & Muhs, 2000; Muhs *et al.*, 2017).

El estudio de las dunas tiene como prioridad de lo general a lo particular de la siguiente forma : a) la determinación de la geomorfología de las misma a través de Sistemas de Información Geográfica (SIG), imágenes satelitales, base de datos de vientos, cartografía geológica, clima, y relieve; b) tamaño de grano (Folk, 1980); c) petrografía (Marsaglia, 1993; Garzanti *et al.*, 2013, 2017; Mendieta-Lora *et al.*, 2018); d) microsonda de barrido (SEM-EDS) (Melgarejo *et al.*, 2010) y e) texturas superficiales en granos de cuarzo con Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005; Vos *et al.*, 2014; Kalińska-Nartiša & Gałka, 2018). Todas las herramientas anteriormente mencionadas sirven para determinar: procedencia de la arena, mecanismos de transporte de granos de cuarzo en el dominio del espacio – tiempo, origen del cuarzo (fluvial/eólico/marino) e influencia de los patrones de los vientos en la geomorfología de las dunas en un sector de las dunas de Samayaluca, Chihuahua.

Este trabajo es el primer estudio sistemático y académico sobre un sector de las dunas de Samayaluca, Chihuahua, México. De ahí radica la importancia de este proyecto que ha integrado la mayor parte de las herramientas que se utilizan en estudios sistemáticos de dunas continentales

y costeras que tienen como antecedentes trabajos en diversas regiones de México y del mundo (Lancaster, 1995; 1999; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2007; Pye & Tsoar, 2009; Garzanti *et al.*, 2015; Muhs *et al.*, 2017).

## 1.2 Antecedentes

La importancia del análisis granulométrico en los diferentes estudios realizados en dunas de playas y desiertos es de gran relevancia. Gracias al tamaño de componentes mineralógicos y evidencias texturales se puede determinar el tipo de transporte que sufrieron estos elementos, su duración y el tipo de relieve por el cual fueron arrastrados.

Una herramienta de gran ayuda para observar las características superficiales de los granos de arena (en este caso granos de cuarzo) es la Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), logrando diferenciar mediante rasgos texturales el tipo de agente al que se sometieron los granos, ya sea un medio acuoso (ríos) o eólico.

Weeb (1969), efectuó un estudio geológico de la sierra del Presidio, Chihuahua, México, además de analizar la composición, granulometría y procedencia de las arenas que forman el campo de dunas de Samalayuca, señaló particularmente las características de granos de cuarzo. Además, de estudiar la posición, tamaño y morfología de dichas dunas.

Schmidt & Marston (1981), analizaron e interpretaron datos climáticos, mapas, imágenes satelitales y estudios geofísicos en los campos de médanos de Samalayuca, Chihuahua, establecieron la importancia de procesos eólicos en el área, y determinaron así las implicaciones morfológicas sobre las dunas. Además, de contar con estudios químicos de arcillas las cuales tienen implicaciones sobre la permeabilidad de las dunas.

Lancaster (1988), realizó estudios en el desierto de Namibia, África en donde determinó que la morfología de dunas individuales simples y dunas superpuestas está relacionada con las tasas y direcciones contemporáneas de vientos que transportan a la arena.

Tripaldi *et al.* (1998), elaboraron un estudio sedimentológico de arenas eólicas depositadas en la depresión intermontana de Lomas de la Estancia (provincia de La Rioja, Argentina), incluyeron el análisis granulométrico y textural de 76 muestras correspondiente a 5 unidades geomorfológicas:

1) dunas, 2) hoyos y canaletas de deflación, 3) manto eólico, 4) interdunas y 5) depósitos de retrabajo fluvial. Además de la descripción y clasificación de las dunas e interdunas halladas en la zona de estudio.

Haenggi (2001), armó la historia tectónica de las estructuras que se presentan a lo largo del margen suroeste del cratón de Norteamérica, recabó datos tanto estructurales como estratigráficos para determinar últimamente la influencia de la geología del Paleozoico, Mesozoico y Terciario en el noreste de Chihuahua

Kasper-Zubillaga *et al.* (2005), efectuaron análisis petrográficos y de microscopía electrónica de barrido a granos de cuarzo de arenas de dunas y playas en las costas noroccidental y oriental de Nueva Zelanda, esto para examinar las variaciones en la durabilidad y la textura de la superficie, que se controlan mediante procesos mecánicos y químicos a través de ambientes de playa y dunas, utilizaron conteo de puntos de las propiedades del grano de cuarzo basado en el ángulo de extinción y la cristalinidad.

Kasper-Zubillaga *et al.* (2006), realizaron análisis de tipo sedimentológico, composicional y geoquímico en un total de 54 muestras de arenas de dunas costeras y desérticas provenientes del desierto de Altar, Sonora, México con el fin de determinar su procedencia.

Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz (2007), llevaron a cabo estudios sedimentológicos, petrológicos y químicos en 54 muestras que colectaron del barlovento, cresta y sotavento de dunas costeras y continentales del desierto de El Vizcaíno, noroeste de México para determinar su origen y procedencia con base a la dirección de los vientos, relacionaron la distribución de tamaño de las arenas a suministros de río y selectividad de viento.

Kasper-Zubillaga & Faustinos-Morales (2007), analizaron mediante microscopía electrónica de barrido, granos de cuarzo pertenecientes a dunas desérticas y costeras en el noroeste de México, así como los procesos dominantes (mecánicos y químicos) en dichos granos; del mismo modo, realizaron su respectivo análisis granulométrico y sus características texturales superficiales.

Kasper-Zubillaga (2009) elaboró un análisis de redondez en 54 muestras de granos de cuarzo pertenecientes a las dunas de San Luis Río Colorado, El Pinacate, Golfo de Santa Clara y Puerto

Peñasco, Sonora, México, para así determinar la procedencia del cuarzo y los diferentes tipos de éste, al igual que, la influencia del viento y el agua como agentes de transporte y selectividad para la clasificación de la arena, que además afectan la redondez y esfericidad de los mismos.

Vos *et al.* (2014), efectuaron un estudio de microtexturas en 1300 granos de cuarzo, con lo cual elaboraron un esquema de interpretación en donde incluyeron el tipo de ambiente (fluvial, marino, eólico, glacial y diagenético) y su relación con la textura superficial en el cuarzo. Además de enseñar la preparación de las muestras y su configuración inicial del microscopio electrónico de barrido (SEM por sus siglas en inglés) para obtener las imágenes de los cuarzoes en altas resoluciones.

Mendieta-Lora *et al.* (2018), estudiaron mineralógica y químicamente muestras de arena de playa y dunas costeras con la finalidad de evaluar las tasas de intemperie en un área costera rodeada por el Cinturón Volcánico Transmexicano. Asimismo, hicieron el análisis de las muestras recolectadas y respectivamente su clasificación.

Kalińska-Nartiša & Mariusz Gałka (2018), examinaron sedimentos lacustres (arenas) provenientes de morrenas, encontrados en el lago Jaczno al noreste de Polonia, estos principalmente consistían en granos de cuarzo, de tal manera que los inspeccionaron mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido, con el fin de discutir su posible fuente de aporte y los posibles escenarios paleoambientales. Además de someterlos a un análisis microtextural en donde encontraron que habían sufrido procesos tanto mecánicos como químicos.

### **1.3 Objetivo general**

Determinar la granulometría y la morfología de granos de cuarzo en dunas continentales de Samalayuca, Chihuahua, México para discutir las implicaciones de transporte eólico y fluvial en este sistema de dunas.

### **1.4 Objetivo particular**

Mediante análisis granulométrico establecer el tamaño de grano de las muestras de arena recolectadas en las dunas de Samalayuca y así precisar su distribución en el área de estudio.

Realizar un estudio de redondez y composición mineralógica de la arena de duna para fijar el transporte que ha experimentado el cuarzo, y discutir la procedencia de la misma.

Discutir las microtexturas superficiales de granos de cuarzo para identificar el tipo de transporte dominante en el área (fluvial/eólico) y saber si ha tenido más de un ciclo de transporte.

Decretar las direcciones, frecuencias y velocidades de los vientos que influyen estacionalmente en la geomorfología en un sector de las dunas de Samalayuca.

## **1.5 Hipótesis**

El suministro de arena en las dunas de Samalayuca, Chihuahua, tiene como fuente principal a los depósitos fluviales/lacustres representados por conglomerados polimícticos (fragmentos de cuarzo, pedernal, arenisca, filita, caliza y dolomía cementados por calcita) y areniscas transportados del sur de Estados Unidos por el antiguo Río Grande generando depósitos lacustres (paleolagos) y eventualmente depósitos aluviales que han suministrado arena para formar las dunas de Samalayuca.

## **1.6 Justificación**

Es importante el transporte eólico en dunas para discutir los procesos de migración de las dunas, su relación con la energía y dirección del viento y eventualmente realizar proyectos piloto para proyectar energías sustentables como la eólica. Este trabajo sirve como un estudio preliminar y es el primer estudio puntual e interdisciplinario en ciencias de la Tierra exclusivo para entender la relación a nivel macro y microescala de los campos de dunas, su dinámica y/o transporte, su origen, los rasgos texturales en el cuarzo, la multidireccionalidad de los vientos en el espacio y tiempo para establecer si hay un origen en su desarrollo o si la conformación de la arena proviene además de ambientes distintos como el fluvial.

## **CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO**

### **2.1 Sedimentología**

La sedimentología es la rama de la geología que se encarga de estudiar el transporte y depósito de los sedimentos para estudiar su composición, estructuras internas y procesos hidrodinámicos/eólicos implicados en los mismos (Arche, 2010). Para realizar estos estudios, la sedimentología se apoya en diferentes ciencias afines como la mineralogía, geoquímica, petrología sedimentaria, estratigrafía, etc.

### **2.2 Tipología de sedimentos**

Se define como sedimento a la acumulación de material formado en la superficie terrestre proveniente de rocas preexistentes sometidas a procesos exógenos (físicos, químicos y biológicos). Un sedimento se compone de materia orgánica e inorgánica y son elementos clave para conocer los distintos ambientes de formación y sedimentación por los que han pasado.

Los procesos físicos, químicos y biológicos juegan un papel fundamental en la determinación del producto sedimentario final. La meteorización es la responsable de la desintegración física y química de las rocas fuente y originan concentraciones de residuos de partículas resistente a este proceso, dentro de los más abundantes se encuentran fragmentos minerales y fragmentos de rocas silíceas; además de estos componentes, hay formación de minerales secundarios, tales como minerales arcillosos y óxidos de hierro. De manera simultánea, componentes solubles como sílice, calcio, sodio, magnesio, potasio se liberan en solución, transportándose desde los sitios de meteorización en aguas superficiales y subterráneas hasta descargar finalmente en el océano (Boggs, 2009).

La actividad volcánica también tiene un papel importante en el aporte de sedimentos, ya que al emanar fumarolas o en la actividad explosiva emite residuos piroclásticos (fragmentos de roca volcánica, vidrio, feldespatos) que se van agrupando con sedimentos preexistentes.

Con el tiempo algunos sedimentos se eliminan de la tierra y se transportan por agua, viento o hielo depositándose en depresiones de tamaño variable denominadas cuencas sedimentarias, cuyo relleno registra la evolución paleogeográfica de las mismas.

Los sedimentos esencialmente están constituidos de 3 componentes: 1) material autigénico constituido por minerales formados en la cuenca de depósito (yeso, anhidrita, calcita), 2) clástico producto de erosión de rocas sedimentarias, metamórficas, plutónicas y/o volcánicas (cuarzo, feldespato, fragmentos de roca) y 3) biógenos (fragmentos de moluscos, foraminíferos, corales etc.) (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2019).

### **2.2.1 Origen de los sedimentos.**

Exógenos: Estos componentes se caracterizan por provenir de fuentes distintas al lugar de depósito.

Endógenos: Son sedimentos que precipitan en el mismo lugar del depósito, provenientes ya sea a partir de soluciones iónicas o coloidales.

Autigénicos: Son formados mediante reacciones producidas en el interior del sedimento una vez depositado y controlados por factores físicos y químicos (Cobo, 2008). Estos constituyentes secundarios pueden incluir minerales de sílice como el cuarzo, feldespatos, minerales de arcilla y minerales de glauconita y no silicatados como calcita, yeso, barita y hematita (Boggs, 2009).

## **2.3 Transporte y depósito de los sedimentos**

El transporte y depósito de sedimentos en los diferentes ambientes sedimentarios pueden ocurrir dentro de una variedad de medios (agua, viento o hielo) y los límites para el arrastre y el transporte de sedimentos representan un control fundamental para el desarrollo de los depósitos sedimentarios, así como su respuesta a regímenes energéticos variables (Perry & Taylor, 2007; Arché, 2010).

Una vez arrastrado el sedimento, el movimiento de este ocurre de tres maneras:

- 1) Rodamiento, cuando el sedimento es demasiado pesado para ser elevado por el agua/viento y se debe mover rodando a lo largo del sustrato.

- 2) Saltación da cuenta del 75 al 80% del transporte de sedimentos en los ambientes áridos y por el cual los granos más ligeros se elevan temporalmente en el agua/viento y luego se asientan (en el agua, los sedimentos típicamente presentan trayectorias cortas y planas debido a los efectos amortiguadores de la viscosidad del fluido, mientras que en el aire las trayectorias tienden a ser más pronunciadas y más largas. (Sharp, 1966).
- 3) Suspensión, donde las partículas más ligeras se mantienen dentro del fluido y se mueven, a menudo en una trayectoria errática (Péwé, 1981).

Estos tipos de transporte que operan en una variedad de medios fluidos y en diferentes entornos, producen tipos muy diferentes de depósitos sedimentarios (Perry & Taylor, 2007).

### 2.3.1 Transporte eólico

El transporte de sedimentos en ambientes eólicos se asocia principalmente en “*traction carpets*” en suspensión o bien capas de granos de arena altamente concentradas que se desarrollan en cuencas sedimentarias eólicas y son impulsadas por flujos turbulentos (Sohn, 1997). Comúnmente sucede en dos medios principales:

- 1) Desiertos áridos, dunas costeras.
- 2) Áreas costeras de playas e islas de barrera.

El transporte de sedimentos en dunas costeras y desiertos se asocia primordialmente con el rodamiento y la saltación de granos (Fig. 2.1).

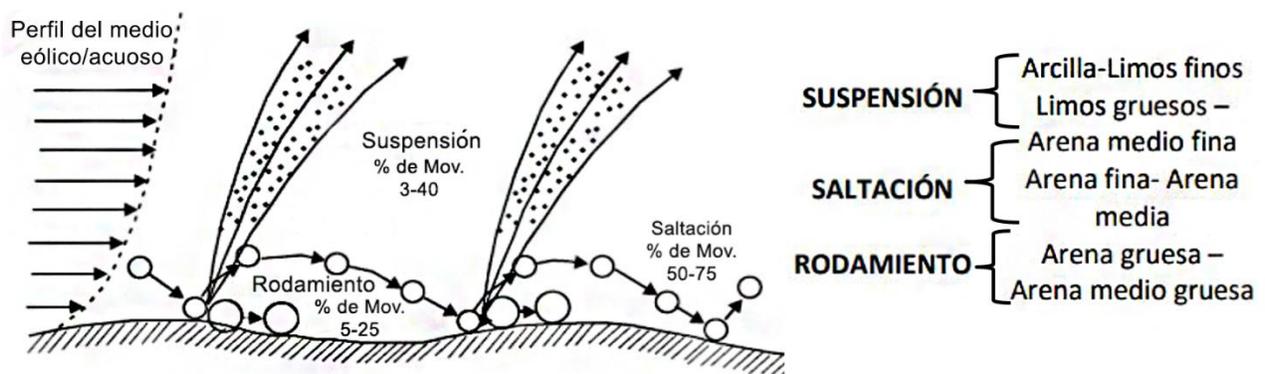


Figura 2.1 Características principales del movimiento de las partículas. Modificado de Nichols, 2009.

Adicionalmente, los sedimentos eólicos se transportan por el viento el cual tiende a seleccionar los granos de acuerdo a su tamaño y a su equivalencia hidráulica. Es decir, un cuarzo se transporta más fácilmente que una ilmenita o mineral pesado, aunque este último sea más fino (Muhs, 2003; Muhs *et al.*, 2003; Saye & Pye, 2006; Mendieta-Lora *et al.*, 2018; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2019).

### **2.3.2 Transporte fluvial/marino.**

El transporte de los sedimentos en ambientes acuosos se relaciona principalmente a corrientes de turbidez y corrientes de tracción. Dentro de esta última los mecanismos esenciales para el traslado de los sedimentos son la saltación y el rodamiento, mientras que en las de turbidez el transporte se asocia con la suspensión y a la misma vez con la tracción. Las corrientes de tracción tienen una alta importancia tanto en ambientes fluviales como marinos con poca profundidad. Conforme incrementa el flujo en este tipo de ambientes, se van adquiriendo las velocidades necesarias para mover las partículas de sedimento, primordialmente por rodamiento y saltación.

En los sistemas fluviales el flujo de la corriente normalmente es unidireccional, caracterizándose principalmente por reducciones de tamaño de grano debido al retrabajo que sufren estas partículas. En cambio, en la zona marina influida por las partes bajas de los ríos y las zonas cercanas a la costa (poco profundos) las corrientes son bidireccionales (influencia de las variables de marea alta y baja), de tal manera que los sedimentos sufrirán retrabajo tanto fuera como dentro de las costas durante los ciclos de marea, lo que cambia el potencial de transporte de sedimentos (Garzanti *et al.*, 2015).

El transporte de sedimentos también se presenta en lugares cerca de la costa (lacustres/ marinos) en donde el movimiento del agua producido por el oleaje interactúa con los mismos. El movimiento del agua no tiene ninguna influencia sobre los sedimentos que se encuentran en el fondo marino, pero a medida que el agua desciende cerca de la costa, ésta comienza a interactuar con el sedimento que se encuentra en las profundidades.

El transporte en fluidos acuosos también puede ocurrir en corrientes de densidad, asociados con la tracción y la suspensión de sedimentos. Las características que presentan este tipo de fluidos son variaciones en su temperatura, alta salinidad o debido a los mismos sedimentos en suspensión (Kennett, 1982).

### 2.3.3 Depósito de sedimentos

El tamaño de grano y la velocidad del medio en que se encuentren los sedimentos van a determinar su transporte, estos factores también van a estar involucrados en el depósito del sedimento, incluidos la densidad del fluido y de la partícula. Los sedimentos que poseen un diámetro mayor se sedimentarán más rápido que los granos de menor tamaño, siempre y cuando sean de densidades iguales. Esto es la equivalencia hidráulica (Sallenger, 1979).

Los mecanismos de depósito de sedimentos se deben a tres factores:

- 1) Morfología de los granos.
- 2) Interacción de grano a grano durante el transporte y en ocasiones interrumpen la sedimentación.
- 3) La densidad de los diferentes minerales constituyentes del sedimento. (Cuarzo  $2.65 \text{ g/cm}^3$ , feldespatos  $2.54\text{-}2.62 \text{ g/cm}^3$ , plagioclasas  $2.62\text{-}2.76 \text{ g/cm}^3$ , micas  $2.76\text{-}3.2 \text{ g/cm}^3$ , etc. Klein & Dutrow, 2007).

Por tanto, en el caso de las arenas terrígenas constituidas principalmente por cuarzo y otros minerales pesados y clásticos, las diferentes partículas tendrán distintas velocidades de sedimentación.

### 2.4 Granulometría

El tamaño de grano se clasifica de acuerdo a la escala más común utilizada como la de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922; Boggs, 2009) y van de tamaño arcilla hasta bloque. Debido a esto, las escalas más útiles para expresar el tamaño de las partículas son logarítmicas o geométricas, y tienen una relación fija entre cada uno de los elementos sucesivos de la serie.

Las divisiones en la escala están hechas con base en factores de dos: por ejemplo, los granos de arena fina tienen un diámetro de  $.125$  a  $.25 \text{ mm}$ , los granos de arena media tienen un diámetro de  $.25$  a  $.5 \text{ mm}$ ., los granos de arena gruesa tienen un diámetro de  $.5$  a  $1 \text{ mm}$ ., por tanto es una progresión logarítmica refiriéndose a un logaritmo “base 2” a diferencia de “base 10” que es la escala más común de logaritmo (Nichols, 2009).

Dentro de esta escala, existen 4 divisiones básicas:

- 1) Arcilla (<4  $\mu\text{m}$ )
- 2) Limo (4  $\mu\text{m}$  a 63  $\mu\text{m}$ )
- 3) Arena (63  $\mu\text{m}$  o .063 mm. a 2.0 mm.)
- 4) Gravas (>2.0 mm.)

La escala *phi* es una representación numérica incluida en la escala de Wentworth, usando la letra griega 'Φ' (Phi) como unidad para esta escala. Aplica el logaritmo en base dos, el tamaño de grano se puede denotar en la escala phi como:

$$\Phi = -\log_2 (\text{Diámetro del grano en mm.})$$

El signo negativo representa la disminución de los tamaños de grano en un gráfico (izquierda-derecha). Por ejemplo, un grano con diámetro de 1 mm. es igual a 0  $\Phi$ : incrementa el tamaño del grano, 2 mm. es -1  $\Phi$ , 4 mm. es -2  $\Phi$  y así sucesivamente; disminuye el tamaño de grano, 0.5 mm. es +1  $\Phi$ , 0.25 mm. es 2  $\Phi$ , etc. (Folk, 1980; Nichols, 2009). (Tabla 2.1).

Modelo americano de tamíz de malla	Milímetros	Unidades Phi ( $\Phi$ )	Clase de tamaño según Wentworth	
GRAVA	4096	- 12	Bloque	
	1024	- 10		
	256	256 - 8	Guijarro	
	64	64 - 6		
	16	- 4	Guijo	
	5	4 - 2		
	6	- 1.75	Gránulo	
	7	- 1.5		
	8	- 1.25		
	10	2 - 1.0		
ARENA	12	- 0.75	Arena muy gruesa	
	14	- 0.5		
	16	- 0.25		
	18	1 - 0.0	Arena gruesa	
	20	0.25		
	25	0.5		
	30	0.59	1/2 - 1.0	
	35	0.50		
	40	0.42		
	45	0.35	1.5	
	50	0.30		
	60	0.25		
	70	0.210	1/4 - 2.0	
	80	0.177		
	100	0.149		
	120	0.125	1/8 - 3.0	
140	0.105			
170	0.088			
200	0.074	3.5		
230	0.0625			
1/16 - 4.0				
LODO	LIMO	270	4.25	Limo grueso
		325	4.5	
		0.037	4.75	
		0.031	1/32 - 5.0	Limo medio
		0.0156	1/64 - 6.0	
	0.0078	1/128 - 7.0	Limo fino	
	0.0039	1/256 - 8.0	Limo muy fino	
	ARCILLA	0.0020	9.0	Arcilla
		0.00098	10.0	
		0.00049	11.0	
0.00024		12.0		
0.00012		13.0		
0.00006	14.0			

Tabla 2.1 Escala Udden–Wentworth para tamaño de granos en sedimentos. Modificada de Pettijohn, 1972.

Las técnicas de medición de los tamaños de grano se aplican a clases granulométricas muy diferentes. El tamizado es el método más antiguo y más utilizado para clasificar las arenas, debido a que relativamente es muy rápido, es económico y no presenta mucha dificultad al momento de realizarlo. Otros métodos que se utilizan frecuentemente para realizar esta clasificación son la

elaboración de láminas delgadas, el uso del coulter y del microscopio binocular (Pettijohn; 1972; Mendieta-Lora *et al.*, 2018).

## 2.5 Arenas

Los procesos de erosión, transporte y depósito de sedimentos clásticos principalmente son controlados por la alteración de la corteza terrestre y el clima. Este tipo de sedimentos una vez desprendidos de su roca fuente son depositados por los vientos y los ríos, desde los continentes hacia los océanos, y representan el archivo geológico de la historia de la Tierra (Singh & Müller, 2007).

La arena por definición se considera un material suelto, granular, no cohesivo cuyos elementos de la misma deben ser de tamaño arena. La arena surge a partir de la disgregación de rocas graníticas y de grano grueso (esencialmente cuarzo) estando limitado por la composición original de la roca fuente.

Hay 5 procesos primordiales que llevan a la formación de granos tamaño arena: 1) meteorización, incluye tanto la desintegración como la descomposición de la roca origen; 2) el vulcanismo piroclástico; 3) aplastamiento, tanto por los movimientos de la tierra (cataclásticos) como por impacto; 4) peletización y 5) precipitación de soluciones, tanto químicas como bioquímicas (Pettijohn, 1972) (Fig. 2.2).

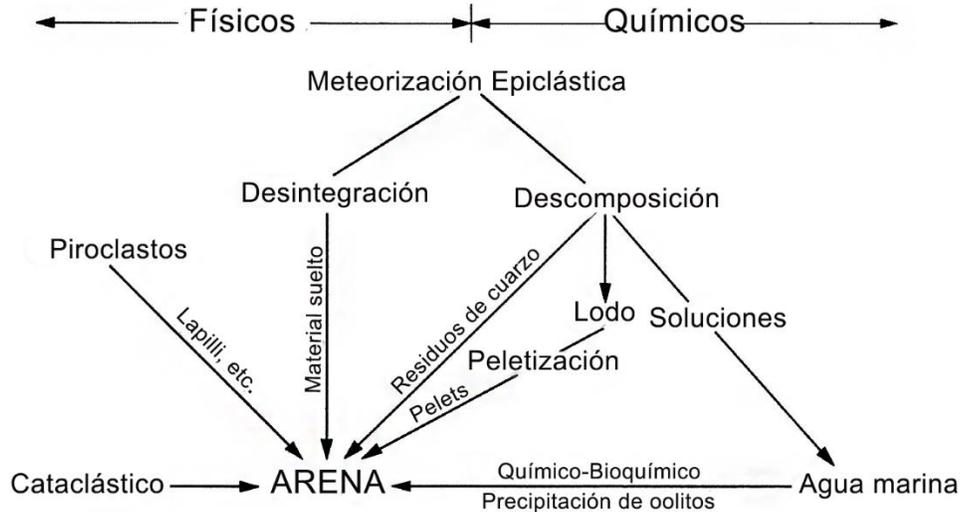


Figura 2.2 Procesos de formación de arenas. Modificada de Pettijohn, 1972.

## 2.6 Análisis estadístico granulométrico

Tres medidas matemáticas son las que se suelen usar para describir el tamaño promedio de una muestra de sedimento.

Moda ( $M_o$ ): Es el tamaño de partícula más frecuente en una población de granos, representándose por el punto de inflexión de la curva acumulativa (Boggs, 2009).

Mediana ( $M_d$ ): Simboliza el punto medio de la distribución del tamaño de grano (correspondiente a la marca del 50% en la curva acumulativa), significa que la mitad de los granos son más grandes que la mediana y la otra mitad más pequeños. Se puede expresar en  $\Phi$  o en mm. ( $M_{d\Phi}$  o  $M_{dmm}$ ) (Folk, 1980).

Media ( $M_z$ ): La mejor medida gráfica para determinar el tamaño total es la Media gráfica, dada por la fórmula:

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

Es muy superior a la mediana porque se basa en tres puntos y ofrece una mejor imagen general. Esta será la medida estándar de tamaño utilizada (Folk, 1980).

Desviación estándar ( $\sigma_1$ ): La desviación estándar es una medida de los diferentes tamaños de grano, siendo la dispersión alrededor de la tendencia central. (Tabla 2.2) La ecuación para determinar este parámetro (Folk y Ward, 1957; Blatt *et al.*, 1980) se muestra a continuación:

$$\sigma_1 \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{4} + \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{6.6}$$

Desviación Estándar ( $\sigma_1$ )	Selección
< 0,35	Muy bien seleccionada
0,35 a 0,50	Bien seleccionada
0,50 a 0,70	Moderadamente bien seleccionada
0,70 a 1,00	Moderadamente seleccionada
1,00 a 2,00	Pobrementemente seleccionada
2,00 a 4,00	Muy pobrementemente seleccionada
> 4,00	Extremadamente mal seleccionada

Tabla 2.2 Escala de selección de sedimentos. Modificada de Arias *et al.*, 2012.

Grado de asimetría ( $Sk_1$ ): El grado de asimetría es una medida adicional de la clasificación del tamaño de grano y se determina por la importancia relativa de las colas de la distribución. (Tabla 2.3). La ecuación para determinar este parámetro (Folk y Ward, 1957) es la siguiente:

$$Sk_1 \frac{\Phi 16 + 84 - 2\Phi 50}{2(\Phi 84 - \Phi 16)} + \frac{\Phi 5 + 95 - 2\Phi 50}{2(\Phi 95 - \Phi 5)}$$

Asimetría ( $Sk_1$ )	Descripción Verbal
> +0,30	Asimetría fuertemente fina
+ 0,30 a +0,10	Asimetría fina
+0,10 a -0,10	Cercana a la simetría
-0,10 a -0,30	Asimetría gruesa
< -0,30	Asimetría fuertemente gruesa

Tabla 2.3 Indicadores de asimetría para los sedimentos. Modificada de Arias *et al.*, 2012.

Curtosis ( $K_G$ ): La curtosis es una medida del pico de la distribución; si una distribución es más plana que una normal, se llama platicúrtica, pero si está más elevada, se llama leptocúrtica. (Tabla 2.4). (Pettijohn, 1973):

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

Kurtosis ( $K_G$ )	Descripción
< 0.67	Muy Platicúrtico
0.67 a 0.90	Platicúrtico
.90 a 1.11	Mesocúrtico
1.11 a 1.50	Leptocúrtico
1.50 a 3.00	Muy Leptocúrtico
> 3.00	Extremadamente Leptocúrtico

Tabla 2.4 Distribución de tamaño de sedimentos de acuerdo a la curtosis. Modificada de Arias *et al.*, 2012.

## 2.7 Morfología de las partículas

Folk (1980) añade al menos tres conceptos bajo el término de “Morfología de partículas”, las cuales son: 1) Forma, 2) Esfericidad y 3) Redondez.

Forma: La forma hace referencia a la relación entre las 3 dimensiones de la partícula y por ello se pueden clasificar como discoides/oblados, ecuanes, laminados o prolados/cilíndricos. (Fig. 2.3).

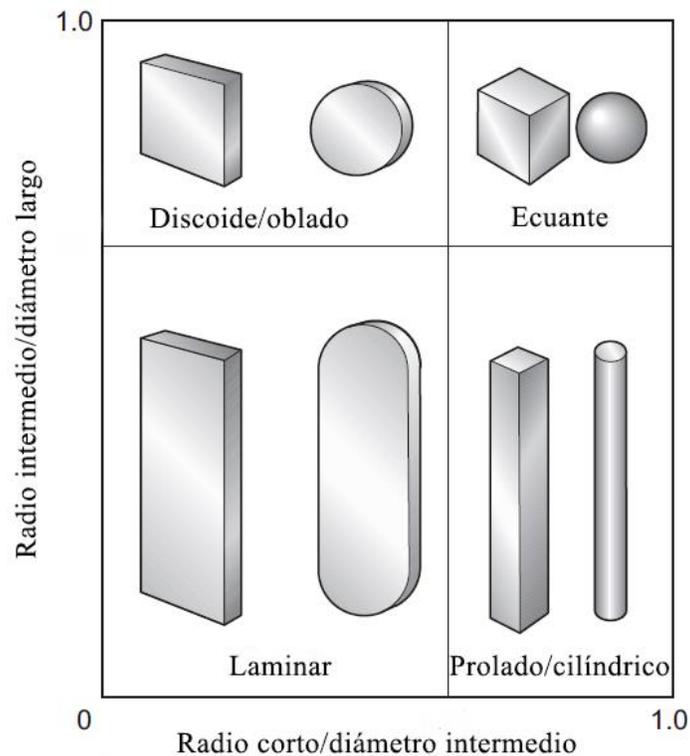


Figura 2.3 Clasificación de los clastos de acuerdo a Zingg (1935). La forma general de los clastos se puede considerar en 4 categorías finales: prolados, laminares, ecuantes, discoidales (Folk, 1980). Modificado de Nichols, 2009.

**Esfericidad:** La esfericidad es una propiedad que indica cuantitativamente que tan cerca son las tres dimensiones de una partícula. (Folk, 1980).

**Redondez:** La redondez inicialmente fue medida cuantitativamente por Wentworth, posteriormente Wadell (1932) la definió como el radio promedio de la curvatura de todas las esquinas dividido por el radio del círculo inscrito más grande, este método de medición resulta impráctico por lo que actualmente los valores de redondez se obtienen en comparación con los esquemas fotográficos de granos de arena de Powers (1953). (Fig. 2.4).

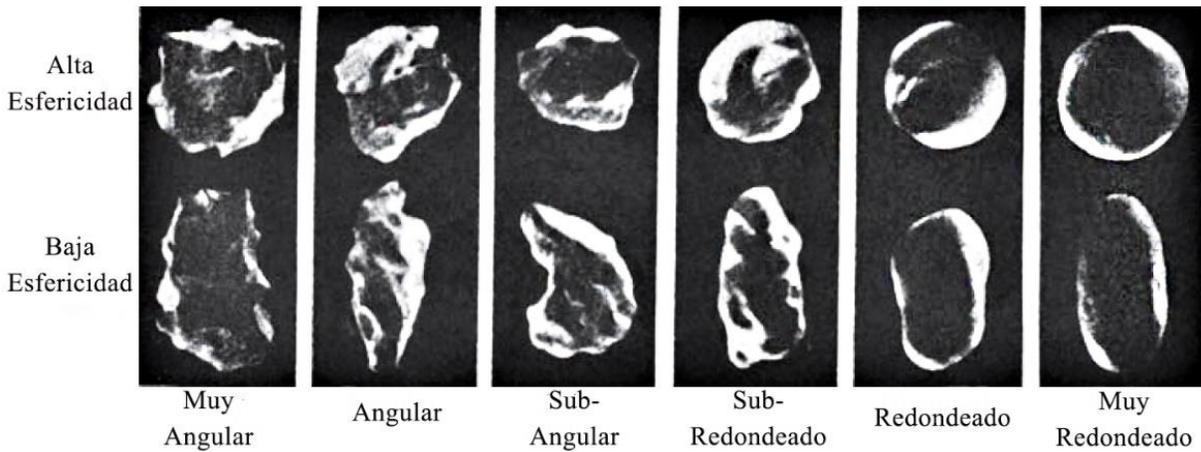


Figura 2.4 Imágenes de grano para estimar la redondez y esfericidad en partículas de sedimento.  
Modificado de Powers, 1953.

## 2.8 Mineralogía

Diversos son los componentes que pueden aparecer en las arenas, en las siguientes líneas solamente se hablará de 2 minerales esenciales que son el cuarzo y los feldespatos, además, de los fragmentos de roca que son muy importantes para su composición.

**2.8.1 Cuarzo:** Es el espécimen más común, siendo un mineral primario es químicamente el más simple de los silicatos, un óxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ), es un componente fundamental en rocas graníticas y, además, en algunos casos puede ser componente de rocas con composición intermedia (diorita). Las rocas metamórficas como los gneises, se forman a partir de protolitos como el granito y algunas rocas metasedimentarias con una alta cantidad de cuarzo.

También este mineral puede estar presente en vetas o vetillas como producto de fluidos calientes debido a actividad ígnea o metamórficas.

El cuarzo tiene una dureza 7 en la escala de Mohs, por lo que lo hace un mineral muy estable y muy resistente a la meteorización en la superficie de la Tierra. Los granos de cuarzo pueden desgastarse e inclusive romperse al momento de su transporte, pero mayormente estos se encuentran intactos durante largas distancias y largos periodos de transporte.

**2.8.2 Feldespato:** Son minerales de silicato y la mayoría de las rocas ígneas poseen feldespato como mineral principal, por consiguiente, el feldespato es muy común y se libera en grandes cantidades cuando entran en meteorización los granitos, gabros y andesitas, así como algunos esquistos y gneises (Nichols, 2009). Este mineral es muy propenso a la alteración físico/ química, por lo tanto, tiende a desgastarse y romperse durante el transporte, encontrándose usualmente en ambientes en donde el transporte y la meteorización no ha sido intensa. Los feldespatos potásicos (ortoclasa, microclina, sanidino) son más estables que las variedades de feldespatos sódico-cálcicos (Albita-Anortita) (Nesbitt *et al.*, 1997).

**2.8.3 Fragmentos líticos:** Los fragmentos de roca tamaño arena son resultado de la erosión de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias preexistentes. Estos fragmentos exclusivamente se van a encontrar en rocas que van de grano fino a medio y generalmente se requiere elaborar una sección delgada de la muestra de roca para someterlo a un análisis petrográfico y así determinar su procedencia (Marsaglia, 1993; Mendieta-Lora *et al.*, 2018).

Los granos de rocas ígneas como la riolita y el basalto son muy propensos a agentes erosivos, por lo que usualmente se van a encontrar en arenas formadas cerca de la fuente de material volcánico.

Los fragmentos de rocas metamórficas pueden ser reconocidos bajo el microscopio por la dirección preferente que muestran sus componentes minerales. Las rocas formadas por el metamorfismo de las litologías ricas en cuarzo originan granos relativamente resistentes que pueden incorporarse en un depósito de arena.

Los fragmentos líticos de las rocas sedimentarias se forman cuando los estratos preexistentes afloran, se desgastan y erosionan. Los granos de arena pueden ser re TRABAJADOS con este proceso y pasar por varios ciclos de erosión y redepósito. Ejemplos de líticos sedimentarios son fragmentos de pedernal, arenisca y lutita.

## **2.9 Microscopio Electrónico De Barrido (MEB).**

El uso del microscopio de luz con resoluciones aproximadas de 2000 Å no es suficiente para poder observar características detalladas en las superficies de los granos de cuarzo de 1 mm de diámetro aproximadamente; por lo que muchos geólogos han optado por el uso del MEB y así poder revelar

una gran cantidad de detalles texturales (Kransley & Doornkamp, 1972; Welton, 2003; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005; Kasper-Zubillaga & Faustinos-Morales 2007; Vos *et al.*, 2014).

El MEB es una herramienta que se emplea para la obtención de imágenes superficiales de minerales u otros objetos que se deseen examinar mediante la incidencia de un haz de electrones sobre la muestra que permite la observación directa de los granos de cuarzo, lo que hace la técnica más eficaz, ya que, se obtienen imágenes tridimensionales óptimas en escala de grises de los granos debido a su gran enfoque, lo que facilita la identificación de microtexturas, recubrimientos y partículas adheridas (Kasper-Zubillaga & Faustinos-Morales 2007; Melgarejo *et al.*, 2010; Vos *et al.*, 2014).

Este instrumento se compone de cinco partes principalmente:

- 1.- Cañón de electrones con un filamento emisor de electrones.
- 2.- Lentes magnéticas que dirigen y focalizan el haz de electrones sobre la muestra.
- 3.- Sistema de barrido.
- 4.- Portamuestras móvil de giro universal.
- 5.- Sistema de obtención de la imagen con su respectivo análisis. (Fig. 2.5).

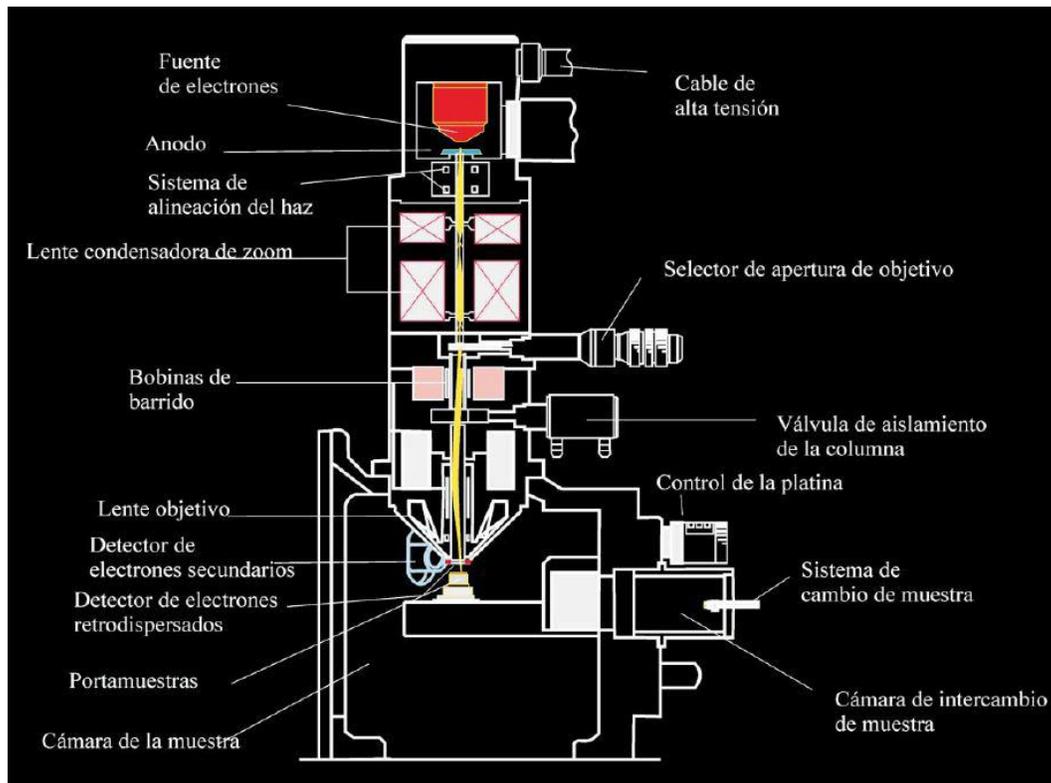


Figura 2.5 Estructura interna del MEB/EDE. Melgarejo *et al.*, 2010).

Vos *et al.* (2014), establecen que se deben seleccionar alrededor de 30 granos de cuarzo al azar debidamente limpios y secos, con diámetros similares mediante un microscopio binocular para someterlos al análisis MEB. Los granos seleccionados se montan con un cierto patrón lineal sobre cinta adhesiva en un portaobjetos, esto para facilitar la ubicación de cada grano.

El portaobjetos con los granos se debe recubrir con oro pulverizado para proporcionar una mejor conductividad que otros metales pesados o carbono para generar imágenes más nítidas y minimizar la carga eléctrica de la superficie (Krinsley & Doornkamp, 1973; Welton, 2003; Melgarejo *et al.*, 2010; Vos *et al.*, 2014)

Algunos microscopios MEB están equipados con un Espectrómetro de Dispersión de Energía (EDE). Este componente consiste en una fuente de radiación de alta energía (electrones), un detector de estado sólido (generalmente hecho de silicio), un procesador de la señal electrónica emitida y un portamuestras (Stmusser, 1993).

Este equipo es de gran utilidad para conocer la composición química de la muestra a examinar, ya que cuando se somete a este análisis da como resultado espectros con series de picos característicos de sus componentes. Estos picos son propios de cada elemento (Melgarejo *et al.*, 2010).

Dicho método cualitativo es muy práctico ya que se requiere de muy poco tiempo para obtener los análisis, es de bajo costo y se obtienen resultados muy puntuales, e inclusive a escalas muy pequeñas (1  $\mu\text{m}$ ).

## **2.10 Microtexturas en granos de cuarzo**

Las microtexturas presentes sobre las superficies en granos de cuarzo hacen referencia a la historia sedimentaria de los sedimentos clásticos, proporcionan información tanto del ambiente de depósito como de los ciclos sedimentarios sucesivos (Vos *et al.*, 2013; Kalińska-Nartiša & Mariusz Gałka, 2018).

Tener un amplio conocimiento de las microtexturas superficiales en granos de cuarzo orillan a realizar una comparación más precisa en arenas de tipos dunares, marinas y fluviales, las cuales difieren notablemente en varias características (McKee, 1979).

### **2.10.1 Microtexturas mecánicas**

El contorno del grano describe la redondez o la angularidad de los granos, que se subdividen en angulares con bordes afilados, subangulares con bordes ligeramente abruptos y granos redondeados con bordes lisos. El contorno del grano se relaciona principalmente con el modo de transporte, distancia, el tiempo y el tamaño de la partícula, pero también se asocia a la forma original del grano de la partícula en la roca fuente (Goudie y Watson, 1981; Whalley *et al.*, 1987; Higgs, 1979; Moral-Cardona *et al.*, 1997; Mahaney, 2002; Vos *et al.*, 2013). También las texturas de los granos se relacionan a procesos vinculados a medios ambientes sedimentarios como el ambiente fluvial, marino de alta/baja energía, dunas costeras /desérticas de acuerdo con la dominancia de dichas texturas en los granos de cuarzo (Vos *et al.*, 2014; Kalińska-Nartiša & Mariusz-Gałka, 2018).

Los granos redondeados comúnmente se relacionan con las fases de saltación eólica, mientras que los granos subangulares a redondeados se originan en los regímenes de flujo superiores o en la zona intermareal, debido a que requiere una abrasión mayor para redondear sus bordes.

Las fracturas concoideas muestran formas de “concha” y están presentes en minerales que no poseen un crucero definido. Son formadas por impactos o presiones en la superficie del grano que se producen en una amplia gama de ambientes. Las fracturas concoideas son las más frecuentes en las microtexturas de los granos de cuarzo, inclusive pueden abarcar el 50% de la superficie ( Margolis & Krinsley, 1974; Kasper-Zubillaga & Faustinos-Morales 2007).

Los arcos escalonados y rectos (“*Arcuate and straight steps*”) similares a los formados en las fracturas concoideas, se originan por impactos o presiones cuando el plano de fractura concooidal se cruza con los planos de crucero del cuarzo.

Las crestas meándricas (“*Meandering ridges*”) son líneas que atraviesan la superficie del grano entre las fracturas concoideas ligeramente curvadas semejantes a meandros de ríos a nivel microescala siendo características del transporte eólico en dunas del desierto y del litoral (Krinsley & Donahue, 1968; Vos *et al.*, 2013).

Las placas invertidas (“*Upturned plates*”) se muestran regularmente como crestas mas o menos paralelas con bordes irregulares orientadas a cierto ángulo a la superficie del grano, se forman durante colisiones de alta energía. (Krinsley *et al.*, 1976; Vos *et al.*, 2013). Las placas invertidas son una característica prominente en los granos de cuarzo que provienen de ambientes eólicos y glaciales (Mahaney, 2002).

Marcas en media luna (“*Crescentic percussion marks*”) son el resultado de fuertes colisiones de grano a grano, por tanto, se consideran típicas en ambientes eólicos en donde los granos son transportados mediante saltación o arrastre (Campbell, 1963; Vos *et al.*, 2014).

Los bordes abultados (“*Bulbous edges*”) son definidos por Mahaney (2002) como bordes prominentes redondeados, se atribuyen a la rotación y saltación de los granos, por tanto, son evidencia en granos de ambientes eólicos.

Abrasión por trituración (*“Abrasion fatigue”*) se presentan como zurcos sobre la superficie del cuarzo en donde se encuentran adheridas pequeñas partículas (Mahaney, 2002).

### **2.10.2 Microtexturas químicas**

Cavidades o marcas de disolución (*“Solution pits”*) son cavidades que llegan a ser variables en forma, en donde las formas circulares y semicirculares son las más comunes. La formación de estos huecos depende de la actividad química y el tiempo de permanencia en el medio ambiente que promueve la disolución del cuarzo (Vos *et al.*, 2013).

Los glóbulos y flores de sílice (*“Silica globules and flowers”*) son gotas de forma circular a semicircular de sílice precipitado presente en los granos de cuarzo, se forman mediante el contacto de los granos con fluidos sobresaturados de sílice, algunas con formas de flores debido a la aglomeración de los glóbulos (Higgs, 1979).

### **2.10.3 Microtexturas combinadas (mecánicas y químicas)**

El relieve representa la rugosidad o la suavidad de la superficie de los granos y se subdivide en relieve bajo, en donde las superficies son casi lisas careciendo de irregularidades, relieve mediano donde las superficies son semi-lisas y en un relieve alto las superficies son totalmente irregulares (Higgs, 1979).

Las depresiones alargadas (*“Elongated depressions”*) son grandes cavidades en los granos de cuarzo, se atribuye al transporte eólico de alta energía en donde se producen impactos directos entre los granos que van arrastrándose o saltan (Mahaney, 2002).

Partículas adheridas (*“Adhering particles”*) hacen referencia a todos los fragmentos o partículas adheridas al grano bajo observación, son altamente variables en su composición y tamaño. En algunos casos inclusive pueden ser resultado del propio grano de cuarzo o de cualquier otra partícula que haya colisionado al mismo grano (Higgs, 1979; Vos *et al.*, 2013).

## **2.11 Ambientes sedimentarios**

La palabra ambiente es muy frecuente en la literatura sedimentaria, aunque muy a menudo su significado preciso no está bien definido. Pettijohn (1972).

El significado de ambiente sedimentario, referente a "proceso"; está establecido por Krumbein & Sloss (1963), definiéndolo como "el complejo de condiciones físicas, químicas y biológicas bajo las cuales se acumula un sedimento".

Mientras que Shepard & Moore (1955), definieron un ambiente sedimentario como "una unidad espacial en la que las condiciones físicas, químicas y biológicas externas que afectan el desarrollo de un sedimento son lo suficientemente constantes como para formar un depósito característico".

Por tanto, el concepto más amplio y significativo que describe a un medio ambiente, parece ser el geomorfológico el cual establece que "un ambiente sedimentario se define por un conjunto particular de parámetros físicos y químicos que corresponden a una unidad geomorfológica de tamaño y forma establecidos" (Pettijohn, 1972).

### **2.11.1 Ambiente fluvial**

La palabra fluvial hace referencia a una corriente o a un río y este tipo de ambientes se producen en todos los continentes y zonas climáticas de la Tierra, por tanto, su clasificación es variable.

Los ríos son vías de gran importancia para el transporte y almacenamiento de material proveniente de los continentes, viajan a través de los mismos hasta llegar a los estuarios y finalmente desembocan en los océanos; por tanto, desempeñan un papel fundamental en el ciclo biogeoquímico de los materiales de la Tierra. (Rosgen, 1994; Garzanti *et al.*, 2017).

Los ríos son clasificados por sus regímenes de flujo, como perennes (que fluyen cada año, a lo largo del año), intermitentes (flujo durante sólo una parte del año, generalmente durante o después de una época húmeda) y efímeros (flujo ocasional). Estos dos últimos se presentan con frecuencia en ambientes mediterráneos o tropicales, mientras que los ríos perennes ocurren en regiones templadas (Rust, 1978; Rosgen, 1994).

Por definición un sistema fluvial es un régimen de ríos conectados en una cuenca de drenaje (Bridge, 2003). Dentro de este sistema se pueden reconocer tres zonas geomorfológicas: 1) la zona de erosión en donde los arroyos van descendiendo, desgastando las capas rocosas, tanto en el fondo del valle como de sus laterales a través de movimientos descendentes del mismo.

2) En la zona de transferencia, el gradiente es menor, por lo que arroyos y ríos no se encuentran erosionando activamente, pero tampoco es un sitio de depósito.

3) La parte inferior del sistema es la zona de depósito, en donde los sedimentos se depositan en los canales del río y en las planicies de inundación de un sistema fluvial o en la superficie de un abanico aluvial.

No siempre se encuentran presentes estos 3 componentes en todos los sistemas, algunos pueden ser totalmente erosivos y otros pueden no mostrar una zona de transferencia (Perry y Taylor, 2007).

Los ríos se clasifican de acuerdo con sus geometrías de canal, existiendo cuatro tipos principales tradicionalmente definidos: 1) recto, 2) meándrico, 3) trenzado y 4) anastomosado. Autores como Rust (1978) y Bristow (1996), han propuesto que estos tipos no deben clasificarse como unidades separadas, sino que como miembros finales de un continuo cíclico.

Los "sedimentos fluviales" son aquellos que consisten en material transportado, suspendido o depositado por una corriente (Bates & Jackson, 1980), y pueden clasificarse como gruesos (> 0.0625 mm) transportado a lo largo del fondo del río o como carga suspendida y el sedimento más fino (<0.0625 mm) movido en suspensión, abarcando esta última más del 90% del sedimento del río, debido a que sus velocidades de asentamiento son generalmente bajas. (Perry y Taylor, 2007).

Goudie (1990), menciona que los sedimentos fluviales también pueden clasificarse según sus características físicas o químicas. Estas características están determinadas por el origen del sedimento y los procesos físicos, químicos y biológicos que han sufrido durante el transporte hasta su sitio de depósito final.

### **2.11.2 Ambiente eólico**

Los procesos sedimentarios eólicos son aquellos que implican el transporte y el depósito de material por el viento. Los grandes desiertos continentales son los ejemplos más significativos de este tipo de ambientes, aunque también hay acumulaciones importantes de arena relacionado con las playas y arenas en zonas costeras (Lancaster, 1983; Muhs *et al.*, 1996; Muhs *et al.*, 2003; Muhs 2004; Garzanti *et al.*, 2017; Muhs *et al.*, 2017; Mendieta-Lora *et al.*, 2018).

La arena de estos ambientes posee características específicas que van desde la morfología del grano a escala microscópica hasta la escala de estratificación cruzada.

Al impactar dos granos en el aire, se produce un mayor impacto que el que experimentan bajo el agua debido a que el aire posee una menor densidad haciendo que no amortigüe el impacto como si lo hicieran bajo el agua, por tanto, estos choques son de una energía relativamente alta que daña ya sea en proporciones menores a grandes la superficie del grano y generando así bordes angulares y fracturas concoidales generalmente. Si los granos de arena atraviesan un largo periodo de transporte eólico se vuelven redondeados a bien redondeados (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005; Nichols, 2009; Vos. *et al.*, 2014).

Estas características bien se pueden observar mediante una lupa o si se desea un mejor análisis del grano se puede utilizar un análisis de microscopio de barrido para interpretar y estudiar las texturas impresas en los mismos.

Si bien, las velocidades de los vientos son relativamente constantes pueden transportar granos solamente hasta un cierto tipo de tamaño (Nickling, 1994) llevando igualmente partículas más finas como el polvo, el cual, permanece en suspensión, haciendo a un lado los granos de mayor tamaño que se transportan mediante arrastre, forman al momento de su depósito ondulaciones y dunas. Esta separación selectiva de los granos durante el transporte significa que los depósitos eólicos suelen estar bien clasificados. (Nichols, 2009).

Al momento de ocurrir el transporte eólico se produce un efecto abrasivo entre los granos que chocan, lo que provoca que los minerales menos resistentes, como las micas, sufran un mayor daño que minerales con mayor resistencia como el cuarzo, reduciéndose así el conjunto de granos que se van depositando. En general, en las arenas de ambientes eólicos se van a encontrar minerales de alta resistencia como el cuarzo e inclusive feldespatos, fragmentos líticos y pedernal. (McKee & Ward, 1983)

Un depósito clástico que consiste únicamente en material del tamaño de arena, que está bien clasificado y con granos bien redondeados, se considera que está texturalmente maduro.

Los procesos de transporte y depósito de arenas por el viento producen diversas formas de “Capas” sobre la superficie continental las cuales son similares a las que se forman en el lecho marino, pero siempre van a haber características propias de cada ambiente para poder diferenciar unas de otras. Principalmente existen 3 grupos de formas, éstas en relación a su tamaño: 1) rizaduras eólicas, 2) draas y 3) dunas (Wilson, 1972).

## 2.12 Dunas

Muchos geólogos han estudiado por años los cuerpos de arena de los desiertos, pero han tenido problemas para describir y asignar un nombre definido al tipo o tipos de dunas en una determinada área, debido a que el nombramiento puede ser a partir de una terminología local o tomándolo de alguna región desértica reciente. De esta manera, las nomenclaturas locales han proliferado y pasan a un segundo plano las clasificaciones formales que se aplican a muchas regiones. La escasez de recursos para hacer comparaciones directas a escala entre dunas de diversas regiones ha sido un factor importante en este campo (McKee, 1979).

Existe una gran variedad de morfologías de dunas en el desierto, lo que hace que su clasificación sea una tarea difícil. Cada tipo presenta características distintas, como el tamaño (alto-ancho) y espaciado. La formación de cada una, ya sea parabólica, linear, barjanoide, transversal y estrella (Lancaster 1995; Mendieta-Lora *et al.*, 2018) está controlada en gran medida por distintos factores, como son la variante de dirección de los vientos e influye también el tamaño de grano de la arena, la vegetación presente en la zona y la cantidad de arena suministrada para la formación de dunas. (Lancaster, 1988).

Dado que las dunas se encuentran en formas de cama en las cuales se ha invertido una gran cantidad de energía, los cambios diarios o estacionales en las direcciones del viento no las alteran fácilmente. Por tanto, la forma de la duna es la manifestación de un promedio a largo plazo de las condiciones del viento (Tsoar *et al.*, 2008).

McKee (1979), sugirió una clasificación para la distinción de las dunas en 3 categorías: formas básicas (simples), compuestas y complejas.

Las primeras consisten en formas de dunas individuales, las que se encuentran separadas espacialmente de las dunas cercanas, generalmente son pequeñas en la mayoría de los casos y presentan espaciamientos de 10 a 500 m de cresta a cresta. Las dunas compuestas consisten en dos o más dunas del mismo tipo que se han unido o están superpuestas. Las dunas complejas consisten en dos o más tipos diferentes de dunas simples que se han unido o están superpuestas. Estos dos últimos tipos de dunas, en la mayoría de los casos son megadunas y abundan en la mayoría de los grandes mares de arena del mundo (Tsoar, 2008).

Principalmente son 4 los tipos de dunas de arena activas que se clasifican por movimiento:

- 1.- Dunas migratorias: Todo el cuerpo de la duna va avanzando con poco o ningún cambio en la forma y la dimensión. Un claro ejemplo de esta tipología son las dunas transversales y barjanas.
- 2.- Dunas alargadas: Estos ejemplares de dunas se alargan y se extienden longitudinalmente conforme pasa el tiempo. Las dunas lineales son los ejemplares más representativos.
- 3.- Acumulación de dunas: Las dunas tienen poco o nulo avance o alargamiento. Las dunas de tipo estrella representan mejor este tipo.
- 4.- Dunas vegetadas: Son dunas inmóviles y ancladas a un sustrato en donde habitan y coexisten diversas plantas y animales. (Fig. 2.6)

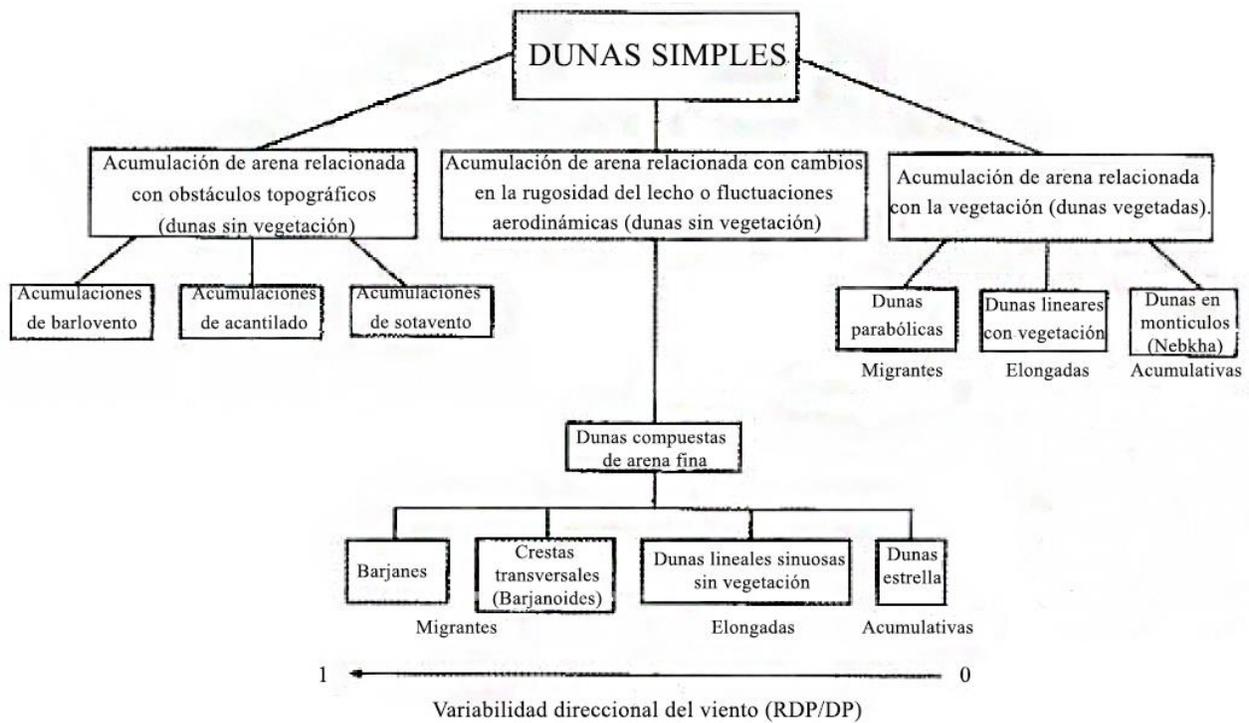


Figura 2.6 Clasificación de los principales tipos de dunas en función a la génesis de las dunas y la variabilidad direccional del viento. Modificado de Tsoar, 2001.

### 2.12.1 Dunas transversales y barján

Las dunas transversales y barján pertenecen al mismo tipo de duna, ya que poseen el mismo mecanismo de migración de viento unidireccional, diferenciándose en la cantidad de arena disponible para su transporte eólico (Tsoar, 1984; Tsoar, 2001).

Las dunas de tipo barján poseen forma de media luna, cuyos brazos apuntan en dirección a favor del viento. La pendiente de barlovento frecuentemente es convexa y tiene una pendiente máxima promedio de  $12^\circ$ , mientras que la pendiente de sotavento se caracteriza por una cara a  $33\text{--}34^\circ$ . En algunas dunas barján su cresta y su borde se encuentran separados, mientras que en otros casos las dos coinciden. Frecuentemente, las dunas barján pequeñas suelen ser más planas que las de dimensiones mayores y tienen un ángulo más pequeño entre el flanco de barlovento y el suelo del desierto (Lancaster, 1983; Hastenrath, 1987).

Mientras que las dunas transversales de amplia extensión están construidas de muchos barjanas continuos que se han unido en una larga duna con una disposición transversalmente a la dirección del viento dominante.

### **2.12.2 Dunas longitudinales**

Las dunas longitudinales es la tipología de dunas más frecuentes en los campos eólicos actuales, principalmente son dominantes en los desiertos de Australia, África (Mauritania Occidental, zona Saheliana, Kalahari, Libia y Namib) y en los Estados Unidos en Arizona y California (Pye & Tsoar, 2009).

Las dunas lineales se tratan de acumulaciones rectilíneas y alargadas de arena las cuales desarrollan cierto paralelismo unas a otras, se encuentran separadas por superficies interdunares anchas y llanas. Su formación son el resultado de la suma vectorial de 2 vientos que soplan uno a 90° del otro (Sanjaume *et al.*, 2011). Así como otros tipos de dunas, las lineales se pueden clasificar en simples, complejas y compuestas.

### **2.12.3 Dunas estrella**

Las dunas de tipo estrella poseen grandes tamaños y tienen forma de pirámide, están compuestas de brazos entrelazados y se encuentran marcados por crestas ondulantes y caras deslizantes en distintas direcciones (Lancaster, 1989; Lancaster, 1995).

Debido a su simetría y su forma radial, se sugiere que su formación es el resultado de interacciones complejas entre un régimen de viento multidireccional y la topografía del área. Sin embargo, a pesar de su amplia presencia en los extensos mares de arena, aun no se conocen con exactitud sus procesos de formación y evolución (Zhang *et al.*, 2012) (Fig. 2.7).

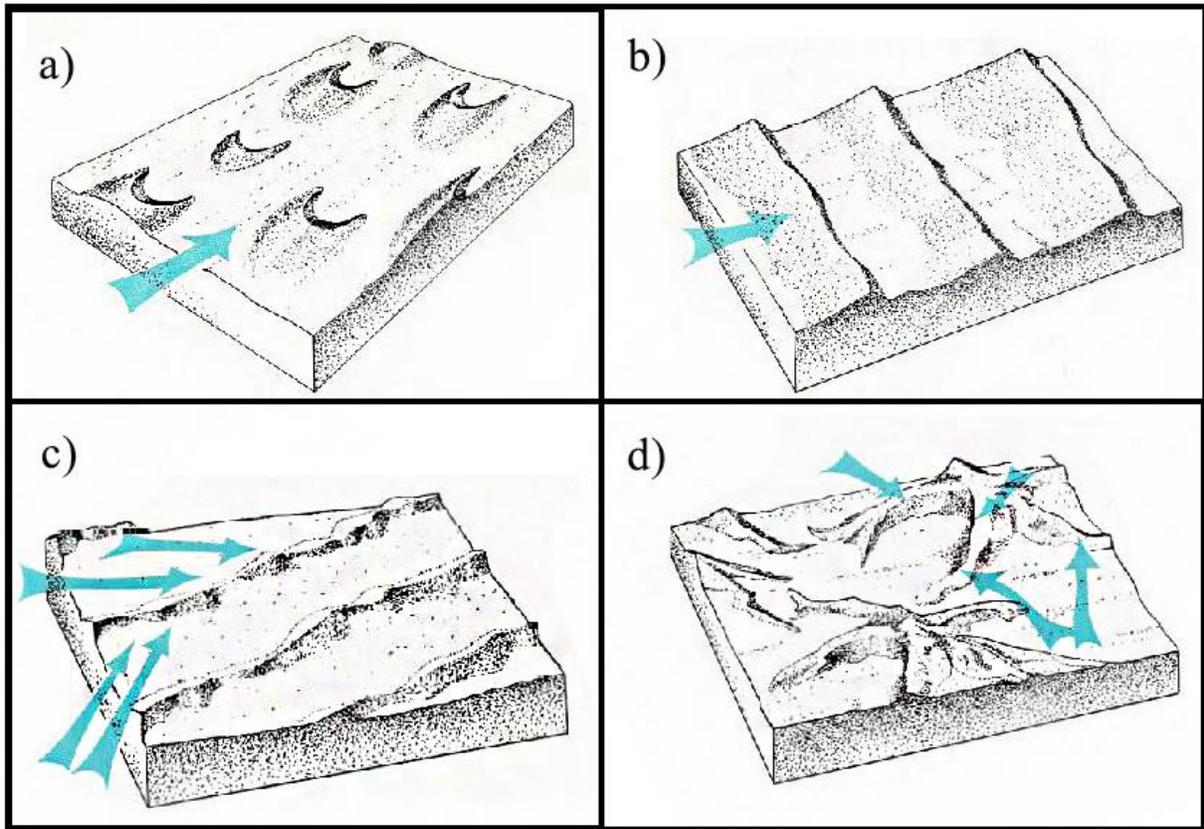


Figura 2.7 Se muestran los 4 principales tipos de dunas más abundantes en las regiones desérticas y de costa. a) Dunas barján: La flecha muestra la dirección predominante del viento; b) Dunas transversales: La flecha muestra la dirección predominante del viento; c) Dunas lineales: Las flechas muestran probables vientos dominantes; d) Dunas estrella: Las flechas muestran las direcciones del viento efectivas. Modificado de McKee, 1979.

## CAPÍTULO 3: ÁREA DE ESTUDIO

### 3.1 Lugar de estudio

El lugar de estudio se encuentra ubicada en el estado de Chihuahua aproximadamente a 40 kilómetros al sur de Ciudad Juárez, entre las Sierras paralelas del Presidio en el NE y la de Samalayuca en el SW, cuenta con una extensión total alrededor de 13.6 km<sup>2</sup> y se localiza entre las coordenadas 31°20'35'' y 31°19' N; 106°26'30'' y 106°24' O.

Esta área es parte de la provincia fisiográfica correspondiente a Sierras y Valles (Lugo y Córdova, 1990) que consiste en un relieve de montañas alargadas (N-S) delimitadas por fallas y asentadas en el altiplano, que promueven depresiones de origen tectónico, orientadas al NW y N.

#### 3.1.1 Clima y vientos

Según la clasificación de Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006) el área de estudio se caracteriza por ser un clima desértico y muy árido con lluvias escasas durante todo el año (precipitaciones inferiores a los 400 mm). La temperatura media anual mostrada en la estación Samalayuca, Juárez (INIFAP, periodo 1961-2003) es de 17.4 °C; presenta temperaturas máximas en los meses de junio y julio (36.2 °C) y mínima en el mes de enero (-1.3°C). Además, se registra una precipitación anual de 269.6 mm donde los meses de julio y agosto son cuando más llueve y en abril y mayo cuando más escasean.

Mediante la comparación de fotografías satelitales del área de interés entre los años de 2011 a 2017 (Google Earth Pro), podemos distinguir un cambio geomorfológico en las dunas, e inclusive pequeños desplazamientos de las mismas.

El análisis de frecuencia de las direcciones del viento en la superficie, para varias velocidades en la Estación Samalayuca, indica que la mayor incidencia de vientos de 10, 15 y 20 nudos es del oeste, casi el 45 por ciento del tiempo y los vientos que superan los 25 nudos son predominantes en el SE (Schmidt & Marston, 1981). El flujo de aire del oeste que prevalece en la Estación Samalayuca es quizá el resultado de la estación climática que se localiza en la sombra del viento de la sierra de Samalayuca y resulta que todas las altas dunas están al sur del refugio del

instrumento en Samalayuca, y dos tercios de estas dunas se encuentran al sur de la sierra de Samalayuca. Por tanto, los vientos predominantes y más fuertes son probablemente del SW (Schmidt & Marston, 1981) (Fig. 3.1).

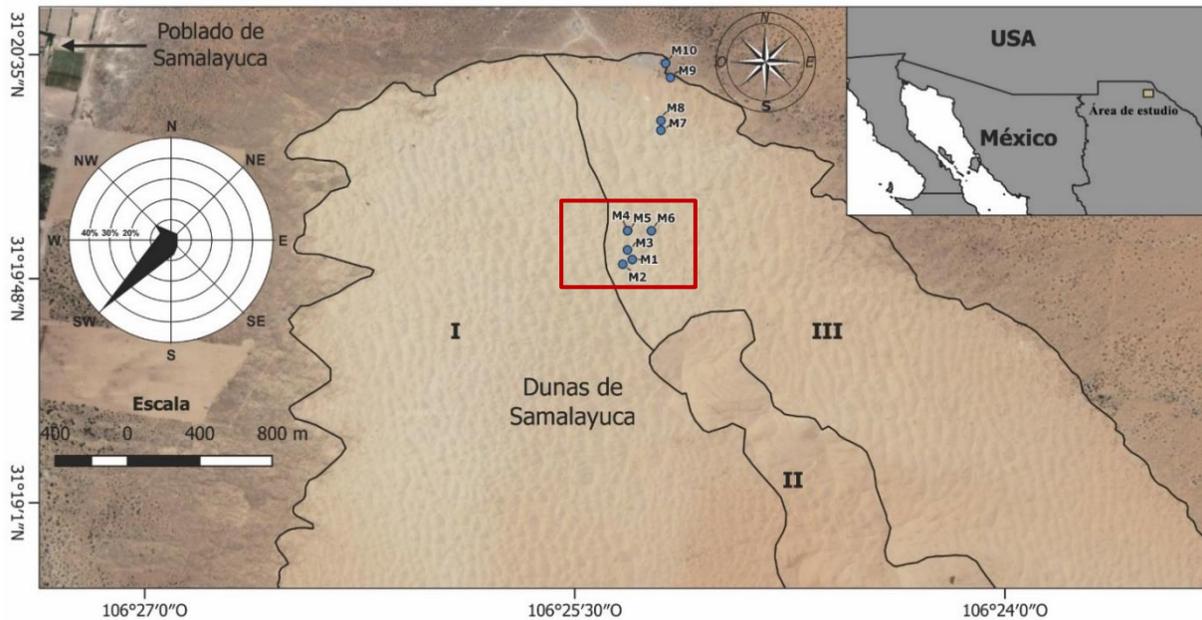


Figura 3.1 Imagen satelital del campo de dunas muestreado (M1-M10), señalan la dirección preferente de los vientos. Modificado de Schmidt & Marston, 1981; Google Earth Pro, 2018).

### 3.1.2 Suelos y edafología.

La formación de suelos eólicos se origina a partir del movimiento del viento y degradación, esencialmente arenas y aluviones, de tal forma han sido transportados de playas secas y de los taludes del pedimento, redepositados en las cuencas a través de riscos y en torno a la vegetación. Las áreas cuyos suelos presentan fases salinas y salino-sódicas son enormes debido a las condiciones de alta evaporación y drenaje deficiente (CONANP, 2013). Los suelos del área de la cuenca de Chihuahua son principalmente de color pardo castaño a gris claro en climas secos de baja latitud. Genéticamente, esos suelos pueden ser clasificados principalmente como aluviales, coluviales y eólicos. (Gatica y Díaz, 2000). El cambio climático que ha ocurrido en los últimos 20,000 años en el NE de México y en el SW de los Estados Unidos ha causado el secado de los lagos. Los lagos del NE de Chihuahua se han secado tanto que ya son playas o lagos secos

intermitentes (paleolagos). Con esta acción, los climas más fríos con fuertes vientos llegan del SE accionando la movilidad de la arena de estas playas. La vasta cantidad de arena en la región de Samalayuca fue originándose de esta manera y ha dado origen a las grandes dunas de la orilla este del campo de dunas de Samalayuca debido a la obstrucción de los vientos por la sierra del Presidio. La turbulencia del viento causada por esta barrera produce un intenso volteo de la arena finamente cribada para crear dunas de tipo estrella o aklé de gran altura. (Gatica y Díaz, 2000).

### 3.2 Elementos geomorfológicos

El desierto chihuahuense del norte central de México y el sur de Arizona, Nuevo México y Texas, EE. UU., es un "hot-spot" de arena con gran importancia regional en América del Norte. Típico de otros "hot-spots" similares, este desierto consiste en un mosaico de entornos geomorfológicos, cada uno de los cuales tiene una propensión variable a la emisión de arena. Recientemente, se ha propuesto un sistema de clasificación del potencial de emisión de arena basado en las características geomorfológicas de la superficie que establece un marco común para describir la superficie terrestre (Baddock *et al.*, 2011).

Las descripciones realizadas por Molina (1990) acerca de las 3 unidades geomorfológicas encontradas en el área de estudio son las siguientes:

**3.2.1 Sierras.** Unidad representada por la sierra del Presidio y la sierra de Samalayuca. La sierra de Samalayuca está constituida por una geoforma orientada 50 grados al noroeste, tiene una elevación máxima de mil 760 metros sobre el nivel del mar y cuenta con una longitud de 19 km, con desarrollo de amplias cañadas hacia el flanco SW y escarpes más pronunciados hacia el NE. En cuanto a la sierra del Presidio se encuentra al NE de la sierra de Samalayuca y es casi paralela a ésta, es un parteaguas entre el drenaje de la cuenca cerrada hacia el sur y el oeste, y el drenaje al sistema del río Bravo hacia el norte y el este. Esta área marca el margen NE del gran desierto de Chihuahua (Weeb, 1969). Las cuencas se ubican a una altura aproximada 1200 m sobre el nivel del mar, mientras que las cimas de las geoformas más altas tienen una elevación un poco más alta que los 1800 m.

**3.2.2 Pie de monte.** Se presenta en la periferia de la sierra del Presidio y en la sierra de Samalayuca, se limita a los costados NE y SW, que es representada por depósitos de talud en forma de abanicos y terrazas como efectos de erosión, representan un relieve topográfico suave con pendientes generalmente menores a los 15 grados y estriados debido a numerosos cauces de arroyos que descienden de los sistemas montañosos.

**3.2.3 Bolsones.** Ocupan la mayor parte del área y se encuentran en gran cantidad en la región. Están compuestos por valles rellenos de sedimentos que forman planicies aluviales y lacustres, desarrollan depósitos eólicos ampliamente distribuidos caracterizándose por el emplazamiento de dunas que han enterrado características geomorfológicas primarias.

### **3.3 Desarrollo y morfología de las dunas**

Al sur y al este de Samalayuca hay un extenso campo de dunas de arena en movimiento (Berg, 1969). Las dunas de Samalayuca son uno de los mares de arena más grandes y menos estudiados de América del Norte (Domínguez-Acosta, 2008). Los médanos de Samalayuca es el área más relevante en todo el campo de dunas del NE de Chihuahua.

El origen y desarrollo del campo de dunas ha sido un tema de controversia y desacuerdo (Schmidt & Marston, 1981). Estos autores refieren a que la arena (compuesta principalmente de cuarzo) probablemente fue depositada en un gran lago pluvial (el actual Bolsón de los Muertos es el vestigio más grande que queda de este lago) a través del ancestral río Grande (Río Bravo) durante el periodo del Pleistoceno y a medida que el río cambiaba su curso y sus condiciones pluviales desaparecían, la arena se movió hacia el este desde los lechos de los lagos efímeros y las dunas costeras hasta su ubicación actual.

En cuanto a Domínguez-Acosta (2008), hace referencia a que estas dunas se derivan de depósitos arenosos de la orilla del lago pluvial Las Palomas del Pleistoceno y de sus playas sucesoras en el Bolsón de los Muertos. Estas arenas se transportan hacia el NE a través de un corredor eólico y se acumulan en los lados ascendentes de la sierra del Presidio y la sierra de Samalayuca.

Webb (1969), señala a las dunas como “pilas de arena indescriptibles con formas irregulares e inconsistentes” ya que no parecen entrar en ninguna clasificación convencional de formas de

dunas. Un análisis realizado por Schmidt & Marston (1981) mediante fotografías infrarrojas aéreas mostraron que las dunas presentaban un patrón de tipo estrella presentando crestas ondulantes orientadas transversalmente (N-NW) a los vientos predominantes unidireccionales. Domínguez-Acosta (2008), menciona que la morfología de las dunas está afectada por vientos efectivos bidireccionales, uno de oeste a suroeste y otra del norte, dándose esta variación de vientos debido a los agentes topográficos locales de las montañas cercanas. La forma de las dunas activas se encuentra sujeta a grupos de dunas con crestas rectas casi perpendiculares entre sí, presentan orientaciones generales N-S y E-W, poseen alturas aproximadamente de 4 a 5 m con espaciamiento entre sus crestas alrededor de 60 m “Anteriormente, se describían como un patrón de estrella, pero en realidad son un patrón de interferencia casi perpendicular.” (Domínguez, 2008). Las dunas más jóvenes se encuentran superpuestas a los restos de megadunas con tendencias más grandes del NW y con crestas que van de NW a SW y se extienden de sur a norte dentro del mismo campo de dunas (Domínguez-Acosta, 2008). (Fig. 3.2).



Figura 3.2 Comparación morfológica anual y mensual de las dunas de Samalayuca mediante fotografías satelitales. Algunos campos de dunas muestran un patrón transversal mientras que algunas exponen un arreglo de tipo aklé o estrella (Google Earth Pro 2011-2018).

Las partes de las dunas que cuentan con mayor altura se localizan al este de la sierra de Samalayuca y paralelamente al SW de la sierra del Presidio, tienen elevaciones máximas de 1843 m y 1771 m La arena que no se encuentra consolidada se localiza principalmente a elevaciones de 1275 m en dirección oeste y 1450 m al este (Programa de Manejo Área de Protección de Flora y Fauna: Médanos de Samalayuca, 2013).

Estas dunas que poseen una mayor altura pueden estar sobre una base topográfica estructuralmente controlada que rige su formación y arreglo (Webb, 1969), además de un régimen de procesos eólicos (Schmidt, 1978).

Las dunas al tener una mayor aproximación a las cadenas montañosas pueden quedar inmóviles, y no hay dunas que sean móviles a una distancia menor de 2 kilómetros en las cercanías de los flancos de la sierra de Samalayuca y la sierra del Presidio (Berg, 1969).

### **3.4 Rio Grande.**

El río Grande es el cuarto río más largo en América del Norte. Desde el Paleógeno Temprano, grandes volúmenes de sedimentos terrígenos de las tierras altas continentales en el oeste de los EE. UU. fueron transportados al margen continental del Golfo de México, por varios grandes sistemas fluviales y deltaicos, incluido el paleo-río río Grande que ha dejado remanentes sedimentarios a través de su paso (Fan *et al.*, 2018) (Fig. 3.3).



Figura 3.3 Mapa en donde se muestra el curso del Río Grande y la posible influencia que tuvo para formar el campo de dunas de Samalayuca (Modificado de [https://es.wikipedia.org/wiki/R%C3%ADo\\_Bravo](https://es.wikipedia.org/wiki/R%C3%ADo_Bravo) el 10 de enero de 2019).

### 3.5 Geología física e histórica

Las dos barreras geológicas de mayor importancia que se encuentran en la región de dunas de Samalayuca son la sierra de Samalayuca y la sierra del Presidio.

#### 3.5.1 Sierra de Samalayuca

Berg en 1969, realizó un estudio geológico denominado “*Geology of Sierra de Samalayuca, Chihuahua, Mexico.*” en el que profundiza el estudio a lo largo de la sierra y la cataloga como una geoforma extensa de 15 km de longitud y 3 km de ancho, compuesta por un anticlinal reclinado de

areniscas principalmente de edad Pre-Jurásica, sin embargo, varios geólogos hicieron referencia que las rocas formadoras de la sierra son de edades antiguas como del Precámbrico ya que presentaban rocas que tenían cierto grado de metamorfismo (esquistos verdes).

Se hallaron rocas en la cercanía y expuestas en la sierra con material fosilífero correspondientes a amonitas las que databan del Neocomiano; posteriormente, estudios petrográficos y estructurales indicaron que la Sierra y las rocas de esta edad fueron deformadas simultáneamente manifestando un grado de metamorfismo mucho más bajo de lo que se suponía anteriormente, pareciendo que las rocas de la Sierra se depositaron entre el Paleozoico Tardío y el Cretácico Temprano (Berg, 1969).

Haenggi (1968), realizó un viaje al área de Samalayuca, señala que las rocas encontradas en la sierra, texturalmente hablando, son muy parecidas a las que se encuentran en la Formación las Vigas; esta Formación es principalmente de edad Aptiana. Las rocas pertenecientes a la sierra pueden ser correlacionadas con Formaciones como Casitas o La Caja.

Los conglomerados, lutitas y areniscas, específicamente litarenitas (roca compuesta principalmente de fragmentos de roca y cuarzo, incluyendo el pedernal Folk, 1980) que se encuentran expuestos en la sierra presentan una foliación muy marcada. De estos 3 tipos de roca, la arenisca y la lutita se distribuyen de manera uniforme en toda la zona, por otro lado, el conglomerado tiene mayor frecuencia en el lado NE de la sierra de Samalayuca; las 3 unidades se encuentran discretas y en forma de estrato con límites casi planares sin evidencia de marcas de erosión ni gradación. Sin embargo, no presentan un orden bien establecido que indique la sucesión de depósito de las rocas.

Los estratos de arenisca, así como los de conglomerado tienen espesores que van de unos cuantos centímetros a los 3 metros, mientras que los de lutita poseen de 2 a 20 cm (Berg, 1969).

No se sabe con certeza cual es el límite que existe entre las rocas de la sierra y las de edad Neocomiana que se encontraron cerca de ésta, pero, debido a la disposición que poseen pareciera que eran paralelas al momento de la deformación que originó el anticlinal.

Los clastos que conforman el conglomerado se componen de fragmentos de cuarzo, pedernal, arenisca, filita, caliza y dolomía cementados por calcita y minerales como sericita y clorita que presentan una foliación incipiente. La litarenita se encuentra de moderada a mal clasificada y sus componentes (cuarzo y pedernal) son angulosos, mientras que los fragmentos líticos de roca metamórficas son subredondeados. Los guijarros, cantos de pedernal y cuarzo se hallan bien redondeados, semiesféricos y alargados con orientación en una dirección, características de que han sufrido un proceso de transporte prolongado (Berg, 1969).

Los estratos de arenisca y conglomerado muestran semejanzas debido a la forma en las que se depositaron y al material que las compone, ya que la similitud de los clastos arroja una hipótesis que ambos resultaron de la misma roca de origen, sin embargo, presentan diferencias en el tamaño de sus componentes, ya que dependen ampliamente del transporte que estos sufrieron y de los mecanismos de clasificación.

Por otro lado, el probable origen de los lechos de lutita se debió a la aglomeración de lodos provenientes de material clástico grueso, estos poseen una mayor continuidad que los estratos de conglomerado y areniscas

Un probable origen de las rocas de la sierra es que los sedimentos que las conforman pudieron haber sido depositados en un abanico submarino el cual se encontraba cerca de la costa (Berg, 1969).

Para las litarenitas, posiblemente la arena se depositó en una antigua playa con condiciones normales y posteriormente fue transportada hacia el mar durante periodos turbulentos. En cuanto al conglomerado se pudo haber originado por la acumulación de material proveniente de ríos, posteriormente depositados en el abanico submarino. Dado que es mayor la abundancia del conglomerado en el flanco NE de la sierra, se puede deducir que la fuente de origen se encontraba en el N-NE de esta área, quizá en el Oeste de Texas o SE de Nuevo México (Berg, 1969).

En la actualidad, el material erosionado de la sierra de Samalayuca se está depositando en las cuencas cerradas circundante.

Los granos de cuarzo que se hallan en la arena de las dunas no parecen ser del tipo expuesto en la sierra de Samalayuca, ni de ningún otro tipo de estrato encontrado en el área (Berg, 1969).

### **3.5.2 Sierra del Presidio**

Se ubica al norte del estado de Chihuahua, aproximadamente a 40 kilómetros al sureste de Ciudad Juárez y se considera un punto de división entre el drenaje hacia el sistema del río Bravo (norte y este), y el drenaje de la cuenca cerrada hacia el oeste y el sur. Además, de ser el margen NE del gran desierto de Chihuahua.

Las elevaciones que presenta este sinclinal varían desde los 1200 m.s.n.m., en donde se hallan las cuencas de la sierra, hasta un poco más de los 1800 m.s.n.m. en donde se encuentran las cimas más altas.

Durante el periodo del Mesozoico, un estrecho brazo del mar mexicano (canal de Chihuahua) se extendió entre la plataforma del Diablo en el este y la plataforma de Aldama en el Oeste y ocupa el canal de Chihuahua. Las rocas presentes en el área de la sierra del Presidio representan sedimentos depositados cerca del centro de este brazo del mar mexicano (Weeb, 1969).

Las rocas más antiguas pertenecen al área de la sierra de Samalayuca, posteriormente las rocas más jóvenes en el área se encuentran en la base de la sierra del Presidio, en donde se exponen aproximadamente 900 m de la Formación Las Vigas (areniscas intercaladas con limolitas, lutitas rojas y grises, y capas de arcilla) de edad Aptiana o Neocomiana (Weeb, 1969). En la parte sur y este de la sierra del Presidio, están expuestas rocas que se correlacionan con las capas superiores de la sierra.

Las grandes capas de roca sedimentaria del Mesozoico que se hallan en la zona del canal de Chihuahua se encuentran plegadas, de tal manera que dieron origen a un sistema de fallas, esto cerca del final del periodo Cretácico. Estos pliegues y fallas aumentan conforme se avanza a la parte norte, cerca del Río Bravo. Los sinclinales y anticlinales se exponen preferentemente en ambas sierras a lo largo del río Bravo.

Posteriormente de dicho proceso de plegamiento acontecieron extrusiones volcánicas e intrusiones ígneas del Cenozoico y finalmente, todo este sistema de pliegues, fallas e intrusiones fueron afectadas por los bloques de falla del sistema *Basin and range* (Weeb, 1969). (Fig. 3.4).

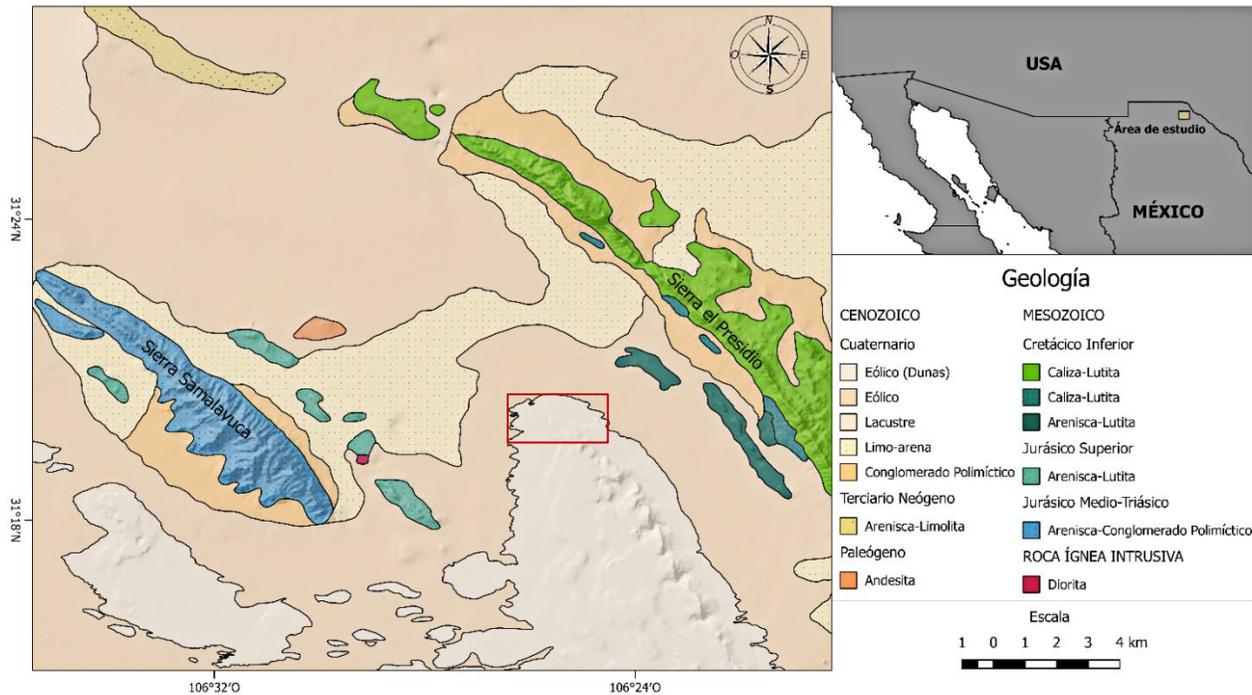


Figura 3.4 Mapa geológico del área de estudio que muestra la Sierra de Samalayuca y la Sierra del Presidio. Modificado del Servicio Geológico Mexicano, 2003.

### 3.6 Estratigrafía

Dentro de la sierra de Samalayuca se pueden identificar esencialmente 2 unidades principales: la Formación Samalayuca y la Formación Navarrete, además de intrusiones de cuerpos ígneos, mientras que en la sierra del Presidio es evidente la presencia de la Formación Las Vigas.

#### 3.6.1 Formación Samalayuca

Esta Formación fue definida por Berg (1969), y la describe como una interestratificación de cuarcitas, filitas y conglomerados que afloran en la sierra Samalayuca, predomina además una litología esencialmente de areniscas que van de una tonalidad gris oscura con escasos lentes de lutita, asimismo conglomerados con bajos grados de metamorfismo.

Por otro lado, Molina-Sotelo (1997), elaboró un mapa de la base de esta formación y una sección estratigráfica que contenía descripciones y mediciones de los estratos de aproximadamente 706 m de espesor, estableciendo a la Formación Samalayuca como una secuencia cíclica de granos finos a areniscas con intervalos subordinados filíticos y conglomerados que exhiben un metamorfismo regional de grado bajo.

Los estudios geológicos realizados por Berg (1969), catalogan esta zona como Pre-Jurásica. Haenggi (2001), señala como desconocida la edad de estas rocas.

Los intentos por datar estas rocas han sido realizados por el método Potasio/ Argón, que ha arrojado edades que datan entre los 77.7 y 92.5 millones de años. Estas edades aparentemente pertenecen al Cretácico Superior (Turonense - Campaniense) en la escala de tiempo propuesto por la IUGS (2015) y son interpretadas por la mayoría de los autores como la edad del metamorfismo (CONANP, 2013).

Molina-Sotelo (1996), señala que la roca constituyente de la Formación Samalayuca al entrar en contacto con los agentes erosivos promueve la hidratación de minerales arcillosos desarrollando una discontinuidad visible en toda la sierra; de igual manera, la arenisca presente en la Formación representa el 90% del total, se describe como una roca dura, bien cementada y resistente a los procesos erosivos; mientras que la filita presente simboliza el 5% aproximadamente identificándose por ser frágil, con foliación y fácil de erosionar. (SGM, 2010)

Hernández-Velázquez *et al.* (2002), agregan que la arenisca exhibe una variación de color, presentándose en tonos grises, pardos y violáceos, con tamaños de grano que van de fino a medio, además presentan estructuras sedimentarias como la estratificación cruzada, mientras que el conglomerado está compuesto de fragmentos de cuarzo, pedernal, arenisca, filita, caliza y dolomía cementados por calcita y minerales como la sericita y clorita los cuales presentan una foliación incipiente.

El espesor reportado para esta unidad va desde los 400 m (CNA, 2002), un espesor máximo de 1372 m (Pemex, 1973), posteriormente Pemex perforó 1375 m de profundidad en el área, por lo que se considera con un espesor mayor a los 1700 m (CNA, 2002).

### 3.6.2 Formación Navarrete

Haenggi (1966), usó por primera vez el nombre de Formación Navarrete para describir una sucesión de arcillas calcáreas de color gris verdoso, intercaladas con finas capas de arcilla y limos, areniscas y calizas de grano fino que subyacen a la Formación Las Vigas en el área de El Cuervo, posteriormente De Ford & Haenggi (1970), propusieron formalmente a la Formación Navarrete como “una sucesión de arcillas intercaladas con piedra caliza, areniscas y evaporitas”.

En la base de la Formación se encuentran calizas pisolíticas con arenisca silícica calcárea y en la parte media inferior contiene calizas oolíticas.

Por otra parte, Molina (1997), añade que la Formación consiste en areniscas calcáreas, calizas arcillosas, arcillas y conglomerados. Además, la CNA (2002) señala que esta Formación se compone esencialmente de areniscas contaminadas con calcita y arcilla, de color gris con tonalidades pardas, grises, amarillentas, verdosas y ocasionalmente rojizas, que contiene hematita. Al microscopio se clasificaron principalmente como grauvacas, subgrauvacas, arcosas, margas, biomicritas y algunas lutitas.

En cuanto al contenido fosilífero, Eaton *et al.* (1983), encontraron en la Formación Navarrete pelecípodos de conchas delgadas, gasterópodos y turrítelas de altas espiras y muchos microfósiles no identificados. Perkins (1960) y De Ford & Haenggi (1970) identificaron varios géneros de miliólidos correspondientes al Cretácico Inferior, además de ostras de caparazón delgado probablemente *Ostrea sp.* y *Exogyra sp.*

Fragmentos de miliólidos y equinodermos en la parte basal de la Formación Navarrete indican que parte de ella es marina, interpretándola como un producto de transgresiones y regresiones alternadas causadas por condiciones climáticas variables en las áreas de origen y/o tasas diferentes de hundimiento de la cuenca. Además, lentes de yeso encontrados indican depresiones de evaporitas locales posiblemente en lagunas aisladas del mar por bancos de caliza o barras de arena (Haenggi, 1966).

La edad absoluta de esta Formación corresponde al Neocomiano Temprano, si se toma como base que suprayace a la Formación La Casita, que no presenta problemas de datación (CNA, 2002).

Los espesores reportados para las rocas de esta unidad van desde 132 m- 213 m (Haenggi, 1966), 180 m (Molina, 1997), 600 m (CNA 2002) y 200 a 202 m (Hernández-Velázquez *et al.*, 2002). El espesor de los estratos varía de delgado a medio, presenta estructuras como: estratificación cruzada y gradada, deformaciones, brechamientos y concreciones tanto esféricas como elipsoidales (CNA, 2002).

Molina (1997), registró diferentes tipos de rocas ígneas en el área, pero de dimensiones limitadas. Halló un dique de basalto alterado dentro de la sierra de Samalayuca que posee 10 metros de ancho, que tiene una longitud de 6 km.

### **3.6.3 Formación Las Vigas**

Weeb (1902), describió por primera vez esta Formación como una sucesión de areniscas de más de 600 m de espesor, intercalada con limolitas, lutitas rojas y grises y capas de arcilla, que surgen debajo de la Formación Cuchillo al Este de la ciudad de Chihuahua, pero no propuso ningún nombre para esta Formación.

Burrows (1910), propuso el nombre de Formación Las Vigas para lechos de arenisca, lutita y caliza arenosa que afloran en las cercanías de la mina Las Vigas, una mina de cobre cerca de Coyame, Chihuahua; aunque declaró que no se encontraba tan familiarizado con las rocas que afloraban en esta zona, en cambio, tenía mayor relación con las que surgían cerca de Chorreras y Cuchillo Parado, Chihuahua en donde se encontraban lechos de calizas arenosas de aproximadamente 76 m de espesor con capas de arenisca calcárea que poseen espesores de 231 m. Posteriormente, siguen 73 m de lutitas negras seguidas por areniscas finas, que se alternan con las lutitas hasta un espesor adicional de 229 m donde pasan a las lutitas y yeso de la Formación Cuchillo.

Weeb (1969), describe a la Formación como una secuencia de limolitas, calizas y areniscas cruzadas, presentando en la parte superior lutitas rojas con intercalaciones de arenisca y limolita con algo de micrita gris nodular.

La edad de la Formación corresponde al Neocomiano, debido a su posición estratigráfica debajo de la Formación Cuchillo (Monreal y Longoria, 1999), en cambio Burckhardt (1930), refirió estos

estratos al Neocomiano-Aptiano, porque encontró fósiles Jurásicos debajo y fósiles Aptianos arriba. Córdoba *et al.* (1970), afirmaron que la litología, principalmente arenisca y lutita, de la Formación Las Vigas es evidencia de depósito en un entorno costero (Fig. 3.5).

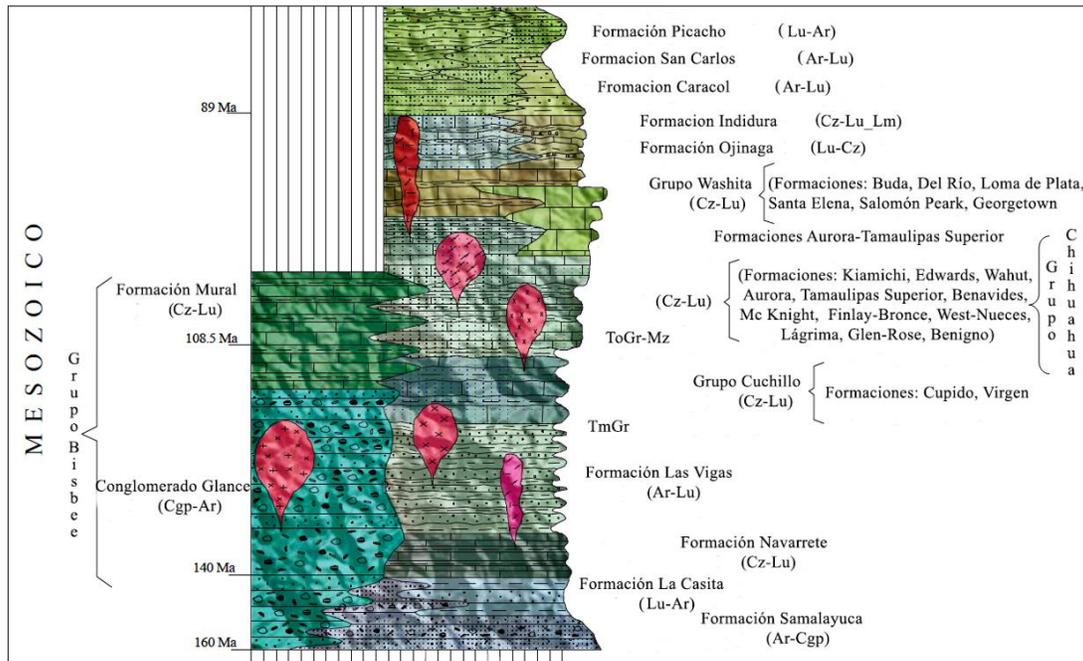


Figura 3.5 Columna estratigráfica referente a las litologías y Formaciones del área de estudio, modificada de Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2017). Ar= arenisca; Cgp= conglomerado polimíctico (varios componentes); Lu=lutita; Lm=limolita.

### 3.7 Hidrogeología y formación de un paleolago

#### 3.7.1 Hidrogeología superficial

En la parte Oeste del área de Samalayuca se forma una cuenca muy amplia, refiriéndose a que estos paleolagos fueron un elemento fundamental en la formación subsecuente del campo de dunas de Samalayuca. Es posible que la formación de los paleolagos se deba al drenaje de corrientes fluviales procedentes del Río Grande o Bravo.

### **3.7.2 Formación del paleolago**

La formación de los depósitos lacustres de origen fluvial del Pleistoceno durante un periodo máximo-glacial (Reeves, 1969; Hawley, 1993; Kannedy & Hawley, 2003) se produce en una cuenca semicerrada que está delimitada por dos barreras geográficas: sierra de Samalayuca al oeste y sierra del Presidio al este. Es en esta región en donde se inicia el proceso de formación de las dunas de Samalayuca cuyo suministro está confinado a los depósitos lacustres del Pleistoceno.

## CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

### 4.1 Granulometría.

La recolección de las muestras de arena con las que se trabajaron para la elaboración de esta tesis correspondiente al campo de dunas de Samalayuca, Chihuahua, México fue realizada por el Dr. José Estuardo López Vera, Investigador Titular “A” TC del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML-UNAM) en el 2017. Esta colección fue donada por el propio investigador a la Arenteca del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM (UNIMAR).

Se trabajó con un total de 15 muestras que fueron recolectadas en distintos puntos del campo de dunas y en diferentes partes de la misma (cresta y flancos). Inicialmente se tomaron 50 g. de cada muestra para realizar el análisis de tamaño de grano. Este análisis se efectuó utilizando un Ro-Tap y tamices de los números 50, 60, 70, 80, 100, 120, 140 y 170 de la American Society for Testing and Material (ASTM) autorizados para su uso por la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Cada muestra previamente seca, se homogeneizó y se colocó en la malla superior para iniciar el proceso de tamizado, que duró aproximadamente de 8 a 10 min cada una para obtener los resultados granulométricos.

Posteriormente se registraron los pesos retenidos de cada muestra en las mallas y mediante el uso del software Gratistat en la versión 8.0 2000-2003 de Microsoft Excel (Blott & Pye, 2001) <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html>, se realizaron los cálculos de tamaño de grano (Mz), clasificación ( $\sigma$ ), asimetría (Ski) y curtosis ( $K_G$ ) (Folk, 1980).

### 4.2 Análisis petrográfico y modal.

Se elaboraron 15 láminas delgadas para cada subambiente de las dunas de Samalayuca, y poder hacer su análisis en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML-UNAM). La elaboración consistió en fijar y pulir en un portaobjetos de vidrio cada muestra de arena hasta que alcance un espesor de 30 micrómetros ya que con este grosor la mayoría de los minerales pueden observarse en el microscopio petrográfico polarizante con nícoles cruzados (VELAB 148-P). Este proyecta un haz de luz (con excepción de los minerales metálicos

por que estos se examinan mediante una sección pulida y utilizando luz reflejada) y así es posible ver las propiedades ópticas de los minerales (las que únicamente se pueden observar con luz transmitida) y la forma en que se muestran los minerales y líticos.

El análisis en lámina delgada es una técnica estándar para el estudio de casi todos los tipos de roca (ígneas, sedimentarias y metamórficas) e inclusive para el estudio particular de arenas.

El análisis modal consistió en el conteo de 300 granos de cada lámina utilizando el método de Gazzi-Dickinson (Marsaglia, 1993; Garzanti *et al.*, 2015, 2017; Mendieta-Lora *et al.*, 2018). El conteo se realizó con nicoles cruzados para distinguir los diferentes componentes de la lámina.

El método consistió en contar minerales de cuarzo monocristalino (Cm) y cuarzo policristalino (Cp) (cuarzo total  $C = C_m + C_p$ ) con extinción paralela (Cm (ep)) y extinción ondulante (Cm (eo)); feldespato de potasio (Fk), plagioclasa cálcico-sódica (P), (Feldespatos totales  $F = F_k + P$ ); líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (Lm) (líticos totales  $L_t = L_v + L_s + L_m$ ). Se elaboraron diagramas ternarios con los polos C-F-L; Cm (ep)-C (eo)-Cp y Fk-P-Lt.

### **4.3 Morfología del cuarzo.**

Se seleccionaron 300 granos de cuarzo de cada lámina delgada aleatoriamente para identificar el grado de redondez y angulosidad que presentan dichos granos en cada parte de la duna. La determinación de la estos parámetros incluyeron los siguientes límites: muy redondeado (MR), redondeado (R), subredondeado (SR), subanguloso (SA), anguloso (A) y muy anguloso (MA) (Powers, 1953).

### **4.4 Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y Microsonda de Barrido/ Espectrometría de Dispersión de Energía de Rayos X (MB/EDE).**

La separación de granos de cuarzo provenientes de las arenas de los campos de dunas de Samalayuca, Chihuahua, México se realizó en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML-UNAM) con la ayuda de un microscopio estereoscópico binocular modelo VE-S1. Se separaron un total de 94 granos de cuarzo de tamaños y

características aleatorias; previamente secos, se montaron en 4 portamuestras de forma de pastilla, adhiriéndolos en cinta adhesiva de manera equitativa y con un patrón lineal para poder facilitar la ubicación de cada grano.

Las muestras se entregaron en el Servicio Académico de Microscopía Electrónica de Barrido (SAMEB) de dicho instituto para prepararlas y montarlas en el equipo JEOL modelo JSM-6360LV., que utiliza un voltaje de 10KV. El análisis de imágenes se realizó en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM para observar texturas superficiales en los granos de cuarzo por efectos mecánicos, químicos y combinación de mecánicos-químicos para determinar su tipo de transporte dominante fluvial y/o eólico (Vos. *et al.*, 2014).

A las muestras se les recubrió con una película de oro con el fin de tener una mejor conductividad en la superficie y obtener imágenes con una mejor resolución para poder describir con mejor claridad las microtexturas encontradas en los granos de cuarzo.

El análisis EDE se hizo en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Los análisis se realizaron en el equipo JEOL modelo JXA- 8900R. Se tomaron microfotografías en puntos específicos de cuatro muestras de cuarzo para obtener sus espectros de composición y análisis semicuantitativos químicos de elementos mayores en porcentaje (%) y saber si los granos contenían algún tipo de inclusiones o partículas adheridas y de tal manera inferir la fuente de aporte del material clástico.

#### **4.5 Geomorfología y vientos dominantes de las dunas en Samalayuca.**

Para la elaboración del mosaico en donde se aprecian las morfologías de dunas tipo aklé y transversales de las dunas de Samalayuca se realizaron capturas de imágenes en la parte de mayor muestreo del área de estudio mediante el software Google Earth Pro para diferentes años y meses incluyendo el 2011, 2014, 2015 y 2017. Los meses considerados son marzo, mayo, junio, agosto, octubre y noviembre. La roseta de vientos fue diseñada con la librería Open Air programada para R (<http://davidcarslaw.github.io/openair/>). Los datos de vientos fueron obtenidos del sitio Remote Sensing Systems (<http://data.remss.com/ccmp/v02.0/>), registro mensual de un histórico para un total de 5 años (2014-2018) que incluyen los promedios de velocidad (m.s-1), frecuencia (%) y

dirección de los vientos. La finalidad de realizar este análisis es el de determinar la geomorfología y confinamiento de las dunas de Samalayuca cuya procedencia de la arena que las conforma será tema de discusión más adelante.

La base de datos de vientos consiste de un satélite e instrumentación utilizando el Método de Análisis de Variación (VAM) que produce un análisis de alta resolución (0.25 grados) en retículas. El proceso es altamente tecnificado utilizando varias plataformas que involucran sistemas de sensores que registran la señal de vientos desde la Tierra ej. QuikSCAT and ASCAT. La altura de la base de datos de vientos tiene como referencia del suelo hacia arriba de 10 m (Wentz *et al.*, 2015).

## CAPÍTULO 5: RESULTADOS

### 5.1 Granulometría

Los parámetros texturales obtenidos mostraron que las arenas de las dunas de Samalayuca, Chihuahua, México son arenas finas, muy bien clasificadas, asimétrica a los finos y de platicúrticas a leptocúrticas. Los valores obtenidos son  $Mz$  con rango de  $1.995 \phi$  a  $2.225 \phi$ , clasificación,  $\sigma = 0.15 \phi$  al  $0.23 \phi$ ; asimetría con variación de  $-0.14$  a  $0.55$  y curtosis de  $0.7$  a  $2.4$  (Tabla 1; Las tablas pueden consultarse en el anexo al final del presente trabajo). Algunos de estos valores son similares a otros encontrados en distintas dunas del mundo (McKee, 1979; Lancaster, 1995; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2007; Mendieta-Lora *et al.*, 2018). El valor de correlación es significativo para la relación  $Mz (\phi)$  vs.  $Ski$  con la prueba t-student de significancia para  $n=15$ ;  $t$  crítica =  $1.75$  al  $\rho=0.05$  cuyo valor  $t$ -student =  $1.78$  (Fig. 5.1b).

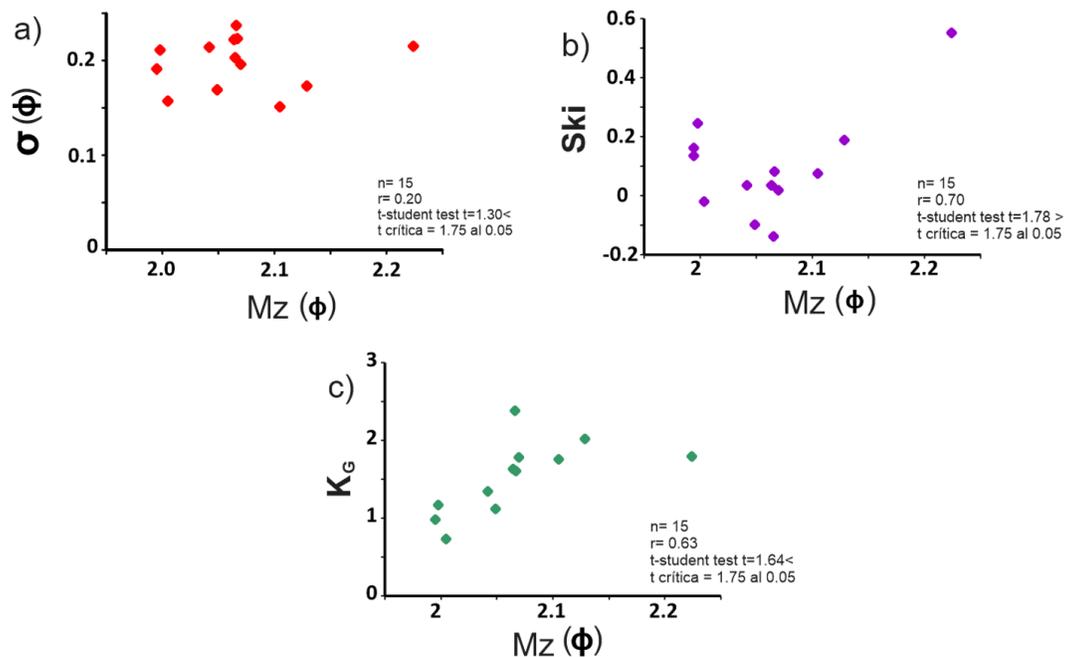


Figura 5.1 Gráficas de correlación  $Mz (\phi)$  vs.  $\sigma (\phi)$ ,  $Mz (\phi)$  vs.  $Ski$ ,  $Mz (\phi)$  vs.  $K_G$  con su respectiva prueba t-student de significancia para  $n=15$ .

## 5.2 Petrografía.

En las Figuras 5.2 a-c, 5.3 a-f y Tabla 2 se muestran: 1) la composición de la arena de las dunas de Samalayuca ej. arena cuarcítica  $C_{85}F_4L_{11}$ ; 2) la dominancia del cuarzo monocristalino con extinción paralela (ep), ondulante (eo) y cuarzo policristalino cuya tendencia es hacia el polo del cuarzo monocristalino con extinción paralela ( $C_m(ep) > 40$ ); 3) la presencia de feldespato de potasio (microclina) y pedernal 4) mayor abundancia de Ls comparado con Lv y Lm ej.  $L_s > L_v > L_m$ .

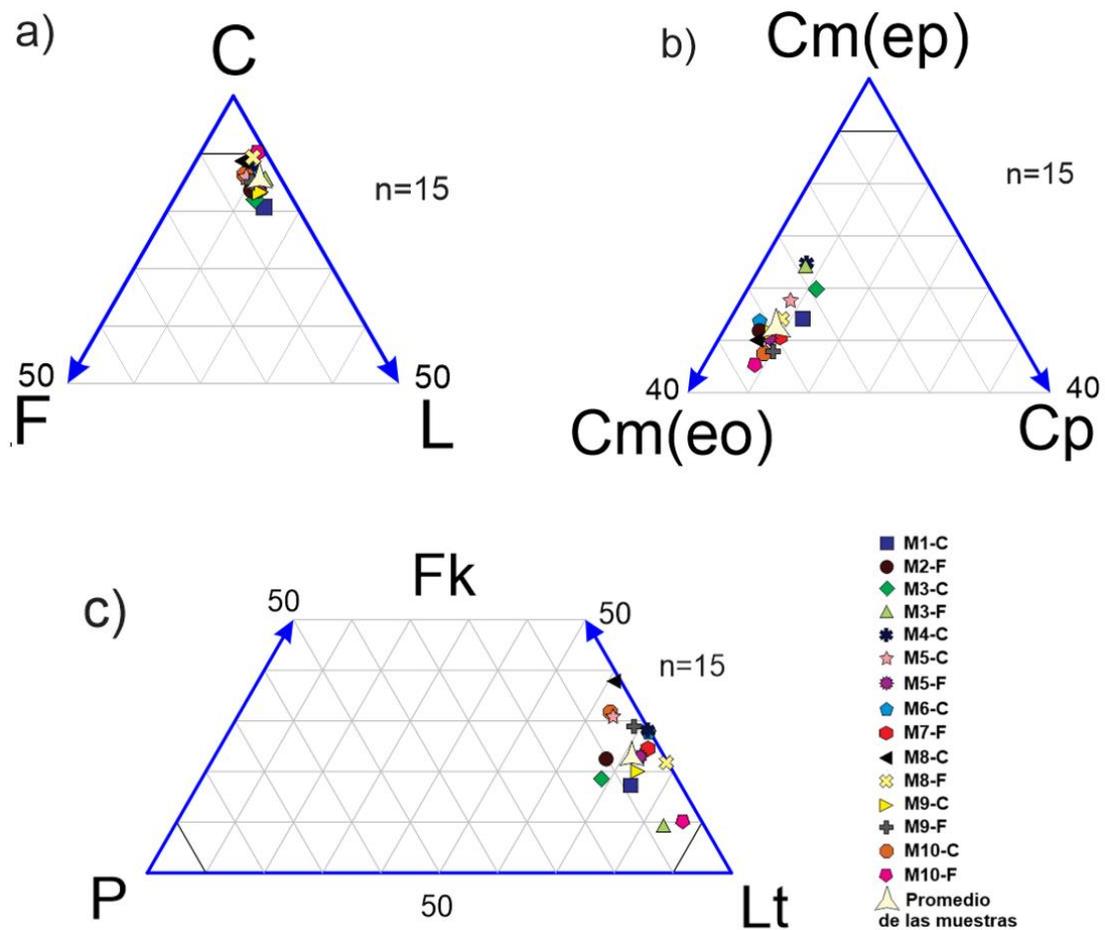


Figura 5.2 Diagramas ternarios para n=15: a), se muestra la composición preferente de la arena  $C > L > F$ ; b), tipo de cuarzo dominante en la arena  $C_m(ep) > C_m(eo) > C_p$ ; c), abundancia de minerales secundarios y líticos de la arena  $L_t > F_k > P$ .

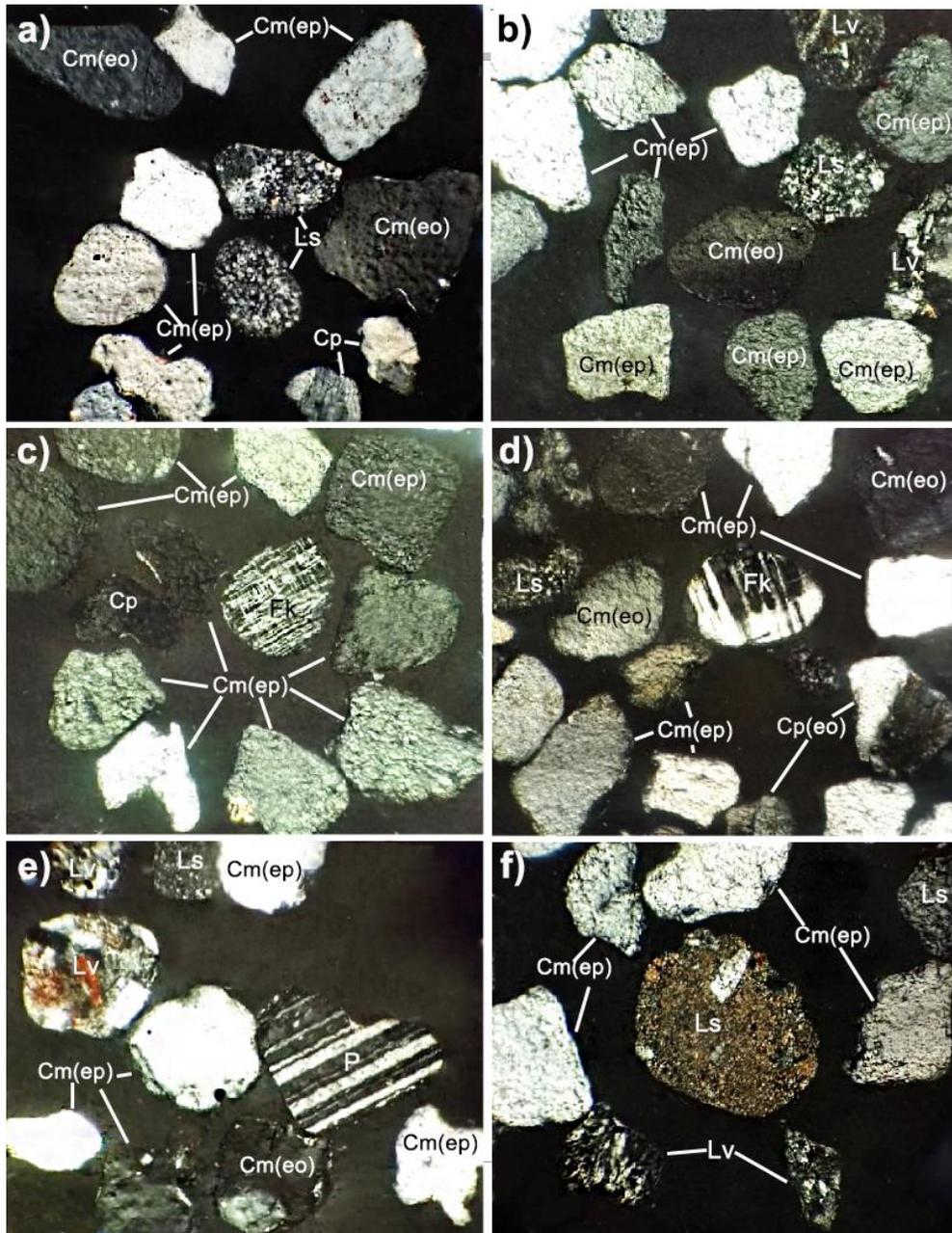


Figura 5.3 Fotomicrografías de: a), cuarzo monocristalino con extinción paralela Cm(ep) y ondulante Cm(eo), cuarzo policristalino (Cp) y líticos sedimentarios (Ls); b), cuarzo monocristalino con extinción paralela Cm(ep) y ondulante Cm(eo), líticos sedimentarios (Ls) y volcánicos (Lv); c), cuarzo monocristalino con extinción paralela Cm(ep), cuarzo policristalino (Cp) y feldespato potásico (Fk); d), cuarzo monocristalino con extinción paralela Cm(ep) y ondulante Cm(eo), cuarzo policristalino con extinción ondulante (Cp(eo)), lítico sedimentario (Ls) y feldespato potásico (Fk); e), cuarzo monocristalino

con extinción paralela Cm(ep) y ondulante Cm(eo), lítico sedimentario (Ls) y volcánico (Lv), plagioclasa (P); f), cuarzo monocristalino con extinción paralela Cm(ep), líticos sedimentario (Ls) y volcánico (Lv).

### 5.3 Redondez

Los resultados se muestran en la Tabla 3 y Figura 5.4, presentándose en forma de diagramas bivariados con transformación logarítmica para observar el mayor grado de redondez: redondeado a muy redondeado (R/MR), y subanguloso a subredondeado (SA/SR). Esta forma de presentar los datos se establece debido a que no se pudo construir un diagrama ternario con los polos anguloso y muy anguloso, debido a su ausencia en las observaciones del cuarzo con estas características en el microscopio polarizante (Kasper-Zubillaga, 2009).

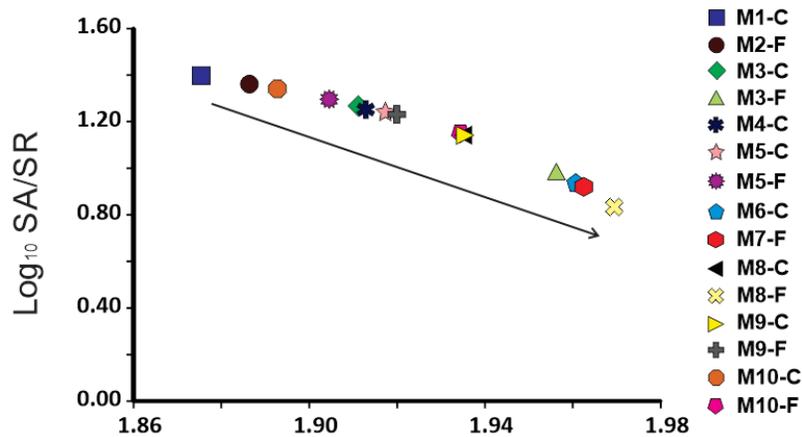


Figura 5.4 Diagrama bivariado con transformación logarítmica para observar el mayor grado de redondez.

## 5.4 Análisis de Microsonda de Barrido MB/EDE (SEM-EDS) y Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).

En las Figuras 5.5 a 5.8 se muestra los espectros de granos de cuarzo. En el orden de las figuras se observan: 1) inclusión de circón; 2) inclusión de plagioclasa cálcica; 3) partículas adheridas de siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) y de feldespato de potasio y 4) cuarzo con plagioclasa cálcica y vidrio.

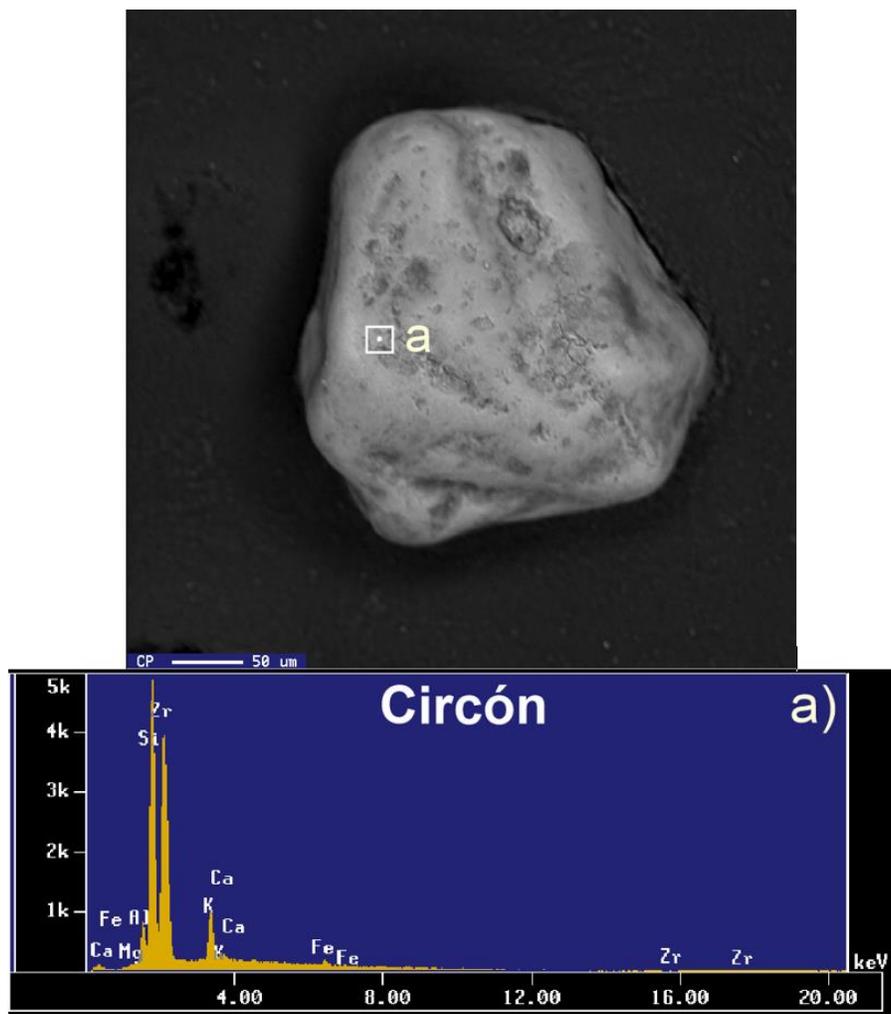


Figura 5.5 Espectro y fotomicrografía de grano de cuarzo en el que se muestra una inclusión de circón.

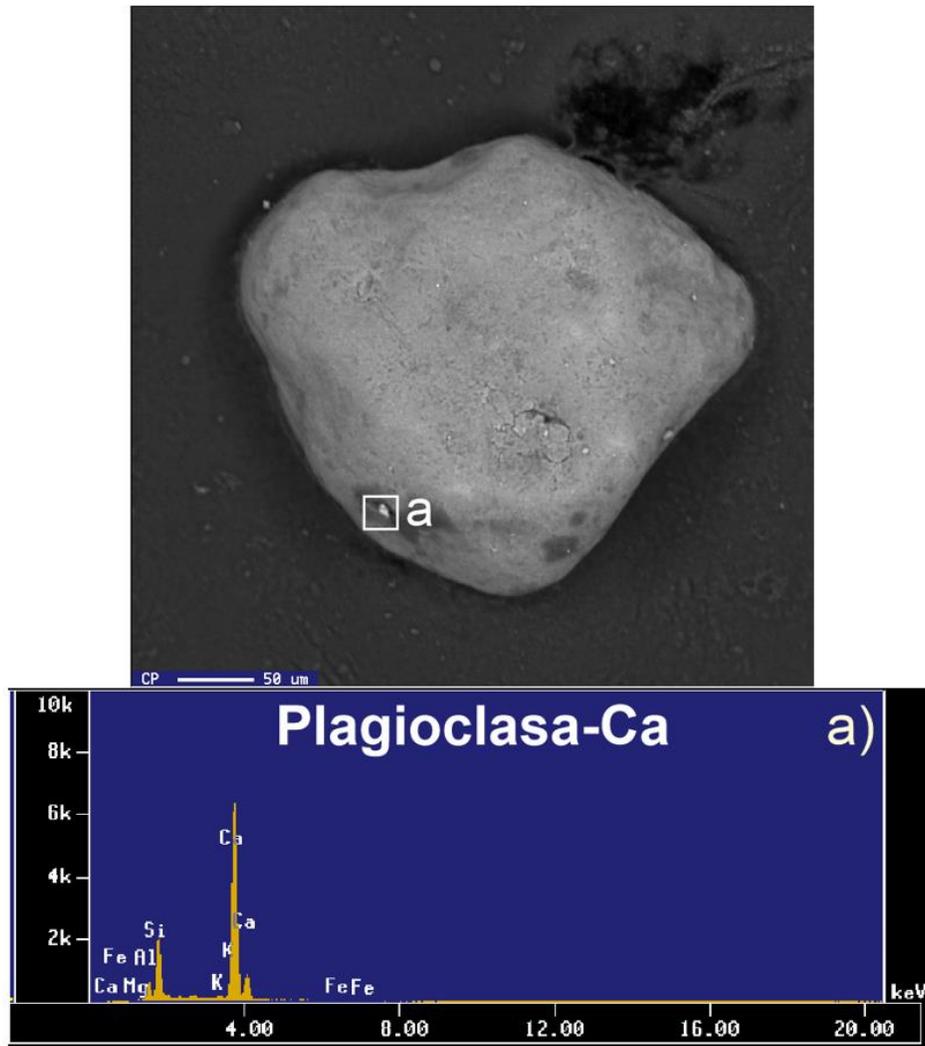


Figura 5.6 Espectro y fotomicrografía de grano de cuarzo en el que se muestra una inclusión de plagioclasa cálcica.

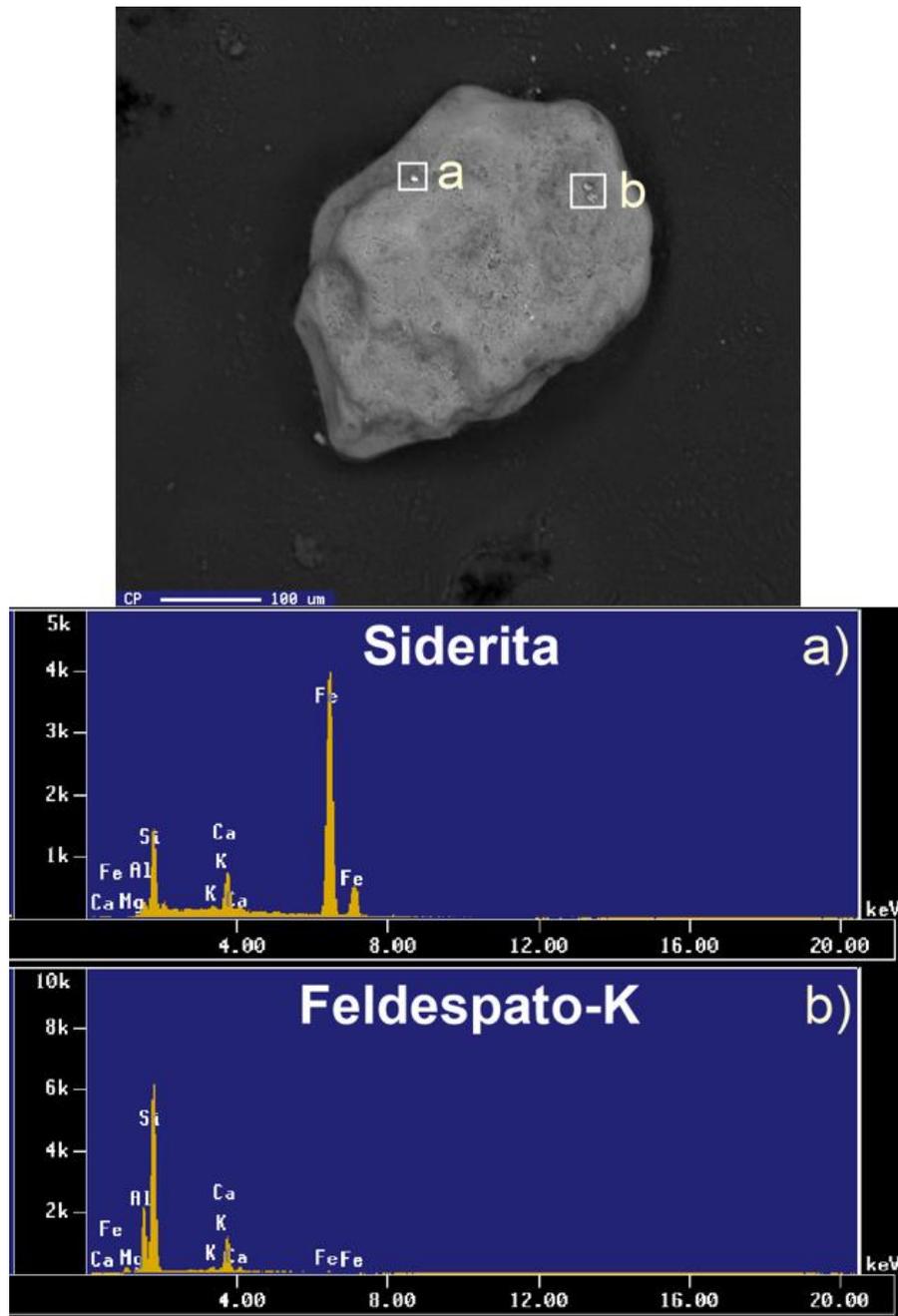


Figura 5.7 Espectro y fotomicrografía de grano de cuarzo: a), se muestra una partícula adherida de siderita ( $\text{FeCO}_3$ ); b), inclusión de feldespato de potasio.

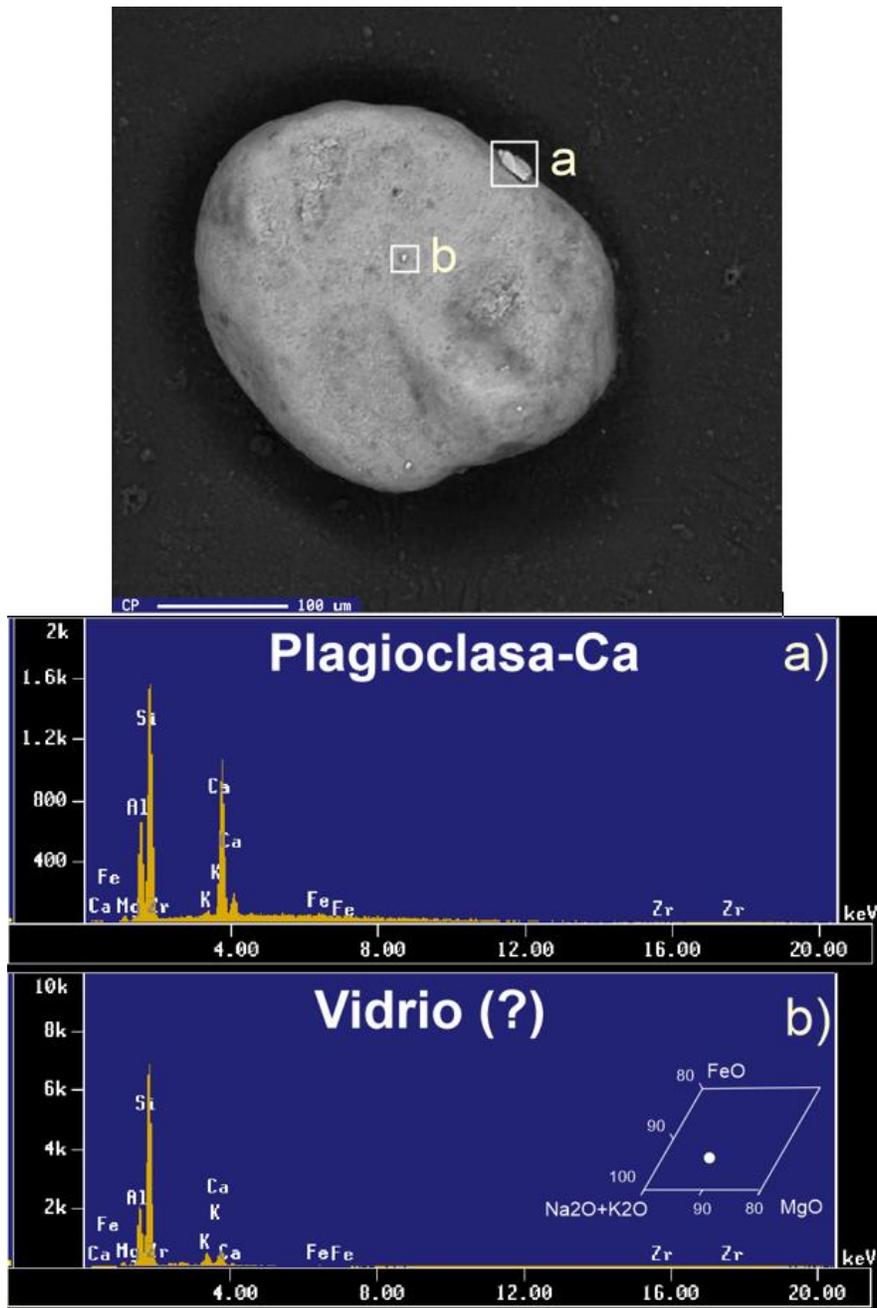


Figura 5.8 Espectro y fotomicrografía de grano de cuarzo: a), se muestra una partícula adherida de plagioclasa cálcica; b) fragmento de vidrio adherido (Fujioka, et al. 1980).

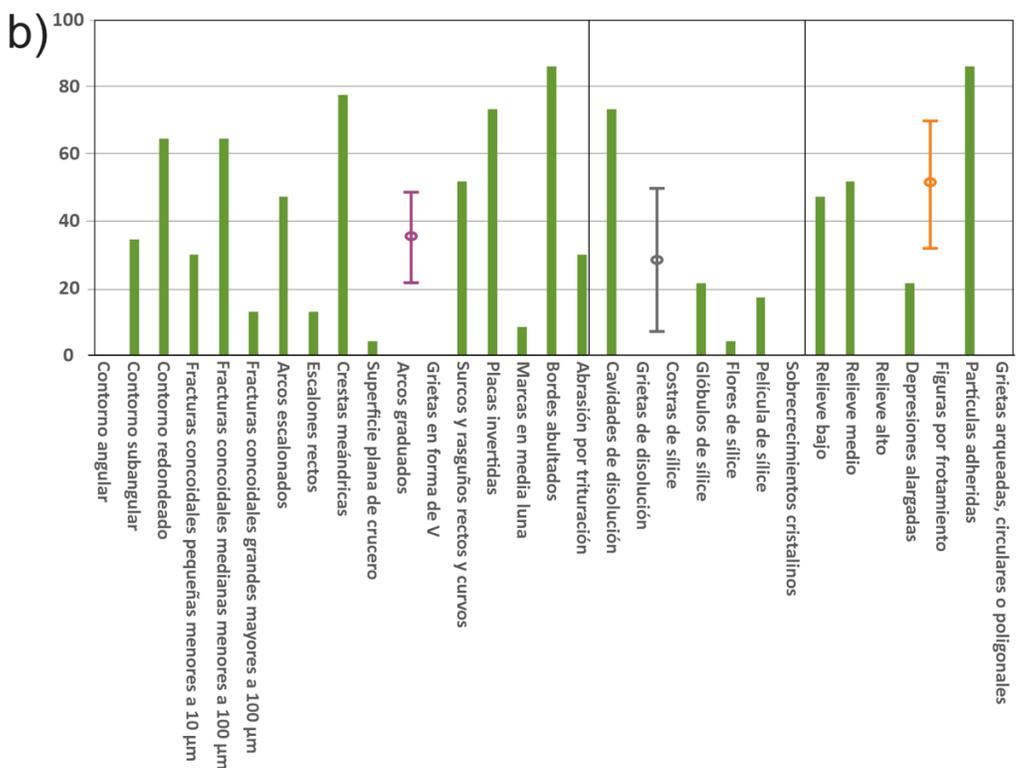
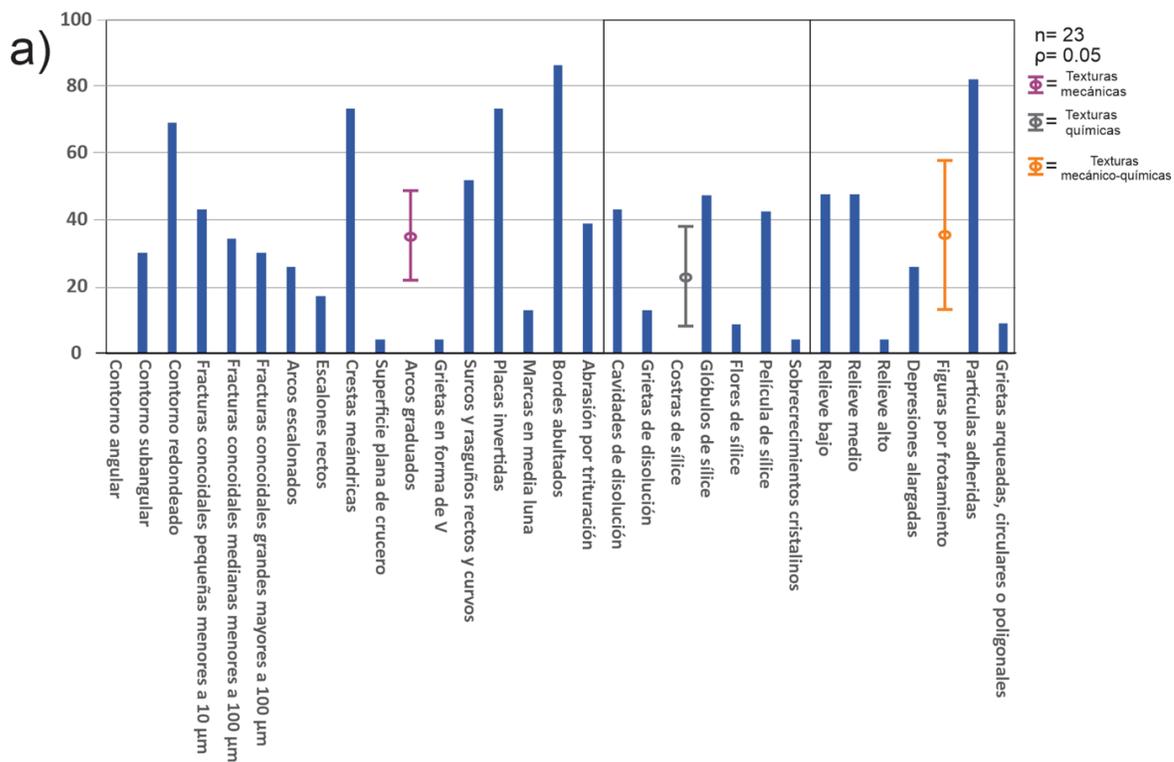
El MEB muestra las más altas frecuencias para la muestra M1-C con las siguientes texturas mecánicas superficiales en el cuarzo: contorno redondeado, crestas meándricas, placas invertidas y bordes abultados; texturas químicas: marcas de disolución, glóbulos y películas de sílice y texturas mecánico-químicas: bajo a medio relieve y partículas adheridas. (Fig. 5.9 a).

La muestra M3-F muestra las más altas frecuencias para texturas mecánicas: contorno redondeado, fractura concoidal  $< 100 \mu$ , crestas meándricas, placas invertidas y bordes abultados; texturas químicas: marcas de disolución y mecánico-químicas: bajo a medio relieve y partículas adheridas (Fig. 5.9 b).

La muestra M5-C presenta las más altas frecuencias para texturas mecánicas: contorno redondeado, crestas meándricas, placas invertidas y bordes abultados; texturas químicas: marcas de disolución y mecánico-químicas: bajo a medio relieve, depresiones elongadas y partículas adheridas (Fig. 5.9 c).

La muestra M10-F presenta las más altas frecuencias para texturas mecánicas: contorno redondeado, crestas meándricas, rasguños rectos y curvos, placas invertidas y bordes abultados; texturas químicas: marcas de disolución, glóbulos de sílice y mecánico-químicas: bajo a medio relieve, depresiones elongadas y partículas adheridas (Fig. 5.9 d).

Los rasgos texturales mecánicos, químicos y mecánico-químicos más característicos en algunos granos de cuarzo se muestran en las Figuras 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13.



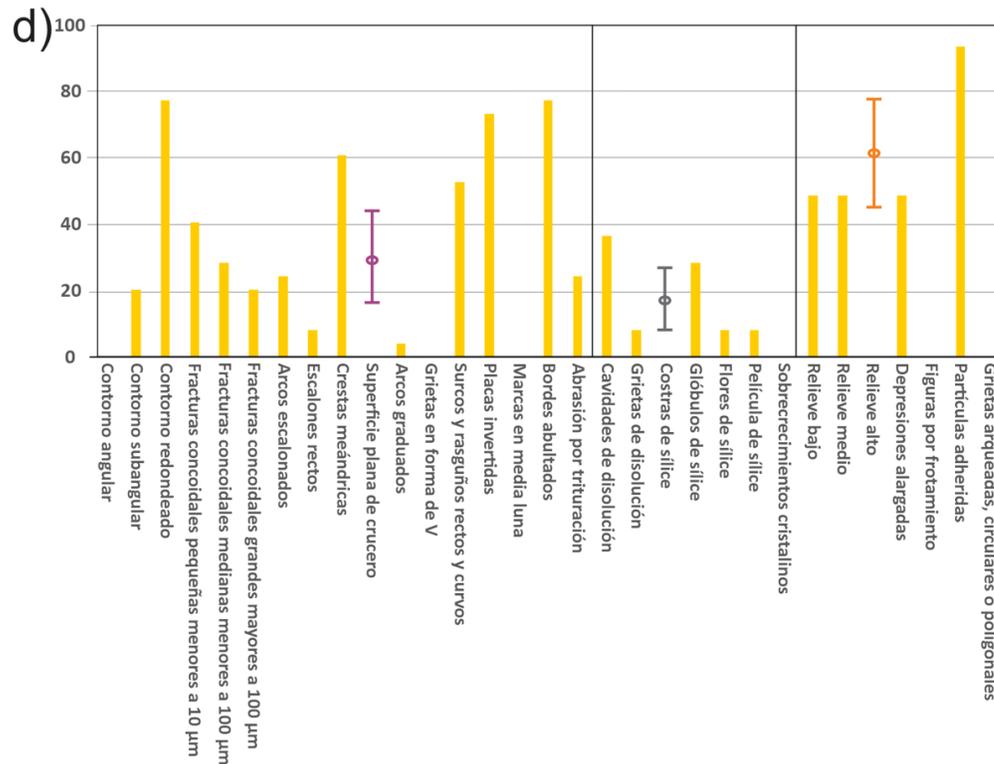
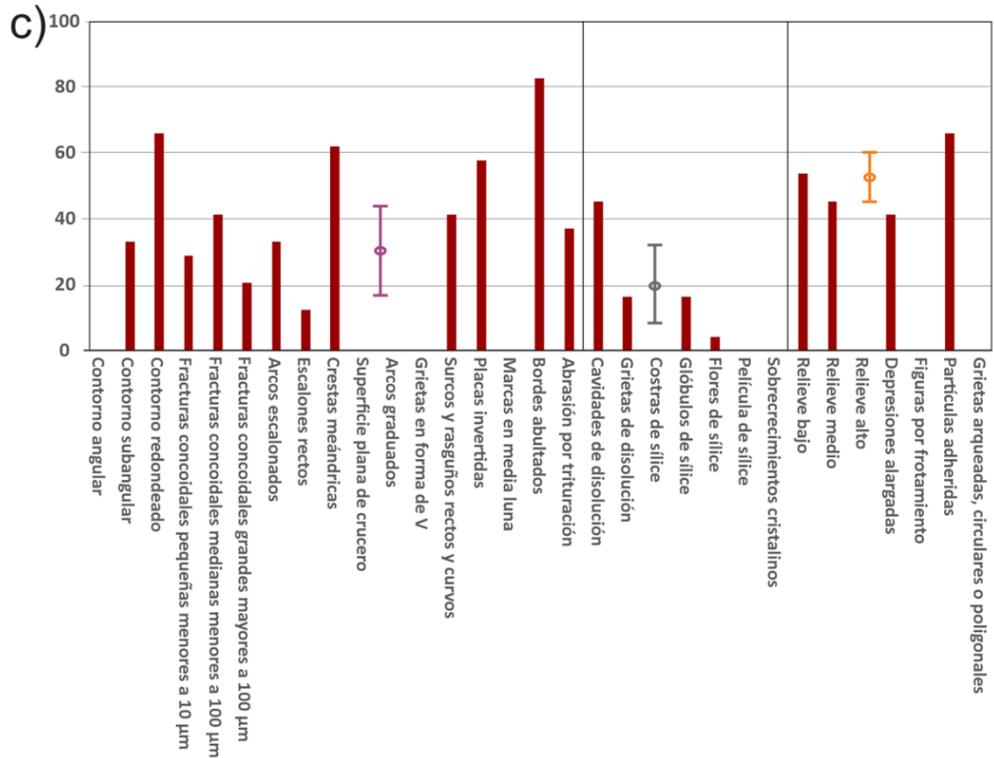


Figura 5.9 a-d. Gráficas de barra en donde se aprecia la abundancia de las microtexturas mecánicas, químicas y mecánico-químicas en granos de cuarzo, además de su frecuencia para cada categoría.

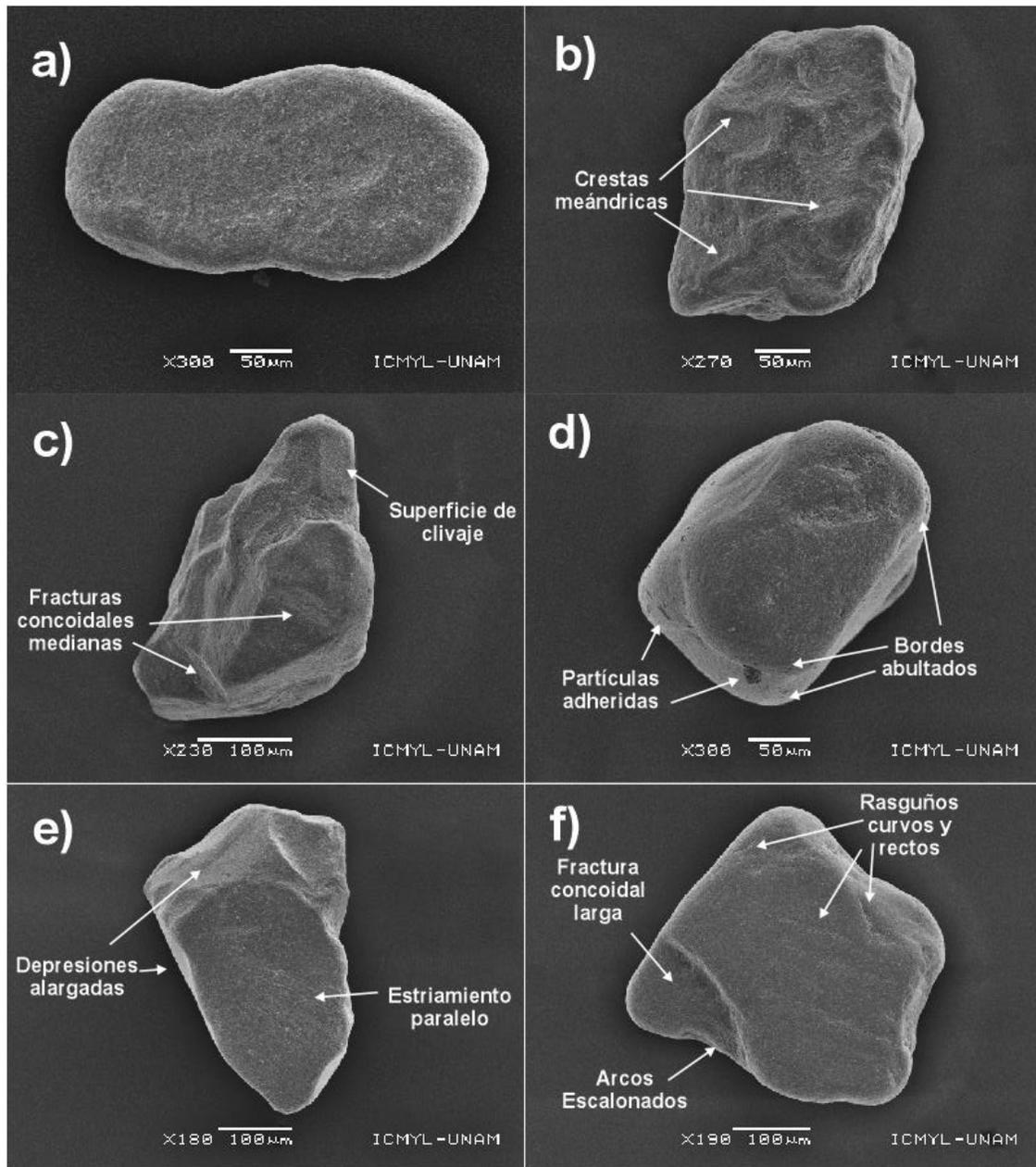


Figura 5.10 Fotomicrográficas de granos de cuarzo (M1-C) donde se observan los rasgos de sus microtexturas mecánicas, químicas y mecánico-químicas. a), d), f): Granos de cuarzo con bordes redondeados y relieve bajo; b), c) y e): granos de cuarzo con bordes sub-angulosos y relieve medio. b), crestas meándricas; c) fracturas concoidales medianas < 100  $\mu$ ; d), partículas adheridas y bordes abultados; e), depresiones alargadas y estriamiento paralelo; f), fractura concoidal larga > 100  $\mu$ , arcos escalonados y rasguños curvos-rectos.

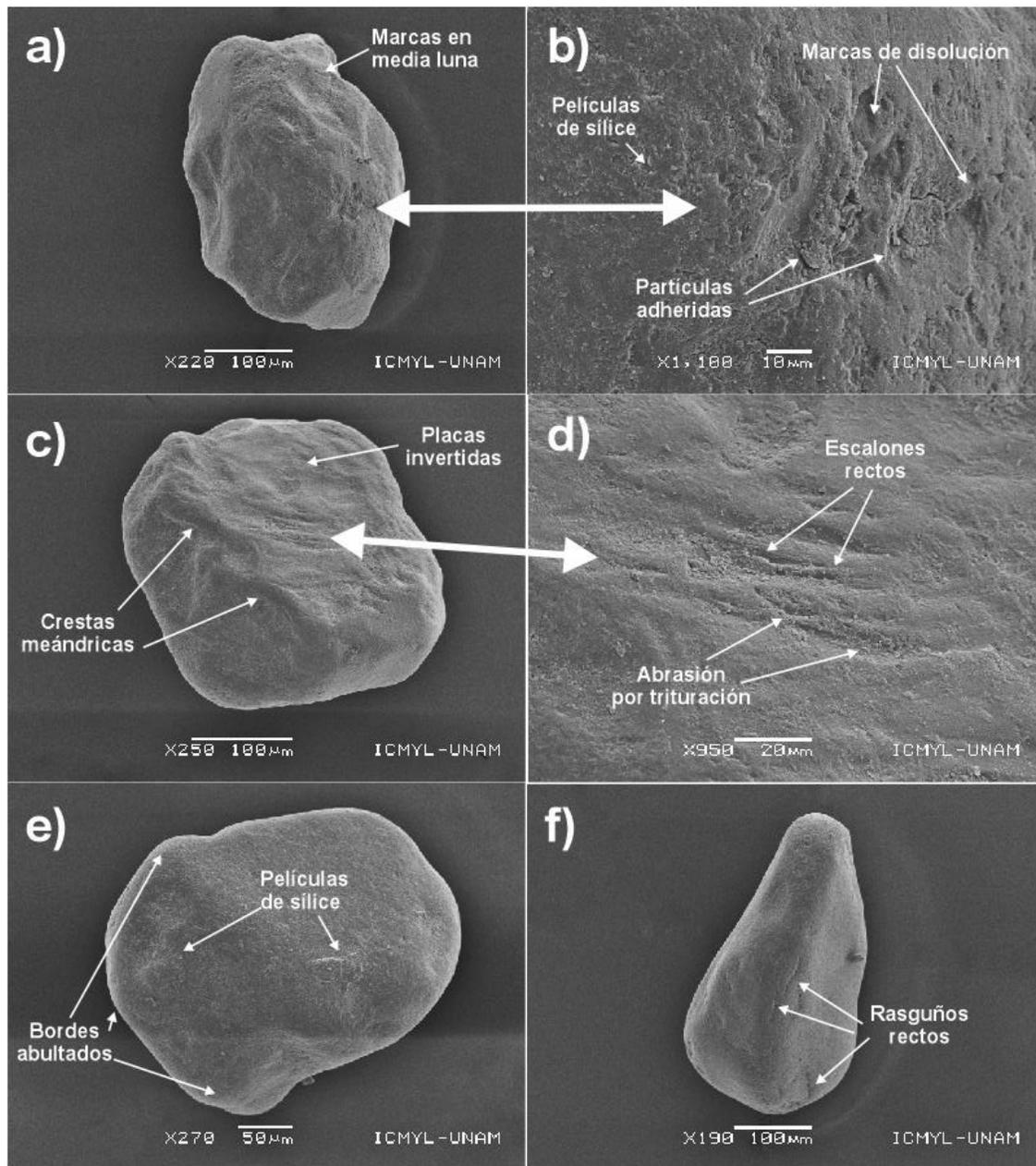


Figura 5.11 Fotomicrográficas de granos de cuarzo (M3-F) donde se observan los rasgos de sus microtexturas mecánicas, químicas y mecánico-químicas. c), e), f): Granos de cuarzo con bordes redondeados y relieve bajo; a): grano de cuarzo con bordes sub-angulosos y relieve medio. a), marcas en media luna; b), acercamiento de la figura a) con películas de sílice, marcas de disolución y partículas adheridas; c), crestas meándricas y placas invertidas; d), acercamiento de la figura c) con escalones rectos y abrasión por trituración; e), bordes abultados y películas de sílice; f), rasguños rectos.

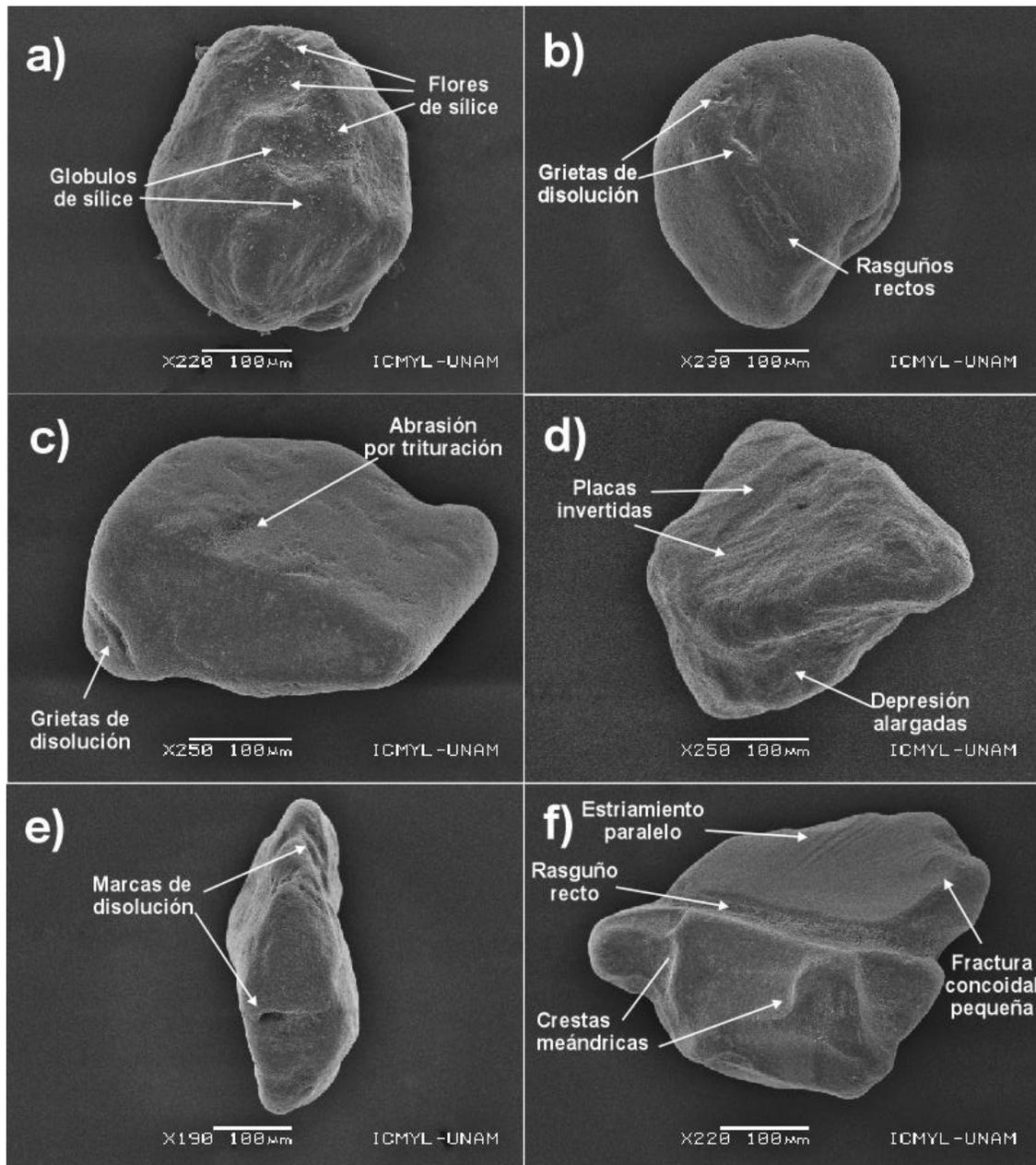


Figura 5.12 Fotomicrografías de granos de cuarzo (M5-C) donde se observan los rasgos de sus microtexturas mecánicas, químicas y mecánico-químicas. a), b), c), d), e): Granos de cuarzo con bordes redondeados y relieve bajo-medio; f): grano de cuarzo con bordes sub-angulosos y relieve medio. a), glóbulos y flores de sílice; b), grietas de disolución y rasguño recto; c), grietas de disolución y abrasión por trituración; d), placas invertidas y depresión alargada, e), marcas de disolución; f), estriamiento paralelo, rasguño recto, crestas meándricas y fractura concooidal pequeña  $< 100 \mu$ .

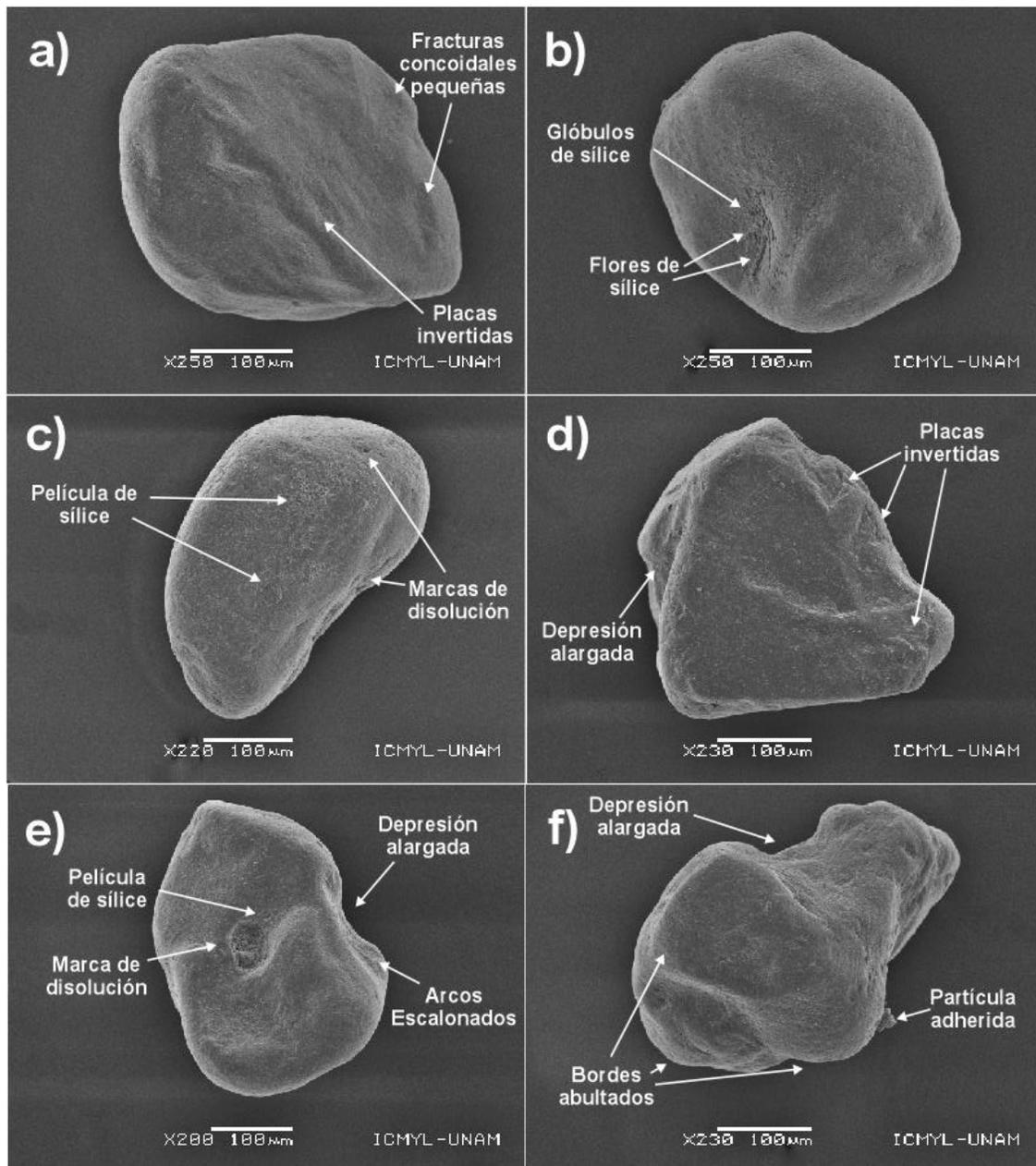


Figura 5.13 Fotomicrografías de granos de cuarzo (M10-F) donde se observan sus microtexturas mecánicas, químicas y mecánico-químicas. a), b), c), e), f): Granos de cuarzo con bordes redondeados y relieve bajo; d): grano de cuarzo con bordes sub-angulosos y relieve medio. a), fracturas concoidales pequeñas  $< 10 \mu$  y placas invertidas; b), glóbulos y flores de sílice; c), película de sílice y marcas de disolución; d), placas invertidas y depresión alargada; e), marca de disolución, película de sílice, depresión alargada y arcos escalonados; f), depresión alargada, bordes abultados y partícula adherida.

## **5.5 Análisis de geomorfología y vientos dominantes de las dunas de Samalayuca.**

En la Figura 6.1 a) se muestra el recuadro que amplía el área de mosaico con diferente geomorfología de las dunas de Samalayuca de acuerdo a las estaciones del año (indicadas entre paréntesis). El recuadro se inserta en el área de mayor densidad de muestreo (Muestras M1 a M6).

Los vientos dominantes para los últimos cinco años (2014-2018) se muestran en la figura 6.1 b). Los datos contenidos muestran los promedios de velocidad, frecuencia y dirección de los vientos. La mayor velocidad promedio se registra para los meses de marzo a mayo (1.8 a 2.7 m s<sup>-1</sup>). La frecuencia promedio dominante se registra para los meses de enero a abril (50 al 100%). La dirección promedio de los vientos tiene mayoritariamente componentes de W-E de enero a abril y cambian de dirección SE-NW de junio a septiembre y el resto del año con dirección SW-NE.

## CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

### 6.1 Granulometría

Las dunas de Samalayuca muestran valores similares a los obtenidos en dunas de otras regiones de México y el mundo como las dunas desérticas y costeras del noroeste de México (Desierto de Altar, Sonora; El Vizcaino, BCS) y del Golfo de México (Tamaulipas y Veracruz) (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2007a; Kasper-Zubillaga & Zolezzi-Ruiz, 2007b; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2013) y alrededor del mundo: Dunas de algodones, California, U.S.A. (Norris, 1966); Desierto del Kalahari y Namib, Sudáfrica (Goudie, Allachin & Hedge, 1973); Desierto Rub' al Khali, Península arábiga (Ahlbrandt, 1974); Nueva Zelanda (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2007b). Los diagramas bivariados muestran que la arena es fina, muy bien clasificada debido a la selectividad de los vientos y al fenómeno de la deflación que remueve los granos más finos dejando los más gruesos y de mayor gravedad específica en la superficie del depósito subyacente (ej. minerales pesados  $> 2.85 \text{ g.cm}^{-3}$ ) (Khalaf, 1989; Blount & Lancaster, 1990; Garzanti *et al.*, 2013, 2017; Mendieta-Lora *et al.*, 2018). Adicionalmente, las dunas tienen valores de  $S_{ki}$  y  $K_G$  que sugieren que la arena mayoritariamente está siendo transportada de manera selectiva y que la arena tiene una composición homogénea lo que será discutido en la sección de Petrografía.

### 6.2 Petrografía.

Las dunas de Samalayuca composicionalmente están dominadas por arena con alto contenido de cuarzo monocristalino con extinción paralela y ondulante, además de cuarzo policristalino. En el caso del cuarzo monocristalino, es posible que una parte de éste sea de origen plutónico y derivado de rocas cuarcíticas que afloran en la sierra de Samalayuca. El cuarzo con extinción paralela probablemente tiene como fuente de procedencia cuarzoarenitas y litarenitas que constituyen parte del complejo de la sierra de Samalayuca, además del posible aporte de cuarzo plutónico y volcánico de rocas graníticas y riolitas del Eoceno que afloran en la parte SE de Nuevo México y oeste de Texas (<https://mrdata.usgs.gov/geology/state/map-us.html>); inclusive puede haber un aporte de cuarzo hidrotermal. El cuarzo con extinción ligeramente ondulante también puede venir de las fuentes antes mencionadas. El cuarzo policristalino es producto de rocas plutónicas

transportadas por el ancestral río Grande y también proviene de rocas de bajo grado de metamorfismo como la cuarcita (Tortosa, 1988) presente en la Formación Samalayuca. El pedernal es otra fracción sedimentaria que sugiere la presencia de este tipo de terrígenos en la sierra de Samalayuca (Berg, 1969). Adicionalmente, se observaron otros líticos sedimentarios y en menor cantidad volcánicos (textura tipo lathwork) (Mendieta-Lora *et al.*, 2018) y metamórficos. Estos últimos posiblemente no sean representativos por su bajo contenido en la arena debido al transporte fluvial que sufren y que merman su preservación (Garzanti *et al.*, 2013).

El transporte fluvial que da origen al campo de dunas de Samalayuca tiene como evidencia las texturas superficiales en granos de cuarzo observados en el MEB. Este tema se discute posteriormente en este trabajo.

### **6.3 Redondez**

La redondez en el caso del presente trabajo no muestra una tendencia definida en cuanto al grado de este parámetro en los granos de cuarzo. La diferencia en los valores de los índices SA/SR y R/MR es mínima al graficar SA/SR vs. R/MR. Aun así, las muestras de los granos de cuarzo muestran contornos subredondeados a redondeados característicos de granos transportados por el viento (Kasper-Zubillaga, 2009).

### **6.4 Análisis MB/EDE, (SEM-EDS) y MEB.**

Las figuras 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8 sugieren que el cuarzo observado proviene de rocas cuarcíticas, cuarzoarenitas, limolitas y calizas de la Formación Samalayuca debido a la presencia de circón, feldespatos de potasio y siderita (Berg, 1969; Armstrong-Altrin *et al.*, 2012).

Las imágenes de texturas superficiales en granos de cuarzo en el MEB sugieren que el cuarzo es de origen fluvial debido a la presencia de contorno redondeado, fractura concoidal  $< 100 \mu$ , rasguños rectos y curvos, placas invertidas, marcas de disolución, glóbulos y películas de sílice y relieve medio (Higgs, 1979; Vos *et al.*, 2014). Sin embargo, muchas de las texturas observadas en los cuarzos están enmascaradas por el transporte eólico de un segundo ciclo (Garzanti *et al.*, 2017).

Las texturas superficiales en el cuarzo por transporte eólico están representadas por: contornos redondeados, crestas meándricas, placas invertidas (más abundantes que en el transporte fluvial), bordes abultados (ausente en los rasgos texturales fluviales), marcas de disolución (más abundantes que en el transporte fluvial), bajo relieve, depresiones elongadas y partículas adheridas (más abundantes que en las fluviales).

El promedio y límites de confianza (95%) sugieren que no existen diferencias significativas entre los rasgos mecánicos, químicos y mecánico-químicos para las cuatro muestras observadas y los granos de cuarzo analizados. Esto sugiere que el área no tiene una fuerte meteorización química y que finalmente los bordes abultados y las partículas adheridas conforman la mayor abundancia de texturas observadas en los granos transportados en su segundo ciclo por el viento (Vos *et al.*, 2014).

Los cuarzos que componen las dunas de Samalayuca provienen de ambiente fluvial del antiguo Río Grande el cual drenó su cauce hacia un lago que fue desecado (paleolago). Este fue producto de la evaporación y se convirtió en un paleolago, el cual por erosión y transporte depositó cuarzo en las dunas que empezaron a progradar en una planicie confinada por dos barreras geográficas: la sierra de Samalayuca al SW y la sierra del Presidio al NE (Berg, 1969).

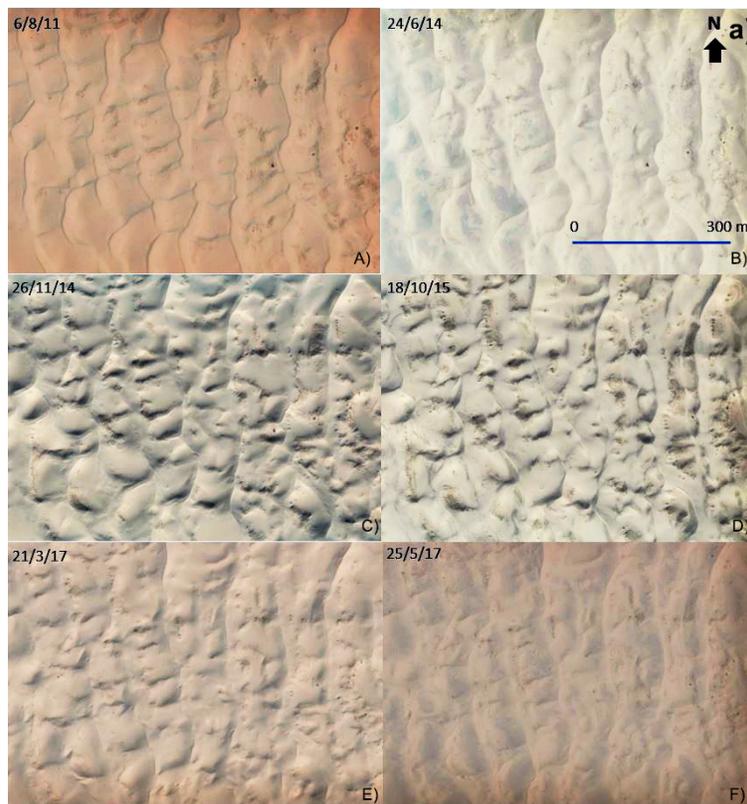
## **6.5 Geomorfología y vientos dominantes de las dunas en Samalayuca.**

Las dunas de Samalayuca muestran morfología de dunas tipo “estrella o aklé” que han sido descritas como un promontorio con un pico central elevado con respecto a los flancos que rodean a la duna en forma de un “cono asimétrico invertido e irregular” (Lancaster, 1989; Zhang, 2012). Cada flanco irradia una orientación dependiendo de la dirección del viento, y muchas de estas dunas se localizan en los desiertos del Sahara al igual que en Marte constituidas posiblemente por dunas lineales y/o transversales las cuales sufrieron cambios de dirección del viento (Lorenz & Zimelman, 2014).

En este estudio, el desarrollo de las dunas transversales (A, B, F) hacia dunas tipo aklé (C, D, E) se muestra en el mosaico 6.1 a) con las fechas: I) dunas del: 06/08/11, 24/06/14, 25/05/17 muestran

características de dunas transversales. En contraste, II) las dunas del: 26/11/14, 18/10/15, 21/03/17 muestran características de dunas tipo aklé o estrella.

Las dunas I) sugieren que durante los meses de primavera-verano (mayo-junio-julio-agosto) las dunas transversales preservan su geomorfología debido posiblemente a la disminución de la velocidad, frecuencia y dirección de los vientos (SW y SE), lo que no influye drásticamente en la geomorfología de las dunas (Figs. 6.1 a, b). En contraste, para las dunas tipo aklé sugiere que es posible que los vientos y su multidireccionalidad en otoño (septiembre-octubre-noviembre) produzcan velocidades y vientos más frecuentes en direcciones SW y NE que el resto de las dunas de verano y por consecuencia se modifique la geomorfología de la duna decreciendo su volumen por transporte de arena, prevaleciendo esta forma hasta principios de primavera. Esto también se respalda con las velocidades, frecuencias y dirección de los vientos durante el mes de abril (ej.  $v=2.7 \text{ m. s}^{-1}$ , con frecuencias de 100% y dirección W-E). Las dunas tipo Aklé se forman por vientos multidireccionales por tanto no tienen una morfología definida y los flancos de la duna suelen ser irregulares y asimétricos (Lorenz & Zimbelman, 2014).



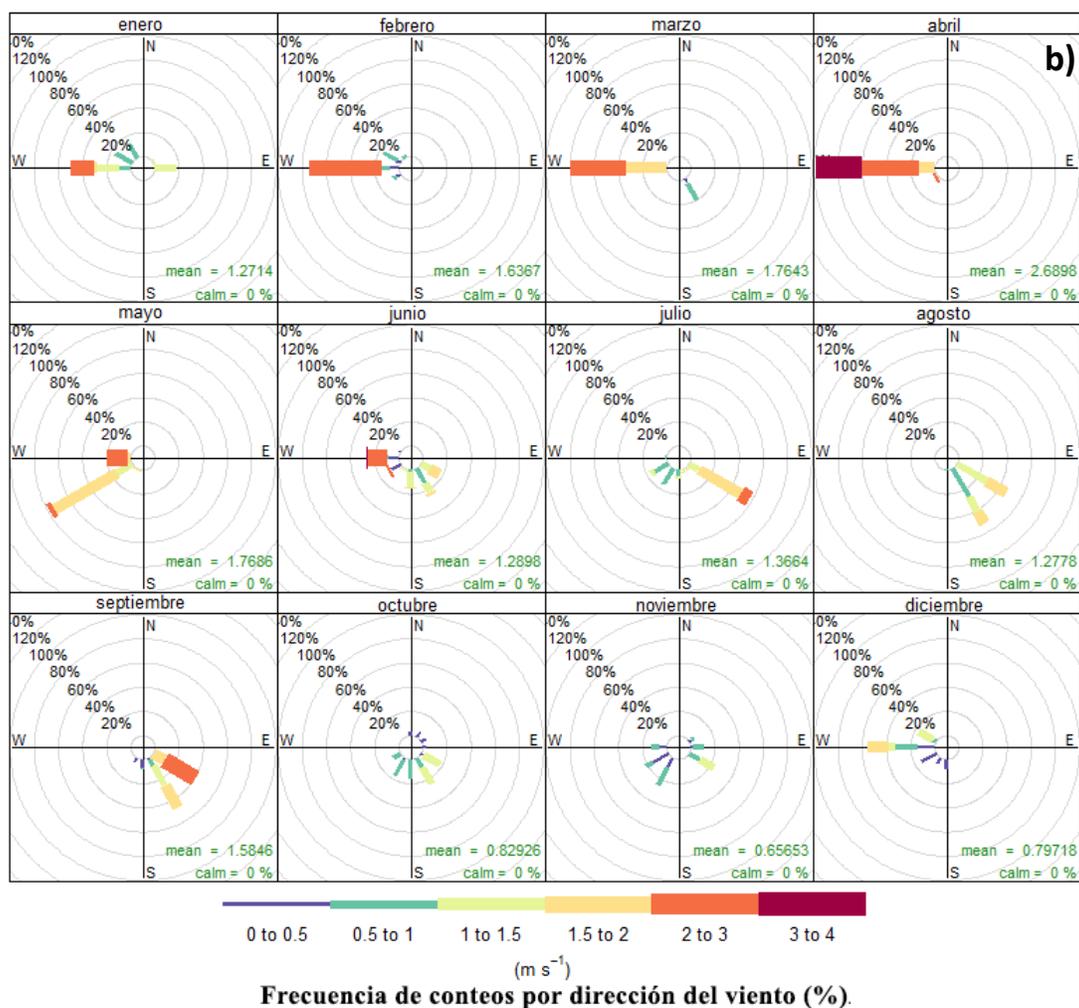


Figura 6.1 a): Comparación morfológica anual y mensual de las dunas de Samalayuca mediante fotografías satelitales. Algunos campos de dunas muestran un patrón transversal (Google Earth 2011, 2014, 2017); mientras que algunas exponen un arreglo de tipo aklé o estrella (Google Earth, 2014, 2015, 2017). Las fechas representan día/mes/año para cada imagen. b): Rosetas de viento para cada mes del año que registra los promedios de velocidad, frecuencia y dirección de los vientos para un promedio de 5 años (2014-2018).

## CONCLUSIONES

1.- Las dunas de Samalayuca tienen características texturales similares a casi todas las regiones del mundo con climas áridos e incluso templados. La arena es fina, muy bien clasificada, con curvas platicúrticas a leptocúrticas. Esto tiene que ver con la selectividad del viento, su velocidad y frecuencia para depositar granos más finos en los mismos depósitos eólicos.

2.- La arena de las dunas de Samalayuca tiene un alto contenido en cuarzo  $C_{85}F_{4}L_{11}$ . La arena contiene cuarzo monocristalino con extinción paralela y ondulante y cuarzo policristalino. El primero, además de provenir del ancestral río Grande tiene como fuente cuarzoarenitas y litarenitas que forman parte de la sierra de Samalayuca. El cuarzo con extinción ondulante también procede del ancestral río Grande y además es derivado de rocas cuarcíticas que afloran en la sierra de Samalayuca, probablemente de rocas que tienen un metamorfismo incipiente. El cuarzo policristalino es producto de rocas plutónicas y también de rocas de bajo grado de metamorfismo como la cuarcita. El pedernal indica la presencia de terrígenos en la Formación Samalayuca. Se observaron líticos sedimentarios (arenisca) y en menor cantidad volcánicos con textura tipo lathwork y metamórficos. Los metamórficos son escasos posiblemente a su alto grado de meteorización mecánica durante el transporte fluvial/eólico.

3.- La redondez no es un parámetro que haya proporcionado información consistente, aunque se observan granos subredondeados a redondeados vinculados a transporte eólico en dunas.

4.- Las texturas superficiales en granos de cuarzo indican un primer ciclo de transporte fluvial y un segundo ciclo de transporte eólico que se sustentan con la formación de un paleolago a partir de depósitos fluviales, su erosión, transporte y depósito en forma de dunas confinadas por dos barreras geográficas: sierras de Samalayuca y Presidio.

5.- Las dunas de Samalayuca son de tipo transversal y aklé. Las transversales se transforman a dunas aklé durante el otoño debido a: velocidades del viento, frecuencia y multidirección de los mismos. Estas dunas se presentan en regiones de vientos multidireccionales en el Sahara e incluso en dunas relictas en Marte.

## Anexo (tablas)

Tabla 1. Claves de muestra, partes de la duna muestreada, coordenadas y parámetros granulométricos de arenas de dunas de Samalayuca, Chihuahua, México. (n=15).

Muestra	Parte de la duna	Longitud	Latitud	Mz( $\Phi$ )	Clasificación( $\Phi$ )	Mz( $\Phi$ )	Clasificación( $\Phi$ )	Asimetría (Ski)	Curtosis(K)
M1	Cresta	106°25'18" W	31°19'52" N	2,225	0,216	Arena fina	Muy bien clasificado	0,55	1,786
M2	Flanco	106°25'20" W	31°19'51" N	2,224	0,215	Arena fina	Muy bien clasificado	0,554	1,81
M3	Cresta	106°25'19" W	31°19'54" N	2,105	0,151	Arena fina	Muy bien clasificado	0,077	1,771
M3	Flanco	106°25'19" W	31°19'54" N	2,129	0,173	Arena fina	Muy bien clasificado	0,189	2,036
M4	Cresta	106°25'19" W	31°19'58" N	2,049	0,169	Arena fina	Muy bien clasificado	-0,097	1,124
M5	Cresta	106°25'19" W	31°19'58" N	2,005	0,157	Arena fina	Muy bien clasificado	-0,024	0,738
M5	Flanco	106°25'19" W	31°19'58" N	2,07	0,196	Arena fina	Muy bien clasificado	0,019	1,787
M6	Cresta	106°25'14" W	31°19'18" N	1,995	0,191	Arena fina	Muy bien clasificado	0,134	0,996
M7	Flanco	106°25'12" W	31°20'19" N	2,042	0,214	Arena fina	Muy bien clasificado	0,035	1,359
M8	Cresta	106°25'12" W	31°20'21" N	2,065	0,203	Arena fina	Muy bien clasificado	0,037	1,627
M8	Flanco	106°25'12" W	31°20'21" N	2,067	0,223	Arena fina	Muy bien clasificado	0,081	1,619
M9	Cresta	106°25'10" W	31°20'30" N	1,998	0,211	Arena fina	Muy bien clasificado	0,247	1,18
M9	Flanco	106°25'10" W	31°20'30" N	2,064	0,222	Arena fina	Muy bien clasificado	0,034	1,637
M10	Cresta	106°25'11" W	31°20'33" N	1,995	0,188	Arena fina	Muy bien clasificado	0,161	0,997
M10	Flanco	106°25'11" W	31°20'33" N	2,066	0,237	Arena fina	Muy bien clasificado	-0,138	2,387

Mz = tamaño gráfico promedio; clasificación= tamaños de grano diversos en una muestra; asimetría= grado en el que la arena tiende a las fracciones finas y/o gruesas; curtosis= curvas leptocúrticas, mesocúrticas, platicúrticas.  $\phi$ = phi es el  $-\text{Log}_2$  mm de la partícula (Folk, 1980).

Tabla 2. Análisis modal (n= 300) de tipos de cuarzo, minerales de plagioclasa, feldespato y líticos totales, incluyendo volcánicos, sedimentarios y metamórficos

Muestras	Cm(ep)	Cm(eo)	Cp(ep)	Cp(eo)	P	Fk	Lt	Total
M1-C	131	82	7	22	5	10	43	300
M2-F	130	106	9	6	5	11	33	300
M3-C	147	71	9	19	7	10	37	300
M3-F	165	73	5	14	3	4	36	300
M4-C	169	73	3	16	0	11	28	300
M5-C	149	88	8	13	2	13	27	300
M5-F	127	104	5	16	2	11	35	300
M6-C	138	106	3	10	0	12	31	300
M7-F	127	99	7	18	1	12	36	300
M8-C	133	116	5	12	0	13	21	300
M8-F	145	100	5	18	0	7	25	300
M9-C	129	101	7	13	3	10	37	300
M9-F	122	107	5	21	1	13	31	300
M10-C	123	113	5	18	2	13	26	300
M10-F	122	125	4	19	1	3	26	300

Cm(ep) = cuarzo monocristalino con extinción paralela. Cm (eo) = cuarzo monocristalino con extinción ondulante Cp(ep) = cuarzo policristalino con extinción paralela. Cp (eo) = cuarzo policristalino con

extinción ondulante (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005). P= (plagioclasa cálcico- sódica), Fk= Feldespato de potasio, Lt= Líticos totales (Garzanti *et al.*, 2015).

Tabla 3: Grado de redondez y angulosidad de granos de cuarzo de las muestras de arena de duna (n=15) de acuerdo a conteos de 300 granos (modificado de Powers, 1953).

<b>Muestra</b>	<b>MR</b>	<b>R</b>	<b>SR</b>	<b>SA</b>	<b>A</b>	<b>MA</b>	<b>Total</b>
M1-C	79	92	93	36	0	0	300
M2-F	45	105	86	60	4	0	300
M3-C	54	80	122	41	3	0	300
M3-F	62	123	95	20	0	0	300
M4-C	60	83	117	36	4	0	300
M5-C	63	92	111	34	0	0	300
M5-F	34	80	114	66	6	0	300
M6-C	38	79	152	30	1	0	300
M7-F	80	113	94	12	1	0	300
M8-C	77	90	112	21	0	0	300
M8-F	55	100	128	17	0	0	300
M9-C	51	90	123	35	1	0	300
M9-F	59	75	132	34	0	0	300
M10-C	75	96	92	33	4	0	300
M10-F	63	115	94	28	0	0	300

MR= muy redondeado; R= redondeado; SR= subredondeado; SA= subangulosos; A= angulosos; MA= muy angulosos.

Tablas 4, 5, 6 y 7. Frecuencia de microtexturas mecánicas, químicas y mecánico-químicas observadas en la superficie de granos de cuarzo.

Muestra	Mecánicas										Químicas							Mecánicas y Químicas																		
	Contorno angular	Contorno subangular	Contorno redondeado	Fracturas conoidales pequeñas < 10 µm	Fracturas conoidales medianas < 100 µm	Fracturas conoidales grandes < 100 µm	Arcos escalonados	Escalones rectos	Crestas meándricas	Superficie plana de crucero	Arcos graduados	Marcas en forma de V	Surcos y rasguños rectos y curvos	Placas invertidas	Marcas en media luna	Bordes abultados	Abrasión por trituración	Cavidades de disolución	Grietas de disolución	Costras de sílice	Costras de sílice	Globulos de sílice	Flores de sílice	Película de sílice	Sobrecrecimientos cristalinos	Relieve bajo	Relieve medio	Relieve alto	Depresiones alargadas	Figuras por frotamientos	Partículas adheridas	Grietas arqueadas, circulares o poligonales				
M1-C																																				
1																																				
2																																				
3																																				
4																																				
5																																				
6																																				
7																																				
8																																				
9																																				
10																																				
11																																				
12																																				
13																																				
14																																				
15																																				
16																																				
17																																				
18																																				
19																																				
20																																				
21																																				
22																																				
23																																				







## Referencias

Arche, A. (Ed.). (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). 1287 p.

Ahlbrandt, T.S. (1974). The source of sand for the Killpecker sand-dune field, southwestern Wyoming. *Sed. Geology*, 11(1), 39-57.

Arbogast, A.F., Muhs, D.R. (2000) Geochemical and mineralogical evidence from eolian sediments for northwesterly mid-Holocene paleowinds, central Kansas, USA. *Quaternary International*, 67, 107-118.

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

Arias-Madrid, D., López-Paz, O. A., Jiménez-Builes, J. A. (2012). Análisis de Sedimentos Utilizando un Enfoque de la Programación Estructurada. *Tecno Lógicas*, (29), 49-67.

Baddock, M. C., Gill, T. E., Bullard, J.E., Dominguez-Acosta, M., Rivera-Rivera, N. I. (2011). Geomorphology of the Chihuahuan Desert based on potential dust emissions. *Journal of Maps*, 249-259.

Bates, R.L., Jackson, J.A. (1980). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, 2nd ed. Falls Church, Virginia.

Berg, E.L. (1969). Geology of Sierra de Samalayuca, Chihuahua, Mexico. *Guidebook, Twentieth Field Conference. The Border Region*, 176-181.

Blatt, H., Middleton, G., Murray, R. (1980). *Origin of Sedimentary Rocks*. USA: Prentice-Hall.

Blott, S.J., Pye, K. (2001). GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1237–1248.

Blount, G., Lancaster, N. (1990). Development of the Gran Desierto sand sea. *Geology* 18: 724–728.

Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. New Jersey, USA: Cambridge. 600.

Bridge, J.S. (2003). *Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Science, Oxford.

- Bristow, C.S. (1996). Reconstructing channel morphology from sedimentary sequences. In: *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy* (Eds P.A. Carling & M.R. Dawson), Wiley, Chichester. 351–71
- Burrows, R.H. (1910). Geology of northern Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7, 85-103.
- Camacho, R., Salazar, S., González, L., Pacheco, H., Suárez, C. (2011). Caracterización geomorfológica de las dunas longitudinales del Istmo de Médanos, estado Falcón, Venezuela. *Boletín del Instituto de Geografía*, (76), 7-19.
- Campbell, D.H., (1963). Percussion marks on quartz grains. *J. Sediment. Petrol.* 33(4), 855–859.
- Comisión Nacional del Agua (CNA), (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Samalayuca, estado de Chihuahua*: Informe interno, 32 p.
- Córdoba, D. A. (1969). Mesozoic Stratigraphy of Northeastern Chihuahua, México. New México Geological Society, 91-96.
- Córdoba, D.A., Rodríguez-Torres, R., Guerrero-García, J. (1970). Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua Trough, in Seewald, L., and Sundeen, D., eds., *The geologist framework of the Chihuahua tectonic belt: West Texas Geological Society Guidebook* 71-59, 83-97.
- Cobo, R. (2008). Los sedimentos de los embalses españoles. *Ingeniería del Agua*, 15 (4), 231-241.
- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), (2013), Médanos de Samalayuca: Chihuahua, Informe interno, 171 p.
- De Ford, D.K., Haenggi, W.T. (1970). Stratigraphic nomenclature of Cretaceous rocks in northeastern Chihuahua, in Seewald, L., and Sundeen, D., eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt: West Texas Geological Society Guidebook* 71-59, 175-196 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-Forming minerals*. New York, USA.: Longman Scientific & Technical. 696 p.
- Domínguez-Acosta, M. (2008). Geomorphology of the Samalayuca Dunes Northern Chihuahua, Mexico. Joint Meeting of The Geological Society of America, 78(1). [https://gsa.confex.com/gsa/2008AM/finalprogram/abstract\\_150578.htm](https://gsa.confex.com/gsa/2008AM/finalprogram/abstract_150578.htm)
- Domínguez-Acosta, M. (2009). *The pluvial lake Las Palomas-Samalayuca dunes system*. Department of geological science. The University of Texas at El Paso. 260 p.
- Eaton, J., Dyer, R., Goodell, P.C. (1983). Preliminary report on the stratigraphy of Lower Cretaceous of northern Sierra Las Vacas, Chihuahua, Mexico, in Clark, K.F., and Goodell, P.C., eds., *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: El Paso Geological Society Publication* 15, 269-274.

Fan, M., Brown, E., Li, L. (2018). Cenozoic drainage evolution of the Rio Grande paleoriver recorded in detrital zircons in South Texas. *International Geology Review*, 61, 622-636.

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

Folk, R.L. (1971). Longitudinal dunes of the Northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology* 16, 5–54.

Folk, R.L., (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publications, Austin, Texas. 185 p.

Fujioka, K., Furuta, T., Arai, F. (1980) Petrography and geochemistry of volcanic glass. Ocean Research Institute, University of Tokyo y Department of Geology, Gunma University, Maebashi, Japan, 1049-1066.

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., Preira, A., Vermeesch, P., (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultralong distance littoral an aeolian transport (Namibia and southern Angola). *Sedimentology*, 62, 971–996.

Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M., Vezzoli, G. (2017). Sedimentary processes controlling ultralong cells of littoral transport: Placer formation and termination of the Orange sand highway in southern Angola. *Sedimentology*, 45(2), 431-460.

Gatica-Colima, A., Díaz-Arellano, M. (2000). *El complejo Médanos de Samalayuca, Sierra Presidio y Sierra Samalayuca, Chih., una propuesta como Área Natural Protegida*. Centro de Estudios Biológicos, Centro de Estudios del Medio Ambiente, (UACJ). 24 p.

Goudie, A.S., Watson, A., (1981). The shape of desert sand dune grains. *J. Arid Environ.* 4, 185-190.

Goudie, A.S. (1990). *Geomorphological techniques*. London. Routledge.

Haenggi, W.T., (1966). *Geology of El Cuervo Area, Northeastern Chihuahua, México*. (Tesis doctoral). The University of Texas, USA.

Haenggi, W.T., (2001). Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part I: the pre-Mesozoic setting. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54 (1), 28-66.

Hastenrath, S. L. (1987). The barchan dunes of southern Peru revisited. *Z. Geomorph.* 31, 167–178.

Hawley, J. W. (1993). Geomorphic setting and late Quaternary history of pluvial-lake basins in the southern New Mexico region. *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources*, open-file report 391. 28 p.

Hawley, J.W., Hibbs, B.J., Kennedy, J.F., Creel, B.J., Remmenga, M.D., Johnson, M., Lee, M.M., Dinterman, P. (2000). Trans-international boundary aquifers in southwestern New Mexico. Rep. X996350-01-03, *New Mexico Water Resources Research Institute*, 125 p.

Higgs, R. (1979). Quartz-grain surface features of Mesozoic–Cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. *J. of Sediment. Petrol.*, 49 (2), 599–610.

Kalińska-Nartiša, E., Gałka, M. (2018). Sand in Early Holocene lake sediments – a microscopic study from Lake Jaczno, northeastern Poland. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 67 (2), 122–132.

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 & Geophysics*, 48, 649–660.

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. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 24(3), 423–438.

Kasper-Zubillaga, J.J., Faustinos-Morales, R. (2007). Análisis por microscopía electrónica de barrido de granos de cuarzo de dunas desérticas y costeras (Desierto de Altar, NW México). *Ciencias Marinas*, 33(1), 11–22.

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. Process. Landforms* 32, 489–508.

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., Arellano-Torres, E., Armstrong-Altrin, J.S. (2019). Physical degradation and early diagenesis in foraminiferal tests after subaerial exposure in terrigenous-depleted beaches of Yucatan, Mexico. *Carbonates and Evaporites*, 1-15.

Kennett, J.P. (1982). *Marine Geology*. USA: Englewood Cliffs, Prentice-Hall.

Khalaf, F. (1989). Textural characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert. *Sedimentology* 36: 253–271.

Klein, C., Dutrow, B. (2007). *The 23rd edition of the manual of mineral science: (after James D. Dana)*. Hoboken, N.J: J. Wiley. 673 p.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf B., Rubel F., (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.

Krinsley, D.H., Donahue, J., (1968). Environmental interpretation 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. 91 p.

Krinsley, D.H., Friend, P.F., Klimentidis, R., (1976). Eolian transport textures on the surfaces of sand grains of Early Triassic age. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 130–132.

Krumbein, W.C., Sloss, L.L. (1963). *Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed.*, San Francisco: W.H. Freeman and Co. 660 p.

Lancaster, N. (1983). Eolian Sediments and Processes. (eds Brookfield, M. E. & Ahlbrandt, T. S.) Elsevier, 261-289.

Lancaster, N. (1988). Controls of eolian dune size and spacing. *Geology*, 16 (11), 972-975.

Lancaster, N. (1989). The dynamics of star dunes: an example from The Gran Desierto. *Sedimentology* 36. 273–289.

Lancaster, N. (1995), *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge.

López-Doncel, R., Labarthe-Hernández, G., Mata-Segura, J. L. (2005). Estudio sedimentológico-estratigráfico de la Sierra Las Lilas (Paleozoico) y Sierra El Cartucho (Mesozoico) en la porción noroccidental del Estado de Chihuahua, México (Distrito Minero de Bismark). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3), 298-314.

Lorenz, R.D., Zimelman, J.R. (2014). *Dune Worlds*. Springer, Berlin, 308 p.

Lugo-Hubp, J., Córdova, C. (1991). Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. Instituto de Geografía, (UNAM). 25-63.

Mahaney, W.C., (2002). *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. Oxford University Press, New York, 237 p.

Margolis, S.V., Krinsley, D.H., (1974). Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *Am. J. Sci.* 274, 449–464.

Marsaglia, K.M., (1993) *Basaltic island sand provenance*. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 284 p.

McKee, E. D. (1979). *A Study of Global Sand Seas*. Washington, D.C., USA: Geological Survey Professional Paper. 429 p.

McKee, E.D. & Ward, W.C. (1983) Eolian environment. In: Carbonate Depositional Environments (Eds Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H.). Memoir 33, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 132–170.

Melgarejo, J., Proenza, J., Galí, S., Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1-23.

Mendieta-Lora M., Mejía-Ledezma R.O., Kasper-Zubillaga J.J., Arellano-Torres E., Álvarez-Sánchez L.F. (2018). Mineralogical and geochemical implications of weathering rates in coastal dunes and beach sands close to a volcanic rock source in the western Gulf of Mexico, Mexico. *Chemie der Erde*, 78. 323–339.

Molina-Sotelo, I.G., (1997). *Stratigraphy and Structure of the Sierra Samalayuca, Northern Chihuahua, México*. (Tesis de maestría). The University of Texas at El Paso, USA.

Monreal, R., Longoria, J. F. (1999). A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central México: Implications for lithocorrelations. *Geological Society of America, Special paper*, 340, 69-92.

Moral-Cardona, J.P., Gutiérrez-Mas, J.M., Sánchez-Bellón A., López-Aguayo, F., Caballero, M.A., (1997). Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Arcos, southwestern Spain. *Sediment. Geol.* 112, 251–261.

Muhs, D.R., Stanford, T.W., Swinhehart, J.B. (1996). Late Holocene eolian activity in the mineralogically mature Nebraska, Sand Hill. *Quaternary Research*, v. 48, 162-176.

Muhs, D.R., Reynolds, R.L., Been, J., Skipp, G.L. (2003). Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: importance of the Colorado River and local sources. *Quat. Int.* 104, 3-18.

Muhs D.R. (2004). Mineralogical maturity in dune fields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*, 59, 247–269.

Muhs, D.R., Lancaster, N., Skipp, G.L. (2017). A complex origin for the Kelso Dunes, Mojave National Preserve, California, USA: A case study using a simple geochemical method with global applications. *Geomorphology*, 276. 222–243.

Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M. (1997). Quartz and feldspar stability, steady and non-steady state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *Journal of Geology*, 105, 173–192.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Hoboken, USA: Wiley-Blackwell. 419 p.

Nickling, W.G. (1994) Aeolian sediment transport and deposition. In: Sediment Transport and Depositional Processes (Ed. Pye, K.). *Blackwell Science*, Oxford; 293–350.

- Norris, R.M. (1966). Barchan dunes of Imperial Valley, California. *Journal Geology*, 74, 292-306.
- Perry, C., Taylor, K. (2007). *Environmental Sedimentology*. Malden, USA: Blackwell Publishing. 441 p.
- Pettijohn, F.J. (1975). *Sedimentary Rocks*. New York, USA: Harper and Row Publishers.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag. 618.
- Péwé, T.L. (1981). Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. *Geological Society of America, Special Paper*, 186, 1-10.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *J. of Sediment. Petrol.*, 23 (2), 117-119.
- Pye, K., Tsoar, H. (2009). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Leipzig, Germany: Springer. 458 p.
- Reeves, C.C. (1969). Pluvial Lake Palomas northwestern Chihuahua, Mexico. *New Mexico Geological Society, Guidebook*, 20, 143 – 154.
- Romero-Morales, P.R. (1987), Algunas observaciones sobre la geología en la Sierra Samalayuca, Chihuahua: Universidad Autónoma de Chihuahua, Facultad de Ingeniería; *Sociedad Geológica Mexicana, Delegación Chihuahua, Gaceta Geológica*, 1(1), 160-161.
- Rosgen, D.L., (1994). A classification of natural rivers. *Catena*, 22: 169-199.
- Rust, B.R. (1978). *A classification of alluvial channel systems*. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A.D. Miall). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary. pp. 187–98.
- Sallenger, A.H. (1979). Inverse grading and hydraulic equivalence in grain-flow deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 49(2), 553–562
- Sanjaume-Saumell, E., Gracia-Prieto, F.J. (Eds.) (2011). *Las dunas en España*. Cádiz, España: Sociedad Española de Geomorfología. 63 p.
- Saye, S.E., Pye, K. (2006). Variations in chemical composition and particle size of dune sediments along the west coast of Jutland, Denmark. *Sedimentary Geology*, 183, 217-242.
- Schmidt Jr., R.H., Marston, R.A. (1981). Los Medanos de Samalayuca, Chihuahua, México. *New México Journal of Science*, 21(2), 20-27.
- Sharp, R.P. (1966): Kelso dunes, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77 (10), 1045-1073.

- Shepard, F.P., Moore, D.G. (1955). Central Texas coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history, and diagenesis: *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 39, 1463–1593.
- Sohn, Y. K. (1997). On traction-carpet sedimentation. *J. of Sediment. Research.*, 67 (3), 502-509.
- Stmusser, Y. (1993). *Characterization in silicon processing*. USA: Manning, 249 p.
- Parsons, A. J., Abrahams, A. D. (2009). *Geomorphology of Desert Environments*. USA: Springer. 831.
- Perkins, B. F. (1960). Biostratigraphic studies in the Comanche (Cretaceous) Series of northern Mexico and Texas: Geological Society of America Memoir 83, 138 p.
- Tardy, M. (1972). Sobre la Estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: Distinción de Las Series Coahuilense y Párrense. *Sociedad Geológica Mexicana*, 33 (2), 51-70.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J. (1988). Tipologías de cuarzo como indicadores de la procedencia en areniscas: excepciones al método de Basu et al. (1975). *Estudios geológicos.*, 44, 385-390.
- Tripaldi, A., Limarino, C.O., Caselli, A. T., Net, L. I., Gagliardo, M. L. (1998). Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos de dunas intermontanas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 5 (1), 21-40.
- Tsoar, H. (1984). The formation of seif dunes from barchans – a discussion. *Z. Geomorph.* 28, 99–103.
- Tsoar, H. (2001). Types of Aeolian Sand Dunes and Their Formation. In: Balmforth N.J., Provenzale A. (eds) *Geomorphological Fluid Mechanics. Lecture Notes in Physics*, vol. 582. Springer, Berlin, Heidelberg. 403-429.
- Tsoar, H., Blumberg, D.G., Wenkart, R., (2008). Formation and geomorphology of the NW Negev sand dunes. In: Breckle, S. W., Yair, A., Veste, M. (Eds.), *Arid Dune Ecosystems*. Vol. 200 of *Ecological Studies*. Springer, 25–48.
- Vos, K., Vandenberghe, N., Elsen, J. (2013). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, 93–104.
- Wadell, H., (1932). Volume, shape and roundness of rock particles: *Journal of Geology*, 40., 443-451.

Whalley, W.B., Smith, B.J., McAlister, J.J., Edwards., A.J. (1987). Aeolian abrasion of quartz particles and the production of silt-size fragments: preliminary results. *Geological Society, Special Publications*, 35, 129-138.

Webb, D.S. (1967), A propósito de la edad de las rocas de las colinas de Samalayuca, noreste de Chihuahua: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 30 (2), 155-157.

Webb, D.S. (1969). Facets of the geology of the Sierra del Presidio area, north-central Chihuahua. *Guidebook, Twentieth Field Conference. The Border Region*, 182-185.

Welton, J., E. (2003). *SEM Petrology Atlas*. USA: The American Association of Petroleum Geologists, 247 p.

Wentworth, C. K., (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal Geology*, 30, 377–392.

Wentz, F.J., J. Scott, R. Hoffman, M. Leidner, R. Atlas, J. Ardizzone, 2015: Remote Sensing Systems Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) 6-hourly ocean vector wind analysis product on 0.25 deg grid, Version 2.0]. Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA. Available online at [www.remss.com/measurements/ccmp](http://www.remss.com/measurements/ccmp).

Wilson, I.G. (1972). Universal discontinuities in bedforms produced by the wind. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 667–669.

Zhang, D., Narteau, C., Rozier, O., Courrech du Pont, S. (2012). Morphology and dynamics of star dunes from numerical modelling. *Nature Geoscience*, 5, 463-467.

Zingg, Th. (1935). Beiträge zur Schotteranalyse: Schweiz. *Mineral. Petrog. Mitt.*, 15, 39-140.