



**Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería
Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra**

***“PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ARENAS DE PLAYA DE MÉXICO:
IMPLICACIONES DE PROCEDENCIA Y AMBIENTES TECTÓNICOS”***

**Tesis profesional
para obtener el título de
Ingeniero Geólogo Ambiental**

Presenta

Norma Liliana Cruz Ortiz

Bajo la dirección de

Dr. John Selvamony ARMSTRONG ALTRIN SAM

**Pachuca de Soto, Hidalgo, Agosto 2007
MÉXICO**

Dedico esta tesis a

Mis padres

Juan Carlos y Norma Angélica

Y mis hermanos

Carlos Alberto y Josué Misael

por el apoyo brindado todo este tiempo, ya que sin su ayuda hubiera sido casi imposible para mi realizarme de esta manera, desde que nací estas cuatro personas han sido lo más importante para mi.

*A mis abuelos **Teofila y Carlos** por sus siempre palabras de aliento, extrema fuerza y sustento de las familias; y a mis abuelos **Carmen (†) y Roberto (†)** que aunque se fueron hace algunos años siempre están en mi mente y en mi corazón.*

Con todo mi amor

Norma Liliana

Agradecimientos

Quiero agradecer a Dios por existir y a...

A Mis cuñadas Adriana y Karina por el apoyo brindado y que de algún modo me han ayudado en este proceso. A mis sobrinos Juan Manuel, Michelle, Carlitos y Miranda que le han dado una inmensa luz y felicidad a mi vida.

A mis tíos Carmen, Eduviges, Ito, Lourdes, Luis, Roberto, Héctor por nunca dudar de mis capacidades, y a mi tío Víctor por sus incontables clases de matemáticas y amenas charlas sobre la ingeniería civil y geología que durante mi estancia en esta universidad tuvimos. A mi prima Arlette gracias por esa infancia tan bonita que tuvimos, nunca la olvidare.

A mis amigos de toda la vida quienes siempre han estado conmigo en momentos difíciles como Isabel y Fernando (†), aquel amigo que ya no esta conmigo pero se que me cuida desde donde está, a mis amigos de la universidad: Christian, Janet, Maria José, Marezenia, Eumir, Erick, David con los que he pasado muy buenos momentos y otros un tanto difíciles, pero siempre los llevare en mi corazón. Así como a todos mis compañeros de la universidad.

A los catedráticos que me transmitieron sus conocimientos durante estos cinco años, por aguantarme, apoyarme e impulsarme a seguir adelante, siempre se los agradeceré.

A mi asesor de tesis el Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam por todas sus enseñanzas y valiosas horas de conocimientos.

Al **Dr. Kinardo Flores Castro** por su aportación de muestras para poder analizarlas.

Al **Dr. Jonathan Muthuswamy Ponniah** por el haberme llevado a la práctica de muestreo en Pacífico y todas sus atenciones para enseñarme.

A **PROMEP-CONACYT** (Proyecto No. UAEHGO-PTC-280; Segundo año) por el apoyo económico brindado en la realización de la presente tesis.

A la **Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo** por la educación y conocimientos adquiridos durante mi estancia. Además del Programa Anual de Investigación (PAI Grant No. 69B) UAEH por el soporte en este trabajo de investigación.

Al comité asignado para la revisión de esta tesis.

Índice

Lista de figuras	8
Lista de tablas	12
Justificación	13
Objetivo general	14
Objetivo específico	14
Estructura de tesis	16

CAPÍTULO 1 GEOLOGÍA

1.	Introducción y Localización	17
1.1	Golfo de México	19
1.1.1	Cazones de Herrera, Veracruz	19
1.1.1.1	Hidrología	19
1.1.1.2	Fisiografía	19
1.1.1.3	Geología del área del Río Cazones	20
1.1.1.4	Marco Tectónico	22
1.2	Golfo de California	23
1.2.1	Desemboque, Sonora	23
1.2.1.1	Hidrología	23
1.2.1.2	Fisiografía	23
1.2.1.3	Geología del área de Desemboque	23
1.2.2	Bahía de Kino, Sonora	26
1.2.2.1	Hidrología	26
1.2.2.2	Fisiografía	26
1.2.2.3	Geología del área de la Bahía de Kino	26
1.2.2.4	Marco Tectónico Regional de Sonora	29
1.3	Océano Pacífico	30
1.3.1	Lázaro Cárdenas, Michoacán	30
1.3.1.1	Hidrología	30
1.3.1.2	Fisiografía	30
1.3.1.3	Geología del área de Lázaro Cárdenas	30
1.3.1.4	Marco Tectónico Regional de Michoacán	33
1.3.2	Zihuatanejo, Guerrero	35
1.3.2.1	Hidrología	35
1.3.2.2	Fisiografía de Guerrero	35
1.3.2.3	Geología del área de Zihuatanejo	36
1.3.3	Acapulco, Guerrero	40
1.3.3.1	Hidrología	40
1.3.3.2	Geología del área de Acapulco	41
1.3.3.3	Marco Tectónico y Evolución Geológica Regional de Guerrero	44

CAPÍTULO 2 PETROGRAFÍA DE ARENAS

2.1	Introducción	46
2.2	Microtextura de arenas de Cazones	47
2.2.1	Metodología	47
2.3	Microtexturas	48
2.4	Procedencia y Ambiente Depositional	57

CAPÍTULO 3 GRANULOMETRÍA

3.1	Introducción	61
3.1.1	Arena	61
3.2	Metodología	65
3.2.1	Pre-tratamiento de Muestras	65
3.2.2	Granulometría	66
3.2.3	Medida gráfica de la distribución de frecuencia	66
3.3	Parámetros de Tamaño de Grano	67
3.3.1	Mediana	67
3.3.2	Media	67
3.3.3	Desviación Estándar	68
3.3.4	Oblicuidad	70
3.3.5	Curtosis	71
3.4.	Diagramas Bivariantes para interpretar los ambientes deposicionales	73

CAPÍTULO 4 GEOQUÍMICA

4.1	Introducción	82
4.2	Metodología	84
4.3	Resultados	84
4.3.1	Geoquímica de los elementos traza	84
4.3.1.1	Elementos litófilos del ion grande (LILE) Rb, Ba, Sr, Th, y U.	84
4.3.1.2	High field strength elements (HFSE): Y, Zr, Nb, y Hf	84
4.3.1.3	Elementos traza de transición (TTE): V, Cr, Co, Cu, Ni, y Sc	86
4.3.1.4	Elementos de tierras raras (REE)	86
4.4	Discusión	89
4.4.1	Composición del área fuente	89
4.4.2	Fraccionamiento mineral	100

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES

5.1	Microtexturas	109
5.2	Granulometría	110
5.3	Geoquímica	

ANEXOS

Anexo 1 Coordenadas de las muestras	115
Anexo 2 Tabla 3.1 Análisis de Granulometría de las muestras de Cazones, Sonora y Acapulco	118
Anexo 3 Curvas de Frecuencias de las muestras de Cazones, Sonora y Acapulco	121
Anexo 4 Tabla 4.1 Concentración de Elementos Traza en ppm de las arenas de las playas Cazones, Sonora y Acapulco	126
Anexo 5 Tabla 4.2 Concentraciones de Elementos de Tierras Raras (ppm) de arenas de las playas Cazones, Sonora y Acapulco.	129

REFERENCIAS	132
--------------------	-----

Lista de Figuras

Fig. 1.1 Mapa que muestra los estados donde se realizó el muestreo en la República Mexicana.	18
Fig. 1.2 Mapa Geológico del área de estudio Cazones, mostrando la localización de las muestras.	21
Fig. 1.3 Mapa Geológico del área de estudio Desemboque, Sonora, mostrando la localización de las muestras.	24
Fig. 1.4 Mapa Geológico del área de estudio Bahía Kino, Sonora, mostrando la localización de las muestras.	28
Fig. 1.5 Mapa Geológico del área de estudio Lázaro Cárdenas, Michoacán; mostrando la localización de las muestras.	31
Fig. 1.6 Mapa Geológico del área de estudio Zihuatanejo, Guerrero, mostrando la localización de las muestras.	37
Fig. 1.7 Mapa Geológico del área de estudio Acapulco, Guerrero; mostrando la localización de las muestras.	42
Fig. 2.1 Granos de cuarzo sub-redondeados mostrando cavidades grandes y medianas.	50
Fig. 2.2 Granos de cuarzo mostrando bordes curvos y cavidades.	50
Fig. 2.3 Granos de cuarzo sub-redondeados mostrando un desarrollo de cavidades a lo largo de los planos cristalográficos.	51
Fig. 2.4 Granos de cuarzo sub-redondeados con cavidades de medianas a pequeñas.	51
Fig. 2.5 Mezcla de población angular (más dominante) y granos de cuarzo sub-redondeados.	51
Fig. 2.6 Granos de cuarzo sub-hedrales y sub-redondeados.	51
Fig. 2.7 Granos de cuarzo angulares y sub-redondeados.	52
Fig. 2.8 Granos de cuarzo muy angulares y sub-angulares.	52

Fig. 2.9 Vista de cerca de la foto anterior, mostrando fractura concoidal de tamaño medio.	52
Fig. 2.10 Grano mostrando una fractura concoidal de gran tamaño (cavidad lenticular).	52
Fig. 2.11 Granos de cuarzo angulares y sub-angulares mostrando fracturas concoidales.	53
Fig. 2.12 Granos de cuarzo muy angulares mostrando fracturas concoidales.	53
Fig. 2.13 Fracturas concoidales con pasos arqueados.	53
Fig. 2.14 Granos de cuarzo mostrando el desarrollo de estrías en la superficie.	53
Fig. 2.15 Grano con marcas de tipo chatter (ondulada) en la superficie.	54
Fig. 2.16 Granos de cuarzo sub-hedrales mostrando la fragmentación en la superficie el cristal y la forma crescent.	54
Fig. 2.17 Granos mostrando diferentes tipos de fragmentación.	54
Fig. 2.18 Grano de cuarzo sub-hedral mostrando cavidades grabadas.	54
Fig. 2.19 Granos de cuarzo fragmentados con superficies lisas mostrando partículas adheridas.	55
Fig. 2.20 Grano de cuarzo sub-redondeado mostrando un alto relieve y patrones en forma de V pequeños y grandes.	55
Fig. 2.21 Grano de cuarzo sub-hedral fragmentado mostrando fisuras de solución en la superficie.	56
Fig. 2.22 Grano de cuarzo con fisuras de solución y mostrando sobrecrecimiento cristalino.	56
Fig. 2.23 Grano triangular mostrando glóbulos de sílice.	56
Fig. 2.24 Flor de sílice en la superficie del grano de cuarzo.	56
Fig. 3.2 Diagrama bivalente de medio grafico contra desviación estándar (Friedman, 1961 & Moiola y Weiser, 1968).	73
Fig. 3.3 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).	74

- Fig. 3.4** El diagrama de oblicuidad gráfica contra medio gráfico propuesta por Moiola y Weiser (1968) se ha utilizado para la diferenciación de ambientes de playa y de duna. 75
- Fig. 3.5** El diagrama de oblicuidad gráfica contra el de desviación estándar gráfica, los campos propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968) indica que la concentración de todas las muestras caen principalmente en el ambiente de playa. 76
- Fig. 3.6** Kurtosis gráfica contra oblicuidad gráfica se ha propuesto para distinguir ambientes de playa y de río (Friedman, 1967) y este indica claramente que todas las muestras de las tres diversas playas son derivadas principalmente por la influencia de ambos ambientes de río y de playa. 77
- Fig. 3.7** El diagrama de desviación de estándar de phi contra la oblicuidad de phi fue propuesto por Friedman (1967) para distinguir los ambientes de río y de playa y en este todas las muestras caen en ambos ambientes de playa y de río. 78
- Fig. 3.8** En el diagrama de medio gráfico contra el oblicuidad gráfica los campos (playa y duna) propuestos por Moiola y Weiser (1968), y Hails y Hoyt (1969) son incluidos y en el diagrama, la mayoría de las muestras caen en el ambiente de playa, excepto por pocas muestras, las cuales caen en el ambiente de duna. 79
- Fig. 3.9** El diagrama triangular de arena-limo-arcilla propuesto por Folk (1980) confirma las diferencias en los tamaños de grano entre tres las diversas playas. 81
- Fig. 4.1** Diagrama normalizado de multi-elementos para las arenas de Cazonas, Baja California y Acapulco y normalizados sobre el promedio de la Corteza Continental Superior (Taylor and McLennan; McLennan, 2001), usando los siguientes valores (en ppm): Sc = 13.6, V = 107, Cr = 35, Co = 10, Ni = 20, Cu = 25, Zn = 71, Rb = 112, Sr = 350, Zr = 190, Ba = 550, Hf = 5.8, Pb = 20, Th = 10.7 y U = 2.8. Dos líneas horizontales para los valores Roca/Corteza Continental Superior de 1 a 0.1 son incluidos para referencia. 85
- Fig. 4.2** Diagrama normalizado de Condrita – Elementos de Tierras Raras para las arenas de playa de Cazonas, Baja California y Acapulco. Los valores normalizados de Condrita son tomados de Taylor y McLennan (1985). Los valores de la Corteza Continental Superior (UCC) son también incluidos para referencia (Taylor y McLennan, 1985). Nótese el anormal enriquecimiento de Σ REE en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1) y la preservación de los patrones similares de REE. Σ REE = Elementos Totales de Tierras Raras. 88

- Fig. 4.3** El diagrama bivalente de Cr/V contra Y/Ni para las muestras estudiadas. ¹ arenas de playa de este estudio; los datos promedio para la comparación son de ² Taylor y McLennan (1985); ³ Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. La alta concentración de Y/Ni en dos muestras no es debido a la adición de la rocas máficas como roca fuente y es debido a las altas concentraciones de Y en estas muestras. 92
- Fig. 4.4** Diagrama bivalentes V-Sc para las arenas de playa. ¹ Este estudio ² Valores de la Corteza Continental Superior (UCC), (Taylor y McLennan, 1985). Nótese las altas concentraciones de Sc y V en tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1). 93
- Fig. 4.5** Diagrama bivalente Th/Sc para las muestras de este estudio. ¹ arenas de este estudio; datos promedio para la comparación de ² Taylor y McLennan (1985); ³ Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. Nótese la buena discriminación en el cociente de Th/Sc para las tres diferentes áreas de estudio, las cuales indican una discriminación geoquímica entre ellas en los diferentes ambientes tectónicos, Pasivo (Cazones), *Rift* (Baja California) y Activo (Acapulco) 95
- Fig. 4.6** El diagrama triangular La-Th-Sc para la procedencia de las arenas de este estudio. ¹ arenas de este estudio; datos promedio para la comparación son de ² Taylor y McLennan (1985); ³ Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. Nótese la discriminación geoquímica entre las tres diferentes áreas de estudio 96
- Fig. 4.7** El diagrama bivalentes Co/Th contra La/Sc. ¹ arenas de playa de este estudio; datos promedio para la comparación son de ² Taylor y McLennan (1985); valores promedio de la roca fuente son de Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. Otra vez, nótese una excelente discriminación geoquímica entre las áreas de estudio. 97
- Fig. 4.8** El Diagrama bivalentes Th-Th/U para las muestras de este estudio. No hay tendencias de intemperismo observables, los valores de las muestras están por debajo de los valores de la Corteza Continental Superior (Taylor y McLennan, 1985). 98
- Fig. 4.9** El diagrama Th-LREE (Low Rare Earth Elements) para las tres áreas de estudio. Nótese la correlación positiva entre Th y LREE. 101
- Fig. 4.10** El diagrama bivalente de Zr/Sc - Th/Sc para las muestras de arena. Ver texto de explicación. 102

Fig. 4.11 El diagrama Th-HREE (Heavy Rare Earth Elements) para las muestras de las tres áreas de estudio. Nótese la correlación positiva entre Th y HREE.	104
Fig. 4.12 El diagrama bivariantes de Th-(Σ REE) (Total Rare Earth Elements) para las tres áreas de estudio. Nótese la correlación positiva entre Th y Σ REE.	104
Fig. 4.13 El diagrama Zr-LREE (Low Rare Earth elements) para las arenas de playa de este estudio. Nótese que la correlacion negativa entre Zr y LREE.	105
Fig. 4.14 El diagrama bivariante de Zr-HREE (Heavy Rare Earth Elements) para las arenas de playa del estudio. Nótese la correlación negativa entre el Zr y las HREE. Las muestras que contienen zircón y monacita se muestran en la figura.	105
Fig. 4.15 El diagrama Zr- Σ REE (Total Rare Earth Elements) de las arenas de playa del estudio. Nótese la correlación negativa entre Zr y Σ REE.	106
Fig. 4.16 El diagrama $Gd_N/Yb_N - Gd_N$ (N = valores normalizados de Condrita) para las tres áreas de estudio. La adición de monacita en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1) son claramente mostradas en la figura.	107

Lista de Tablas

Tabla 2.1 Microtexturas identificadas en los granos de cuarzo de la Playa de Tecolutla	49
Tabla 2.2 Historia de deposición basado en las microtexturas comunes	60
Tabla 4.3 Comparación de concentraciones entre las muestras Acapulco 13, 7 y 1 con el resto de las muestras analizadas	89
Tabla 4.4 Rangos de cocientes de elementos en la arena de playa de este estudio comparado con fracciones similares derivados de rocas félsicas, máficas y Corteza Continental Superior	94

JUSTIFICACIÓN

Solo unos pocos estudios han sido publicados sobre arenas de Cazes, Acapulco y Sonora en México. Algunos autores publicaron sobre las características de tamaño de grano de arenas de playa de México (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2007; Kasper-Zubillaga y Faustinos-Morales, 2007; Okazaki *et al.*, 2001; Carranza Edwards *et al.*, 1998, 2001; Cabrera-Ramirez y Carranza-Edwards, 2002; Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995).

Estos autores describieron claramente las variaciones en tamaño de grano y diferencias texturales. Otros estudios en geoquímica en las playas mexicanas están enfocados a concentraciones de metales pesados (Rosales-Hoz y Carranza-Edwards, 1998; Rosales-Hoz *et al.*, 1999; Rosales-Hoz y Carranza-Edwards, 2001; Rosales-Hoz *et al.*, 2003) y elementos de tierras raras (Kasper-Zubillaga *et al.*, 1999, 2007).

Pero ninguno de estos estudios se enfocó a la interpretación de las variaciones geoquímicas en base al ambiente tectónico. De este modo nuestro estudio es el primero, que detalla claramente sobre las variaciones geoquímicas en las tres diferentes playas (Cazes, Acapulco y Sonora), basados en el ambiente tectónico. En este estudio, damos la composición geoquímica de las arenas de playa son muy dependientes del ambiente tectónico de la cuenca, de donde son derivados los sedimentos originalmente. Este estudio también describe las variaciones de microtexturas y texturales entre las tres diferentes playas.

Esperamos que este estudio y nuestros descubrimientos sean útiles en el campo de las Ciencias de la Tierra, especialmente en México.

OBJETIVO GENERAL

El objetivo principal de este estudio es realizar un estudio comparativo e interpretar las diferencias geoquímicas y granulométricas de las arenas de las tres playas (Cazones, Sonora y Acapulco) diferentes, en base a su ambiente tectónico; por ejemplo, el área Golfo de México es un ambiente pasivo, el Océano Pacífico es activo y el Golfo de California es de *rift*.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Calcular los parámetros de tamaño de grano para interpretar las variaciones de textura en las arenas de los diferentes lugares de muestreo como Cazones (Veracruz), Acapulco (Guerrero) y Desemboque y Bahía de Kino (Sonora).
2. Describir las características de microtextura en granos de cuarzo e interpretar la procedencia y ambientes deposicionales usando las diferentes microtexturas.
3. Determinar las diferencias en la procedencia de las arenas en las áreas de Cazones (Veracruz), Acapulco (Guerrero) y Desemboque y Bahía de Kino (Sonora).
4. Interpretar las diferencias en la composición geoquímica en base a las diferencias de tamaño de grano.
5. Identificar una relación geoquímica-ambiente tectónico usando la composición de elementos trazas y raras de las muestras de las playas Cazones, Acapulco y Sonora.
6. Interpretar el motivo de las variaciones en las cantidades de las tierras raras en las muestras.
7. Interpretar la clasificación hidráulica de las arenas durante su transporte.

8. Evaluamos las características de la roca fuente de las arenas de playa a partir de tres diversas áreas de estudio Cazonas (Veracruz), Acapulco (Guerrero) y Desemboque y Bahía de Kino (Sonora), usando la geoquímica de elementos traza y de tierras raras.
9. Describir la importancia de algunos elementos traza para distinguir si la roca fuente es félsica, máfica, y/o ultramáfica.
10. Interpretar la relación entre la geoquímica y ambiente tectónico usando los elementos traza y de tierras raras.
11. Interpretar la razón de la variación en la concentración (enriquecimiento o empobrecimiento) de las tierras raras y sus patrones a lo largo de las tres diversas áreas de muestras de playa.
12. Puesto que las tres áreas del estudio pertenecen a diversos ambientes tectónicos (Cazonas - pasivo; Sonora - *rift*; y Acapulco - activo), interpretamos las diferencias en traza y el contenido de REE entre tres diferentes ambientes tectónicos y nosotros tabulamos claramente los elementos traza/REE, que son altamente útiles para la discriminación tectónica.
13. Describir claramente el efecto del clasificado hidráulico de los minerales pesados entre las arenas de la playa.

ESTRUCTURA DE TESIS

Este trabajo de tesis incluye, cuatro capítulos sobre conceptos, introducción, microtexturas, granulometría y geoquímica y las referencias del capitulado antes mencionado.

En el capítulo 1, se da una introducción general e incluye una descripción de la geología de cada lugar de muestreo en las diferentes playas de México en forma general y particular de los lugares, así como el marco tectónico de las cuales la litología es de gran influencia en la composición geoquímica de las muestras.

En el capítulo 2, se trata básicamente sobre las microtexturas presentes en las muestras de arenas del área de estudio de Cazonas, dando una introducción sobre la información que aportan estas texturas y en que ambiente de actividad tectónica las podemos encontrar o de donde provienen.

En el capítulo 3, se describe la metodología realizada así como los resultados obtenidos de los estudios granulométricos en las muestras, equipo utilizado, en este apartado los datos reportados son anexados en tabla para que los lectores puedan consultarlos.

En el capítulo 4, se desarrolla el tema de la geoquímica de las arenas por medio de elementos traza y tierras raras principalmente, a las conclusiones a las cuales se llegó se mencionan aquí.

CAPÍTULO 1

GEOLOGÍA

1. Introducción y Localización

La República Mexicana es rica en una gran variedad de rocas, estructuras y formaciones de interés geológico, que surgieron como resultado de la acción de fenómenos volcánicos, tectónicos y otros, tanto internos como externos, ocurridos a lo largo del tiempo geológico. La interpretación de todos estos elementos puede llevar a la reconstrucción de la historia geológica del territorio nacional.

Por ello el interés de estudiar sólo una parte de ella y la granulometría en arenas de playa es importante, para conocer los ambientes tectónicos en los cuales se desarrolla hoy en día la evolución geológica de México, además de poder dar una interpretación general de los procesos que ahí ocurren.

En la Figura 1.1, tenemos la localización en la Republica Mexicana de los estados donde se realizaron los muestreos y donde se tienen las tres playas como áreas de estudio que son Cazonas en el estado de Veracruz, Bahía de Kino y Desemboque en el estado de Sonora y Acapulco en el estado de Guerrero, estando las localidades de muestreo en las siguientes coordenadas:

- 1.- Cazonas entre 20°30' - 21°00' de Latitud Norte y a 97°30' de Longitud Oeste,
- 2.- Bahía de Kino entre 28°30' - 29°00' de LN y a 111°30' - 112°00' de LW,
- 3.- Desemboque a 30°30' de LN y a 113°00' de LW,
- 4.- Lázaro Cárdenas a 18°00' de LN y a 102°30' de LW,
- 5.- Zihuatanejo a 18°00' de LN y a 102°00' de LW,
- 6.- Acapulco a 17°00' de LN y a 100°00' de LW.

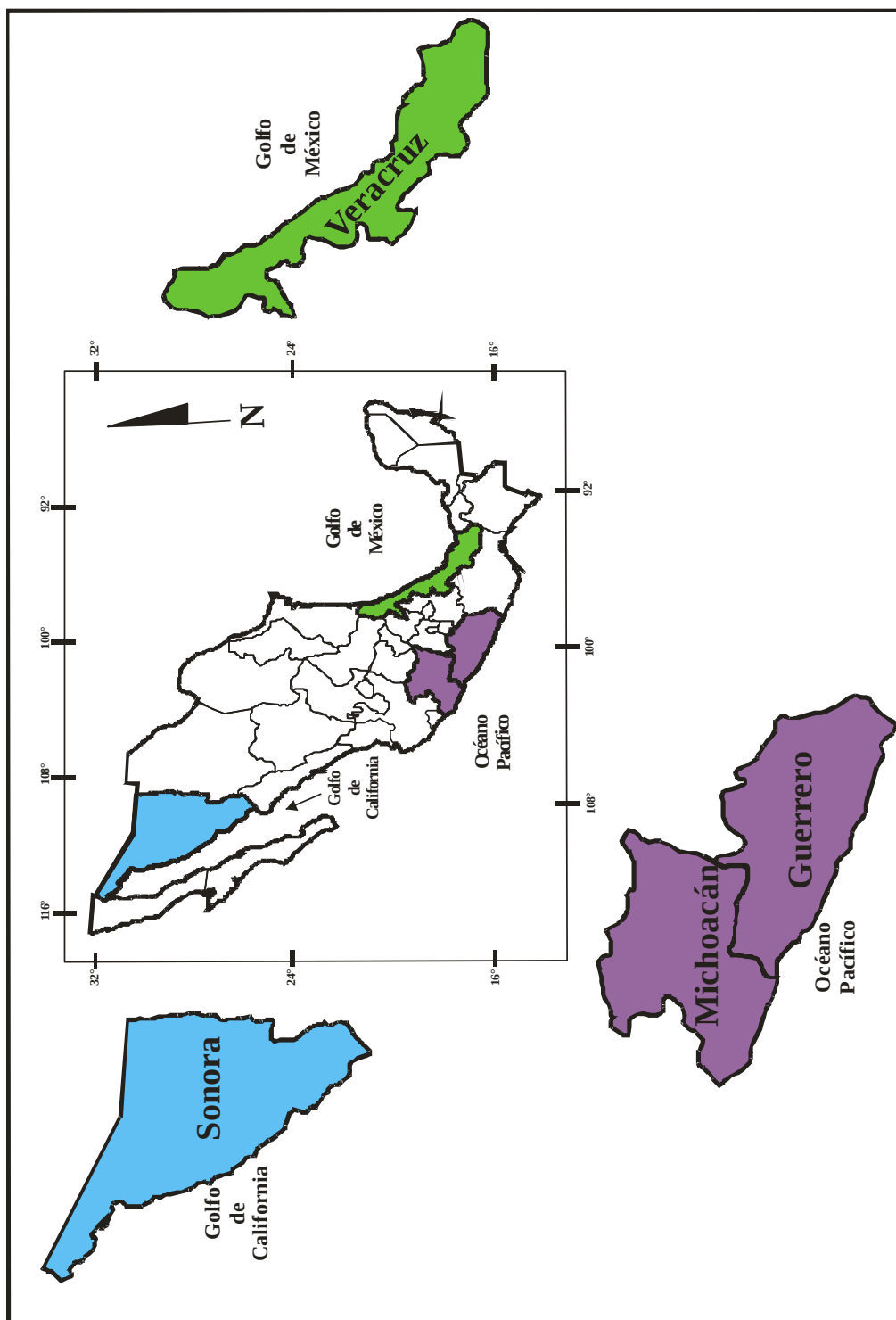


Fig. 1.1 Mapa que muestra los estados de donde se realizó el muestreo en la República Mexicana.

La geología de las áreas donde se muestreo es un tanto compleja por ello se han descrito independientemente para su mayor entendimiento y así poder correlacionar los ambientes tectónicos en los cuales se han formado las arenas a estudiar.

Se tienen 3 áreas específicas que son:

1. El área del Golfo de México que se muestreo en el río Cazonen en el estado de Veracruz;
2. El área del Golfo de California muestreando en dos zonas diferentes de las costas de Sonora: Playa Desemboque y Bahía de Kino;
3. La costa del Océano Pacífico donde se muestreó en tres diferentes áreas que son: Zihuatanejo y Bahía de Acapulco en el estado de Guerrero y Lázaro Cárdenas en el estado de Michoacán.

1.1 Golfo de México

1.1.1 Cazonen de Herrera, Veracruz

En esta localidad se colectaron 20 muestras en la desembocadura del Río Cazonen (Fig. 1.2) siendo denominadas “Caz #”.

1.1.1.1 Hidrología

Forma parte de la Región Hidrológica Tuxpan – Nautla que ocupa la porción noreste del estado de Veracruz. Está integrada por las cuencas de los afluentes de los ríos Nautla, Tecolutla, Cazonen y Tuxpan además de la Laguna de Tamiahua. (CRM, 1994).

1.1.1.2 Fisiografía

Pertenece a la Llanura Costera del Golfo Norte, la cual se extiende desde el río Bravo hasta la zona de Nautla y en esta provincia predominan los sedimentos marinos no consolidados tales como arcillas, arenas y conglomerados. Los principales ríos son: Bravo, Soto la Marina, Tamesí, Pánuco, Tuxpan, Cazonen, Tecolutla y Nautla. (CRM, 1994).

1.1.1.3 Geología del área del Río Cazon

En la zona afloran dos tipos de materiales geológicos que son del Terciario (Oligoceno, Mioceno y Plioceno) y del Cuaternario (Pleistoceno y Reciente) Fig. 1.2.

En el Oligoceno (To) las rocas están formadas por una secuencia de lutitas y areniscas de las formaciones Mesón, Alazán, Coatzintla, Palma Real, Horcones, La Laja y Conglomerado Nanchital. Estas rocas fueron depositadas en un ambiente marino de aguas marginales o poco profundas, mientras que las lutitas en ocasiones son arenosas, de colores gris claro a gris oscuro; las areniscas son de grano medio y en algunos sitios son arcillosas. La secuencia también tiene intercalaciones de margas de color gris, calizas coralinas y conglomerados. Sobreyace discordantemente sobre las rocas del Paleoceno y concordantemente a los sedimentos del Eoceno y afloran extensamente sobre las porciones norte y centro del estado de Veracruz. (CRM, 1994).

El Mioceno (Tm) se presenta ampliamente cubriendo las porciones noreste, centro y sureste de la misma y está representado por sedimentos arcillo-arenosos de las formaciones Tuxpan, Escolín, Cedral, Paraje Solo, Filisola, Concepción Inferior y Superior, Encanto y Depósito. En las localidades de Huitepec, Tenixtepec, Papantla, Cazon, Tuxpan y oeste de Tamiahua aflora la Formación Tuxpan, que fueron depositadas en aguas marinas someras; y se corresponden con lutitas de color azul en partes arenosas y arenisca de grano medio a fino, ocasionalmente calcárea, de color crema, y que descansan en discordancia sobre los depósitos del Oligoceno. (CRM, 1994).

El Plioceno (Ige) es representado por rocas ígneas extrusivas, de las cuales la actividad volcánica comenzó a finales del Terciario y continuó hasta el Cuaternario. (Demant, A. 1978) Inicialmente el vulcanismo fue de composición andesítica, también se presentan las de composición intermedia y en mucho menor cantidad, las ácidas.

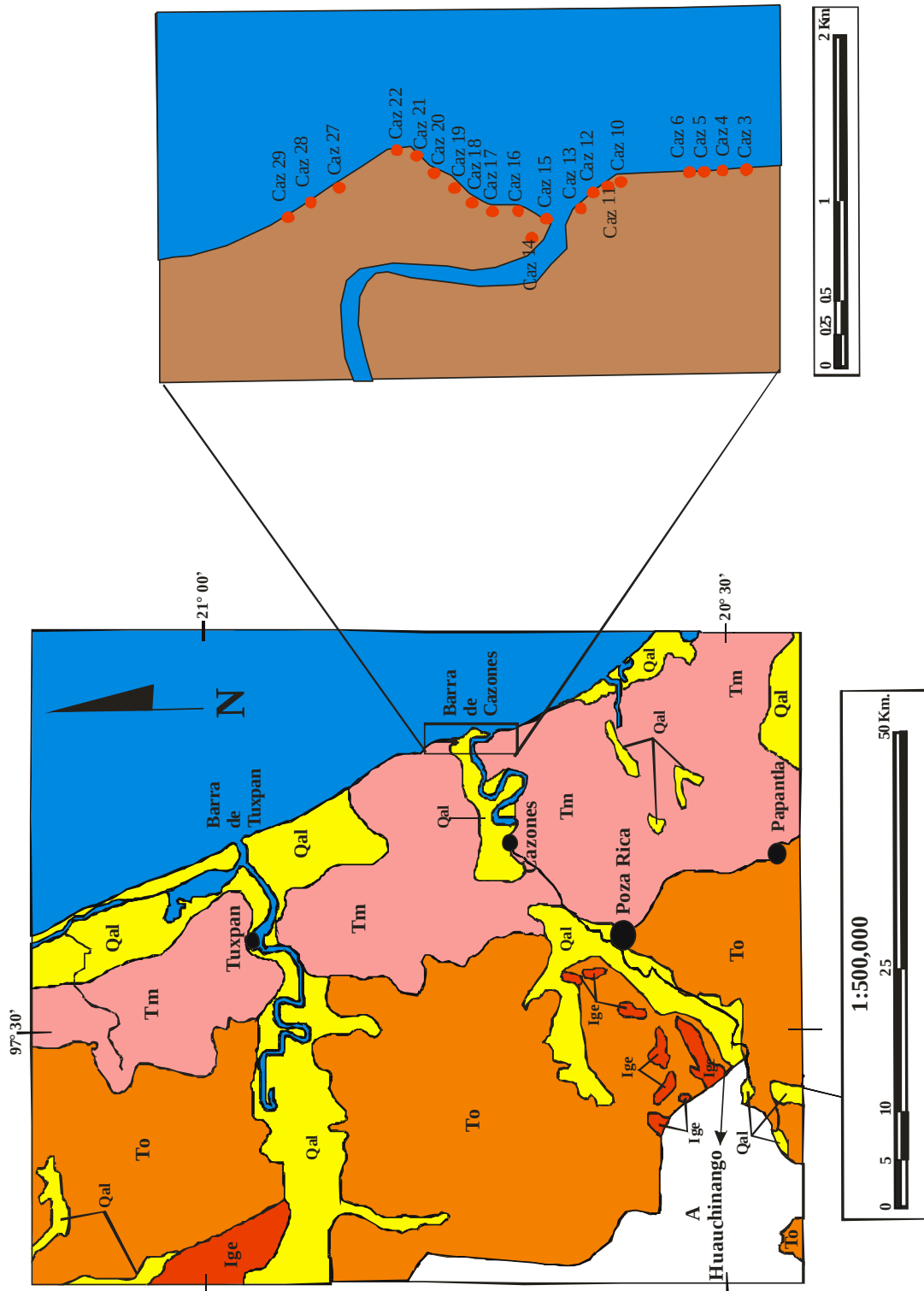


Fig. 1.2 Mapa Geológico del área de estudio Cazon, mostrando la localización de las muestras. (CRM, 1994)

El Pleistoceno Reciente (Qal) se representa por depósitos de arena, gravas, limos y arcillas que se encuentran sin consolidar. Son el producto de la desintegración por intemperismo de las rocas preexistentes, que fueron y siguen siendo erosionadas y cuyos residuos son transportados y depositados en las porciones topográficamente bajas. En la porción central de la entidad estos depósitos forman una planicie que cubre una gran extensión. También son abundantes en las márgenes y lechos de los ríos y arroyos, así como en la proximidad de la línea de costa. (CRM, 1994).

1.1.1.4 Marco Tectónico

Los principales elementos tectónicos que controlaron el depósito y deformación de las rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias del noreste y sureste del estado de Veracruz, lo constituyen el Anticlinorio de Huayacocotla, Macizo de Teziutlán, Plataforma de Córdoba, el Macizo Volcánico de los Tuxtlas y la Cuenca Salina del Istmo, así como la Cuenca Tampico-Tuxpan con la Antefosa de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz. (CRM, 1994).

Cuenca de Tampico – Tuxpan.- Está localizada en la parte norte del estado de Veracruz, extendiéndose en el extremo sur del estado de Tamaulipas y las porciones más orientales de los estados de San Luis Potosí, Hidalgo y norte de Puebla. La cuenca tiene la forma de un arco semielíptico, abierto hacia el Golfo de México, y está delimitada por el arco de Tamaulipas y el homoclinal regional de San José de las Rusias, al oeste con la Sierra Madre Oriental, y al sur, con el Bloque Tectónico de Teziutlán. El carácter de cuenca de esta región obedece al hundimiento del área ocupada por el archipiélago de Tamaulipas, provocado en gran parte por los esfuerzos que plegaron y fallaron la Sierra Madre Oriental a principios del Terciario. (CRM, 1994).

1.2 Golfo de California

1.2.1. Desemboque, Sonora

En el área de muestreo se colectaron 10 muestras, de las cuales 5 fueron en la línea de marea baja y 5 en marea alta, siendo nombradas “ARK #L” para la marea baja y “ARK #H” para la alta (Fig. 1.3).

1.2.1.1 Hidrología

Forma parte de la región hidrológica Sonora Norte; comprende las cuencas de los ríos Concepción, San Ignacio, El Plomo, Altar, Cocospera y Sonoita. En esta región se ubican las presas El Plomo, Cuauhtémoc y Comaquito. (CRM, 1992).

1.2.1.2 Fisiografía

Pertenece a la Sierra Madre Occidental que se divide en dos subprovincias, denominadas: de Barrancas (Altiplanicie Lábrica), y de Sierras y Valles Paralelos (Sierras Alargadas). (INEGI, 1984)

1.2.1.3 Geología del área de Desemboque

La geología del área de Sonora se muestra en la figura 1.3, que explica lo siguiente:

El Paleozoico Superior Sedimentario (Pss) se caracteriza por tener calizas, limolitas y areniscas de edad Pérmico Medio. Las secuencias presentan facies calcáreas más homogéneas en todo el estado pero Rangin (1978) considera que hay una graduación en las facies de la plataforma ya que en norte se presentan facies de plataforma externa, mientras que en el sur son de facies internas.

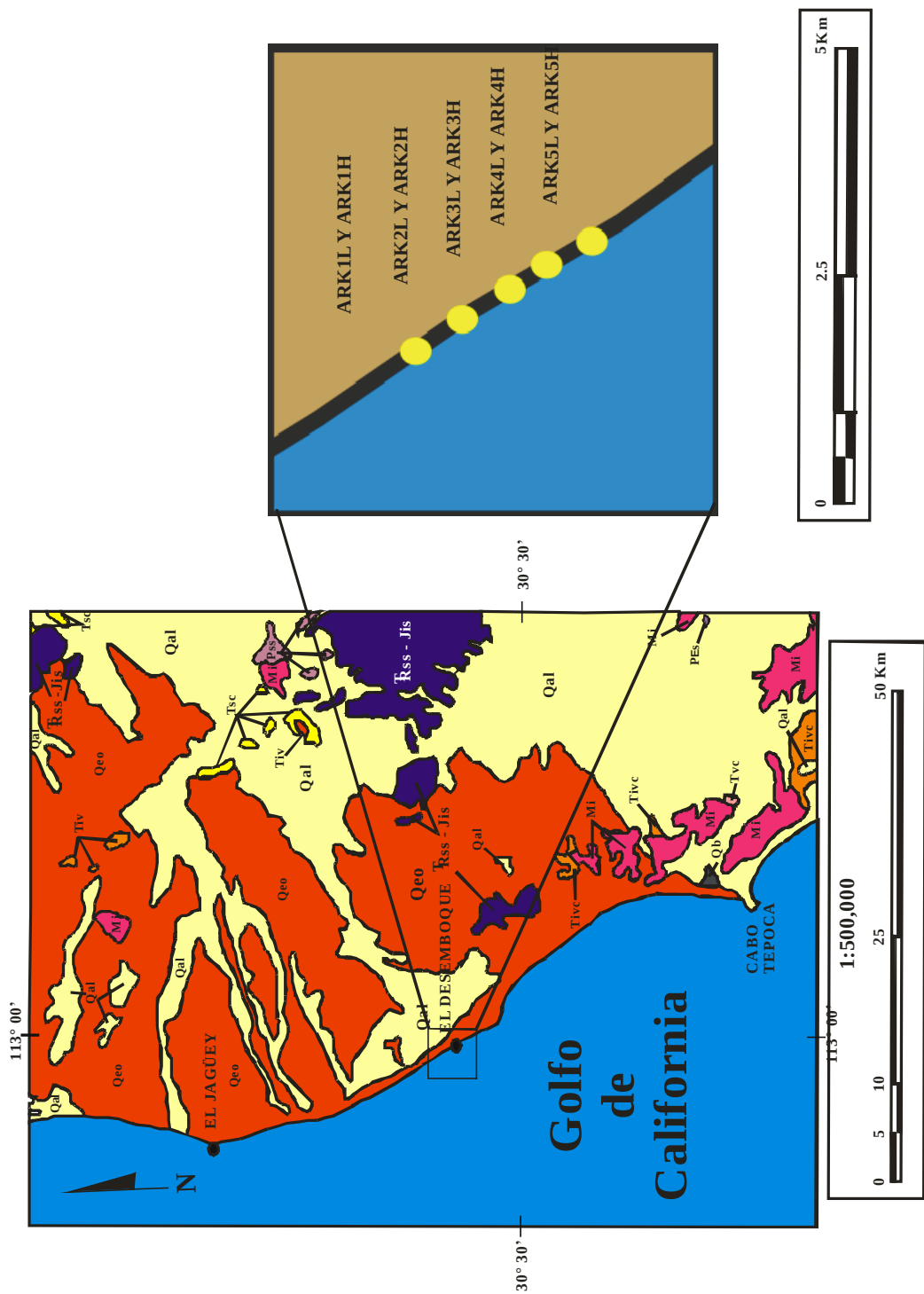


Fig. 1.3 Mapa Geológico del área de estudio Desemboque, Sonora; mostrando la localización de las muestras. (CRM, 1992).

El Triásico-Jurásico Sedimentario (TRss-Jis) incluye areniscas, limolitas con mantos de carbón del Triásico Tardío - Jurásico Temprano que constituye el Grupo Barranca. Afloran en la porción central de Sonora. Al poniente de Caborca, aflora una secuencia equivalente en edad, pero de ambiente marino. (CRM, 1992).

El Mesozoico Intrusivo (Mi) incluye granitos, granodioritas, cuarzomonzonitas y gabros con edades del Cretácico Tardío al Terciario Temprano (relacionados a la Orogenia Laramide). También se pueden encontrar capas vulcanoclásticas, areniscas, lutitas y calizas; del Grupo Cabullona. (CRM, 1992).

El Mesozoico Metamórfico Indiferenciado (Mm) esta caracterizado por meta andesitas del Grupo Coyotillo y están parcialmente afectadas por dinamometamorfismo. (CRM, 1992).

El Terciario Inferior Volcánico (Tiv) abarca tobas y derrames de composición andesítica, latítica y riolítica, generalmente alteradas y muy deformadas. También se observaron tobas riolíticas intercaladas con interestratificación de basalto, tobas y piroclastos del Oligoceno-Mioceno (King, 1939). Su máximo espesor se encuentra en la Sierra Madre Occidental.

El Terciario Inferior Vulcanoclástico (Tivc) comprende ignimbritas, brechas, tobas y aglomerados de composición riolítica con escasos derrames andesítico. Se define en tres formaciones diferentes que son: Fm. Elenita, Henrietta y La Mesa, (Valentine, 1936) aflorando estas rocas en la parte centro-este del estado de Sonora, en la Provincia de Sierras y Valles Paralelos.

El Terciario Superior Clástico (Tsc) se caracteriza por depósitos de potentes espesores de sedimentos clásticos continentales como areniscas, conglomerados, lodolitas presentando un vulcanismo basáltico de tipo derrame intercalado (Formación Baúcarit). (Aguilera, 1920).

El Aluvión del Cuaternario (Qal) son depósitos aluviales y de talud en su gran mayoría. (CRM, 1992).

También se presentan unidades de sedimentos Eólicos del Cuaternario (Qeo). (CRM, 1992).

1.2.2 Bahía de Kino, Sonora

En el área de muestreo se colectaron 16 muestras, de las cuales 8 fueron en la línea de marea baja y 8 en marea alta, siendo su denominación “BK #H” para las de marea alta y “BK #L” para las de baja (Fig. 1.4).

1.2.2.1 Hidrología

Forma parte de la región hidrológica Sonora Sur, es la más extensa e importante del estado, comprende las cuencas de los ríos Mayo, Yaqui, Matape, Sonora y Bacoachi. (CRM, 1992).

1.2.2.2 Fisiografía

Pertenece a la Sierra Madre Occidental que se divide en dos subprovincias, denominadas: de Barrancas (Altiplanicie Lábrica), y de Sierras y Valles Paralelos (Sierras Alargadas). (CRM, 1992).

1.2.2.3 Geología del área de la Bahía de Kino

En la zona afloran diferentes tipos de materiales (Fig. 1.4), como son sedimentarios y volcánicos, que a continuación se describen:

El Paleozoico Superior Sedimentario (Pss) se caracteriza por tener calizas, limolitas y areniscas de edad Pérmico Medio que constituyen la Formación Monos y calizas fosilíferas de edad Pérmico Temprano, todas de plataforma. En el sur del estado que es donde se localiza la bahía, se presentan facies calcáreas más homogéneas; también se reportan calizas masivas del Pérmico, siendo de extensión moderada pero con numerosos afloramientos.(King, 1939).

El Mesozoico Intrusivo (Mi) incluye granitos, granodioritas, cuarzomonzonitas y gabros con edades del Cretácico Tardío al Terciario Temprano (Laramide). También se pueden encontrar capas vulcanoclásticas, areniscas, lutitas y calizas; correspondientes al Grupo Cabullona. (CRM, 1992).

En el Jurásico Inferior Sedimentario (Jss) en Bahía de Kino se reportó una secuencia de alternancia de areniscas cuarzosas con lutitas carbonosas, con 2000 m. de espesor, con amonites en su base, por Flores (1929) y King (1939) pertenecientes a la Formación Caracahui.

El Terciario Inferior Volcánico (Tiv) abarca tobas y derrames de composición andesítica, latítica y riolítica generalmente alterada y muy deformadas; se encuentran tobas riolíticas interestratificadas con basalto, tobas y piroclastos del Oligoceno-Mioceno (King (1939); su máximo espesor se encuentra en la Sierra Madre Occidental.

El Terciario Superior Clástico (Tsc) cuenta con depósitos de potente espesor de sedimentos clásticos continentales como areniscas, conglomerados, y lodolitas, presentando un vulcanismo basáltico de tipo derrame intercalado (Formación Baúcarit). (Aguilera, 1920).

El aluvión del Cuaternario (Qal) presenta depósitos de dunas y talud en su gran mayoría. (CRM, 1992).

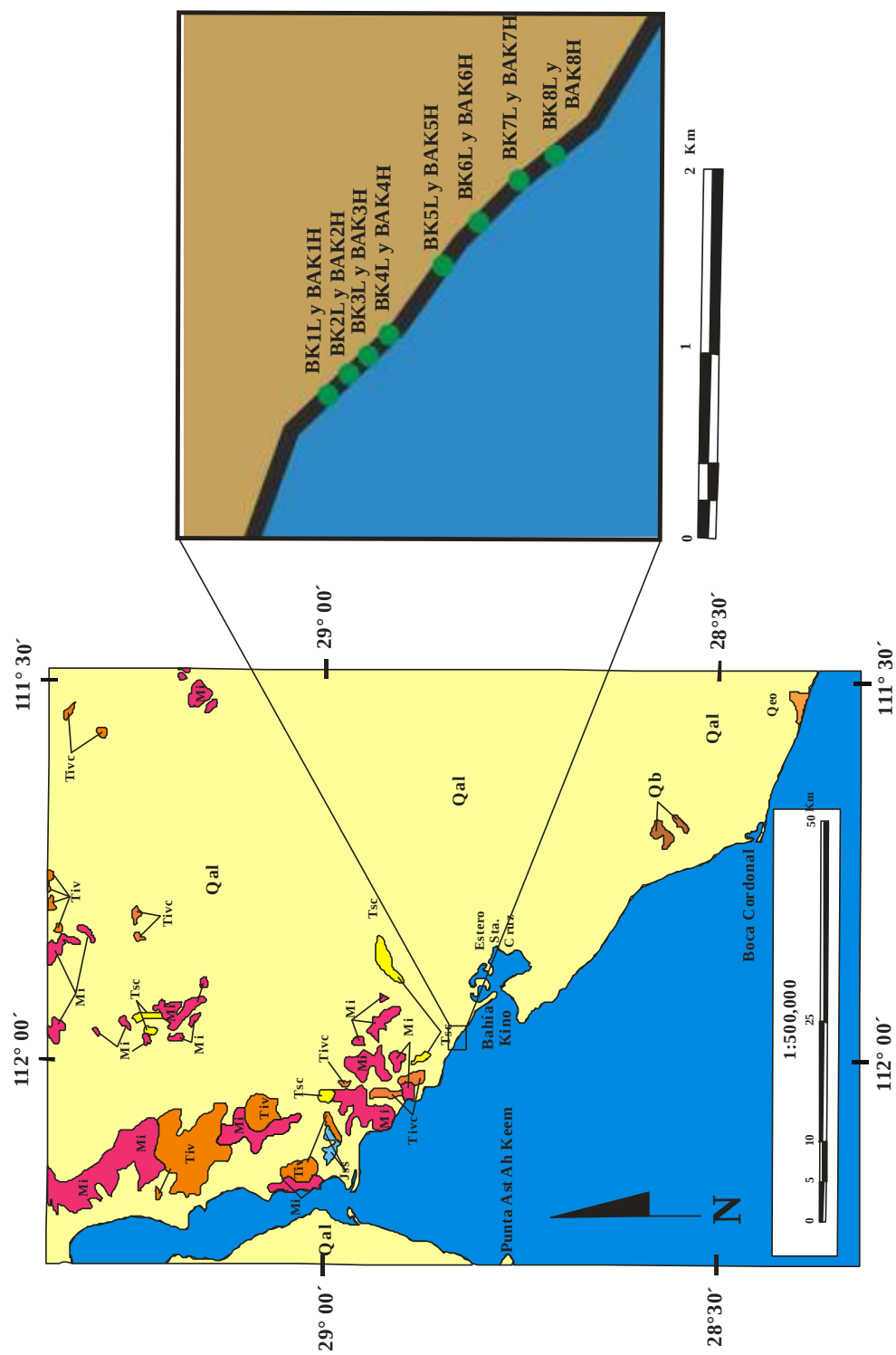


Fig. 1.4 Mapa Geológico del área de estudio Bahía de Kino, Sonora; mostrando la localización de las muestras. (CRM, 1992).

1.2.2.4 Marco Tectónico Regional de Sonora

Los principales eventos tectónicos que han afectado a través del tiempo geológico al estado de Sonora, en orden cronológico, son los siguientes:

La Orogenia Mazatzal de edad Proterozoico Temprano, se corresponde con un proceso de metamorfismo regional (Complejos Metamórfico Bámori e indiferenciado). La depositación de la secuencia carbonatada-clástica del Proterozoico Tardío en zonas de plataforma de aguas someras y la prolongación hacia el sur del Geosinclinal Cordillerano. Posteriormente, viene una estabilidad tectónica durante el Paleozoico, depositándose secuencias sedimentarias de facies de plataforma en distintas partes del estado.

Como fase subsecuente, sobrevino una depositación de cuenca ligada a un arco magmático, originado como consecuencia de la subducción de litosfera oceánica en el margen occidental de Norteamérica, durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano, produciendo un evento de metamorfismo regional que transforma la secuencia durante el Jurásico Medio-Tardío. Durante el Cretácico Inferior se inicia una transgresión marina, con una fase compresiva durante el Cretácico Medio, que provoca el plegamiento de la secuencia del Cretácico Inferior y terrenos de la franja volcánogena Jurásica.

En el intervalo del Cretácico Inferior al Terciario Inferior se presenta la Orogenia Laramide, con una etapa magmática asociada. Este evento origina el emplazamiento de un importante conjunto volcano-plutónico durante el Terciario Temprano – Cretácico Tardío. La tectónica distensiva que origina la apertura del Golfo de California y la formación de la Provincia de Sierras y Valles Paralelos se considera del Mioceno Temprano. La denudación tectónica con eventos compresivos menores, erupciones por fisuras profundas y acción continua de fuerzas exógenas, producen el desarrollo de depósitos no consolidados de aluviones y terrazas del Mioceno hasta el Reciente. (CRM, 1992).

1.3 Océano Pacífico

Durante el muestreo en el Pacífico se colectaron 19 muestras en total, siendo denominadas como “Aca #”. En el mapa de Lázaro Cárdenas (Fig. 1.5), Zihuatanejo (Fig. 1.6) y Acapulco (Fig. 1.7) aparece la localización de los muestreos.

1.3.1 Lázaro Cárdenas, Michoacán

1.3.1.1 Hidrología

Pertenece a la región hidrológica de la Cuenca del Sur o Coahuayana-Costa de Michoacán, que tiene como ríos principales Coahuayana, Española, Ostula, Chuta y Acalpica, drenando todos hacia el Pacífico. Se cuenta con la presa José Ma. Morelos, que es para la generación de energía y riego. (CRM, 1995).

1.3.1.2 Fisiografía

Pertenece a la Provincia de la Sierra Madre del Sur, pero el área de estudio se localiza en la Subprovincia Costera del Sur. (CRM, 1995).

1.3.1.3 Geología del área de Lázaro Cárdenas

A continuación se describe la geología de la figura 1.5:

En el Cretácico Inferior (Kig) se depositaron materiales vulcanosedimentarios al suroeste de la entidad, en la región costera de Michoacán, sobreyaciendo discordantemente al complejo metamórfico. La secuencia varía de facies predominantemente vulcanoclástica a vulcanosedimentaria con predominancia detrítica arcillo-arenosa. En general está constituida por una interestratificación de tobas, areniscas y conglomerados con derrames andesíticos e intercalaciones esporádicas de limolitas y lutitas.

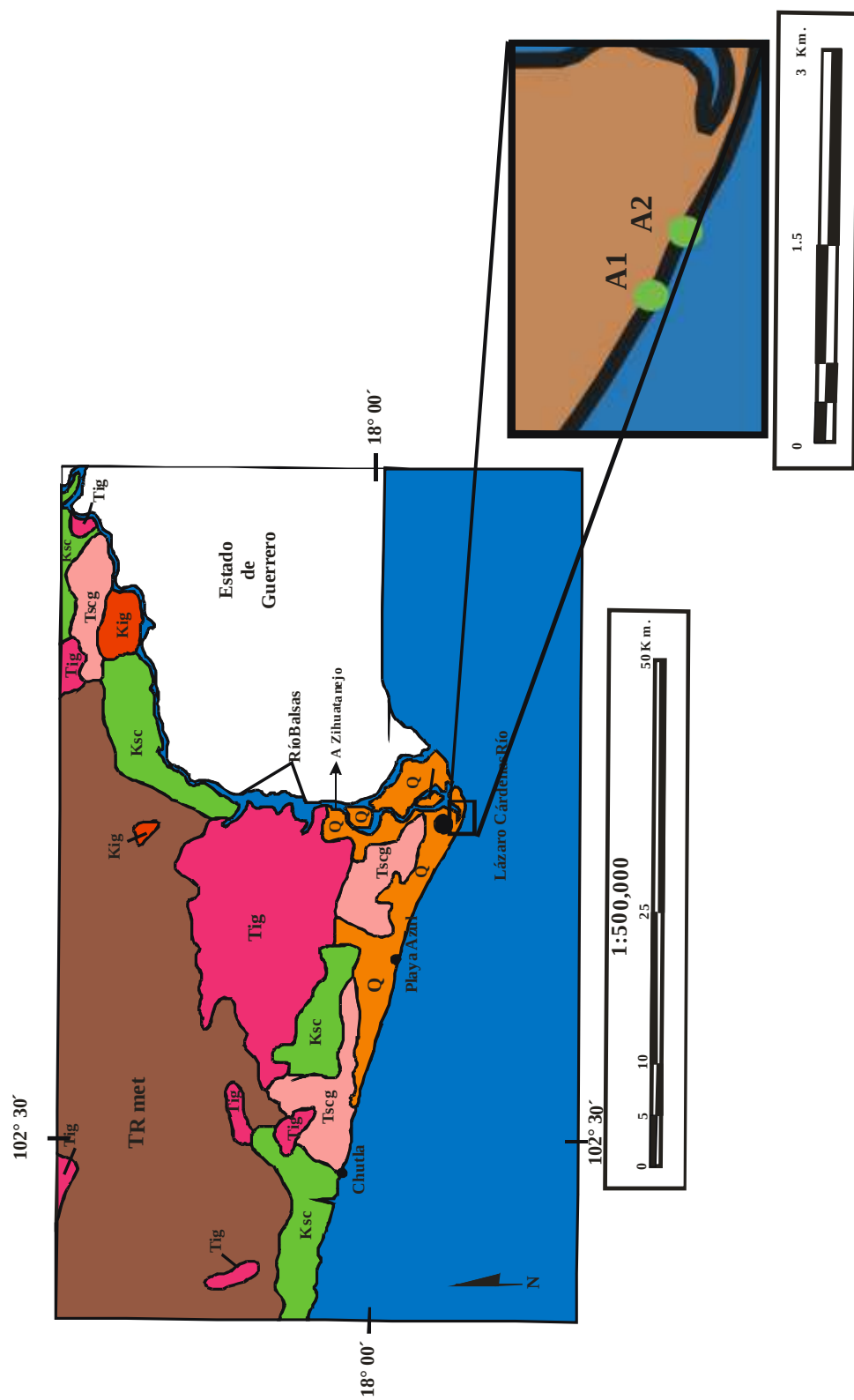


Fig. 1.5 Mapa Geológico del área de estudio Lázaro Cárdenas, Michoacán; mostrando la localización de las muestras. (CRM, 1999).

En el Cretácico Superior (Ksc) está caracterizado por un conjunto de rocas predominantemente volcánico que constituye un terreno tectono-estratigráfico de importante incidencia al sur del estado y en la zona costera. (CRM, 1995). Su distribución es un tanto irregular y la unidad colinda o está parcialmente relacionada con las secuencias vulcanosedimentarias del suroeste michoacano. Ha sido descrita como una secuencia de capas rojas compuestas de potentes estratos de andesita e ignimbrita y diversos vulcanoclásticos. En algunos sectores, al oeste de la presa El Infiernillo, estas rocas contienen pequeños yacimientos hidrotermales de cobre.

El Cretácico-Terciario (Tig) Intrusivo se encuentra abundantemente distribuido en el sur de la entidad, agrupándose en dos regiones principales: la costera y la Huacana-Huetamo. En la costera las rocas son de composición granodiorítica con variaciones a granito calcialcalino, cuarzdiorita y en menor cantidad diorita. (CRM, 1995).

En el Terciario Sedimentario (Tscg) se da origen a sedimentos clásticos continentales que afloran hacia el sureste del estado y en forma dispersa hacia el suroeste; está representado por el Grupo Balsas con litologías desde conglomerados rojos con fragmentos de calizas, pedernal y arenisca, en una matriz muy fina compuesta de arena y limo, con calcita como cementante, hasta conglomerados con fragmentos volcánicos de textura gruesa a fina, alternando con areniscas, limolitas rojas y arcillas. A veces se presentan capas de tobas y arena tobácea de grano fino en delgados mantos de hasta 50 cm. (CRM, 1995).

En el Cuaternario (Qal) se representa por depósitos de tipo aluvión como son: arenas, gravas, limos y arcillas, que por ser recientes se encuentran sin consolidar. (CRM, 1995).

1.3.1.4 Marco Tectónico Regional de Michoacán

A grandes rasgos existen en Michoacán dos grandes terrenos estructurales, que se diferencian entre sí por su grado de complejidad, su incidencia tectónica particular y el tiempo geológico en que se formaron.

El terreno sudoccidental se localiza dentro de la Provincia de la Sierra Madre del Sur, en la región de Arteaga-Aguililla-Coalcomán. Sus rasgos tectónicos más representativos lo conforman una serie de lineamientos rectilíneos y otros curvilíneos que afectan tanto el basamento como a las secuencias vulcanosedimentarias típicas de esta región.

Es perceptible la complejidad estructural, resultado de la tectónica tangencial pacífica, donde sobresalen algunas fallas de gran magnitud, tales como la de El Ahijadero-Los Pozos-Tumbiscatío (Melchoir y colaboradores, 1991). Las rocas han sido sometidas a esfuerzos de compresión, tensión y gravitación, producto de las cuatro fases tectónicas actuantes desde el Mesozoico hasta el Cuaternario.

Se han reconocido tres fases de compresión: una ocurrida a finales del Cretácico Inferior, otra durante el Paleoceno y otra a finales del Mioceno. A partir del Plioceno se ha desarrollado una fase tectónica que sigue activa hasta la actualidad. Como consecuencia de estos fenómenos, se desarrollaron las estructuras sedimentarias, ígneas y metamórficas que aparecen en esta provincia. Las rocas metamórficas están altamente deformadas y foliadas debido a los efectos de estas fases compresivas (González Partida y Torres Rodríguez, 1988). Las rocas sedimentarias del Cretácico, que conforman pliegues anticlinales y sinclinales normales, en ocasiones recostados, con sus ejes orientados al NW-SE (Secuencia Huetamo-Tiquicheo), pertenecen a la fase laramídica y han sido afectadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos del Terciario y cubiertos por rocas volcánicas de este período.

Las secuencias vulcanosedimentarias del Mesozoico, que afloran en parte de la Sierra Madre del Sur, son resultado de una actividad magmática desarrollada en un límite convergente de placas durante el Cretácico Temprano. El terreno estructural del Eje Neovolcánico está constituido por una cadena volcánica de edad pliocuatrenaria, con una orientación diferente a la unidad estructural de la Sierra Madre del Sur. En Michoacán, el vulcanismo del Eje Neovolcánico está relacionado con la subducción de la placa de Cocos. Este conjunto pliocuatrenario es un modelo completo de arco magmático intracratónico sin deformación compresional y sólo afectado por movimientos extensivos (fase tensional pliocuatrenaria) ocasionados por la inestabilidad sísmica de la actual margen convergente pacífica (Damon y colaboradores, 1981).

Esta fase tensional origina fallas, fisuras y aparatos volcánicos (estratovolcanes, conos cineríticos) con orientación noreste-suroeste, por lo que surgen grandes masas de rocas calcialcalinas (basaltos, dacitas y andesitas originadas sobre una corteza oceánica o intermedia antes que por un vulcanismo de tipo margen continental activo (Coney, 1983).

La neotectónica distensiva pliocuatrenaria, en el norte de Michoacán, es de tipo vertical diferencial con fallamiento cortical escalonado y es la responsable de la formación de las cuencas endorreicas y fosas tectónicas como la de Apatzingán, donde también es evidente un vulcanismo de fisura asociado. El conjunto de sistemas de fallas y fracturas tiene su origen en la actividad tectónica regional, que se extiende quizás antes el Plioceno hasta el Holoceno y ha provocado las tendencias estructurales este-oeste, norte-sur, noroeste-sureste y noreste-suroeste.

El terreno oriente se localiza en la yuxtaposición de las provincias fisiográficas de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico. Su área de influencia abarca desde la región de Villa Madero hasta la zona de Zitácuaro. El rasgo más significativo lo constituye una serie de lineamientos ordenados de manera general N-S y que representan fallas corticales, mismas que propician la exposición del basamento y algunos remanentes

de roca verde, cuyos afloramientos constituyen ventanas estratigráficas. También es notable la presencia de rocas hipabisales porfídicas y un vulcanismo de carácter intermedio a lo largo de estos mismos lineamientos, hecho que denota que es evidentemente la presencia de una actividad magmática sintectónica en este terreno.

A finales del Mioceno tuvo lugar en el área el último evento de deformación compresiva manifestado por la presencia de pliegues de gran cobertura en las rocas cenozoicas. A esta fase compresiva corresponde la formación de la megaestructura de Tzitzio-El Limón de Papatzingán, que incluye sedimentos continentales del Terciario Inferior (Mauvois y colaboradores, 1976).

1.3.2 Zihuatanejo, Guerrero

1.3.2.1 Hidrología

Forma parte de la Región Hidrológica Costa Grande RH-19 y se extiende desde el estado de Michoacán hasta más al este del puerto de Acapulco. Comprende tres cuencas, que son: la de Ixtapa y otros, Coyuquilla y otros y Atoyac y otros.

En la parte costera, tiene varias lagunas importantes como son: Tres Palos, Coyuca, Mitla, Nuxco y el Tular. Todos los ríos que conforman esta región nacen en la Sierra Madre del Sur en alturas que varían de 1,800 a 2,800 m. s.n.m. (CRM, 1999).

1.3.2.2 Fisiografía de Guerrero

Se encuentra comprendida dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964), subdividida en tres cuencas: Balsas-Mexcala, Taludes Meridionales y Planicie Costera del Pacífico. Se presenta en el terreno tectonoestratigráfico Guerrero y (Subterrenos Zihuatanejo, Huetamo-Arcelia y Teloloapan), Xolapa-Mixteco. (CRM, 1999).

1.3.2.3 Geología del área de Zihuatanejo

La geología presentada en esta parte se muestra en la Figura 1.6 y se describe a continuación:

La Secuencia Vulcanosedimentaria No Diferenciada (Jkv) consisten en varios tipos de depósitos de aguas someras hasta de tipo flysch, con ligero metamorfismo (facies de esquistos verdes). Están constituidas por pizarra carbonosa y calcárea, filita y semiesquisto, grauvaca, ortocuarcita, toba riolítica y ceniza riolítica, pórfido riolítico, riolacita, dacita, andesita, basalto almohadillado, diques, radiolarita, lutita, limolita, arenisca y varios tipos de brecha. La edad tentativamente asignada a estas secuencias va del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, ya que en la mayoría de los casos están cubiertas por calizas u otros tipos de roca del Aptiano Albiano. (CRM, 1999).

En el Mesozoico Metamórfico No Diferenciado (Mi) se conoce poco acerca de la edad, geología y evolución petrogenética de gran parte de los complejos metamórficos de edad pre-jurásica que afloran y que se han considerado como su basamento; uno de esos complejos es la secuencia metamórfica de Pinzán Morado, que aflora de manera aislada en ventanas tectónicas entre capas jurásicas. La secuencia está constituida por dos unidades litoestratigráficas: 1) Una basal, de metabasitas cuyos protolitos varían desde gabros y dioritas hasta lavas basálticas con intercalaciones de material volcanoclástico y; 2) Una superior, de esquistos pelíticos cuyos protolitos son esencialmente arenisca de grano medio a fino y lutita con evidente influencia volcánica. El contacto entre estas dos unidades está marcado invariablemente por una zona de intensa deformación y molienda, sin que se pueda precisar la naturaleza del desplazamiento. Ambas unidades sufrieron la intrusión del granito de Placeres del Oro, del Albiano, y de diques basálticos terciarios (García-Díaz *et al*, 1993). Las rocas fueron metamorfizadas bajo condiciones de la facies de esquistos verdes con transición hacia la facies de anfibolita. Los geotermómetros indican temperaturas que oscilan entre 530 y 600°C (García Díaz *et al*, 1993).

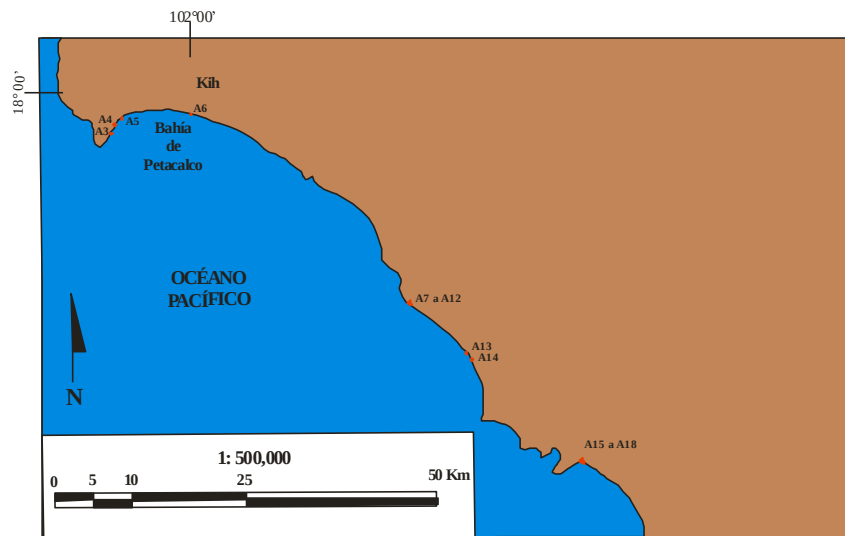
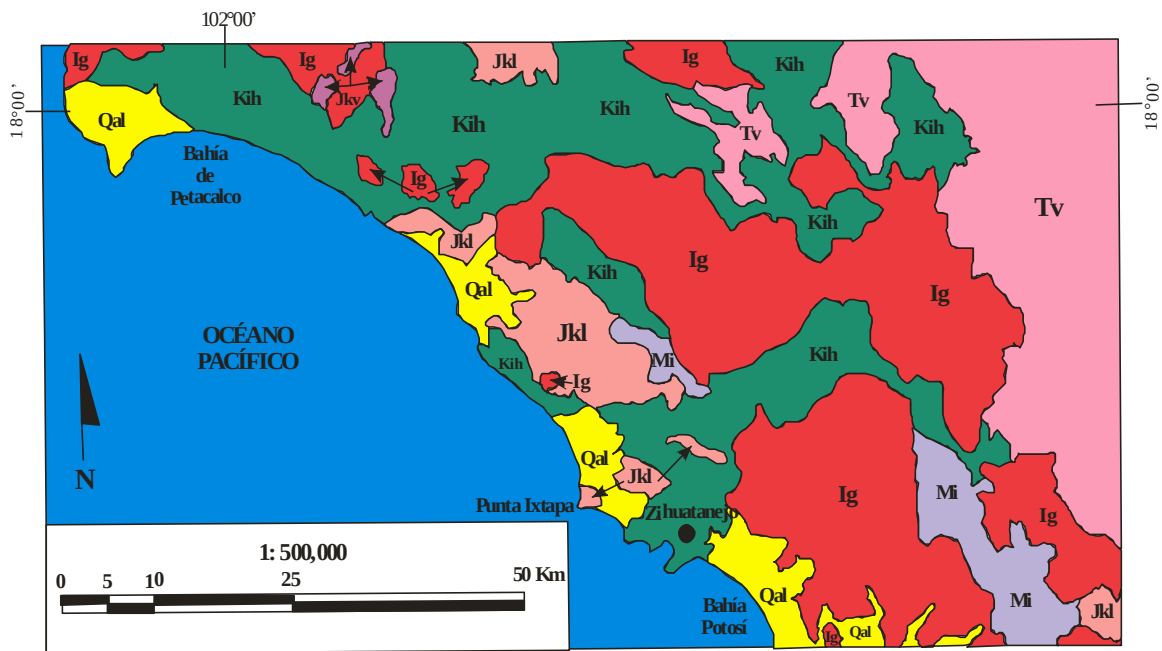


Fig. 1.6 Mapa Geológico del área de estudio Zihuatanejo, Guerrero; mostrando la localización de las muestras. (CRM, 1999).

Pantoja-Alor (1990) denominó a esta unidad como Formación Río Placeres, de edad desconocida y con afloramientos de poca extensión; su deformación podría estar relacionada con los eventos de intrusión terciarios, y ser contemporánea con la Formación Angao (Salinas-Prieto, 1994).

En la Formación Lagunillas (Jkl), Vidal-Serratos (1986) propone este nombre para una secuencia de tipo *flysch*, constituida por material terrígeno y un poco de material volcánico parcialmente metamorfizado, que presenta dos tipos litológicos con relaciones transicionales entre lutita, limolita y arenisca con material volcánico (toba) y metasedimento, filita y semiesquistos (a estos tres últimos, Vidal-Serratos posteriormente los agrupó en el Complejo Las Ollas). No se han encontrado fósiles en esta formación, ni se ha datado radiométricamente a las rocas volcánicas, pero por la relación que guarda con la Formación Zihuatanejo del Albiano, se le asigna una edad tentativa del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano.

Para la Formación Zihuatanejo (Kih), Vidal-Serratos (1986) designó con este nombre a una secuencia vulcanosedimentaria sin metamorfismo, constituida por rocas sedimentarias volcanoclásticas con capas rojas, en la que se interestratifican calizas con fósiles del Albiano y rocas volcánicas de composición andesítico-basáltica. La litología de esta formación es la siguiente: sedimentos arcillosos, limolita, arenisca, conglomerado y brecha, aglomerado, brecha volcánica, toba y lava, caliza, caliza arcillosa y marga. La estratificación, por lo general, es delgada, pero puede haber estratos hasta de 3 m de espesor. La caliza es compacta, dura, comúnmente recristalizada, de colores verdoso, gris claro y gris. Se desconoce su espesor debido a que la Formación Zihuatanejo no presenta deformación dúctil, en contraste con las demás unidades pre-graníticas. Se plantea la posibilidad de que el conjunto de éstas pudieran conformar un terreno distinto, previamente acrecionado, sobre el cual se desarrolló el arco Albiano de Zihuatanejo, esto significaría que dicho arco se desarrolló en un margen continental y que no habría sido acrecionado al continente.

En el Cuaternario (Qa) los depósitos provenientes de este período se hallan rellenando las partes mas bajas de los valles, como los de Chilpancingo, Mochitlán, Cocula, Iguala, Huamuxtitlán y Tixtla, a lo largo del río Balsas en Tierra Caliente, y en los llanos de ambas costas. Son en su mayor parte depósitos fluviales, como arenas, gravas, limos y arcillas, aportados por las corrientes que drenan los valles, y en cantidades minúsculas precipitaciones químicas por evaporación. (CRM, 1999).

El Terciario Volcánico (Tv) se designa a una serie de formaciones de rocas volcánicas constituidas por derrames lávicos, tobas, brechas y aglomerados que se depositaron principalmente durante el Terciario y que tienen composiciones muy variables. Sin embargo, incluye también parte de la secuencia del vulcanismo andesítico marino del Cretácico que bordea el Océano Pacífico a lo largo de la Sierra Madre del Sur y que cubre enormes extensiones, y que a su vez esta cubierto por un vulcanismo, mas ácido, del Terciario. (CRM, 1999). Las rocas volcánicas propiamente del Terciario se deben a un fenómeno regional (la formación del Eje Neovolcánico Transmexicano) y se distribuyen en forma irregular en prácticamente todo el estado. Como estas rocas tuvieron diferentes centros eruptivos, su composición y alcance superficial varía mucho, lo que hace difícil la correlación entre ellas de un lugar a otro. (CRM, 1999).

Las Rocas Ígneas Intrusivas (Ig) se tienen en todo el estado de Guerrero manifestaciones de intrusión de rocas ígneas en las secuencias sedimentarias, metamórficas y volcánicas. Estas manifestaciones van desde pequeños diques hasta batolitos, como los batolitos de Petatlán, Xaltianguis, El Ocotito, Placeres del Oro y Guayameo. En la parte meridional del estado, existen intrusivos, ya transformados en gneis, de posible edad paleozoica, pero los mayores eventos de actividad magmática tuvieron lugar en el Mesozoico y el Terciario.

A finales del Albiano, aparece un evento intrusivo que culmina en el Coniaciano, dando origen al emplazamiento de troncos y batolitos, entre otros los de Mexcala, Placeres del Oro y, posiblemente, el de Guayameo, de carácter calciocalino con un alto contenido de potasio y una composición variable entre sienita, cuarzomonzonita y granodiorita. (Pantoja-Alor, 1982)

El batolito de Petatlán destaca por sus dimensiones, de más de 150 km de longitud y de 20 a 40 km de anchura; litológicamente varía de granito *sensu stricto*, hasta cuarzomonzonita, monzonita y granodiorita, así como pequeñas intrusiones de gabro y diorita. La unidad está afectada por una serie de fallas y fracturas y su contacto con el Complejo Xolapa es muy abrupto, ya que este contacto se manifiesta por el desarrollo de epidota y una distorsión en la orientación de los gneises y esquistos con una reducida zona de metamorfismo de contacto en el Complejo Xolapa y su edad es aproximada del Eoceno Medio-Oligoceno Temprano.

Otra de las manifestaciones importantes de la actividad ígnea intrusiva es el tronco de Balsas, en el centro del estado consiste en granito, granodiorita y tonalita de biotita, de textura que varía de hipidiomórfica a porfídica de grano grueso, presenta fracturamiento de apertura cerrada y moderada alteración; tiene aureola de metamorfismo en su contacto, misma que se manifiesta por zonas de skarn aurífero y marmorización de las calizas de la Formación Morelos y franjas de hornfels en el contacto con la Formación Mexcala. Pantoja-Alor (1982), determinó con el método *K/Ar* una edad Maastrichtiano-Paleoceno para la granodiorita al oriente de Estación Balsas.

1.3.3 Acapulco, Guerrero

1.3.3.1 Hidrología

Pertenece a las cuencas del Costa Chica y Costa Grande de la vertiente del Pacífico. Los ríos más importantes son el Papagayo, Quetzala, Nexpa, Copala y Marquelia, todos de régimen permanente. (CRM, 1999).

1.3.3.2 Geología del área de Acapulco

La Bahía de Acapulco presenta una geología compleja; se hizo un pequeño resumen de lo observado en el mapa geológico (Fig. 1.7) y se describe a continuación:

Las Rocas Ígneas Intrusivas (Ig) que después de un intervalo de tiempo de 20 Ma. de poca actividad magmática, se reinicia en el Paleoceno Temprano un plutonismo de carácter calciálcico, de composición cuarzomonzonítica y granodiorítica, el cual fue acompañado en su fase final por un vulcanismo comagmático de composición más ácida, culminando todo el evento en el Oligoceno Medio; a las manifestaciones de esta fase corresponden los batolitos de la Costa Grande, Acapulco, Xaltianguis, El Ocotito, Ayutla de los Libres y de Pinotepa Nacional, Oaxaca (Pantoja-Alor, 1982). La composición mineralógica de los intrusivos varía desde monzonita cuarcífera, pasando por fases graníticas y dioríticas hasta diques diabásicos, predominando en el estado es la granítica y la granodiorítica. Dentro del terreno Xolapa, dos de las principales manifestaciones de actividad ígnea intrusiva son el Batolito de Xaltianguis, cuya composición varía de granito a granodiorita y monzonita, con cuerpos importantes de pegmatitas, y el tronco de Acapulco, de composición granítica con diques de aplita y de diabasa, todos ellos son de probable edad oligocénica, con la excepción del tronco de Acapulco, que fue datado entre 43 y 48 Ma, que lo coloca en el Eoceno Medio a Tardío.

En el Cuaternario (Qa) los depósitos provenientes de este período se hallan rellenando las partes mas bajas de los valles, como los de Chilpancingo, Mochitlán, Cocula, Iguala, Huamuxtitlán y Tixtla, a lo largo del río Balsas en Tierra Caliente, y en los llanos de ambas costas. Son en su mayor parte depósitos fluviales, como arenas, gravas, limos y arcillas, aportados por las corrientes que drenan los valles, y en cantidades minúsculas precipitaciones químicas por evaporación. (CRM, 1999).

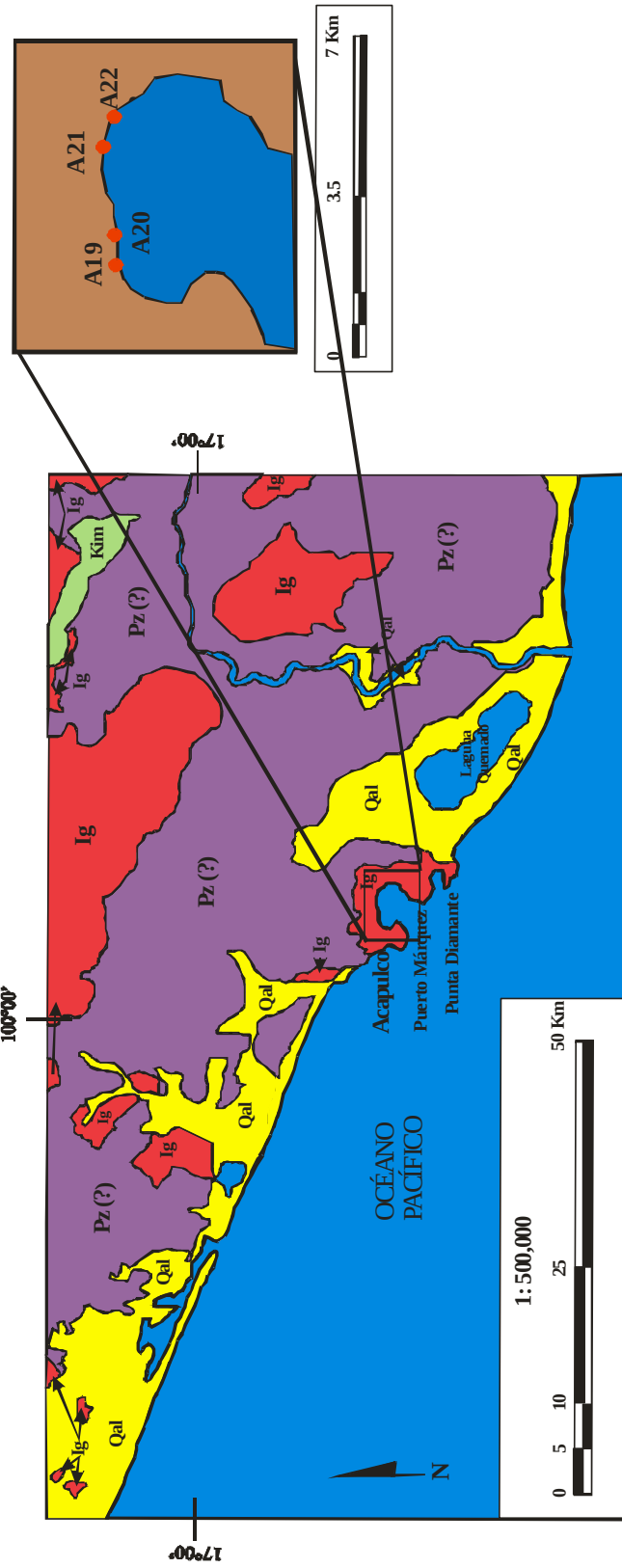


Fig. 1.7 Mapa Geológico del área de estudio Acapulco, Guerrero; mostrando la localización de las muestras. (CRM, 1999).

La Formación Morelos (Kim) de origen sedimentario, es la de mayor extensión territorial, con un predominio en las regiones centro y norte. Los principales afloramientos se encuentran en La Montaña y, en Tierra Caliente. Esta formación está constituida por una potente sucesión de calizas y dolomitas interestratificadas, con cantidades variables de pedernal en forma de nódulos, lentes y granos, y con fragmentos de fósiles silicificados. La base de la formación la constituye, en algunas partes, un miembro de anhidrita pura que al hidratarse se convierte en yeso. De Cserna, *et al* (1980) separaron esta unidad de la Formación Morelos y la nombraron Anhidrita Huitzuco. La textura de la caliza varía de calcilutita a calcirrudita, pero el tipo textura¹ más común es el de calcarenita.

Los estratos son por lo general bastante gruesos, variando de 20 cm a más de 1 m. La Formación Morelos varía ampliamente en edad de una parte a otra, en términos generales, en el occidente tiene edades del límite Aptiano/Albiano al Albiano Medio, en cambio, hacia el oriente alcanza el Cenomaniano Tardío y hasta el Turoniano Temprano en los alrededores de Chilapa (Sabanero-Sosa, 1990).

El Complejo Xolapa (Px(?)) es el más grande de los complejos, pero el menos conocido aflora a lo largo y paralelamente a la costa del Pacífico por aproximadamente 270 km, en dirección casi E-W, con amplitudes que van de 20 km a 80 km. Consiste en una secuencia potente de rocas metasedimentarias y metaígneas con metamorfismo de intensidad variada. Sabanero-Sosa (1990) divide el complejo en dos grupos litológicos:

1 Grupo de rocas producto de eventos magmáticos y de metasomatismo, como los ortogneises, granitoides, neosoma granítico de las migmatitas, enjambres pegmatíticos, diques graníticos, diques de diabasa y anfibolita, intrusiones gabroicas y cuerpos aislados de material granítico con bordes difusos, la mayoría de dimensiones reducidas.

2 Grupo de rocas cuyo protolito es de origen sedimentario, como paragneises, mármoles cipolinos, esquistos de muscovita y cuarzo-plagioclasa-biotita-granate.

El basamento metamórfico premigmatítico se presenta generalmente intercalado con una serie de estructuras de mesosoma de los dos complejos migmatíticos señalados por Corona - Chávez *et al* (1997).

1.3.3.3 Marco Tectónico y Evolución Geológica Regional de Guerrero

La tectónica que dio origen a los terrenos y complejos geológicos que se encuentran en el estado de Guerrero y estados circundantes, es extraordinariamente complicada y sólo ha sido objeto de estudios parciales por Ortega-Gutiérrez, Campa, González-Partida, de Cserna, Vidal-Serratos, Ramírez-Espinosa, Salinas-Prieto, Sabanero-Sosa, Ratschbacher, Herrmann, Talavera-Mendoza, entre otros; o bien, de estudios mas generales que comprenden toda la República Mexicana. La teoría de tectónica de placas explica parte de los eventos tectónicos que afectaron y afectan al estado Guerrero se sitúa en el borde sudoriental de la placa Norteamericana y frente a la costa de la entidad se localiza la llamada “fosa” de Acapulco, formando parte de la trinchera Mesoamericana, que marca la zona donde la placa cortical oceánica de Cocos, comienza a hundirse por debajo de la placa continental de Norteamérica, provocando tensiones, fallamientos y movimientos sísmicos.

Los terrenos cristalinos del sur de México fueron subdivididos por Ortega-Gutiérrez (1981) en los siguientes complejos Oaxaqueño (Proterozoico Medio), Acatlán (Paleozoico), Xolapa y Tierra Caliente (Paleozoico - Mesozoico). La edad, deformación, estratigrafía y metamorfismo del Complejo Oaxaqueño son interpretados en términos de un ciclo tectónico Grenviliano. Los cinturones de milonitas en tres lados del Complejo Oaxaqueño representan movimientos intensos de cizallamiento. El Complejo Acatlán, polimetamórfico, consiste en dos partes una placa parautoctona y una placa alóctona que se interpretan, en términos del ciclo de Wilson, como del Paleozoico, relacionado con la apertura y cierre de un océano proto-Atlántico.

Los complejos metamórficos Xolapa y Tierra Caliente, de edad Paleozoico y Mesozoico, parecen representar, respectivamente, la parte infracortical (raíz) y supracortical de arcos magmáticos y cuencas sedimentarias asociadas, que se desarrollaron en respuesta a una subducción del Pacífico, principalmente durante la fase mesozoica del régimen tectónico Cordillerano (Ortega-Gutiérrez, 1981).

CAPÍTULO 2

MICROTEXTURA

2.1 Introducción

El origen y la procedencia de las arenas de cuarzo han sido estudiados en lo que refiere a sus características particulares y a los procesos selectivos sufridos por los granos. La variedad de factores, tales como estabilidad mecánica y química de los granos de arena, el área de la fuente, agentes de transporte y climáticos, hace tales estudios de interés no solamente para los sedimentólogos, sino también a los geólogos en general. El estudio de microtexturas en los granos de cuarzo ($>200\text{ }\mu\text{m}$) usando las técnicas de microscopia electrónica de barrido (MEB) que se ha convertido en un método importante para interpretar ambientes y mecanismos sedimentarios del transporte (Krinsley y Funnell, 1965; Margolis y Krinsley, 1974; Krinsley y McCoy, 1977; Bull, 1981; Krinsley y Marshall, 1987; Helland y Diffendal, 1993; Mahaney, 1995; Mahaney *et al.*, 1996; Madhavaraju *et al.*, 2004; Armstrong-Altrin *et al.*, 2005).

Las microtexturas en granos de cuarzo proporcionan la evidencia de los procesos mecánicos y químicos que actúan en los granos durante el transporte y después de la deposición (Krinsley y Funnell, 1965; Doornkamp y Krinsley, 1971; Bull, 1981; Carter, 1984; Mahaney *et al.*, 1996; Moral-Cardona *et al.*, 1996, 1997; Mahaney, 1998; Newsome y Ladd, 1999). Las microtexturas típicas para distinguir el origen mecánico y químico y sus implicaciones ambientales también fueron discutidas por muchos autores (Krinsley y Doornkamp, 1973; Whalley y Krinsley, 1974; Krinsley *et al.*, 1976; Rahman y Ahmed, 1996; Newsome y Ladd, 1999; Kasper-Zubillaga y Faustinos-Morales, 2007). Algunos estudios se han realizado sobre las arenas de dunas costeras tropicales para determinar el tipo de transporte, composición y deposición de los granos de cuarzo durante su ciclo sedimentario (Krinsley y Donahue, 1968; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2007).

Es fácil interpretar el ambiente deposicional de las arenas usando diversas microtexturas, puesto que cada microtextura tiene un origen diferente. Por ejemplo, las fracturas concoidales, las superficies lisas, las formas mecánicas en V, y las estrías lineales o curvas están asociadas a la abrasión mecánica en ambientes marinos y eólicos de energía de alta/media/baja, mientras que las cavidades de disolución, el grabado y los depósitos de sílice son característicos de una influencia química sobre la morfología del cuarzo en áreas tropicales o saturadas en sílice como las zonas intermareales (Le Ribault 1975; Higgs, 1979; Moral-Cardona *et al.*, 1997). Así, el estudio microtextural en granos de cuarzo puede ayudar a identificar la procedencia, procesos del transporte y los cambios diagenéticos de los sedimentos. Las microtexturas de origen mecánico son formadas por impactos frecuentes y abrasiones en los granos de cuarzo durante el transporte por los diferentes ambientes dinámicos. Asimismo, el origen químico refiere a las microtexturas formadas por los varios tipos de grabado y el sobrecrecimiento.

Los granos de cuarzo de ambiente eólico se muestran bien redondeados, con bajo relieve y exhiben varias "placas invertidas" en sus superficies (Abu-Zeid *et al.*, 2001), mientras que los granos de cuarzo de ambiente marino generalmente están parcialmente redondeados, frecuentemente pulidos con los bordes lisos (Krinsley y Trusty, 1985; Moral-Cardona *et al.*, 1997). De acuerdo con los varios tipos de microtexturas observadas en los granos de cuarzo, es posible identificar los ambientes deposicionales particulares tales como eólico, marino, y glacial. En este capítulo, reportamos los diferentes tipos de microtexturas identificadas en granos de arena del área de estudio de Cazones y de sus implicaciones en ambientes deposicionales.

2.2 Microtextura de arenas de Cazones

2.2.1 Metodología

Las veinte muestras que fueron colectadas a lo largo de la playa de Cazones, fueron estudiadas para microtextura. Aproximadamente 20 gramos de cada muestra fueron tratados con ácido clorhídrico diluido para eliminar el carbonato de calcio, y

lavados con agua destilada. Posteriormente, los materiales residuales obtenidos reaccionaron con peróxido de hidrógeno para remover la materia orgánica. Algunos granos de cuarzo muestran capas de hierro, y éstas fueron removidas poniendo a ebullición las muestras en una solución de cloruro de estaño.

Posteriormente, las muestras de arena fueron lavadas varias veces con agua destilada. Las arenas tratadas fueron tamizadas para separar las fracciones de diferentes tamaños de grano. Los granos de cuarzo de tamaño entre 200 y 400 μm fueron seleccionados en el tamiz, como generalmente se llevan la mayoría de características pre y post-deposicionales (Krinsley y McCoy, 1977). Los granos de cuarzo fueron separados a mano bajo el microscopio binocular, montados en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), y se recubrieron con oro y fueron examinados con el equipo JEOL - JSM - Microscopio Electrónico de Barrido de 5800 (MEB). EDS se hace con el sistema del redux de Oxford ISIS 300. Las fotos del MEB fueron tomadas en el laboratorio del Departamento de Geología y Geofísica, Instituto de Tecnología de la India, Karagpur, India.

Veinte granos del cuarzo fueron seleccionados de cada muestra para el actual estudio, lo cual es considerado como suficiente para representar la variabilidad presente en una sola muestra, y también, interpretar los ambientes deposicionales (Krinsley y Doornkamp, 1973; Baker, 1976). La interpretación de las texturas de la superficie del grano de cuarzo de varios ambientes fue discutida por Higgs (1979), Bull *et al.* (1987), y Mahaney (et al 1996).

2.3 Microtexturas

Las microtexturas en granos de cuarzo se consideran como indicadores de los procesos mecánicos y químicos que prevalecen en varios ambientes energéticos. En el presente estudio, veinte tipos de microtexturas (Figs. 2.1 - 2.24) fueron identificadas y se

resumen en la Tabla 2.1. Estas microtexturas fueron divididas en varios grupos de acuerdo a su origen.

Tabla 2.1 Microtexturas identificadas en los granos de cuarzo de la Playa de Tecolutla

MICROTEXTURA	DISTRIBUCIÓN	ORIGEN
• Grano muy angular • Grano angular • Grano sub-redondeado • Cavidades medias (<i>Medium Pits</i>)* • Cavidades pequeñas (<i>Small Pits</i>)* • Fracturas concoidales • Pasos arqueados • Superficies lisas • Bordes curvos (<i>Curved Edges</i>)* • Patrones en forma de V • Estrías (<i>Grooves</i>)* • Característica en forma de “Crescent” (<i>Crescent shaped feature</i>)*	Abundante Abundante Común Disperso Disperso Común Disperso Disperso Común Disperso Disperso Disperso	Mecánico
• Marca tipo chatter (<i>Chatter wavy mark</i>)*	Disperso	Glaciar
• Fractura • Alto Relieve • Partículas Adheridas	Presente Disperso Disperso	Mecánico/Químico
• Cavidades grabadas (<i>Etch Pits</i>)* • Fisuras de solución (<i>Solution crevasses</i>)* • Glóbulos de sílice (<i>Silica globules</i>)* • Flores de sílice (<i>Silica Flowers</i>)*	Disperso Común Presente Presente	Químico

Abundante (<75%); Común (50-75%); Presente (25-50%); Disperso (5-25%)

* Nombres en Inglés

Doce microtexturas son de origen mecánico, solamente una es de origen glacial, tres son de origen mecánico y/o químico y cuatro de origen químico. Entre las cuatro microtexturas de origen químico, dos tienen la característica de ser de disolución, mientras que las otras dos son por precipitación.

El significado de cada microtextura se discute abajo detalladamente:

Los granos de cuarzo de la playa de Cazonos muestran diversos tamaños de las cavidades (Figs. 2.1-2.4). Estas cavidades irregulares se dividen generalmente en tres tipos, pequeño, medio y grande, y éstas tienen una distribución ambiental extensa (Higgs, 1979). Las cavidades pequeñas y medianas son más comunes que las más grandes. Las características concoidales son las más comunes y frecuentemente observadas en los granos de cuarzo. Estas características se clasifican como pequeñas, medias y grande basándose en el tamaño de la fractura.



Fig. 2.1 Granos de cuarzo sub-redondeados mostrando cavidades grandes y medianas



Fig. 2.2 Granos de cuarzo mostrando bordes curvos y cavidades

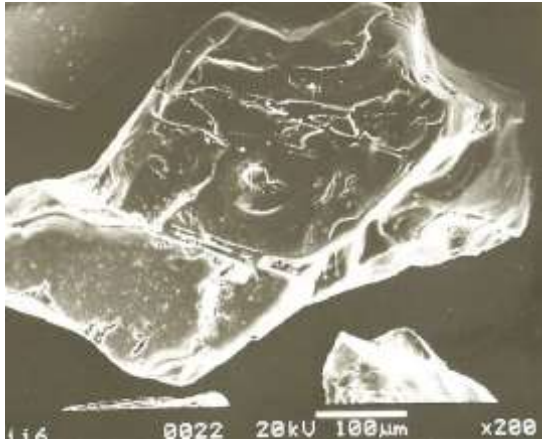


Fig. 2.3 Granos de cuarzo sub-redondeados mostrando un desarrollo de cavidades a lo largo de los planos cristalográficos



Fig. 2.4 Granos de cuarzo sub-redondeados con cavidades de medianas a pequeñas

La mayoría de los granos de cuarzo de las arenas de Cazonas exhiben contornos angulares a sub-angulares (Figs. 2.5-2.8). Los contornos redondeados y sub-redondeados de los granos de cuarzo están relacionados a la modificación del grano en ambientes eólicos (Krinsley y Smalley, 1973) o bajo la energía de la playa (Gravenor, 1985). Sin embargo, los patrones de forma de V están mucho menos presentes en los granos estudiados del cuarzo.



Fig. 2.5 Mezcla de población angular (más dominante) y granos de cuarzo sub-redondeados



Fig. 2.6 Granos de cuarzo sub-hedrales y sub-redondeados

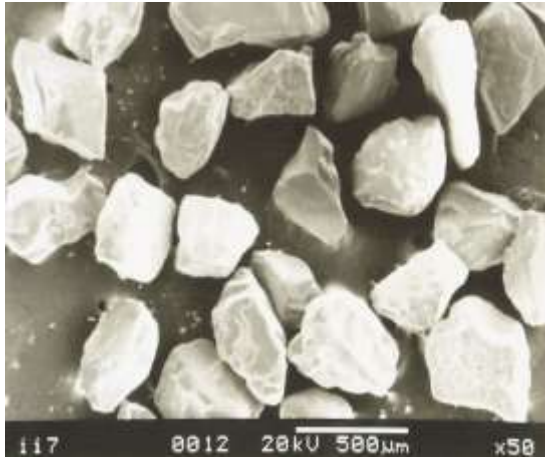


Fig. 2.7 Granos de cuarzo angulares y sub-redondeados



Fig. 2.8 Granos de cuarzo muy angulares y sub-angulares

Las fracturas concoidales (Figs. 2.9-2.13) son comunes y se asocian a los pasos arqueados (Fig. 2.13). El desarrollo de estrías también está presente en el grano de cuarzo (Fig. 2.14).



Fig. 2.9 Vista de cerca de la foto anterior, mostrando fractura concoidal de tamaño medio



Fig. 2.10 Grano mostrando una fractura concoidal de gran tamaño (cavidad lenticular)



Fig. 2.11 Granos de Cuarzo angulares y sub-angulares mostrando fracturas concoidales



Fig. 2.12 Granos de Cuarzo muy angulares mostrando fracturas concoidales



Fig. 2.13 Fracturas concoidales con pasos arqueados



Fig. 2.14 Granos de cuarzo mostrando el desarrollo de estrías en la superficie

La presencia de las marcas de tipo *chatter* (ondulada) indica generalmente el origen glacial (Fig. 2.15). Las marcas de tipo chatter son comúnmente de 1-5 centímetros (1/2 - 2 pulgadas) pero tanto pueden ser sub-microscópicas, o como de 50 cms de longitud. Ocurren principalmente en rocas duras, frágiles tales como granito y son formadas debajo de un glaciar por la presión y el impacto de los cantos rodados movidos hacia adelante a lo largo de la superficie irregular de rodamiento o deslizamiento.

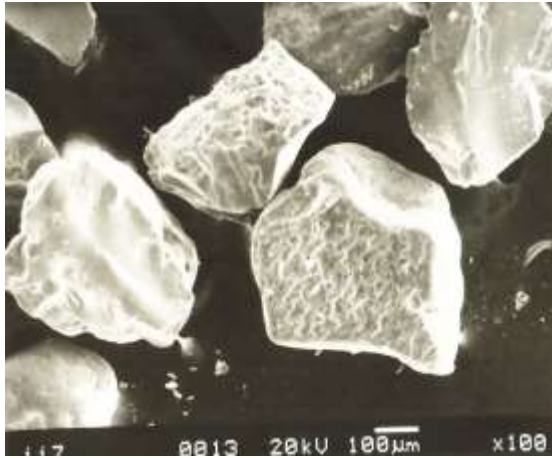


Fig. 2.15 Grano con marcas de tipo chatter (ondulada) en la superficie



Fig. 2.16 Granos de Cuarzo sub-hedrales mostrando la fragmentación en la superficie del cristal y la forma crescent

Las fracturas placas/planos (Figs. 2.16-2.17) también son identificadas en los granos de cuarzo de Cazones. Partículas adheridas (Fig. 2.19) están también presentes en dichos granos. Los granos de cuarzo de la playa de Cazones muestran varios tipos de relieve, es decir, bajo, medio y alto (Fig. 2.20). La mayoría de los granos muestran de medio a alto relieve, mientras que algunos granos exhiben un relieve bajo.

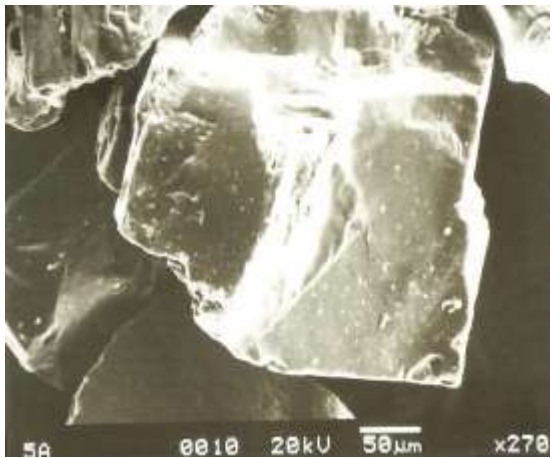


Fig. 2.17 Granos mostrando diferentes tipos de fragmentación



Fig. 2.18 Grano de cuarzo sub-hedral mostrando cavidades grabadas

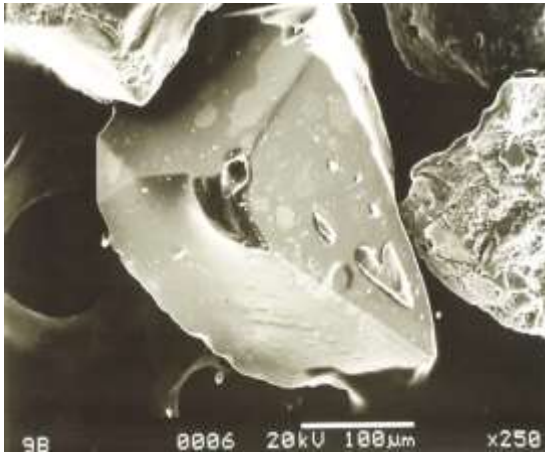


Fig. 2.19 Granos de Cuarzo fragmentados con superficies lisas mostrando partículas adheridas

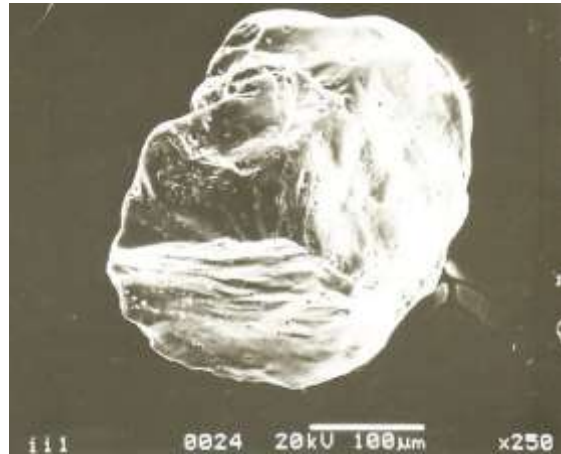


Fig. 2.20 Grano de Cuarzo sub-redondeado mostrando un alto relieve y patrones en forma de V pequeños y grandes

El relieve de estos granos se ha identificado principalmente basado en el grado de alteración de la superficie del grano por uno o varios tipos de microtexturas.

Las arenas de cuarzo expuestas, orientaron las cavidades del grabado (Figs. 2.1-2.4). Estas cavidades resultan de la acción química (disolución) en los granos de cuarzo, que quizás se formaron en el ambiente marino, particularmente del ambiente submareal (Higgs, 1979). Esta característica más o menos se asemeja al triángulo en contorno (Krinsley y Doornkamp, 1973). Además, los granos de cuarzo exhiben dos tipos de características químicas (de precipitación), es decir, fisuras de la solución, glóbulos de sílice. Las fisuras de la solución son probablemente formadas debido a la disolución química y precipitación de agua marina (Figs. 2.21-2.22).



Fig. 2.21 Grano de cuarzo sub-hedral fragmentado mostrando fisuras de solución en la superficie



Fig. 2.22 Grano de Cuarzo con fisuras de solución y mostrando sobrecrecimiento cristalino

Los glóbulos de sílice (Fig. 2.23) están mostrando un aspecto liso como si la sobreimpresión de sílice ya hubiera ocurrido. Esta característica generalmente se forma en granos que tienen contacto con soluciones, que están sobresaturadas de sílice.

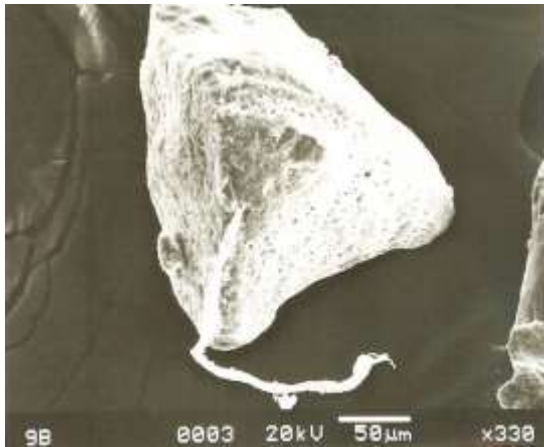


Fig. 2.23 Grano triangular mostrando glóbulos de sílice

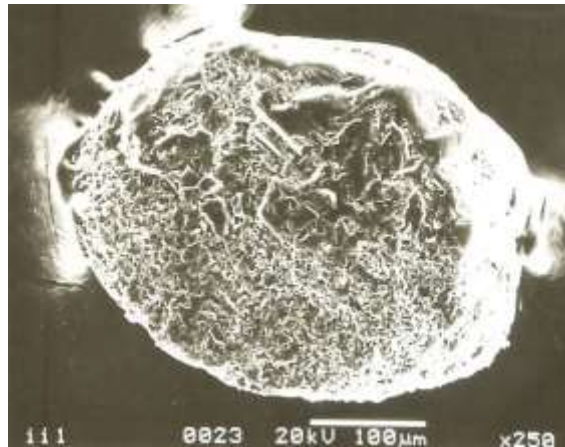


Fig. 2.24 Flor de Sílice en la superficie del grano de cuarzo

El crecimiento de los glóbulos de sílice puede dar lugar a la flor de la sílice (Fig. 2.24). Estas flores se forman en grupos, en las partes protegidas de las superficies del grano, donde los poros tienen fluidos estancados sobresaturados en sílice (LeRibault,

1975). El incremento en el número de los glóbulos de sílice conducirá a la formación del pellicle de sílice (LeRibault, 1975). Este pellicle puede crecer en cierta parte o la superficie entera del grano dependiendo de la disponibilidad de los fluidos, los cuales están sobresaturados con respecto a la sílice.

Los granos de cuarzo de Cazonos muestran un menor sobrecrecimiento cristalino (Fig. 2.22), las cuales exhiben pequeñas caras cristalinas. La diferencia entre el desarrollo del “pellicle” de sílice y el sobrecrecimiento cristalino es como sigue. El “pellicle” de sílice resulta principalmente de la rápida precipitación de sílice amorfo, mientras que el desarrollo del sobrecrecimiento cristalino requiere más tiempo de estancia de la solución de sílice. El sobrecrecimiento cristalino se encuentra en algunos granos de cuarzo, que exhiben caras cristalinas más pequeñas. Estos sobrecrecimientos son mucho más pequeños de tamaño que los sobrecrecimientos, que se desarrollan en un ambiente diagenético sub-superficial. Generalmente, el sobrecrecimiento del cuarzo se forma durante la diagénesis exponiendo caras cristalinas bien desarrolladas.

2.4 Procedencia y Ambiente Depositional

Los granos de cuarzo de la playa de Cazonos muestran varios tipos de microtexturas. Las fracturas concoidales son comunes en los granos de cuarzo del área del estudio y se asocian a los pasos arqueados, indicando que muchos granos de cuarzo fueron derivados de las rocas cristalinas de la fuente (Krinsley y Margolis, 1969, Krinsley y Smith, 1981). El dominio de granos angulares a sub-angulares y la presencia de pasos arqueados demuestran que los granos de cuarzo del área del estudio estuvieron sujetos a un corto periodo de transporte.

Las microtexturas como las de forma en V, las estrías rectas y las estrías curvadas, con variaciones en el tamaño y forma son también comunes en muchos granos. Las microtexturas en forma de V, son comúnmente vistas en granos de cuarzo de ambientes marinos, fluviales (alta energía) y deltaicos (hacia el mar).

En general, las formas en V son características de ambiente litoral (Krinsley y Takahashi, 1962; Krinsley *et al.*, 1964). Las formas en V resultan de ambos procesos, tanto mecánicos como químicos. Los patrones en forma de V resultaron de procesos mecánicos ya que muestran patrones orientados al azar y están caracterizados por un lado irregular y desigual en la porción central de la depresión.

Por otra parte, los patrones orientados en forma de V son posiblemente el resultado del grabado químico, el cual tiene relativas superficies con planos internos y bordes regulares externos (Krinsley y Donahue, 1968; Krinsley y Margolis, 1971; Krinsley y Doornkamp, 1973). El patrón en forma de V es causado por el choque de un grano contra otro (gouging). Se piensa que cada patrón en V que tiene una orientación similar pudo haber sido causado por una colisión entre dos granos. Así, un juego de formas en V pudo haber sido el resultado de la proyección de un grano contra otro grano con movimiento lineal, mientras que la segunda colisión puede causar otro juego de formas en V con diferente orientación (Krinsley y Donahue, 1968).

En el presente estudio, la mayoría de las muestras estudiadas revelan sus diversas orientaciones en las formas V, que son características del origen mecánico. Los patrones de forma en V de origen mecánico se encuentran generalmente en un ambiente subacuático teniendo condiciones de alta energía. Aparte de esto, las formas en V se asocian generalmente a estrías lineales y curvas, los cuales apoyan el origen mecánico. La forma en V con estrías lineales y curvas son probablemente el resultado de la colisión entre diversos granos de cuarzo (bordes agudos) en un medio subacuático, probablemente por la acción de las olas.

Puesto que las formas en V son de origen mecánico, la distribución de estas está principalmente relacionada a condiciones de la energía en los ambientes marinos. Por lo tanto, la abundante presencia de formas en V de los granos de cuarzo sugiere que estas características fueran desarrolladas en el ambiente de la playa en condiciones de la alta

energía (acción de las olas). Aparte de esto, los granos de cuarzo de la playa Cazonos también muestran cavidades con grabados orientados, que es también una característica de ambiente marino de sub-marea. El dominio de fracturas concoidales muestra directamente el ambiente de playa de energía alta-baja. La presencia de superficies lisas en el grano (Fig. 2.19) con fractura concoidal indica probablemente dos etapas de procesos deposicionales: 1) las fracturas concoidales posiblemente formadas en un ambiente de playa (acción de las olas); 2) la superficie lisa pudo haber sido formada por la acción eólica. Similarmente, la presencia de estrías demuestra (Fig. 2.14) la energía fluvial. Los granos angulares y sub-angulares indican fuertemente la cercanía a la fuente. Las características del impacto tales como fracturas concoidales, pasos arqueados, formas en V indican un transporte subacuático. La estriación o las grietas pulidas en los bordes también indican un retrabajo de los granos por medio del transporte subacuático. Las marcas (onduladas) de tipo chatter (Fig. 2.15) son comunes en el ambiente glacial, todavía se requiere de más estudios para confirmar esta interpretación. Sin embargo, estas dos características demuestran las marcas de una abrasión predominantemente acuática.

Las características *crescent* son formadas (Fig. 2.16) específicamente por el transporte eólico; porque estas son siempre pulidas y a veces apenas visibles, indican un estado temprano de la evolución del grano en un dominio continental. También las formas *crescent* se ligan al transporte eólico de alta energía. La presencia de glóbulos de sílice indica una evolución sedimentaria fluvial y están presentes especialmente en las depresiones de la superficie del grano e indican un dominio intermareal. Por lo tanto, las microtexturas identificadas en este estudio indican claramente la influencia fluvial (el mezclarse del agua del río Cazonos, cerca del área de estudio), marino y eólico (indicando la presencia de dunas de arena a lo largo de la costa del área de estudio) de las arenas de la playa de Cazonos. El ambiente deposicional de los granos de cuarzo se menciona en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2 Historia de depositación basado en las microtexturas comunes

MICROTEXTURAS COMUNES	HISTORIA DE TRANSPORTE	POSIBLE PROCEDENCIA	AMBIENTE DEPOSICIONAL
• Muy angular, angular • Granos subredondeados • Cavidades medianas y pequeñas • Pasos arqueados • Patrones en forma de V • Granos fragmentados • Relieve	Corto transporte y rápida depositación en condiciones de alta energía	Fuente Cristalina	Ambiente Marino Marginal (submareal)
• Fracturas concoidales • Superficies lisas	Litoral y fluvial; Transporte eólico	Fuente Cristalina	Ambiente acuático de alta energía
• Bordes Curvos • Estrías	Ambientes de alta energía del agua	Fuente Cristalina	Zona de oleaje en la playa
• Partículas adheridas • Marcas tipo chatter	Corto transporte	Fuente Cristalina	Origen Glaciar
• Fisuras de disolución • Glóbulos de sílice • Flores de sílice	Depositación en condiciones de baja a media energía	Disolución química y precipitación del agua	Ambiente Marino

CAPÍTULO 3

GRANULOMETRÍA

3.1 Introducción

3.1.1 Arena

La palabra "arena" es usada por la mayoría de nosotros y significa fino, es la partícula bajo nuestros pies en la playa. La definición de un geólogo sería que la arena es un material detrítico no consolidado con un tamaño de partícula entre 1/16 milímetro y 2 milímetros de diametro. El limo y la arcilla son materiales progresivamente más finos. Los granos gruesos, los guijarros, y los cantos rodados son partículas progresivamente más gruesas que forman para arriba los sedimentos llamados grava.

Las arenas en las playas y los litorales se pueden dividir según sus composiciones en dos grupos importantes. Uno son las arenas del carbonato, arenas hechas de partículas de CaCO_3 (carbonato de calcio). El otro comúnmente llamado arenas siliciclásticas, donde el prefijo "silici" se refiere a materiales ricos en composición química de silicatos y "clástico" refiere al origen de los granos mientras que los clastos o fragmentos de las rocas son de silicato. Muchas investigaciones se han a dedicado a relacionar la composicion de las arenas siliciclásticas con cualquier tipo de roca, de los cuales puede que sean derivados y los ambientes tectónicos que hayan actuado pueden ser derivados de éstos (procedencia). En el caso anterior, uno puede decir fácilmente que la arena rica en cuarzo se pudo derivar del intemperismo de las areniscas, que son comúnmente ricas en cuarzo, mientras que las arenas ricas en feldespato potásico y el cuarzo pudieron derivarse de granitos, que son rocas ígneas ricas en feldespato potásico y cuarzo.

Esta línea de razonamiento es atractiva, pero es una prueba difícil de utilizar. Esto es porque muchas rocas pueden producir las arenas de composición similar, y la variación en ambientes de intemperismo, como por ejemplo la lluvia, la temperatura, la ladera, y la cubierta vegetal tiene un mayor control en la producción de arenas.

Por lo tanto, es difícil precisar la procedencia de arenas usando las características del tamaño de grano y composición. Sin embargo, las tentativas de ligar composición/tamaño de grano de arena y las características de la placa y el ajuste tectónico han sido más aceptadas. Algunos ejemplos se señalan a continuación:

A lo largo de los márgenes continentales pasivos (son márgenes en las cuales no ocurre subducción; área de estudio Cazones, Golfo de México), las rocas sedimentarias relativamente abundantes proporcionan mucho cuarzo, y la baja elevación topográfica permite el intemperismo químico extenso que destruye los minerales de sílice (feldespato a arcilla), con excepción del cuarzo. El producto final son arenas ricas en cuarzo a lo largo de los márgenes continentales pasivos (granos sub-redondeados a redondeados).

En los márgenes continentales activos (márgenes en los cuales ocurre la subducción, como en Norteamérica y Sudamérica occidentales, área del estudio en Acapulco, Océano Pacífico), los diferentes tipos de rocas formadas por el vulcanismo y el emplazamiento de rocas plutónicas proporcionan una diversidad de minerales, entre los cuales se encuentra el cuarzo.

Una elevación topográfica más alta permite la erosión inmediata sin un intemperismo extensivo, de modo que los minerales de sílice sobrevivan en adición al cuarzo en el intemperismo. El resultado es un producto de arenas diversas con cuarzo, feldespatos, otros minerales de sílice, y los fragmentos líticos (granos de múltiples minerales que van de muy anguloso a sub-redondeados). A lo largo de los arcos de isla (arcos son cadenas de volcanes en los cuales la corteza oceánica está subducida bajo la corteza oceánica, como en Tonga y las Islas Marianas en el Pacífico Occidental, y Cuba cerca de México). En este contexto las rocas volcánicas de composición máfica son predominantes. Por lo tanto, las arenas a lo largo de estos ambientes contienen una gran proporción de minerales máficos y de fragmentos oscuros de basalto.

En las islas oceánicas (las islas volcánicas no están en zonas de subducción, de las cuales las Islas Hawaianas son un ejemplo clásico), la roca base es volcánica enteramente máfica (basalto). El resultado son arenas oscuras a negras. La oxidación de algunas de estas arenas en sus capas de óxidos de hierro producen en algunas de estas islas las arenas rojas.

Es bien sabido que los estudios del tamaño de grano son de gran importancia para caracterizar texturalmente los ambientes sedimentarios. También los parámetros del tamaño de grano son útiles para caracterizar el ambiente dinámico de la playa, lo cual es de potencial interés para la investigación sobre recursos naturales e interpretar los ambientes sedimentarios antiguos análogos y los mecanismos, que funcionaron durante el transporte de los sedimentos (Passega, 1977). Muchos investigadores han procurado relacionar el tamaño de grano con los procesos deposicionales (Carranza-Edwards *et al.*, 1998, Chaudhri y Chakarborty, 1982; Chaudhri, 1991, 1993; Doeglas, 1946; Folk, 1954; Folk y Ward, 1957; Friedman, 1961, 1967, 1979; Gill, 1983; Inman y Chamberlain, 1955; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2007; Keller, 1945; Okazaki *et al.*, 2001, Noda, 2005, Passega, 1957, 1964, 1977; Reineck y Singh, 1986; Udden, 1914; Visher, 1969 y Wentworth, 1929).

Las condiciones hidrodinámicas que prevalecen durante la deposición de sedimentos clásticos controlan el tamaño y composición de los sedimentos. Passega (1957 y 1964) demostró la utilidad de las características del tamaño de grano para interpretar la característica de la deposición. Las distribuciones del tamaño de grano son mezclas de dos o más procesos de energía, o variaciones durante el transporte de las arenas (Doeglas, 1946). Inman (1949) estableció tres características, que son: clasificación, oblicuidad y tamaño de la media en el estudio del tamaño de grano en la distribución, usando fórmulas matemáticas.

Además, la naturaleza de la acumulación del sedimento en un ambiente de plataforma es principalmente dependiente del tipo y rango de la partícula y de la capacidad de los componentes hidráulicos de redistribuir partículas.

Nittreouer *et al.* (1983) observaron que los patrones de la distribución del tamaño de grano se han utilizado comúnmente para caracterizar la sedimentación de la plataforma. Según Swift (1979), la distribución de los sedimentos dentro del área de la plataforma moderna es influenciada por procesos difusivos y advectivos del transporte.

La clasificación hidráulica del tamaño de grano en plataformas continentales distribuye el sedimento grueso en la plataforma interna, un sedimento más fino (limo y arcilla) en la plataforma media y los sedimentos relictos en la plataforma externa (Curry, 1965). Los parámetros texturales del sedimento varían con las condiciones ambientales. Koldijk (1968) indicó que las características texturales son indicadores de condiciones ambientales.

Varios estudios habían arrojado diversos métodos gráficos para el cómputo del análisis de tamaño de grano (Folk y Ward, 1957; Inman, 1952; Krumbein, 1936; Trask, 1952). Friedman (1962) comparó a las medidas de clasificado de Trask (1952), a las medidas del momento de Inman (1952) y a las medidas gráficas de Folk y Ward (1957), y concluyó que las medidas de Inman eran más satisfactorias para las areniscas pobremente clasificadas. El coeficiente de clasificación de Trask estaba más claro para describir las areniscas muy bien clasificadas. Las medidas de clasificación de Folk y Ward (1957) fueron encontradas satisfactorias para el rango entero de características del clasificado. Estas relaciones y tendencias pueden ofrecer pistas para descubrir el modo de la deposición e identificar ambientes por análisis de tamaño. Por lo tanto, el estudio exacto del parámetro del tamaño de grano es un aspecto esencial e importante para establecer las condiciones paleoclimáticas y los ambientes deposicionales.

Así, este capítulo describe los parámetros del tamaño de grano (según Folk y Ward, 1957) de las muestras colectadas en las tres diferentes playas (Cazones, Golfo de México; Acapulco, Océano Pacífico; Sonora, Golfo de México; Fig. 1). También, basado en los resultados de tamaño de grano, nosotros intentamos:

- 1) descubrir las diferencias en parámetros del tamaño de grano en las tres diferentes playas;

- 2) interpretar la razón de las diferencias en el tamaño de grano, y si están basados en los tipos de la roca fuente, la energía o los ambientes tectónicos de las tres playas.

3.2 Metodología

3.2.1 Pre-tratamiento de muestras

Sesenta y cinco muestras fueron colectadas a lo largo de las tres playas que formaron parte de este estudio. Veinte muestras se colectaron en las playas de Cazones, veintiséis muestras en Sonora y diecinueve en Acapulco. (Tabla 3.1 en Anexo 2). Aproximadamente 50 gramos fueron tomados para el análisis de tamaño de grano.

Las muestras fueron inicialmente tratadas con ácido clorhídrico 1:1 para quitar los materiales calcáreos presentes en los sedimentos. Este tratamiento fue repetido hasta que no hubiera efervescencia. Las muestras fueron lavadas con suficiente cantidad de agua destilada y decantadas cuidadosamente para que no se perdiera limo, hasta que se observa una columna de agua clara, el proceso de lavado y decantación se repitió. La arcilla y la materia mezclada en los sedimentos fue retirada por simple frotamiento. En caso de ser necesario las partículas restantes de arcilla también se retiraron. Después de la decantación, las muestras se secaron y pesaron y se tomo la diferencia de peso como el peso de carbonatos.

Se utilizaron los tamices número 12, 18, 25, 40, 60, 80, 100, 230 y 270 de la Asociación Americana de Pruebas y Materiales (ASTM por sus siglas en inglés), que fueron los tamaños de acoplamiento. De tal manera, se mantuvieron 0.5 ϕ el intervalo y el equipo tamizador fue empleado para la separación del tamaño de grano. Para mantener una sincronización constante, el tamizador fue unido a un contador de tiempo y cada muestra fue tamizada por veinte minutos. Los materiales tamizados por cada malla fueron pesados por separado. Luego los valores de todas las fracciones pesadas fueron tabulados correctamente para los estudios granulométricos y las arenas de las fracciones respectivas se guardaron para estudios posteriores de geoquímica.

3.2.2 Granulometría

Para ilustrar el ambiente de deposición, se llevó a cabo el cálculo granulométrico de las muestras analizadas. Cada uno de los valores de las fracciones pesadas se tabularon. Los diversos parámetros texturales siguiendo el método gráfico (Friedman, 1967 y Folk y Ward, 1957) se obtuvieron para la discusión de los parámetros individuales, tales como media, mediana, desviación estándar, oblicuidad, y curtosis. Varios diagramas bivariantes se graficaron para interpretar los diferentes parámetros texturales del ambiente deposicional.

3.2.3 Medida gráfica de la distribución de frecuencia

El propósito de la presentación gráfica de la distribución del tamaño de grano es expresar y computar los parámetros estadísticos para la interpretación de variaciones texturales. La curva de frecuencia acumulada es una de las representaciones gráficas de datos de distribución de frecuencia particularmente valiosas en el cálculo de las cualidades del tamaño. El tamaño de grano se traza en el eje horizontal en escala aritmética y el porcentaje acumulativo del peso se traza en escala de la ordenada de la probabilidad en el eje vertical.

Figuras 3.1 A-J (Anexo 3) muestran las curvas de frecuencia acumulativa para las muestras analizadas de las diferentes playas.

3.3 Parámetros de Tamaño de Grano

Se calcularon los resultados de los parámetros de tamaño de grano con el método gráfico de Folk y Ward (1957) por ejemplo, tamaño de grano medio, desviación estándar, oblicuidad y curtosis. Los valores de los parámetros estadísticos para las 65 muestras se tabulan en la Tabla 3.1 (Anexo 2).

3.3.1 Mediana

El punto medio es el tamaño de grano en el centro exacto de la población, donde la mitad de las partículas son finas y la otra mitad es más gruesa, y es determinada por el valor del porcentaje 50 en la curva acumulada.

3.3.2 Media

La media representa el tamaño de grano medio de la distribución total de sedimentos; la naturaleza de sedimentos y sus condiciones deposicionales pueden ser explicados por medio de la media. Es influenciada por parámetros como la velocidad del agente de transporte, forma, gravedad específica, composición, durabilidad y resistencia de los sedimentos durante el transporte, por la acción de onda. El tamaño de grano será mayor si la cantidad de energía impartida en los sedimentos también lo es. El tamaño de la media del sedimento sirve como un índice de la medida de abrasión, de reducción y de acreción.

El tamaño medio se puede calcular usando la fórmula

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

El tamaño medio de las muestras se extiende a partir de 1.60 a 2.53, 0.80 a 2.63, y 0.28 a 2.77 para Cazones, Desemboque y Bahía de Kino (Sonora) y Acapulco respectivamente (Tabla 3.1 en Anexo 2).

En la clasificación de tamaño de Wentworth, las arenas van de medias a grano fino, grueso a grano fino, y de grueso a grano fino, respectivamente. La ausencia de arenas de grano grueso en Cazones indica claramente el margen pasivo característico del área de estudio. Como se mencionó anteriormente, el tiempo para la depositación de arenas a lo largo de la playa en un margen pasivo debe ser más largo que en el margen activo, que puede ser el motivo de la ausencia de arenas de grano grueso en Cazones.

3.3.3 Desviación Estándar

El grado de clasificación es dependiente del tamaño de grano de los sedimentos y sirve como medida de conocimiento de la energía o el ambiente deposicional, y para saber la presencia, o la ausencia, de fracciones gruesas a grano fino (Mckinney y Friedman, 1970). Es una de las cualidades texturales más utilizadas para clasificar las arenas de diversos ambientes deposicionales.

El clasificado de los sedimentos es influenciado por parámetros tales como el grado de turbulencia, la velocidad del transporte, características hidrodinámicas, la naturaleza de los sedimentos provistos al ambiente deposicional, y el rango de materiales detríticos (Mckinney y Friedman, 1970).

Los sedimentos mejor clasificados son generalmente aquellos con el rango de tamaño medio de 2.0 a 3.0, independientemente de las condiciones que prevalecen en el ambiente deposicional (Inman, 1952).

Las fórmulas usadas para su determinación son:

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \quad \text{para el método gráfico}$$

De acuerdo con los valores obtenidos de las fórmulas antes mencionadas de Folk y de Ward (1957), se establecen las siguientes clases:

$< 0.35\phi$	muy bien clasificadas
$0.35 \text{ a } 0.50\phi$	bien clasificadas
$0.50 \text{ a } 0.71\phi$	moderadamente bien clasificadas
$0.71 \text{ a } 1.00\phi$	moderadamente clasificadas
$1.00 \text{ a } 2.00\phi$	mal clasificadas
$2.00 \text{ a } 4.00\phi$	muy mal clasificadas
$>4.00\phi$	extremadamente mal clasificadas

De acuerdo con la escala propuesta por Folk y Ward (1957), los valores de la desviación estándar se extienden a partir de 0.33 a 1.26, 0.41 a 1.32, y 0.35 a 0.89, para Cazones (muy bien clasificado a mal clasificado), Sonora (bien clasificado a mal clasificado), Acapulco (bien clasificado a moderadamente clasificado), respectivamente (Tabla 3.1 en Anexo 2). Las variaciones del clasificado observadas se atribuyen a la diferencia y variabilidad en la velocidad de las corrientes deposicionales.

Horikawa y Shen (1960) y Williams (1964), han divulgado que la reducción y la saltación implicadas principalmente en procesos eólicos fueron encontradas como responsables del buen clasificado. El clasificado muy bueno indica la deposición lenta de sedimentos, así como la energía constante en el medio de la deposición. La mala clasificación indica que:

1) no fueron transportados por un tiempo considerable;
 2) la entremezcla de sedimentos recientes con los más antiguos y;
 3) la inhabilidad del transporte y de la dispersión para dispersar estos sedimentos (Valia y Cameron, 1977). Es importante observar que el buen clasificado de las muestras está se observa solamente en el área de Cazonas, de todas las áreas de estudio, que demuestra claramente que el clasificado de sedimentos/arenas depende principalmente de las condiciones de la energía prevaleciente durante la deposición.

3.3.4 Oblicuidad

La oblicuidad mide la asimetría de la distribución de la partícula. Si hay más arenas de grano grueso, entonces los resultados demuestran valores negativos. Si hay más materiales de grano fino, los valores tienden a ser positivos. La oblicuidad ha demostrado ser un parámetro valioso del tamaño en la distinción de los ambientes (Chappel, 1967 y Friedman, 1961, 1965 y 1967) y puede ser un indicador sensible de mezcla de arenas finas y arenas de grano grueso (Folk, 1966; Mason y Folk, 1958 y Spencer, 1963).

Las fórmulas usadas para su determinación son:

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

Los diferentes términos establecidos por Folk y Ward (1957) se muestran abajo:

+1.0 a +0.3 ϕ	Oblicuidad muy fina
+ 0.3 a +0.1 ϕ	Oblicuidad fina
+0.1 a -0.1 ϕ	Cercano a la simetría
-0.1 a -0.3 ϕ	Oblicuidad gruesa
-0.3 a -1.0 ϕ	Oblicuidad muy gruesa

El rango de los valores de oblicuidad obtenidos por el método gráfico son a partir del -0.50 a 0.17 para Cazones (oblicuidad muy gruesa a muy fina), -0.42 a 0.38 para Sonora (oblicuidad muy gruesa a muy fina), y de -0.20 a 0.82 para Acapulco (oblicuidad gruesa a muy fina; Tabla 3.1 en Anexo 2). Las amplias variaciones en los valores de oblicuidad indican que las condiciones de erosión, transporte y de la sedimentación no eran uniformes durante la deposición de las arenas de playa. Según Duane (1964), los valores negativos son indicativos de áreas de erosión, o de no deposición, mientras que los valores positivos indican la deposición de sedimentos. Una mezcla de oblicuidades positivas y negativas indicaría una región en el estado del flujo.

La mayoría de las muestras de Cazones (cerca del 85%; Tabla 3.1 en Anexo 2) caen dentro de los valores positivos, que sugieren la adición de sedimentos finos posiblemente por actividad eólica y el predominio de un ambiente tranquilo durante la deposición (Martin, 1965). Los valores positivos son generalmente más altos en las playas donde dominan arenas granulosas finas. Por lo tanto, los valores positivos de las arenas de la playa de Cazones indican directamente el margen pasivo del área de estudio. Esta interpretación también es soportada por los resultados observados al usar los valores de la mediana (finos a arenas granulosas medias). También, se observa la mezcla de los valores de oblicuidad de negativos y de positivos para Sonora y Acapulco, que apoyan la condición activa de las playas a lo largo del Océano Pacífico.

3.3.5 Curtosis

La curtosis es el cociente entre clasificación de cualquier extremo y la porción central de la distribución. Si la porción central se clasifica mejor que los extremos, la curva de frecuencia puede ser excesivamente puntiaguda o leptocúrtica. En contraste, si los extremos se clasifican mejor que la porción central de la curva de frecuencia, entonces se llama plano platicúrtico. Algunas curvas bimodales se muestran fuertemente platicúrticas con la depresión media entre la curva de frecuencia (Folk, 1980).

Geológicamente, la curtosis gráfica es la medida cualitativa de sedimentos ya clasificados, en un ambiente de alta energía y posteriormente transportados y modificados por otro tipo de ambiente (Folk y Ward, 1957).

La curtosis se determina usando la fórmula siguiente:

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

Los términos siguientes son utilizados para describir las características de la curtosis:

<0.67 ϕ	Muy platicúrtica
0.67 a 0.90 ϕ	Platicúrtica
0.90 a 1.11 ϕ	Mesocúrtica
1.11 a 1.50 ϕ	Leptocúrtica
1.50 a 3.00 ϕ	Muy leptocúrtica
>3.00 ϕ	Extremadamente leptocúrtica

Los valores de curtosis varían a partir de 0.53 a 2.60 para Cazonas (muy platicúrtica a muy leptocúrtica), 0.71 a 1.64 para Sonora (mesocúrtica a muy leptocúrtica), y 0.60 a 1.84 para Acapulco (muy platicúrtica a muy leptocúrtica; Tabla 3.1 en Anexo 2). No se observa ningunas relaciones significativas con los otros parámetros. Folk y Ward (1957) han deducido que los sedimentos unimodales se muestran mesocúrticas y la mezcla de sedimentos de dos ambientes en cantidad sub-igual dando por resultado que sean platicúrticas.

3.4. Diagramas Bivariantes para interpretar los ambientes deposicionales

Los variados diagramas bivariantes fueron diseñados para discriminar los sedimentos de playa, de río y de duna, y son útiles para interpretar el origen de las arenas de la playa (Friedman, 1961, 1967; Moiola y Weiser, 1968; Passega, 1964). Las muestras del área de estudio se trazaron en siete diversas combinaciones de los parámetros de tamaño de grano y se muestran en las figuras 3.2 a la 3.9.

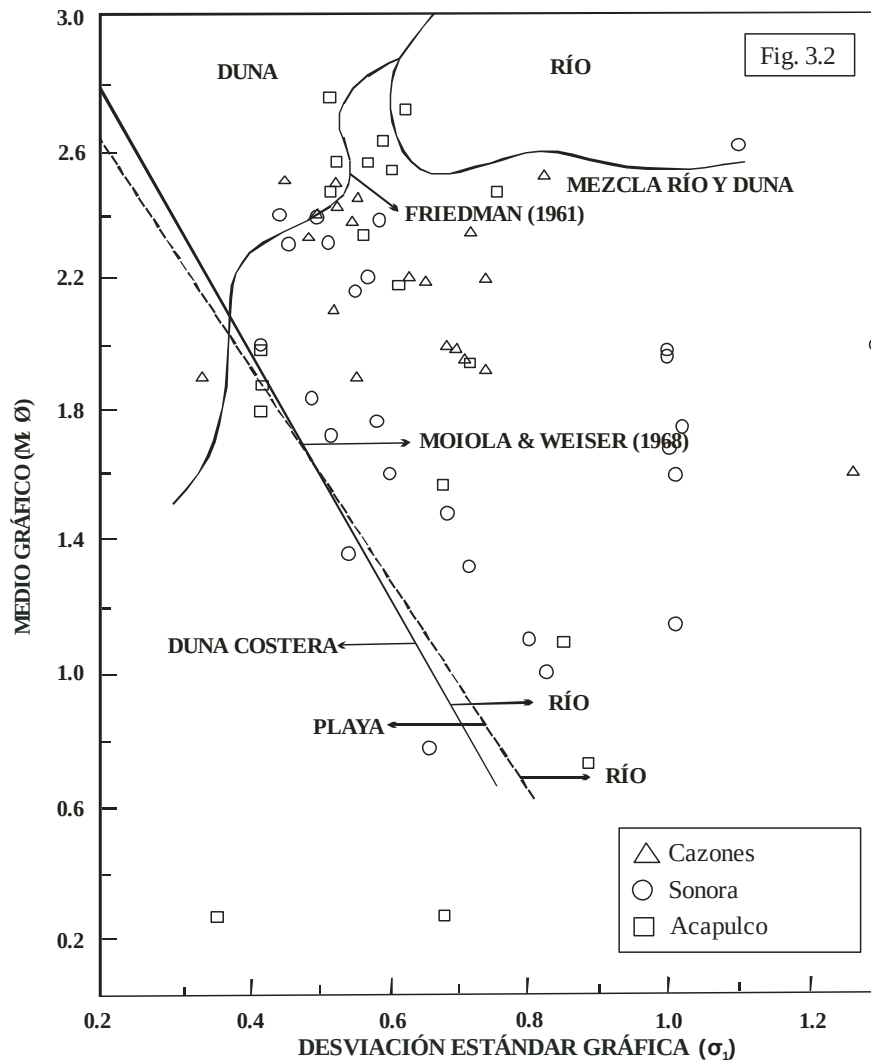


Fig. 3.2 Diagrama bivariente de medio gráfico contra la desviación estándar (Friedman, 1961 & Mogola y Weiser, 1968))

Los diferentes campos en los diagramas bivariantes indican: 1) que cualquiera de los diversos límites propuestos por varios autores, 2) para diferenciar los varios ambientes tales como duna, playa, y río. Los diagramas bivariantes entre diversos parámetros texturales dan la información con respecto al ambiente deposicional de las arenas (Folk y Ward, 1957). Friedman (1961 y 1967) probó la susceptibilidad de diferenciar los ambientes deposicionales de las arenas de playa y de duna trazando oblicuidad contra valores de desviación estándar. Moiola y Weiser (1968) han discriminado los ambientes de playa, río y de duna usando la desviación estándar y los valores medios.

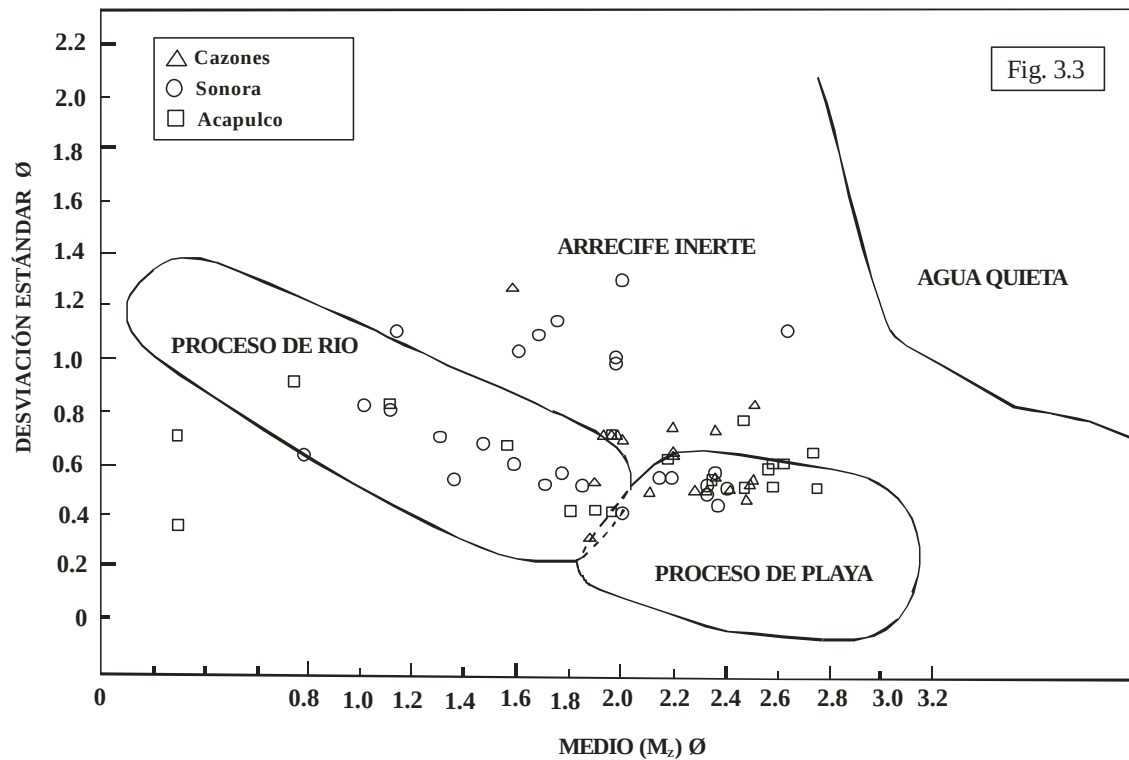


Fig. 3.3 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).

En este estudio, los diversos campos propuestos por estos autores se combinaron para conseguir mejores resultados. El medio grafico contra la desviación estándar (Fig.

3.2) se considera un discriminador efectivo de río, de playa, y de las arenas de la duna (Friedman, 1961; Moiola y Weiser, 1968). Friedman (1961) clasificó los ambientes como de río, duna, y mezcla duna-río.

Moiola y Weiser (1968) propusieron diversos campos para clasificar el río, la playa, y las arenas costeras de la duna. En este diagrama, la mayoría de las muestras caen en los campos de río y mezcla de duna-río propuestos por Friedman (1961) y Moiola y Weiser (1968). Estos son indicativos de que las arenas de playa fueron derivadas por mezclas de sedimentos a partir de dos distintos ambientes. Los sedimentos derivaron probablemente de la influencia de los ríos presentes a lo largo de las playas, por ejemplo el Río Cazonos cerca de nuestra área de Cazonos (Fig. 1.1) y Río Papagayo cerca de Acapulco.

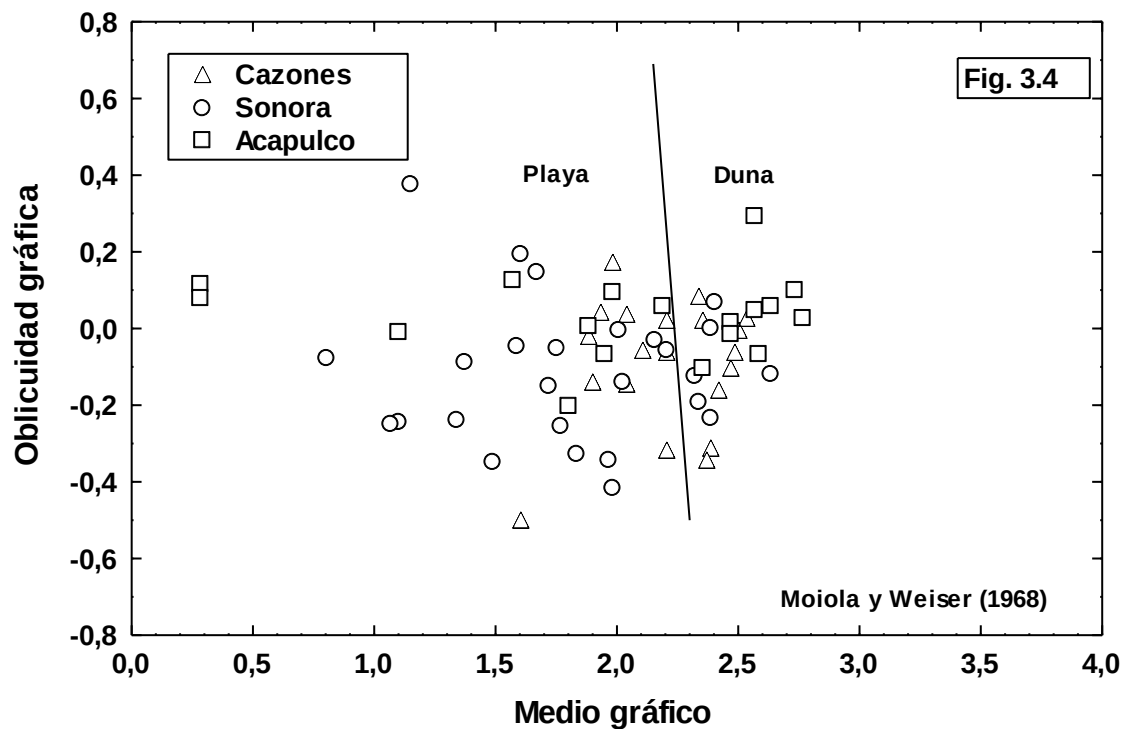


Fig. 3.4 El diagrama de oblicuidad gráfica contra medio gráfico propuesta por Moiola y Weiser (1968) se ha utilizado para la diferenciación de ambientes de playa y de duna.

El diagrama de la desviación de estándar contra medio, según lo mostrado en la Fig. 3.3, ha sido sugerido originalmente por Stewart (1958) para diferenciar las olas y el proceso del río. Las interpretaciones usadas por Stewart de los campos de discriminación indican que los procesos de playa y río distribuyen la mayoría de las arenas de playa.

También este diagrama apoya la interpretación hecha en el cuadro anterior (3.2). El diagrama de oblicuidad gráfica contra medio gráfico (Fig. 3.4) propuesto por Moiola y Weiser (1968) se ha utilizado para la diferenciación de ambientes de playa y de duna. En este diagrama, todas las muestras muestran una dispersión ancha y caen en los campos de la playa y duna. Sin embargo, los valores mínimos y máximos para el área de estudio de Acapulco son más altos que las otras áreas de Cazones y Sonora.

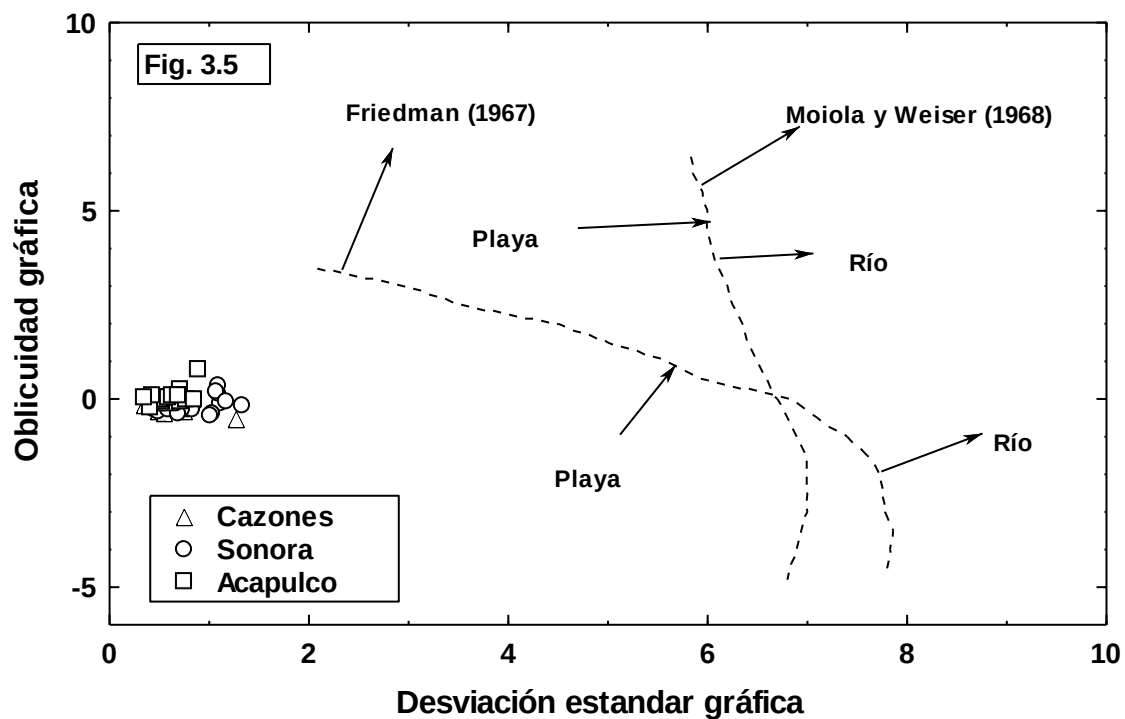


Fig. 3.5 El diagrama de oblicuidad gráfica contra el de desviación estándar gráfica, los campos propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968) muestra que la concentración de todas las muestras caen principalmente en el ambiente de playa.

El diagrama de oblicuidad gráfica contra el de desviación estándar gráfica (Fig. 3.5) los campos propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968) muestra que la concentración de todas las muestras caen principalmente en el ambiente de playa.

El diagrama la curtosis gráfica contra la oblicuidad gráfica (Fig. 3.6) se ha propuesto para distinguir ambientes de playa y de río (Friedman, 1967). Señala claramente que todas las muestras de las tres diversas playas son derivadas principalmente por la influencia de ambos ambientes de río y de playa.

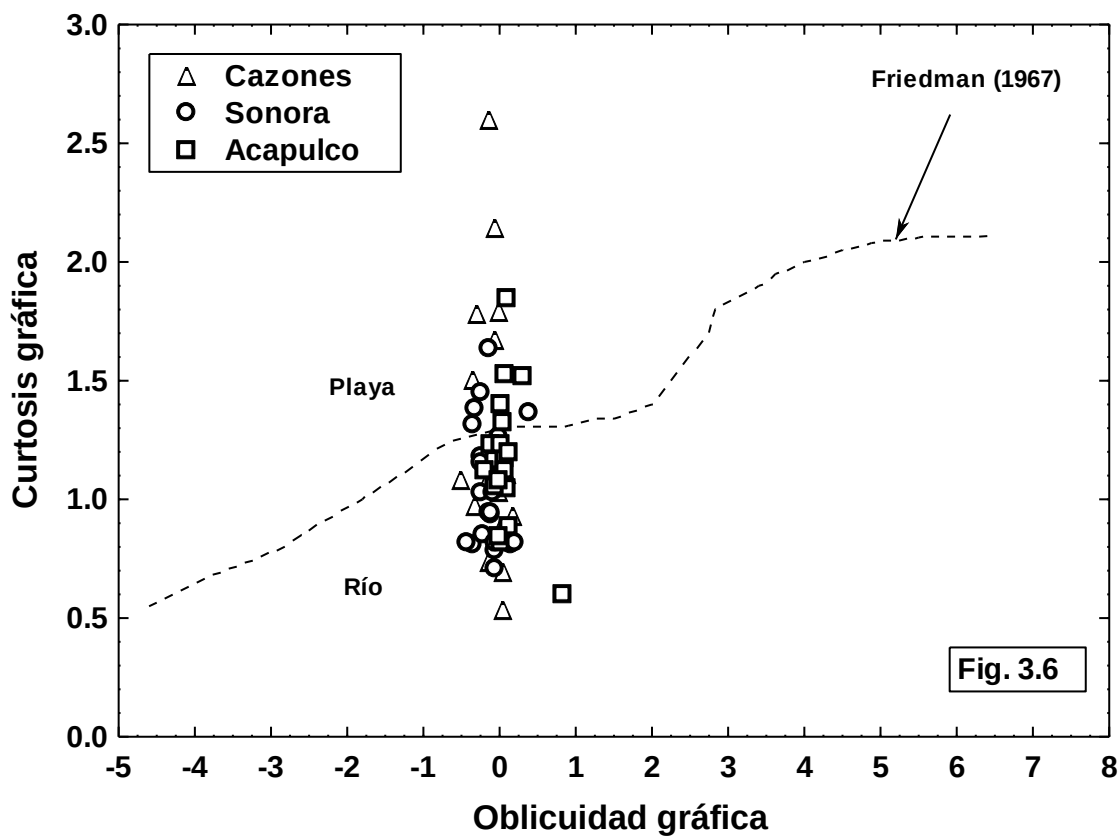


Fig. 3.6 Curtosis gráfica contra oblicuidad gráfica se ha propuesto para distinguir ambientes de playa y de río (Friedman, 1967) y este indica claramente que todas las muestras de las tres diversas playas son derivadas principalmente por la influencia de ambos ambientes de río y de playa.

El diagrama de desviación de estándar de phi (Φ) contra la oblicuidad de phi (Fig. 3.7) fue propuesto por Friedman (1967) para distinguir los ambientes, de río y de playa. En este diagrama también todas las muestras caen en ambos ambientes de playa y de río.

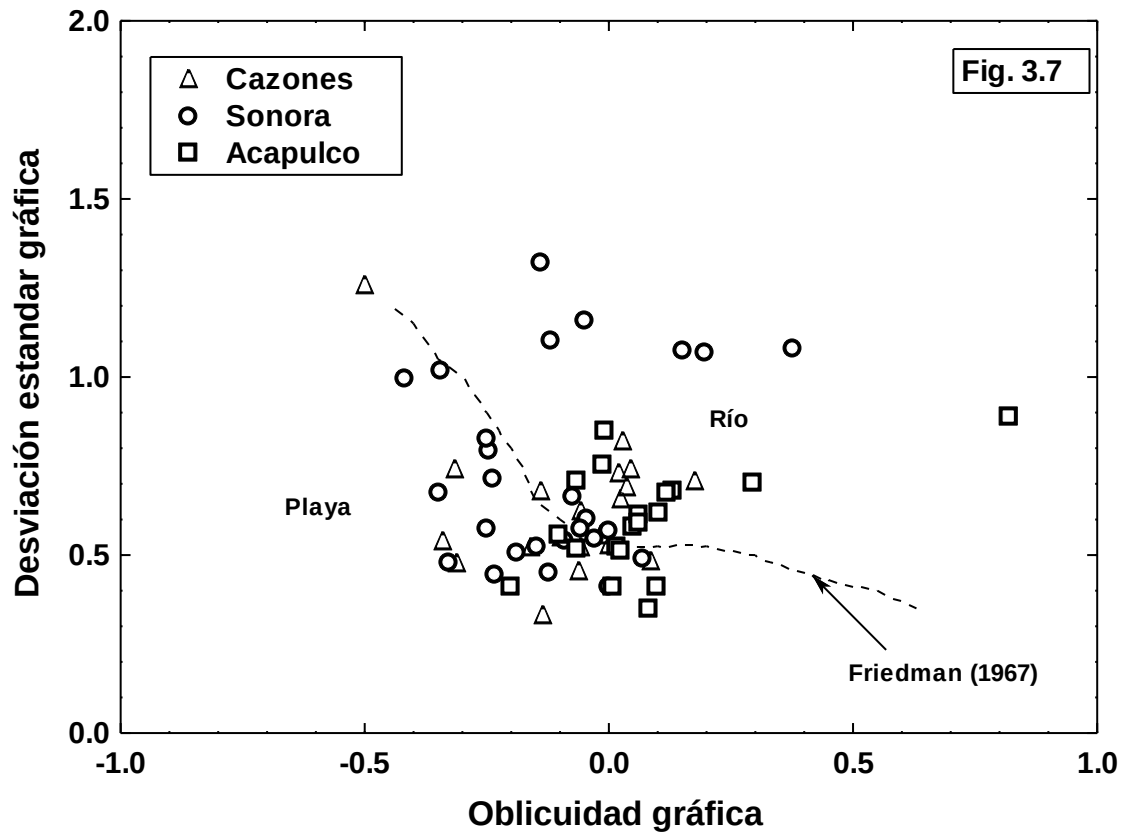


Fig. 3.7 El diagrama de desviación de estándar de phi contra la oblicuidad de phi fue propuesto por Friedman (1967) para distinguir los ambientes de río y de playa y en este todas las muestras caen en ambos ambientes de playa y de río.

En el diagrama de medio gráfico contra la oblicuidad gráfica (Fig. 3.8) los campos (playa y duna) propuestos por Moiola y Weiser (1968) y Hails y Hoyt (1969) son incluidos. En este diagrama, la mayoría de las muestras caen en el ambiente de playa, excepto por pocas muestras, las cuales caen en el ambiente de duna.

Por lo tanto, este estudio demuestra que las arenas de las tres diferentes playas son derivadas principalmente de mezclas de los sedimentos de playa y de río, y también por la influencia de los sedimentos de las dunas, las cuales se sitúan a lo largo del área costera. El dominio de los sedimentos de río a las áreas del estudio está principalmente por la influencia de los ríos que se mezclan al mar cerca a nuestra área del estudio (por ejemplo el río Cazones, en Cazones y el río Papagayo en Acapulco).

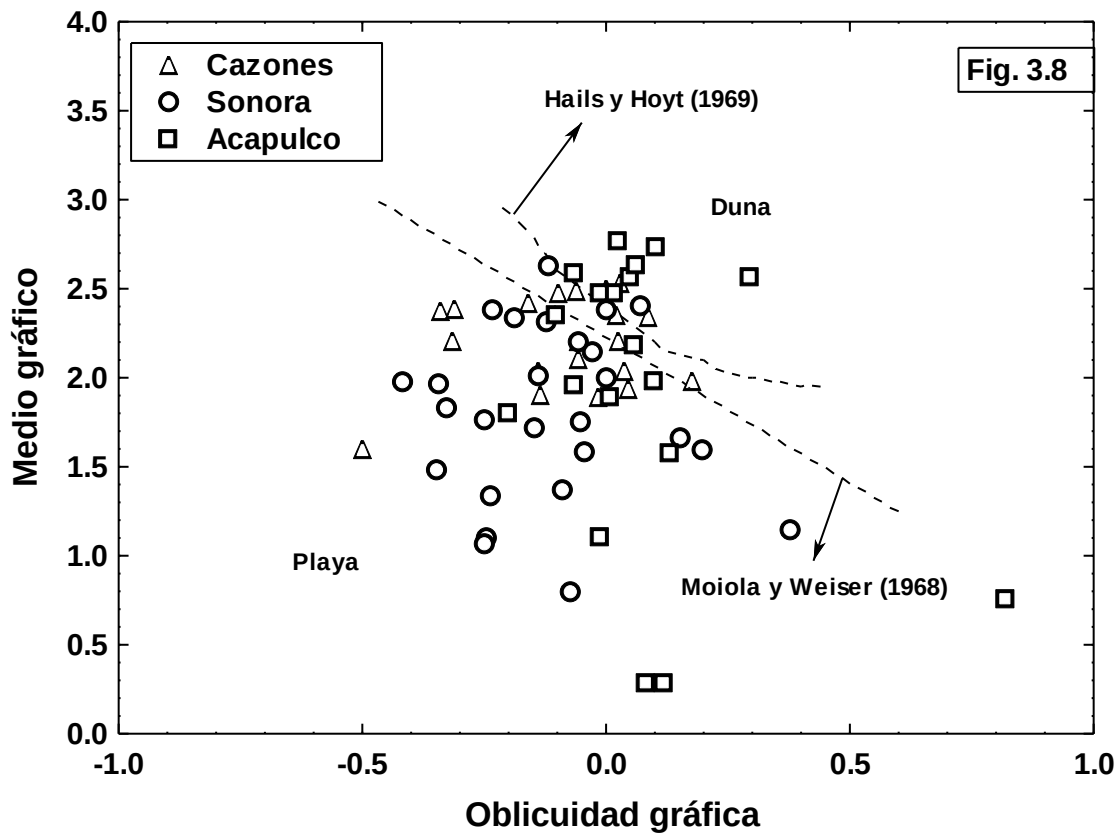


Fig. 3.8 En el diagrama de medio gráfico contra el oblicuidad gráfica los campos (playa y duna) propuestos por Moiola y Weiser (1968), y Hails y Hoyt (1969) son incluidos y en el diagrama, la mayoría de las muestras caen en el ambiente de playa, excepto por pocas muestras, las cuales caen en el ambiente de duna.

Todos estos parámetros indican que los sedimentos parecen haber sido derivados de sistemas fluviales y fueron depositados en un ambiente moderadamente agitado cercano de la playa. Nuestro punto en este capítulo, es interpretar las variaciones en parámetros de tamaño de grano respecto a los diferentes ambientes tectónicos y es que no están funcionando bien, porque no hay mucha diferencia entre las tres playas. Aún así, las tres playas pertenecen a contextos tectónicos diferentes; por ejemplo, las arenas de la playa de Cazonas, en el Golfo de México son de un margen conocido como ambiente pasivo, Acapulco, en el Océano Pacífico se conoce por ser un margen de ambiente, y las arenas de la playa de Sonora son los ejemplos conocidos para el margen de *rift*.

Sin embargo, en este estudio encontramos algunas diferencias en los parámetros de tamaño de grano, especialmente las variaciones en los tamaños de grano, valores de la clasificación y de desviación estándar, pero no en las diversas figuras usadas en este capítulo. En cualquier caso, varios estudios probaron las diferencias en los parámetros de tamaño de grano entre las arenas de duna y de playa (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995; Carranza-Edwards *et al.*, 1998; Douglas *et al.*, 2003, 2006; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005, 2007a, b, c; Pell *et al.*, 1999). Sin embargo, estos estudios estuvieron enfocados principalmente en los porcentajes en cuarzo, feldespato y fragmentos líticos (composición modal).

Así, en este capítulo, concluimos que la geoquímica y/o la composición modal de las arenas de playa debe ser más valuable que los parámetros de tamaño de grano a discriminar en los diferentes ambientes tectónicos. Probablemente, las variaciones de tamaño de grano son los mejores indicadores de las condiciones del nivel de energía que prevalecieron durante la deposición de las arenas.

Finalmente, las diferencias en los tamaños de grano entre tres diversas playas también se confirmaron usando el diagrama triangular de la arena-limo-arcilla (Fig. 3.9) propuesto por Folk (1980).

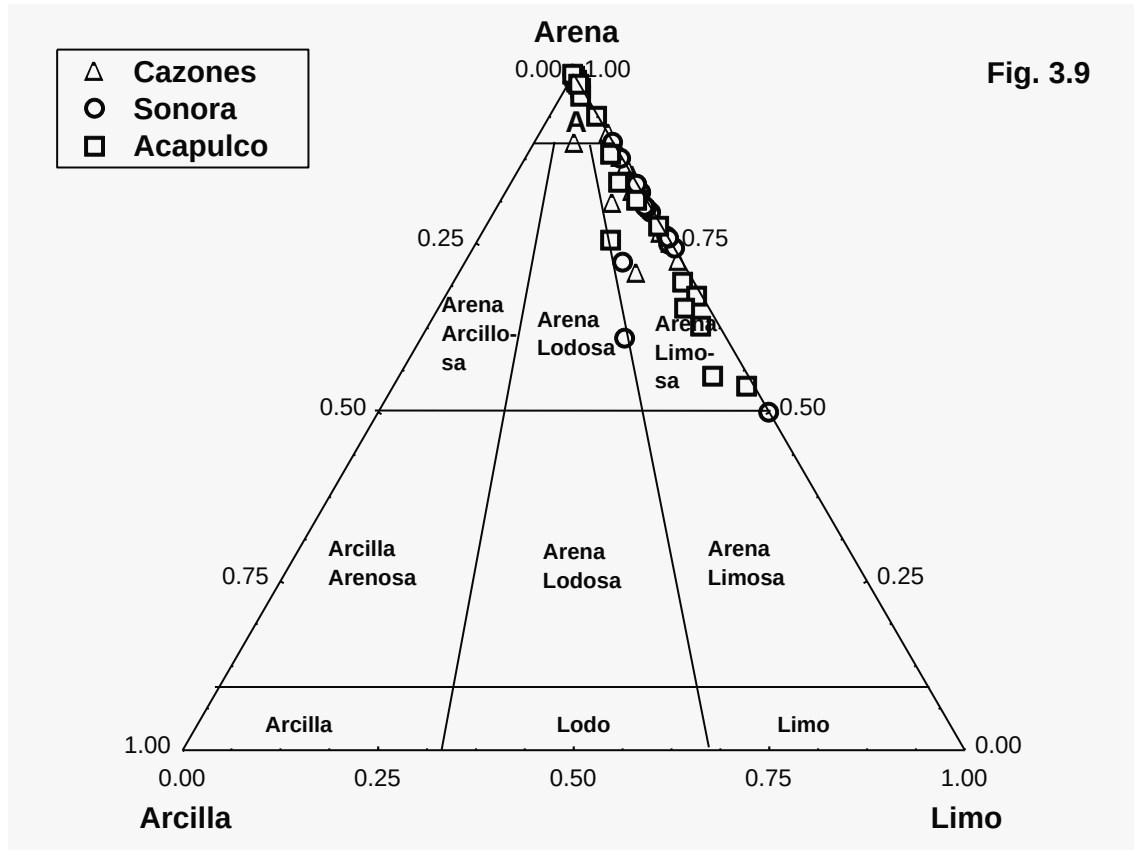


Fig. 3.9 El diagrama triangular de arena-limo-arcilla propuesto por Folk (1980) confirma las diferencias en los tamaños de grano entre las tres diversas playas.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

4.1 Introducción

El clima, el ambiente tectónico y la historia magmática de los continentes está preservada en los sedimentos detríticos, un punto importante de esta información es la asociación litológica, química y detrítica de la mineralogía (Dickinson *et al.*, 1983; Taylor y McLennan, 1985; Condie, 2001).

Además, los sedimentos detríticos/clásticos pueden ser el único registro de que la corteza haya sido removida por la erosión, cubierta con los depósitos de hielo, o enterrado en la corteza profunda. Los estudios geoquímicos son más convenientes que los análisis petrográficos basados en modos de armado para evaluar la procedencia y el ambiente tectónico de los sedimentos clásticos. Por otra parte, estos estudios son convenientes para litologías de grano fino, que son difíciles de analizar a través de los estudios petrográficos más tradicionales. En años recientes, la discriminación tectónica basada en elementos mayores ha recibido críticas considerables (Winchester y Max, 1989; Bahlburg, 1998; Armstrong-Altrin, 2005; Ryan y Williams, 2007), mientras que los diagramas que dependen de elementos traza han sido considerados como más confiables.

La composición de los sedimentos clásticos esta influenciada por la procedencia sedimentaria y la naturaleza de los procesos sedimentarios dentro de la cuenca deposicional. La relación entre la procedencia y la cuenca están gobernadas por la tectónica de placas, la cual controla en última instancia los diversos tipos de sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979). Además, la composición química del volumen de los sedimentos clásticos se utiliza como un índice para la correlación estratigráfica, e identificar los ambientes tectónicos y la procedencia (Bhatia, 1983, 1985; Ehrenberg y Siring, 1992 y Van de Kamp y Leake, 1985).

Aunque mineralógicamente los elementos inestables y solubles son afectados durante el intemperismo, los elementos químicamente inmóviles (por ejemplo, REE, Th, Y, Cr, Sc) se preservan en sedimentos clásticos, que tienen tiempos de residencia bajos en aguas oceánicas, y constituyen buenos marcadores de procedencia porque son transferidos casi cuantitativamente en los sedimentos clásticos (Taylor y McLennan, 1985), de modo que registran las firmas químicas de la roca fuente.

Por lo tanto, estos elementos y sus cocientes son altamente útiles para determinar las características de la procedencia de los sedimentos. Usando los elementos traza y las tierras raras. En este estudio evaluamos las variaciones geoquímicas de tres diversas áreas de estudio (Cazones, Sonora y Acapulco) para satisfacer los objetivos siguientes.

En este capítulo, 1) evaluamos las características de la roca fuente de las arenas de playa a partir de tres diversas áreas de estudio (Cazones, Sonora y Acapulco), usando la geoquímica de elementos traza y de tierras raras; 2) también se describe la importancia de algunos elementos traza para distinguir si la roca fuente es félsica, máfica, y/o ultramáfica. Además, 3) interpretar la relación entre la geoquímica y el ambiente tectónico usando los elementos traza y de tierras raras; 4) también interpretamos la razón de la variación en la concentración (enriquecimiento o empobrecimiento) de las tierras raras y sus patrones a lo largo de las tres diversas áreas de muestras de playa; 5) puesto que las tres áreas del estudio pertenecen a diversos ambientes tectónicos (Cazones - pasivo; Sonora- *rift*; y Acapulco - activo), interpretamos las diferencias en traza y el contenido de REE entre tres diferentes ambientes tectónicos y tabular claramente los elementos traza/REE, que son útiles para la discriminación tectónica. Finalmente, 6) se describe claramente el efecto del clasificado hidráulico de los minerales pesados entre las arenas de la playa.

4.2 Metodología

Veinticuatro muestras en total (ocho muestras de Cazonas; ocho de Sonora; y ocho de Acapulco) fueron analizadas por geoquímica de elementos traza y tierras raras.

Los elementos traza, incluyendo catorce elementos de tierras raras (REE) se determinaron usando un espectrómetro de masas de alta resolución de plasma acoplado, Finnigan MAT ELEMENT (IAP-MS) en el Instituto de Ciencias Básicas, India, siguiendo los métodos de Wu *et al.* (1996), Balaram *et al.* (1995) y Yoshida *et al.* (1996). La precisión y exactitud para los estándares GSR-3 y JG-2, según lo determinado por ICP-MS, están dentro de 5-10%.

4.3 Resultados

4.3.1 Geoquímica de los elementos traza

4.3.1.1 Elementos litófilos del ion grande (LILE) Rb, Ba, Sr, Th, y U.

Las concentraciones de los elementos traza se reportaron en la Tabla 4.1 (Anexo 4) y en la Figura 4.1. En comparación con la Corteza Continental Superior (UCC; McLennan, 2001), la concentración de las muestras estudiadas es generalmente baja en Rb, Ba, Sr y Th, excepto en las muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, y ARK 5L), las cuales están enriquecidas en Th. También la abundancia de U y el Th en estas muestras revelan la adición de minerales pesados.

4.3.1.2 Elementos de alta resistencia de campo (HFSE): Y, Zr, Nb, y Hf

Se normalizó la Corteza Continental Superior (UCC; McLennan, 2001) en la (Fig. 4.1) ya que estos elementos están dispersos extensamente. El contenido de Y es más alto en las muestras de Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1 que otras pero son bajas en contenido de Zr. Similarmente, el Zr es más alto en ARK 3L, ARK 1L y Cazonas 18 que otras muestras, lo que probablemente se debe al efecto del clasificado de los sedimentos (explicados en la parte final de este capítulo) y a la adición del zircón.

El contenido más alto de Y es probablemente debido a la adición del monacita. La correlación negativa entre el Zr e Y ($r = -0.13$) apoya nuestra interpretación, de que la fuente de estos elementos (Zr e Y) depende de diversos minerales (zircón y monacita). La concentración más alta similar de Hf y Zr en algunas muestras (ejemplo ARK 4L; ARK 1L; Cazones 18) y la correlación positiva entre Hf y Zr ($r = 0.99$) señalan que estos elementos están hospedados principalmente en zircón, y son directamente proporcionales uno al otro.

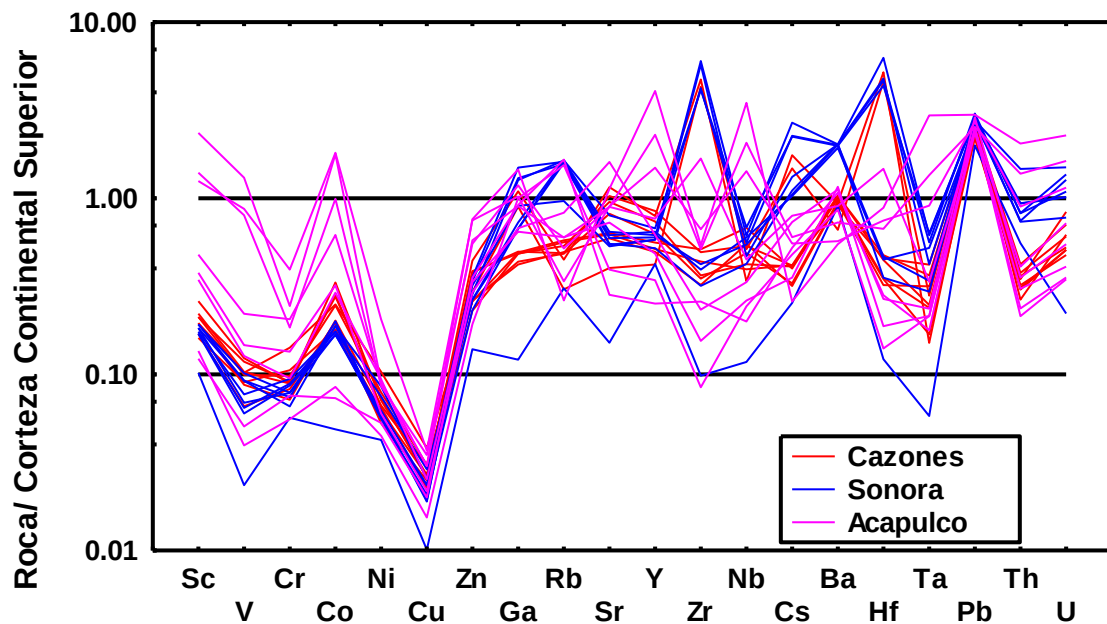


Fig. 4.1 Diagrama normalizado de multi-elementos para las arenas de Cazones, Sonora y Acapulco y normalizados sobre el promedio de la Corteza Continental Superior (Taylor and McLennan; McLennan, 2001), usando los siguientes valores (en ppm): Sc = 13.6, V = 107, Cr = 35, Co = 10, Ni = 20, Cu = 25, Zn = 71, Rb = 112, Sr = 350, Zr = 190, Ba = 550, Hf = 5.8, Pb = 20, Th = 10.7 y U = 2.8. Dos líneas horizontales para los valores Roca/Corteza Continental Superior.

4.3.1.3 Elementos traza de transición (TTE): V, Cr, Co, Cu, Ni, y Sc

No hay ninguna variación observada en el contenido de Cr ($\sim 5-33$) y de Ni ($\sim 2 - 9$) y son muy bajos en todas las muestras, que indican claramente la fuente félsica. Excepto en tres muestras el resto de las muestras se agotan en Co ($\sim 0.83 - 31$). La concentración de V y de Cu es menor a 1 en todas las muestras. El Sc es más alto en tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1) que en otras, lo que es probablemente debido a la adición de minerales pesados.

4.3.1.4 Elementos de tierras raras (REE)

Los elementos de tierras raras (REE) o lantánidos son un grupo de 15 elementos, empezando con el lantano (La, número atómico 57) y terminando con el lutecio (Lu, número atómico 71). Todos los lantánidos ocurren en la naturaleza, excepto Prometio (Pm), el cual es radiactivo y extinto.

Los elementos de tierras raras se clasifican en dos subgrupos: el subgrupo de las tierras raras ligeras o del cerio (LREE abreviado), abarcando los primeros siete elementos del La a Eu (números atómicos 57-63), y el subgrupo de las tierras raras pesadas o del itrio (HREE abreviado), abarcando los elementos de Gd a Lu (números atómicos 64-71). El itrio y el escandio, aunque no son elementos verdaderos de tierras raras, tienen características similares a los de tierras raras pesadas. Los minerales importantes de las tierras raras incluyendo la monacita [(Ce, La, Nd, Th) (PO₄)], [(REE)PO₄], xenotima [Y, REE(PO₄)], bastnaesita[(Ce, La)(CO₃)F] y apatito [Ca, REE)₅ (PO₄)₃ (OH,F)]. Las fuentes comerciales más importantes de REE han sido depósitos de placer de monacita tales como depósitos fluviales en Carolina del Norte y placeres de playa en Brasil, India, China y Australia (Nearly y Highley, 1984).

La bastnaesita y monacita son fuentes de REE ligeros y explican cerca del 95% de la producción actual de REE, mientras que el xenotima y los minerales tales como allanita son una fuente de REE pesados e itrio. La monacita contiene comúnmente torio hasta el 10%, un poco de itrio y una pequeña cantidad de uranio.

En la naturaleza, las REE no ocurren como metales libres. Ocurren principalmente en estructuras minerales con enlace covalente o iónico con otros REE y no metales. La monacita y el xenotima son minerales accesorios muy comunes en granitos y gneisses. Estos minerales son también muy estables en el ambiente cercano a la superficie. Debido a su resistencia química y alta densidad, se concentran frecuentemente en los depósitos de placer (arenas de playa). Las REE representan indicadores establecidos de la procedencia (McLennan *et al.*, 1990, 1993, 1995; McLennan, 2001). Sin embargo, una cierta movilidad de REE puede ocurrir durante el intemperismo y la diagénesis (Milodowski y Zalasiewicz, 1991; Bock *et al.*, 1994).

Las concentraciones absolutas y los patrones normalizados de contrita de las REE para las tres áreas de estudio se muestran en la Tabla 4.2 (Anexo 4) y en la Figura 4.2, respectivamente. Las concentraciones de ΣREE varían extensamente para las tres áreas de estudio ($\sim 22 - 390$; número de muestras $n = 24$). Sin embargo, el contenido de ΣREE es más alto en las muestras de Acapulco (126 ± 127 ; $n = 8$; Tabla 4.2 en Anexo 5) que en Sonora (76 ± 12) y Cazonas (67 ± 11).

Todas las muestras señalan un patrón similar de REE, con enriquecimiento de LREE, empobrecimiento de HREE y con anomalía negativa de Eu. Excepto tres muestras de Acapulco (13, 7, y 1), el resto de muestras están debajo de los valores de la Corteza Continental Superior. Los resultados también muestran que hay diferencias muy amplias en el contenido de LREE y de HREE entre las tres áreas de estudio.

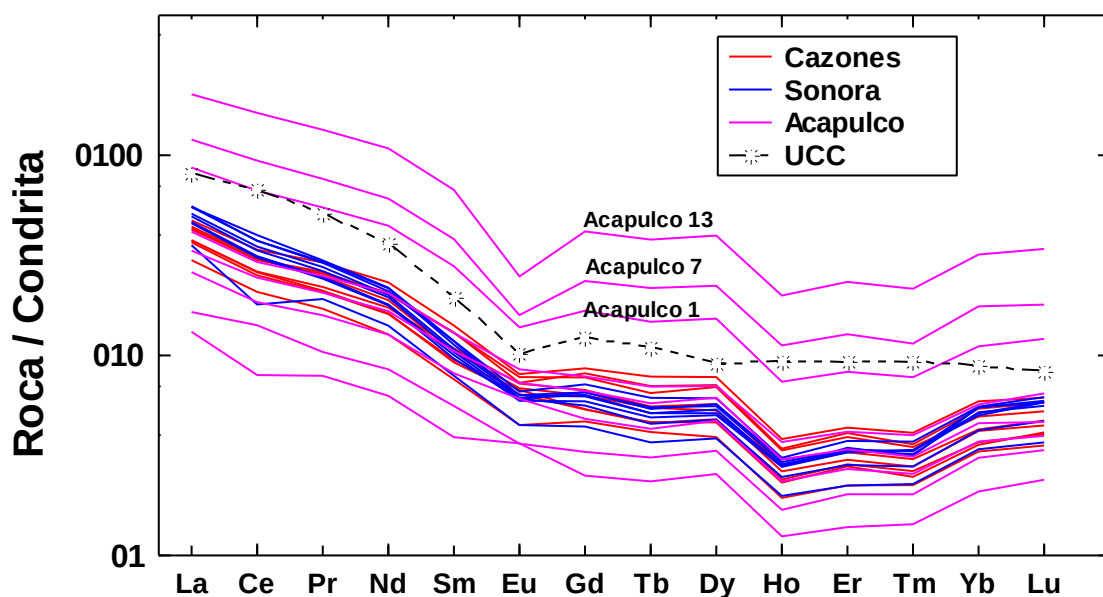


Fig. 4.2 Diagrama normalizado de Condrita – Elementos de Tierras Raras para las arenas de playa de Cazones, Baja California y Acapulco. Los valores normalizados de Condrita son tomados de Taylor y McLennan (1985). Los valores de la Corteza Continental Superior (UCC) son también incluidos para referencia (Taylor y McLennan, 1985). Nótese el anormal enriquecimiento de Σ REE en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1) y la preservación de los patrones similares de REE. Σ REE = Elementos Totales de Tierras Raras.

El contenido de LREE es más alto en Acapulco (110 ± 111 ; $n = 8$) que en Sonora (69 ± 12) y Cazones (60 ± 9) en las arenas de playa. En forma semejante, el contenido de HREE se enriquece levemente en las arenas de playa de Acapulco (15 ± 15), Cazones (7 ± 2) y Sonora (7 ± 1). La razón de este enriquecimiento anormal de Σ REE (también HREE, LREE) en las muestras estudiadas es debido principalmente a la concentración más alta de Σ REE, particularmente en las muestras Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1.

Tabla 4.3 Comparación de concentraciones entre las muestras Acapulco 13, 7 y 1 con el resto de las muestras analizadas

Elementos	REE contenidas exclusivamente en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco7, Acapulco 1)		Muestras restantes (número de muestras =21)	
	Rango	Media	Rango	Media
ΣREE	160 - 390	258 ± 111	22 - 89	66 ± 18
LREE	141 - 341	226 ± 103	19 - 81	59 ± 16
HREE	18 - 47	31 ± 15	3 - 9	7 ± 2

La tabla muestra que el enriquecimiento de las tierras raras es ~5 veces más arriba en las tres muestras que las otras restantes (n = 21). Generalmente, la razón del enriquecimiento de REE se debe a la adición de minerales pesados en las arenas o sedimentos durante el transporte (fraccionamiento). Entre otros minerales pesados, la monacita y xenotima son muy importantes para incrementar la concentración de REE, particularmente el contenido de LREE en arenas.

Si el enriquecimiento de LREE está controlado por la xenotima, entonces debe haber una correlación positiva entre Y y La/Sc, pero observamos una buena correlación negativa entre Y y La/Sc ($r = -0.40$). De este modo, la posibilidad del enriquecimiento anormal en LREE se debe solamente a la monacita. Por lo tanto, concluimos que la concentración más alta de ΣREE y LREE en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1) es debido a la presencia del mineral monacita. Otras evidencias se describen en la última parte de este capítulo.

4.4 Discusión

4.4.1 Composición del área fuente

Las composiciones de los elementos traza podrían potencialmente ser una fuente de información para determinar la procedencia de las arenas de playa.

Los elementos de alta resistencia de campo (HFSC), Zr, Hf, Y y Nb son relativamente inmóviles en el ambiente sedimentario, y reflejan así la composición de la procedencia (Taylor y McLennan, 1985). Dado que, los HFSC son preferencialmente fraccionados durante la cristalización y la anatexis (Feng y Kerrich, 1990).

Las rocas félsicas muestran un enriquecimiento de HFSC en comparación a las rocas máficas. La concentración de elementos REE y traza han sido estudiadas en una variedad de arenas/sedimentos/rocas sedimentarias para determinar las características de la roca fuente (Ronov *et al.*, 1972, 1974; Roaldset, 1973; Wildeman y Condie, 1973; Cullers *et al.*, 1975, 1979; Bhatia y Taylor, 1981; McLennan *et al.*, 1983; Mongelli *et al.*, 1996; Vital *et al.*, 1999). Taylor y McLennan (1985) y McLennan y Taylor (1991) también sugirieron que las REE, Th, Sc, y HFSE son elementos especialmente útiles para supervisar la composición del área fuente.

Estos elementos tienen tiempos de residencia muy cortos en la columna del agua, y se transfieren casi cuantitativamente en el registro sedimentario (McLennan *et al.*, 1983, 1990; Taylor y McLennan, 1985; Wronkiewicz y Condie, 1990; Cullers, 1994; Cullers y Berendsen, 1998; Cox *et al.*, 1995; Fedo *et al.*, 1996).

Otros elementos como Zr, Hf, Nb y Sn, tienen muchas características similares, pero tienden a ser concentrados en minerales pesados y están así conforme a un importante fraccionamiento durante el transporte y la depositación. Muchos elementos (por ejemplo: Cr, Ni, Co, Ba) son afectados de mayor a menor grado por procesos como el intemperismo, disolución, transporte y diagénesis. No obstante ha sido probado por muchos estudios que las abundancias de REE y Th son más altas en rocas félsicas que en máficas y en los productos del intemperismo, mientras que Co, Sc, V, Ni, y Cr se concentran más en las rocas máficas que en las félsicas y en sus productos de intemperismo (Veizer, 1978; McLennan *et al.*, 1980; Armstrong-Altrin, *et al.*, 2004).

Además, los elementos traza como Cr son útiles en identificar componentes accesorios detríticos, tales como cromita, comúnmente derivada de fuentes máficas a ultramáficas incluyendo las ofiolitas.

El contenido promedio de Cr en la Corteza Continental Superior es de 83 ppm (McLennan, 2001). Los altos niveles de Cr y Ni han sido utilizados por varios autores (Hiscott, 1984; Wrafter y Graham, 1989; entre otros) para deducir una procedencia ultramáfica de los sedimentos. Además, el enriquecimiento inusual de Ni sólo por otros elementos traza ferromagnesianos también es tratado por Armstrong-Altrin *et al.* (2004).

Por lo tanto, evaluamos las características de la roca fuente de las tres diferentes playas usando la concentración de los elementos traza y de las tierras raras. Según Garver *et al.* (1996), los sedimentos que elevan la concentración de Cr (>150 ppm) y de Ni (>100 ppm) son indicativos de fuentes ultramáficas. En este estudio, los valores de Cr y Ni están comparativamente más bajos para Cazonas (Cr = 7.97 ± 1.74 ; Ni = 3.16 ± 0.66), Sonora (Cr = 6.47 ± 1.02 ; Ni = 2.72 ± 0.57), y Acapulco (Cr = 14.42 ± 1.02 ; Ni = 3.97 ± 2.21). Por otra parte la estimación de la abundancia de Cr y Ni (Garvar *et al.*, 1996), para establecer la proporción relativa de rocas ultramáficas en la región de la fuente es evaluada en Cr/V contra el diagrama de Y/Ni (Fig. 4.3; Hiscott, 1984; Cingolani *et al.*, 2003).

El enriquecimiento anormal del cociente Cr/V ($\text{Cr/V} = > 4$) indica también que la fuente máfica oscila (Cingolani *et al.*, 2003; Gu *et al.*, 2002). En el diagrama (Fig. 4.3) no hay mucha diferencia en las arenas obtenidas a partir de las tres playas diferentes.

Los cocientes promedio de basalto, andesita, granito, volcánicos félsicos y de UCC (Taylor y McLennan, 1985; Condie, 1993) también se incluyen en este diagrama para la comparación (Fig. 4.3). Todas las muestras de este estudio están cerca de la composición de la UCC y entre el granito y el promedio de las volcánicas félsicas, excepto dos muestras, que se enriquecen en Y/Ni y se empobrecen en Cr/V.

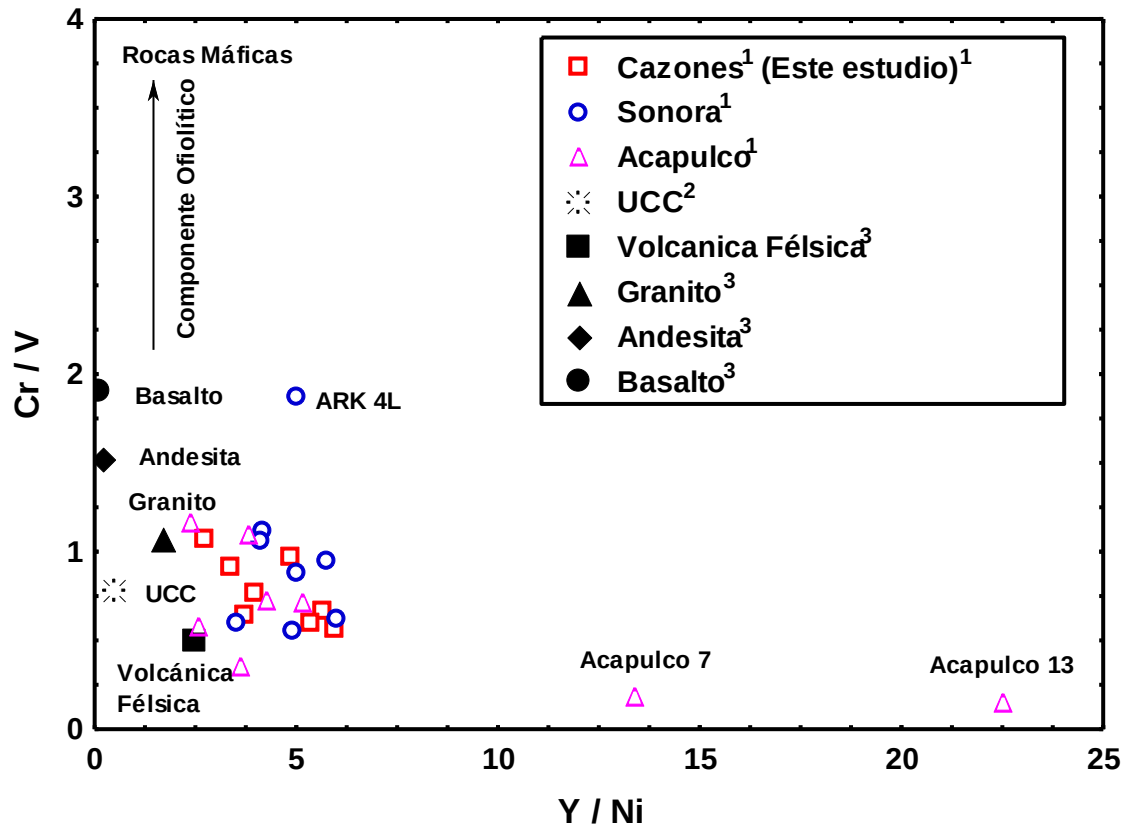


Fig. 4.3 El diagrama bivalente de Cr/V contra Y/Ni para las muestras estudiadas. ¹ arenas de playa de este estudio; los datos promedio para la comparación son de ² Taylor y McLennan (1985); ³ Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. La alta concentración de Y/Ni en dos muestras no es debido a la adición de la rocas máficas como roca fuente y es debido a las altas concentraciones de Y en estas muestras.

Estas variaciones en las dos muestras no revelan la diferencia en la roca fuente, pero es probablemente, debido a la proporción más alta de Y (Acapulco 7 = 85.67; Acapulco 13 = 89.49 ppm) y de Ni (Acapulco 7 = 3.80; Acapulco 13 = 4.00 ppm).

El enriquecimiento de Cr/V en la muestra ARK 4L puede ser causado a la mezcla de las rocas de la fuente. McCann (1991) probó que las concentraciones de V y Sc también pueden utilizarse para interpretar la roca fuente.

De acuerdo con McCann (1991), la concentración de V en sedimentos es cercana a 20 ppm. En el diagrama de V contra Sc (Fig. 4.4), todas las muestras están debajo de los valores de la Corteza Continental Superior, excepto tres muestras, (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1) que se enriquecen en V y Sc, indican probablemente las diferencias en las características de la roca fuente con otras muestras.

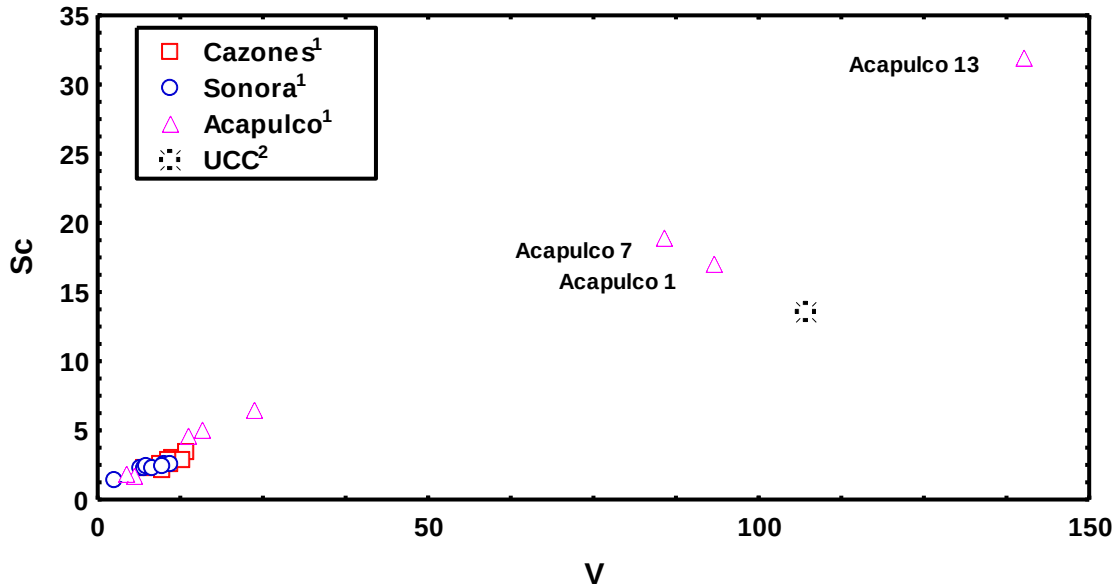


Fig. 4.4 Diagrama bivariables V-Sc para las arenas de playa. ¹ Este estudio ² Valores de la Corteza Continental Superior (UCC), (Taylor y McLennan, 1985). Nótese las altas concentraciones de Sc y V en tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, Acapulco 1).

El La y Th son más abundantes en rocas silíceas que en rocas básicas, y lo opuesto es verdad para el Sc y Co. Por lo tanto, los cocientes de La/Sc, Th/Sc y La/Co pueden ser útiles para la determinación de la procedencia (Taylor y McLennan, 1985); de modo, los enriquecimientos relativos de los elementos incompatibles sobre los compatibles (ejemplo LREE; altos Th/Sc) indican una procedencia promedio relativamente félsica (McLennan *et al.*, 1993; Cullers y Berendsen, 1998).

Así, los cocientes tales como Eu/Eu^* , $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}}$, La/Sc , Th/Sc , La/Co , Th/Co , Cr/Th , Sc/Th , Co/Th , y Th/Cr son significativamente diferentes en rocas fuente máficas y félsicas y la fuente puede identificarse usando estos cocientes (Wronkiewicz y Condie, 1987, 1989, 1990; Cullers *et al.*, 1988; Cullers, 1994b, 1995; Cox *et al.*, 1995; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004).

Estos cocientes de las áreas de estudio (Cazones, Sonora, Acapulco) se comparan (ver Tabla 4.3) con sedimentos derivados que oscilan entre fuentes félsicas y máficas (Cullers *et al.*, 1988; Cullers, 1994a, 2000; Cullers y Podkovyrov, 2000, 2002) así como con la Corteza Continental Superior (UCC; Taylor y McLennan, 1985). Esta comparación precisa que los cocientes de elementos traza de este estudio son comparables al rango de los sedimentos derivados de rocas félsicas más que a las rocas máficas de la fuente, excepto la muestra Acapulco 19, que se enriquece levemente en el cociente de Eu/Eu^* .

Tabla 4.4 Rangos de cocientes de elementos en la arena de playa de este estudio comparado con fracciones similares derivados de rocas félsicas, máficas y Corteza Continental Superior

Cocientes de elemento	Cazones	Sonora	Acapulco	Rango de sedimentos de fuentes félsicas ²	Rango de sedimentos de fuentes máficas ²	Corteza continental superior ³
Eu/Eu^*	0.69-0.90	0.66-0.80	0.46-1.13	0.40 - 0.94	0.71 - 0.95	0.63
$(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}}$	7.34-9.87	7.91-9.95	4.90-7.18	3.00 - 27.0	1.10 - 7.00	9.73
La/Sc	4.78-6.09	6.82-9.38	1.87-3.27	2.50 - 16.3	0.43 - 0.86	2.21
Th/Sc	1.13-1.47	3.14-5.89	0.55-1.35	0.84 - 20.5	0.05 - 0.22	0.79
La/Co	3.07-4.02	5.70-15.75	1.03-4.18	1.80 - 13.8	0.14 - 0.38	1.76
Th/Co	0.78-1.01	2.69-7.06	0.31-1.80	0.67 - 19.4	0.04 - 1.40	0.63
Cr/Th	1.67-3.14	0.40-0.93	0.94-3.98	4.00 - 15.0	25.00 - 500.00	7.76
Sc/Th	0.68-0.88	0.17-0.32	0.74-1.81	0.05 - 1.2	20.00 - 25.00	1.27
Co/Th	0.99-1.29	0.14-0.37	0.55-3.27	0.22 - 1.50	7.1 - 8.3	1.58
Th/Cr	0.32-0.60	1.08-2.50	0.25-1.06	0.14-4.0	0.002-0.045	0.13

¹ Este estudio

² Cullers (1994, 2000); Cullers y Podkovyrov (2000); Cullers *et al.* (1988)

³ McLennan (2001); Taylor y McLennan (1985)

Los diagramas bivariantes de Th/Sc contra Sc y triangulares de La-Th-Sc proporcionan información útil con respecto a las características de la roca fuente (McLennan y Taylor, 1991; Cullers, 2002; Fedo *et al.*, 1997a, b). El cociente Th/Sc y las concentraciones de Sc, La, y Th de las tres diferentes arenas de playa se trazan en los diagramas 4.5 (Th/Sc contra Sc) y 4.6 (diagrama triangular La-Th-Sc) para encontrar la probable fuente. El promedio de la Corteza Continental Superior (UCC; McLennan, 2001), los valores del granito, volcánicas félsicas, andesita y basalto (Condie, 1993) se incluyen en estos dos diagramas para su comparación.

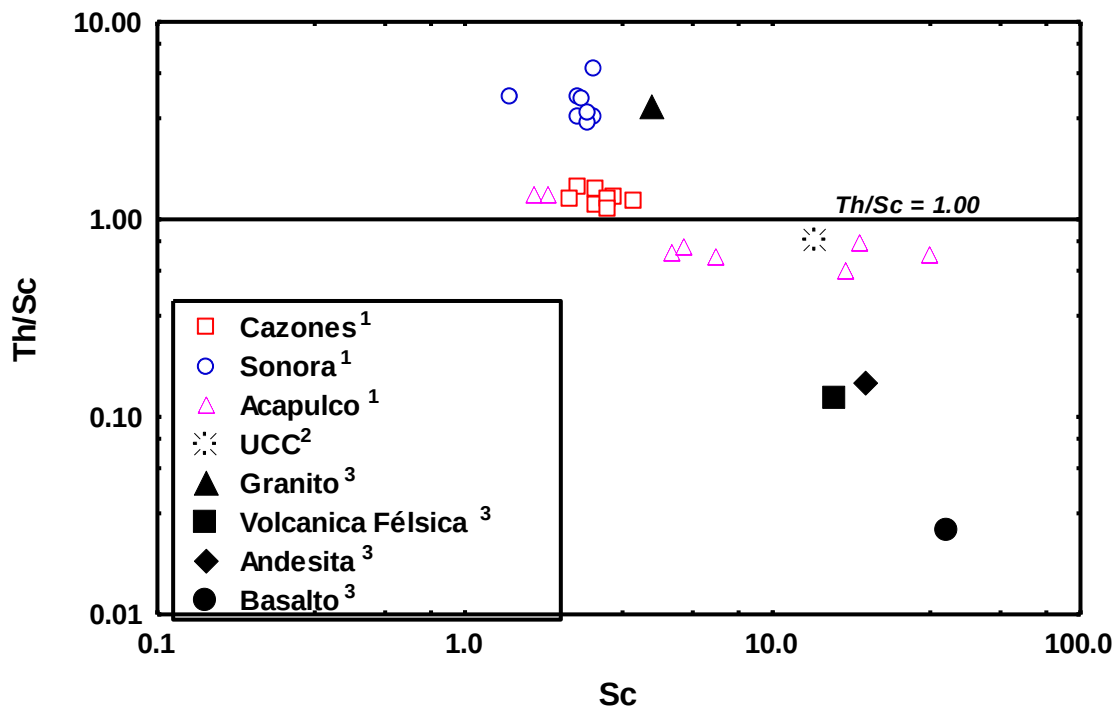


Fig. 4.5 Diagrama bivariante Th/Sc para las muestras de este estudio. ¹ arenas de este estudio; datos promedio para la comparación de ² Taylor y McLennan (1985); ³ Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. Nótese la buena discriminación en el cociente de Th/Sc para las tres diferentes áreas de estudio, las cuales indican una discriminación geoquímica entre ellas en los diferentes ambientes tectónicos, Pasivo (Cazones), Rift (Sonora) y Activo (Acapulco).

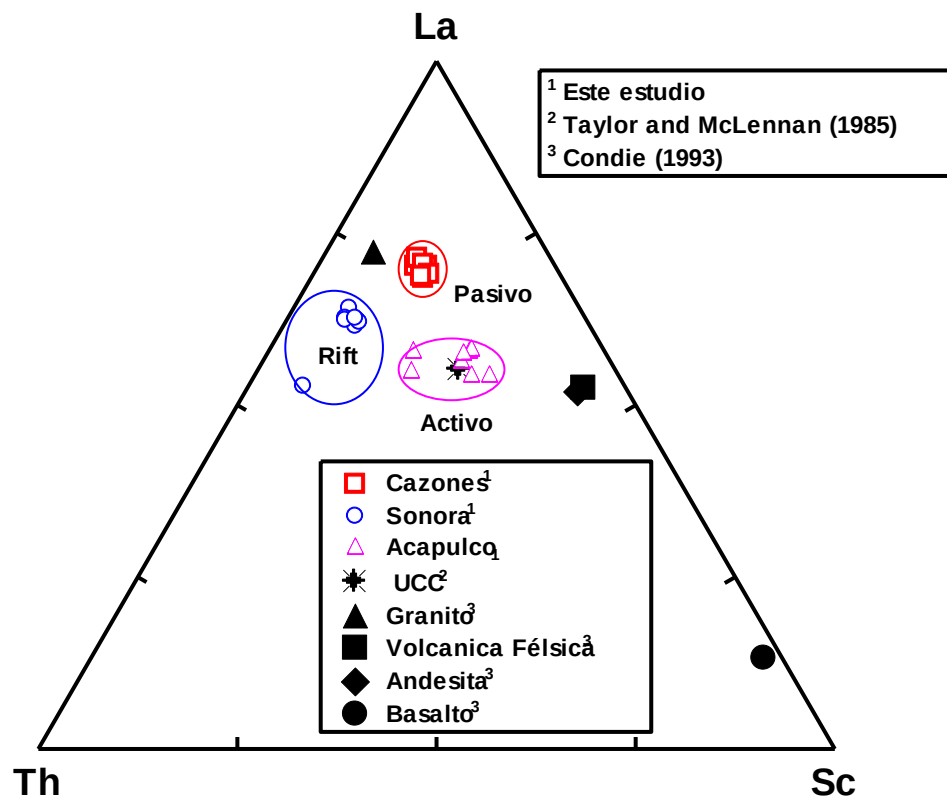


Fig. 4.6 El diagrama triangular La-Th-Sc para la procedencia de las arenas de este estudio. ¹ arenas de este estudio; datos promedio para la comparación son de ² Taylor y McLennan (1985); ³ Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. Nótese la discriminación geoquímica entre las tres diferentes áreas de estudio.

En ambos diagramas, las muestras se trazan entre los valores medios de las rocas volcánicas félsicas y granitos. Las muestras de las tres diversas playas están alejadas de la composición media del basalto. Esto ayuda a superponer que las muestras estudiadas fueran derivadas principalmente de fuentes félsicas más que de la máfica. Además, estos diagramas también muestran una buena discriminación geoquímica entre las tres diferentes áreas de estudio. Significa que las muestras de margen pasivo (Cazones), activo (Acapulco) y de *rift* (Sonora) se formaron en tres agrupaciones. Por lo tanto, nuestro estudio revela claramente que la composición geoquímica de arenas o sedimentos también depende de los ambientes tectónicos.

El diagrama Co/Th contra La/Sc también se construyó para probar las variaciones en la roca fuente (Fig. 4.7). Los valores promedio de basalto, UCC (Taylor y McLennan, 1985), andesitas, rocas volcánicas félsicas, y del granito (Condie, 1993) fueron incluidos para la comparación. El valor promedio de la Corteza Continental Superior Co/Th = 1.59 (McLennan, 2001) también se menciona en este diagrama. La mayoría de las muestras están por debajo del valor promedio de la Corteza Continental Superior (Co/Th = 1.59), excepto pocas muestras de Acapulco, que se empobrecen en La/Sc y se enriquecen levemente en cocientes como el Co/Th. Este enriquecimiento en Co/Th puede indicar la diferencia en la roca fuente, probablemente un porcentaje más alto de rocas volcánicas félsicas.

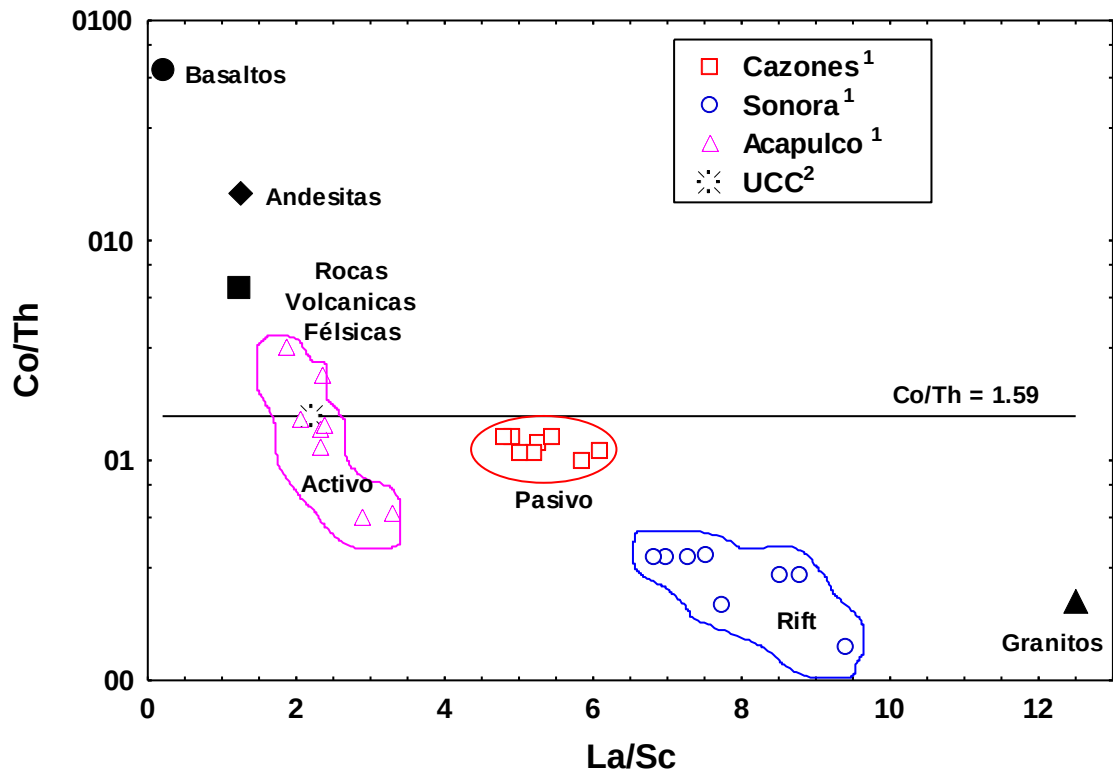
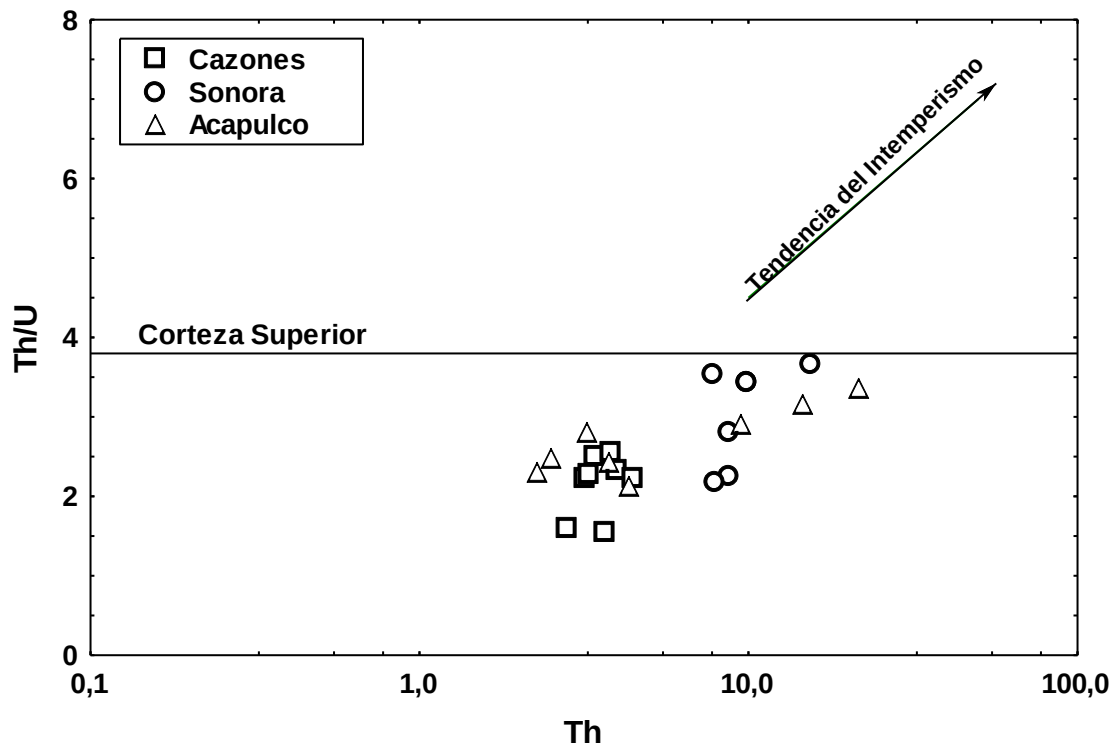


Fig. 4.7 El diagrama bivariante Co/Th contra La/Sc. ¹ arenas de playa de este estudio; datos promedio para la comparación son de ² Taylor y McLennan (1985); valores promedio de la roca fuente son de Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior. Otra vez nótese una excelente discriminación geoquímica entre las áreas de estudio.

Existe, una buena discriminación entre muestras de diversos ajustes y/o ambientes tectónicos (pasivo, activo y de *rift*). El margen pasivo (Cazones) muestra un rango a partir de 4.78 a 6.09 (La/Sc) y 0.99 a 1.29 (Co/Th), las arenas del margen de *rift* (Sonora) se extienden a partir del 6.82 a 9.38 (La/Sc) y 0.14 a 1.29 (Co/Th); y las arenas del margen activo (Acapulco) se extiende a partir de 1.87 a 3.27 (La/Sc) y 0.55 a 3.27 (Co/Th).



Sin embargo, la discriminación geoquímica por medio del cociente La/Sc es mejor que el cociente de Co/Th. Con respecto a la roca fuente, todas las muestras de Cazonas se dispersan cerca de los valores de la Corteza Continental Superior; las arenas de Sonora están cerca a la composición y significancia del granito como posible roca fuente. Además, los relativos patrones de REE y el tamaño de la anomalía de Eu (positiva o negativa) también se han utilizado para deducir fuentes de rocas sedimentarias (Taylor y McLennan, 1985; Wronkiewicz y Condie, 1989). Las rocas máficas contienen cocientes bajos de LREE/HREE y tienden a no contener anomalías de Eu, mientras que rocas más félsicas contienen generalmente cocientes más altos de LREE/HREE y anomalías negativas de Eu (Cullers y Graf, 1984; Cullers 1994a, 2000). El empobrecimiento de Eu se puede interpretar como diferenciación somera intracortical, que dio lugar al empobrecimiento de Eu en la Corteza Continental Superior, asociado a la producción de las rocas graníticas (McLennan, 1989).

Algunas rocas precámbricas, como el gneis de tonalita-tronjhemitita (TTG), la granodiorita y cuarzo diorita, muestran un gran cociente de LREE/HREE con anomalía positiva de Eu y sus anomalías positivas se presentan no debido al enriquecimiento de feldespatos sino al equilibrio de hornblenda (Cullers y Graf, 1984).

En el presente estudio, todos los tipos de roca muestran un cociente promedio más alto de LREE/HREE ($\sim 6.32-10.80$; 9 ± 1 , $n = 24$; Tabla 4.2 en Anexo 5) y una anomalía negativa significativa de Eu (0.76 ± 0.14 , $n = 24$; Tabla 4.3; Fig. 4.2) indicando la roca ígnea félsica como posible fuente. La anomalía de Eu es más alta en una muestra en particular, Acapulco 19, lo que puede deberse al enriquecimiento de feldespato potásico entre las arenas.

Es muy interesante notar las altas concentraciones de REE en tres muestras y que están sobre los valores de la Corteza Continental Superior. Otra vez es muy importante notar en los patrones de REE, que todas las muestras son muy similares, aunque tres muestras que tienen una concentración elevada en REE.

Normalmente, el enriquecimiento en Σ REE podía ocurrir por a la adición de minerales pesados tal como zircón y monacita. Las cantidades de monacita solamente pueden aumentar la concentración de LREE arenas/sedimentos/rocas sedimentarias.

4.4.2 Fraccionamiento mineral

El clasificado hidráulico (fraccionamiento de minerales durante el transporte) puede influenciar significativamente la composición química de los sedimentos terrígenos y controlar la distribución de algunos elementos traza (por ejemplo REE, Th, U, Zr, Hf y Nb).

Por lo tanto, estos elementos conservadores puede no representar la procedencia si las concentraciones de minerales pesados afectan la distribución (Reimer, 1985; Cullers *et al.*, 1987). Es ampliamente aceptado que el fraccionamiento mineral puede conducir a la variación en concentraciones de Σ REE en sedimentos con diversas fracciones de tamaño de grano y los minerales pesados contenidos (Cullers *et al.* 1975; Cullers *et al.*, 1979; Gromet *et al.*, 1984; McLennan 1989).

Las variaciones observadas en el contenido de Σ REE para las arenas estudiadas de playa (~ 22.20 - 390.44 ; 90 ± 75 , $n = 24$) podrían deberse al intemperismo, a la variación de tamaños de grano o a la adición de fracciones minerales pesadas.

Durante el intemperismo, las REE son relativamente inmóviles, así que sólo un enriquecimiento menor o bajo es esperado. Para interpretar los efectos del intemperismo, el diagrama Th/U se traza contra Th (Fig. 4.8). Durante el intemperismo hay una tendencia a la elevación de Th/U sobre valores ígneos corticales superiores de 3.5 a 4.0 (McLennan *et al.*, 1993). En este estudio, los promedios de Th/U para las tres playas son menores a 4 (Cazones 2.17 ± 0.38 ; Sonora 3.85 ± 2.32 ; Acapulco 2.71 ± 0.44 ; $n = 8$). En la Figura 4.8 (Th/U contra Th), todas las muestras están debajo de los valores corticales superiores (McLennan *et al.*, 1993) y no hay tendencia del intemperismo observada.

La otra posibilidad en la variación del contenido de Σ REE puede ser debido al efecto del tamaño de grano. McLennan *et al.* (1980) observaron una conducta más coherente entre REE (La) y Th. Una correlación positiva entre Th y REE ligeras (expresado como La) puede ser observada en la Figura 4.9.

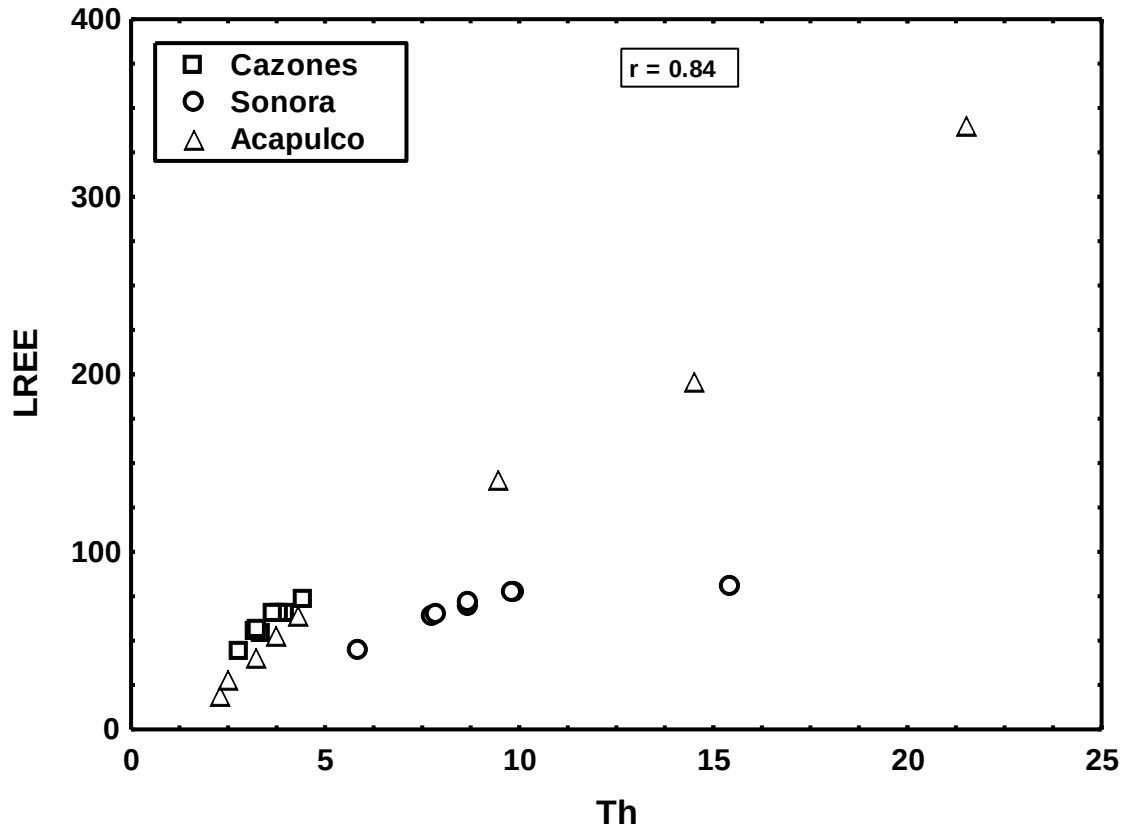


Fig. 4.9 El diagrama Th-LREE (low rare earth elements) para las tres áreas de estudio. Nótese la correlación positiva entre Th y LREE.

Pero la correlación positiva no es debido al tamaño de grano (M_z) contra La o Th (r para M_z contra La = 0.33; M_z contra Th = -0.01), así que la variación en el contenido del Σ REE de las arenas de playa no depende de las variaciones del tamaño de grano.

Tampoco hay buena correlación entre Σ REE y el tamaño de grano (Σ REE contra M_z $r = 0.35$). Incluso, otra posibilidad de las variaciones en Σ REE puede ser debido a la

adición de fracciones de minerales pesados. Muchos estudios probaron que la adición de monacita, o de zircón, puede causar las diferencias en el contenido de ΣREE .

En la Figura 4.10, Th/Sc se traza contra Zr/Sc, porque el primero es un buen indicador de los procesos de diferenciación química ígnea total, puesto que el Th es típicamente un elemento incompatible, mientras que el Sc es típicamente compatible en sistemas ígneos.

Este diagrama evalúa el rol de las concentraciones de los minerales pesados durante la clasificación de los sedimentos. Según McLennan *et al.* (1993), el cociente de Th/Sc es un índice sensible de la composición de la masa de la procedencia, y el cociente Zr/Sc es un índice útil de enriquecimiento del zircón. En la Figura 4.10, el enriquecimiento de zircón se observa en 6 muestras (efecto del sedimento reciclado/clasificación) y la discriminación entre las tres áreas de estudio también se observa.

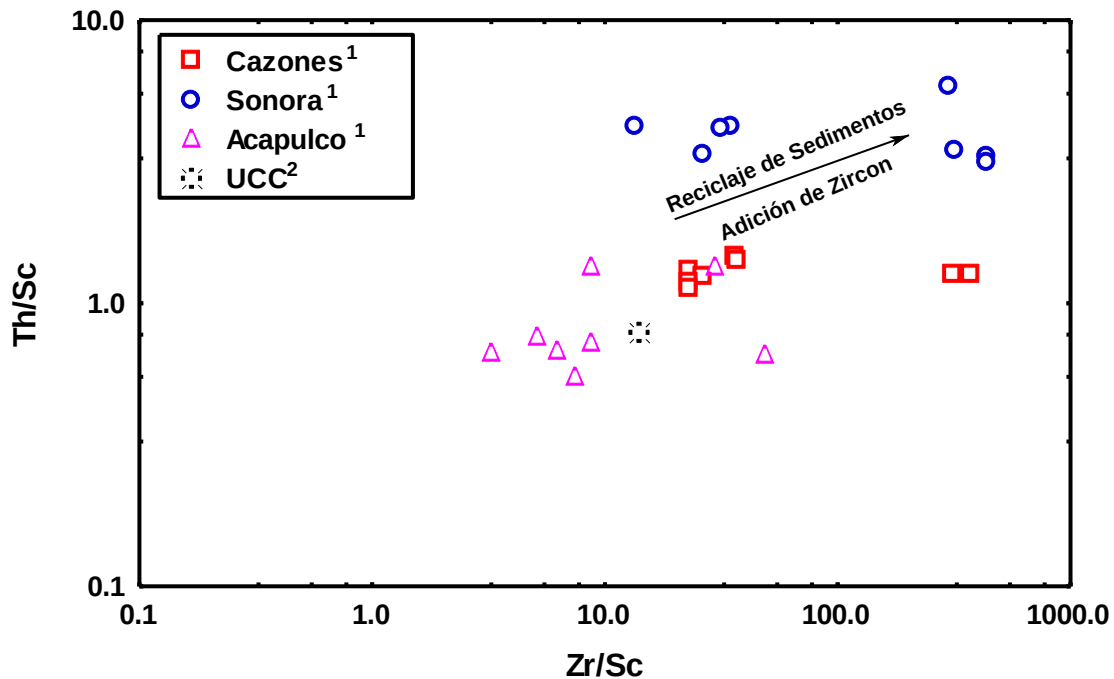


Fig. 4.10 El diagrama bivariante de Zr/Sc - Th/Sc para las muestras de arena. Ver texto de explicación.

La discriminación en Zr/Sc debe ser por la diferencia en los ambientes tectónicos de las tres áreas de estudio, margen pasivo (Cazones Zr/Sc = ~23.02 - 373.31), *rift* (Sonora ~13.43 - 438.42) y activo (Acapulco ~ 3.22-49.12). Las diferencias también observadas en el cociente Th/Sc para el margen pasivo (Cazones ~1.13 - 1.46), *rift* (Sonora ~3.14 - 5.89), y activo (Acapulco ~0.55 - 1.35).

Así, en este estudio observamos el empobrecimiento de los cocientes Zr/Sc y Th/Sc en las arenas del margen activo (Acapulco) y probamos que estos elementos están mejor situados para el estudio de procedencia. Sin embargo, el enriquecimiento del cociente Zr/Sc, particularmente en 6 muestras, podría ser por la adición de zircón. Es bien sabido que la adición de zircón causará enriquecimiento en el contenido de Zr y la adición de monacita causa enriquecimiento de Th.

En este estudio, procuramos identificar la razón del enriquecimiento de Σ REE, si es debido al Zr o al Th. Así pues, el Zr y Th se trazan contra LREE, HREE, y Σ REE, y observamos una buena correlación para Th contra LREE ($r = 0.84$; Fig. 4.9), Th contra HREE ($r = 0.78$; Fig. 4.11), y Σ REE ($r = 0.83$; Fig. 4.12), pero se observó una correlación baja para Zr contra LREE (-0.08 ; Fig. 4.13), HREE (-0.13 ; Fig. 4.14), y Σ REE (-0.09 ; Fig.4.15).

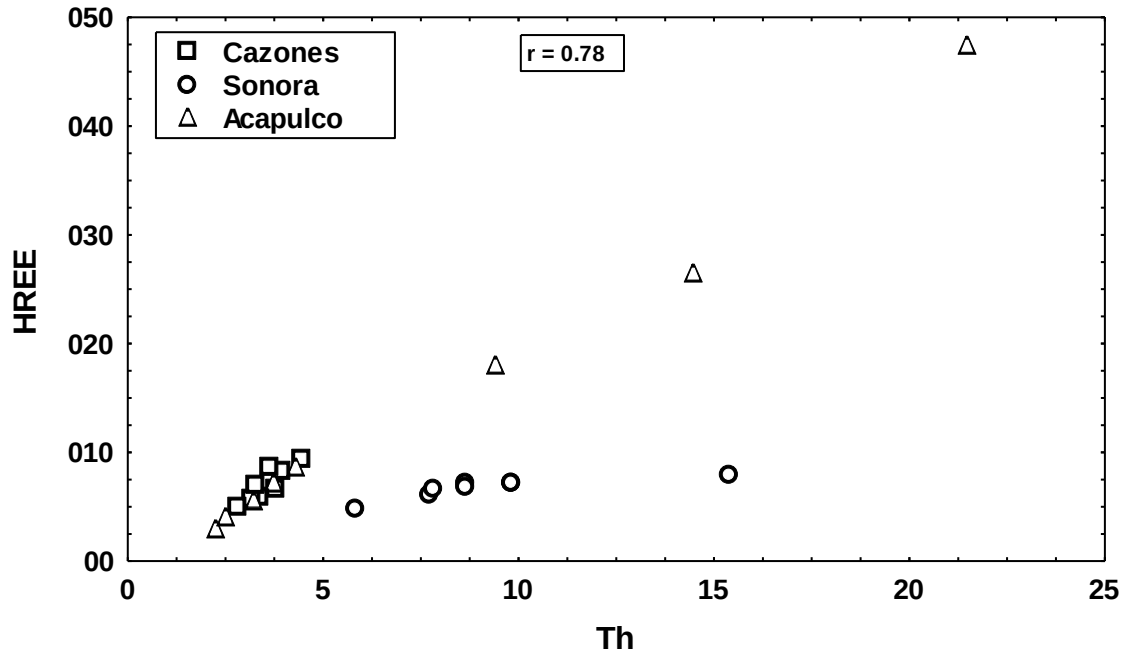


Fig. 4.11 El diagrama Th-HREE (heavy rare earth elements) par alas muestras de las tres áreas de estudio. Nótese la correlación positiva entre Th y HREE.

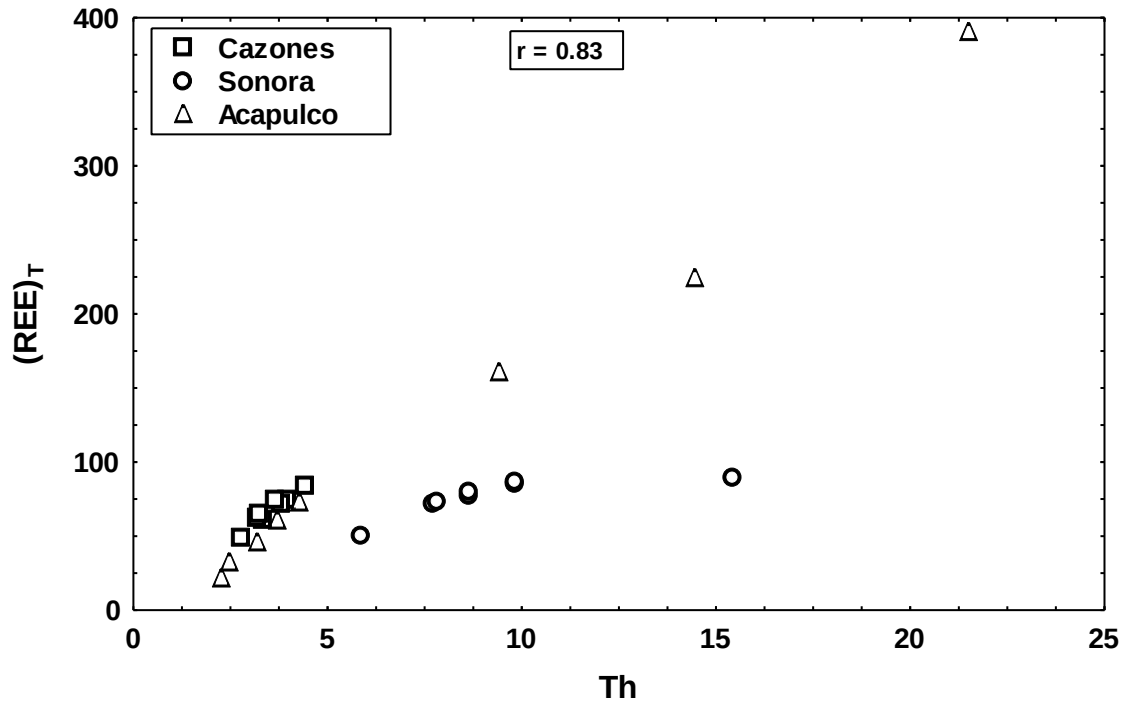


Fig. 4.12 El diagrama bivariantes de Th- (ΣREE) (total rare earth elements) para las tres áreas de estudio. Nótese la correlación positiva entre Th y ΣREE .

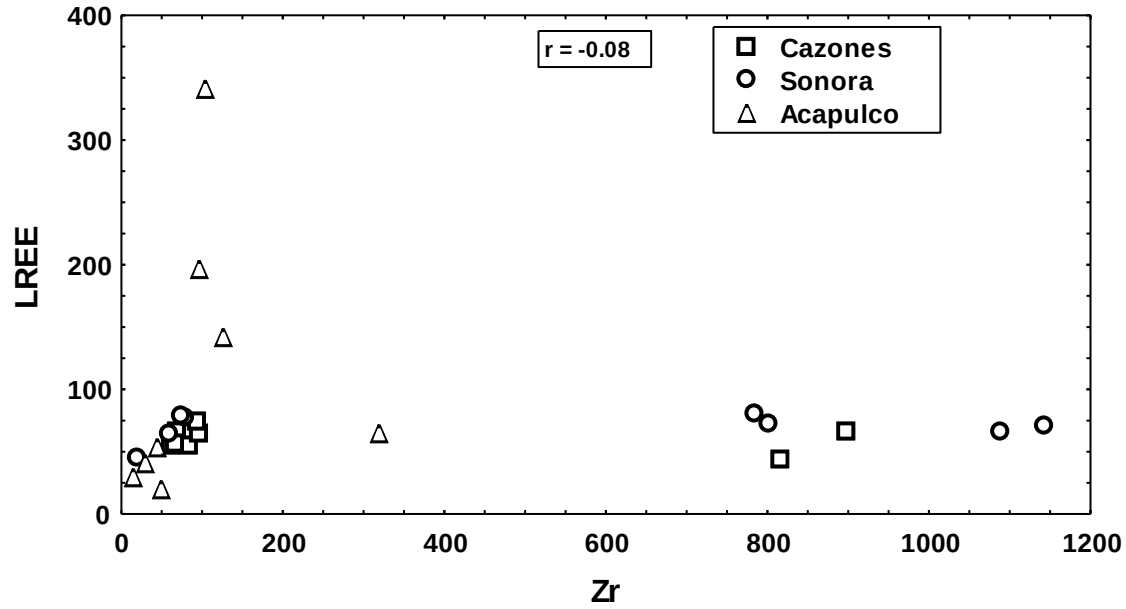


Fig. 4.13 El diagrama Zr-LREE (low rare earth elements) para las arenas de playa de este estudio. Nótese que la correlación negativa entre Zr y LREE.

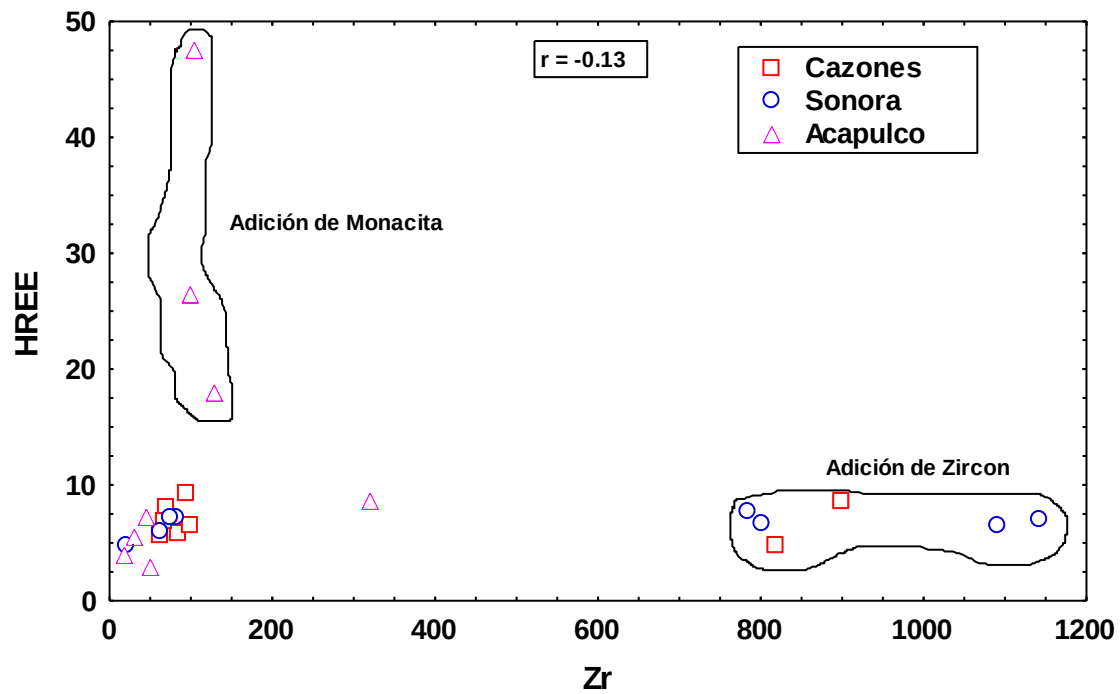


Fig. 4.14 El diagrama bivalente de Zr-HREE (heavy rare earth elements) para las arenas de playa para el estudio. Nótese la correlación negativa entre el Zr y las HREE. Las muestras que contienen zircón y monacita se muestran en la figura.

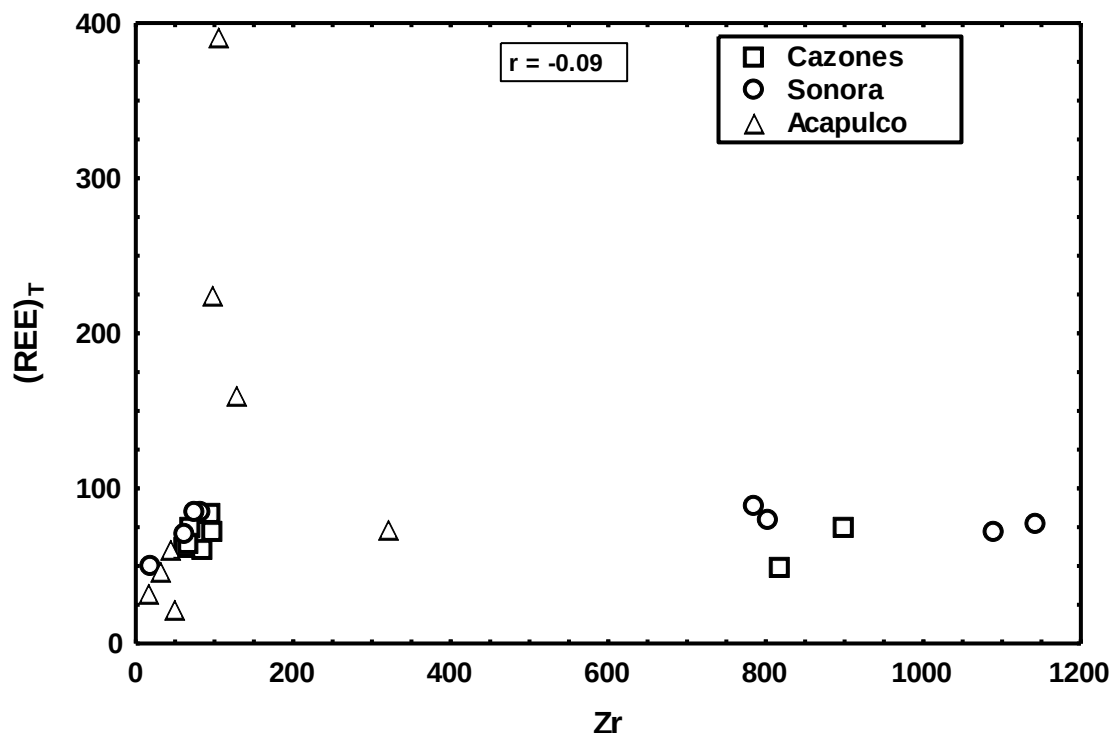


Fig. 4.15 El diagrama Zr- Σ REE (Total rare earth elements) de las arenas de playa del estudio. Nótese la correlación negativa entre Zr y Σ REE.

Así, confirmamos que las diferencias en el contenido de Σ REE (enriquecimiento o empobrecimiento) de las muestras son principalmente debido a la adición del mineral pesado monacita durante el clasificado hidráulico de las arenas (Cullers 1988; Cullers *et al.* 1997; Condie *et al.* 1995; Condie *et al.*, 2001; Cullers *et al.*, 1979; Cullers *et al.*, 1988; Condie, 1991; Mongelli *et al.*, 1996; Zimmermann, 2003).

En el caso de la monacita (REE enriquecido de minerales pesados), también es posible estimar la adición de los patrones de REE (McLennan, 1989; McLennan *et al.*, 1993). Puesto que la monacita tiene abundancias de REE muy altas y un patrón normalizado de condrita muy pronunciado de HREE, incluso las pequeñas cantidades (<0.01%) resultan en un incremento significativo en el cociente de Gd_N/Yb_N (donde el subíndice _N se refiere a valores normalizados de condrita).

En el diagrama Gd_N/Yb_N contra Gd_N (Fig. 4.16) la adición de monacita puede ser fácilmente comprensible, puesto que la adición de este mineral puede causar el enriquecimiento del valor Gd_N en las muestras.

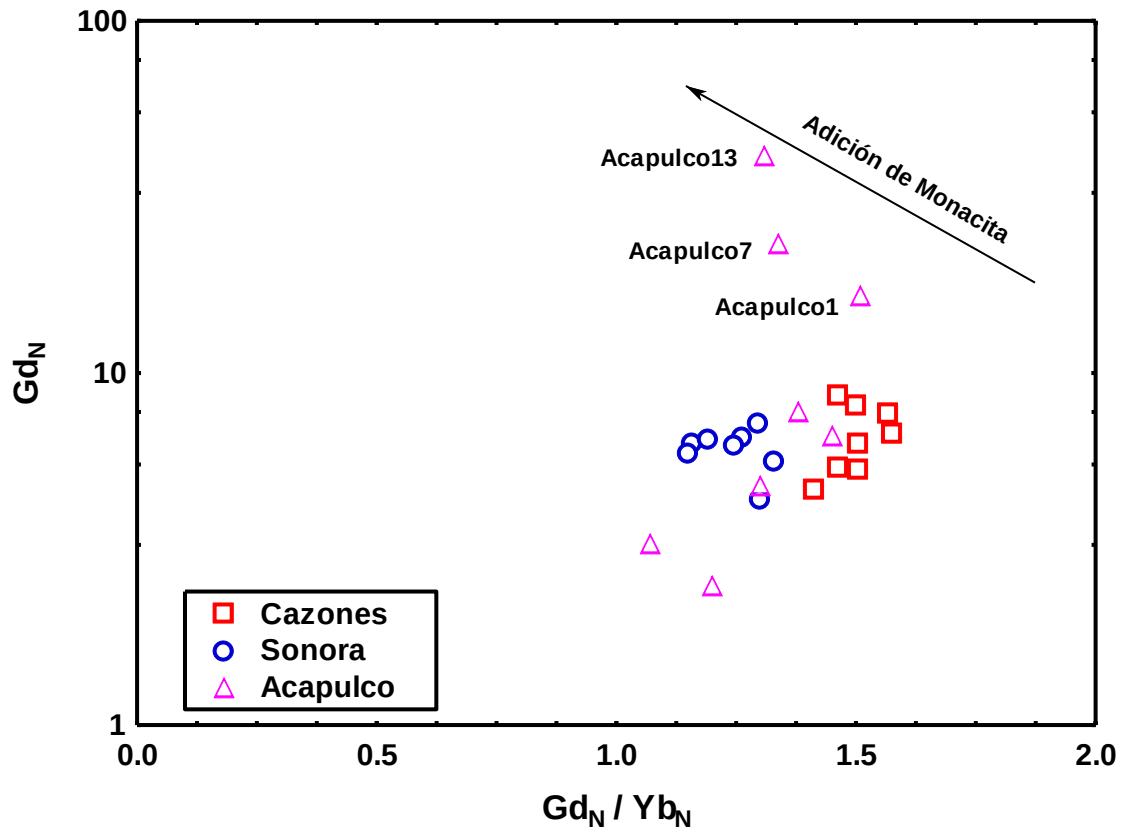


Fig. 4.16 El diagrama Gd_N/Yb_N - Gd_N (N = valores normalizados de Condrita) para las tres áreas de estudio. La adición de monacita en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1) son claramente mostradas en la figura.

Se confirma que la concentración más alta de ΣREE en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1) es principalmente por la adición de mineral monacita. Así, la adición del zircón y los minerales de monacita en las muestras se identifica usando las variaciones en el contenido de Zr y Th, así como el cociente Gd_N . Por lo tanto, nuestro estudio prueba que la adición de zircón no cambiará el contenido de ΣREE , sino que la adición de monacita aumentará el contenido de ΣREE , especialmente de LREE.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

5.1 Microtexturas

Las muestras estudiadas revelan sus diversas orientaciones en formas V, que son características de un origen mecánico y se encuentran generalmente en un ambiente subacuático, que tiene condiciones de alta energía. Además, se asocian generalmente a estrías lineales y curvas, las cuales apoyan el origen mecánico, y que probablemente son el resultado de la colisión entre diversos granos de cuarzo (bordes agudos) en un medio subacuático, probablemente por la acción de las olas, principalmente relacionada con condiciones de la energía en los ambientes marinos.

Los granos de cuarzo también muestran cavidades con grabados orientados, son una característica de ambiente marino de sub-marea.

El dominio de fracturas concoidales muestra directamente el ambiente de playa de energía alta-baja. La presencia de superficies lisas en el grano con fractura concoidal indica probablemente dos etapas de procesos deposicionales, 1) las fracturas concoidales posiblemente formadas en un ambiente de playa (acción de las olas); 2) la superficie lisa pudo haber sido formada por la acción eólica. Similarmente, la presencia de estrías demuestra la energía fluvial. Los granos angulares y sub-angulares indican fuertemente la cercanía a la fuente.

Las características del impacto tales como fracturas concoidales, pasos arqueados, formas en V indican un transporte subacuático. La estriación o las grietas pulidas en los bordes también indican un retrabajo de los granos por medio del transporte subacuático. Las marcas (onduladas) de tipo *chatter* son comunes en el ambiente glacial, pero todavía se requiere de más estudios para confirmar esta interpretación. Sin embargo, estas dos características demuestran las marcas de una abrasión predominantemente acuática.

Las características *crescent* son formadas específicamente por el transporte eólico, porque estas son siempre pulidas y a veces apenas visibles, y señalan un estado temprano de la evolución del grano en un dominio continental. Estas también se relacionan al transporte eólico de alta energía. La presencia de glóbulos de sílice indica una evolución sedimentaria fluvial y están presentes especialmente en las depresiones de la superficie del grano y muestran un dominio intermareal. Por lo tanto, las microtexturas identificadas señala claramente la influencia fluvial, marina y eólica.

5.2 Granulometría

Se probó la susceptibilidad de diferenciar los ambientes deposicionales de las arenas de playa y de duna trazando oblicuidad contra valores de desviación estándar. Se han discriminado los ambientes de playa, río y de duna usando la desviación estándar y los valores medios. En este estudio, diversos campos propuestos por otros autores se combinaron para conseguir mejores resultados.

El medio gráfico contra la desviación estándar se considera un discriminador efectivo de río, playa y de arenas de duna. En este diagrama, la mayoría de las muestras caen en los campos de río y mezcla de duna-río. Estos son indicativos de que las arenas de playa fueron derivadas por mezclas de sedimentos a partir de dos diversos ambientes. Los sedimentos derivaron probablemente por la influencia de los ríos presentes a lo largo de las playas.

Todos los parámetros indican que los sedimentos parecen haber sido derivados de sistemas fluviales y fueron depositados en un ambiente moderadamente agitado cercano de la playa. Nuestro punto es interpretar las variaciones en parámetros de tamaño de grano respecto a los diferentes ambientes tectónicos y es que no están funcionando bien, ya que hay mucha diferencia entre las tres playas.

Sin embargo, en este estudio, encontramos algunas diferencias en los parámetros de tamaño de grano, especialmente las variaciones en la granulometría, valores del clasificado y desviación estándar. En cualquier caso, muchos estudios probaron las diferencias en los parámetros de tamaño de grano entre las arenas de duna y de playa. Sin embargo, estos estudios estuvieron enfocados principalmente en los porcentajes en el cuarzo, el feldespato y los fragmentos líticos (composición modal).

Así, concluimos que la geoquímica y/o la composición modal de las arenas de playa debe ser más importante que los parámetros de tamaño de grano a discriminar en los diferentes ambientes tectónicos. Probablemente, las variaciones de tamaño de grano son los mejores indicadores de las condiciones del nivel de energía que prevalecieron durante la deposición de las arenas. Finalmente, las diferencias en los tamaños de grano entre tres diversas playas también se confirmaron usando el diagrama triangular de la arena-limo-arcilla.

5.3 Geoquímica

La abundancia de U y Th, especialmente en tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, y ARK 5L), revela la adición de minerales pesados entre ellos.

Similarmente, la concentración de Y es más alta en Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1 que en otras muestras pero son más bajas en contenido Zr. El contenido más alto de Y es probablemente debido a la adición del monacita. La correlación negativa entre Zr e Y ($r = -0.13$) apoya nuestra interpretación, de que la fuente de estos elementos (Zr e Y) depende de diversos minerales (zircón y monacita).

De forma similar la concentración más alta de Hf y Zr en algunas muestras (por ejemplo ARK 4L, ARK 1L y Cazonas 18) y la correlación positiva entre Hf y Zr ($r = 0.99$) indican que estos elementos están hospedados principalmente en zircón y son directamente proporcionales el uno al otro.

La concentración de V y Cu es inferior a 1 en todas las muestras. Todas las muestras muestran el patrón similar de REE, con enriquecimiento de LREE, empobrecimiento de HREE y con anomalía negativa de Eu. Semejantemente, el contenido de Σ REE para todas las muestras señala que están por debajo de los valores de la Corteza Continental Superior (UCC), excepto tres muestras de Acapulco (No. 13, 7, y 1).

La razón del enriquecimiento anormal de Σ REE (también HREE y LREE) en las muestras estudiadas es principalmente debido a la concentración más alta de Σ REE particularmente en las muestras Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1.

Interpretamos que la concentración más alta de Σ REE y LREE en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco7, Acapulco 1) es debido a la presencia del mineral monacita. Los valores de los cocientes de Cr, Ni, V, Sc, Cr/V y Y/Ni soportan que la roca fuente es félsica. Similarmente, los cocientes tales como Eu/Eu*, (La/Lu)_{cn}, La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, Cr/Th, Sc/Th, Co/Th y Th/Cr están también dentro del límite de las características félsicas de la roca fuente.

El diagrama bivalente Th/Sc contra Sc y los diagramas triangulares La-Th-Sc apoyan que las muestras estudiadas fueron derivadas principalmente de la roca fuente como félsicas más que de roca máficas. Todos los tipos de roca exhiben un promedio alto de LREE/HREE (~ 6.32 - 10.80 ; 9 ± 1 , $n = 24$) y una anomalía negativa importante de Eu (0.76 ± 0.14 , $n = 24$) indican a las rocas ígneas félsicas como posible fuente.

Además, estos diagramas (Bivalente Th/Sc contra Sc y los triangulares La-Th-Sc) también muestran una buena discriminación geoquímica entre las tres diversas áreas de estudio. Significa que las muestras del margen pasivo (Cazones), activo (Acapulco) y de *rift* (Sonora) formaron tres diversas agrupaciones. Por lo tanto, nuestro estudio revela claramente que la composición geoquímica de arenas o de sedimentos también depende de los ambientes tectónicos.

Los cocientes La/Sc y Th/Co también demuestran una buena discriminación entre muestras de diversos márgenes tectónicos activo de los ajustes (pasivo, y de *rift*). El margen pasivo (Cazones) muestrea un rango a partir de 4.78 a 6.09 (La/Sc) y 0.99 a 1.29 (Co/Th), las arenas del margen de *rift* (Sonora) se extienden a partir de 6.82 a 9.38 (La/Sc) y 0.14 a 1.29 (Co/Th), y las arenas del margen activo (Acapulco) se extienden a partir de 1.87 a 3.27 (La/Sc) y 0.55 a 3.27 (Co/Th). Esta discriminación en Co/Th y La/Sc indica otra vez que la composición geoquímica de las arenas depende principalmente del ambiente tectónico de la cuenca de la que se derivaron originalmente. Es muy interesante observar las altas concentraciones de REE en tres muestras que están sobre el valor de la Corteza Continental Superior (UCC).

Es importante observar los patrones de REE, todas las muestras tiene patrón muy similar incluyendo las tres muestras que son más altas en sus concentraciones de REE. Normalmente, el enriquecimiento en Σ REE deber ocurrir debido a la adición de minerales pesados tales como zircón y monacita; las cantidades de monacita solamente pueden aumentar la concentración de LREE arenas/sedimentos/rocas sedimentarias. Confirmamos la adición de monacita en estas muestras.

En este estudio observamos el empobrecimiento de los cocientes Zr/Sc y Th/Sc en las arenas del margen activo (Acapulco) y probamos que estos elementos están mejor situados para el estudio de la procedencia. Sin embargo, el enriquecimiento de Zr/Sc particularmente en 6 muestras, debe ser por la adición de zircón. Es bien sabido que la adición de zircón causará el enriquecimiento de Zr y la adición de monacita causa el enriquecimiento de Th. Identificamos la razón del enriquecimiento de Σ REE, si es debido al Zr o Th. Así pues, el Zr y el Th se trazan contra LREE, HREE y Σ REE, y observamos una buena correlación para el Th contra LREE ($r = 0.84$), Th contra HREE ($r = 0.78$), y Th contra Σ REE ($r = 0.83$), pero observado una correlación baja para el Zr contra LREE ($r = -0.08$), HREE ($r = -0.13$), y Σ REE ($r = -0.09$).

Así, interpretamos que las diferencias en el contenido de ΣREE (enriquecimiento o empobrecimiento) de las muestras son principalmente debido a la adición de monacita mineral pesado durante el clasificado hidráulico de arenas. Usando el diagrama de $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ contra Gd_N , la adición de la monacita puede ser fácilmente comprensible, puesto que la adición de este mineral puede causar el enriquecimiento del valor de Gd_N en las muestras. Se confirma entonces que la concentración más alta de ΣREE en las tres muestras (Acapulco 13, Acapulco 7, y Acapulco 1) es principalmente debido a la adición del mineral monacita entre ellas.

Así, la adición de zircón y los minerales de monacita en las muestras se identifican usando las variaciones en el contenido de Zr y Th, así como el cociente de Gd_N . Por lo tanto, nuestro estudio prueba que la adición de zircón no cambiará el contenido de ΣREE , sino que la adición de monacita aumentará el contenido de ΣREE , especialmente LREE.

ANEXOS

ANEXO 1

Coordenadas de las muestras colectas ordenadas por localidad.

Cazones, Veracruz

CAZ 3	20° 43' 50" N	97° 11' 20" W
Caz 4	20° 42' 34" N	97° 11' 43" W
Caz 5	20° 42' 01" N	97° 11' 43" W
Caz 6	20° 42' 47" N	97° 11' 43" W
Caz 10	20° 43' 05" N	97° 11' 45" W
Caz 11	20° 43' 09" N	97° 11' 46" W
Caz 12	20° 43' 12" N	97° 11' 47" W
Caz 13	20° 43' 17" N	97° 11' 51" W
Caz 14	20° 43' 21" N	97° 11' 55" W
Caz 15	20° 43' 36" N	97° 12' 06" W
Caz 16	20° 43' 32" N	97° 12' 00" W
Caz 17	20° 43' 40" N	97° 11' 59" W
Caz 18	20° 43' 48" N	97° 11' 58" W
Caz 19	20° 43' 54" N	97° 11' 56" W
Caz 20	20° 44' 00" N	97° 11' 51" W
Caz 21	20° 44' 08" N	97° 11' 45" W
Caz 22	20° 44' 12" N	97° 11' 40" W
Caz 27	20° 44' 40" N	97° 11' 48" W
Caz 28	20° 44' 50" N	97° 11' 53" W
Caz 29	20° 44' 57" N	97° 11' 58" W

Desemboque, Sonora

ARKIL	30° 34' 49" N	113° 01' 08" W
ARK2L	30° 34' 45" N	113° 01' 05" W
ARK3L	30° 34' 36" N	113° 00' 59" W
ARK4L	30° 34' 29" N	113° 00' 54" W
ARK5L	30° 34' 13" N	113° 00' 44" W

ARK1H	30° 34' 49" N	113° 01' 07" W
ARK2H	30° 34' 45" N	113° 01' 04" W
ARK3H	30° 34' 30" N	113° 00' 58" W
ARK4H	30° 34' 30" N	113° 00' 52" W
ARK5H	30° 34' 12" N	113° 00' 43" W

Bahía De Kino, Sonora

BK1L	28° 50' 20" N	111° 57' 55" W
BK2L	28° 50' 18" N	111° 57' 50" W
BK3L	28° 50' 15" N	111° 57' 44" W
BK4L	28° 50' 12" N	111° 57' 41" W
BK5L	28° 50' 06" N	111° 57' 38" W
BK6L	28° 35' 06" N	111° 57' 37" W
BK7L	28° 49' 59" N	111° 57' 31" W
BK8L	28° 49' 54" N	111° 57' 27" W

BK1H	28° 50' 18" N	111° 57' 54" W
BK2H	28° 50' 18" N	111° 57' 50" W
BK3H	28° 50' 13" N	111° 57' 44" W
BK4H	28° 50' 10" N	111° 57' 40" W
BK5H	28° 50' 07" N	111° 57' 37" W
BK6H	28° 50' 07" N	111° 57' 37" W
BK7H	28° 49' 59" N	111° 57' 31" W
BK8H	28° 49' 55" N	111° 57' 26" W

Lázaro Cárdenas, Michoacán; Zihuatanejo, Guerrero y Acapulco, Guerrero

A1	17° 56' 33" N	102° 13' 49" W
A2	17° 55' 44" N	102° 13' 17" W
A3	17° 58' 32" N	102° 06' 08" W
A4	17° 58' 50" N	102° 06' 24" W
A5	17° 58' 58" N	102° 05' 32" W
A6	17° 46' 50" N	101° 43' 17" W
A7	17° 46' 45" N	101° 43' 20" W
A8	17° 46' 40" N	101° 43' 13" W
A9	17° 41' 06" N	101° 38' 26" W

A10	17° 40' 55" N	101° 38' 47" W
A11	17° 37' 09" N	101° 30' 10" W
A12	17° 37' 37" N	101° 30' 07" W
A13	17° 36' 57" N	101° 29' 51" W
A14	17° 23' 05" N	101° 09' 42" W
A15	17° 22' 59" N	101° 09' 31" W
A16	17° 22' 59" N	101° 09' 25" W
A17	17° 18' 12" N	101° 03' 14" W
A18	17° 18' 01" N	101° 03' 09" W
A19	16° 51' 28" N	99° 52' 11" W
A20	17° 18' 12" N	101° 03' 8.4" W
A21	16° 48' 6.5" N	99° 50' 10" W
A22	16° 47' 57" N	99° 50' 07" W

ANEXO 2

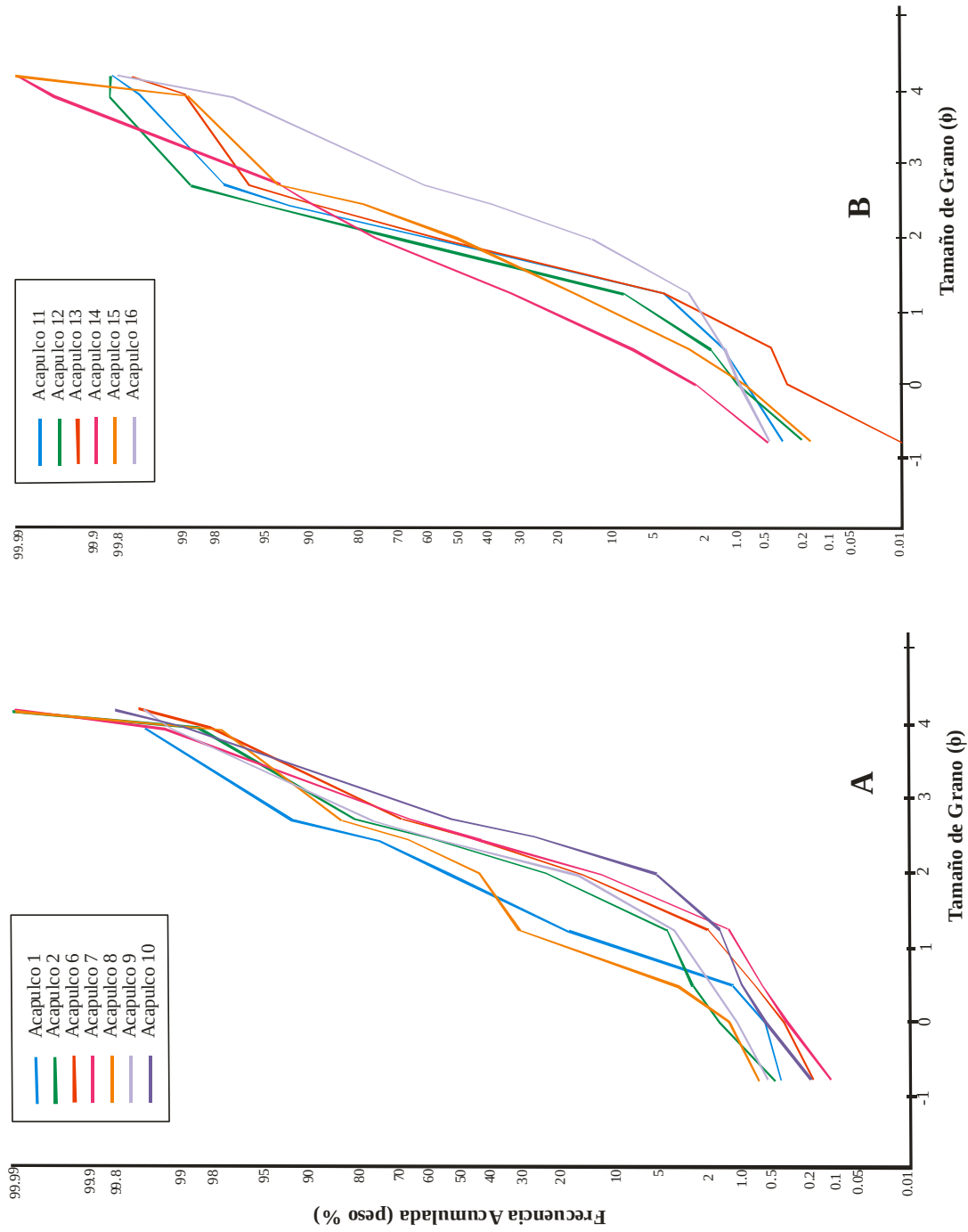


Fig. 3.1 Curvas de Frecuencias Acumuladas de las Arenas de Acapulco.

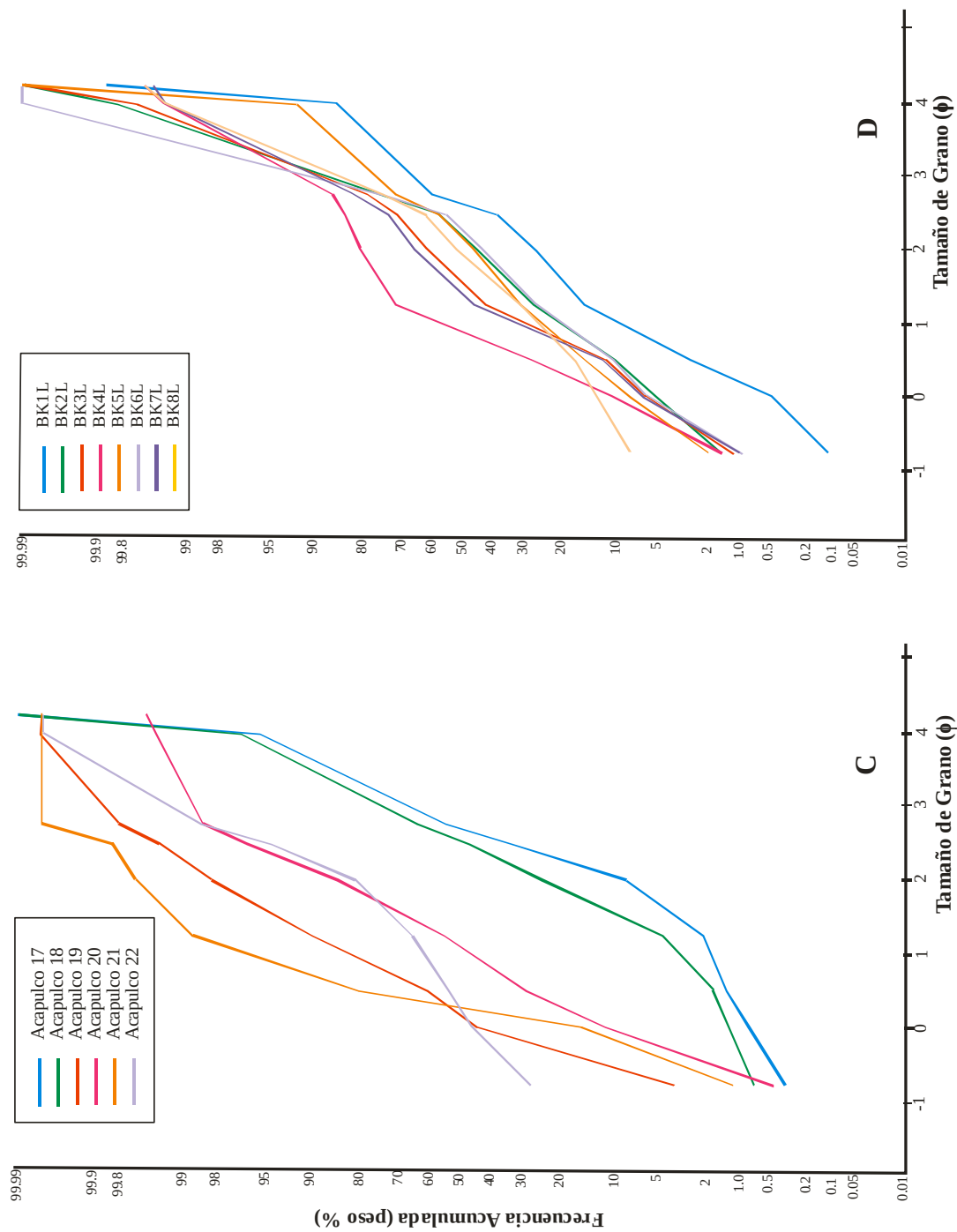


Fig. 3.1 Curvas de Frecuencias Acumuladas de las Arenas de Acapulco y Bahía de Kino.

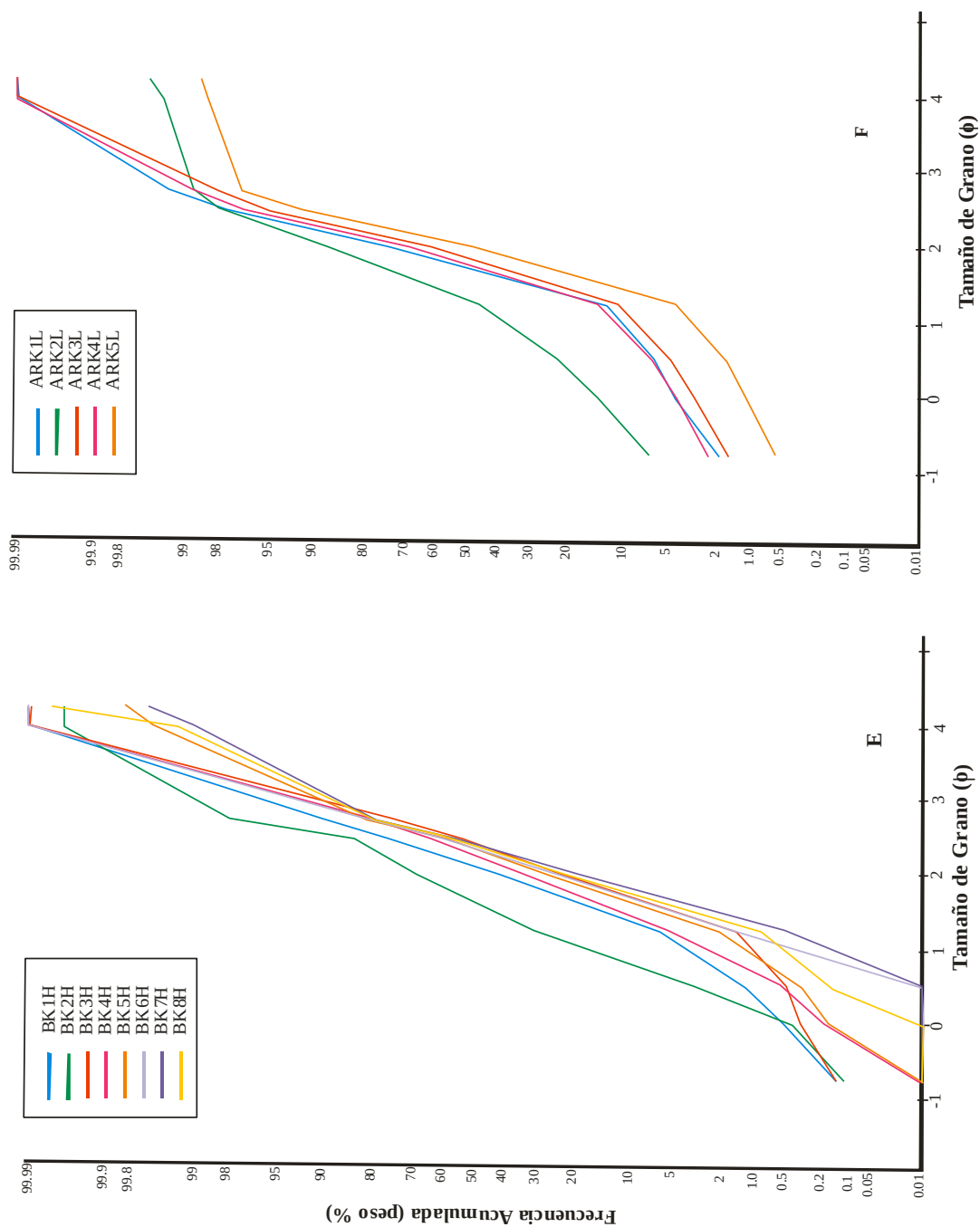


Fig. 3.1 Curvas de Frecuencias Acumuladas de las Arenas de Bahía Kino y Desemboque..

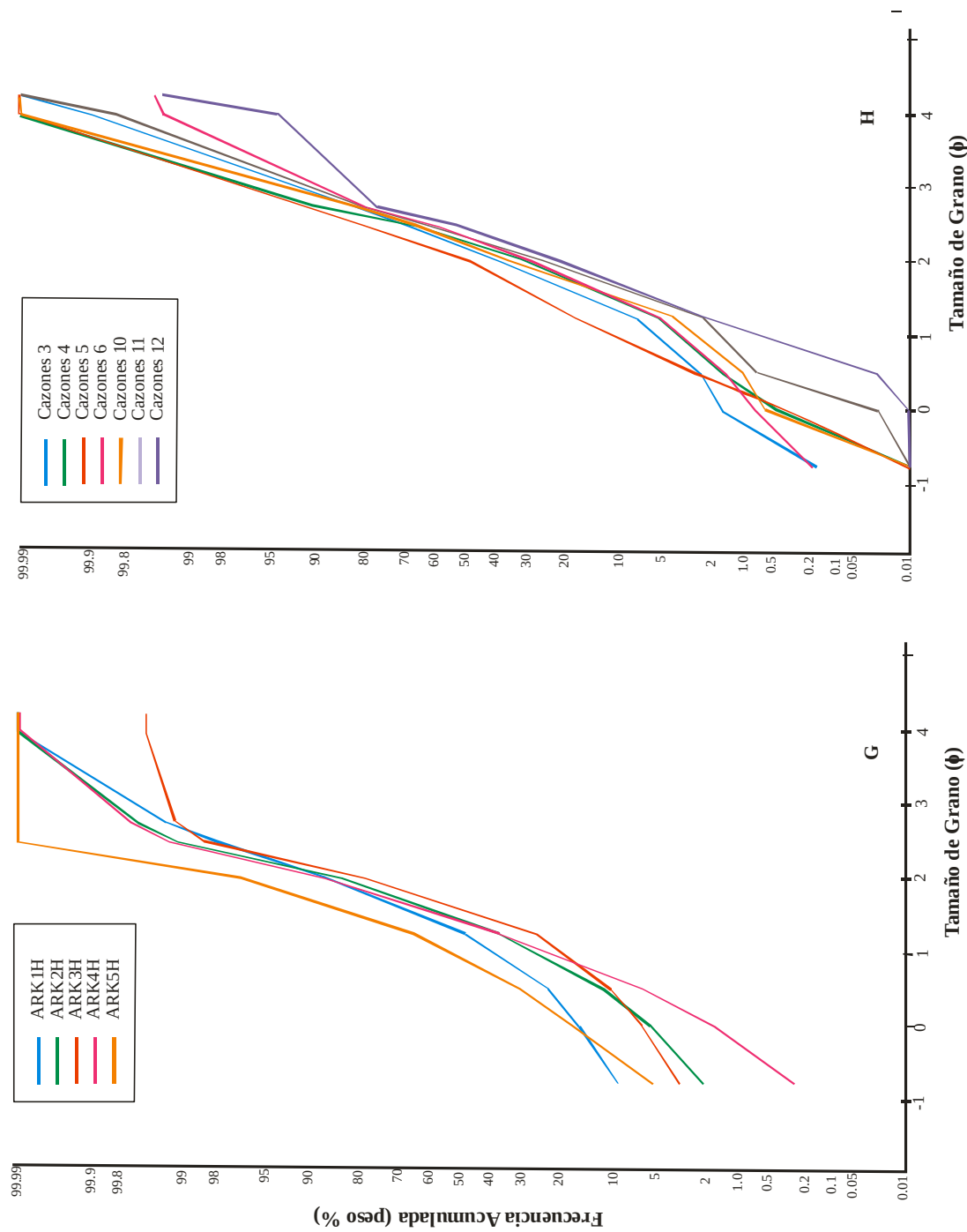


Fig. 3.1 Curvas de Frecuencias Acumuladas de las Arenas de Desemboque y Cazones

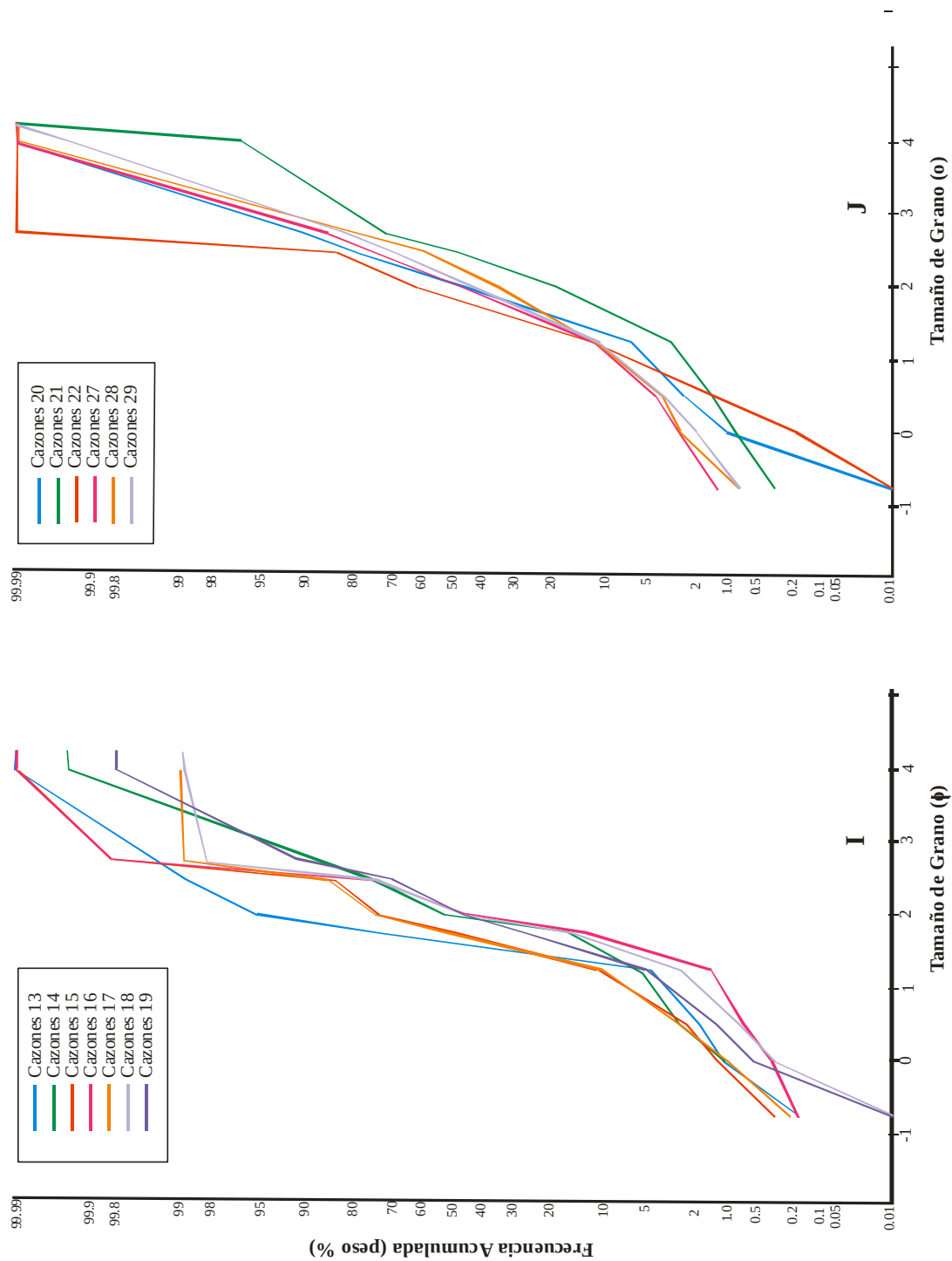


Fig. 3.1 Curvas de Frecuencias Acumuladas de las Arenas de Cazones.

ANEXO 4

Tabla 4.1 Concentración de elementos traza en ppm de las arenas de las playas Cazones, Sonora y Acapulco.

	PLAYA CAZONES, VERACRUZ							
Elementos	GOLFO DE MÉXICO							
No. de Muestra	CAZ-18 60	CAZ-18 VF	CAZ-20 60	CAZ-20 VF	CAZ-22 60	CAZ-22 VF	CAZ-29 60	CAZ-29 VF
Mz	1.97	3.42	1.42	3.83	1.76	3.80	1.61	3.52
Ba	364.23	526.40	518.11	520.34	545.10	569.93	498.84	566.93
Co	3.06	4.19	4.69	3.44	4.83	3.35	5.65	4.24
Cr	8.77	8.12	7.54	5.96	7.37	6.85	7.40	11.78
Cs	6.80	1.51	8.07	1.46	1.89	1.92	1.91	1.84
Cu	0.66	0.77	0.65	0.76	0.56	0.63	0.67	0.95
Ga	15.25	7.42	18.62	7.15	8.25	8.22	8.45	8.37
Nb	6.17	5.86	4.05	6.60	5.06	4.74	6.44	8.16
Ni	2.74	3.48	3.25	2.93	2.87	2.32	3.13	4.55
Pb	48.01	37.29	42.63	38.22	42.63	44.03	45.08	42.27
Rb	34.07	54.26	50.13	55.41	60.04	63.03	54.65	64.61
Sc	2.19	2.88	2.87	2.66	3.01	2.30	3.54	2.66
Sr	140.75	285.96	404.49	207.10	333.62	218.26	360.37	222.19
Ta	0.28	0.17	0.15	0.32	0.24	0.25	0.42	0.37
Th	2.792	3.260	3.651	3.180	3.959	3.371	4.428	3.792
U	1.74	1.43	2.34	1.24	1.70	1.33	1.98	1.47
V	9.66	10.65	12.64	9.34	11.05	7.05	13.23	10.94
Y	9.26	13.79	17.43	10.91	16.24	11.33	18.63	12.32
Zn	20.85	18.57	31.43	18.76	27.35	16.32	26.93	18.43
Zr	817.57	66.44	897.56	61.19	69.23	83.05	93.82	97.57

Continuación de Tabla 4.1

	PLAYA DESEMBOQUE, SONORA							
Elementos	GOLFO DE CALIFORNIA							
No. de Muestra	ARK1L 40	ARK1L 60	ARK3L 40	ARK3L 60	ARK4L 40	ARK4L 60	ARK5L 40	ARK5L 60
Mz	0.86	1.98	1.00	1.71	0.49	1.58	0.42	1.65
Ba	1109.74	1104.48	1063.97	1110.04	1113.12	496.60	1092.65	1121.61
Co	2.98	3.21	2.97	2.87	3.19	0.83	3.41	2.85
Cr	7.35	5.46	7.83	6.51	6.54	4.71	6.17	7.17
Cs	4.83	10.40	4.74	6.08	12.35	1.17	10.30	5.09
Cu	0.72	0.47	0.52	0.48	0.64	0.25	0.59	0.59
Ga	11.41	22.13	11.44	15.37	25.39	2.06	21.58	12.38
Nb	6.55	6.71	7.20	5.63	7.39	1.41	8.19	5.09
Ni	3.30	2.55	2.46	2.56	3.76	1.87	2.48	2.74
Pb	48.13	51.44	44.02	46.68	48.98	33.92	47.04	47.94
Rb	183.36	175.27	178.24	180.10	180.68	34.51	183.81	184.25
Sc	2.33	2.49	2.38	2.49	2.61	1.39	2.62	2.31
Sr	225.69	190.77	215.86	186.70	207.86	52.93	280.05	193.05
Ta	0.34	0.56	0.52	0.42	0.62	0.06	0.63	0.30
Th	9.835	8.640	9.808	7.820	8.646	5.842	15.41	7.718
U	2.85	3.05	2.84	3.56	3.83	0.62	4.19	2.17
V	6.91	9.82	8.23	7.38	10.87	2.51	9.88	6.41
Y	13.58	12.78	14.21	12.81	13.20	9.32	14.85	11.44
Zn	18.79	24.05	16.45	22.72	25.31	9.87	20.24	18.85
Zr	817.57	66.44	897.56	61.19	69.23	83.05	93.82	97.57

Continuación de Tabla 4.1

	PLAYA ACAPULCO, GUERRERO							
Elementos	OCÉANO PACÍFICO							
No. de Muestra	Aca-1 60	Aca-1 VF	Aca-7 60	Aca-7 VF	Aca-13 60	Aca-13 VF	Aca-19 40	Aca-19 60
Mz	1.70	3.89	1.43	3.65	1.11	4.21	0.84	1.34
Ba	496.91	314.03	400.61	616.88	638.66	301.90	591.90	473.78
Co	10.52	30.82	16.88	5.46	4.95	30.24	1.25	1.44
Cr	17.08	32.68	15.31	11.17	7.88	20.30	6.29	4.62
Cs	3.66	2.55	2.77	3.37	1.93	1.19	2.41	2.21
Cu	0.76	0.93	0.87	0.54	0.64	0.76	0.50	0.39
Ga	15.37	17.38	20.15	11.50	10.99	24.77	15.58	17.01
Nb	5.39	17.10	24.81	4.01	3.15	41.81	2.39	2.92
Ni	3.93	9.03	3.78	2.64	4.13	3.98	2.33	1.97
Pb	41.69	46.25	43.13	48.89	39.95	50.71	42.95	42.35
Rb	66.99	37.82	58.10	92.74	67.35	29.48	185.81	172.65
Sc	6.51	17.04	19.00	5.13	4.68	31.97	1.67	1.85
Sr	312.83	315.11	312.63	562.91	254.55	396.26	99.03	137.80
Ta	0.34	0.91	1.35	0.24	0.22	2.96	0.18	0.21
Th	4.30	9.42	14.48	3.73	3.22	21.48	2.25	2.49
U	2.02	3.22	4.56	1.54	1.15	6.37	0.97	1.00
V	23.62	93.27	85.67	15.69	13.61	139.94	5.42	4.23
Y	16.83	32.79	50.49	13.62	10.68	89.49	5.55	7.54
Zn	40.99	53.23	39.16	20.75	23.82	53.95	25.12	13.67
Zr	319.52	126.81	97.68	44.31	29.43	102.98	49.20	16.05

Mz = Media del tamaño de grano (Φ)

ANEXO 5

Tabla 4.2 Concentración de Elementos Tierras Raras (ppm) de arenas de las playas Cazones, Sonora y Acapulco

	Playa Cazones, Veracruz							
Elementos	Golfo de México							
No. Muestras	CAZ-18 60	CAZ-18 VF	CAZ-20 60	CAZ-20 VF	CAZ-22 60	CAZ-22 VF	CAZ- 29 60	CAZ- 29 VF
Mz	1.97	3.42	1.42	3.83	1.76	3.80	1.61	3.52
La	10.97	13.77	15.63	13.83	15.82	13.46	17.34	16.17
Ce	19.85	25.10	28.71	24.88	28.82	24.05	32.34	29.53
Pr	2.34	3.01	3.50	2.88	3.58	2.84	3.99	3.40
Nd	9.06	12.32	14.63	11.54	14.35	11.44	16.45	13.41
Sm	1.75	2.51	3.01	2.13	2.99	2.19	3.26	2.41
Eu	0.39	0.63	0.63	0.56	0.68	0.58	0.70	0.60
Gd	1.43	2.05	2.49	1.64	2.37	1.65	2.64	1.93
Tb	0.24	0.32	0.41	0.27	0.38	0.27	0.45	0.32
Dy	1.49	2.18	2.71	1.76	2.64	1.83	2.97	2.02
Ho	0.17	0.24	0.29	0.20	0.29	0.20	0.33	0.22
Tm	0.08	0.11	0.13	0.09	0.12	0.09	0.15	0.10
Yb	0.82	1.06	1.34	0.89	1.23	0.91	1.46	1.04
Lu	0.13	0.18	0.22	0.16	0.20	0.15	0.23	0.17
REE	49.29	64.29	74.72	61.51	74.44	60.37	83.38	72.07
(LREE/ HREE)§	8.94	8.15	7.61	9.70	7.99	9.28	7.88	9.91
LREE	43.98	56.70	65.47	55.26	65.56	53.97	73.37	64.92
HREE	4.92	6.96	8.61	5.70	8.20	5.82	9.31	6.55
Eu/Eu*	0.823	0.731	0.876	0.69	0.753	0.903	0.819	0.710
Cr/Th	3.14	2.49	2.07	1.88	1.86	2.03	1.67	3.11
Cr/Ni	3.20	2.33	2.32	2.03	2.57	2.95	2.37	2.59
Cr/V	0.91	0.76	0.60	0.64	0.68	0.97	0.56	1.08
Y/Ni	3.38	3.96	5.36	3.72	5.66	4.88	5.95	2.71
Th/Sc	1.28	1.13	1.27	1.20	1.32	1.47	1.25	1.43
Th/U	1.61	2.28	1.56	2.23	2.33	2.53	2.23	2.57
Th/Co	0.91	0.78	0.79	0.93	0.82	1.01	0.78	0.89
La/Y	1.19	1.00	0.90	1.27	0.97	1.19	0.93	1.31
La/Co	3.59	3.29	3.33	4.02	3.28	4.02	3.07	3.81
La/Sc	5.01	4.78	5.44	5.20	5.26	5.85	4.90	6.10
Sc/Th	0.78	0.88	0.79	0.84	0.76	0.68	0.70	0.80
Zr/Sc	373	23.06	312	23.02	23.02	36.09	36.75	26.51
(La/Lu) cn †	8.44	7.94	7.34	9.14	8.21	9.07	9.14	7.69
(Gd/Yb) cn †	1.41	1.57	1.50	1.50	1.57	1.46	1.46	1.50

Continuación de Tabla 4.2

	Playa Desemboque, Sonora							
Elementos	Golfo de California							
No. Muestras	ARK1L -40	ARK1L -60	ARK3L -40	ARK3L -60	ARK4L -40	ARK4L -60	ARK5L -40	ARK5L -60
Mz	0.86	1.98	1.00	1.71	0.49	1.58	0.42	1.65
La	20.42	18.72	20.22	17.00	18.17	13.04	20.21	16.80
Ce	35.78	33.50	35.83	29.98	32.01	17.20	38.22	29.53
Pr	3.97	3.79	4.02	3.38	3.61	2.62	4.08	3.31
Nd	14.88	14.25	15.37	12.77	13.86	10.00	15.51	12.65
Sm	2.72	2.48	2.61	2.32	2.40	1.83	2.73	2.22
Eu	0.53	0.55	0.55	0.52	0.53	0.39	0.57	0.53
Gd	2.01	1.91	2.00	1.80	1.94	1.35	2.19	1.72
Tb	0.31	0.30	0.32	0.28	0.30	0.21	0.36	0.26
Dy	2.18	1.96	2.13	1.91	2.04	1.46	2.33	1.82
Ho	0.26	0.24	0.25	0.24	0.24	0.17	0.26	0.21
Tm	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.08	0.13	0.10
Yb	1.29	1.24	1.36	1.27	1.36	0.84	1.38	1.05
Lu	0.21	0.22	0.23	0.22	0.22	0.14	0.24	0.18
REE	85.50	80.11	85.85	72.62	77.68	49.90	89.14	71.08
(LREE/ HREE)§	10.80	10.67	10.78	9.81	9.90	9.28	10.34	10.68
LREE	77.77	72.74	78.06	65.44	70.07	44.69	80.75	64.51
HREE	7.20	6.82	7.24	6.67	7.08	4.82	7.81	6.04
Eu/Eu*	0.660	0.743	0.710	0.744	0.729	0.728	0.729	0.799
Cr/Th	0.75	0.63	0.80	0.83	0.76	0.81	0.40	0.93
Cr/Ni	2.23	2.11	3.18	2.55	1.74	2.52	2.49	2.62
Cr/V	1.06	0.56	0.95	0.88	0.60	1.87	0.62	1.12
Y/Ni	4.12	4.93	5.78	5.02	3.51	4.99	5.99	4.17
Th/Sc	4.23	3.46	4.13	3.14	3.32	4.20	5.89	3.34
Th/U	3.46	2.83	3.46	2.20	2.26	9.41	3.68	3.55
Th/Co	3.30	2.69	3.30	2.73	2.71	7.06	4.52	2.71
La/Y	1.50	1.46	1.42	1.33	1.38	1.40	1.36	1.47
La/Co	6.86	5.83	6.80	5.93	5.70	15.75	5.94	5.89
La/Sc	8.78	7.51	8.51	6.82	6.98	9.38	7.72	7.26
Sc/Th	0.24	0.29	0.24	0.32	0.30	0.24	0.17	0.30
Zr/Sc	34.51	321.15	31.47	436.94	438	13.44	299	26.12
(La/Lu) cn †	9.95	8.75	9.29	7.91	8.46	9.67	8.89	8.74
(Gd/Yb) cn †	1.26	1.25	1.19	1.15	1.16	1.30	1.29	1.33

Continuación de Tabla 4.2

	Playa Acapulco, Guerrero							
Elementos	Océano Pacífico							
No. Muestras	Aca-1-60	Aca-1-VF	Aca-7-60	Aca-7-VF	Aca-13-60	Aca-13-VF	Aca-19-40	Aca-19-60
Mz	1.70	3.89	1.43	3.65	1.11	4.21	0.84	1.34
La	15.20	31.87	43.92	12.24	9.56	74.03	4.82	6.04
Ce	28.03	63.68	90.00	23.42	17.66	155.92	7.63	13.54
Pr	3.42	7.52	10.43	2.82	2.18	18.36	1.08	1.43
Nd	14.55	31.62	43.13	11.83	9.03	76.95	4.46	6.06
Sm	2.99	6.45	8.81	2.42	1.88	15.52	0.90	1.29
Eu	0.74	1.20	1.38	0.64	0.53	2.16	0.32	0.31
Gd	2.40	5.12	7.20	2.03	1.48	12.74	0.77	1.01
Tb	0.41	0.85	1.26	0.33	0.25	2.20	0.14	0.18
Dy	2.68	5.82	8.49	2.34	1.80	15.11	0.97	1.27
Ho	0.31	0.63	0.95	0.26	0.20	1.70	0.11	0.14
Tm	0.14	0.28	0.41	0.11	0.09	0.77	0.05	0.07
Yb	1.41	2.75	4.36	1.14	0.92	7.91	0.52	0.76
Lu	0.25	0.46	0.68	0.18	0.15	1.30	0.09	0.13
ΣREE	73.57	160.30	224.22	60.60	46.39	390.44	22.19	32.73
(LREE/ HREE)§	7.44	7.853	7.40	7.29	7.25	7.17	6.32	6.97
LREE	64.20	141.13	196.30	52.73	40.31	340.78	18.92	28.35
HREE	8.63	17.97	26.54	7.23	5.56	47.51	2.99	4.07
Eu/Eu*	0.820	0.618	0.515	0.852	0.936	0.456	1.134	0.815
Cr/Th	3.98	3.47	1.06	3.00	2.45	0.95	2.80	1.86
Cr/Ni	4.35	3.62	4.05	4.23	1.91	5.11	2.70	2.34
Cr/V	0.72	0.35	0.18	0.71	0.58	0.15	1.16	1.09
Y/Ni	4.28	3.63	13.40	5.16	2.59	22.51	2.38	3.82
Th/Sc	0.67	0.55	0.76	0.73	0.69	0.67	1.35	1.35
Th/U	2.13	2.93	3.18	2.43	2.81	3.37	2.32	2.50
Th/Co	0.41	0.31	0.86	0.68	0.65	0.71	1.80	1.72
La/Y	0.90	0.97	0.87	0.90	0.90	0.83	0.87	0.80
La/Co	1.45	1.03	2.60	2.24	1.93	2.45	3.86	4.18
La/Sc	2.34	1.87	2.31	2.38	2.04	2.32	2.88	3.27
Sc/Th	1.52	1.81	1.31	1.38	1.46	1.49	0.74	0.74
Zr/Sc	49.12	7.44	5.14	8.63	6.29	3.22	29.46	8.69
(La/Lu) cn †	6.42	7.18	6.68	7.18	6.57	5.93	5.49	4.90
(Gd/Yb) cn †	1.38	1.51	1.34	1.45	1.30	1.31	1.20	1.07

Mz = Media del Tamaño de Grano (ϕ)

cn † = Valores Normalizados a Condrita (Taylor y McLennan, 1985)

§ LREE/ HREE = $\Sigma(\text{La-Sm})/\Sigma(\text{Gd-Lu})$

Aca = Acapulco

REFERENCIAS

- ABU-ZEID, M.M., BAGHDADY, A.R. AND EL-ETR, H.A. (2001). Textural attributes, mineralogy and provenance of sand dune fields in the greater Al Ain area, United Arab Emirates. *Jour. Arid Environ.*, v. 48, pp. 475-499.
- AGUILERA, J.C., (1920). The Sonoran Earthquake 1917. *Seim. Soc. American Bull.*, v. 10, no. 1.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S. and VERMA, S.P. (2005). Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data for Neogene sediments from known tectonic setting. *Sediment. Geol.*, v. 177, pp. 115–129.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S., LEE, Y.I., VERMA, S.P. and RAMASAMY, S. (2004). Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Jour. Sediment. Res.*, v. 74, pp. 285–297.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S., MADHAVARAJU, J., RAMASAMY, S. AND GLADWIN GNANA ASIR, N. (2005). Provenance and depositional history of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Tamil Nadu. *Jour. Geol. Soc. India*, v. 66, pp. 59-65.
- BAHLBURG, H. (1998). The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. In: Panhhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geol. Soc. London, Spec. Paper*, v. 142, pp. 127–142.
- BAKER, H:W. (1976). Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grains – a statistical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 871-880. Baker, R.A.; 1968. Kurtosis and peakedness. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 38, pp. 679-680.
- BALARAM, V., ANJIAH, K.V. AND REDDY, M.R.P. (1995). Comparative study on the trace and rare earth element analysis of an Indian Polymetallic nodule reference sample by inductively coupled plasma emission spectrometry and inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analyst*, v. 120, pp. 1401-1406.
- BHATIA, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.*, v. 91, pp. 611–627.
- BHATIA, M.R. (1985). Rare earth element geochemistry of Australian Palaeozoic graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 92, pp. 181–193.
- BHATIA, M.R. and CROOK, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 92, pp. 181–193.
- BHATIA, M.R. AND TYLOR, S.R. (1981). Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline Australia. *Chem. Geol.*, v. 33, pp. 115-125.

- BOCK, B., MCLENNAN, S.M., HANSON, G.N. (1994). Rare earth element redistribution and its effect on the neodymium isotope system in the Austin Glen member of the Normanskill Formation, New York, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, pp. 5245-5253.
- BULL, P.A. (1981). Environmental reconstruction by electron microcopy. *Progr. Phys. Geogr.*, v. 5, pp. 368-397.
- BULL, P.A., GOUDIE, A.S., PRICE-WILLIAMS, D. AND WATSON, A. (1987). Colluvium: a scanning electron microscope analysis of a neglected sediment type. In: Marshall, J.R. (Ed.), *Clastic Particles: Scanning Electron Microscopy and Shape Analysis of Sedimentary and Volcanic clasts*. Van Nostrand-Reinhold, New York, p. 16-35.
- CABRERA-RAMIREZ, M. AND CARRANZA-EDWARDS, A. (2002). The beach environment in Mexico as a potential source of placer minerals. *Mar. Georesources Geotech.*, v. 20, pp. 187-198.
- CARRANZA-EDWARDS, A., BOCANEGRA-GARCÍA, G., ROSALES-HOZ, L., GALÁN, L.P. (1998). Beach sands from Baja California Peninsula, Mexico. *Sediment. Geol.*, v. 119, pp. 263-274.
- CARTER, J.M. (1984). An application to scanning electron microscopy of quartz sand surface textures to the environmental diagnosis of Neogene carbonate sediments. Finestrat Basin, Southeast Spain. *Sedimentology*, v. 31, pp. 717-731.
- CHAPPELL, J. (1967). Recognizing fossil strand lines from grain size analysis. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 37, pp. 157-165.
- CHAUDHRI, A.R. AND CHAKARBORTY, A. (1982). Textural parameters of the river sediments-Ghaggar river. *Indian Contemp. GeoSci. Res. Himalaya*, v. 2, pp. 105-116.
- CHAUDHRI, A.R. (1993). Textural parameters of the Nagthat sediments of the Chakrat Hills, Kumaon Himalaya. *Ind. Jour. Earth Sci.*, v. 20, pp. 119-125.
- CHAUDHRI, A.R. (1991). Heavy mineral assemblage of the Nagthat Formation of north-western Himalaya and its significance in deciphering the provenance of sediments. *Bull. Ind. Geol. Assoc.*, v. 24, pp. 55-59.
- CINGOLANI, C.A., MANASSERO, M. and ABRE, P. (2003). Composition, provenance and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: Southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, v. 16, pp. 91-106.
- CONDIE, K.C. (1991). Another look at rare earth elements in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 55, pp. 2527-2531.
- CONDIE, K.C. (1993). Chemical composition and evolution of upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, v. 104, pp. 1-37.
- CONDIE, K.C., DENGATE, J., CULLERS, R.L. (1995). Behaviour of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the front range, Colorado, USA., *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 59, pp. 279-294.
- CONDIE, K.C., LEE, D. AND FARMER, G. (2001). Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes. *Sediment. Geol.*, v. 141-142, pp. 443-464.

- CONEY, P. J. (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 15(1), pp. 6-15.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, (1994). Monografía Geológico-Minera del Estado de Veracruz. México. pp. 123
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, (1992). Monografía Geológico-Minera del Estado de Sonora. México. pp. 220.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, (1995). Monografía Geológico-Minera del Estado de Michoacan. México. pp. 176.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, (1999). Monografía Geológico-Minera del Estado de Guerrero. México. pp. 262.
- CORONA-CHÁVEZ, PEDRO; BIGIOGGERO, BIAGIO Y POLI, S. (1997). Basamento metamórfico y estructuras magmáticas del Terreno Solapa, región de Puerto Escondido, Puerto Ángel y Sierra de los Loxichas, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, 2ª. Convención Sobre la Evolución Geológica, Pachuca, Hgo., Resúmenes pp. 14 – 15
- COX, R., LOWE, D.R. and CULLERS, R.L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud rock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 59, pp. 2919–2940.
- CSERNA, ZOLTAN DE, Y ORTEGA GUTIÉRREZ, FERNANDO, Y PALACIOS NIETO, MIGUEL, (1980). Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, México, D F, Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la Cuenca del Alto Río Balsas, pp. 133.
- CULLERS, R.L. (1988). Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danberg granite, Georgia, USA. *Lithos*, v. 21, pp. 301-314.
- CULLERS, R.L. (1994a). The chemical signature of source rocks in size fraction of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, USA. *Chem. Geol.*, v. 113, pp. 327–343.
- CULLERS, R.L. (1994b). The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, pp. 4955–4972.
- CULLERS, R.L. (1995). The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, v. 123, pp. 107–131.
- CULLERS, R.L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, v. 51, pp. 181–203.
- CULLERS, R.L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, v. 191, pp. 305–327.

- CULLERS, R.L. AND BERENDSEN, P. (1998). The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent *Rift* system, USA., *Eur. Jour. Mineral.*, v. 10, pp. 987-1002.
- CULLERS, R.L. and GRAF, J.L. (1984). Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks–ore petrogenesis. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 275–316.
- CULLERS, R.L. and PODKOVYROV, V.N. (2000). Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precamb. Res.*, v. 104, pp. 77–93.
- CULLERS, R.L. and PODKOVYROV, V.N. (2002). The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. *Precamb. Res.*, v. 117, pp. 157–183.
- CULLERS, R.L., BARRETT, T., CARLSON, R. and ROBINSON, B. (1987). Rare earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chem. Geol.*, v. 63, pp. 275–297.
- CULLERS, R.L., BASU, A. and SUTTNER, L.J. (1988). Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chem. Geol.*, v. 70, pp. 335–348.
- CULLERS, R.L., CHAUDHRI, S., KILBANE, N., KOCH, R. (1979). Rare earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 43, pp. 1285-1301.
- CULLERS, R.L., CHAUDHURI, S., ARNOLD, B., LEE, M., WOLF, JR., C.W. (1975). Rare earth element distributions in clay minerals and in the clay size fraction of the Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 39, pp. 1691-1703.
- CULLERS, R.L., BOCK, B., AND GUIDOTTI, C., 1997, Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 1847-1861.
- CURRY, J.R. (1965). Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In: *The Quaternary of the United States*. Wright, H.E. and Frey, D.C. (Eds.), Princeton University Press, p. 723-735.
- DAMON, P. E., SHAFIQUDDIN, M., CLARK, K.F. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, vol.5, núm. 2, p. 223-238.
- DEMANT, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 2, no. 2, pp. 172-187.
- DICKINSON, W.R. and SUCZEK, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 63, pp. 2164–2182.
- DICKINSON, W.R., BEARD, S.L., BRAKENRIDGE, G.R. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 94, pp. 224-235.

- DOEGLAS, D. J. (1946). Interpretation of the results of mechanical analysis. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 16, pp. 19-40.
- DOORNKAMP, J.C. AND KRINSLEY, D. H. (1971). Electron microcopy applied to quartz grains from a tropical environment. *Sedimentology*, v. 17, pp. 89-101.
- DOUGLAS, G., PALMER, M., CAITCHEON, G. (2003). The provenance of sediments in Moreton Bay, Australia: a synthesis of major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry, modelling and landscape analysis. *Hidrobiologia*, v. 10, pp. 1-9.
- DOUGLAS, G.B., FORD, P.W., PALMER, M., NOBLE, R.M., PACKETT, R. (2006). Fitzroy River Basin, Queensland, Australia. I. Identification of sediment sources in impoundments and flood events. *Environ. Chem.*, v. 3, pp. 364-376.
- DUANE, D.B. (1964). Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico, Sound, North Carolina. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 34, pp. 864-874.
- EHRENBERG, S.N. and SIRING, E. (1992). Use of bulk chemical analysis in stratigraphic correlation of sandstones: an example from the Stratfjord Nord field, Norwegian Continental shelf. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 62(2), pp. 318-330.
- FEDO, C.M., ERIKSSON, K.A., KROGSTAD, E.J. (1996). Geochemistry of shales from the Archean (~ 3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 60(10), pp. 1751-1763.
- FEDO, C.M., YOUNG, G.M. and NESBITT, H.W. (1997b). Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Precamb. Res.*, v. 86, pp. 201-223.
- FEDO, C.M., YOUNG, G.M., NESBITT, H.W. and HANCHAR, J.M. (1997a). Potassic and sodic metasomatism in the Southern province of the Canadian Shield: Evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada. *Precamb. Res.*, v. 84, pp. 17-36.
- FENG, R. AND KERRICH, R. (1990). Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstones belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, pp. 1061-1081.
- FLORES, T., (1929). Reconocimiento geológico en la región central del estado de Sonora. *Bol. Inst. Geol.* v. 49.
- FOLK, R.L AND WARD, W.C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 27, pp. 3-27.
- FOLK, R.L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Jour. Geol.*, v. 62, pp. 344-359.
- FOLK, R.L. (1966). A review of grain-size parameters. *Sediment.*, v. 6, pp. 73-93.
- FOLK, R.L. (1980). Petrography of sedimentary rocks. Austin, Texas. Hemphills., p.170.
- FRIEDMAN, G.M. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 34, pp. 777-813.
- FRIEDMAN, G.M. (1962). Comparison of moment measures for sieving and thin section data in sedimentary petrological studies. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 32(1), pp. 15-25.

- FRIEDMAN, G.M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 37(2), pp. 327-354.
- FRIEDMAN, G.M. (1979). Address of the retiring president of the International Association of Sedimentologist: Difference in size distributions of populations of particles among sands of various origins, *Sedimentology*, John.Wiley and Sons, Inc. New York, p. 792.
- GARVER, J.I., ROYCE, P.R. and SMICK, T.A. (1996). Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: A case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Jour. Sediment. Res.*, v. 66, pp. 100–106.
- GILL, G.T.S. (1983). Sedimentology of the Siwalik Group exposed between the rivers Ghagger and Markanda-north western Himalaya. *Publ. Cont. Adv. Stud. Geol.*, Punjab University, v. 13, pp. 274-312.
- GONZÁLES PARTIDA Y TORRES RODRÍGUEZ, (1988). Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados. *Geofísica Internacional*, vol. 27, núm. 4, pp. 543-581.
- GRAVENOR, C.P. (1985). Chattermarked garnets found on soil profiles and beach environment. *Sedimentology*, v. 32, pp. 295-306.
- GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A. AND KOROTEV, R.L. (1984). The North American shale composite: Its composition, major and trace element characteristics: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 48, pp. 2469-2482.
- GU, X.X., LIU, J.M., ZHENG, M.H., TANG, J.X. and QI, L. (2002). Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, south China: Geochemical evidence. *Jour. Sediment. Res.*, v. 72, pp. 393–407.
- HAILS, J.R. AND HOYT, J.H. (1969). The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the Lower Georgia Plain. *Jour. Sediment. Petrol.*, v.39, pp. 559-580.
- HELLAND, P.E. AND DIFFENDAL JR. R.F. (1993). Probable glacial climatic conditions in source areas during depositions of parts of the Ash Hollow Formation, Ogallala Group (Late Tertiary), of western Nebraska. *Amer. Jour. Sci.*, v. 293, pp. 744-757.
- HIGGS, R. (1979). Quartz grain surface features of Mesozoic- Cenozoic sands from the Labrador and Western Greenland continental margins. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 49, pp. 599-610.
- HISCOTT, R.N. (1984). Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace element evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 95, pp. 1261–1267.
- HORIKAWA, K. AND SHEN, H.W. (1960). Sand movement by wind action. On the characteristics of sand. Beach erosion board. Technical Memorandum, pp.119-151.
- INMAN, D.L. AND CHAMBERLAIN, T.K. (1955). Particle size distribution in near shore sediments. In: Hough, J.L. and Meard, H.W. (Eds.). *Finding ancient shorelines. Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. Publ.*, No. 3, pp. 106-129.
- INMAN, D.L. (1949). Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 19, pp. 10-30.
- INMAN, D.L. (1952). Measures of describing the size distribution of sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 22, pp. 125-145.

- INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA, GEOGRAFÍA E INFORMÁTICA, INEGI, (1984). Geología de la Republica Mexicana.
- KASPER-ZUBILLAGA, J.J. AND FAUSTINOS-MORALES, R. (2007). Scanning electrón microscopy análisis of quartz grains in desert and coastal dune sands (Altar Desert, NW Mexico). *Ciencias Marinas*, v. 33(1), pp. 11-22.
- KASPER-ZUBILLAGA, J.J., CARRANZA-EDWARDS, A., MORALES DE LA GARZA, E. (2007a). Textural characterization of beach sands from the Gulf of California, Mexico: Implications for coastal processes and relief. *Ciencias Marinas*, v. 33(1), pp. 83-94.
- KASPER-ZUBILLAGA, J.J., DICKINSON, W.W., CARRANZA-EDWARDS, A., HORNELAS-OROZCO, Y. (2005). Petrography of quartz grains in beach and dune sands of Northland, North Island, New Zealand. *New Zealand Jour. Geol. Geophy.* v. 48, p. 649-660.
- KASPER-ZUBILLAGA, J.J., ORTIZ-ZAMORA, G., DICKINSON, W.W., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., SOLER-ARECHALDE, A.M. (2007c). Textural and compositional control son modern beach and dune sands, New Zealand. *Earth Surf. Processes Landforms*, v. 32, pp. 366-389.
- KASPER-ZUBILLAGA, J.J., ZOLEZZI-RUÍZ, H., CARRANZA-EDWARDS, A., GIRÓN-GARCÍA, ORTIZ-ZAMORA, G., PALMA, M. (2007b). Sedimentological, modal análisis and geochemical studies of desert and coastal dunes, Altar Desert, NW Mexico. *Earth Surf Processes Landforms*, v. 32, pp. 489-508.
- KELLER, W.D. (1945). Size distribution of sand in some dunes, beaches and sandstones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 29, pp. 215-221.
- KING, R. E. (1939). Geological Reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 50.
- KOLDIJK, W.S. (1968). On environment-sensitive grain size parameters. *Sedimentology*. v. 10, pp. 57-69.
- KRINSLEY, D. H. AND DOORNKAMP, J.C. (1973). Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge, England, pp. 91.
- KRINSLEY, D. H. AND FUNNELL, B.M. (1965). Environmental history of quartz sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England. *Quarter. Jour. Geol. Soc. London*, v. 121, pp. 435-461.
- KRINSLEY, D. H. AND MARGOLIS, S. (1969). A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. Transactions of the New York Academy of Sciences. Series II, v. 31, pp. 457-477.
- KRINSLEY, D. H. AND MCCOY, F.W. (1977). Significance and origin of surface textures on broken sand grains in deep sea sediments. *Sedimentology*, v. 24, pp. 857-862.
- KRINSLEY, D. H. AND TAKAHASHI, T. (1962). Applications of electron microscopy to geology. Transactions of the New York Academy of Sciences. Series II, v. 25, pp. 3-22.
- KRINSLEY, D. H. AND TRUSTY, P. (1985). Environmental interpretation of quartz grain surface textures. In: Zuffa, G.G. (ed.), *Clastic particles*. Van Nostrand Reinhold, pp. 242-247.

- KRINSLEY, D. H., FRIEND, P. AND KLIMENTIDIS, R. (1976). Eolian transport textures on the surface of sand grains of Early Triassic age. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, pp. 130-132.
- KRINSLEY, D.H AND MARSHALL, J.R. (1987). Sand grain textural analysis: an assessment. In: Marshall, J.R. (ed.), *Clastic particles: Scanning Electron Microscopy and Shape Analysis of Sedimentary and Volcanic Clasts*. Van Nostrand-Reinhold, New York, pp. 2-15.
- KRINSLEY, D.H. AND DONAHUE, J. (1968). Environmental interpretations of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 79, pp. 743-748.
- KRINSLEY, D.H. AND MARGOLIS, S. (1971). Grain surface texture. In Carver, R.E. (ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*, New York, Wiley, pp. 151-180.
- KRINSLEY, D.H. AND SMALLEY, I. (1973). The shape and nature of small sedimentary quartz particles. *Science*, v. 180, pp. 1277-1279.
- KRINSLEY, D.H. AND SMITH, D.B. (1981). A selective SEM study of grains from the Permian Yellow sands of northeast England. *Proc. Geol. Assoc. England*, v. 92, pp. 189-196.
- KRINSLEY, D.H., TAKAHASHI, T., SILBERMAN, M.L. AND NEWMAN, W.S. (1964). Transportation of sand grains along the Atlantic shore of Long Island, New York: An application of electron microscopy. *Mar. Geol.*, v. 2, pp. 100-121.
- KRUMBEIN, W.C. (1936). Application of logarithmic moments of size frequency distribution of sediments. *Jour. Sed. Petrol.* v. 6, pp. 35-47.
- LERIBAULT, (1975). L'exoscopie. Methode et applications: Compagnie Francaise des petroles. Notes et Memoires, v. 12, pp. 231.
- MADHAVARAJU, J., RAMASAMY, S., MOHAN, S.P., HUSSAIN, S.M., GLADWIN GNANA ASIR, N. AND STEPHEN PITCHAIMANI, V. (2004). Petrography and surface textures on quartz grains of Nimar Sandstone, Bagh Beds, Madhya Pradesh – Implications for provenance and depositional environment. *Jour. Geol. Soc. India*, v. 64, pp. 747-762.
- MAHANEY, W.C. (1995). Pleistocene and Holocene glacier thickness and/or transport histories inferred from microtextures on quartz particles. *Boreas*, v. 24, pp. 293-304.
- MAHANEY, W.C. (1998). Scanning electron microscopy of Pleistocene sands from Yamal and Taz Peninsulas, OB river estuary, northeastern Siberia. *Quat. Inter.*, v. 45-46, pp. 49-58.
- MAHANEY, W.C., Claridge, G. and Campbell, I. (1996). Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, v. 121, pp. 89-103.
- MARGOLIS, S. AND KRINSLEY, D.H. (1974). Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *Amer. Jour. Sci.*, v. 274, pp. 449-464.
- MARTIN, L.R. (1965). Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 35, pp. 768-770.
- MASON, C.C. AND FOLK, R.L. (1958). Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 28, pp. 211-226.

- MAUVOIS, ROGER, DEMANT, ALAN Y SILVA MORA, LUIS, (1976). Estructuras terciarias en la base del Eje Neovolcánico (ejemplo de la depresión Tzitzio-Huetamo, estado de Michoacán): 3er Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, Gro., Memorias, p. 87 (resumen).
- MCCANN, T. (1991). Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin. In: A.C. Morton, S.P. Todd and P.D.W. Haughton (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance. Geol. Soc. Spec. Pub.*, v. 57, pp. 215–230.
- MCKINNEY, T.F AND FRIEDMAN, G.M. (1970). Continental shelf sediments of Long Island, New York. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 40, pp. 213–248.
- MCLENNAN, S.M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influences of provenance and sedimentary processes, In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Miner. Soc. Amer.*, v. 21, pp. 169–200.
- MCLENNAN, S.M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosys.* 2, paper number 2000GC000109 [8994 words, 10 figures, 5 tables]. Published April 20, 2001.
- MCLENNAN, S.M. and TAYLOR, S.R. (1980). Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary re-cycling. *Nature*, v. 285, pp. 621–624.
- MCLENNAN, S.M. and TAYLOR, S.R. (1991). Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Jour. Geol.*, v. 99, pp. 1–21.
- MCLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., KRONER, A. (1983). Geochemical evolution of Archean shales from South Africa, 1. The Swaziland and Pangola Supergroups. *Precamb. res.* v. 22, pp. 93–124.
- MCLENNAN, S.M., HEMMING, S., MCDANIEL, D.K. and HANSON, G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, v. 284, pp. 21–40.
- MCLENNAN, S.M., HEMMING, S.R., TAYLOR, S.R., and ERIKSSON, K.A. (1995). Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 59, pp. 1153–1177.
- MCLENNAN, S.M., NANCE, W.B. and TAYLOR, S.R. (1980). Rare earth element – thorium correlations in sedimentary rocks and the composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44, pp. 1833–1839.
- MCLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., MCCULLOCH, M.T. and MAYNARD, J.B. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, pp. 2015–2050.

- MELCHOIR, ALAN (1991). Exploration minerale pour géochimie dans la région d'Arteaga: Service Geologique de Belgique, Rapport final de recherche finance dans le cadre de la Convention de Cooperation Belgique-México. Metabasitas De La Secuencia Metamórfica De Pinzán Morado, Estado De Guerrero. Coloquio De Mineralogía, P. 19-22.
- MIŁODOWSKI, A.E., ZALASIEWICZ, J.A. (1991). Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagic sequences of Llandovery age from central Wales. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W (Eds.), Development in sedimentary provenance studies. *Geol. Soc. Spec. Pap.*, v. 57, pp. 101-124.
- MOIOLA, R.J. AND WEISER, D. (1968). Textural parameters: An evaluation. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 38 (1), pp. 45-53.
- MONGELLI, G., CULLERS, R.L., MUELHEISES, S. (1996). Geochemistry of late Cretaceous-Oligocene shales from the Varicolori Formation, southern Apennines, Italy: implications for mineralogical, grain-size control and provenance. *Eur. Jour. Mineral.*, v. 8, pp. 733-754.
- MORAL-CARDONA, J.P., GUTIERREZ MAS, J.M., SANCHEZ BELLON, A., LOPEZ-AQUAYO, F. AND CABALLERO, M.A. (1997). Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Arcos, Southwestern Spain. *Sediment. Geol.*, v. 112, pp. 251-261.
- MORAL-CARDONA, J.P., SANCHEZ BELLON, A., LOPEZ-AQUAYO, F. AND CABALLERO, M.A. (1996). The analysis of quartz grain surface features as a complementary method for studying their provenance: the Guadalete River Basin (Cadiz, SW Spain). *Sediment. Geol.*, v. 106, pp. 155-164.
- NEWSOME, D. AND LADD, P. (1999). The use of quartz grain microtextures in the study of the origin of sand terrains in Western Australia. *Catena*, v. 35, pp. 1-17.
- NITTREOUER, C.A, SHARARA, M.T., DEMASTER, D.J. (1983). Variation of sediment texture on the Amazon continental shelf. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 53(1), pp. 179-191.
- NODA, A. (2005). Texture and petrology of modern river, beach and shelf sediments in a volcanic back-arc setting, northeastern Japan. *The Island Arc*, v. 14, pp. 687-707.
- OKAZAKI, H., STANLEY, J-D., WRIGHT, E.E. (2001). Tecolutla and Nautla Deltas, Veracruz, Mexico: Texture to evaluate sediment environment on deltaic plains and bypassing onto the Gulf of Mexico Margin. *Jour. Coast. Res.*, v. 17(3), pp. 755-761.
- ORTEGA GUTIÉRREZ, FERNANDO, (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional (México)*, v. 20, núm. 3, pp. 177 – 902.
- PANTOJA - ALOR, JERJES, (1982). Geoconometría del Cretácico Terciario de la Sierra Madre del Sur entre los meridianos 99°00' y 104°00' Long W. Sociedad Geológica Mexicana, 6ª. Convención Geológica Nacional, Resúmenes (resumen).
- PANTOJA - ALOR, JERJES, (1990). Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia mesozoica de la región Huasteco-Altamirano, Estados de Michoacán y Guerrero. Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 10, Resúmenes, pp. 66 (resumen).
- PASSEGA, R. (1957). Texture as characteristic of clastic deposition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 41, pp. 1952-1984.

- PASSEGA, R. (1964). Grain size representation by CM pattern as a geological tool. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 34, pp. 830-847.
- PASSEGA, R. (1977). Significance of C.M diagrams sediments deposited by suspension. *Sediment.*, v. 24, pp. 723-733.
- PELL, S.D., CHIVAS, A.R., WILLIAMS, I.S. (1999). Great Victoria desert: development and sand provenance. *Aus. Jour. Earth Sci.*, v. 46, pp. 289-299
- RAHMAN, M.H. AND AHMED, F. (1996). Scanning electron microscopy of quartz grain surface textures of the Gondwana Sediments, Barapukuria, Dinajpur, Bangladesh. *Jour. Geol. Soc. India*, v. 47, pp. 207-214.
- RANGIN, C., (1978). Consideraciones sobre la Evolución Geológica de la parte septentrional del estado de Sonora. Libroto guía del primer simposio sobre la geología y potencial minero del estado de Sonora. Instituto de Geología, UNAM.
- RAYAN, K.M. AND WILLIAMS, D.M. (2007). Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chem. Geol.*, v. 242, pp. 103-125.
- REIMER, T.O. (1985). VOLCANIC ROCKS AND WEATHERING IN THE EARLY PROTEROZOIC WITWATERSTRAND SUPERGROUP, SOUTH AFRICA. *GEOL. SURV. FINL. BULL.*, v. 331, pp. 33-49.
- REINECK, H.E. AND SINGH, I.B. (1986). Depositional sedimentary environment. Second Edition first reprint, Springer-Verlag, Berlin, p. 551.
- ROALDSET, E. (1973). Rare-earth elements in Quaternary clays of the Numedal area, southern Norway. *Lithos*, v. 6, pp. 349-372.
- RONOV, A.B., BALASHOV, Y.A., GIRIN, Y.P., BRATISHKO, R.K., KAZAKOZ, G.A. (1972). Trends in rare-earth distribution in the sedimentary shell in the earth's crust. *Geochem. Int.* v. 9, pp. 987-1016.
- RONOV, A.B., BALASHOV, Y.A., GIRIN, Y.P., BRATISHKO, R.K., KAZAKOZ, G.A. (1972). Regularities of rare-earth distribution in the sedimentary shell and in the crust of the earth. *Sedimentology*, v. 21, pp. 171-193.
- ROSALES-HOZ, L., CARRANZA-EDWARDS, A., MENDEZ-JAIME, C. AND MONREAL-GÓMEZ, M.A. (1999). Metals in shelf sediments and their association with continental discharges in a tropical zone. *Mar. Freshwater Res.*, v. 50, pp. 189-96.
- ROSALES-HOZ, L. AND CARRANZA-EDWARDS, A. (2001). Geochemistry of deep-sea sediment cores and their relationship with polymetallic nodules from the north-eastern Pacific. *Mar. Freshwater Res.*, v. 52, pp. 259-66.
- ROSALES-HOZ, L., CUNDY, A.B. AND BAHENA-MANJARREZ, J.L. (2003). Heavy metals in sediment cores from a tropical estuary affected by anthropogenic discharges: Coatzacoalcos estuary, Mexico. *Estu. Coast. Shelf Res.*, v. 58, pp. 117-126.
- SABANERO SOSA, M.N. (1990). La ruptura del extremo austral de la Plataforma Guerrero-Morelos, determinado por la acreción constructiva transformante del Terreno Solapa, México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional Ing. Geólogo, pp. 126.
- SALINAS - PRIETO, J. C. (1994). Étude Structurale du Sud Ouest Mexicain (Guerrero), Analize Microtectonique des Déformations Duchles du Tertiure infeneur. Université d'Orléans, Tesis doctoral, pp. 226.

- SPENCER, D.W. (1963). The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 33 (1), pp. 180-190.
- STEWART, H.B. Jr. (1958). Sedimentary reflections of depositional environments in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v.42, p. 2567-2618.
- SWIFT, D.J.P. (1970). Quaternary shelves and the return to grade. *Mar. Geol.*, v. 8, pp. 5-30.
- TAYLOR, S.R. and MCLENNAN, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, UK, 349p.
- TRASK, P.D. (1952). Sources of sand at Santa Barbara, California as indicated by mineral grain studies. Beach erosion Board. Tech. Mem. (28), U.S. Army. Corps. Engrs., v. 24.
- Udden, J.A. (1914). Mechanical composition of sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 25, pp. 655-744.
- VALIA, H.S. AND CAMERON, B. (1977). Skewness as a palaeoenvironmental indicator. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 47 (2), pp. 784-793.
- VALENTINE, W.G., (1936). Geology of the Cananea Mountains, Sonora México, *Geol. Soc. of Am. Bull.* v.47
- VAN DE KAMP, P.C. and LEAKE, B.E. (1985). Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 76, pp. 411-449.
- VEIZER, J. (1978). SECULAR VARIATIONS IN THE COMPOSITION OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS II. FE, MN, CA, MG, SI AND MINOR CONSTITUENTS. *PRECAMB. RES.*, v. 6, pp. 381-413.
- VIDAL - SERRATOS, R. (1986). Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur, México. *Tesis Profesional*, pp. 155.
- VISHER, G.S. (1969). Grain size distribution and depositional processes. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 39, pp. 1074-1106.
- VITAL, H., STATTEGGER, K., GARBE-SCHONBERG, C.D. (1999). COMPOSITION AND TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY OF DETRITAL CLAY AND HEAVY MINERAL SUITES OF THE LOWERMOST AMAZON RIVER: A PROVENANCE STUDY. *JOUR. SEDIMENT. RES.*, v. 69, pp. 563-575.
- WENTWORTH, C.K. (1929). Method of computing mechanical composition types in sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 40, pp. 771-790.
- WHALLEY, W.B. Y KRINSLEY, D.H. (1974). A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from textural environments. *Sedimentology*, v. 21, pp. 87-105.
- WILDEMAN, T.R., CONDIE, K.C. (1973). Rare-earths in Archean greywackes from Wyoming and from Fig Tree Group, south Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, pp. 439-453.
- WILLIAMS, E. (1964). Some aspects of Aeolian saltation load. *Sedimentology*, v. 3, pp. 257-287.

- WINCHESTER, J.A. and MAX, M.D. (1989). Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an Example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precamb. Res.*, v. 45, pp. 191–201.
- WRAFTER, J.P. and GRAHAM, J.R. (1989). Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Maya Ireland. *Jour. Geol. Soc. London*, v. 146, pp. 213–215.
- WRONKIEWICZ, D.J. and CONDIE, K.C. (1987). Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa. Source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 51, pp. 2401–2416.
- WRONKIEWICZ, D.J. and CONDIE, K.C. (1989). Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa. Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 53, pp. 1537–1549.
- WRONKIEWICZ, D.J. and CONDIE, K.C. (1990). Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa. Cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, pp. 343–354.
- WU, S.L., ZHAO, Y.H. AND FENG, X.B. (1996). Application of inductively coupled plasma mass spectrometry for total metal determination in silicon-containing solid samples using the microwave-assisted nitric acid-hydrofluoric acid-hydrogen peroxide-boric acid digestion system. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 11, pp. 287.
- YOSHIDA, S., MURAMATSU, Y. AND TAGA, M. UCHIDA, (1996). Determination of major and trace elements in Japanese rock reference samples by ICP-MS: *Internat. Jour. Environ. Anal. Chem.*, v. 63, pp. 195.
- ZIMMERMANN, U. AND BAHLBURG, H. (2003). Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, v. 50, pp. 1079–1104.