

**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS**

Departamento de Oceanología

**CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA
DE LOS AMBIENTES COSTEROS EN LA BAHÍA SAN LUCAS,
BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO.**

**TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS MARINAS
CON ESPECIALIDAD EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS**

**PRESENTA
GEOL. JOSÉ OCTAVIO NAVARRO LOZANO**

LA PAZ, B.C.S, MÉXICO

MAYO 2006



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 17 del mes Abril del año 2006, el (la) que suscribe JOSÉ OCTAVIO NAVARRO LOZANO alumno(a) del Programa de MAESTRÍA EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS con número de registro B041200 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de: DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ y cede los derechos del trabajo titulado: "CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA DE LOS AMBIENTES COSTEROS EN LA BAHÍA SAN LUCAS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO"

al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: navar72@hotmail.com, o jnavarro@ipn.mx

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.


JOSÉ OCTAVIO NAVARRO LOZANO

nombre y firma



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO
ACTA DE REVISION DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 3 del mes de Abril del 2006 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis de grado titulada:

**"CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA DE LOS
AMBIENTES COSTEROS EN LA BAHÍA SAN LUCAS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO"**

Presentada por el alumno:

NAVARRO
Apellido paterno

LOZANO
materno

JOSÉ OCTAVIO
nombre(s)

Con registro:

B	0	4	1	2	0	0
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante al grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **SU APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

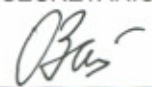
Director de tesis
PRIMER VOCAL


DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ

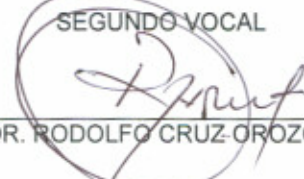
PRESIDENTE


DR. NORMAN SILVERBERG

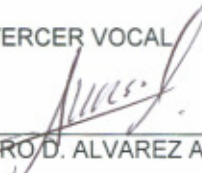
SECRETARIO


DR. OLEG ZAITSEV VIKTOROVICH

SEGUNDO VOCAL


DR. RODOLFO CRUZ OROZCO

TERCER VOCAL


DR. ALEJANDRO D. ALVAREZ ARELLANO

EL PRESIDENTE DEL COLEGIO


DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE



CONTENIDO

	Página
Resumen	I
Lista de figuras	III
Lista de tablas	VII
Lista de anexos	VII
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Antecedentes	1
I.2 Justificación	4
I.3 Hipótesis	5
I.4 Objetivo general	5
I.5 Objetivos particulares	5
II. DESCRIPCIÓN DEL AREA	6
II.1 Ubicación del área de estudio	6
II.2 Meteorología y climatología	7
II.2.1 Meteorología	7
II.2.2 Climatología	8
II.2.3 Vientos	10
II.2.4 Oleaje	11
II.2.5 Mareas	13
II.3 Edafología	14
II.4 Marco geológico	16
II.4.1 Geomorfología general	16
II.4.2 Litología y estratigrafía	18
II.4.3 Evolución estructural	21
II.5 Marco oceanográfico	23
II.5.1 Batimetría	23
II.5.2 Clasificación de la costa	25
III. MATERIAL Y MÉTODOS DE ESTUDIO	26
III.1 Trabajo de campo	26
III.1.1 Cuenca sedimentaria	26
III.1.2 Litoral	26
III.1.3 Parte marina	27
III.2 Trabajo de laboratorio gabinete	27
RESULTADOS	32
IV. GEOMORFOLOGÍA	32
IV.1 Dimensiones y forma de la cuenca hidrográfica	33
IV.2 Tipo de corrientes y patrón de drenaje	35
IV.3 Orden de las corrientes	35
IV.4 Densidad de drenaje	37

IV.5 Unidades geomorfológicas	38
IV.5.1 Laderas de montaña y relieve abrupto	38
IV.5.2 Pie de monte	39
IV.5.3 Planicie	40
IV.5.4 Terraza Pleistocénica	42
IV.5.5 Línea de costa	44
IV.5.5.1 Playa	45
IV.5.5.2 Perfiles topográficos de la playa	48
IV.5.5.3 Dunas	50
IV.5.6 Ambiente marino	50
IV.5.6.1 Perfiles topográficos de la plataforma interna y cañón submarino	51
IV.6 Morfodinámica	52
V. SEDIMENTOLOGÍA	56
V.1 Ambiente fluvial	56
V.1.1 Distribución del tamaño del sedimento	57
V.1.2 Composición textural del sedimento	58
V.1.3 Media del sedimento	61
V.1.4 Desviación estándar del sedimento	62
V.1.5 Sesgo del sedimento	63
V.1.6 Picudez del sedimento	63
V.1.7 Redondez de los granos del sedimento	64
V.2 Línea de costa (ambientes de playa y duna)	66
V.2.1 Distribución del tamaño del sedimento	67
V.2.2 Composición textural del sedimento	69
V.2.3 Media del sedimento	72
V.2.4 Desviación estándar del sedimento	73
V.2.5 Sesgo del sedimento	74
V.2.6 Picudez del sedimento	76
V.2.7 Redondez de los granos del sedimento	77
V.3 Plataforma continental interna	78
V.3.1 Distribución del tamaño del sedimento	78
V.3.3 Moda del sedimento	80
V.3.4 Composición textural del sedimento	81
V.3.5 Media del sedimento	84
V.3.6 Desviación estándar del sedimento	85
V.3.7 Sesgo del sedimento	86
V.3.8 Picudez del sedimento	87
V.3.9 Redondez de los granos del sedimento	88
V.4 Gráficas de dispersión	89
V.4.1 Media vs. desviación estándar	90
V.4.2 Sesgo vs. selección	92
V.4.3 Desviación estándar vs. picudez	93
VI. MINERALOGIA	95
VI.1 Ambiente fluvial	96
VI.1.1 Tipo de sedimento	99
VI.2 Ambiente de Playa y duna	100

VI.2.1 Tipo de sedimento	102
VI.3 Ambiente de Plataforma	104
VI.3.1 Tipo de sedimento	109
VII. DISCUSIÓN GENERAL	110
VII.1 Comportamiento geomorfológico y sedimentológico de los ambientes costeros	110
VII.1.1 Ambiente terrestre (aluvial-fluvial)	110
VII.1.2 Ambiente transicional (playa-duna)	113
VII.1.3 Ambiente marino	113
VII.2 Comportamiento mineralógico en los ambientes costeros	115
VIII. CONCLUSIONES	117
LITERATURA CITADA	119
ANEXOS	127
Anexo 1. Histogramas de la distribución de frecuencia del tamaño del grano para el sedimento del sistema fluvial	128
Anexo 2. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del ambiente de playa y duna	131
Anexo 3. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del ambiente de plataforma interna	131
Anexo 4. Fotografías de los granos del sedimento fluvial (A), para determinar la redondez a partir del análisis al microscopio	137
Anexo 5. Fotografías de los granos del sedimento del ambiente de playa (P) y duna (D), para determinar la redondez a partir del análisis al microscopio	139
Anexo 6. Fotografías de los granos del sedimento de la plataforma interna (PI) para determinar la redondez de los granos a partir del análisis al microscopio	141

RESUMEN

El análisis geomorfológico y sedimentológico, así como la relación existente entre los diferentes ambientes costeros durante los procesos de intercambio de sedimentos, se realizó utilizando el concepto de celda litoral. En el caso del área de estudio, se considera a la bahía San Lucas como la celda litoral delimitada por dos rasgos fisiográficos localizados uno al noreste conocido como Punta Cabeza de Ballena y otro al suroeste señalado como Cabo San Lucas, los cuales también se consideran como sus fronteras.

Las celdas litorales están constituidas por componentes de salida y de entrada. Una entrada importante es el aporte de los sedimentos y en este caso es la cuenca hidrográfica El Salto que funge como tal. Por otro lado El cañón submarino ubicado en el interior de la bahía constituye el componente de salida.

La geomorfología del área está caracterizada por laderas de montaña, pie de monte y planicie. Es en esta última donde se desarrollan dos geoformas importantes, el abanico aluvial y el abanico delta. Estos abanicos están formados en su mayoría por depósitos tamiz, característicos de zonas áridas, flujos de gravedad con bajo contenido de lodos.

Por su parte la playa presenta una pendiente fuerte en la zona más expuesta al oleaje y disminuye a moderada en las zonas protegidas de la bahía; por sus características de pendiente, berma bien definida y formas cuspidas la playa se clasifica como de tipo intermedio a reflexivo. El sedimento que llega a esta playa a través del arroyo El Salto en temporada de lluvias es redistribuido por la dirección y energía del oleaje incidente, que es de tipo swell con periodos de 10 a 12 s. Este proceso permite una mejor selección del tamaño de grano.

Una vez que el sedimento es atrapado por el oleaje o las corrientes litorales, este es redistribuido en la plataforma interna, que presenta una pendiente promedio de 1° , y también hacia el cañón submarino.

En la bahía, la batimetría del fondo y las salientes rocosas juegan un papel importante en la refracción del oleaje de swell y las corrientes litorales y estas condicionan la dinámica del sedimento. Sin olvidar la acción que ejerce el hombre sobre estos ambientes. El crecimiento desmedido del puerto de Cabo San Lucas modifica las condiciones del terreno y por ende el aporte de sedimentos de la cuenca hacia la bahía, en donde estos ambientes podrían ver afectado su equilibrio sedimentario y morfología..

ABSTRACT

The geomorphologic and sedimentologic analyses and their relationship with the coastal environment has lead to the usage of the litoral cell concept. For this study, the San Lucas bay area has been considered as one litoral cell, which is limited by Punta Cabeza de Ballena at the northeast of the bay, and San Lucas cape located at the southwest of the bay. The wave pattern in this cell seem to be control by the presence of the rocky headlands.

The San lucas litoral cell area is supply mostly by El Salto drainage basin. The sediment in its path is lost through the San Lucas submarine canyon, located to the west of this cell.

The highlighting geomorphological features within the area are the presence of mountains, piedemonte and fluvial planes. Within the fluvial plane, there are two principal features, and alluvial fan and a fan delta, which contain tamiz deposits, characteristics of arid zones, and gravitational flows with low percentages of muds.

The beach along the bay shows a strong slope in the area more exposed to the swell energy, with periods between 10 to 12 seconds. The slope decreases to the sheltered areas of the bay. The beach shows a well developed berm associated with a cusped coast line shape, due to the presence of infragravity or edge waves. All this characteristics within the cell, make the bay to be considered as intermediate to reflexive type . The El Salto arroyo sediment discharge and the wave energy and direction let the development of a small delta at the El Salto arroyo mouth, where the longshore sediment movement along the bay or littoral cell. Takes place these processes and the wave energy mostly controls the size and selection of sediments.

When the sediment is carried by longshore currents, it moves onto the submarine canyon, as well as to the continental platform, giving the textural characteristics, such as grain seleccion and size tendency (skewness. In this sedimentary environment the waves and the longshore transport are the major coastal processes that control the geomorphological and sedimentological characteristics of the bay.

FIGURAS

	Página
Figura 1. Ubicación de la bahía San Lucas y las subcuencas de drenaje de los arroyos El Salto y Salto Seco. Estas subcuencas se asocian para formar la cuenca hidrográfica El Salto.	6
Figura 2. Eventos tropicales que se aproximaron en un radio de 100 km con centro en Cabo San Lucas durante el período 1949-2002. (Los datos estadísticos de 1949 a 2002 se obtuvieron de la base de datos del National Weather Service (NOAA)).	8
Figura 3. Climas en la porción sur de la península (Fuente: Carta de climas escala 1:1000000 INEGI, 1981).	10
Figura 4. Clasificación de las ondas gravitacionales superficiales en el océano según Kinsman (1965) (Tomado de Troyo, 2003).	12
Figura 5. El tipo de oleaje que se presentó en la bahía San Lucas en las dos campañas muestra un periodo alrededor de 10 a 12 s (A y B) mientras que la dirección predominante es del S, SE-SW (C y D). Tomado de Troyo (2003).	13
Figura 6. Comportamiento de la marea en la bahía San Lucas. Se puede observar su comportamiento demidiurno con alturas promedio de 137 cm en mareas vivas y en mareas muertas de 120 cm. Esta tabla es para el mes de septiembre del 2004 (tomado de las tablas de mareas del CICESE).	14
Figura 7. Edafología general de la zona de estudio, modificado de INEGI (1984) escala 1:250000.	16
Figura 8. Provincia fisiográfica Península de Baja California según Raisz (1959) (Modificado de: Estudio Hidrológico del Estado de Baja California Sur, INEGI (1996)).	17
Figura 9. Topografía de la parte sur de la península de Baja California (INEGI, 1993).	18
Figura 10. Subprovincias Geológicas de la Provincia Baja California (modificado de López Ramos, 1979).	19
Figura 11. Geología del área de estudio y sus alrededores. Modificada de la carta geológica de INEGI (1984) escala 1:250,000.	20
Figura 12. Cañón submarino San Lucas. El modelo digital se realizó, para profundidades menores a 45 m, a partir de datos colectados en la campaña de muestreo septiembre 2004 y para profundidades mayores a 100 m se utilizó como base el mapa de Shepard (1964). Obsérvese como la cabecera del cañón se aproxima a la playa El Médano.	23
Figura 13. Topografía y toponimia de la cuenca hidrográfica El Salto (INEGI, 1998).	32
Figura 14. Cuenca hidrológica El Salto y orden de corriente de cada tributario y cauce principal. Este análisis se realizó a partir de las cartas topográficas Cabo San Lucas F12B54 y San José del Cabo F12B44 editadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1998), en escala 1:50,000.	36
Figura 15. Geomorfología del área de estudio y puntos de muestreo en el ambiente	38

aluvial.

Figura 16. Arroyo El Salto, cauce principal de la subcuenca El Salto. En esta parte se localiza el ápice del abanico aluvial A.	39
Figura 17. Planicie que se desarrolla en la porción central de la subcuenca el Salto, se puede observar que la pendiente es de moderada a suave y las corrientes fluviales drenan hacia la bahía San Lucas.	40
Figura 18. Se puede observar el abanico-delta que se forma en la cuenca sedimentaria dentro de la subcuenca hidrológica El Salto. En la línea de costa se puede observar el lóbulo que se desarrolla mar adentro con descargas fluviales importantes.	41
Figura 19. Aquí se puede apreciar el delta que se desarrolla en avenidas importantes. Este lóbulo se desarrolló después del impacto del huracán Juliette en el 2001.	42
Figura 20. Terraza marina pleistocénica. Se localiza al extremo noreste de la bahía, cerca de Punta Cabeza de Ballena.	43
Figura 21. Rasgos geomorfológicos principales de la línea de costa.	44
Figura 22. Formas cuspidas que se desarrollan en la playa de la Bahía de San Lucas principalmente en la parte más expuesta al oleaje incidente.	46
Figura 23. El oleaje que se presentó durante el huracán Juliette provoco la destrucción de algunas construcciones próximas a la playa, ejemplo de eso es el restaurante en la playa El Médano que se observa en la figura.	47
Figura 24. Playa de bolsillo, localizada al costado oeste de punta Cabeza de Ballena. Se puede apreciar aquí la playa que es muy angosta, con oleaje de alta energía. También se pueden apreciar algunos bloques de rocas dentro del agua, esta característica se mantiene alrededor de la saliente rocosa.	47
Figura 25. Localización y comportamiento de los perfiles topográficos de la zona más expuesta al oleaje de swell (perfil 1) y de la zona protegida (perfil 2).	49
Figura 26. Cordón de dunas que se desarrolla en la porción noreste de la bahía, presentan abundante vegetación en la cresta y en el sotavento, disminuyendo en el barlovento.	50
Figura 27. Localización y comportamiento de los perfiles topográficos en la plataforma interna, en los tributarios principales del cañón submarino, así como en el eje del mismo. Debido a la diferente longitud y altura en los perfiles las escalas en la ordenada y en la abscisa varía.	51
Figura 28. Puntos de muestreo para el ambiente de playa y duna en la Bahía de San Lucas.	54
Figura 29. Histogramas representativos de las muestras correspondientes a la parte apical y media de los abanicos y de la cuenca sedimentaria. La frecuencia de clase (%) en el eje y tiene un intervalo de 0 a 15 cada 5, y en el eje x el diámetro de la partícula el intervalo es de -3 a 4ϕ a cada 0.5ϕ .	57
Figura 30. Composición textural del sedimento del sistema fluvial, de acuerdo al diagrama ternario de Folk (1974).	59

Figura 31. Distribución de la media del tamaño del sedimento en el sistema fluvial (El nombre de la clase corresponde a la escala de Wentworth).	62
Figura 32. Escala de redondez para comparación visual propuesta por Powers (1953).	64
Figura 33. Localización de sitios de muestreo e imágenes de los granos de cuarzo de la fracción 2.25 a 2.50 (arena fina) del sistema fluvial; el objetivo usado en el microscopio fue 4X.	65
Figura 34. Características morfológicas de las playas del área de estudio y su división por zonas.	66
Figura 35. Localización de los puntos de muestreo e histogramas de distribución del tamaño de grano del sistema playa-duna. La frecuencia (%) en el eje de las ordenas tiene un intervalo de 0 a 30 cada 5, y en el eje de las abscisas el diámetro de la partícula; el intervalo es de -2 a 4 phi a cada 0.5 phi.	68
Figura 36. Tipos de sedimento de los ambientes de playa y duna a partir de la clasificación propuesta por Folk, 1974.	70
Figura 37. Nomenclatura del tamaño medio del sedimento de las muestras colectadas en la cara de la playa en la bahía San Lucas (Según Wentworth, 1922).	73
Figura 38. Nomenclatura de los grados de selección del sedimento del ambiente de dunas y de playa en la bahía San Lucas (Según Blott y Pye, 2001).	74
Figura 39. Nomenclatura de los grados de sesgo presentes en el cordón de dunas y a lo largo de la playa en la bahía San Lucas (Según Blott y Pye, 20001).	76
Figura 40. Nomenclatura de la curtosis o picudez del sedimento en el ambiente de duna y playa (Según Blott y Pye, 2001).	77
Figura 41. Localización de sitios de muestreo e imágenes de los granos de cuarzo de la fracción 2.25 a 2.50 (arena fina) del sistema playa-duna; el objetivo usado en el microscopio fue 4X.	78
Figura 42. Histogramas de los sedimentos de la plataforma interna. La frecuencia (%) en el eje "y" tiene un intervalo de 0 a 30 cada 5, y en el eje "x" el diámetro de la partícula es de -2.0 a 4.5 phi.	79
Figura 43. Comportamiento modal del sedimento en el sistema de plataforma interna.	81
Figura 44. Composición textural del sedimento del ambiente de plataforma interna (de acuerdo al diagrama ternario de Folk, 1974).	82
Figura 45. Distribución de la media del tamaño del sedimento en el sistema de plataforma interna (el nombre de la clase corresponde a la escala de Wentworth, 1922).	84
Figura 46. Distribución de la desviación estándar del sedimento en el sistema de plataforma interna (la clasificación es de acuerdo a Blott y Pye, 2001).	85
Figura 47. Distribución del sesgo del sedimento en el sistema de plataforma interna (la clasificación es de acuerdo a Blott y Pye, 2001).	87
Figura 48. Distribución de la cúrtosis del sedimento en el sistema de plataforma interna	88

(la clasificación es de acuerdo a Blott y Pye, 2001).

Figura 49. Localización de sitios de muestreo e imágenes de los granos de cuarzo de la fracción 2.25 a 2.50 ϕ (arena fina) del sistema playa-duna; el objetivo usado en el microscopio fue 4X.	89
Figura 50. Grafico que muestra la relación entre el tamaño medio (ϕ) y la selección del grano de los distintos ambientes sedimentarios.	91
Figura 51. Gráfico que muestra la relación entre el sesgo y la selección del grano de los distintos ambientes sedimentarios.	92
Figura 52. Gráfico que muestra la relación entre el sesgo y la selección del sedimento de los distintos ambientes sedimentarios.	94
Figura 53. Representación esquemática del comportamiento en el contenido de los minerales principales y accesorios en muestras de los diferentes ambientes considerando una línea desde I muestra más al norte en el área de estudio hasta las muestras tomadas en el abanico delta.	98
Figura 54. Tipos de sedimento en el sistema fluvial (nomenclatura según la clasificación de Dott, 1964).	99
Figura 55. Histogramas que muestran el contenido mineralógico (componentes principales y accesorios, de izquierda a derecha en el histograma se representa al cuarzo, feldespato, anfíbol, piroxeno, biotita y fragmentos de roca) en las muestras de los ambientes de playa y duna.	102
Figura 56. Tipos de sedimento en el sistema litoral (nomenclatura según la clasificación de Dott, 1964).	103
Figura 57. Distribución del contenido en porcentaje de los minerales principales (cuarzo, feldespato) y minerales pesados en el sedimento de la plataforma interna a profundidad menor a 10 m.	105
Figura 58. Distribución del contenido en porcentaje de los minerales principales (cuarzo, feldespato) y minerales pesados en el sedimento de la plataforma interna a profundidad menor a 15 m.	106
Figura 59. Distribución del contenido en porcentaje de los minerales principales (cuarzo, feldespato) y minerales pesados en el sedimento de la plataforma interna a profundidad entre 25 y 30m.	107
Figura 60. Distribución de biotita en el sedimento de la plataforma continental interna.	108
Figura 61. Tipos de sedimento en el ambiente marino, de acuerdo a la clasificación de Dott (1964).	109

TABLAS

	Página
Tabla 1. Clasificación del ángulo de pendiente para mapas geomorfológico modificada de Demek (1972), la terminología utilizada es la propuesta para el presente trabajo.	28
Tabla 2. Intervalos de clase basada en escala logarítmica con unidades phi (ϕ) propuesta por Wentworth (1922).	29
Tabla 3. Terminología descriptiva utilizada en el programa GRADISTAT a partir de los resultados de los momentos.	31
Tabla 4. Composición textural del sedimento del sistema fluvial.	60
Tabla 5. Grados de redondez propuestos por Powers (1953). La media geométrica es el valor medio entre el valor bajo y alto en el intervalo de clase.	65
Tabla 6. Composición textural del sedimento del sistema Playa-Duna.	71
Tabla 7. Composición textural del sedimento del sistema Plataforma interna.	83
Tabla 8. Contenido en porcentaje de fragmentos biógenos calcáricos (FBC) en el ambiente marino.	95
Tabla 9. Composición mineralógica del sedimento del ambiente fluvial.	97
Tabla 10. Composición mineralógica del sedimento del ambiente litoral (playa) y eólico (duna).	100
Tabla 11. Composición mineralógica del sedimento del ambiente marino.	104

ANEXOS

Anexo 1. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del sistema fluvial. Pag. 128	128
Anexo 2. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del ambiente de playa y duna. Pag. 131	131
Anexo 3. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del ambiente de plataforma interna. Pag. 133	133
Anexo 4. Fotografías de los granos del sedimento del ambiente fluvial (A), para determinar la redondez a partir del análisis al microscopio. Pag. 137	137
Anexo 5. Fotografías de los granos del sedimento, del ambiente de playa (P) y duna (D), para determinar la redondez a partir del análisis a microscopio. Pag. 139	139
Anexo 6. Fotografías de los granos del sedimento de la plataforma interna (PI) para determinar la redondez de los granos a partir del análisis al microscopio.	141

I. INTRODUCCIÓN

I.1 Antecedentes

La zona costera es un sistema muy dinámico, en donde se presenta la interacción entre los diferentes ambientes presentes en ella. Los ambientes más característicos de la zona costera son el aluvial-fluvial, playa, duna, plataforma continental interna y en algunos casos el de cañón submarino.

El análisis sedimentológico tanto de forma como de composición provee importantes evidencias para conocer la proveniencia del sedimento, historia de transporte y condiciones de depósito (Krumbein, 1941; Passega, 1957; Dobkins y Folk, 1970; Friedman, 1961; Baba y Komar, 1981; Hoffman, 1994). Para conocer los parámetros texturales desde el punto de vista probabilístico y matemático se han desarrollado varios métodos como el gráfico (Friedman, 1961, 1979; Passega, 1957; Visher, 1969) y el de los momentos (Kumbrein, 1936; Sahu, 1964; Moiola y Weiser, 1968; Solohub y Klován, 1970) entre otros.

Dentro de los ambientes de sedimentación continental los más estudiados son los abanicos aluviales y abanico-deltas. Uno de los trabajos clásicos para abordar y entender al ambiente aluvial es el de Blissenbach (1954) quien describe la morfología y sedimentología que presentan los abanicos aluviales así como su génesis y desarrollo. Los procesos de depositación en los abanicos y la formación de los depósitos sedimentarios tanto recientes como antiguos han sido estudiados por diferentes autores Hooke (1967), Bull (1963), Miall (1970), Nilsen (1982), Blair y McPherson (1994).

En la zona costera y principalmente en los climas áridos, como lo es el de la península de Baja California, se presentan las condiciones propicias para el desarrollo de los abanico deltas. Se sabe que las características físicas del lecho de los arroyos cambian sistemáticamente corriente abajo por lo que se han establecido tendencias en relación a la forma, redondez, volumen entre otros (Wentworth, 1922; Kumbrein, 1941; McPherson, 1971).

Las características del sedimento y las condiciones hidráulicas del cauce del arroyo son decisivas para determinar el tipo de transporte de los sedimentos ya sea en suspensión o como carga de lecho. El desarrollo de esas tendencia se atribuye a dos grupos de procesos que actúan dentro del

cauce: (1) abrasión mecánica (lascas, triturar, fragmentar; la combinación de estos procesos reducen el tamaño del grano a través del tiempo y la distancia) y (2) selección hidráulica (se puede explicar en términos de tres grupos de procesos: atrapamiento selectivo, transporte selectivo y depositación selectiva).

El atrapamiento de sedimento por una corriente esta controlado por el tipo del fluido, el flujo y las características de la partícula como son su densidad, forma y tamaño. Bajo ciertas condiciones hidráulicas las partículas serán atrapadas en diferente tiempo, además como el atrapamiento es un proceso repetitivo durante el transporte sedimentario esto lo hace un agente importante en la selección del sedimento a través de los flujos gravitatorios principalmente el flujo de corriente. Se sabe que El tamaño de éstos dependerá principalmente del volumen sedimentario de las fuentes de aporte y de las condiciones meteorológicas e hidrodinámicas de la zona. McPherson *et al.* (1987) distinguen dos tipos de deltas: abanico-deltas y deltas con una red de drenaje tipo trenzada y caracterizan estas dos morfologías a partir del marco fisiográfico y tectónico, los procesos de depositación, la granulometría, los tipos de facies que desarrollan la geometría y el tamaño.

Los procesos sedimentarios gravitacionales son fundamentales para la formación de los abanicos aluviales y abanico-deltas. El flujo de escombros así como los flujos de corrientes son los procesos que más importancia tienen en las zonas con climas áridos. El contenido de lodos y la permeabilidad en el flujo de escombros es muy importante para iniciar el movimiento de los depósitos coluviales (Blair y McPherson 1994).

Existen dos tipos de procesos de flujos de corrientes que actúan en un abanico aluvial: los flujos laminares y los flujos de canal. Ambos resultan de la descarga de lluvias torrenciales durante eventos extraordinarios, como es el caso para el sur de la península de Baja California. Según Blair y McPherson (1994) ambos mecanismos pueden presentar concentraciones de sedimento que va de bajo a hiperconcentrado (Costa 1988), lo cual va a depender de la intensidad del flujo y de la disponibilidad del sedimento.

Los factores primarios que modifican los ambientes de playa y la zona cercana a la costa son el oleaje, las corrientes, las mareas y en menor grado el viento (Davis, 1985). Una vez que el sedimento es atrapado por el fluido el modo de transporte ya sea en suspensión, saltación o tracción estará en función del tamaño de grano y la energía del flujo (Visher, 1969).

Los procesos de erosión, transporte y depositación que actúan en la línea de costa dependen de las características individuales de los granos, de las propiedades del sedimento en general (densidad, porosidad, forma, tamaño, selección, velocidad de caída y ángulo de reposo) y de las

características físicas y mecánicas del fluido (Woodroffe, 2002). La fuente principal de energía en la zona costera proviene de las olas. Por ejemplo cuando se tienen condiciones de baja energía los procesos de oleaje incidente en este caso el de swell dominan el transporte del sedimento con un transporte neto hacia la playa, dando lugar al proceso de acreción, mientras que en condiciones de tormenta el oleaje y el transporte de sedimento neto es hacia la anteplaya (Hardisty, 1994).

La tras playa es una frontera crítica entre el oleaje altamente dinámico, el alcance de las mareas y la zona de lavado y el cordón de dunas construido por el transporte de sedimento mediante el viento. Cuando la arena de la playa esta expuesta y pierde su humedad puede ser atrapada por el viento, esto parece ser la liga entre la playa y los procesos en la tras playa, esto va a estar condicionado por el estado actual de la playa si es de erosión o acreción (Hesp y Short, 1999). Las dunas representan una reserva de arena para la playa. Este sedimento es transportado hacia la playa en condiciones extremas de erosión para ajustar su morfología y este volumen de arena regresa al cordón de dunas en condiciones normales del sistema (Woodroffe, 2002).

Para el ambiente marino Boggs (1995) señala que la energía en la capa limite entre la columna de agua y el piso oceánico es generalmente baja, a excepción de la plataforma continental somera que se ve afectada por una gran variedad de procesos como lo son el oleaje por viento, oleaje de tormenta y mareas. En este caso la plataforma continental interna de la bahía es dominada por oleaje de viento y tormentas. La relación entre el espesor de la columna de agua y la longitud de onda se estrecha conforme la profundidad se hace más somera. Woodroffe (2002) menciona que la velocidad del oleaje decrece cuando entra en contacto con el piso oceánico en la zona de asomeramiento, la atenuación de la potencia del oleaje es el resultado de la transferencia de energía a la movilización del sedimento, mientras que Wright *et al.* (1991) mencionan que el oleaje desarrolla la morfología de la plataforma interna y además da origen a las corrientes costeras y al transporte de sedimentos en la zona de surf y plataforma interna.

Dentro de los estudios más recientes sobre ambientes sedimentarios costeros en la República Mexicana están los siguientes:

Nava (1992) estudia los ambientes sedimentarios costeros de San Juan de Los Planes, Baja California Sur, a partir de la sedimentología y geomorfología, encuentra que esos sistemas sedimentarios se desarrollan en un ambiente tectónico de basamento en ascenso característico de una zona de rift, además determina las fuentes de proveniencia a partir de la mineralogía del sedimento. Carranza –Edwards (1984) realiza un estudio sedimentológico de playas del estado de Chiapas, México, encontrando que las muestras son similares en granulometría, composición mineralógica y madurez textural debido probablemente a que se ubican en una región geomórfica y geológica relativamente uniforme. Carranza-Edwards (2001) estudia el tamaño de grano y la

selección del sedimento en playas recientes, encuentra que el tamaño de grano decrece de la playa hacia la tras playa y que la redondez del grano en la ante playa y tras playa es mejor que lo encontrado en la playa, sugiere que puede ser debido a la mezcla y variación de los procesos de transporte como el oleaje y las corrientes litorales, además encuentra una relación entre la extensión de la planicie costera y el tamaño de grano y la selección del grano; arenas finas y mejor seleccionas están relacionadas a planicies amplias.

En el área de Cabo San Lucas existen algunos trabajos relacionados al estudio de la zona costera. Estudios de morfología y transporte de sedimentos en el cañón submarino de San Lucas realizado por Shepard y Dill en 1966. Shepard (1964) menciona que debido a la presencia del cañón submarino en bahía San Lucas y a la pendiente generalmente de 37° se tienen flujos de arena hacia los tributarios y al eje principal del cañón, siendo estos flujos más acentuados en épocas de tormenta.

Existen trabajos más recientes como los de Nava et al. (1994) quienes estudiaron las variaciones en el perfil de playa y su relación con las variables hidrodinámicas (oleaje); de igual forma está el trabajo sobre morfodinámica y textura de los depósitos eólicos realizado por Camacho en 2003 y de Troyo (2003) quien estudió el comportamiento del oleaje de viento y ondas de infragravedad en la zona costera de Baja California Sur.

I.2 Justificación

En el mundo, las zonas costeras están sujetas a una fuerte presión debido al incremento de su desarrollo y la utilización de sus recursos naturales, así como al impacto producido por los cambios globales. Tal es el caso de bahía San Lucas, con un acelerado y desmedido desarrollo turístico y urbano.

Durante las últimas décadas se han llevado a cabo investigaciones en la zona costera, la mayor parte de estas investigaciones surgen como respuesta a problemas reales que requieren una solución concreta. Es por ese motivo que los estudios de dicha zona tienden a avanzar en dos direcciones paralelas; por un lado está la comprensión y cuantificación de los procesos que intervienen en el desarrollo y la evolución de la costa y por otra parte la aplicación de estos conocimientos para solucionar los problemas planteados.

Por ejemplo, la evolución de los procesos de erosión y acreción en la zona costera es el factor más analizado en los estudios costeros, ya que la erosión costera afecta al 70% de las playas mundiales. Las razones de este retroceso de la línea de costa son complejas y han sido agrupadas en diferentes tipos de factores: geológicos, biológicos y antropogénicos.

Debido a lo anterior se requiere de estudios de la zona costera, en las diferentes disciplinas, para entender el comportamiento de los ambientes sedimentarios al impacto natural y antropogénico al que están expuestos y así contar con bases para planificar y garantizar la sustentabilidad de esa zona.

I.3 Hipótesis

Los procesos costeros y terrestres, incluyendo la intervención del hombre, determinan las características particulares de cada ambiente de sedimentación, mismas que son reflejadas por la sedimentología y morfología de cada sistema.

I.4 Objetivo general

Caracterizar los ambientes sedimentarios con base en los atributos sedimentológicos, geomorfológicos y antropogénicos, de la Bahía San Lucas.

I.5 Objetivos particulares

1. Caracterizar los ambientes sedimentarios costeros a partir de sus parámetros texturales, morfológicos y mineralógicos.
2. Identificar los principales procesos terrestres y/o marinos que actúan en cada uno de los ambientes de sedimentación y la relación de éstos con la morfología de los ambientes sedimentarios.
3. Conocer el sistema de transporte sedimentario en la bahía a partir de las características geológicas, geomorfológicas y oceanográficas.

II. DESCRIPCIÓN DEL AREA

II.1 Ubicación del área de estudio

La bahía San Lucas y las cuencas de drenaje de los arroyos El Salto y Salto Seco, que conforman la cuenca hidrológica El Salto, se localizan en el extremo sur de la península de Baja California, en las coordenadas geográficas que delimitan el área de estudio $22^{\circ} 52.29'$ y $22^{\circ} 58.36'$ de latitud norte, y $109^{\circ} 52.31'$ y $109^{\circ} 57.12'$ de longitud oeste. La bahía es relativamente pequeña, el ancho de su entrada mide aproximadamente 6 km y se encuentra delimitada por Punta Cabeza de Ballena al noreste y el Cabo San Lucas al suroeste (Figura 1).

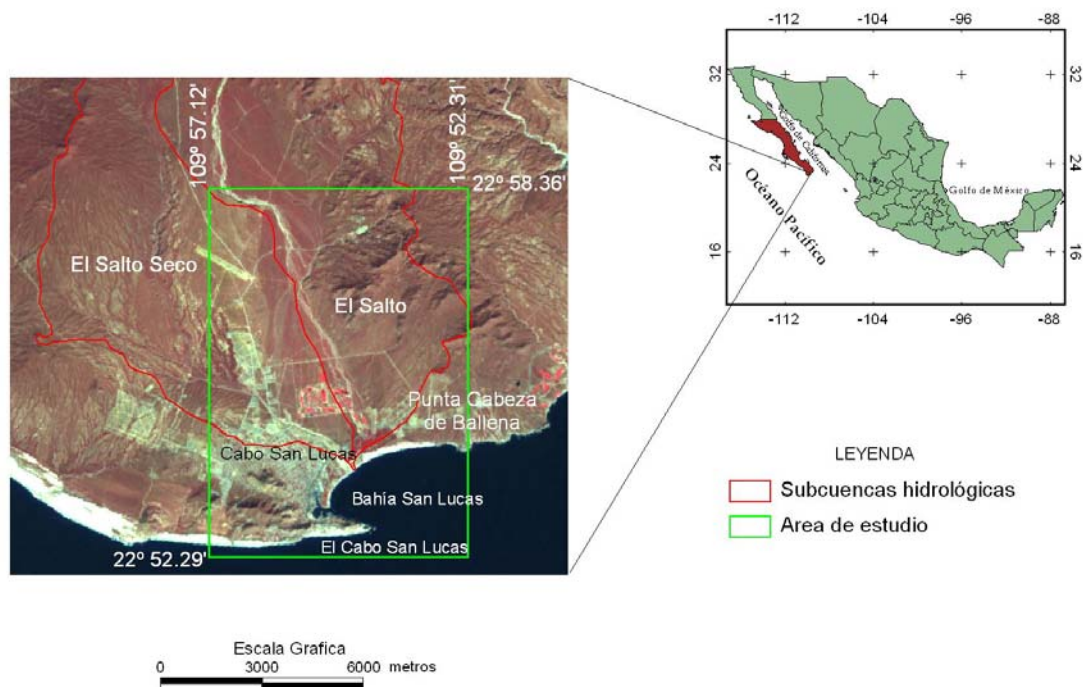


Figura 1. Ubicación de la bahía San Lucas y las subcuencas de drenaje de los arroyos El Salto y Salto Seco. Estas subcuencas se asocian para formar la cuenca hidrográfica El Salto.

II.2 Meteorología y climatología

II.2.1. Meteorología

Las depresiones tropicales que se forman en la cuenca del Pacífico nororiental, entre las latitudes 10° N y 18° N y entre las longitudes 95° O y 110° O, durante los meses de verano generan al menos un huracán por año y las condiciones atmosféricas (ondas tropicales, temperaturas oceánicas cálidas al menos de 26°C, vientos débiles en los niveles altos) influyen en la dirección de una tormenta dirigiéndolos hacia el norte u oeste, acercándolos a las costas de la parte más al sur de la península de Baja California (Martínez-Gutiérrez, 2004). Sin embargo, es importante señalar que la presencia de un evento de esta naturaleza, a corta o lejana distancia, no garantiza una precipitación. Esto, dependerá principalmente de las condiciones locales de humedad, temperatura y presión, así como de las características propias del evento ciclónico (tamaño, velocidad de sus vientos, etc.). Cuando estos eventos ocurren, la topografía de la parte sur de la península de Baja California favorece la precipitación en las áreas montañosas, causando inundaciones en las cuencas adyacentes, en donde se presentan eventos episódicos de flujos torrenciales y depositación que ocurren sobre piedemonte, valles fluviales y zona litoral, en donde se desarrollan generalmente abanicos aluviales y abanico deltas.

En la parte sur del estado, las condiciones climatológicas y meteorológicas son muy particulares; la ubicación geográfica y sus características topográficas influyen en gran medida sobre las condiciones de humedad y temperatura, ocasionando precipitaciones un poco mayores. El INEGI (1996), menciona que para el poblado de Cabo San Lucas, en el período de 1970 a 1991, la precipitación total anual promedio fue de 263.91 mm.

La parte sur de la península de Baja California se encuentra ubicada dentro de la zona con mayor incidencia de ciclones (huracanes, chubascos, tormentas y depresiones tropicales); de acuerdo a los datos estadísticos de 1950 a 2002 obtenidos de la base de datos del National Weather Service (NOAA), la presencia de ciclones dentro de un radio de posible influencia igual a 500 km con respecto a Cabo San Lucas, se tiene un promedio de 3.5 eventos por año, mientras que para un radio de 300 km es aproximadamente de 2 eventos por año y para un radio de 100 km, las posibilidades son de un evento ciclónico cada 6 años aproximadamente (Figura 2). A partir de 1950 hasta el 2002, se han presentado 17 eventos dentro de este radio.

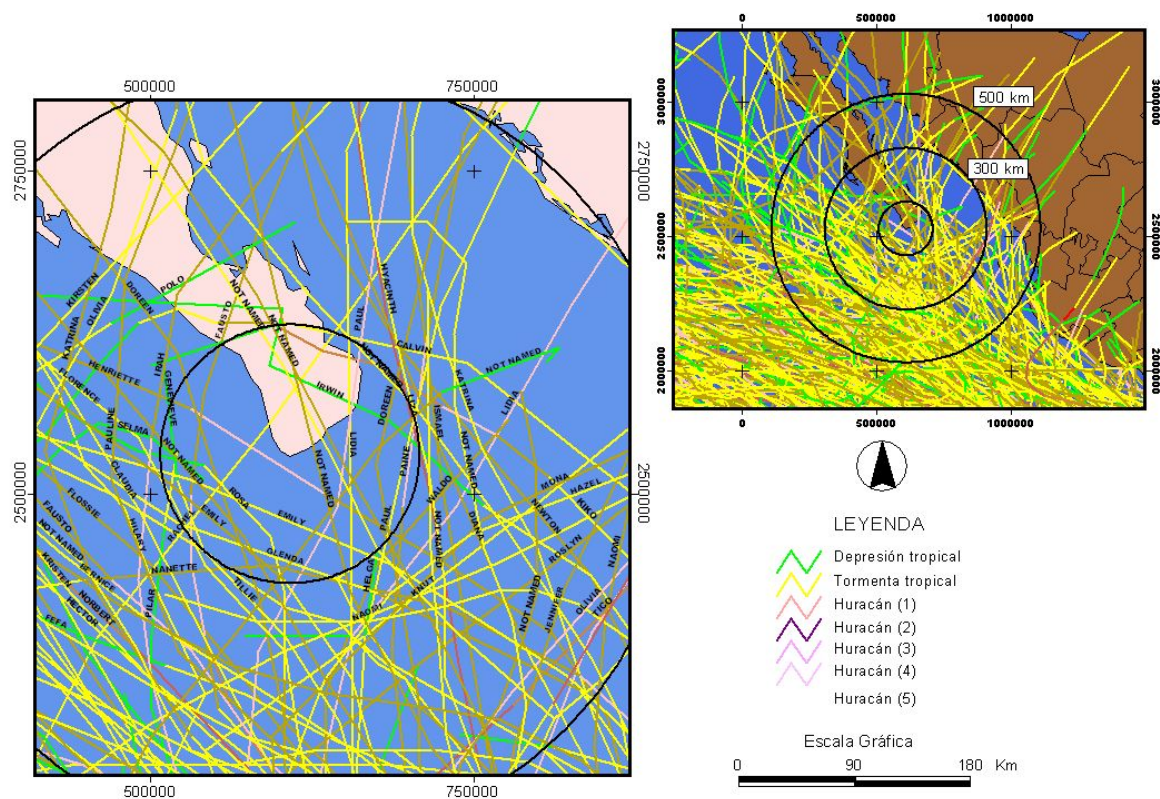


Figura 2. Eventos tropicales que se aproximaron en un radio de 100 km con centro en Cabo San Lucas durante el período 1949-2002. (Los datos estadísticos de 1949 a 2002 se obtuvieron de la base de datos del National Weather Service (NOAA)).

II.2.2. Climatología

El clima es uno de los factores atmosféricos que tiene efecto sobre el intemperismo y erosión de la roca o del suelo. Estos dos procesos terrestres son los responsables de la producción de sedimento, que dependiendo de las condiciones meteorológicas, del tipo y densidad de drenaje de la zona va a ser transportado en el sistema fluvial hacia las partes bajas, incluyendo las costas. Los sedimentos mas gruesos y el transporte de los mismos por las corrientes fluviales se da cuando se tienen precipitaciones promedio anuales mayores a los 30 cm (Schumm, 1963).

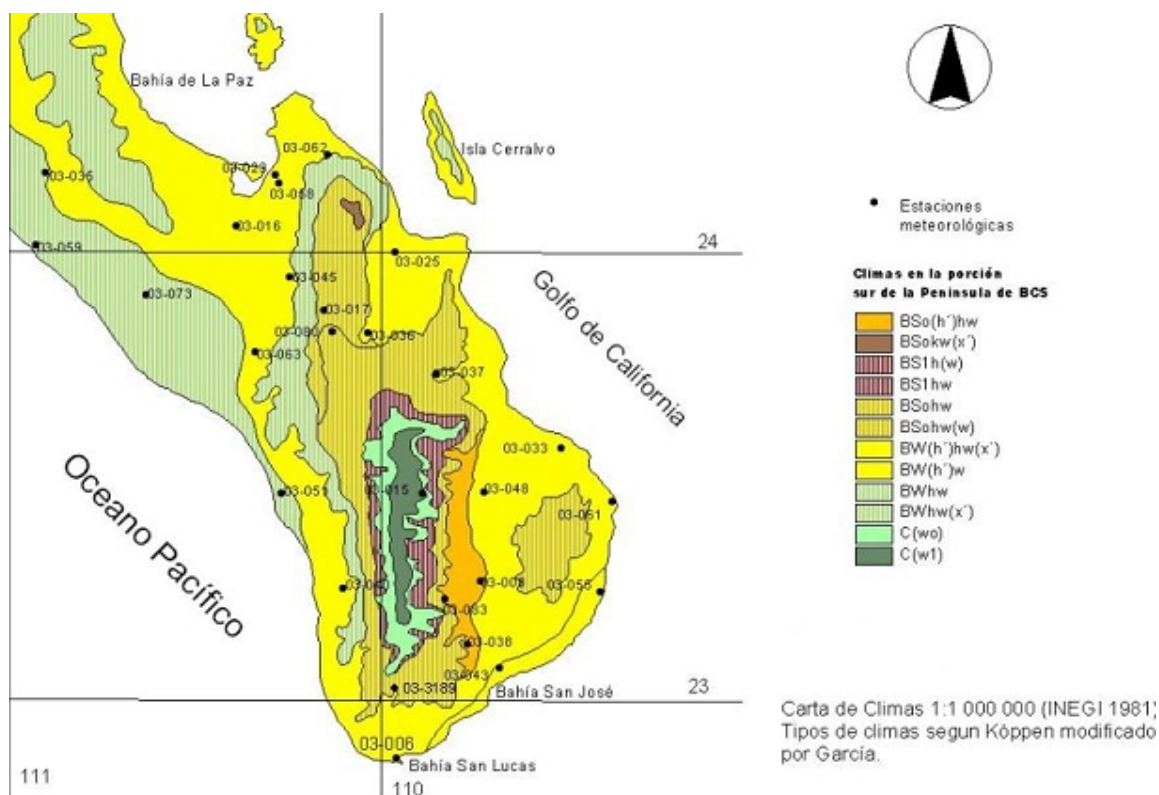
De acuerdo a la distribución mundial de climas propuesta por Marsh y Dozier (1981), la región sur de la península de Baja California presenta un clima desértico.

En la parte sur de la península de Baja California existen tres tipos de climas, de acuerdo a INEGI (1981) (Figura 3), que a continuación se describen:

1. **BW (h') w**. Clima muy seco y muy cálido, con lluvias en verano e invierno, el porcentaje de la precipitación invernal fluctúa entre 5 y 10.2 %. Se distribuye en una franja angosta a lo largo del litoral sur de la península desde la bahía San Lucas hasta la bahía Los Frailes en el Golfo de California.
2. **BW (h') hw(x')**. Clima muy seco y cálido con lluvias en verano e invierno principalmente, en donde la precipitación invernal es de 10.2%. Se localiza en la porción suroeste de la península de Baja California, en la margen occidental cubriendo la zona costera hasta la parte baja de la zona montañosa y en la margen oriental hacia el Golfo de California.

En estos dos tipos de clima la temperatura media anual fluctúa entre 22(a 24(C. La media mensual más alta oscila entre 27(a 30(C y se presenta los meses de agosto y septiembre; el mes más frío es enero, donde la media es aproximadamente 17(C. La precipitación más alta se da en los meses de agosto a septiembre con medias de 45 a 49 mm mensuales, y las mínimas se registran en abril, mayo y junio, que son inferiores a los 4 mm (INEGI, 1996).

3. **BSohw (w)**. Clima seco semicálido. Se distribuye en la porción sureste de la entidad en elevaciones que oscilan entre 200 y 1000 msnm, en las laderas de sistemas de sierras que comprende esta parte. La precipitación anual oscila entre 300 y 500 mm, el mes de mayor precipitación es septiembre con promedio de 110 a 125 mm, mayo es el más seco con promedios de milésimas de mm. Las temperaturas medias mensuales se presentan en julio y agosto, mayores a 25(C, mientras que el mes más frío es enero con una media entre 12(y 18(C (INEGI, 1996).



II.2.3. Vientos

La circulación superficial del viento en la región, está influenciada principalmente por factores locales como la orografía y la cercanía al mar. Pero también se ve afectada por los sistemas meteorológicos de mesoescala como son los frentes fríos, el monzón de verano y los ciclones tropicales.

En invierno, la península de Baja California se encuentra dominada por los vientos predominantes del noroeste que se originan en la celda anticiclónica del Pacífico, la costa oriental de la península, a su vez, se ve frecuentada por los frentes fríos y las vaguadas que influyen en el viento superficial, de ahí que la dirección principal sea del noroeste y del norte (INEGI, 1996).

De acuerdo a Robles (1988) en la región sopla un viento intenso y constante durante varios días que localmente se le denomina "Colla". Su dirección dominante es del noroeste y su intensidad media es de aproximadamente 4 m/s, con rachas cercanas a los 10 m/s. Este viento es

característico del Golfo de California, produciendo olas de hasta 3 m de altura. Las “Collas” se presentan principalmente en los meses de diciembre y enero y pueden durar desde uno a cinco días, aunque la mayoría duran dos o tres días, y en muy raras ocasiones hasta siete u ocho días. La primavera es una estación de transición entre la época fría y la cálida, la península todavía está dominada por los vientos originados en el anticiclón del Pacífico. Sin embargo, los vientos superficiales comienzan a presentar una componente del sur. La mayor frecuencia e intensidad del viento en el mes de marzo se presenta al mediodía, con vientos del noroeste que alcanzan una velocidad media entre 2 y 3 m/s; en abril, se presenta en la noche con una componente del sur e intensidades, en ocasiones, mayores a 3 m/s; y en mayo las frecuencias más altas se presentan a mediodía con viento del noroeste, pero los vientos más fuertes son en la noche con una componente del sur.

En el verano, los vientos que presentan una mayor frecuencia son los que tienen una componente del sur. Estos soplan sobre todo en las tardes y en las noches, con intensidades medias de 2 a 3 m/s y, en ocasiones, superiores a los 3 m/s. A mediodía, el viento sopla principalmente del noroeste alcanzando velocidades medias también de 2 a 3 m/s.

El otoño es también una época de transición, por lo que se observa un cambio en los vientos. La dirección vuelve a ser predominantemente del noroeste y del norte, cuando se manifiesta de nuevo el anticiclón del Pacífico septentrional en esta región, y se sienten cada vez menos los vientos del sur.

II.2.4. Oleaje

El término clima de oleaje se designa para describir estadísticamente los parámetros del oleaje en una región, tanto temporal como espacialmente, por lo que para poder determinarlo es necesario contar con varios años de registros continuos de oleaje. La forma más común de estudiar el oleaje consiste en obtener registros cortos (del orden de horas a semanas), que permiten el conocimiento del oleaje que se presenta en la zona costera.

Entre los procesos dinámicos en la zona costera somera, el oleaje, en un amplio rango de períodos, y las corrientes producidas por él, juegan un papel sumamente importante. Las ondas de infragravedad tienen una gran capacidad para transportar los sedimentos y son las responsables de ciertos rasgos característicos de la morfología costera, como las playas cuspidas. Así mismo, las olas pueden cambiar la morfología costera en forma más o menos continua (Huntley et al., 1993; Cook y Gorsline, 1972; Kinsman, 1965).

La costa del Pacífico del Estado de Baja California Sur se caracteriza porque recibe un oleaje distante muy activo, aquí el oleaje local de viento es menos energético que el oleaje distante (swell). Esta relación se mantiene a lo largo de casi toda la costa oeste (Troyo, 2003). Con base en las clasificaciones de Kinsman (1965) (Figura 4). El oleaje que llega a bahía San Lucas es oleaje gravitacional de viento local (se desarrolla directamente en la zona costera bajo la influencia del viento) con periodos de 2 a 10s y oleaje distante o swell (se origina en zonas alejadas de la costa y puede viajar grandes distancias antes de llegar a ella) con periodos de 10 a 30 s.

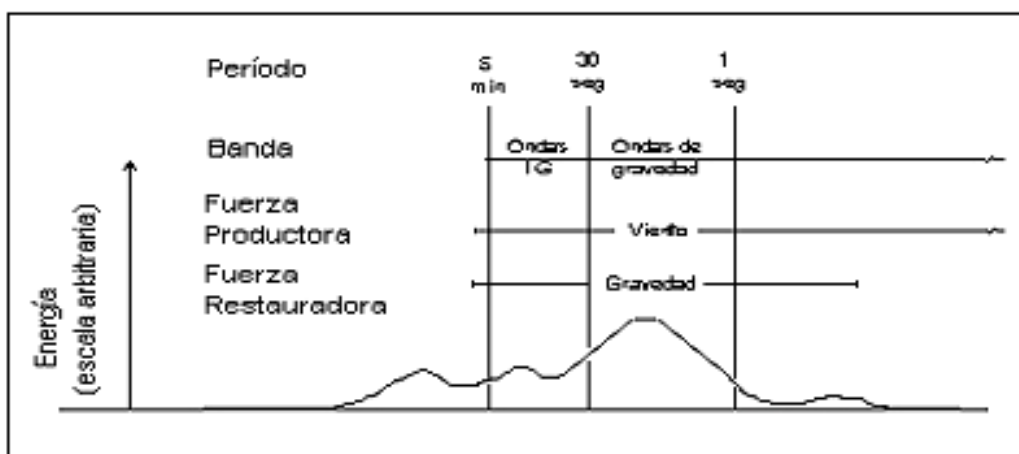


Figura 4. Clasificación de las ondas gravitacionales superficiales en el océano según Kinsman (1965) (Tomado de Troyo, 2003).

De acuerdo a los resultados obtenidos por Troyo (2003) en su tesis doctoral; la bahía San Lucas se expone al comportamiento de vientos de distintas direcciones y ondas incidentes (swell e IG) en el amplio rango de frecuencias. En las dos series dominó el oleaje distante con la altura significativa de un metro en noviembre de 1999 y 60 a 80 cm en febrero del 2000, el periodo promedio en el rango de 10 a 12 s y la dirección del Sur y Sureste-Suroeste. Estos parámetros caracterizan el swell de mar abierto formado en la zona adyacente con el extremo de la Península (Figura 5).

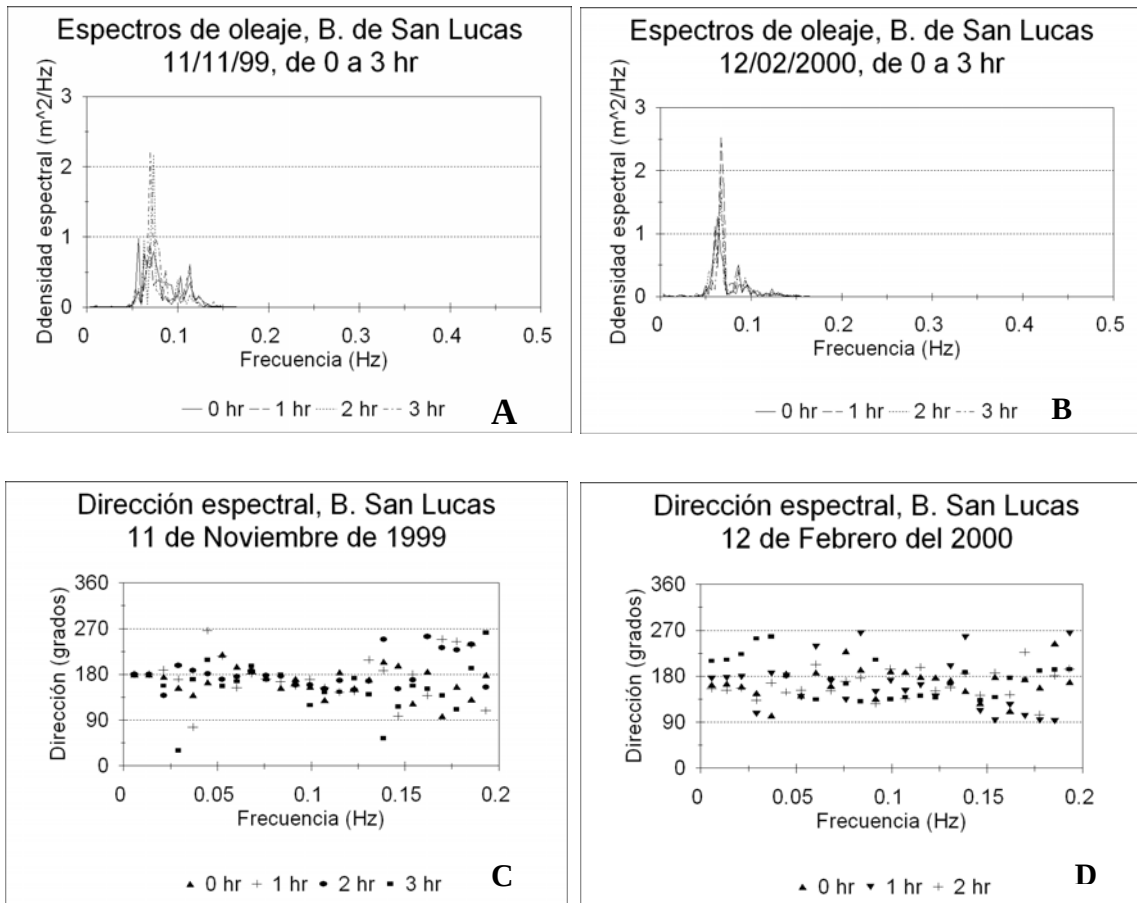


Figura 5. El tipo de oleaje que se presento en la bahía San Lucas muestra un periodo alrededor de 10 a 12 s (A y B) mientras que la dirección predominante es del S, SE-SW (C y D) (tomado de Troyo, 2003).

II.2.5 Mareas

La predicción de mareas realizada por el departamento de Oceanografía Física del CICESE establece que la marea predominante en Cabo San Lucas es semidiurna, con valores promedio para el año 2004 en el que se hizo el muestreo, los rangos promedio fueron de 0.87 m para mareas muertas mientras que para mareas vivas fue de 1.41 m (Figura 6) . Camacho (2003) menciona la marea en Cabo San lucas presenta dos máximos y dos mínimos en un día, en donde los rangos de marea promedio fueron de 0.6 m durante las mareas muertas y 1.76 m durante las

mareas vivas; además menciona que la naturaleza reversiva de las corrientes de marea sugieren que no juegan un papel importante en el transporte de sedimento. Mientras que Romero (2003) menciona en su estudio de ondas de tormenta que para la región de Los Cabos la mayor elevación observada fue de aproximadamente 75 cm, asociada con el paso del huracán Lisa en septiembre de 1976. También menciona que la geometría de la costa, forma y pendiente del fondo en la zona costera de Los Cabos no favorecen grandes elevaciones de nivel por la tensión del viento. El agua no puede concentrarse debido a que es una zona abierta, por lo cual se forman corrientes a lo largo de la costa.

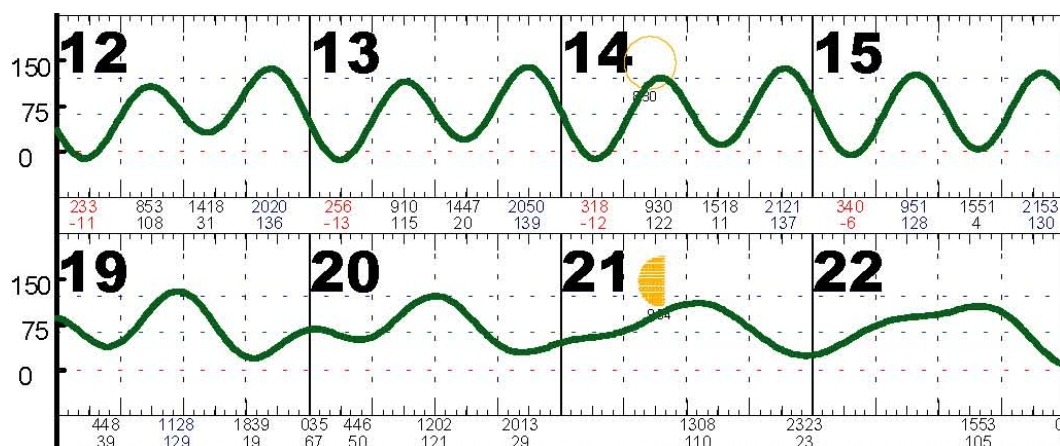


Figura 6. Comportamiento de la marea en la bahía San Lucas. Se puede observar su comportamiento semidiurno con alturas promedio de 137 cm en mareas vivas y en mareas muertas de 120 cm. Estos datos son para el mes de septiembre del 2004 (tomado de las tablas de mareas del CICESE).

II.3 Edafología

El suelo es la cubierta superficial, es un agregado de sedimentos y de materia orgánica; formado a partir de la acción del clima, los organismos y el hombre, a través del tiempo sobre la topografía del terreno. Por lo que la textura y características químicas del suelo estarán determinadas por el tipo de material geológico del cual proviene el suelo, del tipo de cobertura vegetal que presenta y de la intensidad que tengan los procesos de meteorización, es decir, los procesos de intemperismo (físico, químico y biológico) y erosión.

Uno de los factores que afectan la estructura del suelo produciendo su desgaste, es la erosión, proceso por el cual es removido el material de la superficie para su transporte. La erosión se produce por la acción combinada del agua (ya sea como precipitación o a manera de corrientes) y del viento.

El grado de afectación producido por la erosión está dado por varios agentes: (1) la pendiente del terreno y su estabilidad, esto tiene implicación directa con el movimiento del material; (2) el grado de cobertura vegetal, que sirven como trampas de sedimento, aminoran el efecto del viento y sus raíces mantiene la estructura del suelo; (3) la acción humana, que acelera los procesos erosivos, dejando desprovisto de vegetación al suelo, a través de actividades como la deforestación o extracción de material vegetal, ya sea para explotación maderera o para adecuar la tierra para la agricultura o la construcción.

A partir de la información de la Carta Edafológica San José del Cabo (INEGI, 1984), se encuentra que para la zona de estudio (Figura, 7) el suelo de mayor abundancia es el *regosol*, estos son depósitos sin consolidar que no presentan horizontes definidos, de clase textural gruesa y fase física pedregosa; este se distribuye sobre la mayor parte de la superficie de la cuenca hidrológica y sus alrededores. Presenta textura gruesa y fase física pedregosa; Sus espesores varían de acuerdo a la pendiente del terreno, sin embargo llegan a alcanzar hasta 1.10 m.

En la parte alta de la cuenca y en el flanco este (Cerros Las Pelonas, Figura 7), se encuentran suelos tipo *Litosol*, estos son suelos de poco desarrollo, de textura gruesa y con espesores menores a 10 cm., sobreyaciendo directamente a la roca madre.

Por último, en la parte central de la cuenca, que corresponde al cauce principal del arroyo El Salto (Figura 7), se encuentran suelos tipo *fluvisol* formados por materiales de depósitos aluviales, sus clases texturales varían de fina a gruesa dependiendo de la altura topográfica. En este mismo sentido, su fase física también varía de lítica a pedregosa. El color de estos suelos es café claro.

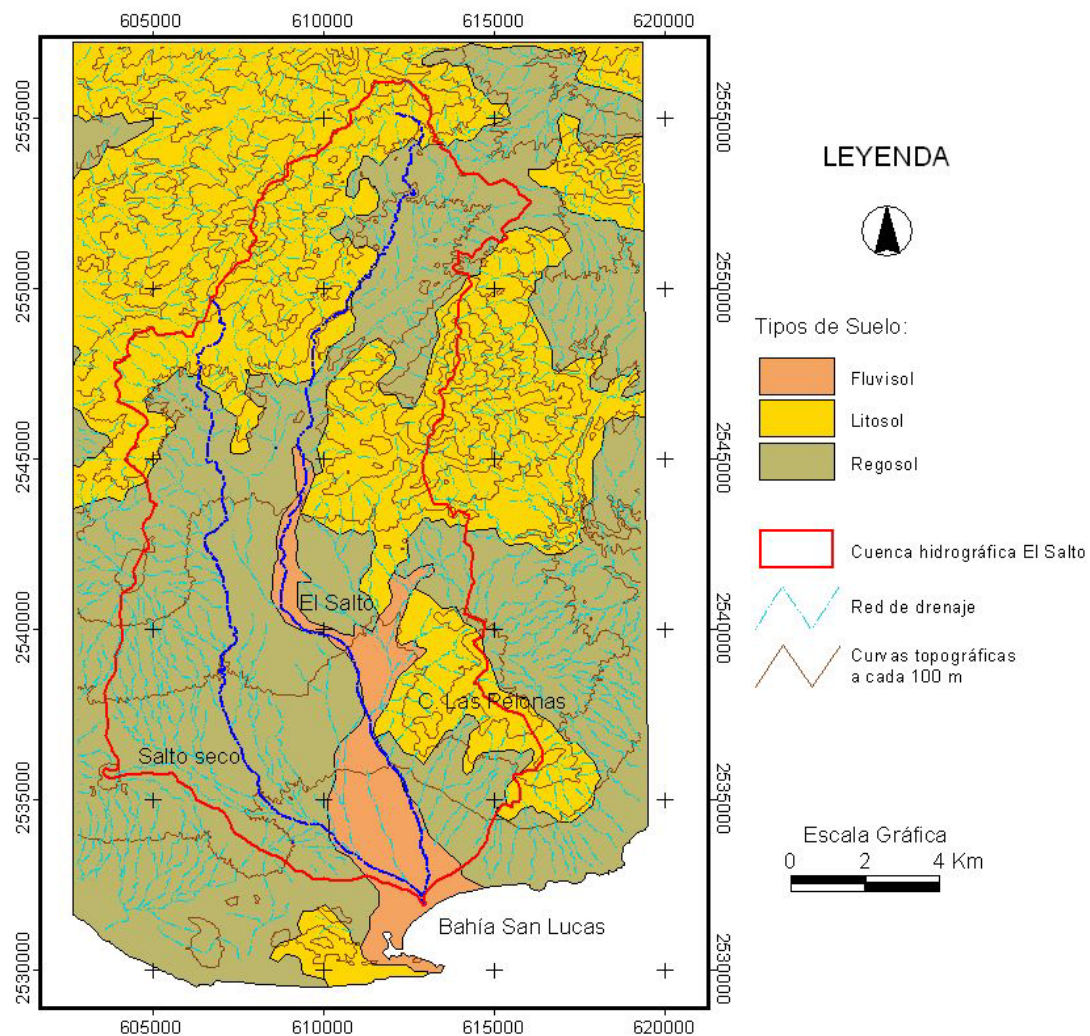
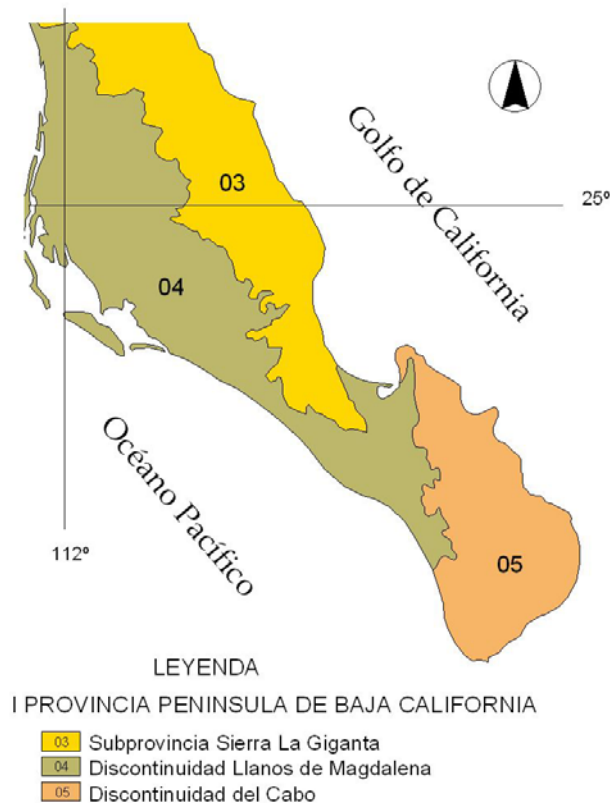


Figura 7. Edafología general de la zona de estudio, modificado de INEGI (1984) escala 1:250000

II.4 Marco geológico

II.4.1 Geomorfología general

El área de estudio se encuentra en la Provincia Fisiográfica de Baja California, particularmente en la Subprovincia de Tierras Altas del Sur (Raisz, 1959) (Figura, 8). En la actualidad también se le conoce como Discontinuidad del Cabo y Bloque Los Cabos.



Figura, 8. Provincia fisiográfica Península de Baja California según Raisz (1959) (Modificado de: Estudio Hidrológico del Estado de Baja California Sur, INEGI (1996)).

Las elevaciones topográficas alcanzan hasta los 2080 msnm, elevación máxima que corresponde a la sierra La Laguna. Este tipo de relieve es característico de estructuras de cuencas y pilares, representados por las sierras La Victoria y La Trinidad, y las cuencas San José del Cabo y San Juan de los Planes, las cuales son producto del fallamiento normal; el eje longitudinal de estas estructuras esta orientado norte-sur.

La cuenca hidrográfica El Salto es parte de la porción sur de la Sierra La Victoria (Figura 9) que se considera como un complejo cristalino ígneo-metamórfico integrado por las sierras altas La Laguna y San Lorenzo en la porción sur; la sierra San Lorenzo presenta elevaciones máximas mayores a los 1900 msnm. Las corrientes fluviales en la sierra La Victoria siguen un patrón estructural este-oeste, estas corrientes han desarrollado cañones profundos. La mayoría de las corrientes son efímeras, sólo conducen agua durante las lluvias o inmediatamente después de éstas, sin embargo en épocas cuando las lluvias son intensas se forman torrentes que desembocan en los valles estructurales formando abanicos aluviales y corrientes trenzadas.

El flanco oeste de la Sierra La Victoria está cortado por un sistema de falla transcurrente lateral izquierdo, la pendiente dominante en esta sierra es en general de moderada (15° a 30°) a fuerte ($> 30^\circ$). El flanco oriental de esta sierra es cortado por una falla normal de tamaño regional.

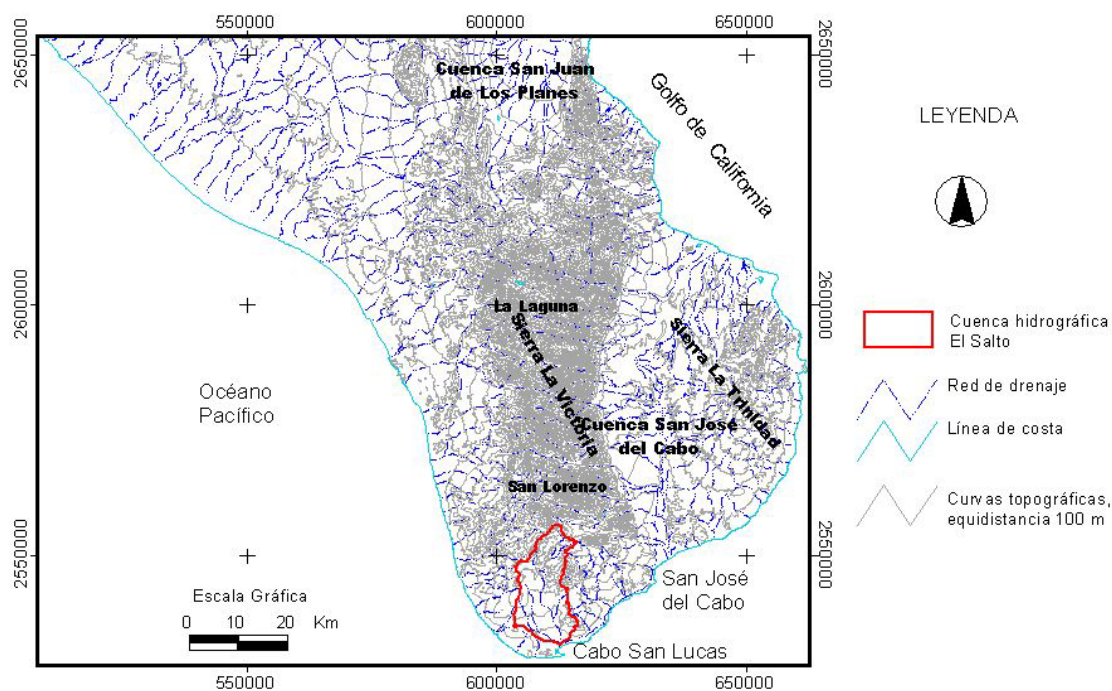


Figura 9. Topografía de la parte sur de la península de Baja California (INEGI, 1993)

II.4.2 Litología y estratigrafía

El área de estudio es parte de la Subprovincia Geológica Sierra La Victoria (Figura 10), que es la porción sur de la Provincia Baja California (López Ramos, 1979). Dicha subprovincia es conocida por el macizo batolítico de rocas graníticas y granodioríticas de edad Cretácica, que se presenta en forma de complejo montañoso intrusionando rocas metamórficas del Mesozoico (Gastil *et al.*, 1978).

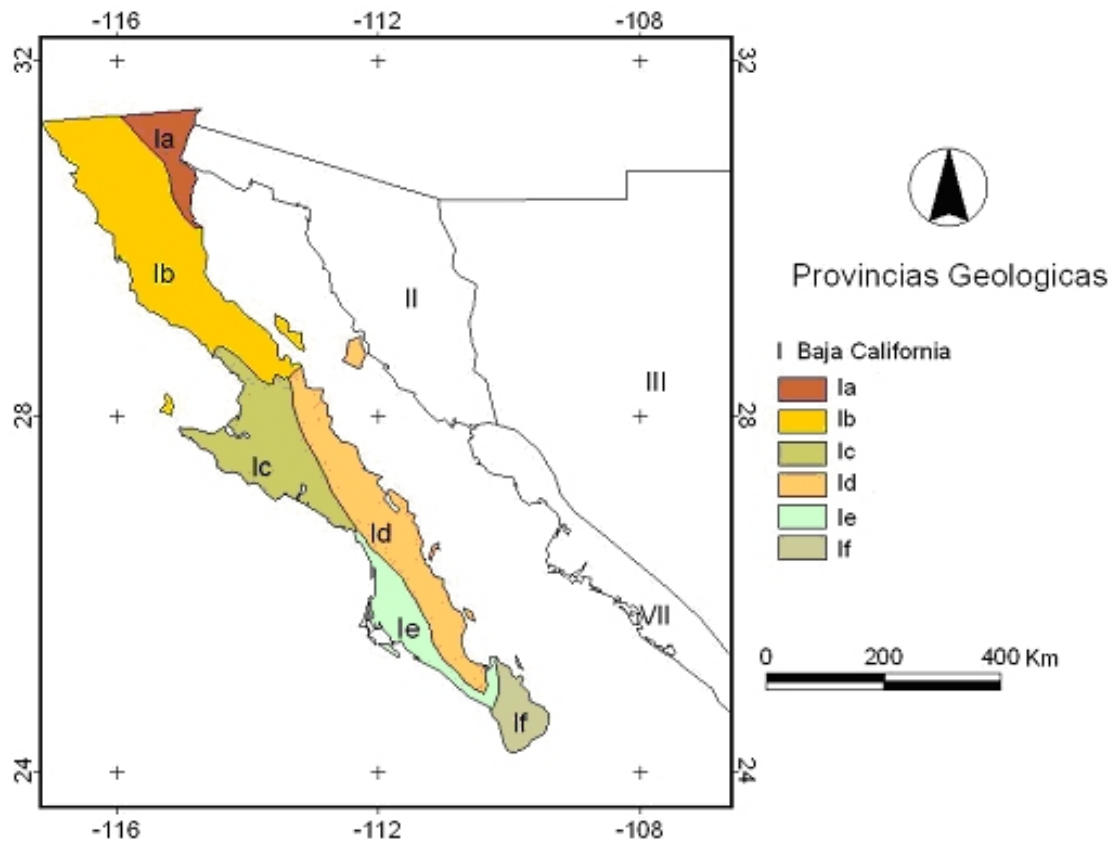


Figura 10. Subprovincias Geológicas de la Provincia Baja California (modificado de López Ramos, 1979).

En el área de estudio, en la parte norte de la cuenca hidrográfica El Salto, afloran rocas granodiorita-tonalita de edad Cretácica (Figura 11). Las granodioritas presentan estructura masiva, de color blanco con manchas negras y cristales de minerales bien desarrollados (cuarzo, oligoclasa, biotita, hornblenda y clorita). Las tonalitas son de color gris oscuro con manchas negras, también con cristales de minerales bien desarrollados (cuarzo, hornblenda, biotita alterada a clorita y epídota). En casi toda la zona de afloramiento de estas rocas se observa que han sido intrusionadas por diques andesíticos y otros de composición ácida.

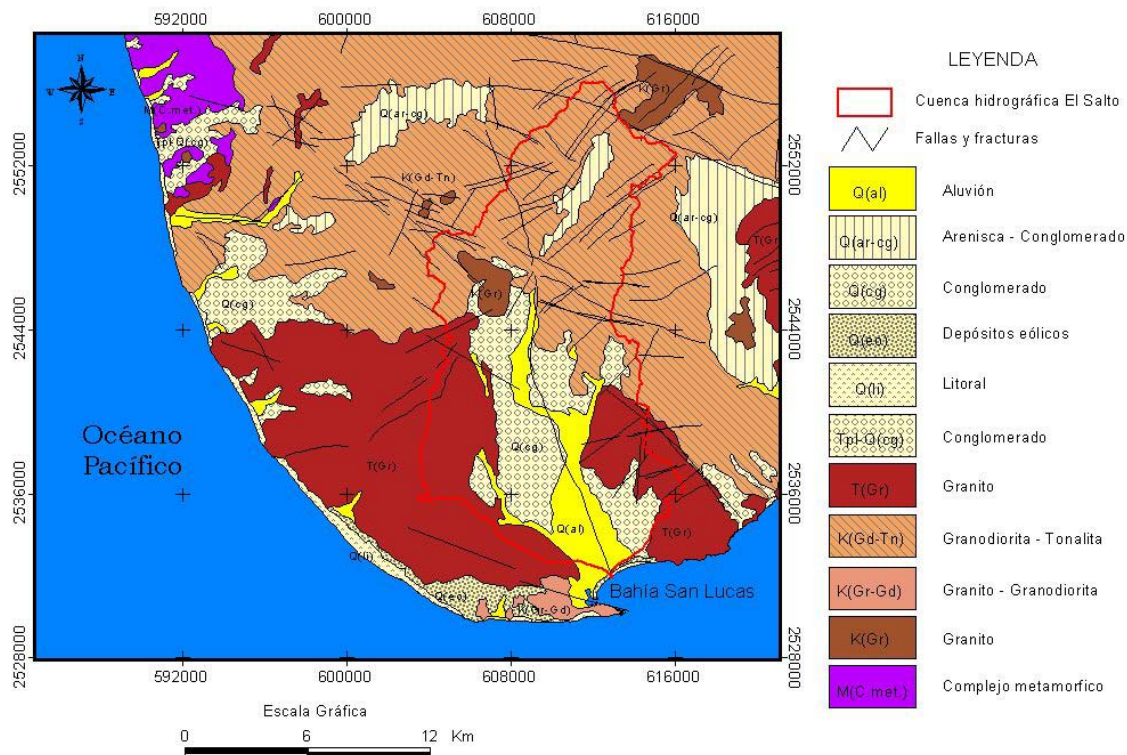


Figura 11. Geología del área de estudio y sus alrededores. Modificada de la carta geológica de INEGI (1984) escala 1:250,000

En los flancos de la parte sur de la cuenca hidrográfica aflora granito del Terciario, estas forman pequeños cuerpos intrusivos de colores claros que varían de tonos rosa a gris verde, ocasionalmente se observan estas mismas rocas con colores café y rojizos debido a alteraciones hidrotermales e intemperismo. Su estructura es masiva y compacta aunque la presencia de minerales de gran tamaño (cuarzo, ortoclasa, biotita, hornblenda, moscovita y turmalina) ocasiona que las capas de alteración sean deleznales.

En ambos flancos de la cuenca se encuentran depósitos de pie de monte constituidos por conglomerado, que proceden de la erosión e intemperismo del granito, granodiorita y tonalita. Sus espesores varían desde algunos centímetros hasta 60 m; el tamaño de los clastos varía desde 50 cm cerca de la fuente a 15 cm en las partes bajas en una matriz de arenas gruesas. En algunos cortes de arroyos se observa que estos depósitos contienen lentes arenosos de dimensiones variables; presentan muy poca compactación y los granos que los componen varían de subredondeados a angulosos. Las arenas que los constituyen son de finas a gruesas; estas características hacen permeables a estos depósitos.

En la parte central de la cuenca se encuentran depósitos sedimentarios de origen aluvial, están constituidos por gravas, arenas gruesas y finas, cantos rodados y en menores proporciones por arcillas. Se acumulan principalmente en los cauces fluviales; su composición está influenciada por las rocas que los originan, encontrándose fragmentos de granito, granodiorita y tonalita. Los clastos llegan a tener diámetros de hasta un metro en las partes altas de la cuenca mientras que en las partes bajas varían de 2 a 15 cm. En la zona de la desembocadura o boca de la cuenca, los depósitos aluviales se ven sobreyacidos por depósitos de origen eólico (dunas).

II.4.3 Evolución estructural

Los principales elementos tectónicos de la península de Baja California de acuerdo a Morán (1985) se pueden resumir de la siguiente forma:

1. Borde occidental: En este se destaca una serie de afloramientos aislados que forman una franja de complejos ofiolíticos y secuencias sedimentarias, similares a la formación Franciscana, que se localizan principalmente en la Isla Cedros, en la península de Vizcaíno y en las islas de Bahía Magdalena.
2. Al este de la franja anterior, dentro de la mitad sur de la península, existe una banda de afloramientos sedimentarios y volcanoclásticos del Jurásico y Cretácico, similares a los que se han reportado en el Gran Valle de California.
3. El borde occidental de Baja California Sur y la franja central y oriental de la mitad norte de la península constituyen un cinturón de terrenos prebatolíticos, formados por rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas afectadas por los emplazamientos intrusivos del Cretácico (Gastil *et al.*, 1975).

Todos los elementos anteriores se encuentran limitados y cortados por visibles lineamientos regionales, muchos de los cuales pueden corresponder a grandes fallas relacionadas con diferentes eventos de la historia tectónica de la península.

Mesozoico

La historia mesozoica de la península está caracterizada por el desarrollo de una gran movilidad tectónica, asociada al fenómeno de subducción que ocurrió en el borde occidental. El hundimiento de la placa paleopacífica o farallón, debajo de la corteza continental de México, desarrolló arcos magmáticos con presencia de volcanismo de tipo calco-alcalino (Demant y Robín, 1975) y emplazamientos plutónicos silícicos que migraron durante el Cretácico y principios del Cenozoico, hacia el este (Silver y Anderson, 1978). A estos arcos magmáticos pertenece el arco desarrollado en Baja California principalmente en el Cretácico.

En el marco de estos fenómenos ha sido posible reconocer dos episodios tectónicos principales que afectaron esta parte del noroeste mexicano. El primero se puede caracterizar por el plegamiento y metamorfismo de las secuencias prebatolíticas de Baja California, ocurrido a principios del Cretácico Superior, que está relacionado al inicio de los principales emplazamientos batolíticos de esta región. El segundo se manifiesta por un levantamiento general de la porción continental de la península durante el Cretácico Superior, al tiempo del inicio de la deformación compresional de la corteza mesozoica del oriente de México.

Cenozoico

En esta era cesó el fenómeno de subducción con la colisión de la cresta del Pacífico contra el borde occidental de Baja California (Anderson, 1971). A este fenómeno siguió la adhesión de la Baja California y parte de la Alta California a la actual placa del Pacífico. En el Terciario Superior se inicia la separación de Baja California de la porción continental de México por el desarrollo de una zona de expansión del suelo oceánico en el Golfo de California, constituida por crestas dislocadas por fallas de transformación, que se relacionan hacia el norte con el Sistema San Andrés (Atwater, 1970).

Al movimiento de Baja California hacia el noroeste posiblemente están ligados, en origen, los lineamientos tectónicos que la truncan diagonalmente. Las emisiones alcalinas y las depresiones tectónicas que se presentan en gran parte de la república se relacionan a este último evento de distensión.

El bloque de Los Cabos presenta dos sistemas de fallas y fracturas con orientación principal noroeste-sureste y noreste-suroeste, que concuerdan con las direcciones del sistema de fallas transformantes del Golfo de California, con los que se relaciona su origen. En la zona de estudio el mayor grado de fallamiento y fracturamiento se observa en las rocas graníticas de la parte alta de la cuenca, donde también es más notoria la presencia de diques.

En la carta geológica San José del Cabo editada por INEGI (1984), se señala la existencia de una fractura de longitud considerable, con rumbo general norte-sur, la cual pasa por la parte central de la cuenca, siguiendo de manera aproximada el cauce del arroyo El Salto (Fig. 11). En el flanco este y parte baja de la cuenca (cerros Las Pelonas), se presentan fallas normales, fracturas y diques, todos estos rasgos en el granito de edad terciaria.

II.5 Marco oceanográfico

II.5.1 Batimetría

La plataforma continental de la península de Baja California se sitúa dentro de la Continental Borderland Province descrita por Allison (1964) como una serie de crestas y valles, con una elongación aproximadamente paralela a la margen continental.

La plataforma continental frente a la región de Los Cabos es muy angosta o inexistente. Esta exhibe promontorios (bajos o bancos) de varios kilómetros frente a Cabo Falso y Punta Palmilla. Shepard (1964) observó una serie casi continua de cañones submarinos, a partir de Cabo Falso y hacia el sur-sureste, los cuales se encuentran en una franja con una anchura entre 18 y 36 km a partir de la costa hasta terminar mar adentro a profundidades entre 1600 y 2300 m. Estos cañones son abruptos y se presentan en forma de “V”, con trayectorias ondulantes y numerosos tributarios (Figura 12).

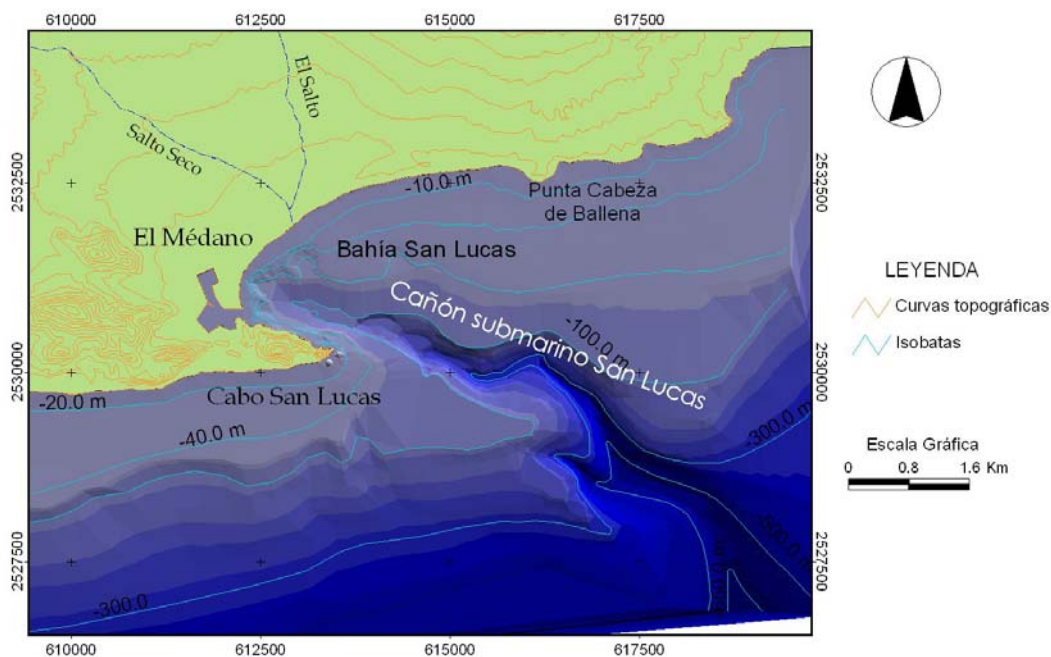


Figura 12. Cañón submarino San Lucas. El modelo digital se realizó, para profundidades menores a 45 m, a partir de datos colectados en la campaña de muestreo septiembre 2004 y para profundidades mayores a 100 m se utilizó como base el mapa de Shepard (1964). Obsérvese como la cabecera del cañón se aproxima a la playa El Médano.

Al interior de la Bahía de San Lucas se distinguen claramente dos grandes rasgos batimétricos, uno al noreste y otro al suroeste. El primero se caracteriza por una plataforma continental interna de pendiente moderada, cubierta por arenas finas a medias; el segundo se caracteriza por la presencia del cañón submarino San Lucas con algunos pequeños tributarios en la parte sur de la bahía; el eje principal de este cañón se localiza al norte del cabo San Lucas, constituido por una serie de estacas graníticas que protege a la bahía del embate del oleaje distante.

El ancho de la plataforma aumenta de oeste a este (de 1 a 1.5 km) a partir de la desembocadura de los arroyos Salto –Salto Seco y su pendiente disminuye en la misma dirección, mientras que directamente al sur de la desembocadura del arroyo, el cañón submarino San Lucas exhibe una batimetría irregular, con taludes pronunciados que descienden abruptamente a profundidades mayores a 2000 m.

La cabecera del cañón inicia a una profundidad de 9 m y presenta arena gruesa y estructuras sedimentarias, ondulitas (Shepard, 1964), bien desarrolladas, este tipo de forma de fondo se genera en flujos naturales de distintas velocidades. Presentan diversas morfologías según su campo de estabilidad. Así los formados a menor velocidad tienen las crestas rectas y sucesivamente cambian a crestas sinuosas cuando la corriente es más rápida. Son típicas de arenas de 2 a 0.6 mm. Después de esa profundidad el fondo es relativamente plano con una ligera topografía tipo hummocky. Boggs (1995) las describe como estructuras de alta energía con laminación de bajo ángulo ligeramente ondulante cuyo espesor aumenta y disminuye lateralmente y muestra suaves discordancias internas. Estas estructuras son formadas por flujos oscilatorios, es decir cuando las olas se acercan a la costa, en la interfase sedimento-agua el movimiento circular se reduce a un vaivén.

El gradiente en el cañón submarino San Lucas a profundidades menores a los 1800 m es de 4.5° aproximadamente, mientras que a profundidades menores a 2300 m disminuye a 2°. Mas allá de los 2900 m de profundidad se encuentran los abanicos de mar profundo con una pendiente de 1° (Shepard, 1964).

Shepard (1964) analizó núcleos tomados del abanico de mar profundo y encuentra que contiene capas de arena fina a muy fina, presencia de foraminíferos bentónicos de aguas someras. Lo anterior indica el transporte de arena al abanico de mar profundo.

II.5.2 Clasificación de la costa

Los diferentes tipos de costas presentes en los márgenes continentales son el resultado de varios procesos, por ejemplo las que son producto de la tectónica de placas, las controladas por el oleaje y el viento, las controladas por aportes fluviales y por los procesos que tienen influencia en el transporte de sedimentos. Estos diferentes procesos actúan en escalas de tiempo diferentes y a partir de ello se pueden categorizar como procesos de primero, segundo y tercer orden (Inman y Nordstrom, 1971).

A partir de lo anterior la bahía San Lucas pertenece a las costas de arrastre, subtipo costas de neo-eje. Este tipo de costa está determinado por su posición con respecto al movimiento de las placas tectónicas. Además, el sistema costero de la zona de estudio se puede clasificar como una costa con lomeríos y plataforma continental angosta, las cuales presentan plataformas continentales menores a 50 km de ancho, lomeríos costeros menores a 300 m de altura, salientes costeros y ocasionalmente algunas playas y barreras arenosas.

III. MATERIAL Y MÉTODOS DE ESTUDIO

III.1 Trabajo de campo

III.1.1 Cuenca Sedimentaria

Para la ubicación de los puntos de muestreo en los diferentes ambientes sedimentarios se utilizaron las cartas topográficas de INEGI con claves F12B44 San José del Cabo, F12B53 Boca de San Cristóbal y F12B54 Cabo san Lucas, escala 1:50 000 e imágenes digitales (ortofotos) escala 1: 20 000. En el ambiente fluvial se tomaron un total de 24 muestras en los cauces principales de los arroyos El Salto y Salto Seco así como los tributarios principales que abastecen a estos arroyos.

Las muestras de sedimento de arroyo se obtuvieron excavando una pequeña trinchera de aproximadamente un metro de longitud transversal al cauce del arroyo a una profundidad de 10 cm y mezclando el sedimento con el objeto de homogenizarlo; la muestra fue de aproximadamente 500 g y se colocaron en bolsas de plástico.

La campaña para el muestreo de los ambientes se realizó en el mes de septiembre del 2004 además de hacer observaciones directas de algunos aspectos geomorfológicos y geológicos.

III.1.2 Litoral

En la misma campaña de septiembre de 2004 se colectaron muestras de playa, duna y terraza marina antigua. La ubicación de las muestras se llevó a cabo pensando en realizar una comparación entre dos playas con características morfodinámicas diferentes (zonas protegidas y no protegidas de la bahía).

Las muestras de playa se tomaron aproximadamente a cada 500 m una de otra (Figura 28) con la idea de registrar cualquier cambio en la granulometría mismo que se vería reflejado en los parámetros texturales; para el cordón de dunas se eligieron tres sitios de muestreo en la cima del cordón de dunas, cubriendo los extremos y una en el centro y por último se colectó una en el pequeño afloramiento de terraza marina.

El total de muestras para el litoral fue de 14 de la cara de la playa, 3 de duna y 1 de terraza marina. Estas muestras se obtuvieron con un cubo metálico de 10 x 10 cm, con capacidad de 500 g de

sedimento, una vez recolectada la muestra se guardó en bolsas de plástico y etiquetadas para el posterior análisis granulométrico.

Se realizaron dos perfiles de playa, uno al noreste de la bahía y el otro en la playa El Médano (Figura 25) Los perfiles se levantaron con una estación total marca Sokkia y estadal. Estos perfiles se iniciaron con un punto base ya establecido en la trasplaya y finalizando en la línea de agua.

Al mismo tiempo se hicieron observaciones sobre la morfología que presentaban los ambientes en ese momento y que servirían de apoyo para la interpretación geomorfológica y sedimentaria.

III.1.3 Parte marina

En una de las embarcaciones con motor fuera de borda del CICIMAR se llevó a cabo el muestreo de la parte marina en la bahía San Lucas, esto en una segunda campaña pero en el mismo mes de septiembre. Se obtuvieron 24 muestras de sedimento con una draga Van Veen, el peso recuperado para cada muestra varía de 300 a 500 g, esto es aceptable ya que se necesitan alrededor de 100 g para el análisis granulométrico; cada muestra se guardó en una bolsa de plástico etiquetada con su número correspondiente.

Los puntos de muestreo se aproximaron lo más posible en profundidades de 5, 15 y 30 m, lo anterior con el fin de conocer la dinámica del sedimento en la plataforma interna y conocer si la sedimentología refleja cambios en relación con el oleaje a dichas profundidades. Al mismo tiempo se llevó a cabo el levantamiento batimétrico de la bahía con la ecosonda Raytheon y antena GPS, con este levantamiento se cubrió toda la bahía trazando secciones, tanto paralelas a la línea de costa como perpendiculares a la misma; se trató en lo posible que la separación entre las líneas de cada levantamiento no fuera mayor a los 250 m.

Los datos del levantamiento se grabaron simultáneamente en una computadora portátil así como la posición de cada uno de ellos; después estos archivos fueron depurados de los datos anómalos mediante un software desarrollado en el área de Sistemas de Información Geográfica del CICIMAR.

III.2 Trabajo de laboratorio y gabinete

El análisis geomorfológico tanto de la parte terrestre como marina se realizó a partir de los datos vectoriales de las cartas F12B44, F12B53 y F12B54 del INEGI escala 1:50 000 en donde las curvas topográficas presentan una equidistancia de 20 m entre cada una, esto para la parte

terrestre. En lo que concierne a la parte marina, se tomó como base los datos obtenidos en campo, así como los datos de batimetrías anteriores realizadas por investigadores del departamento de oceanología; cabe mencionar que para contar con una buena delimitación del eje principal del cañón submarino a profundidades mayores a los 300 m se utilizó la información de Shepard (1964). Se debe de tener en mente que como esta información fue escaneada y georeferenciada existe un grado de error por lo que se consideró solo para tener una idea del comportamiento del cañón submarino a profundidades mayores.

Para la elaboración de los mapas temáticos de geología y edafología se consultó la información digital de la carta Geológica San José del Cabo F122356 escala 1: 250 000 publicada por INEGI (1984) y la carta edafológica San José del Cabo F122356 escala 1: 250 000 publicada por INEGI (1984).

En todos los mapas elaborados para este trabajo el sistema de coordenadas utilizado es UTM (Universal Transversal Mercator) y el datum es ITRF92; la abertura de la cuadrícula de las coordenadas va a depender de la escala de las figuras y se maneja en unidades de metros.

Con toda la información anterior se construyeron los modelos digitales de elevación y de pendientes a partir del sistema de información geográfica ArcVIEW 3.0. Con estos modelos se pudieron delimitar las diferentes geoformas presentes en el ambiente fluvial como son laderas de montaña y relieve abrupto, piedemonte y planicie. La clasificación se efectuó a partir de los intervalos de pendientes propuestos por Demek (1972) (Tabla 1). De igual manera para la parte marina, con base en los modelos digitales de elevación y de pendiente se construyeron los perfiles topográficos.

Tabla 1. Clasificación del ángulo de pendiente para mapas geomorfológico modificada de Demek (1972), la terminología utilizada es la propuesta para el presente trabajo.

Categoría	Terminología de pendiente	Terminología utilizada
0 – 2°	Plano (planicie)	Planicie
> 2° - 5°	Ligeramente inclinado	Planicie inclinada
>5° - 15°	Fuertemente inclinado	Piedemonte
> 15° - 35°	Muy inclinado	Ladera de montaña
> 35° - 55°	Precipitoso	Relieve abrupto
> 55° - 90°	Vertical	Relieve abrupto

En el análisis de la cuenca hidrográfica se utilizó como base la información vectorial de la red de drenaje de las cartas F12B44, F12B53 y F12B54 del INEGI escala 1:50 000 y el sistema de información geográfica ArcVIEW 3.0 y una de los algoritmos o scripts que permiten calcular el orden de corriente en una cuenca, según la clasificación de Strahler (1977).

Las muestras que no estaban húmedas como las de arroyo y duna se cuartearon hasta obtener 100 g de la muestra; mientras que, para las muestras húmedas como las de playa y plataforma interna se tomaron directamente del total aproximadamente 100 g, posteriormente se lavaron para eliminar el exceso de sales y con eso evitar que los granos se aglomularan y quedaran retenidos en alguna malla mayor.

Para todas las muestras el análisis sedimentológico se realizó con una serie de tamices con abertura de la malla de $\frac{1}{4}$ de phi entre cada tamiz de acuerdo con la escala de tamaños de Wentworth (1922) (Tabla 2), con tiempo de tamizado de 15 minutos en el Rot-ap. Todas las muestras se tamizaron a partir del tamiz 3 con abertura de la malla de -6 phi o 64 mm y la fracción de lodos quedó retenida en la charola equivalente al tamaño 4.25 phi o 0.053 mm.

Debido a que el contenido de lodos en las muestras de plataforma interna está muy por debajo del 5% en la mayoría de las muestras no se consideró a la materia orgánica como significativa en el comportamiento de los parámetros texturales.

Posteriormente el sedimento retenido en cada uno de los tamices fue pesado y el valor del peso se convirtió a porcentaje de peso total. Se guardó el sedimento de las fracciones de arena fina (2.5 – 3.0 phi) para el posterior análisis mineralógico.

La identificación de los minerales se realizó bajo el microscopio binocular empleando la técnica de conteo en la cual se identificaron y contaron 400 granos por muestra de la clase de arenas finas, se consideró esta cantidad y tamaño después de revisar los trabajos de Pettijohn (1933), Krumbein (1941), Mann (1951) y Mason (1958), quienes manejan cantidades entre 300 y 500 granos de la muestra de la fracción fina. Los principales minerales que se cuantificaron fueron cuarzo, feldespato, micas y anfíboles y fragmentos de roca. Con estos datos mineralógicos se elaboraron diagramas ternarios de cuarzo, feldespato y fragmentos de roca que son un agregado de diferentes minerales exceptuando los anteriores; estos diagramas ternarios se construyeron con el programa TRIPILOT versión 4.1. Una vez realizado los diagramas se utilizó la clasificación propuesta por Dott (1964) para conocer el nombre mineralógico del sedimento.

Tabla 2. Intervalos de clase basada en escala logarítmica con unidades phi (ϕ) propuesta por Wentworth (1922).

Milímetros (mm)	Phi (ϕ)	Clase
1024	-10	Rodados
256	-8	Guijarros
64	-6	Guijas
16	-4	
4	-2	Gránulos
3.36	-1.75	
2.83	-1.50	
2.38	-1.25	
2.00	-1.0	Arena muy gruesa
1.68	-0.75	
1.41	-0.50	
1.19	-0.25	
1.00	0.0	Arena gruesa
0.84	0.25	
0.71	0.50	
0.59	0.75	
0.50	1.0	Arena media
0.42	1.25	
0.35	1.50	
0.30	1.75	
0.25	2.0	Arena fina
0.210	2.25	
0.177	2.50	
0.149	2.75	
0.125	3.0	Arena muy fina
0.105	3.25	
0.088	3.50	
0.074	3.75	
0.0625	4.0	Limo grueso
0.053	4.25	

Para inferir patrones de transporte en la plataforma interna se realizaron una serie de mapas de distribución de cuarzo, feldespatos, micas, anfíboles. Considerando más representativo y con más información la distribución de micas donde predomina la biotita.

En el procesamiento estadístico de los sedimentos se aplicó el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001). Este programa está desarrollado en una hoja de cálculo Excel con macros en lenguaje Visual Basic para la aplicación de las fórmulas y obtención de gráficos. Los parámetros como media, desviación estándar, sesgo y picudez o cúrtosis los determina el programa a partir de las fórmulas para los momentos en unidades phi y la terminología descriptiva de los parámetros se muestra en la tabla 3.

Las fórmulas desarrolladas para definir esos parámetros son las siguientes:

Media (1^{er} momento) $X_{\phi} = \sum f m_{\phi} / 100$

Desviación estándar (2^{do} momento) $\sigma_{\phi} = \sqrt{(\sum f (m_{\phi} - X_{\phi})^2) / 100}$

Sesgo (3^{er} momento) $S_{\phi} = (\sum f (m_{\phi} - X_{\phi})^3) / (100 \sigma_{\phi}^3)$

Cúrtosis (4^{to} momento) $K_{\phi} = (\sum f (m_{\phi} - X_{\phi})^4) / (100 \sigma_{\phi}^4)$

En donde:

f = peso en porcentaje (frecuencia) de cada una de las clases de tamaño

m = punto medio del intervalo de clase

El valor 100 sustituye a n cuando el peso de la fracción se convierte a porcentaje.

Tabla 3. Terminología descriptiva utilizada en el programa GRADISTAT a partir de los resultados de los momentos.

Desviación estándar o selección		Sesgo (Sk)		Curtosis o Picudez (K)	
< 0.35	Muy bien seleccionado	>+ 1.30	Muy sesgado a los finos	< 1.70	Muy platicúrtica
0.35-0.50	Bien seleccionado	+0.43 a +1.30	Sesgado a los finos	1.70 – 2.55	Platicúrtica
0.50-0.70	Moderadamente bien seleccionado	-0.43 a +0.43	Simétrico	2.55 – 3.70	Mesocúrtica
0.70-1.00	Moderadamente seleccionado	-0.43 a –1.30	Sesgado a los gruesos	3.70 – 7.40	Leptocúrtica
1.00-2.00	Pobremente seleccionado	<-1.30	Muy sesgado a los gruesos	> 7.40	Muy leptocúrtica
2.00-4.00	Muy pobremente seleccionado				
> 4.00	Extremadamente pobre seleccionada				

Para conocer el nombre textural de la muestra se hicieron diagramas ternarios con base en el porcentaje de grava, arena y lodo de cada una de las muestras y se utilizó la clasificación propuesta por Folk et al. (1974).

Los diagramas de dispersión para la información sedimentológica se realizaron en el programa EXCEL a partir de los resultados obtenidos con el programa GRADISTAT.

RESULTADOS

IV. GEOMORFOLOGÍA

La cuenca hidrográfica se define como la totalidad del área drenada por una corriente o sistema interconectado de cauces, de tal forma que todo el escurrimiento originado dentro de la cuenca es descargado a través de una salida única. Uno de los elementos más importantes en el estudio de una cuenca es el de parteaguas o línea divisoria, se define como la línea imaginaria del contorno de una cuenca hidrográfica, que la separa de las adyacentes y distribuye el escurrimiento originado por la precipitación, en el sistema de cauces que fluye hacia la salida de tal cuenca (Campos-Aranda, 1987).

La cuenca hidrográfica El Salto presenta una orientación norte-sur. Se localiza en la parte sur del pilar tectónico de la Sierra La Victoria (Figura 9). Las montañas bajas, El Zorrillo, La Calavera y La Chinche (Figura 13) se localizan en la parte alta de la cuenca (norte) alcanzando alturas por arriba de los 900 m. Por otra parte cerros y lomeríos aislados se encuentran cercanos a la línea de costa en la parte baja al sur-sureste de la cuenca, estos lomeríos como los cerros Colorado, Rincón de los Sánchez presentan alturas máximas que varían de 300 m a 500 m. En la parte central de la cuenca hidrográfica se ha desarrollado un valle fluvial angosto, de forma alargada con densidades de drenaje que varían de baja a moderada y escasa profundidad de disección.

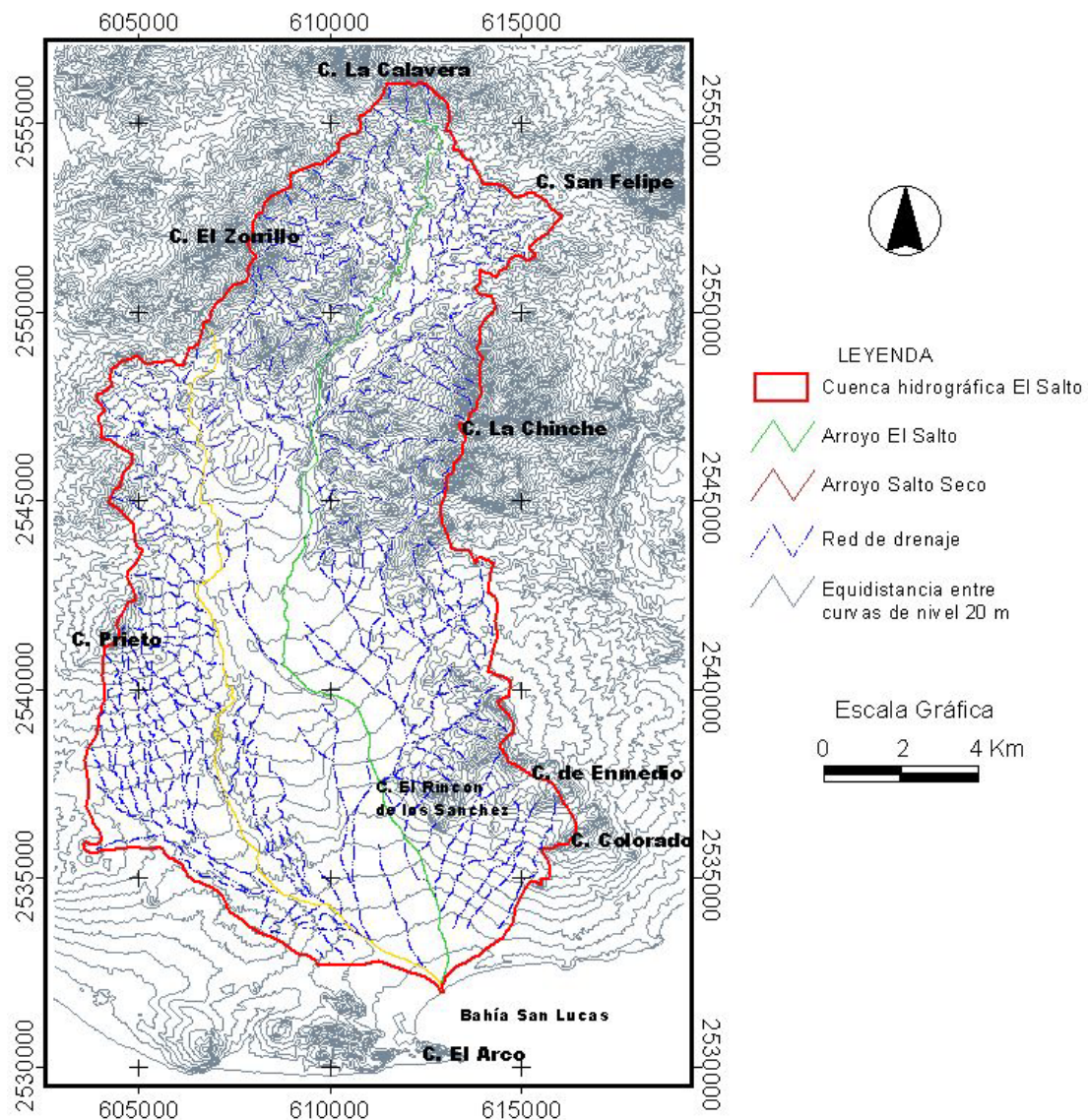


Figura 13. Topografía y toponimia de la cuenca hidrográfica El Salto (INEGI, 1998).

IV.1 Dimensiones y forma de la cuenca hidrográfica

Según Campos Aranda (1987) el tamaño de una cuenca determina en gran medida su comportamiento hidrológico, en cuencas pequeñas (25 a 250 km²), la cantidad y distribución del escurrimiento está influenciada principalmente por las condiciones físicas del suelo y cobertura vegetal, sobre las cuales el hombre tiene algún control, mientras que en las cuencas grandes (>250 km²), el efecto del almacenamiento en el cauce principal es más importante.

El área de la cuenca El Salto suma 195 km² (122 km² de la subcuenca El Salto y 73 km² de la subcuenca El Salto Seco) es una cuenca pequeña sobre la cual el hombre puede ejercer control en el suelo y vegetación. Se infiere que la respuesta que tenga esta cuenca estará influenciada en buena medida por el control o impacto de las actividades humanas.

La forma de la cuenca afecta las características de la descarga de la corriente principal, sobre todo en los eventos de flujo máximo (avenidas torrenciales por ejemplo). En general, los escurrimientos de una cuenca con tendencia circular serán diferentes a los de una alargada (Campos Aranda, 1987). Los estudios para demostrar lo anterior se han realizado en cuencas que tienen áreas similares y forma diferente; los resultados indican que en las cuencas casi circulares, el caudal de los escurrimientos en la salida, alcanza su mayor valor tiempo después de haber iniciado la precipitación, mientras que en las cuencas elongadas, el caudal es casi constante durante el intervalo de tiempo que dura la precipitación. En términos estadísticos, las cuencas circulares tienen un comportamiento gráfico tipo leptocúrtico y las elongadas platocúrtico.

Para determinar la forma de una cuenca se han descrito dos parámetros denominados coeficiente de compacidad (Cc) y relación de elongación (Re), los cuales se definen a continuación para la cuenca El Salto.

Coeficiente de compacidad (Cc)

Es el cociente adimensional entre los perímetros de la cuenca (P) y de una circunferencia (Pc) con área igual al tamaño de la cuenca (A) en km². El límite inferior es la unidad y significa que la cuenca es circular; a medida que el valor se incrementa indica una mayor distorsión en su forma, pudiendo ser ésta alargada o asimétrica (Campos Aranda, 1987).

$$Cc = P/P_c = 0.282 P/\sqrt{A}$$

Aplicando los valores correspondientes a la cuenca El Salto, obtenidos a partir del sistema de información geográfica (Arc View 3.2) a la ecuación anterior, se obtiene lo siguiente:

$$Cc = 0.282 (75.4) / \sqrt{194.6}$$

$$Cc = 1.5$$

Relación de elongación (Re)

Es el cociente adimensional entre el diámetro (D) de un círculo que tiene igual área (A) que la cuenca y la longitud (Lc) de la misma. Esta última se define como la dimensión más grande de la cuenca a lo largo de una línea recta, desde la salida hasta la divisoria (parteaguas), paralela al cauce principal (Campos Aranda, 1987).

$$Re = D/Lc = 1.1284\sqrt{A}/(Lc)$$

Campos Aranda (1987) menciona que el cociente anterior varía entre 0.60 y 1.0 para una amplia variedad de climas y geologías. Además parece estar fuertemente correlacionado con el relieve de la cuenca, de manera que valores cercanos a la unidad son típicos de un bajo relieve mientras que los valores de 0.60 a 0.80 están asociados a cuencas con relieves altos y pendientes pronunciadas.

Aplicando los valores para la cuenca El Salto, obtenidos a partir del sistema de información geográfica (Arc View 3.2) a la ecuación anterior, se obtiene lo siguiente:

$$Re = 1.1284 (\sqrt{194.6})/(24.2)$$

$$Re = 0.7$$

A partir de ambos resultados se determina que la cuenca está lejos de la forma circular tendiendo más a la forma general de una elipse, donde el eje mayor (norte-sur), es más de tres veces que el eje menor (este-oeste) y esto concuerda con la forma que presenta la cuenca en la figura 11, además considerando que el valor de Re es igual a 0.7 y tomando en cuenta la fisiografía de la cuenca podemos decir que se relaciona con las cuencas con relieves altos y pendientes pronunciadas mencionadas por Campos Aranda (1987) .

IV.2 Tipo de corrientes y patrón de drenaje

Las corrientes de la cuenca El Salto son efímeras debido a que transportan agua sólo durante y poco tiempo después de una tormenta, lo cual se debe a las escasas precipitaciones y a características como permeabilidad del suelo, que en general es alta debido a las características granulométricas del suelo, y pendiente fuerte del terreno.

La combinación de los efectos del clima y la geología de la cuenca topográfica, originan un modelo erosional el cual es caracterizado por la red de cauces. El patrón o modelo que forman los cauces, es determinado localmente por las desigualdades en la pendiente del terreno y en la resistencia de las rocas (Campos Aranda, 1987).

Existen, dentro de la cuenca hidrográfica El Salto, varios patrones de drenaje, entre los que se encuentran: el radial (área del cerro Prieto), paralelo (al sur de los cerros Las Pelonas y la antigua aeropista), subdendrítico (parte alta de la cuenca) y subparalelo (en la zona de las montañas La Chinche) (Figura 13).

IV.3 Orden de las corrientes

Es una clasificación que refleja el grado de ramificación o bifurcación dentro de una cuenca. El orden de la corriente principal determinará el orden de la cuenca que será un indicador de la magnitud de la ramificación y de la extensión de la red de drenaje dentro de la cuenca.

La figura 14 muestra la cuenca hidrográfica El Salto en donde se observa que los cauces principales que son el arroyo El Salto y Salto Seco presentan un orden de corriente de 5 y 4 respectivamente, según la clasificación de Strahler (Campos Aranda, 1987).

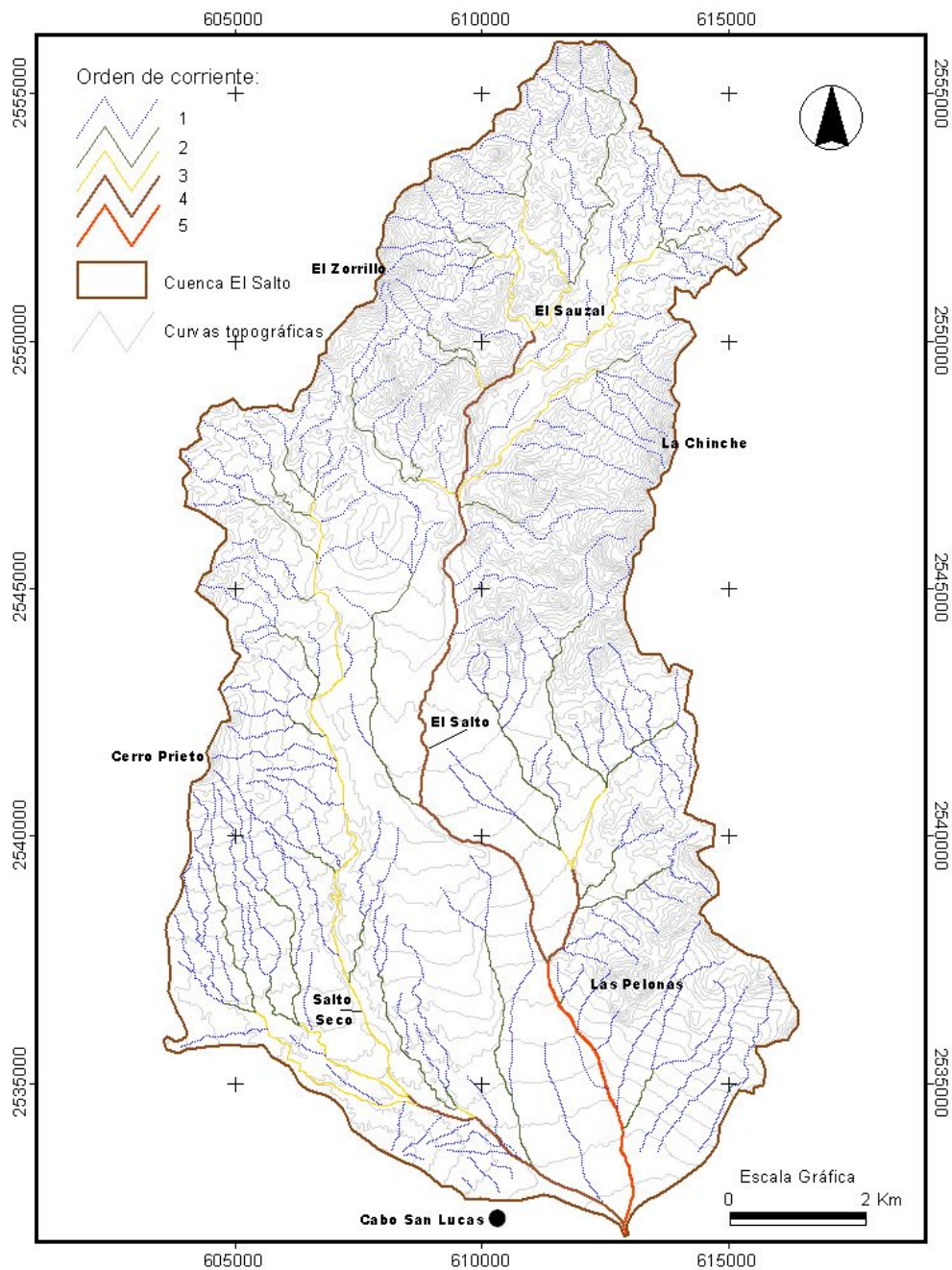


Figura 14. Cuenca hidrológica El Salto y orden de corriente de cada tributario y cauce principal. Este análisis se realizó a partir de las cartas topográficas Cabo San Lucas F12B54 y San José del Cabo F12B44 editadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1998), en escala 1:50,000.

IV.4 Densidad de drenaje (Dd)

Campos Aranda (1987) define a la densidad de drenaje como la longitud total (ΣL) de los cauces dentro de la cuenca, dividida entre el área total de drenaje (A):

$$Dd = \Sigma L / A \text{ (Km/Km}^2\text{)}$$

En general se encuentran bajas densidades de drenaje en regiones de rocas resistentes o de suelos muy permeables con vegetación densa y donde el relieve es débil. En cambio, se obtienen altas densidades de drenaje en áreas de rocas débiles o de suelos impermeables, vegetación escasa y relieve montañoso.

Densidad de drenaje para la subcuenca El Salto:

$$Dd = 268.1 \text{ km} / 121.9 \text{ km}^2$$

$$Dd = 2.2 \text{ km/km}^2$$

Densidad de drenaje para la subcuenca Salto Seco:

$$Dd = 185.5 \text{ km} / 72.6 \text{ km}^2$$

$$Dd = 2.6 \text{ km/km}^2$$

Considerando a cada una de las subcuencas que constituyen a la cuenca hidrográfica, se tiene una densidad de 2.2 km/km^2 para la subcuenca El Salto mientras que en la subcuenca Salto Seco es de 2.6 km/km^2 . Con estos valores y de acuerdo con lo descrito por Campos Aranda (1987), la densidad de drenaje en la cuenca El Salto se puede clasificar como moderada; esto está relacionado con el tipo de roca que aflora dentro de la cuenca, caracterizada principalmente por granito y granodiorita resistentes a la erosión, y a la presencia de suelos tipo Regosol (Figura 7), con características texturales que lo hacen muy permeable. Sin embargo podemos destacar que el valor de densidad para la subcuenca Salto Seco es mayor que el valor para la subcuenca El Salto. Esto se debe a que en la mayor parte del área afloran conglomerados, los cuales presentan menor resistencia a la erosión, en comparación con el granito, cubiertos por suelos tipo Regosol que exhiben un ligero incremento en su espesor en relación con el Regosol desarrollado en la subcuenca El Salto. Lo anterior permite que la red de drenaje sea más amplia y con mayor longitud.

IV.5 Unidades geomorfológicas

El análisis de la estructura geológica y la topografía de la zona estudiada ha permitido definir tres unidades geomorfológicas principales: (1) Laderas de montaña y relieve abrupto, (2) piedemonte, y (3) planicie (Figura 15).

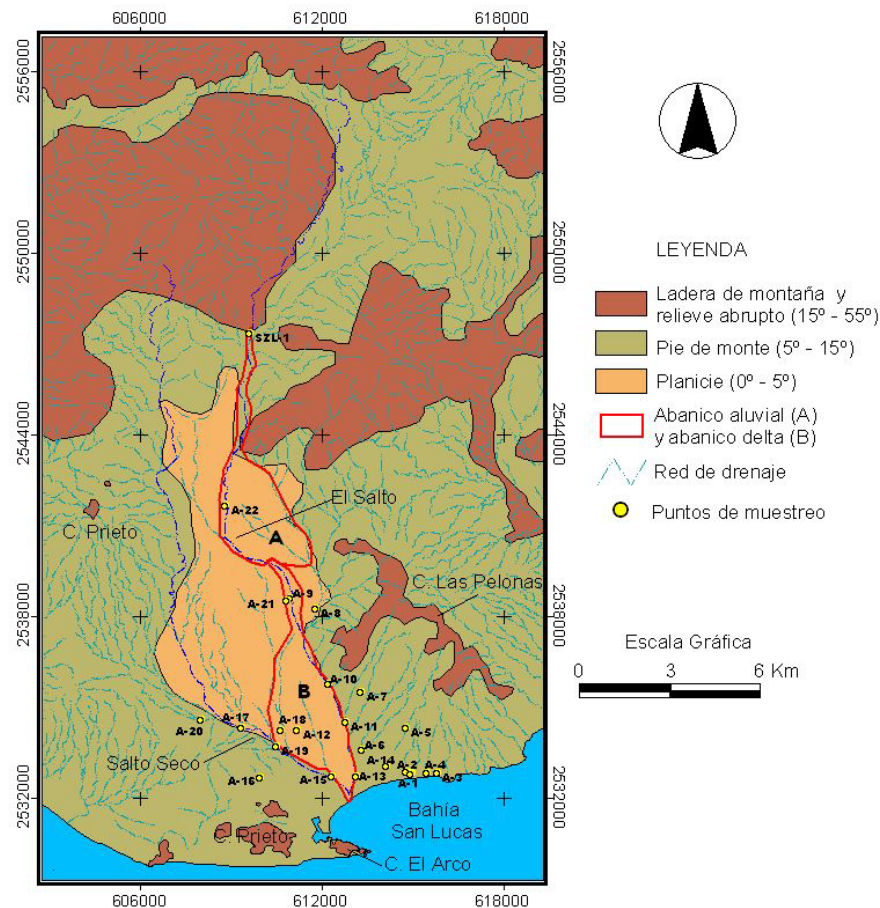


Figura 15. Geomorfología del área de estudio y puntos de muestreo en el ambiente aluvial.

IV.5.1 Laderas de montaña y relieve abrupto

Esta unidad es parte de la porción sur del batolito granodiorítico de la Sierra de la Victoria y se observa hacia la cabecera de la cuenca hidrológica en su parte este y sur. En la cabecera, las cimas alcanzan su máxima altitud en los cerros La Calavera, El Zorrillo y La Chinche de 950 m (Figura 13) y las laderas presentan fuertes pendientes y en conjunto, el terreno se encuentra disectado por una serie de barrancos.

En la parte este y sur de la cuenca las cimas del relieve abrupto alcanzan su máxima altitud en los Cerros Las Pelonas y Cerro El Arco de 300 a 350 m.

En las zonas más alta de la sierra predominan las laderas de composición granítica, granodiorita y tonalita. La disección fluvial en esta zona es de moderada a alta, lo cual se explica por la topografía original de laderas empinadas y el fracturamiento alto de las rocas (Figura 16).



Figura 16. Arroyo El Salto, cauce principal de la subcuenca El Salto. En esta parte se localiza el ápice del abanico aluvial A.

IV.5.2 Piedemonte

Esta es la estructura que cubre una mayor superficie. Se trata de una acumulación, principalmente de material de origen ígneo intrusivo, que presenta una inclinación gradual y regular desde 15° a 20° en la parte superior en contacto con las laderas y hasta menos de 6° hacia la base que finalmente se une con la planicie. Se extiende aproximadamente desde los 100 hasta los 500 msnm. En el nivel superior hacia la cabecera de la cuenca, en una superficie de piedemonte, se observa un patrón de drenaje subdendrítico que desarrolla barrancos encajonados con poca profundidad de disección de 2 m aproximadamente; en esta parte predominan los procesos erosivos, mientras que en el piedemonte inferior se producen los procesos de acumulación.

Los flujos por gravedad y su depósito al pie de las tierras altas representan el proceso principal de formación del piedemonte, de lo que resulta una unidad homogénea en el relieve.

IV.5.3 Planicie

Se dispone en la base del piedemonte en la parte central de la cuenca hidrológica. La planicie está conformada por sedimentos fluviales con grado bajo de consolidación, los cuales son parcialmente removidos por corrientes torrenciales y depositados a niveles más bajos. La pendiente de la planicie es de 2°- 5°, con una ligera inclinación hacia el E-SE esto debido a la derivación del cauce del arroyo El Salto (Figura 17).



Figura 17. Planicie que se desarrolla en la porción central de la subcuenca el Salto, se puede observar que la pendiente es de moderada a suave y las corrientes fluviales drenan hacia la bahía San Lucas.

En esta unidad se desarrollan suelos tipo fluviosol formados por materiales de depósitos aluviales recientes, su clase textural es gruesa y su fase lítica varía de lítica a pedregosa. El color de estos suelos es café claro y su susceptibilidad a la erosión es alta, esto se debe principalmente a que el sedimento no está consolidado.

En la planicie, el relieve originado por procesos de acumulación es de abanicos aluviales. En la parte central de la cuenca estos abanicos son de formación reciente, aunque presentan cambios debido a procesos de erosión. La pendiente de estos abanicos según la clasificación de Blissenbach (1954) son de pendiente suave (2° a 5°) (Figura 15). Uno de los procesos exógenos actuales es el transporte de sedimentos por corrientes temporales, debidas a las lluvias torrenciales, con duración promedio de algunas horas, asociadas a eventos extraordinarios. El abanico más antiguo (Abanico A, Fig. 15) se localiza en la parte alta de la cuenca hidrológica, presenta un ápice con un solo cauce, desarrollado aguas arriba en el cauce principal del arroyo El

Salto, esto indica un control estructural por el fallamiento N-S. La altura del ápice de este abanico con respecto al nivel del mar es de 340 m y la de la parte distal es de 230 m. La pendiente en el ápice del abanico A es mayor a 5° y disminuye hacia la parte distal en donde tiene una pendiente suave. En la porción media y distal de este abanico el patrón de drenaje es subparalelo.

Aguas abajo se desarrolla el abanico B (Fig. 15 y 18), es más joven, y por sus características morfológicas se puede clasificar como abanico-delta ya que durante descargas fluviales extraordinarias forma un delta en la desembocadura de la cuenca, aunque esta morfología permanece poco tiempo debido a la energía del oleaje que redistribuye este sedimento a lo largo de la bahía.



Figura 18. Se puede observar el abanico-delta que se forma en la cuenca sedimentaria dentro de la subcuenca hidrológica El Salto. En la línea de costa se puede observar el lóbulo que se desarrolla mar adentro con descargas fluviales importantes.

Este abanico-delta presenta pseudotelescopio derivado del abanico A, no muestra diferenciación morfológica bien definida de las partes y su pendiente general es de 2° . Rachoki (1981) dice que los abanicos con longitudes grandes tienden a tener pendientes suaves y viceversa. Sin embargo esta condición no se cumple para los abanicos A y B debido a que a pesar de presentar longitudes cortas su pendiente es más bien suave. El patrón de drenaje que se desarrolla en este abanico-delta es de tipo trezado. En su parte proximal presenta un cauce amplio de aproximadamente 200 m de ancho, con barras de canal; mientras que en su parte distal presenta un cauce de arroyo mayor a los 100 m de ancho, este cauce está parcialmente urbanizado y en algunas partes se observan varias excavaciones profundas (de 4 a 6 m) que hacen que se incremente la pendiente del arroyo y este a su vez incrementa la velocidad del flujo y tiende a ajustar el cauce a un equilibrio, presentando mayor erosión. Las profundidades de disección son generalmente mayores a un metro, sin embargo en la parte media y distal de los abanicos se observan terrazas aluviales

de aproximadamente 2.5 m de altura, continuando esta característica hacia la desembocadura del arroyo El Salto.

Los registros históricos de inundaciones producidas por huracanes revelan que éstos causan inundaciones catastróficas cada 50 años (Martínez-Gutiérrez, 2004); esto propicia eventos de descarga de sedimentos que permiten que en la desembocadura del arroyo El Salto se forme un pequeño lóbulo (Figura 19) el cual, debido al fuerte oleaje y a la presencia del cañón submarino, se erosiona rápidamente hasta desaparecer y formar una línea recta en la playa, que es la forma que comúnmente tiene.



Figura 19. Aquí se puede apreciar el delta que se desarrolla en avenidas importantes. Este lóbulo se desarrolló después del impacto del huracán Juliette en el 2001.

IV.5.4 Terraza Pleistocénica

En la parte oriental de la bahía se presenta una terraza marina (Figura 20) con espesor que alcanza unos 2 m, constituida principalmente de arena de grano grueso, granos de cuarzo y feldespatos anhedrales subredondeados; se aprecia estratificación paralela, cementada por carbonato de calcio. Hacia la base de la terraza se encuentran restos de coral que pueden estar indicando la margen de la marea baja en su tiempo. Ortlieb (1987) midió tasas de ascenso en varios puntos de la costa del Golfo de California, principalmente en presencia de terrazas marinas, encontrando una relación de ascenso de 100 a 300 mm/1000 años.

Por lo anterior se deduce que la cuenca sedimentaria El Salto está en proceso de erosión, probablemente favorecido por los procesos tectónicos que afectan a la península, mayormente en la parte oriental.



Figura 20. Terraza marina pleistocénica. Se localiza al extremo noreste de la bahía, cerca de Punta Cabeza de Ballena.

IV.5.5 Línea de costa

La morfología de la zona costera es el resultado de la interacción de varios procesos costeros y terrestres. El comportamiento de esos procesos varía a lo largo de la línea de costa; el efecto de erosión o acreción depende de la geomorfología de la zona costera y el balance entre la energía del oleaje y el aporte sedimentario.



Figura 21. Rasgos geomorfológicos principales de la línea de costa.

La margen sur de la Bahía San Lucas está limitada por una sierra pequeña, compuesta de rocas graníticas, que presenta elevaciones menores de 200 m y que termina hacia el este, en donde una serie de islotes y estacas marcan el fin de la península. Esta punta rocosa recibe el nombre de Cabo San Lucas. La línea de costa en la margen sur de la bahía es muy irregular, dominada por acantilados en rocas graníticas de hasta 30 m de alto. En la bahía a unos pocos metros de la margen sur se encuentra el cañón submarino San Lucas. Este cañón inicia en una profundidad de 10 a 15 m y corre paralelo a la costa sur, sale de la bahía y desemboca en la porción central-oeste de la boca del Golfo de California, a una profundidad de más de 2,000 m. En esta parte el fallamiento normal con rumbo N-S, NW-SE domina la dirección, tanto de la sierra baja como del eje del cañón submarino (Figura 21).

IV.5.5.1 Playa

La playa y la duna, son ambientes que están estrechamente relacionados como sistemas morfodinámicamente integrados que interactúan en diferentes escalas espacio-temporales. Las dunas costeras están esencialmente en función de la fuente de aporte y del sedimento de la interacción duna-playa. Por lo tanto, el balance de sedimento entre la playa y la anteduna mantiene la morfología del sistema. Además, otro factor que juega un papel importante en este sistema es el transporte eólico de arena, que está en función del volumen de sedimentos disponible en las playas, del tamaño y forma de la trasplaya y de la dirección del viento. Si consideramos la presencia de vegetación en la trasplaya, la cual sirve como una trampa para retener el sedimento, entonces las variaciones de los factores mencionados anteriormente, más la presencia de vegetación, determinarán la morfología de las dunas.

La cara de la playa en la bahía San Lucas es de tipo moderadamente reflexiva a intermedia, por lo que la playa de esa bahía se puede clasificar como de tipo intermedio según la clasificación de Short *et al.* (1982). Este mismo autor menciona que las playas de tipo intermedio a reflexivo presentan varios estados de variación morfológica, los cuales dependen de la textura y volumen del sedimento presente en ellas; una característica morfológica típica es la presencia de cúspides y bermas bien marcadas (Figura 22). Durante la campaña de campo en el mes de septiembre del 2004 se observaron formas cuspidadas bien desarrolladas y bermas bien definidas en la parte noreste de la bahía.



Figura 22. Formas cuspadas que se desarrollan en la playa de la Bahía de San Lucas principalmente en la parte más expuesta al oleaje incidente.

En la margen suroeste de la bahía se observan dos playas pequeñas, la playa del Amor y la playa Coral. En algunas partes, en la base de los acantilados se acumula temporalmente arena sin llegar a formar una playa permanente. Esta costa regularmente presenta condiciones de baja energía de oleaje, excepto hacia la punta del Cabo San Lucas en donde la energía de oleaje es muy alta y rápidamente se atenúa hacia el interior de la bahía.

En la parte centro-sur de la bahía, donde se ubica la playa El Médano y el delta formado por la descarga del arroyo El Salto, presenta partes que han sido afectadas por construcciones civiles y otras en donde el sistema no se ha alterado (Figura 21).

La playa El Médano es un sistema bien desarrollado, hacia su porción suroeste ha crecido, favorecido por la construcción del espigón de entrada al puerto; la energía de oleaje es de moderada a baja, debido a que es la parte más protegida de la bahía y durante el oleaje de tormenta la erosión es menor. Sin embargo existen zonas que están modificadas debido a construcciones civiles (restaurantes y hoteles), impactando la berma, muy próximo a la cara de la playa, por lo que en condiciones de tormenta la playa retrocede y se establece al pie de los muros paralelos a la línea de costa, que han construido para proteger los hoteles y restaurantes. Ejemplo de ello es el oleaje de alta energía que se presentó durante el huracán Juliette en el 2002 que erosionó la playa y el oleaje alcanzó las construcciones, provocando destrucción y derribando algunas de ellas (Figura 23).



Figura 23. El oleaje que se presentó durante el huracán Juliette provocó la destrucción de algunas construcciones próximas a la playa, ejemplo de eso es el restaurante en la playa El Médano que se observa en la figura.

La morfología de la parte oriental de la bahía ha permanecido sin impactos significativos. El oleaje llega más directamente a esta zona, por lo que las playas son de mayor pendiente. En la postplaya se observan depósitos eólicos con vegetación incipiente en el frente.

Finalmente, punta Cabeza de Ballena es un promontorio rocoso constituido por rocas graníticas. Del lado de la bahía, el área cercana a esta punta presenta una zona rocosa baja y entre esta zona y la punta, existe una playa de bolsillo de unos 150 m de largo, muy estrecha, que sólo muestra el desarrollo de la cara de la playa y en ocasiones una pequeña berma (Figura 24) . Sobre la punta Cabeza de Ballena existen acantilados bajos de unos 10 a 15 m de altura. En el fondo marino se observan bloques de roca con diámetros mayores a un metro y algunas zonas de arena. Los rasgos de esta punta denotan una energía de oleaje muy alta.



Figura 24. Playa de bolsillo, localizada al costado oeste de punta Cabeza de Ballena. Se puede apreciar aquí la playa que es muy angosta, con oleaje de alta energía. También se pueden apreciar algunos bloques de rocas dentro del agua, esta característica se mantiene alrededor de la saliente rocosa.

IV.5.5.2 Perfiles topográficos de la playa

Komar (1988) menciona que el comportamiento del perfil de playa está determinado por el oleaje, las mareas y las características granulométricas del sedimento.

La cara de la playa en bahía San Lucas presenta una pendiente de moderada a alta. En el extremo noreste la pendiente de la playa es de 8.57° , el tamaño de grano es grueso, es la zona más expuesta al oleaje incidente, presenta dos bermas, una de tormenta y una actual bien desarrollada, el ancho de este conjunto de bermas es de 38 m presenta formas cuspidas generalmente simétricas, con una longitud entre las puntas de 20 a 25 m en promedio, este tipo de formas se desarrollan cuando se conjugan diferentes factores como pendiente de playa pronunciada, circulación en celdas o la presencia de ondas de infragravedad principalmente la onda marginal (Figura, 25).

Mientras que para la playa del Médano al suroeste de la bahía la pendiente es de 7.56° , en esta zona la berma es más angosta, 20 m aproximadamente, y está altamente impactada por la actividad humana; el tamaño de grano del sedimento en esta parte es menor que en la parte más expuesta de la bahía. Al ser ésta una zona protegida, el oleaje llega refractado y con menor energía que en la parte noreste de la bahía (Figura 25).

Los resultados de la pendiente de la cara de la playa en la bahía San Lucas se aproximan a los reportados por Nava *et al.* (1994) quienes mencionan que la pendiente de la cara de la playa en Punta Cabeza de Ballena es de 11.04° y en la bahía es de 6.01° , mientras que en las playas al sur de la bahía frente al Océano Pacífico, playa del Pedregal y Solmar, presentan una pendiente con valor de 9.69° .

Bird (2001) menciona que la pendiente de la playa esta en relación al tamaño de grano, playas de gravas muestran pendientes mas fuertes que las desarrolla en playas de arenas con pendiente promedio de 5° . Lo anterior coincide con lo encontrado en la playa de bahía San Lucas ya que en la parte más expuesta se tiene sedimento de grano grueso a muy grueso y pendiente fuerte, mientras que para la zona protegida del oleaje dentro de la bahía el tamaño del sedimento decrece, así como la pendiente de la cara de la playa.

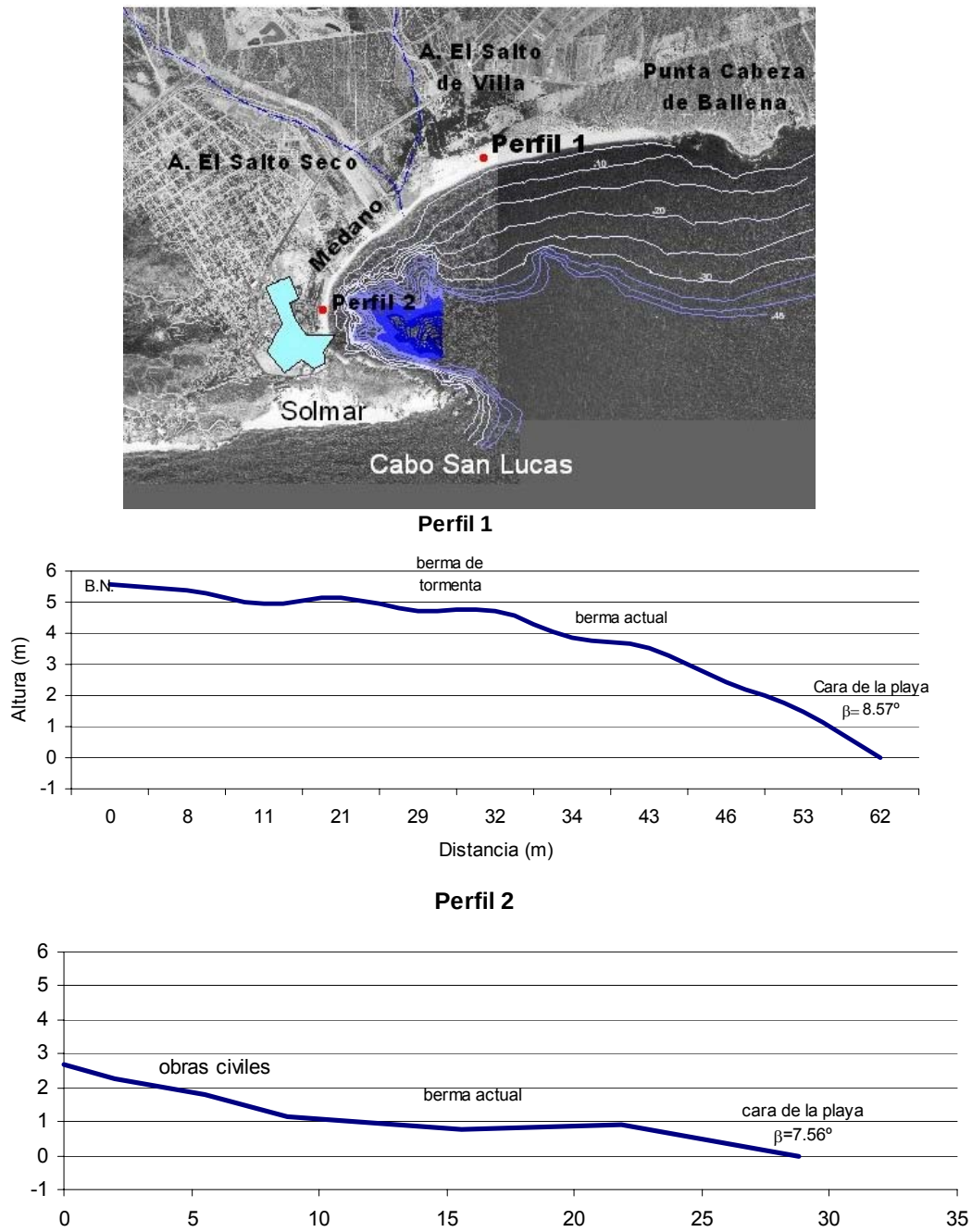


Figura 25. Localización y comportamiento de los perfiles topográficos de la zona más expuesta al oleaje de swell (perfil 1) y de la zona protegida (perfil 2).

IV.5.5.3 Duna

Se sabe que la forma de las dunas es variada ya que está controlada por los factores ambientales que la rodean, como la cantidad de sedimento disponible, la variabilidad de la dirección del viento, la vegetación que cubre la superficie de la duna, etc. Las dunas que se encuentran en el extremo nororiental de la bahía San Lucas (figura 21) forman un cordón continuo paralelo a la línea de costa (Figura 26), con alturas entre 12 y 20 msnm; el ancho del cordón es prácticamente constante, alrededor de 300 m. La vegetación es en general escasa y temporal en la parte frontal de la duna y abundante y permanente en la cresta y en la parte posterior de las dunas. Cerca de la punta noreste, el cordón es cortado por la descarga de un arroyo pequeño, de tal manera que las características de las dunas cambian a partir de este punto y hacia Punta Cabeza de Ballena la altura, la amplitud y la cobertura vegetal disminuyen considerablemente.



Figura 26. Cordón de dunas que se desarrolla en la porción noreste de la bahía. Presenta abundante vegetación en la cresta y en el sotavento, disminuyendo en el barlovento.

IV.5.6 Ambiente marino

La zona litoral se divide en trasplaya (backshore), playa (inshore) y anteplaya (offshore). Algunos autores delimitan la anteplaya desde la zona de rompiente hasta el borde de la plataforma continental interna. En la bahía San Lucas la plataforma continental interna se extiende desde la parte nororiental, hasta la parte más interna, en la porción suroeste, y su amplitud disminuye hacia la cabeza del cañón submarino (Figura 27). La pendiente de la plataforma es de suave a moderada.

IV.5.6.1 Perfiles topográficos de la plataforma interna y cañón submarino

En la figura 27 se pueden observar las características geomorfológicas del fondo de la bahía San Lucas.

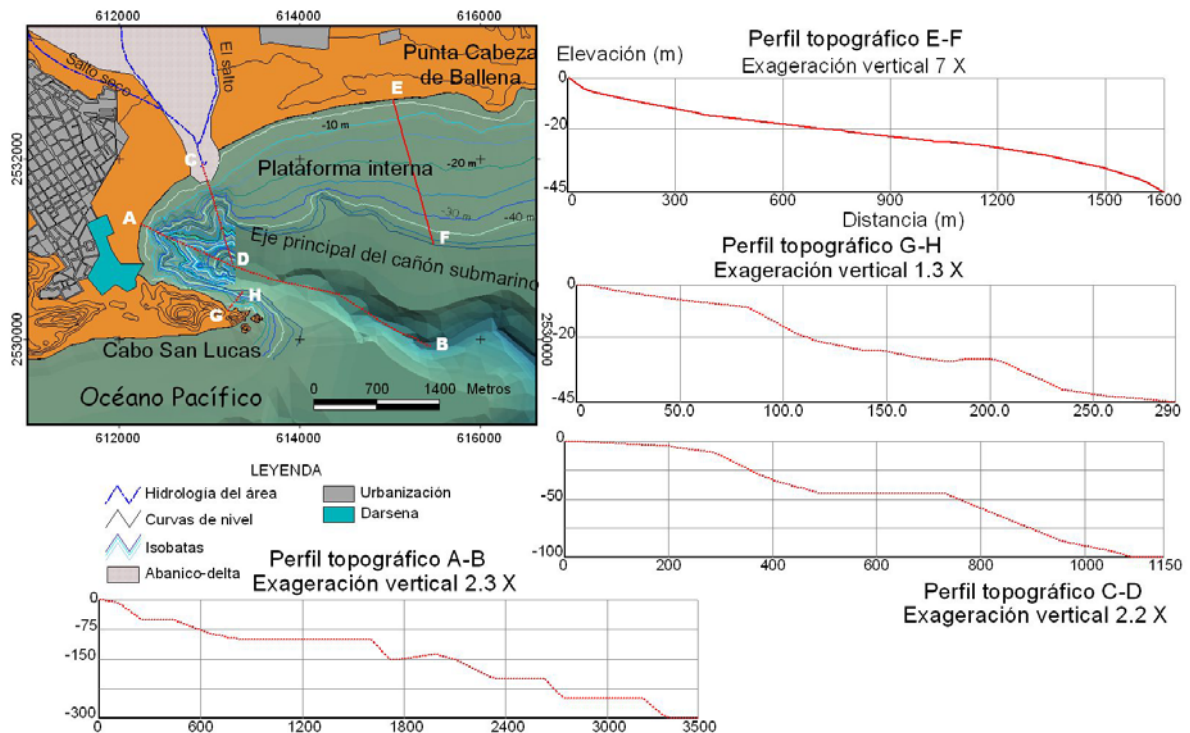


Figura 27. Localización y comportamiento de los perfiles topográficos en la plataforma interna, en los tributarios principales del cañón submarino, así como en el eje del mismo. Debido a la diferente longitud y altura en los perfiles las escalas en la ordenada y en la abcisa varía.

La plataforma continental interna se desarrolla de este a oeste. En el perfil E-F se puede observar que la pendiente de la plataforma interna es de aproximadamente 1° con una extensión máxima de 1500 m, a una profundidad de 45 m (Figura 27).

En la zona donde se desarrolla el abanico-delta, el perfil (C-D) es ligeramente convexo a profundidad menor a los 25 m, después de los 200 m de distancia a partir de la línea de costa la pendiente se vuelve más pronunciada (Figura 27).

En el área de estudio se encuentra el cañón submarino San Lucas. Como se puede observar en la figura 25 la cabecera del cañón se encuentra muy cercana a la línea de costa. Este cañón presenta un eje principal controlado por el fallamiento normal con rumbo NW-SE que se presenta en la porción sur de la península. La parte somera en la cabecera del cañón tiene una profundidad de 20 m, en esta zona se encuentran 3 tributarios del cañón, el eje principal llega a profundidades

mayores a los 2000 m, donde se desarrollan los abanicos de mar profundo (Shepard, 1964). Las paredes del cañón presentan escarpes máximos de 230 m, el eje axial es sinuoso con una longitud de 3900 m. Los tributarios del cañón presentan gradientes en promedio de 10°, mientras que la pendiente en el eje principal muestra un rango entre 10° y 40°, a los costados se observan terrazas (Figura 27, perfil A-B). En la porción sur de la bahía la plataforma es casi inexistente presentando una pendiente muy fuerte (Figura 27, perfil G-H).

Las pendientes mayores a los 10° en el fondo marino dentro de la bahía condicionan la estabilidad de los depósitos sedimentarios, los cuales son removidos, principalmente hacia el eje principal del cañón, cuando se dan condiciones de oleaje de alta energía incidiendo sobre la costa.

IV.6 Morfodinámica

En la parte sur de la península, entre Cabo Falso y Punta Gorda, el relieve costero es accidentado y en la línea de costa los rasgos depositacionales y erosionales se presentan en una proporción similar, permitiendo el desarrollo de playas pequeñas interrumpidas por acantilados en rocas cristalinas; la plataforma continental tiene una amplitud de 3.5 km en promedio y es cortada por algunos cañones submarinos cuyas cabezas llegan a estar a unos cientos de metros de la línea de costa y descienden hasta una profundidad de 2500 m (Shepard, 1964). El desarrollo de estos cañones obedece probablemente, a fracturas profundas orientadas norte-sur y noreste-suroeste; sus desembocaduras están alineadas este-oeste.

Bahía San Lucas, esta delimitada por dos salientes rocosas que de alguna manera condicionan el libre flujo del sedimento o by pass. Además en su interior se encuentra el cañón submarino San Lucas, que actúa como una salida de sedimento y por último la principal fuente de aporte de sedimento al sistema es la cuenca hidrográfica El Salto; estas características concuerdan con lo descrito por Inman (2003) para una celda litoral. Entonces en la bahía San Lucas la dinámica del sedimento estará controlada, por la cantidad de sedimento aportado a la celda litoral, por el tipo de oleaje que llega a la bahía, por las corrientes litorales que se forman en ella y por la topografía del fondo marino.

En su estudio sobre oleaje, Troyo (2003) encuentra que para los meses de noviembre y febrero arriba a esta zona oleaje con periodos que van de 12 a 16 s y dirección de arribo de 212° (S32°W) y 175° (S05°E). El oleaje con esos periodos tiene una longitud de onda en agua profunda de 221m y 425m respectivamente; considerando que la plataforma interna en la bahía inicia en la línea de costa hasta los 45 m de profundidad, cuando el oleaje de swell entra a aguas someras, reduce su longitud de onda en 197 y 309 m respectivamente (calculado a partir de la formula. $L_s = T\sqrt{gh}$; en

donde T es el periodo, g la gravedad y h la profundidad de la columna de agua). Aplicando la relación de profundidad $D < \lambda/4$ (Komar, 1976) en donde λ es longitud de onda, nos indica la profundidad a la cual la ola induce significativamente el movimiento del sedimento, se encontró que el sedimento presente en la plataforma interna de la bahía de San Lucas es muy dinámico y por ello se espera que la media del tamaño del sedimento presente un intervalo de distribución amplio.

Se puede observar que en la bahía se presentan dos sistemas de corrientes que se producen cerca de la línea de costa, estos son: sistema de circulación en celdas asociadas a corrientes de retorno y las corrientes a lo largo de la costa, que de acuerdo con Komar (1976) la circulación de celda depende de las variaciones en la altura del oleaje a lo largo de la línea de costa y de que el frente de ola llegue a la playa casi de manera perpendicular. Existen dos formas por las cuales se dan esas variaciones; el más conocido es por la refracción del oleaje, el cual puede concentrar los rayos del oleaje en una área de la playa incrementando la altura del oleaje y al mismo tiempo propaga los rayos en un área adyacente produciendo olas con baja altura. Por lo tanto la posición de las corrientes de retorno (rip currents) y toda la configuración de la celda será gobernada por la refracción del oleaje y la topografía de fondo. Un ejemplo de lo anterior es el cañón submarino en la bahía San Lucas que se localiza a corta distancia de la línea de costa y favorece la formación de corrientes de retorno.

El Cañón San Lucas (Figura 28) juega un papel importante en la refracción del oleaje, porque provoca la divergencia de los rayos del oleaje en los eje principal del cañón submarino y convergencia en la parte somera de la plataforma interna; esto da como resultado olas bajas en el área de la playa El Médano y playa Coral, mientras que se presentan olas altas en la parte este-noreste de la bahía. Lo anterior se asemeja a lo observado por Komar (1976) en la playa Scripps en California, Estados Unidos; donde se encuentran el cañón La Joya y El cañón Scripps, éstos producen refracción del oleaje desarrollando oleaje bajo en las partes donde se encuentra el cañón y oleaje alto en la parte intermedia de los mismos.

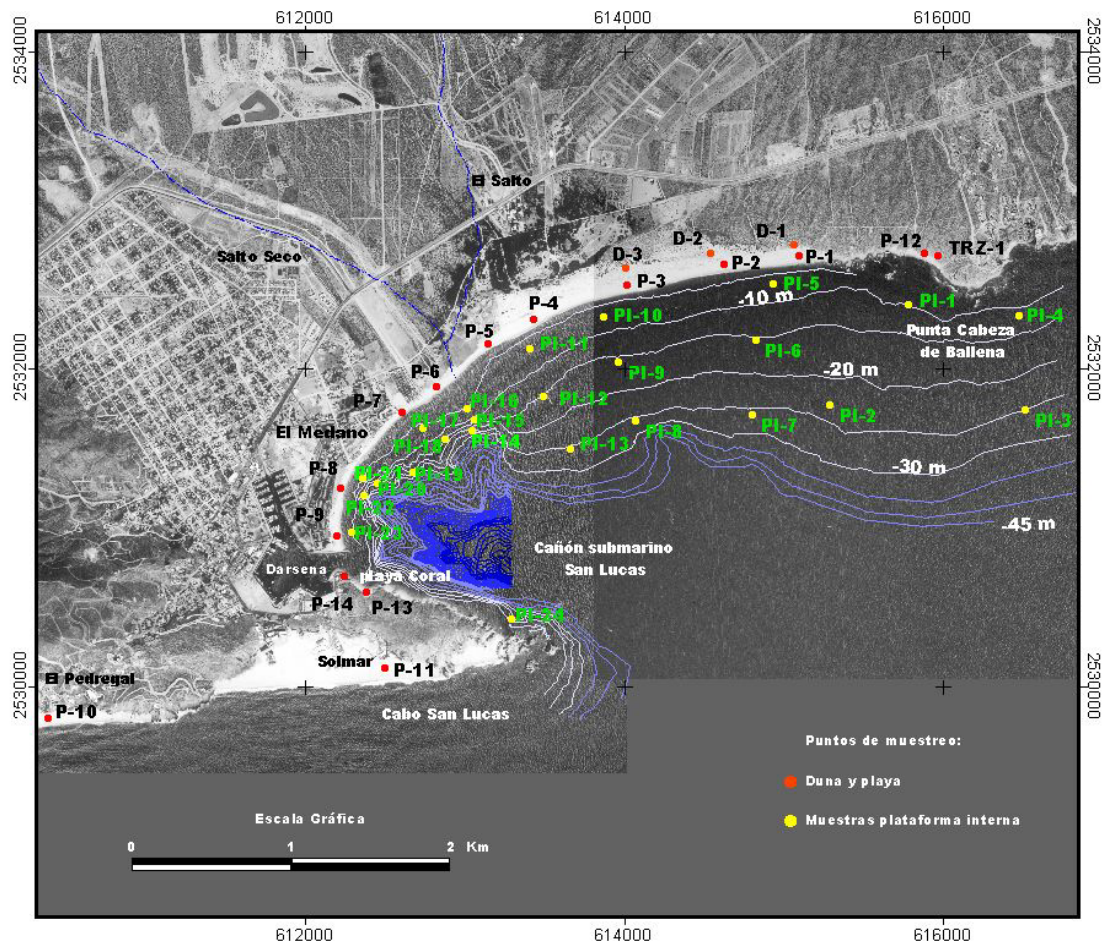


Figura 28. Puntos de muestreo para el ambiente de playa y duna en la Bahía de San Lucas.

Por otra parte, Shepard (1950) observó que también la circulación en celdas se da en playas rectas con una topografía regular, concluyendo que estas celdas de circulación no son exclusivas de ambientes con topografías abruptas. Además, Bowen e Inman (1969) demostraron teóricamente que el oleaje de swell puede generar ondas marginales estacionarias con periodo similar al oleaje entrante, de tal manera que la interacción de esos dos tipos de oleaje producen nodos y antinodos a lo largo de la línea de costa, desarrollando celdas de circulación y corrientes de retorno, las cuales desarrollan la morfología rítmica de cuspiditos. El factor importante según Komar (1976) para que esto se lleve a cabo es el periodo, ya que tanto el oleaje de swell como la onda marginal deben de tener el mismo periodo.

En el mes de septiembre del 2004 cuando se realizó el muestreo de los ambientes sedimentarios se observó que en la playa de bahía San Lucas, principalmente hacia Punta Cabeza de Ballena (muestra P-1 a P-6, Figura 28), se desarrolló una serie de formas cuspidas de 25-50 m de longitud, disminuyendo ésta hacia la desembocadura del arroyo El Salto, en ocasiones el valle de los cuspiditos se prolonga muy marcadamente hacia tierra. Se observó también la presencia de una berma de tormenta de pendiente muy fuerte con escarpe de un metro, oleaje de moderada energía y un sedimento en la cara de la playa de arena muy gruesa. En el área donde se tomaron las muestras P-7 a P-9 conocida como playa El Médano, la pendiente es moderada, el desarrollo de los cuspiditos es incipiente, el ancho de la berma varía de 1-2 m, ensanchándose en dirección noreste, hacia donde se desarrolla el delta (muestra P-7, Figura 28).

En la playa que está inmediatamente al sur de la entrada a la dársena y playa Coral o El Muelle, donde se obtuvieron las muestras P-13 y P-14, la pendiente de la playa es suave, el oleaje es de baja energía y el sedimento es de arena fina.

La playa de El Pedregal, localizada fuera de la bahía San Lucas, hacia el suroeste en la costa del Pacífico, presenta dos bermas más un abultamiento pequeño en la cara de la playa. La berma antigua forma parte de la trasplaya y no está bien diferenciada. La berma del huracán Howard, que impactó la zona en el 2004 es alta sin escarpe, aunque en su lugar se observa una pendiente muy pronunciada al igual que la cara de la playa.

La playa del Hotel Solmar, también en la costa Pacífica, justo hacia el sur de la bahía San Lucas, es amplia con rasgos remanentes del escarpe de erosión del huracán Juliette. La berma de tormenta de Howard es amplia con escarpe de erosión muy modificado por el oleaje, con pendiente fuerte. Las formas cuspidas que se observan presentan una longitud entre 50 a 60 m; la arena es gruesa y la energía del oleaje es de moderada a alta.

Cabe mencionar que en el mes de abril se realizó otra visita al campo y en la playa de la Bahía de San Lucas se observó que la morfología es diferente; no se observaron formas cuspidas, sino una playa recta con pendiente fuerte cerca de punta Cabeza de Ballena, a suave hacia las playas más internas dentro de la bahía. Mientras que en las playas de El Pedregal y Solmar frente al Océano Pacífico continúa la presencia de cuspiditos con una longitud entre ellos de 30 m aproximadamente.

V. SEDIMENTOLOGÍA

El área de estudio está compuesta por la cuenca hidrológica El Salto, la zona litoral y la porción marina de la bahía San Lucas. Dentro de estos sistemas principales de depósito se tienen los siguientes subambientes: Abanico aluvial, duna, playa y plataforma interna. Estos se describen a continuación a partir de sus características sedimentológicas.

V.1 Ambiente fluvial

La topografía en Baja California Sur intensifica la precipitación en áreas montañosas causando inundaciones en las cuencas sedimentarias al pie de esas tierras altas. Por ejemplo una intensa precipitación en la Sierra La Victoria causa inundación en las cuencas presentes en la región de Los Cabos.

La cuenca sedimentaria El Salto es un sistema de depositación cuyas fuentes de aporte lo constituyen las sierras que bordean la cuenca hidrológica, las cuales están compuestas por rocas graníticas y granodioríticas. El factor que determina la erosión de los sedimentos intemperizados son las precipitaciones extraordinarias como las causadas por los huracanes. Registros de precipitación mayores a 100 mm han producido efectos significativos; generan corrientes de muy alta energía que pueden transportar sedimentos de diferentes tamaños en grandes cantidades. En la parte central de la cuenca, en la planicie aluvial (Figura 15) se tienen depósitos de conglomerados de abanicos aluviales y pie de monte.

El arroyo El Salto en época de tormentas transporta grandes cantidades de sedimento a la bahía, sin embargo debido al desarrollo del puerto, algunos tributarios del arroyo principal han sido canalizados con concreto, así mismo en el cauce principal se observan varias trincheras producto de la extracción de arena para la construcción. Estas modificaciones tienen influencia en la depositación y erosión en el cauce del arroyo. Cuando las corrientes son débiles el sedimento atrapado por la corriente generalmente es depositado en esas trincheras lo que disminuye el aporte de sedimentos a la bahía, mientras que sucede lo contrario cuando la corriente es de mayor energía; la presencia de esas trincheras crea un salto hidráulico mismo que incrementa la velocidad de la corriente y las trincheras encauzan la corriente aumentando el grado de erosión aguas abajo.

V.1.1 Distribución del tamaño del sedimento

El tamaño de grano en los depósitos del sistema fluvial, dentro de la cuenca sedimentaria, varía de manera general, desde cantos rodados y bloques hasta arcillas. Los histogramas de frecuencia para las muestras de arroyo presentan una ligera distribución polimodal (Figura 29, Apéndice 1).

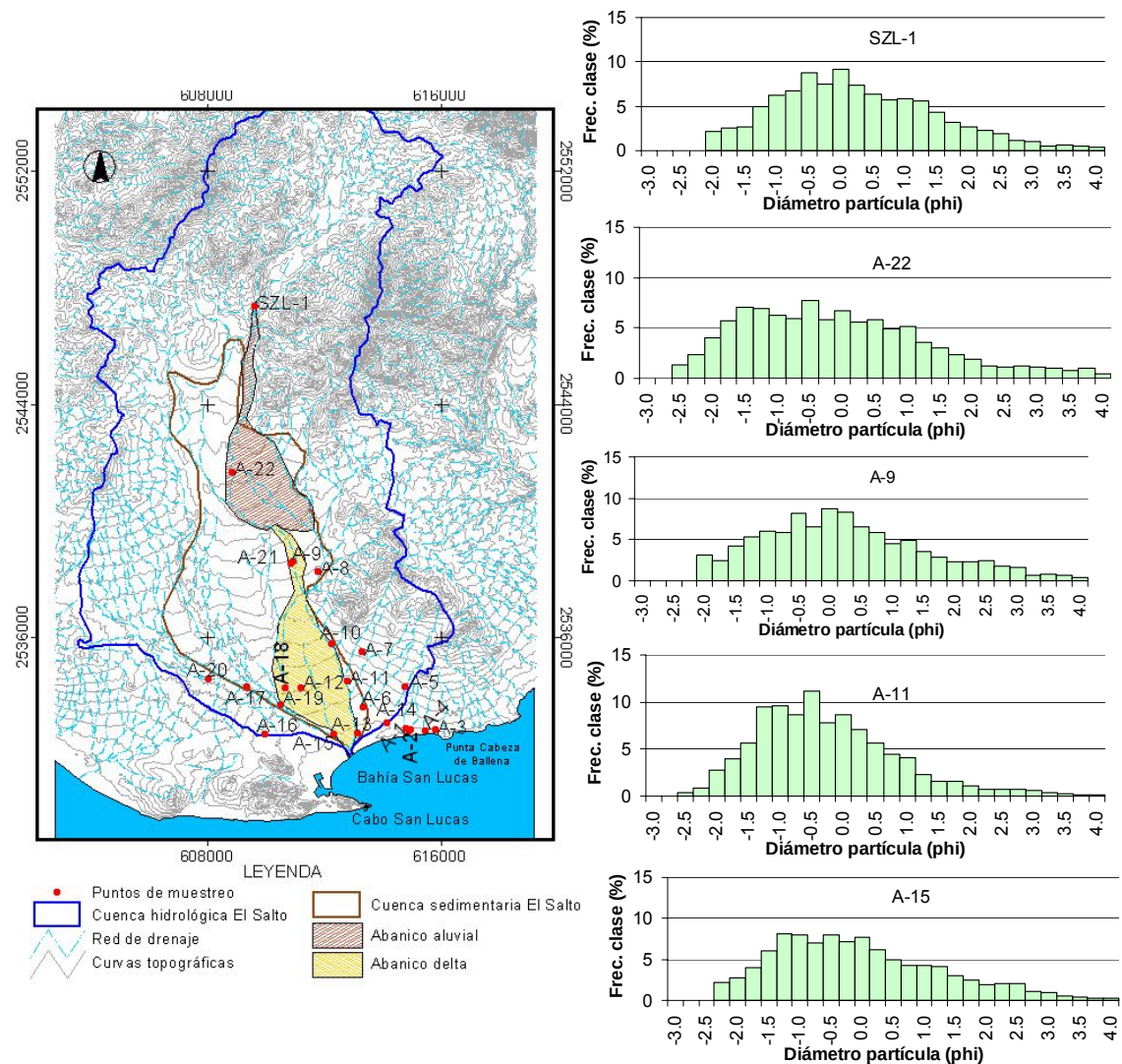


Figura 29. Histogramas representativos de las muestras correspondientes a la parte apical y media de los abanicos y de la cuenca sedimentaria. La frecuencia de clase (%) en el eje y tiene un intervalo de 0 a 15 cada 5, y en el eje x el diámetro de la partícula el intervalo es de -3 a 4 phi a cada 0.5 phi.

Los sedimentos en la parte apical del abanico A (muestra SZL-1; anexo 1) presentan una distribución ligeramente polimodal con presencia de sedimentos gruesos, guijarros con diámetro 1.0 a 1.5 cm. Además en campo se puede observar en los depósitos de corriente imbricación de los clastos. Las distribuciones de tamaño de grano se hacen gradualmente más regulares en dirección a la línea de costa con distribuciones más cerca de la normalidad como se puede observar en la parte media del abanico-delta B (muestras A-11 y A-15, anexo 1).

En la parte media y distal del sistema de abanicos se desarrolla un patrón de corrientes de tipo trenzado. Los canales distributarios que constituyen este patrón presentan una disección somera. Las muestras tomadas en la parte media de la cuenca sedimentaria (A-18, A-12, A-19 y A-15, Figura 29, anexo1) presentan histogramas ligeramente polimodales con tendencia a la normalidad, el tamaño de grano que predomina en esta zona es de arena muy gruesa, lo cual es característico de los depósitos tamiz (Hook 1967), esto coincide con lo descrito por McPherson *et al.* (1987) ya que él menciona que la sedimentología de los abanico deltas se caracteriza por sedimento de grano grueso depositado por procesos sedimentarios gravitatorios.

Las muestras que se tomaron en la parte media del abanico-delta B (A-14 y A-13, anexo 1) presentan un histograma de distribución muy irregular debido tal vez a que se tomó en planicie de inundación de la parte más distal del sistema de abanicos. En estos histogramas se observa un incremento en el porcentaje de arenas finas, lo cual es común en el sedimento de la parte distal del abanico.

Esta distribución, en el sistema de abanico, concuerda con lo observado por Blissenbach (1954), quien encontró que las gravas predominan cerca del ápice, las partículas de tamaño intermedio ocupan la parte central y los limos y arcillas en la parte distal del abanico.

V.1.2 Composición textural del sedimento

El tamaño de grano que predomina en todo el sistema fluvial son las arenas (Tabla 4). El contenido de arcilla y limo en general es muy bajo. Para las muestras recolectadas a lo largo del cauce del arroyo El Salto se observó un incremento aguas abajo en el contenido de lodos de 0.5% en el ápice del abanico (muestra SZL-1) a 1.4% en la parte media del abanico B (muestra A-10) y 5.3% en la parte media más distal del mismo abanico (muestra A-14).

En el contenido de gravas se observó que la variación es muy irregular, no obstante se puede apreciar a *grosso modo*, un decremento desde la parte proximal del abanico A (Figura 29) con un

valor de 18.2% (muestra SZL-1) hasta 11.2% en la muestra A-14 que se relaciona con la parte mas distal del abanico-delta B (Figura 29).

La irregularidad que se observa en el contenido de gravas en el total de las muestras se atribuye a la diferencia de los cauces muestreados así como a la irregularidad del gradiente de pendiente; También se debe de tener en cuenta que la técnica de muestreo utilizada no consideró las gravas y los boleos ya que el análisis textural no considera estos tamaños.

Hooke (1967) menciona que los flujos de escombros se forman a partir de áreas fuente productoras de cantidades sustanciales de material fino, dando como resultado depósitos de material grueso en una matriz fina; mientras que los depósitos tamiz se originan a partir de una área fuente con baja producción de material fino, formando un depósito de guijarros y boleos carente de finos y en pocas partes contienen bloques mayores de un metro de diámetro, a diferencia de los encontrados en los flujos de escombros.

A partir de los porcentajes de lodos, en general bajos, y de gravas, y de acuerdo a lo descrito por Hooke (1967), los abanicos A y B presentes en la cuenca hidrológica de El Salto están formados por depósitos tamiz y flujos de corrientes.

En el sistema fluvial se encontraron dos tipos de sedimentos de acuerdo a la clasificación de Folk (1974), el primero es grava arenosa (GrAr, Figura 30, Tabla 4) que se localiza en el cauce de los arroyos de las áreas de aporte, también se encuentra en el ápice de los dos abanicos. La muestra A-15 localizada en la parte más distal del abanico-delta B también esta compuesta por grava arenosa.

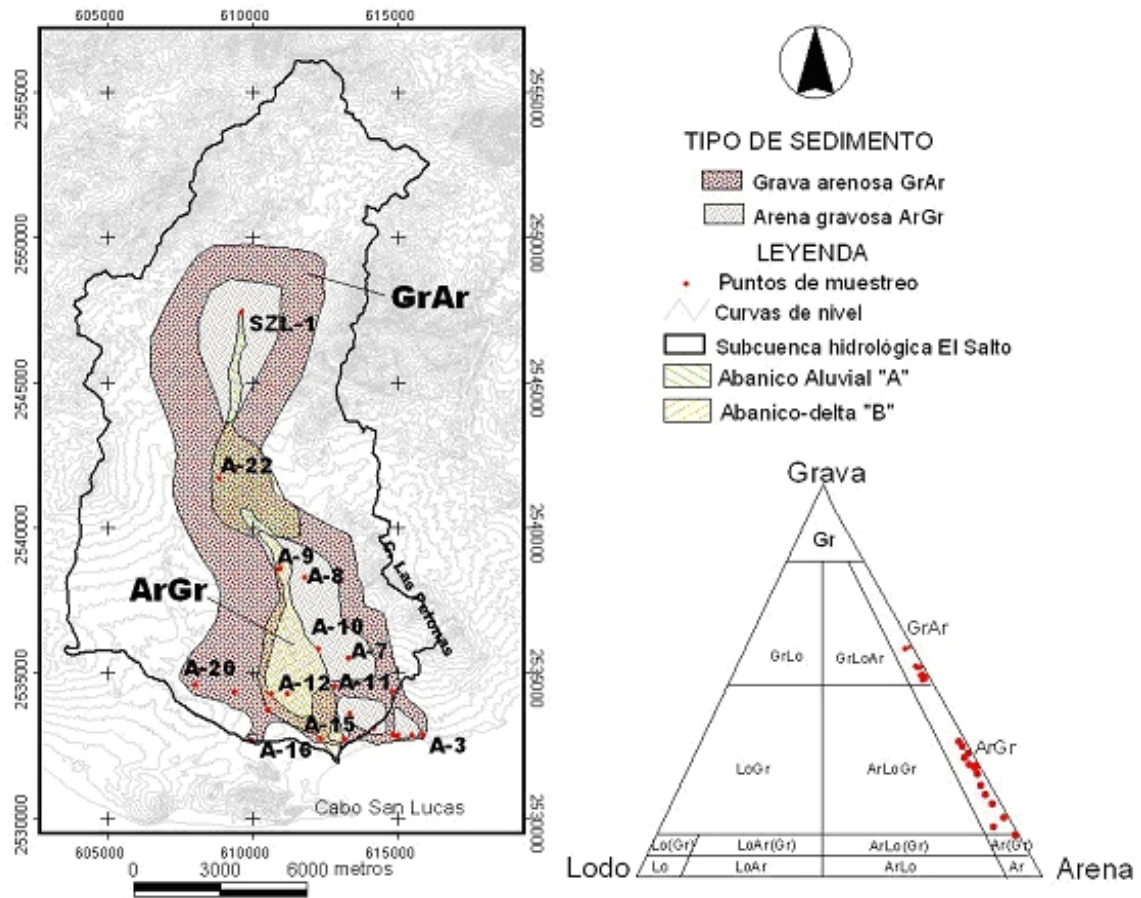


Figura 30. Composición textural del sedimento del sistema fluvial, de acuerdo al diagrama ternario de Folk (1974).

El segundo tipo, arena gravosa (ArGr, Figura 30, Tabla 4) se encuentra distribuido a lo largo del cauce del arroyo El Salto, desde el ápice del abanico A y Abanico-delta así como en su parte media y distal.

Esta distribución se asemeja a lo descrito por Nava (1992) para la cuenca sedimentaria de San Juan de Los Planes, donde encuentra que el proceso de erosión es más intenso en las áreas fuente y que la presencia de grava arenosa en la parte distal de los abanicos próximos a la línea de costa indican que se encuentran en proceso de rejuvenecimiento, en la cual existe remoción del sedimento fino. Debido a lo anterior en esta parte de la cuenca sedimentaria se tiene la presencia de depósitos tipo tamiz (Hooke, 1967).

Tabla 4. Composición textural del sedimento del sistema fluvial.

Muestra	Media (phi)	Desviación estandar (phi)	Sesgo	Curtosis o picudez	Gravas %	Arenas %	Limos %	Clasificación de Folk (1974)	Clasificación de la media (Wentworth, 1922)
A-1	0.30	1.27/ PS	0.94/ SF	6.15/ M	15.20	84.20	0.60	Arena gravosa	Arena gruesa
A-10	0.53	1.73/ PS	0.82/ SF	4.12/ P	22.20	76.30	1.40	Arena gravosa	Arena gruesa
A-11	-0.37	1.18/ PS	1.45/ MSF	8.08/ M	32.20	67.50	0.30	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-12	0.06	1.17/ PS	0.42/ S	3.20/ M	19.00	81.00	0.00	Arena gravosa	Arena gruesa
A-13	0.46	1.57/ PS	0.54/ SF	3.92/ P	19.80	79.50	0.70	Arena gravosa	Arena gruesa
A-14	1.46	2.0/ PS	0.74/ SF	3.96/ M	11.20	83.60	5.30	Arena gravosa	Arena media
A-15	-0.16	1.37/ PS	1.0/ SF	5.08/ M	31.10	68.60	0.40	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-16	0.76	1.30/ PS	0.36/ S	4.28/ M	9.70	89.90	0.40	Arena gravosa	Arena gruesa
A-17	-0.17	1.41/ PS	0.81/ SF	3.44/ M	33.40	66.40	0.10	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-18	-0.02	1.60/ PS	0.95/ SF	5.04/ M	30.30	69.10	0.90	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-19	-0.36	1.26/ PS	1.14/ SF	6.08/ M	35.00	64.70	0.30	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-2	-0.30	1.17/ PS	0.71/ SF	4.41/ M	30.20	69.60	0.10	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-20	-0.16	1.75/ PS	0.70/ SF	3.39/ P	40.50	58.90	0.60	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-21	-0.55	1.26/ PS	0.89/ SF	4.77/ M	41.40	58.40	0.20	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-22	-0.06	1.73/ PS	1.53/ MSF	6.74/ M	32.80	65.20	2.00	Grava arenosa	Arena muy gruesa
A-3	-0.07	0.99/ MS	0.37/ S	3.14/ M	17.50	82.50	0.00	Arena gravosa	Arena muy gruesa
A-4	0.14	1.12/ PS	0.35/ S	3.40/ M	16.10	83.90	0.10	Arena gravosa	Arena gruesa
A-5	-0.12	1.06/ PS	0.66/ SF	3.24/ M	23.80	76.20	0.00	Arena gravosa	Arena muy gruesa
A-6	0.22	1.37/ PS	0.29/ S	4.30/ M	20.50	79.20	0.40	Arena gravosa	Arena gruesa
A-7	0.49	1.32/ PS	0.64/ SF	4.46/ M	12.80	86.80	0.40	Arena gravosa	Arena gruesa
A-8	0.03	1.22/ PS	0.69/ SF	4.86/ M	20.50	79.30	0.20	Arena gravosa	Arena gruesa
A-9	0.25	1.59/ PS	1.48/ MSF	6.92/ M	20.70	77.60	1.70	Grava arenosa	Arena gruesa
M-1	-0.35	1.26/ PS	0.94/ SF	3.57/ M	39.90	60.00	0.10	Grava arenosa	Arena muy gruesa
SZL-1	0.18	1.33/ PS	1.05/ SF	5.83/ M	18.20	81.20	0.50	Arena gravosa	Arena gruesa

MS = moderadamente seleccionado; **PS** = pobremente seleccionado; **S** = simétrica; **SF** = sesgada a los finos; **MSF** = muy sesgada a los finos
M = mesocúrtica; **L** = leptocúrtica; **ML** = muy leptocúrtica.

La distribución de estos dos grupos de sedimentos se aproxima de manera general a lo observado por Blissenbach (1954), McPherson et al. (1987), Blair y McPherson (1994), donde la parte proximal debe de tener mayor porcentaje de sedimento grueso e ir disminuyendo en tamaño hacia la parte distal de los abanicos. Sin embargo, esta característica no se cumple para el abanico y abanico-delta presentes en el área de estudio, en donde no se ve un desarrollo de la parte distal de los mismos.

Esto se puede deber a dos factores principales: (1) al tamaño de la cuenca, que al ser pequeña no permite la clasificación natural del sedimento por medio de los flujos de corriente y (2) a los cambios del nivel base de erosión, el cual está estrechamente relacionado a los cambios en el nivel del mar. Este nivel en el área de estudio se encuentra en degradación, mismo que se refleja en la erosión de los abanicos provocando el proceso de telescopio, que origina la migración de las estructuras sedimentarias abanico abajo.

V.1.3 Media del sedimento

El comportamiento de la media del sedimento es relativamente uniforme, alcanzando los valores máximos en la porción proximal del abanico A de -0.05ϕ y en la parte media de este abanico es de 0.50ϕ , mientras que en el abanico-delta B los valores más altos de la media se encuentran en los depósitos tamiz, en los flancos de la parte media y en la zona cercana a la línea de costa donde debería de iniciar la parte distal; estos valores fluctúan de -0.37 a -0.02ϕ , mientras que la parte proximal y media los valores se encuentran en el rango de 0.06 a 0.22ϕ (Figura 31, Tabla 4).

En general la media decrece abanico abajo lo cual coincide con lo expuesto por Blissenbach (1954), Nielsen (1982), McPherson et al. (1984) y Blair y McPherson (1994).

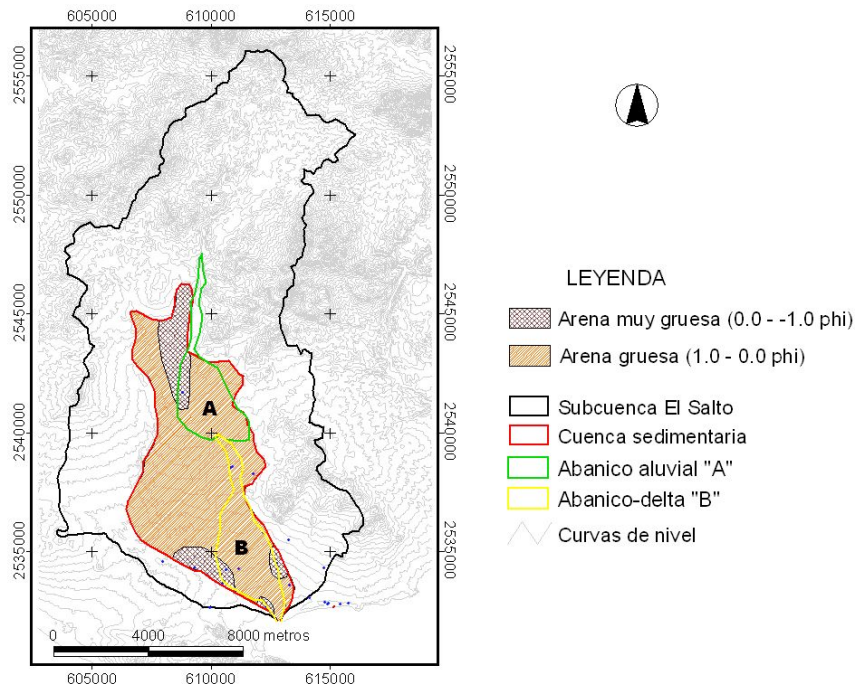


Figura 31. Distribución de la media del tamaño del sedimento en el sistema fluvial (El nombre de la clase corresponde a la escala de Wentworth).

V.1.4 Desviación estándar del sedimento

La selección del grano o desviación estándar en una población está dada por el tamaño de grano presente y su dispersión en torno al valor de la media. La desviación estándar es la expresión matemática para la selección.

Los datos de desviación estándar para las muestras de los arroyos no presentan variación, se clasifican dentro del rango de 1.00ϕ a 2.00ϕ que corresponden a muestras pobremente seleccionadas (Tabla 4). Esto puede ser debido al mecanismo de depositación. En los arroyos el sedimento es depositado rápidamente sin que se presente un retrabajamiento del sedimento lo que provoca que no tenga tiempo para seleccionarse. Esto es un comportamiento típico en sedimentos de arroyo debido a que contienen una gran variedad de tamaños de grano.

Los resultados de desviación estándar se mantienen alrededor de 1.5ϕ , éstos se puede relacionar con depósitos de corrientes trenzadas en las partes media y distal, según lo descrito por Bull (1963).

V.1.5 Sesgo del sedimento

La mayoría de los depósitos sedimentarios no muestran una distribución de frecuencia normal o logarítmica normal, además presentan cierto grado de asimetría o sesgo. El sesgo refleja la selección en las colas de la curva de distribución del tamaño de grano de una población. La moda, media y mediana en una población sesgada son diferentes, cuando se dice que la asimetría es hacia los finos la mediana y la moda se encuentran en valores más altos que la media y de forma contraria sucede para la simetría hacia los gruesos.

De acuerdo a la clasificación de Folk (1966), la asimetría de los arroyos muestreados tiende a ser positiva. En la tabla 4 se puede observar como la mayoría de las muestras presentan sesgo hacia los finos o positivo, excepto en algunas muestras que se recolectaron en los pequeños tributarios localizados en el extremo oriental de la bahía, cerca de Punta Cabeza de Ballena (muestras A-3, A-4) y en la parte occidental sur de la cuenca sedimentaria (muestras A-12, A-16) con una distribución cercana a la simétrica.

Las muestras con asimetría positiva muestran colas hacia la derecha con exceso de finos en relación a una distribución normal, esto indica que la erosión del área este provocando un transporte de sedimento fino.

V.1.6 Picudez del sedimento

La curva de frecuencia de peso del sedimento puede mostrar varios grados de picudez o curtosis. Aunque comúnmente la picudez es calculada junto con otros parámetros texturales, el significado geológico de la picudez no se conoce. Según parece su aportación en la interpretación del análisis del tamaño de grano no es significativa. Sin embargo Folk (1957) menciona que el cuarto momento ha sido utilizado por los sedimentólogos para conocer el promedio de selección entre los extremos o colas de la curva de distribución contra la clasificación en la parte central de la curva, esto es una prueba para conocer lo sensitivo de la curva normal de distribución. Por ejemplo cuando se tiene una curva excesivamente "picuda" o leptocúrtica se dice que la selección es mejor en la parte central de la curva (84%) que en las colas (16%).

En la cuenca El Salto la picudez presenta una distribución de mesocúrtica a platicúrtica (Tabla 4). En general la picudez tiende a decrecer de la parte apical hacia la parte distal del abanico, esto se podría relacionar con una población predominante en la parte proximal que tiende a decrecer abanico abajo lo cual hace que el comportamiento de la curva sea más aplanado.

V.1.7 Redondez de los granos del sedimento

La redondez de los granos de un depósito sedimentario está en función de la composición y tamaño del grano, así como de los procesos de transporte y distancia transportada.

Estudios experimentales de los efectos de abrasión en granos de cuarzo muestran que el transporte por viento es 100 a 1000 veces más efectivo que el transporte por agua (Kuenen, 1959, 1960). La mayoría de los estudios de redondez de los granos de cuarzo en sistemas fluviales han corroborado lo anterior.

Sin embargo el grado de redondez como un estimador de la distancia de transporte no es muy confiable, debido a que el mayor grado de redondez toma lugar en los primeros estadios del transporte, generalmente dentro de los primeros kilómetros (Boggs, 1995).

Conociendo el contenido de la fracción fina, la selección y la redondez, se puede aplicar el concepto de madurez textural del ambiente de depositación propuesto por Folk (1951), que consiste en cuatro estados de madurez según las características de los 3 factores antes mencionados.

Para analizar el grado de redondez en los granos de cuarzo de los diferentes ambientes sedimentarios presentes en el área de estudio se consultó la tabla de grados de redondez, propuesta por Powers (1953) esta escala esta definida por seis clases (Figura 32, Tabla 5).

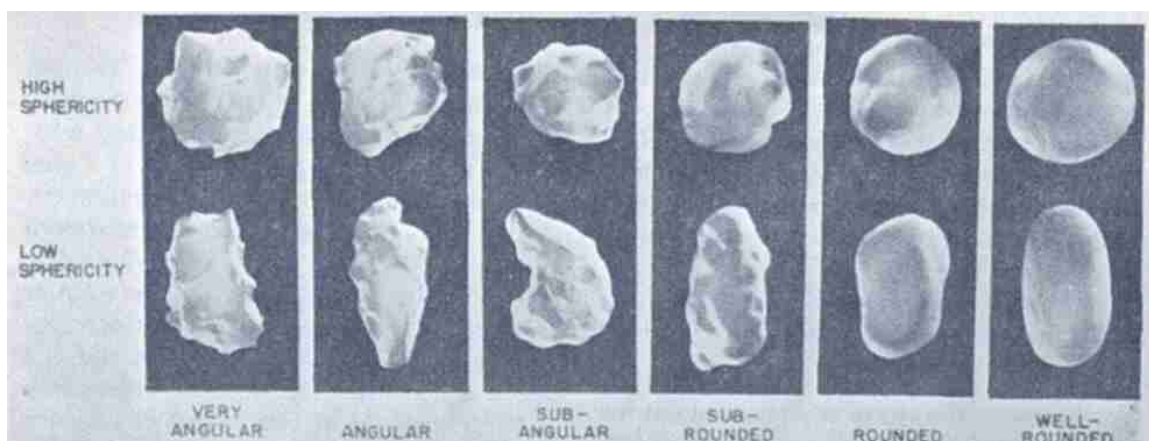


Figura 32. Escala de redondez para comparación visual propuesta por Powers (1953).

Tabla 5. Grados de redondez propuestos por Powers (1953). La media geométrica es el valor medio entre el valor bajo y alto en el intervalo de clase.

Grado de redondez	Intervalo de clase de redondez	Media geométrica
Muy angular	0.12 - 0.17	0.14
Angular	0.17 - 0.25	0.21
Subangular	0.25 - 0.35	0.30
Subredondeado	0.35 - 0.49	0.41
Redondeado	0.49 - 0.70	0.59
Bien redondeado	0.70 - 1.00	0.84

La redondez de los granos de cuarzo en el sistema fluvial se encuentra entre las clases 0.12 – 0.17, muy angular y 0.17 – 0.25 angular (Figura 33, Tabla 5, Anexo 4). En general presentan un patrón homogéneo. No obstante se observa un ligero incremento en la redondez desde la muestra SZL-1 tomada en la parte proximal y área fuente del abanico A hacia la parte media del abanico-delta B, como se puede observar en las muestras A-13 y A-15.

Los porcentajes de lodos, en general bajos, la desviación estándar que muestra un sedimento pobremente seleccionado y el grado de redondez, indican que el ambiente fluvial se encuentra en un estado submaduro (Folk, 1951). Esto refleja que la energía que actúa en ese ambiente es de baja a moderada.

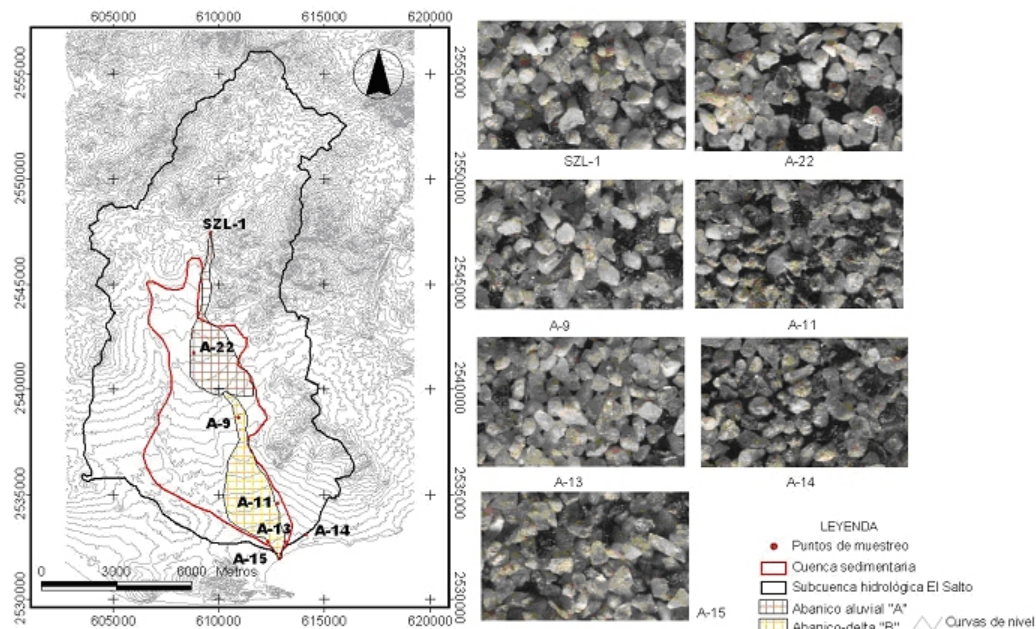


Figura 33. Localización de sitios de muestreo e imágenes de los granos de cuarzo de la fracción 2.25 a 2.50 ϕ (arena fina) del sistema fluvial; el objetivo usado en el microscopio fue 4X.

V.2 Línea de costa (ambientes de playa y duna)

La zona costera de la bahía se puede dividir en cuatro: (1) playas en costa rocosa con acantilados, localizadas en la margen sur y en las proximidades de Punta Cabeza de Ballena; (2) playas con pendiente de suave a moderada y construcciones civiles localizadas en la margen oeste y suroeste, principalmente en la playa El médano (al suroeste de la descarga del arroyo); (3) playas de pendiente de moderada a fuerte y poco afectadas por el desarrollo civil, localizadas en la margen norte a las cuales descargan de manera efímera dos arroyos; y (4) playa del delta del arroyo El Salto (Figura 34).

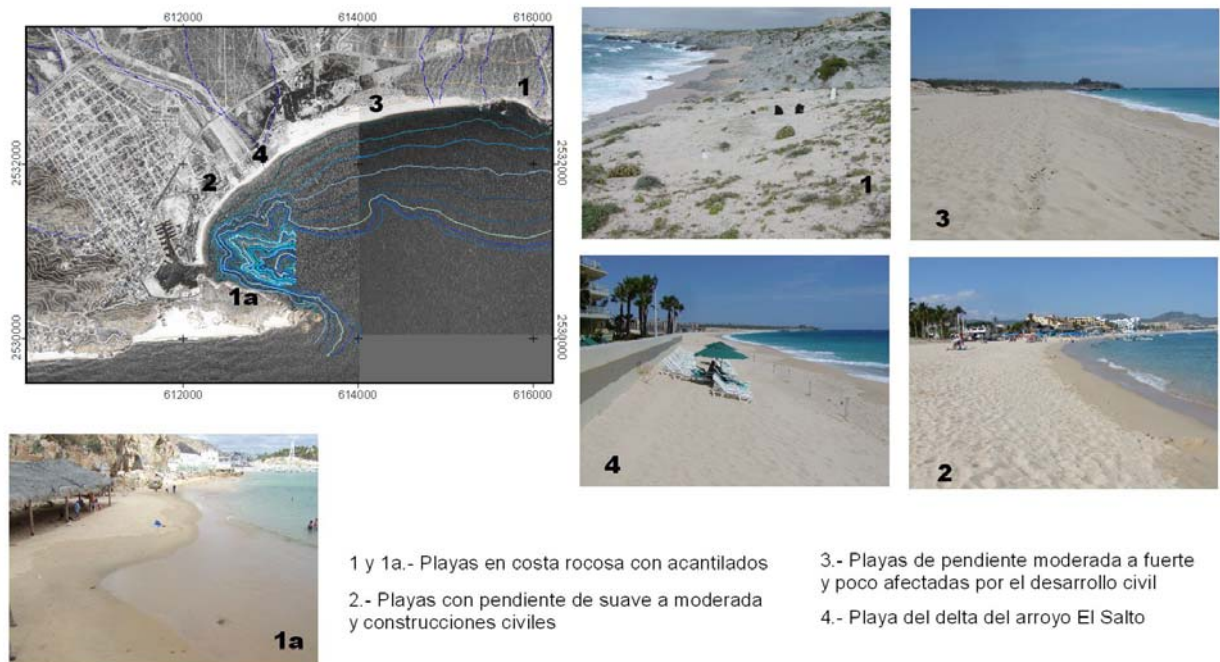


Figura 34. Características morfológicas de las playas del área de estudio y su división por zonas.

V.2.1 Distribución del tamaño del sedimento

La distribución de frecuencia de tamaño de grano en el litoral es unimodal en el intervalo de las arenas gruesas ($1 - 0\phi$ o $0.5 - 1.0\text{mm}$) para el cordón de dunas; y de unimodal a bimodal en la cara de la playa.

La playa en el área de Punta Cabeza de Ballena, clasificada como playas en costa rocosa con acantilados, presenta una distribución unimodal bien definida en -0.12ϕ (muestra P-12, arenas muy gruesas, $0 - -1\phi$ ó $1.0 - 2.0\text{ mm}$, tabla 6, anexo 2).

El oleaje dominante que llega a la bahía San Lucas es refractado por las salientes rocosas de las cuales una de ellas es Punta Cabeza de Ballena, lo que hace que en esta playa la energía del oleaje se incremente y al existir este incremento de energía los granos de tamaño medio a fino son removidos del sedimento por el oleaje y generalmente depositados en las zonas donde la energía del oleaje disminuye que pueden ser las partes protegidas en una bahía o atrás de la rompiente.

En la variación de las distribuciones de frecuencia de tamaño de grano a lo largo de la playa dentro de la bahía San Lucas se observa que en la porción noreste (Fig. 35) la muestra P-1 presenta un histograma con una distribución más o menos amplia y ligeramente bimodal, con una moda en las arenas gruesas (0.67ϕ) y una subpoblación en las arenas muy gruesas (-0.12ϕ), esto tal vez asociado a la descarga sedimentaria de tres pequeños arroyos presentes en esa área.

Las muestras P-2 a la P-4 presentan una distribución unimodal, donde se aprecia una ligera variación decreciente en el tamaño de grano relacionado con la disminución de la energía del oleaje en ese sentido.

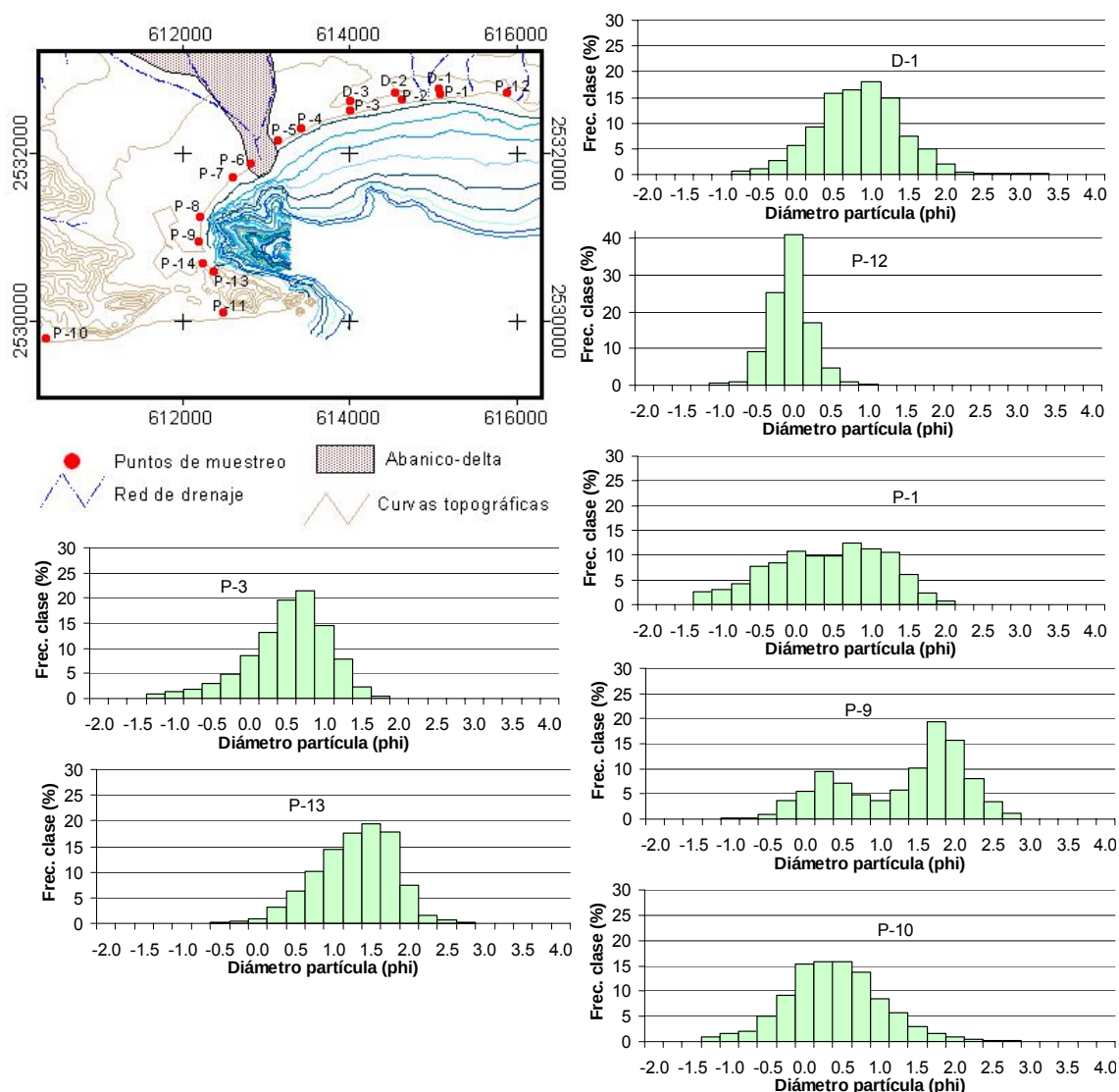


Figura 35. Localización de los puntos de muestreo e histogramas de distribución del tamaño de grano de algunas muestras representativas del sistema playa-duna. La frecuencia (%) en el eje de las ordenas tiene un intervalo de 0 a 30 cada 5, y en el eje de las abscisas el diámetro de la partícula; el intervalo es de -2 a 4 phi a cada 0.5 phi.

En la parte donde se desarrolla el pequeño delta los histogramas de distribución del tamaño de grano de las muestras P-5, P-6 y P-7 indican un comportamiento muy particular, con una moda 0.12ϕ en las arenas gruesas para la muestra P-6 que se encuentra frente a la desembocadura del arroyo El Salto y para P-5 y P-7 la moda es de -0.12ϕ arenas muy gruesas, esto puede estar controlado por la energía del oleaje y la refracción del mismo por la presencia de uno de los tributarios del cañón submarino y del prodelta (Figura 35, Tabla 6, anexo 2). Nava-Sánchez *et al.* (1994) mencionan que la morfología de la plataforma y la presencia del cañón submarino afectan

de alguna forma la pendiente de la playa, así como el oleaje con períodos entre 7 y 16 s y alturas entre 1.52 m a 2.44 m.

Las muestras P-8 y P-9, localizadas en la playa El Médano (Figura 35) presentan una ligera bimodalidad siendo más notable en la muestra P-9 cercana a la dársena. Komar (1976) menciona que la zona de litoral con tamaño más grueso y sedimento frecuentemente bimodal es la franja de mayor turbulencia, debido al choque del retorno del lavado de la cara de la playa y la siguiente ola arribante. Montaña y Gutiérrez (1988) mencionan que la presencia de espigones en la playa propicia turbulencia y reflexión del oleaje, lo cual da lugar a la concentración de energía además de que puede impedir el flujo del transporte litoral favoreciendo el depósito de sedimentos en alguno de los flancos de la estructura.

Al sur de la bahía en la zona más protegida se encuentra la playa Coral o Del Muelle, esta zona se encuentra dentro de la clasificación 1 de playas en costa rocosa con acantilados, esta playa presenta una distribución unimodal en 1.36ϕ (muestra P-13) y 0.364ϕ (muestra P-14).

Fuera de la bahía, en las playas del pedregal y del hotel Solmar se tomaron las muestras P-10 y P-11 que muestran una distribución del tamaño de grano de unimodal en 0.12ϕ .

En general se observan variaciones en la distribución del tamaño de grano a lo largo de la playa, lo cual está relacionado a cambios en la dinámica litoral, como lo menciona Guillén y Jiménez (1995) encuentran que el tamaño de grano muestra variaciones a lo largo de la línea de costa debido a cambios en la dinámica litoral, principalmente al comportamiento del oleaje influenciado por el fondo y la configuración de la costa.

V.2.2 Composición textural del sedimento

De acuerdo a la clasificación de Folk (1974) existen 3 tipos de sedimento en el ambiente de playa-duna en la bahía San Lucas.

Para el cordón de dunas el sedimento es de tipo arena lo cual es típico para estos depósitos. Mientras que en la cara de la playa el sedimento más grueso, arena gravosa (Tabla 6), se localiza en el extremo oriental de la bahía (Figura 36); este tipo de sedimento parece estar asociado a las descargas fluviales y al nivel de energía presente en esa parte de la bahía.

Arena ligeramente gravosa se distribuye prácticamente a todo lo largo de la línea de costa, lo cual está directamente relacionado con el nivel de energía del oleaje y de la pendiente, que es de moderada a fuerte en la bahía.

El tercer tipo de sedimento, arena, se encuentra presente en la cara de la playa Coral o mejor conocida como El Muelle. El nivel de energía del oleaje en esta zona es de bajo a moderado, debido a varios factores: (1) la pendiente en esta playa es suave, (2) se encuentra en la parte más protegida de la bahía, (3) el cauce principal del cañón submarino ejerce una refracción del oleaje y (4) protección por la presencia de un espigón (Figura 36).

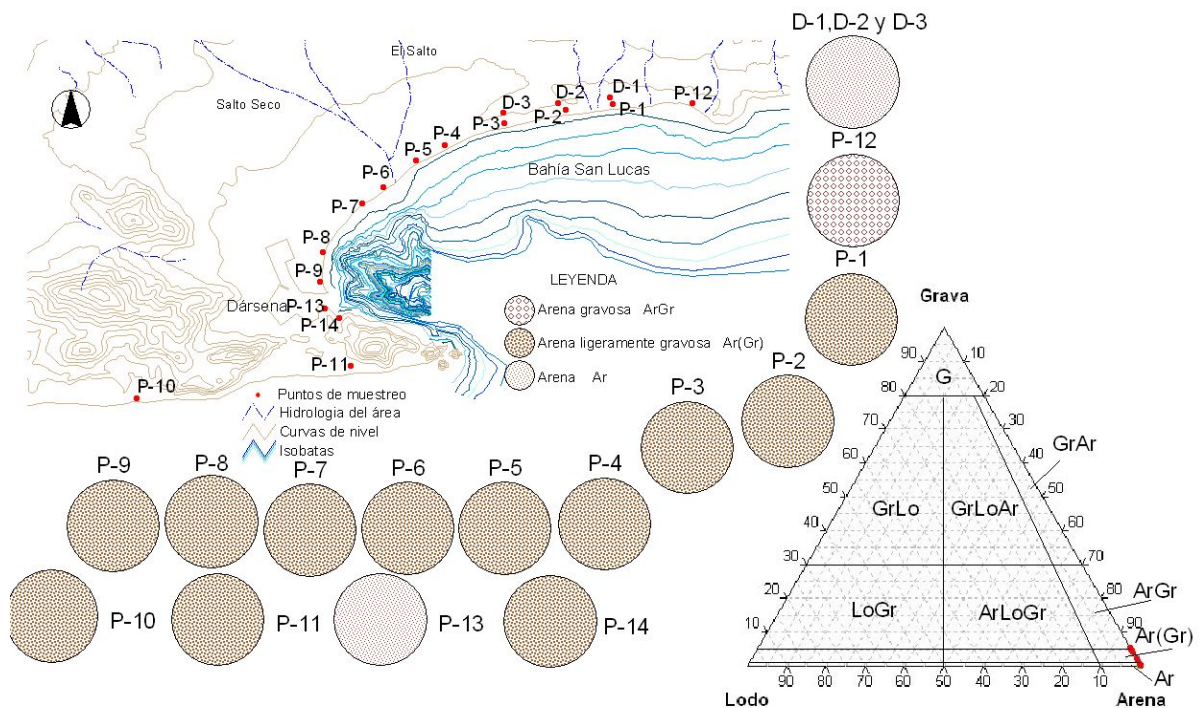


Figura 36. Tipos de sedimento de los ambientes de playa y duna a partir de la clasificación propuesta por Folk, 1974.

Tabla 6. Composición textural del sedimento del sistema Playa-Duna.

Muestra	Moda 1 (phi)	Moda 2 (phi)	Media (phi)	Desviación estandar (phi)	Sesgo	Curtosis o picudez	Gravas %	Arenas %	Limos %	Clasificación de Folk (1974)	Clasificación de la media (Wentworth, 1922)
D-1	0.87		0.73	0.64/ MBS	2.00/ MSF	20.37/ L	0.0	99.8	0.2	Arena	Arena gruesa
D-2	0.87		0.69	0.71/ MS	2.20/ MSF	19.56/ L	0.0	99.7	0.3	Arena	Arena gruesa
D-3	0.12		0.24	0.83/ MS	1.33/ MSF	13.17/ L	0.0	93.9	0.2	Arena	Arena gruesa
P-1	0.62	-0.12	0.28	0.75/ MS	-0.20/ S	2.27/ P	5.4	94.6	0	Arena gravosa	Arena gruesa
P-2	0.87		0.63	0.58/ MBS	-0.82/ SG	3.83/ M	1.5	98.5	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-3	0.62		0.38	0.54/ MBS	-0.74/ SG	3.70/ L	2.3	97.7	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-4	0.12		0.01	0.51/ MBS	-0.16/ S	3.00/ M	3.8	96.2	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-5	-0.12		-0.10	0.50/ BS	-0.14/ S	3.05/ M	4.8	95.2	0	Arena ligeramente gravosa	Arena muy gruesa
P-6	0.12		0.07	0.50/ BS	0.36/ S	4.28/ L	1.5	98.5	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-7	-0.12		0.58	0.66/ MBS	0.53/ SF	3.48/ M	1.7	98.3	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-8	0.12	0.87	0.32	0.50/ BS	0.58/ SF	3.37/ M	0.1	99.9	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-9	1.62	0.12	1.18	0.82/ MS	-0.51/ SG	2.20/ P	0.2	99.8	0	Arena ligeramente gravosa	Arena media
P-10	0.12		0.28	0.64/ MBS	0.28/ S	3.55/ M	2.3	97.7	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-11	0.12	-0.36	0.16	0.73/ MS	0.39/ S	3.04/ M	4.4	95.6	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
P-12	-0.12		-0.17	0.28/ MYBS	0.10/ S	4.33/ L	0.5	99.5	0	Arena ligeramente gravosa	Arena muy gruesa
P-13	1.36		1.15	0.51/ MBS	-0.35/ S	3.04/ M	0	100	0	Arena	Arena gruesa
P-14	0.36		0.49	0.36/ BS	-0.11/ S	3.87/ M	0.1	99.9	0	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa

MYBS = muy bien seleccionado; **BS** = bien seleccionado; **MBS** = moderadamente bien seleccionado; **MS** = moderadamente seleccionado;

S = simétrica; **MSG** = muy sesgada a los gruesos; **SG** = sesgada a los gruesos; **S** = simétrica; **SF** = sesgada a los finos;

L = leptocúrtica; **M** = mesocúrtica; **P** = platicúrtica.

V.2.3 Media del sedimento

Para el cordón de dunas la media es de 0.24 a 0.73 ϕ (arena gruesa, 1 – 0 ϕ ó 0.5 – 1.0 mm, Tabla 6, Figura 37). Este tamaño de sedimento no es muy común en dunas. Esta característica particular puede deberse a que en la zona la principal fuente de aporte es de rocas graníticas las cuales debido a su origen desarrollan cristales de mayor tamaño y por otra parte esta el sedimento de la berma, que generalmente es de tamaño grueso, mismo que es transportado hacia la duna por el viento principalmente en condiciones de huracanes, en donde su velocidad es mayor a los 17 m/s.

La media del tamaño de grano para la cara de la playa cae en las arenas gruesas (0 – 1 ϕ) (Tabla 6, Figura 37), sin embargo en el área de Punta Cabeza de Ballena, en la playa de costa rocosa con acantilados (muestra P-12), y frente a la desembocadura del arroyo el Salto (muestra P-5) la media del sedimento es de arena muy gruesa, esto se debe tal vez a dos razones: (1) a que en estas dos zonas es donde se encuentran los principales puntos de aporte de sedimento por los arroyos; (2) al grado de energía del oleaje generalmente alto, que incide en estas zonas.

En la saliente Punta Cabeza de Ballena el oleaje es refractado lo que hace que se concentre la energía en este lugar; mientras que en la desembocadura del arroyo El Salto debido a la presencia del delta, el oleaje es refractado nuevamente, lo que ocasiona que la energía en esa zona aumente. Además existe una relación entre el tamaño de grano y la pendiente de la playa, entre más grande sea el grano la pendiente se vuelve más fuerte y al contrario si disminuye el tamaño de grano la pendiente se vuelve más suave. Esto coincide con lo encontrado en la parte más oriental de la bahía, en donde se tiene una pendiente fuerte y el tamaño del grano es de arena muy gruesa, mientras que a lo largo de la playa dentro de la bahía la pendiente es de moderada a alta y el tamaño de grano es de arena gruesa (Figura 37).

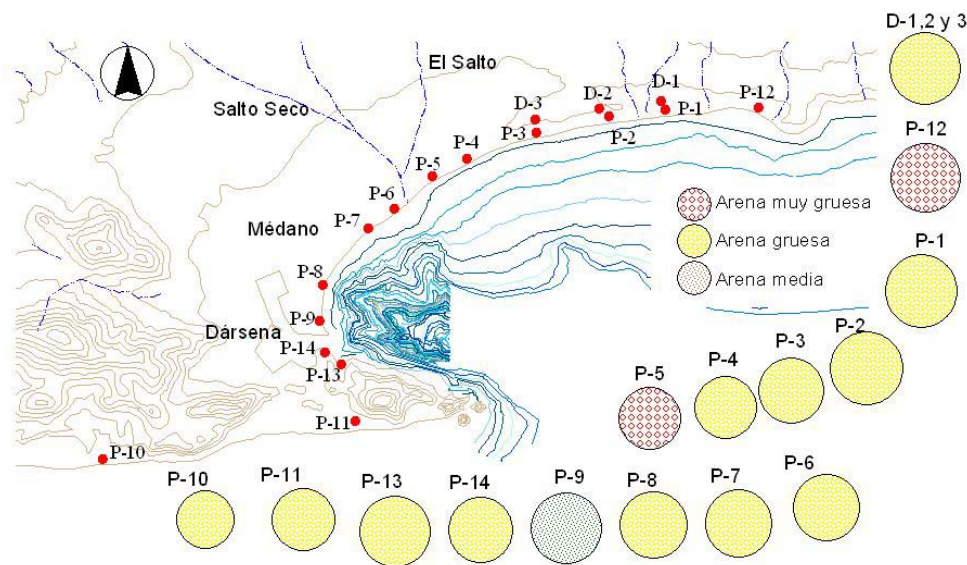


Figura 37. Nomenclatura del tamaño medio del sedimento de las muestras colectadas en la cara de la playa en la bahía San Lucas (Según Wentworth, 1922).

Solamente en el lado norte del espigón, a la entrada de la dársena, la media del sedimento es de arena media ($1.0 - 0.0 \phi$ ó $0.50 - 1.0 \text{ mm}$) (muestra P-9, Figura 37) este comportamiento tal vez se relacione con la influencia que tiene esa estructura sobre el oleaje que incide en ese lugar.

Las diferencias en el tamaño de grano también nos pueden indicar zonas de erosión y depositación como lo menciona Guillén y Jiménez (1995) que encuentran, de manera general, que el sedimento grueso esta presente en áreas de erosión con oleaje de alta energía y gradiente de transporte positivo (capacidad de atrapamiento del sedimento), mientras que el sedimento fino es característico de áreas de depositación con oleaje de baja energía y gradiente negativo.

V.2.4 Desviación estándar del sedimento

En el litoral de bahía San Lucas se observó que los sedimentos del cordón de dunas son de moderadamente seleccionados a moderadamente bien seleccionados (Tabla 6, Figura 38) esto tiene relación con la velocidad promedio del viento para esta área.

A lo largo de la playa en la bahía se observa cómo varía la selección del grano de muy bien seleccionado (muestra P-12) en punta Cabeza de Ballena, en el extremo oriental de la bahía a moderadamente seleccionado-moderadamente bien seleccionado en el centro y noroeste de la bahía, así como en las playas Solmar y de El Pedregal frente al Océano Pacífico. Lo anterior se

relaciona con las características del oleaje que arriba a la zona de estudio, principalmente de swell, y a la refracción que presenta el oleaje debido a las salientes rocosas y a la presencia del cañón submarino y de forma puntual a la presencia de las obras civiles como los espigones que imprimen características particulares al oleaje.

En la parte norte de la bahía, en la desembocadura del arroyo El Salto, el sedimento presenta una selección uniforme de moderadamente bien seleccionada a bien seleccionada, esto nos muestra que el pequeño delta que se desarrolla en esta parte está controlado por el oleaje y que la influencia del arroyo es mínima, siendo mayor sólo en presencia de eventos extraordinarios como los huracanes.

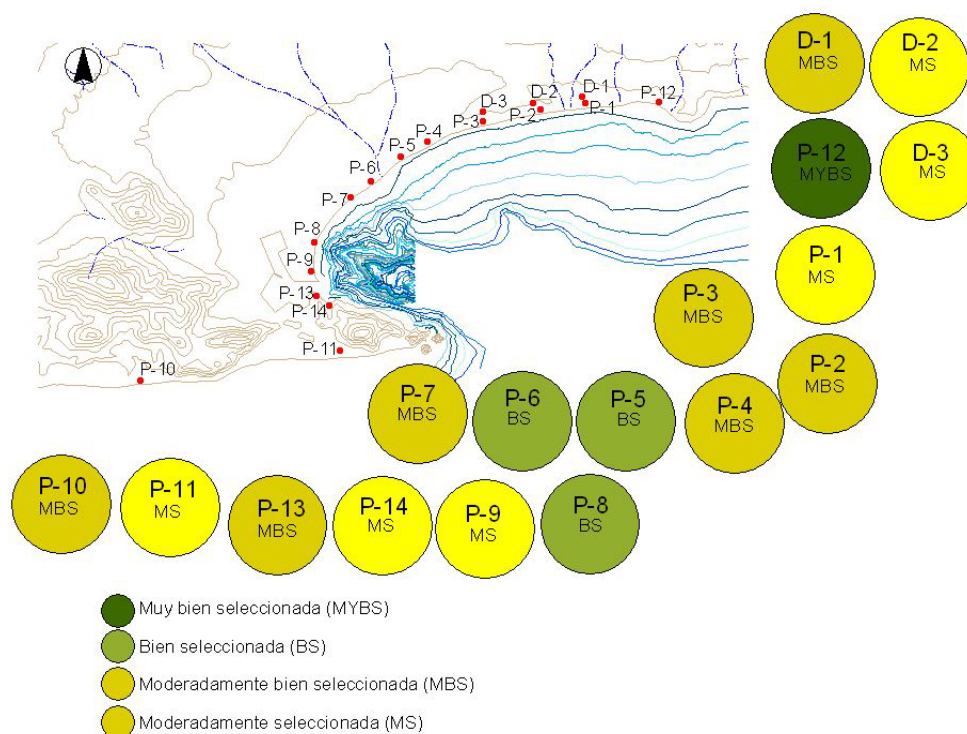


Figura 38. Nomenclatura de los grados de selección del sedimento del ambiente de dunas y de playa en la bahía San Lucas (Según Blott y Pye, 2001).

V.2.5 Sesgo del sedimento

El sesgo en el cordón de dunas es positivo (muy sesgado a los finos). Este tipo de sesgo se presenta debido a que el cordón de dunas es inactivo, presenta vegetación principalmente de matorrales en la cresta y en el barlovento de la duna, lo que permite el atrapamiento de partículas finas transportadas por el viento.

En el sedimento de la cara de la playa a lo largo de la bahía y en las playas frente al Océano Pacífico se presentan tres tipos: (1) sesgado a los gruesos o negativo; (2) simétrico; y (3) muy sesgado a los finos o positivo (Tabla 6, Figura 39).

El sesgo negativo se presenta al noreste de la bahía frente al cordón de dunas (muestras P-2, P-3) y en el espigón norte en la playa El Médano (muestra P-9, Figura 39). Este comportamiento tiene relación con la refracción del oleaje por la saliente rocosa Punta Cabeza de Ballena y con el espigón, que hacen que el grado de energía del oleaje se incremente en algunas zonas y al cambio en la energía del agente transportante.

En la parte central de la bahía, frente a la desembocadura el arroyo El Salto, el sesgo que presenta el sedimento es positivo (muy sesgado a los finos, Tabla 6, Figura 39) esto puede ser debido a la presencia de los tributarios del cañón submarino que refractan el oleaje, por lo que los rayos del oleaje divergen, lo que hace que la energía disminuya. También está la descarga del arroyo El Salto que aporta sedimento con una amplia distribución granulométrica, esta característica del sesgo nos indica la proximidad a la fuente de aporte, lo cual concuerda con lo expuesto por Self (1977), quien encuentra que se puede utilizar el sesgo para indicar el grado de influencia de la fuente de aporte al sistema de playa, por lo que se encontrará un sesgo positivo cuando más cerca de la zona de aporte se encuentre y este decrecerá de positivo a negativo cuando se da la remoción de la fracción fina por acción del oleaje y las corrientes costeras dejando la fracción gruesa. Además McLaren (1985) indica que si la energía de transporte decrece, entonces los depósitos se caracterizaran por ser de grano fino y sesgo negativo, sucede lo contrario cuando la energía se incrementa entonces el sesgo será positivo.

Para el resto de la playa dentro de la bahía y las playas El Pedregal (muestra P-10) y Solmar (muestra P-11), que se encuentran fuera de la bahía frente al Océano Pacífico, la distribución granulométrica es simétrica lo que refleja que la energía del oleaje en esas partes sea constante y uniforme.

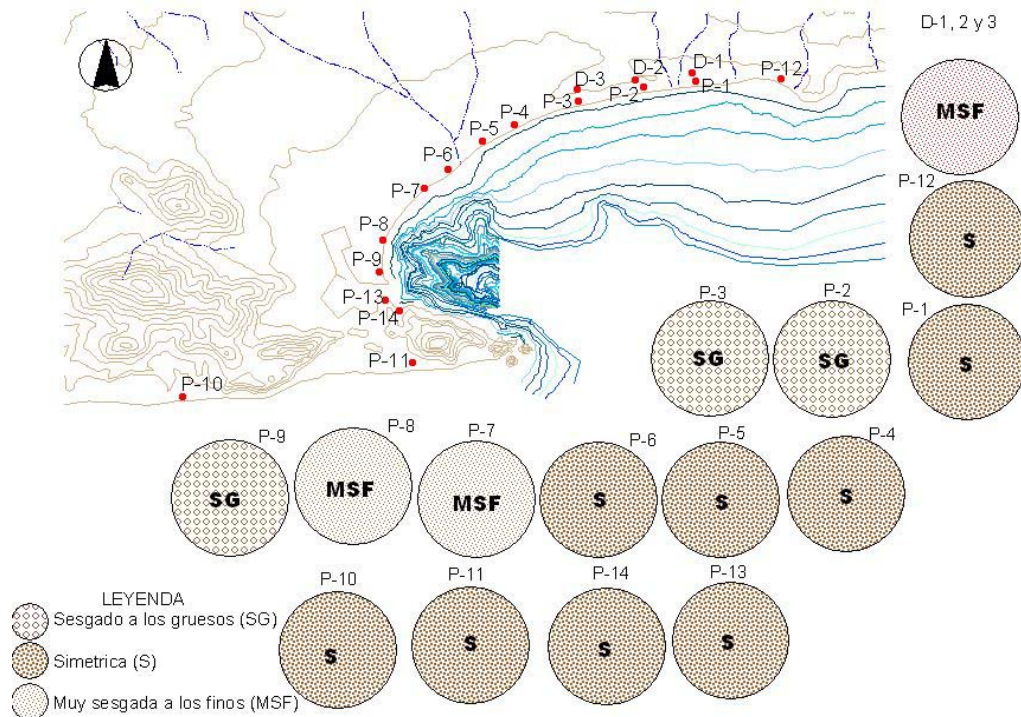


Figura 39. Nomenclatura de los grados de sesgo presentes en el cordón de dunas y a lo largo de la playa en la bahía San Lucas (Según Blott y Pye, 20001).

V.2.6 Picudez del sedimento

La cúrtosis o picudez en el cordón de dunas es de tipo leptocúrtico, esta distribución refleja condiciones estables del nivel de energía presente en la duna, generalmente alto.

Las muestras P-1 y P-9 presentan los valores mas bajos de picudez 2.27 y 2.19 (Tabla 6, Figura 40) clasificando la distribución como platicúrtica el primero se relaciona con la influencia de las descargas fluviales y el segundo con la turbulencia desarrollada en esa zona por la presencia del espigón. Las muestras P-3, P-6 y P-12 presentan una distribución tipo leptocúrtica, Nava (1992) menciona que valores mayores a 3 relacionados con distribuciones leptocúrticas pueden estar asociados a zonas de alta energía y que presentan una buena selección. El resto de las muestras se clasifican como mesocúrticas.

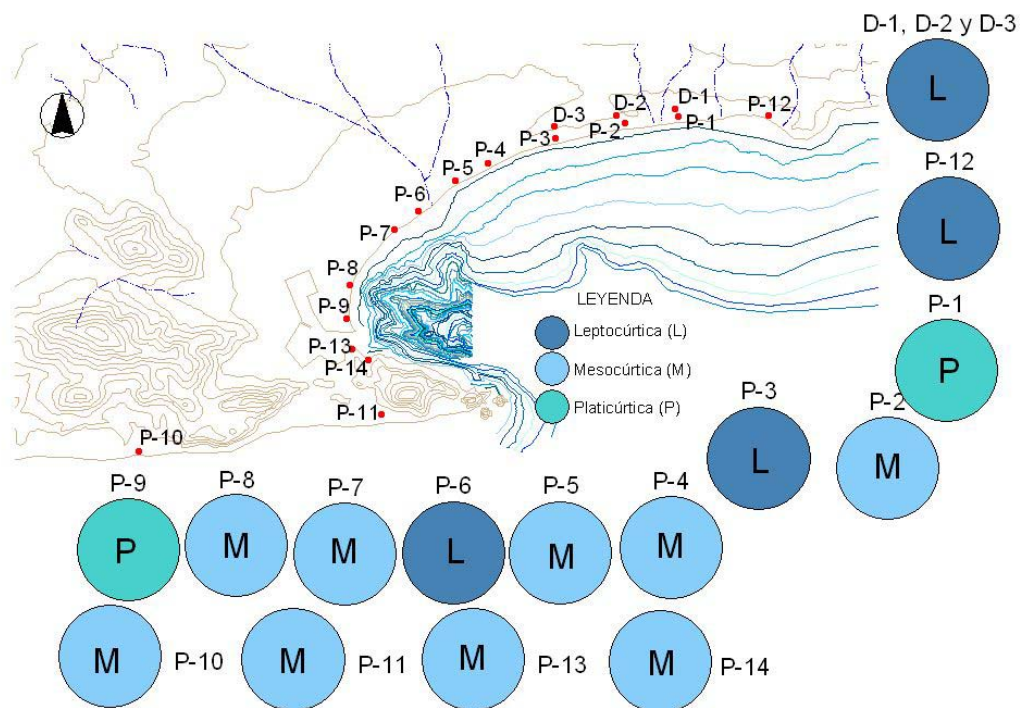


Figura 40. Nomenclatura de la cortosis o picudez del sedimento en el ambiente de duna y playa (Según Blott y Pye, 2001).

V.2.7 Redondez de los granos del sedimento

Según la clasificación de Powers (1963) el sedimento del sistema playa-duna se encuentra dentro del rango 0.35-0.49 de la clases subredondeado (Figura 41, anexo 5) esto es producto del retrabajamiento del sedimento aportado principalmente por el arroyo El Salto, en la parte central de la bahía, y al noreste por los pequeños cauces fluviales; una vez que este sedimento se encuentra en la bahía, es distribuido a lo largo de la playa, por medio de las corrientes litorales que se forman principalmente cuando el oleaje incide en la playa con cierto ángulo, y retrabajado por la acción del oleaje.

Estos valores de redondez concuerdan con lo expuesto por Camacho (2003) para la playa y dunas de Cabo Falso, donde encuentra que la aspericidad tiene valores bajos, esto debido a que este ambiente está expuesto a una abrasión intensa por la alta energía de oleaje.

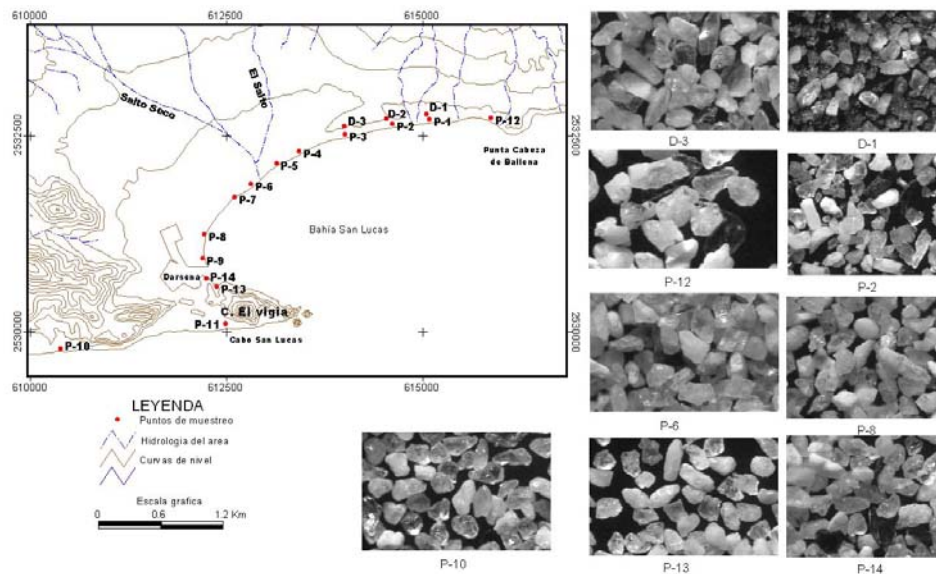


Figura 41. Localización de sitios de muestreo e imágenes de los granos de cuarzo de la fracción 2.25 a 2.50 ϕ (arena fina) del sistema playa-duna; el objetivo usado en el microscopio fue 4X.

V.3 Plataforma continental interna

La mayoría de las muestras tomadas en el fondo marino de la bahía San Lucas pertenecen a la plataforma interna que se desarrolla de este a oeste cortada por el cañón submarino San Lucas, el cual juega un papel importante en la refracción del oleaje que arriba a la bahía.

V.3.1 Distribución del tamaño del sedimento

El tamaño de grano del sedimento en la bahía es de arena gruesa a arena fina, presentándose en algunas partes de la plataforma interna el intervalo de los gránulos (Figura 42, anexo 3). Seis muestras presentan bimodalidad, sin embargo solamente en las muestras PI-14, PI-17 y PI-18 se observa más marcada, en donde la primer moda esta en el rango de las arenas medias a muy finas y la segunda en las arenas muy gruesas (Tabla 7). Esta característica observada se encuentra en el área donde se desarrolla el abanico delta, lo cual se puede atribuir a la influencia del sedimento fluvial. En los histogramas de las 24 muestras se observa una variación en su comportamiento, presentando una distribución muy estrecha para la muestra PI-1 haciéndose más amplia la distribución hacia el oeste de la bahía. Este comportamiento se puede relacionar a la refracción que presenta el oleaje siendo de más alta energía en punta Cabeza de Ballena, disminuyendo a moderada hacia la parte central de la bahía.

La muestra PI-24, tomada en la parte más al sur de la bahía cerca del Cabo San Lucas, presenta una distribución estrecha, relacionada tal vez a la refracción y difracción del oleaje de gravedad e infragravedad, principalmente por el cabo. Shepard (1964) menciona que en esta parte de la bahía se encuentra arena muy gruesa ($> 1 \text{ mm}$ ó $> 0 \phi$), aportada principalmente por el tómbolo que se desarrolla en la punta del cabo. Cuando se presenta oleaje de tormenta, el nivel medio sube y la arena de la playa es llevada hacia uno de los tributarios del cañón submarino. También menciona que la fuente de aporte es principalmente de la playa que a su vez es abastecida por el sedimento fluvial que descarga el arroyo en la bahía. Además, encuentra que debido a la presencia del cañón submarino y a la pendiente aproximadamente de 37° en los flancos del cañón, se tienen flujos de arena hacia los tributarios y al eje principal del cañón submarino, siendo estos flujos más acentuados en épocas de tormenta. Sin olvidar el oleaje, las corrientes costeras contribuyen a la dinámica del sedimento en la plataforma interna.

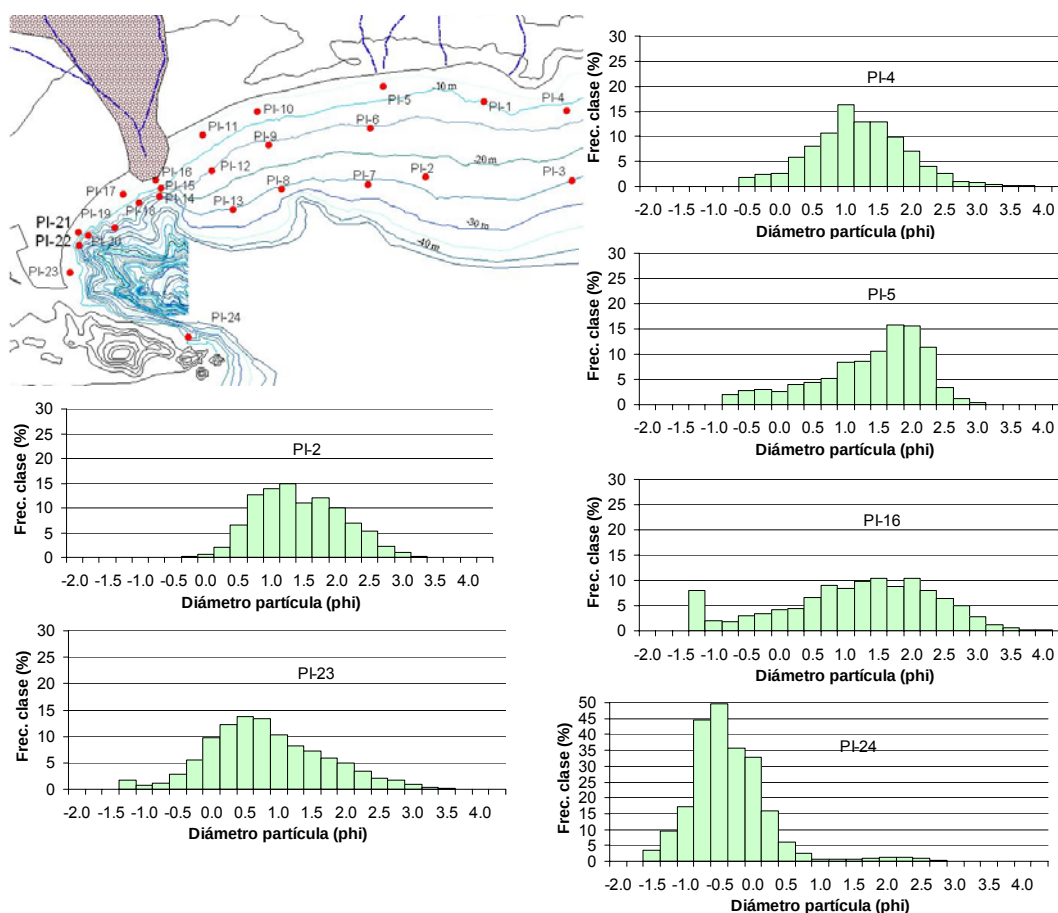


Figura 42. Histogramas de los sedimentos de la plataforma interna. La frecuencia (%) en el eje “y” tiene un intervalo de 0 a 30 cada 5, y en el eje “x” el diámetro de la partícula es de -2.0 a 4.5ϕ .

V.3.2 Moda del sedimento

El comportamiento del sedimento en la plataforma continental interna de la bahía San Lucas es de tres tipos: (1) unimodal, (2) bimodal y (3) trimodal (Figura 43, Tabla 7).

De la parte central de la bahía hasta el cabo el comportamiento del sedimento es unimodal. En el extremo nororiental el comportamiento del sedimento es de unimodal de los 5 m a 15 m, después de los 15 m de profundidad y hasta los 20 m aproximadamente la distribución del sedimento es bimodal y a profundidad mayor a los 25 m el comportamiento de los granos es trimodal. Las modas de grano grueso aparecen cerca de la línea de costa, una de ellas (muestra PI-5), cerca de la saliente rocosa Punta Cabeza de Ballena y las otras en las muestras PI-14, PI-17 y PI-18 se relacionan con la proximidad de la fuente de aporte de sedimento aluvial y a la erosión de los acantilados y las playas durante eventos de tormenta. La moda que predomina en la plataforma interna esta en el rango de las arenas medias de 1.00ϕ a 2.00ϕ debido a las condiciones energéticas existentes y a los procesos de transporte dominantes. En el área donde se desarrolla el delta la moda dominante es de arena fina de 2.00ϕ a 3.00ϕ . Estos valores coinciden con lo encontrado por Van Andel (1964) en su estudio sobre los sedimentos marinos del Golfo de California, en donde el tamaño de las arenas se encuentra en la plataforma interna debido a su proximidad con las fuentes de aporte y condiciones de sedimentación. Las modas que predominan están entre 2.25ϕ - 2.75ϕ (arena fina, 0.25mm a 0.125mm) y 3.00ϕ - 3.25ϕ (arena muy fina, 0.125mm a 0.0625mm), sin embargo para el área de Cabo San Lucas reporta que la moda de grano grueso se puede extender más hacia el mar debido al aporte sedimentario.

Lo anterior aunado a las condiciones dinámicas de la bahía se puede relacionar con lo expuesto por Alveirinho y Neal (1990) que mencionan que las modas de grano fino reflejan acumulaciones en zonas o áreas donde el sedimento se esta ajustando a nuevos procesos.

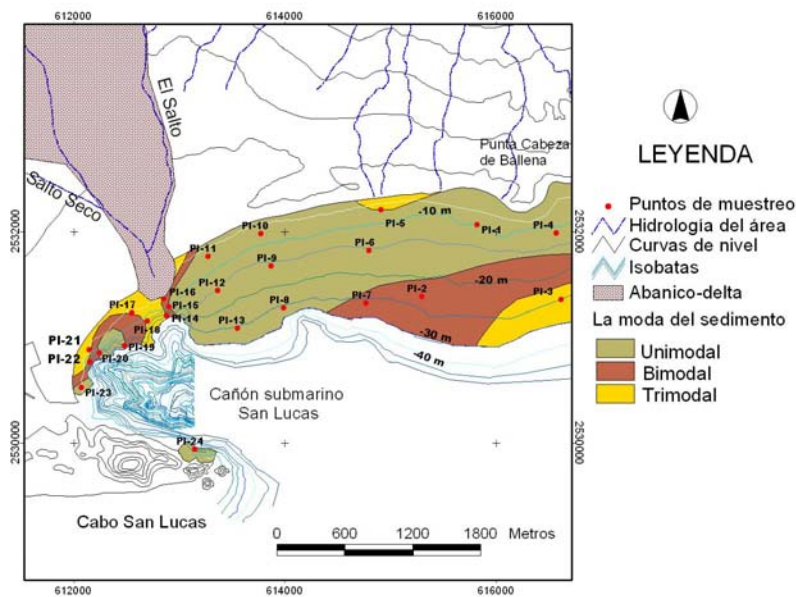


Figura 43. Comportamiento modal del sedimento en el sistema de plataforma interna.

V.3.3 Composición textural del sedimento

Según la clasificación de Folk (1974), el sedimento que se encuentra en la plataforma interna de bahía San Lucas es de tres tipos (1) arena gravosa; (2) arena ligeramente gravosa; y (3) arena (Tabla 7, Figura 44).

La arena se encuentra distribuida en la mayor parte de la superficie de la plataforma, mientras que la arena ligeramente gravosa se encuentra en una franja angosta de entre 5 y 7 m de profundidad. Se puede ver en la figura 44 cómo el sedimento que es depositado por el arroyo El Salto en el prodelta (muestra PI-16), es distribuido a lo largo de la línea de costa y debido a que en estas profundidades la energía del oleaje es más alta, como se puede observar en la zona de rompiente, sólo permite la presencia del tipo de arena ligeramente gravosa. Conforme se avanza en profundidad aguas adentro de la bahía el efecto del oleaje en el fondo se atenúa, esto se ve reflejado en el sedimento que es de tipo arena.

En la parte sur de la bahía se encuentra sedimento tipo arena gravosa, esta característica particular puede estar relacionada a la textura del sedimento disponible en esa zona, principalmente de la playa Del Amor en la punta del Cabo San Lucas y a la heterogeneidad en la energía del oleaje por la refracción y difracción de oleaje debido a la saliente rocosa y a los islotes o estacas.

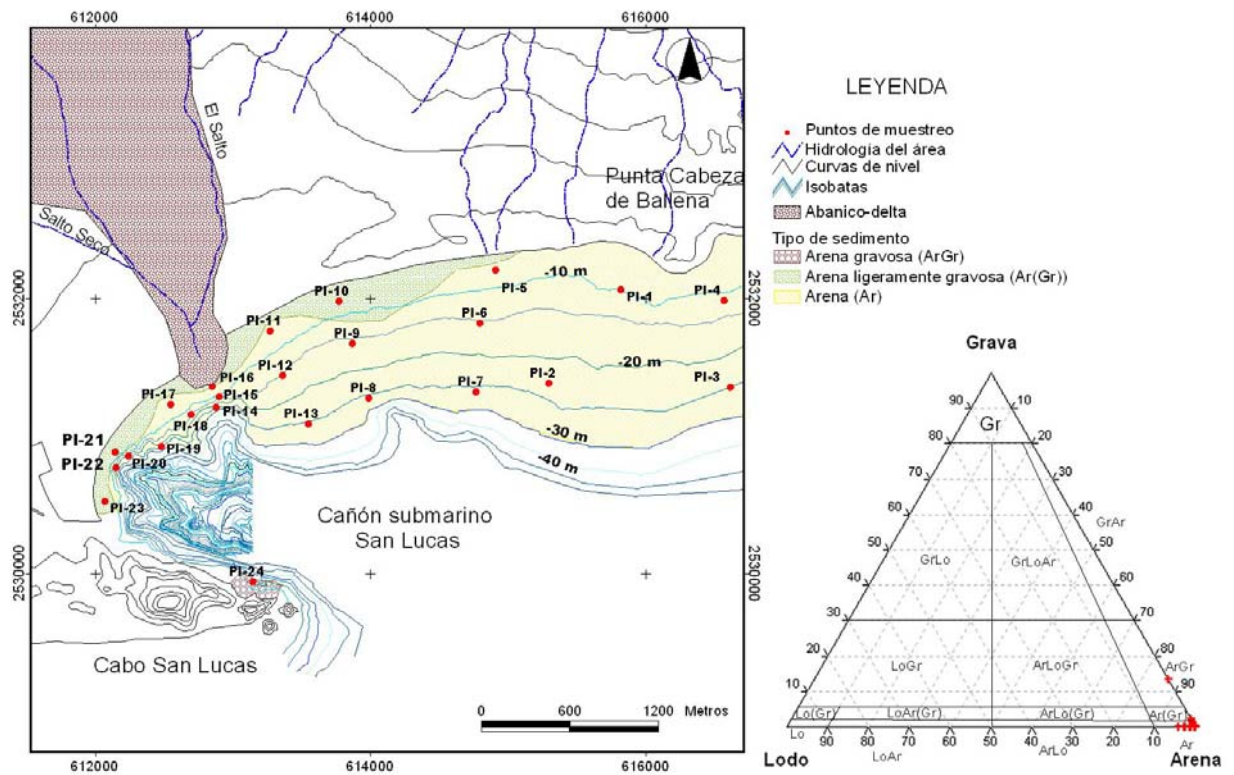


Figura 44. Composición textural del sedimento del ambiente de plataforma interna (de acuerdo al diagrama ternario de Folk, 1974).

Tabla 7. Composición textural del sedimento del sistema Plataforma interna.

Muestra	Prof (m)	Moda 1 (phi)	Moda 2 (phi)	Moda 3 (phi)	Media (phi)	Desviación estandar (phi)	Sesgo	Curtosis o picudez	Gravas %	Arenas %	Limos %	Clasificación de Folk (1974)	Clasificación de la media (Wentworth, 1922)
PI-1	10	0.62			0.53	0.41/BS	0.31/S	4.47/L	0.00	100.00	0.00	Arena	Arena gruesa
PI-2	23	1.12	1.62		1.29	0.66/MBS	0.39/S	3.49/M	0.00	100.00	0.00	Arena	Arena media
PI-3	25	0.12	1.62		0.75	0.79/MS	1.99/MSF	12.54/ML	0.00	99.80	0.20	Arena	Arena gruesa
PI-4	13	0.87			1.07	0.75/MS	0.59/SF	6.24/L	0.00	99.90	0.10	Arena	Arena media
PI-5	7	1.62	-0.36		1.23	0.83/MS	-0.76/SG	2.89/M	0.00	100.00	0.00	Arena	Arena media
PI-6	15	2.36			2.07	0.81/MS	-0.09/S	6.53/L	0.00	99.70	0.30	Arena	Arena fina
PI-7	26	1.62	1.12		1.67	0.61/MBS	0.68/SF	7.60/ML	0.00	99.90	0.10	Arena	Arena media
PI-8	25	2.12			1.70	0.79/MS	-0.06/S	5.64/L	0.00	99.90	0.10	Arena	Arena media
PI-9	16	1.62	1.12		1.70	0.6/MBS	0.47/SF	6.26/L	0.00	99.90	0.10	Arena	Arena media
PI-10	7	1.62			1.30	0.63/MBS	-0.74/SG	3.97/L	0.30	99.70	0.00	Arena ligeramente gravosa	Arena media
PI-11	6	1.62			1.83	0.52/MBS	-0.49/SG	5.75/L	0.00	100.00	0.00	Arena	Arena media
PI-12	15	1.62			1.76	0.88/MS	0.36/S	5.05/L	0.00	99.80	0.20	Arena	Arena media
PI-13	26	2.36			2.40	0.91/MS	0.67/SF	8.43/ML	0.00	99.00	1.00	Arena	Arena fina
PI-14	25	2.36	3.12	-0.36	2.30	1.29/PS	0.93/SF	5.95/L	0.00	97.30	2.70	Arena	Arena fina
PI-15	15	3.12	2.36		2.54	1.15/PS	1.02/SF	7.10/L	0.00	97.50	2.50	Arena	Arena fina
PI-16	5	1.12	1.87	0.62	1.20	1.02/MS	-0.12/S	3.04/M	1.19	98.10	0.10	Arena ligeramente gravosa	Arena media
PI-17	5	2.12	1.62	-0.36	1.57	0.93/MS	-0.22/S	3.81/L	0.00	99.90	0.10	Arena	Arena media
PI-18	15	3.12	2.36	-0.36	2.48	1.28/PS	0.54/SF	5.94/L	0.00	97.30	2.70	Arena	Arena fina
PI-19	25	2.36			2.60	1.11/PS	1.05/SF	8.05/ML	0.00	97.40	2.60	Arena	Arena fina
PI-20	15	3.12			2.76	1.26/PS	1.14/SF	6.69/L	0.00	95.70	4.30	Arena	Arena fina
PI-21	5	1.12	0.62	0.12	1.02	1.12/PS	0.25/S	2.99/M	1.80	98.00	0.10	Arena ligeramente gravosa	Arena media
PI-22	25	2.12	1.62	1.12	1.63	1.41/PS	0.64/SF	4.08/L	0.00	98.70	1.30	Arena	Arena media
PI-23	4	0.62			0.70	0.86/MS	0.39/S	3.36/M	2.20	97.80	0.00	Arena ligeramente gravosa	Arena gruesa
PI-24	30	-0.88			-0.477	0.61/MBS	1.70/MSF	8.75/ML	13.50	86.50	0.00	Arena gravosa	Arena muy gruesa

BS = bien seleccionado; **MBS** = moderadamente bien seleccionado; **MS** = moderadamente seleccionado; **PS** = pobremente seleccionado; **S** = simétrica; **SG** = sesgada a los gruesos; **S** = simétrica; **SF** = sesgada a los finos; **MSF** = muy sesgada a los finos; **L** = leptocúrtica; **M** = mesocúrtica.

V.3.4 Media del sedimento

En la figura 45 se puede observar que la media del sedimento está dentro del grupo de las arenas, siendo arena gruesa en la parte oriental de la bahía y decreciendo en tamaño a arenas finas hacia la parte occidental de la misma, en la cabecera del tributario norte del cañón submarino.

En la parte donde desemboca el arroyo El Salto y se forma el delta, la media del sedimento es de arena media a los 5 m de profundidad y arena fina después de los 15 m de profundidad; el patrón de distribución del sedimento en el delta se puede relacionar con el patrón de delta dominado por oleaje propuesto por Wright (1995). Además menciona que en este tipo de sistemas el sedimento grueso es precipitado en la etapa inicial de depositación y que la parte fina será transportada por suspensión y depositada generalmente atrás de la rompiente (estado II), este patrón puede variar dependiendo de las condiciones morfodinámicas de la plataforma (pendiente y corrientes litorales), así como de la relación entre la fuerza de descarga del arroyo y la energía del oleaje.

Únicamente en el área del Cabo San Lucas (muestra PI-24, Figura 45) se tiene arena muy gruesa. Se puede observar como el oleaje domina la distribución del sedimento y tal vez esa uniformidad se mantiene debido a que el aporte de sedimentos, principalmente del arroyo El Salto, no es frecuente, lo que permite que se mantenga este patrón.

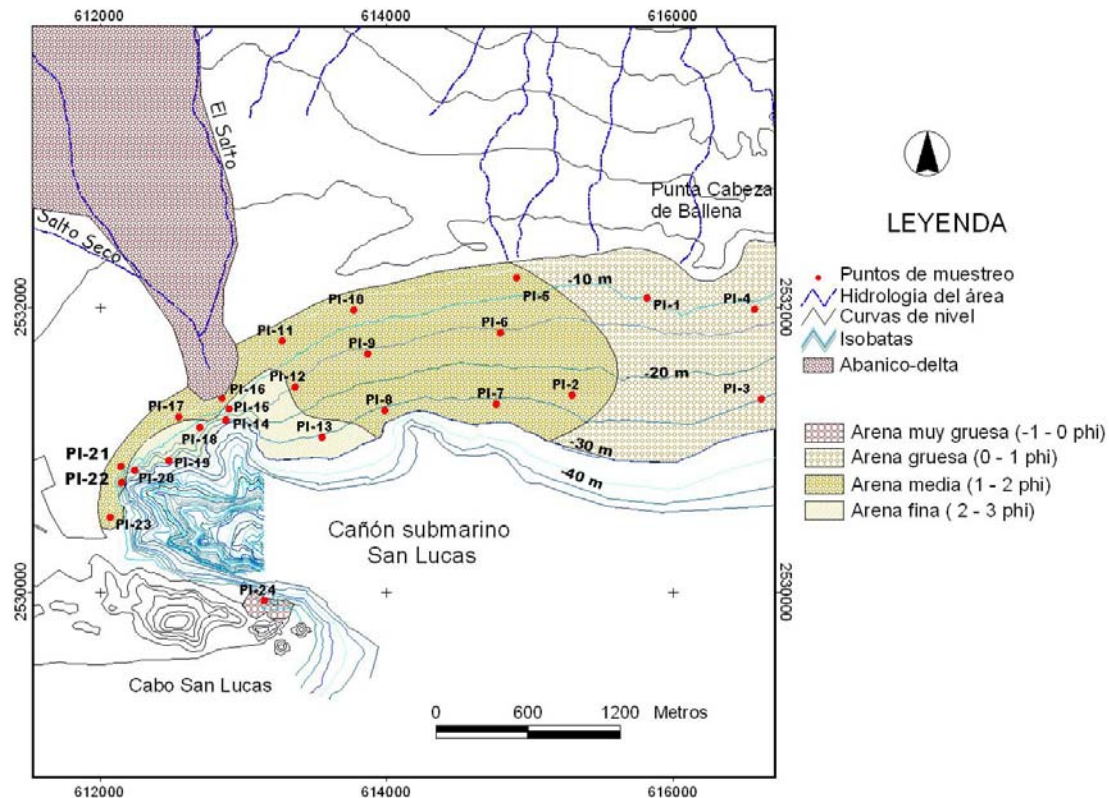


Figura 45. Distribución de la media del tamaño del sedimento en el sistema de plataforma interna (el nombre de la clase corresponde a la escala de Wentworth, 1922).

V.3.5 Desviación estándar del sedimento

La desviación estándar o selección en el sedimento de la plataforma interna es de tres tipos: (1) de 1.00ϕ a 1.4ϕ que corresponde a pobremente seleccionado; (2) de 0.70ϕ a 1.00ϕ moderadamente seleccionado; y (3) de 0.50ϕ a 0.70ϕ moderadamente bien seleccionado (Figura 46, Tabla 7). Esta distribución está relacionada con la localización de las fuentes de aporte, a la energía del sistema y a los procesos de transporte. Se puede ver en la figura 46 que en la plataforma continental interna el sedimento es principalmente moderadamente seleccionado. Sin embargo, en el área donde se encuentran las salientes rocosas de punta Cabeza de Ballena y El Cabo la selección es de moderada a bien seleccionada, probablemente debido a la refracción del oleaje, la cual concentra la energía en esos puntos. En la parte central de la bahía cerca de la cabeceara de uno de los tributarios del cañón submarino, donde se desarrolla el delta, el grado de selección de los sedimentos es de moderado a pobremente seleccionado, lo cual puede estar relacionado con la descarga de sedimentos del arroyo El Salto a la bahía y también al decremento en el grado de energía del oleaje hacia este lugar.

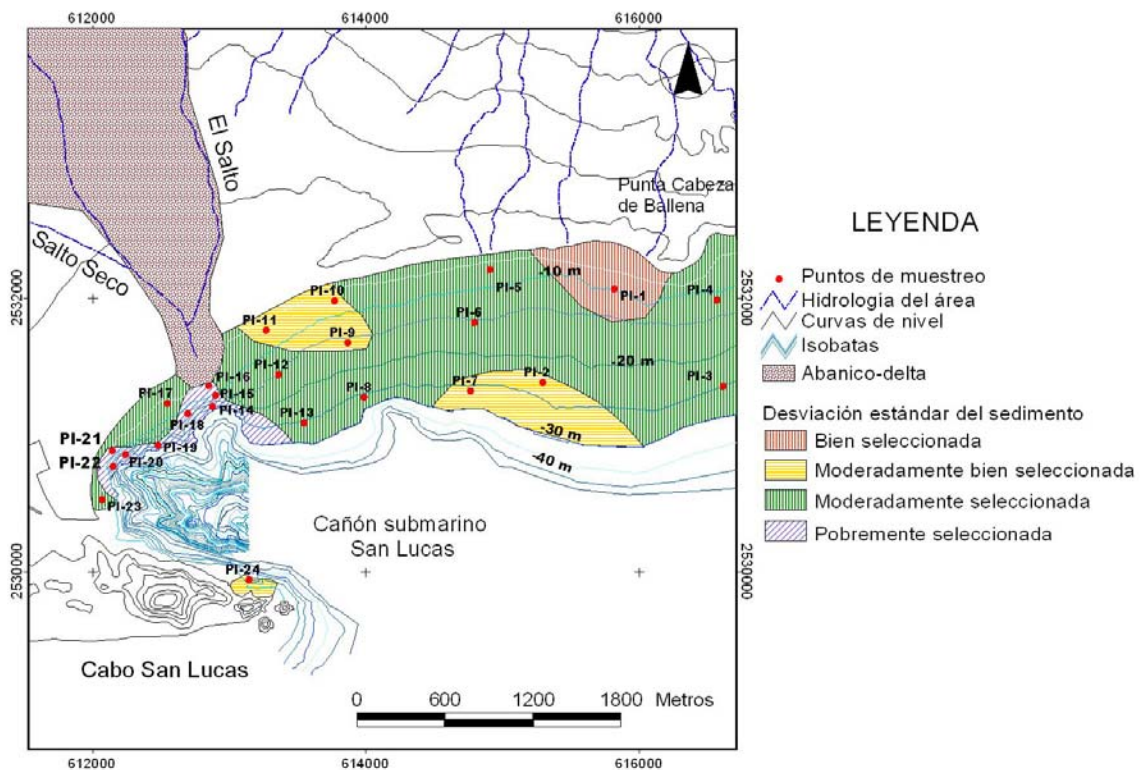


Figura 46. Distribución de la desviación estándar del sedimento en el sistema de plataforma interna (la clasificación es de acuerdo a Blott y Pye, 2001).

V.3.6 Sesgo del sedimento

En la figura 47 se puede ver que en la parte oriental de la bahía, en el área de Punta Cabeza de Ballena, y hacia la porción central de la plataforma interna que el sedimento presenta un sesgo en su distribución granulométrica que va de muy sesgado a los finos hacia la simetría; esto está relacionado con las características del oleaje que arriba a la bahía, principalmente de swell, a las variaciones en la profundidad y su interacción con el oleaje y a la refracción que presenta en esta parte debido a la presencia de la saliente rocosa en el extremo oriente de la bahía. Como se puede ver en la figura 47 la distribución granulométrica presente en la parte central de la plataforma interna es simétrica lo que refleja condiciones estables en la energía del oleaje.

Paralela a la línea de costa se observa una franja a profundidades menores a los 10 m, con un comportamiento de sesgo negativo o sesgado a los gruesos esto se explica con el hecho de que en esa parte se encuentra la zona de rompiente, por lo que al romper la ola el sedimento del fondo es removido y principalmente las partículas finas son atrapadas por el fluido. En esta zona es importante tener en cuenta la acción de la corriente litoral, Wright (1995) menciona que el

sedimento es atrapado por el fluido debido a la fricción del fondo causado por la combinación del oleaje y las corrientes.

En el área donde se forma el delta, el sesgo es de negativo a positivo hacia mar adentro con una zona intermedia que tiende a la simetría entre los 5 m y 10 m de profundidad, este comportamiento obedece a los procesos que envuelven al transporte del sedimento (velocidad de la corriente fluvial, pendiente de la plataforma y la profundidad), mismos que según Wright (1995) se pueden separar en cuatro etapas, con características granulométricas diferentes que se ven reflejadas en las diferentes partes que componen a un delta.

En el área cercana a la cabecera de los tributarios del cañón submarino, en el prodelta, el comportamiento del sedimento es de muy sesgado a los finos con valores mayores a 1.30, esto denota un ambiente de poca energía que permite la sedimentación de finos.

En extremo sur de la bahía el comportamiento del sesgo es positivo o muy sesgado a los finos (Tabla 7), ésto puede tener relación con la influencia en aporte de sedimento que presenta esta área de las playas externas, como la playa Solmar.

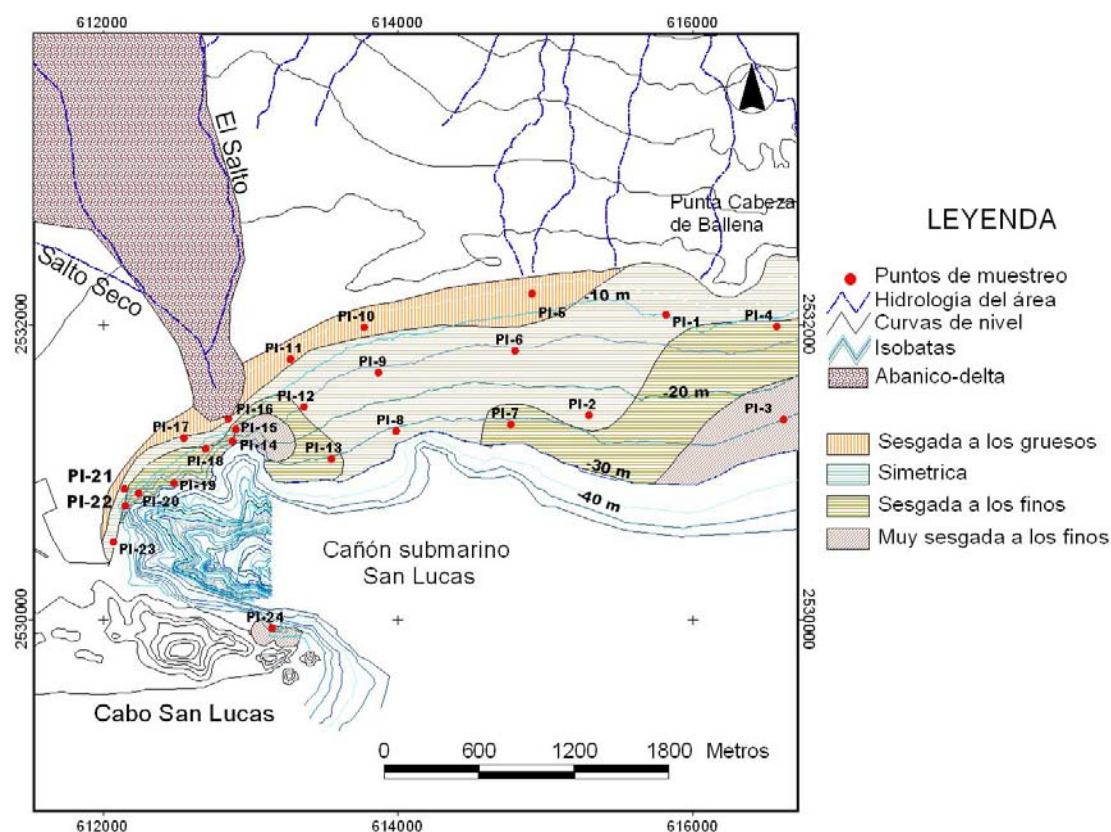


Figura 47. Distribución del sesgo del sedimento en el sistema de plataforma interna (la clasificación es de acuerdo a Blott y Pye, 2001).

V.3.7 Picudez del sedimento

Se observan dos comportamientos en la plataforma interna (Figura 48), uno del extremo oriental de la bahía hacia el centro donde la distribución del sedimento es platicúrtica. El otro comportamiento se desarrolla de la parte central de la plataforma y hacia el extremo occidental, se observa cómo el grado de curtosis o picudez en esta zona cambia con la profundidad.

Entre los 5 m y 10 m de profundidad se presenta una distribución de tipo mesocúrtica, de 10 m a 20 m cambia a leptocúrtica y después de los 20m de profundidad su comportamiento es muy leptocúrtico. En las zonas con distribución leptocúrtica la energía de transporte es uniforme, lo que permite el depósito de sedimento de tamaño uniforme, mientras que en la zona donde se presenta la distribución mesocúrtica coincide con la presencia del delta en la desembocadura del arroyo El Salto. Debido al aporte de sedimento por este arroyo la distribución es menos uniforme y al noreste de la bahía se tiene el aporte de los pequeños tributarios que depositan su carga sedimentaria en esa parte de la bahía lo que le dan un carácter mesocúrtico al sedimento.

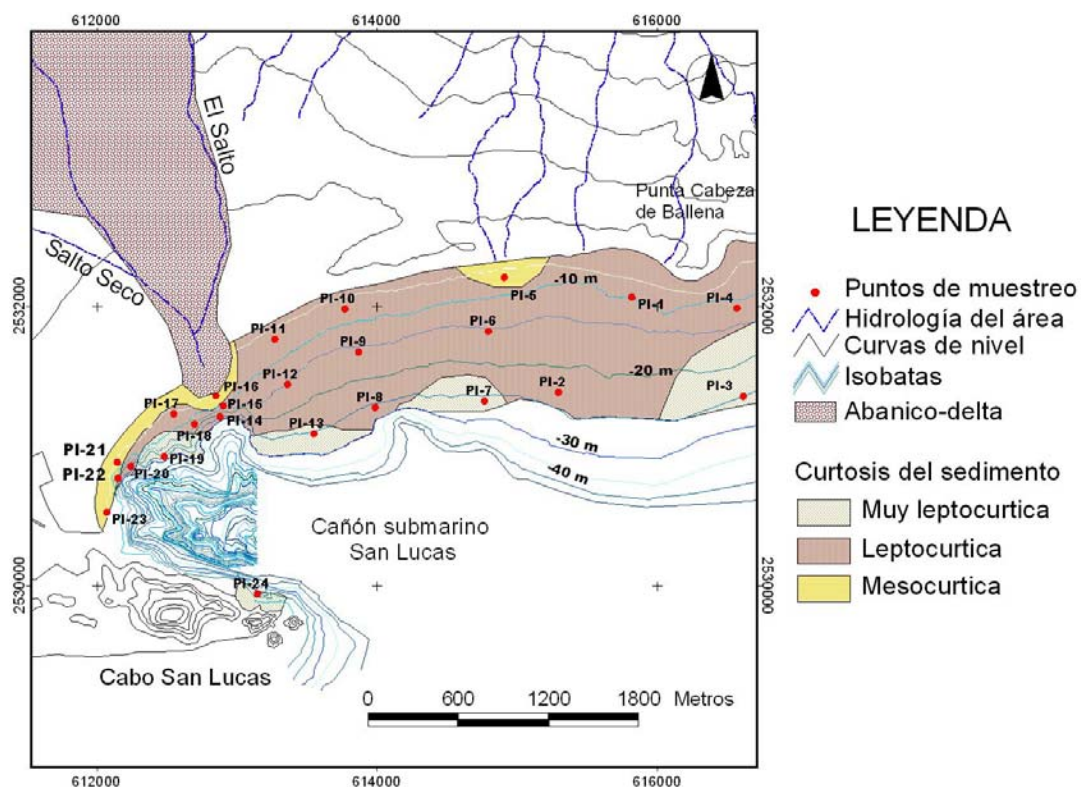


Figura 48. Distribución de la curtosis del sedimento en el sistema de plataforma interna (la clasificación es de acuerdo a Blott y Pye, 2001).

V.3.8 Redondez de los granos del sedimento

De acuerdo a la clasificación propuesta por Powers (1953), en el sistema de plataforma continental interna la redondez de los granos de cuarzo se encuentra entre las clases angular, subangular y subredondeado (Figura 49, Tabla 5, Anexo 6). En general el sedimento en la plataforma continental interna presenta un patrón de redondez que va de subangular a subredondeado, solamente en las áreas relacionadas con las fuentes de aporte, la forma de los granos de cuarzo es angular y además en el área del delta se observa alto contenido de micas. Estas características se pueden relacionar con las presentadas por las muestras del sistema aluvial. Camacho (2003) menciona que las muestras de plataforma que se recolectaron enfrente de las descargas de los arroyos conservan las características del sedimento del arroyo que las abastece, mientras que las que se encuentran alejadas de estas áreas presentan aspericidad menor a la de los arroyos y muy similar a las de playa, lo que se debe probablemente a que estuvieron un tiempo expuestas a la energía del oleaje antes de llegar a la plataforma.

A partir del porcentaje de lodo, del grado de selección del sedimento y del índice de redondez, se puede aplicar la clasificación de madurez textural propuesta por Folk (1951). En la plataforma continental interna se tienen dos zonas, la primera se caracteriza por presentar un índice de redondez de 0.22 de acuerdo a la escala de Powers (1953), la desviación estándar está entre los valores 0.912ϕ a 1.405ϕ (pobrementemente seleccionado, Tabla 7) y el contenido de limo-arcillas fluctúa entre 1.0 y 4.3%, por lo que su estado textural es submaduro, reflejando que el nivel de energía es de bajo a moderado, lo cual se puede deber a que estas muestras se encuentran cerca de la fuente de aporte, mientras que la otra zona se caracteriza por valores de desviación estándar entre 0.70 y 1.00ϕ (moderadamente seleccionado), índice de redondez de 0.3 a 0.4 y su contenido de limo-arcilla es de 0.30 % (Tabla 7), por lo que su estado textural es de submaduro a maduro reflejando niveles de energía de moderada a baja, lo cual puede estar relacionado a que estas muestras se encuentran alejadas de las fuentes de aporte, y por el índice de redondez muestran que han tenido mayor tiempo para ser retrabajadas principalmente por el oleaje.

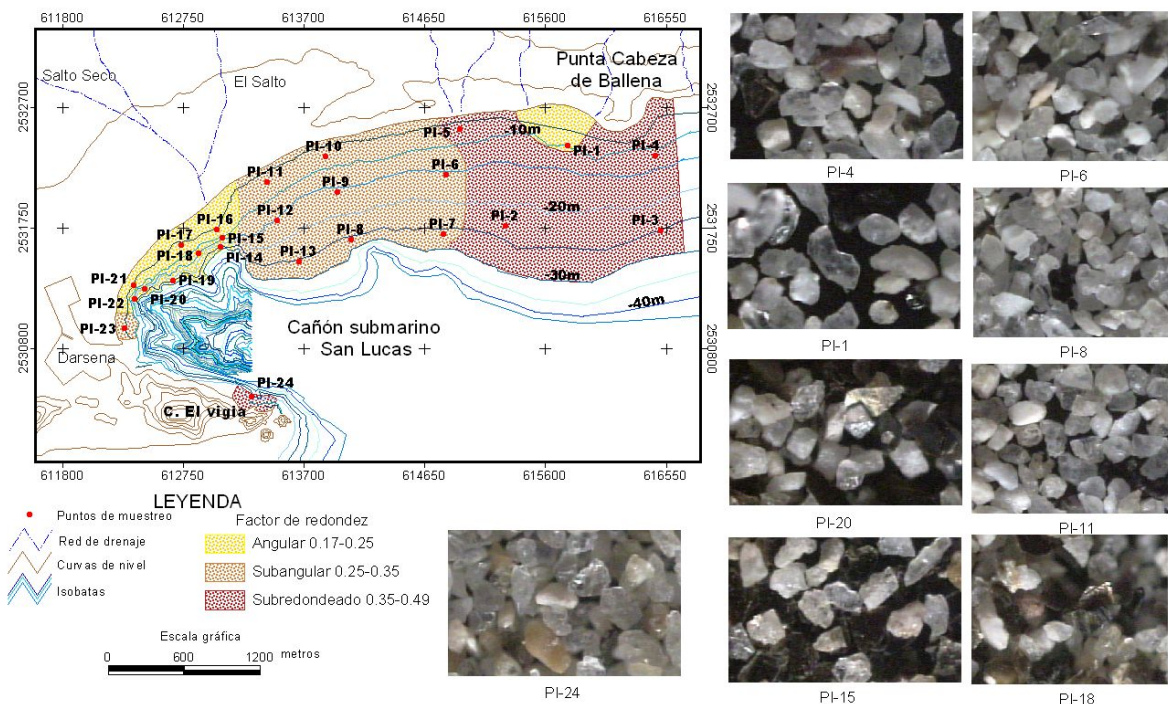


Figura 49. Localización de sitios de muestreo e imágenes de los granos de cuarzo de la fracción 2.25 a 2.50 ϕ (arena fina) del sistema playa-duna; el objetivo usado en el microscopio fue 4X.

V.4 Gráficas de dispersión

Por mucho tiempo los sedimentólogos han utilizado los gráficos de dispersión de las relaciones entre los parámetros texturales para distinguir ambientes de depositación. Shutterland y Lee (1994) mencionan que para distinguir ambientes de depositación se debe de partir del supuesto de que los parámetros estadísticos reflejan de manera confiable las diferencias entre los mecanismos de transporte y depositación. Generalmente la relación media contra desviación estándar provee buena información para diferenciar ambientes sedimentarios (Inman, 1949; Folk, 1957).

V.4.1 Media vs. Desviación estándar

La media y la desviación estándar reflejan las variaciones de energía del agente de transporte. El tamaño promedio del sedimento esta relacionado con el promedio de la energía de la velocidad del agente de depositación, mientras que cuando un deposito sedimentario es producto de dos diferentes modos de depositación (carga de lecho y suspensión) la desviación estándar indica las

fluctuaciones de energía de los agentes transportantes; sin embargo la media depende en gran medida del tamaño de la distribución que presente la fuente de aporte.

La figura 50 muestra la gráfica de la relación entre los parámetros texturales de media y selección de los diferentes ambientes sedimentarios presentes en el área de estudio. En esta gráfica se pueden marcar los límites de tres grupos principales, sin embargo algunas muestras se mezclan con otros ambientes. Las muestras fluviales no se mezclan con los otros ambientes y solamente la muestra A-14 se separa considerablemente del grupo principal, tal vez por que se colectó en un área de inundación.

Considerando los ambientes de playa (litoral), duna (eólico) y plataforma interna (marino) se observa que las muestras PI-1, PI-3 y PI-23 presentan características texturales similares a las de la playa, esto refleja la íntima relación entre la playa y la plataforma interna, esto se debe a la acción del oleaje y la influencia de éste en el transporte del sedimento. Para el caso de la muestra PI-23 la refracción del oleaje en esta zona es algo complejo debido a que se encuentra el cañón submarino San Lucas, que refracta nuevamente el oleaje, y por otra parte la presencia del espigón, que de acuerdo a Montañó y Gutiérrez-Estrada (1988) éstos originan turbulencia y refracción del oleaje dando lugar a la concentración de energía, proceso que permite que el sedimento de la plataforma interna que se encuentra en esa zona presente, características similares al sedimento de la playa litoral.

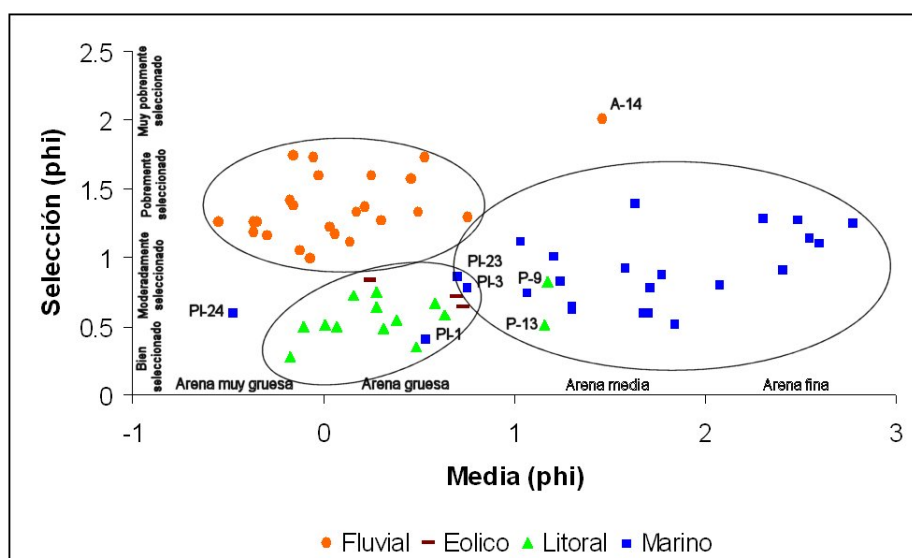


Figura 50. Grafico que muestra la relación entre el tamaño medio (ϕ) y la selección del grano de los distintos ambientes sedimentarios.

Las muestras P-9 y P-13 se apartan del grupo principal del ambiente litoral y se mezclan en el grupo del ambiente marino, esto puede estar relacionado a cambios constantes en la energía del

oleaje. Se ha observado en campo que a pesar de que la parte noroeste de la bahía se encuentra protegida de la energía del oleaje que arriba a la bahía, el efecto que tienen la entrada y salida de las embarcaciones marítimas de la dársena en el oleaje y la presencia de los espigones podrían estar modificando las características del oleaje y este a su vez las del sedimento en esa área.

La muestra PI-24 se separa del grupo marino lo que tal vez se deba a que recibe influencia de las playas Solmar y Pedregal, frente al Océano Pacífico, además esta la característica de la plataforma interna prácticamente no existe, tiene pendiente fuerte, que hace que el sedimento mas fino se deslice, por su cercanía, al tributario principal del cañón submarino que funciona como un vertedero para el sedimento que es removido por el oleaje, principalmente en época de tormenta, por lo que en esta zona de acuerdo a Shepard (1964) sólo se encuentra sedimento del tamaño de las arenas muy gruesas.

Aunque no es muy claro en la figura 50, el ambiente de dunas se puede agrupar de manera independiente, considerando que su distribución del tamaño de grano no es amplia, es decir, que para el caso del cordón de dunas en el área de estudio el tamaño de grano es arena gruesa moderadamente bien seleccionado.

V.4.2. Sesgo vs. Selección

La figura 51 muestra la relación entre el sesgo y selección para los ambientes sedimentarios presentes en el área de estudio. Aunque esta relación no define el agrupamiento o diferenciación de los ambientes sedimentarios, se alcanza a apreciar que el sedimento que está pobremente seleccionado presenta sesgo positivo o hacia los finos y en contraste el sedimento de moderadamente seleccionado a bien seleccionado muestra principalmente una distribución cercana a la simetría y con una ligera tendencia negativa o hacia los gruesos. De acuerdo a Folk (1957), las curvas con tendencia a la simetría es posible que se deban a que las muestras son unimodales con buena selección, o a que las modas se encuentran en el mismo intervalo de clasificación. Mientras que los valores extremos del sesgo los presentan aquellas muestras con una moda dominante, selección moderada y donde el sesgo puede ser positivo o negativo, como es el caso de las muestras P-2 y D-2.

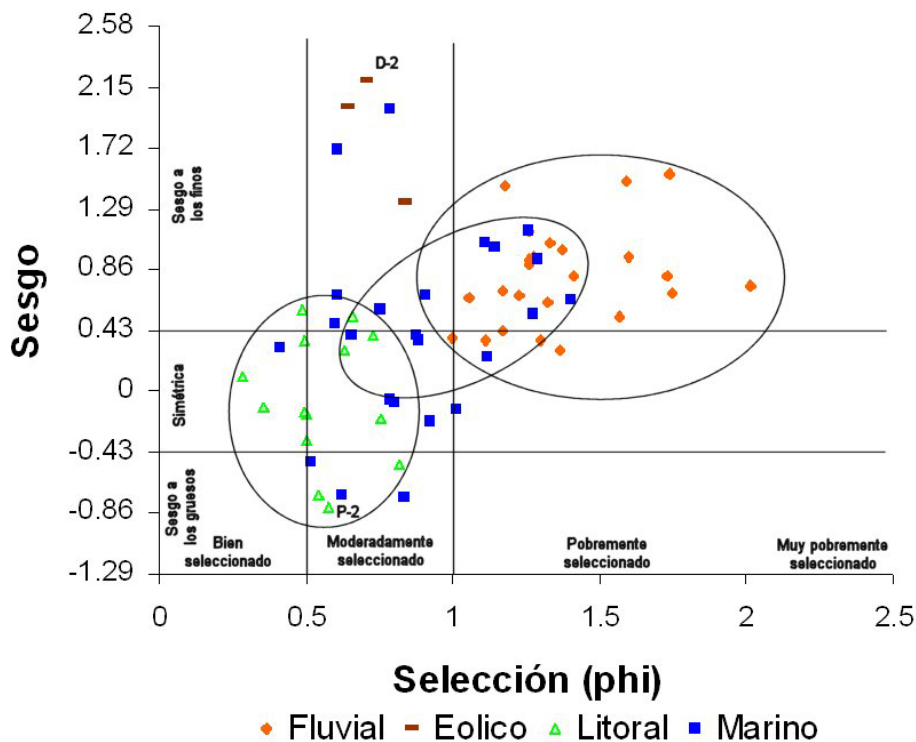


Figura 51. Gráfico que muestra la relación entre el sesgo y la selección del grano de los distintos ambientes sedimentarios.

V.4.3. Desviación estándar vs. Picudez

Las muestras del ambiente eólico no se incluyen en esta gráfica por que presentan valores muy altos de picudez o curtosis que no permiten apreciar el comportamiento de los otros ambientes. Sin embargo la distribución granulométrica en este ambiente es muy leptocúrtica y moderadamente seleccionada, lo que se atribuye a las condiciones energéticas del agente transportante, en este caso el eólico.

De acuerdo a Folk (1957), la relación entre la desviación estándar o selección y la cúrtosis está controlada por la presencia de las modas en las muestras de los diferentes ambientes. Sahu (1964) menciona que la curtosis se define como el promedio de la selección en el 90 a 50% bajo la curva y esta relacionada a las fluctuaciones de la velocidad del agente transportante.

Las muestras de la playa (Figura 52) presentan una clara tendencia incluyendo 3 de la plataforma interna (muestras PI-1, PI-2 y PI-10), en la que se observa que los sedimentos con moderada selección presentan distribuciones mesocúrticas. Este comportamiento se puede observar en la muestra P-1 recolectada al noreste de la bahía, cerca de Punta Cabeza de Ballena, donde divergen los rayos del oleaje que es refractado por esta punta rocosa, así como en la muestra P-9

que está en lo mas protegido de la playa El Médano, junto al espigón norte de la dársena. Conforme la selección aumenta de moderadamente seleccionada a bien seleccionada la distribución del sedimento se hace leptocúrtica; esto coincide con el nivel de energía del oleaje de alta a moderada que en general se presenta en la bahía y en las playas El Pedregal y Solmar frente al Océano Pacífico. Lo anterior coincide con lo propuesto por Folk (1957), ya que no existe bimodalidad en estas muestras o al menos no muy marcada, por lo que se observa que la relación entre estos dos momentos es más fuerte.

Para el ambiente marino no se presenta una tendencia clara porque se pueden tener distribuciones de mesocúrticas a muy leptocúrticas con una selección moderada o pobre, sin embargo se alcanza a apreciar que las muestras de la plataforma interna tienden a distribuciones de mesocúrticas a leptocúrticas con una selección moderada. Esta dispersión caótica del sedimento en el ambiente marino tal vez esté relacionado con las variaciones en la energía del oleaje debido a la topografía marina un tanto irregular, debido a la presencia del cañón submarino y el delta del arroyo El Salto, que refractan el oleaje en diferentes puntos de la bahía. En este ambiente sí existe bimodalidad y el peso entre las modas puede ser significativo por lo que estará controlando la dispersión de las muestras. Finalmente se ve en la figura 50 que la relación de estos momentos para este ambiente no es fuerte.

Para el ambiente fluvial tampoco se observa una tendencia. En este ambiente el peso entre las modas es muy marcada por lo que podrían estar condicionando la distribución del sedimento de mesocúrtica en general y de pobremente seleccionada a muy pobremente seleccionada. También hay que tener en cuenta que el agente transportante fluvial es muy inconsistente y existen cambios en la energía fluvial mismos que se ven reflejados en el comportamiento de las muestras.

En general, se puede observar en la figura 52 que los sedimentos con moderada a pobre selección presentan una curtosis baja (en general mesocúrtica), ésto debido a la polimodalidad de las muestras y a que el peso de las modas es igual; conforme la muestra tiende a ser unimodal o una de las modas tenga mayor peso sobre las otras, su distribución se hace más alta (leptocúrtica a muy leptocúrtica).

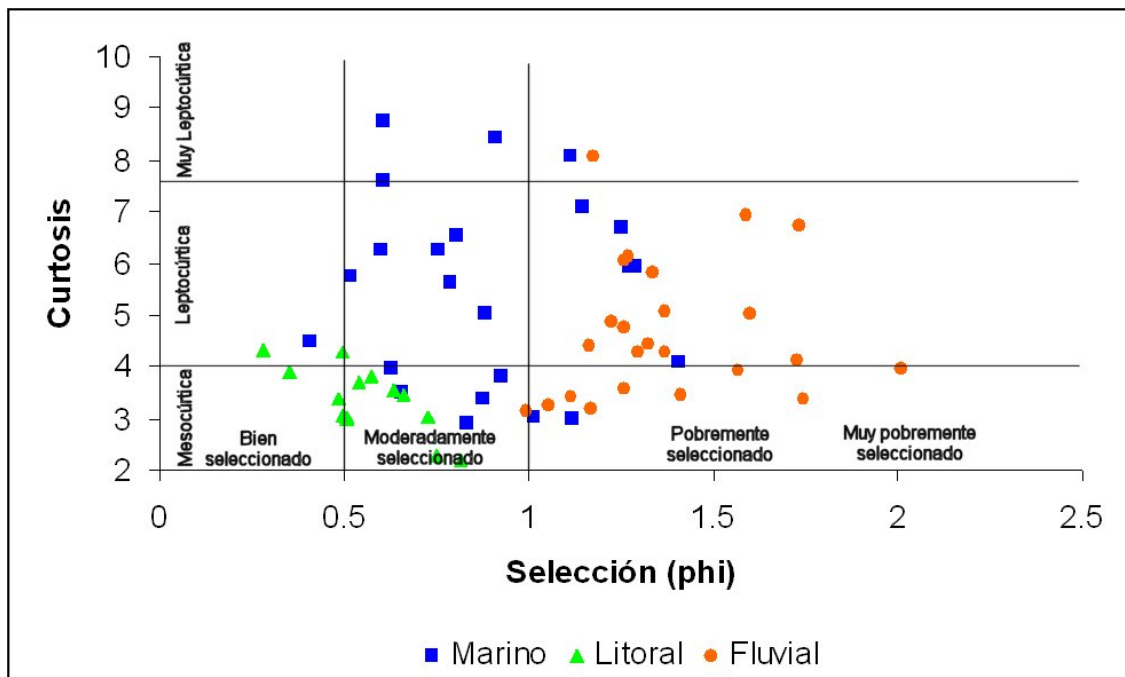


Figura 52. Gráfico que muestra la relación entre el sesgo y la selección del sedimento de los distintos ambientes sedimentarios.

VI. MINERALOGÍA

La presencia de minerales siliciclásticos, fragmentos de rocas y minerales pesados, en el sedimento, proveen evidencias para determinar la naturaleza de la fuente de aporte y también pueden reflejar las características fisiográficas y climáticas del área. Por ejemplo, Boggs (1995) menciona que la presencia de granos de feldespatos angulares y gruesos sugiere que fueron erosionados rápidamente de un afloramiento con relieve abrupto y que pueden estar en climas áridos o templados que retrasan el efecto del intemperismo, principalmente el químico. En caso de que estos granos no se encuentren en el sedimento, sugiere un ambiente de alta energía o que la fuente de aporte no los presenta.

Se analizó la mineralogía de los cuatro ambientes sedimentarios presentes en el área de estudio: fluvial, duna (eólico), playa (litoral) y plataforma continental interna (marino).

El contenido de fragmentos biógenos calcáricos en el ambiente marino no es representativo, al menos en la fracción con la que se llevó a cabo este análisis, como se puede ver en la tabla 8. Los valores en promedio se encuentran por debajo del 0.4 % del peso total de la muestra, excepto las muestras PI-3, PI-19, PI-8 y PI-6 que exhiben valores de 1.31 a 3.44 %. Debido a lo anterior y a que el análisis mineralógico se utilizó para clasificar el tipo de sedimento de los diferentes ambientes e inferir patrones de transporte en el ambiente marino, solo se utilizaron los minerales con más peso en las muestras, como lo fueron el cuarzo, feldespatos y el resto se agrupó en fragmentos de rocas.

Tabla 8. Contenido en porcentaje de fragmentos biógenos calcáricos (FBC) en el ambiente marino

Muestra	FBC (%)	Muestra	FBC (%)
PI-2	0.25	PI-13	0.48
PI-7	0.25	PI-20	0.48
PI-24	0.49	PI-14	0.63
PI-21	0.25	PI-19	1.31
PI-9	0.25	PI-12	0.25
PI-5	0.25	PI-8	2.29
PI-3	2.90	PI-6	3.44
PI-1	0.59	PI-22	0.51

VI.1 Ambiente fluvial

En la figura 53 se puede ver que el mineral que predomina en los diferentes ambientes sedimentarios es el cuarzo, primero por la disponibilidad de este mineral al ser el componente principal de las rocas graníticas que afloran en su mayoría en el área de estudio y segundo por que es un mineral con alto índice de dureza (7, en la escala de Mohs) que lo hace resistente al intemperismo y a la abrasión por los agentes transportantes.

Se observa que el contenido de los minerales como feldespatos y accesorios disminuye de la parte norte de la cuenca sedimentaria hacia la línea de costa, como se puede apreciar en los histogramas de la figura 53. Sin embargo, en la parte media oriental de la cuenca sedimentaria se nota un ligero incremento en los minerales accesorios, más representativo en la biotita, ésto se debe a que en esa parte de la cuenca confluyen varios tributarios de menor longitud, depositando su carga sedimentaria en esa zona, pero al llegar al ambiente de playa la acción del oleaje hace que los minerales accesorios disminuyan su presencia considerablemente. En esta figura también se observa que los minerales que son removidos por el oleaje, son depositados principalmente por gravedad, atrás de la rompiente donde las condiciones son favorables para la redepositación de esos minerales, principalmente biotita.

En la tabla 9 se puede ver que el contenido de los componentes principales son: cuarzo entre 50 a 80%, feldespato de 3 a 11% y fragmentos de roca menor al 4%; los minerales como anfíbol y piroxeno presentan valores bajos en el contenido de la muestra, mientras que el contenido de biotita varía de 4 a 26%.

Tomando en cuenta el análisis mineralógico de las muestras fluviales no se observa un patrón definido, esto se debe tal vez a que la cuenca de sedimentación es pequeña y que se encuentra muy cerca de la fuente de aporte. Además de que el intemperismo de los minerales no es considerable. Sin embargo, en los histogramas de la figura 53 se aprecia un ligero patrón de distribución, desde el inicio del cauce principal (muestra SZL-1), continuando aguas abajo hasta la desembocadura del arroyo en el lóbulo del abanico delta. Esta distribución está controlada en el ambiente fluvial por las condiciones hidráulicas del fluido y los modos preferenciales de transporte que son: tracción, saltación y suspensión; conforme varía la capacidad de carga hidráulica del fluido prevalecerá un modo de transporte sobre los otros dando como resultado el patrón de distribución. Del mismo modo, en el ambiente de playa y marino, el agente que controla el transporte de las partículas será el oleaje.

Tabla 9. Composición mineralógica del sedimento del ambiente fluvial.

Muestra	Cuarzo (%)	Feldespatos (%)	Anfibol (%)	Piroxeno (%)	Biotita (%)	Frag roca (%)	Clasificación de arenas terrigenas (Dott, 1964)
A-1	73.1	5.7	10.5	1.0	8.2	1.5	Cuarzo arenita
A-2	70.0	7.0	4.5	1.0	17.5	0.0	Cuarzo arenita
A-3	69.1	5.1	12.9	1.0	10.0	1.9	Cuarzo arenita
A-4	75.6	3.7	10.2	0.7	9.0	0.7	Cuarzo arenita
A-5	71.1	3.5	3.7	0.7	19.7	1.2	Subarcosa
A-6	67.9	10.0	12.0	1.5	7.5	1.0	Subarcosa
A-7	70.3	7.3	13.3	1.3	6.3	1.5	Subarcosa
A-8	75.1	10.0	4.0	0.5	10.4	0.0	Subarcosa
A-9	65.8	11.2	3.0	0.7	16.0	3.2	Subarcosa
A-10	71.3	7.3	3.0	0.3	18.3	0.0	Subarcosa
A-11	52.5	5.3	13.8	0.3	26.8	1.5	Subarcosa
A-12	75.5	4.7	8.7	0.0	10.4	0.7	Subarcosa
A-13	79.3	6.0	5.7	1.2	6.0	1.7	Subarcosa
A-14	65.8	6.7	6.2	0.5	20.8	0.0	Subarcosa
A-15	80.9	4.2	6.7	0.0	7.2	1.0	Subarcosa
A-16	79.3	5.3	8.8	0.3	5.8	0.8	Subarcosa
A-17	73.6	7.2	7.5	0.7	9.0	2.0	Subarcosa
A-18	76.6	8.2	3.5	0.2	10.0	1.5	Subarcosa
A-19	67.5	4.0	18.3	1.0	5.0	3.8	Subarcosa
A-20	75.4	7.3	5.5	0.8	9.3	1.8	Subarcosa
A-21	66.2	11.4	2.9	0.8	15.6	3.1	Subarcosa
A-22	73.3	9.9	2.5	0.6	11.3	2.3	Subarcosa
SZI-1	69.8	7.7	8.5	1.5	11.0	1.5	Subarcosa
M-1	87.2	1.7	4.9	0.0	4.9	1.2	Cuarzo arenita

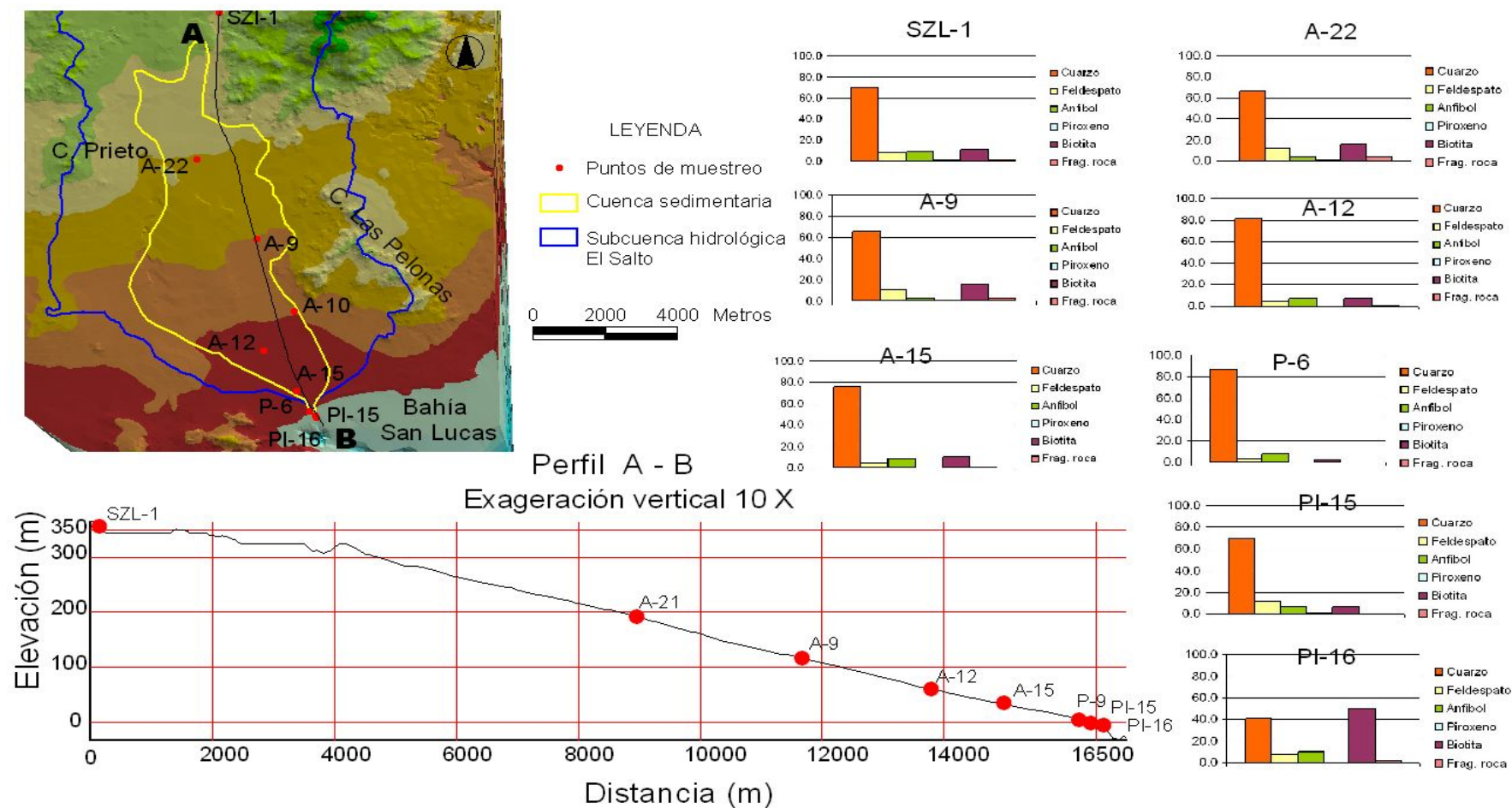


Figura 53. Representación esquemática del comportamiento en el contenido de los minerales principales y accesorios en muestras de los diferentes ambientes considerando una línea desde la muestra más al norte en el área de estudio hasta las muestras tomadas en el abanico delta.

VI.1.1 Tipo de sedimento

De acuerdo a la clasificación de arenas terrígenas de Dott (1964) que considera las proporciones de Cuarzo, Feldespato y Fragmentos de roca, existen en el área de estudio dos tipos de sedimento (Figura 54): 1) Cuarzo arenita y 2) subarcosa.

El sedimento tipo Subarcosa domina en la cuenca sedimentaria y de acuerdo a Blissenbach (1954), los depósitos de este tipo de materiales sedimentarios son característicos de zonas donde se presenta la formación de abanicos aluviales o abanicos delta.

El sedimento clasificado como cuarzo arenita se presenta fuera de la cuenca hidrográfica del arroyo El Salto, al noreste de la bahía en punta Cabeza de Ballena (muestras A-1, A-2, A-3 y A-4). En esta zona afloran rocas graníticas del terciario, presentan pendiente fuerte y escasamente disectada por tres arroyos menores, los cuales drenan sus escurrimientos de manera directa a las aguas de la bahía. Este tipo de sedimento, por su alto contenido mineralógico, evidencia las características de la fuente de aporte que en este caso es muy local; la reducida profundidad de disección también permite inferir que el sedimento transportados por los arroyos en esta zona es producto del intemperismo y la erosión del afloramiento granítico presente en el área.

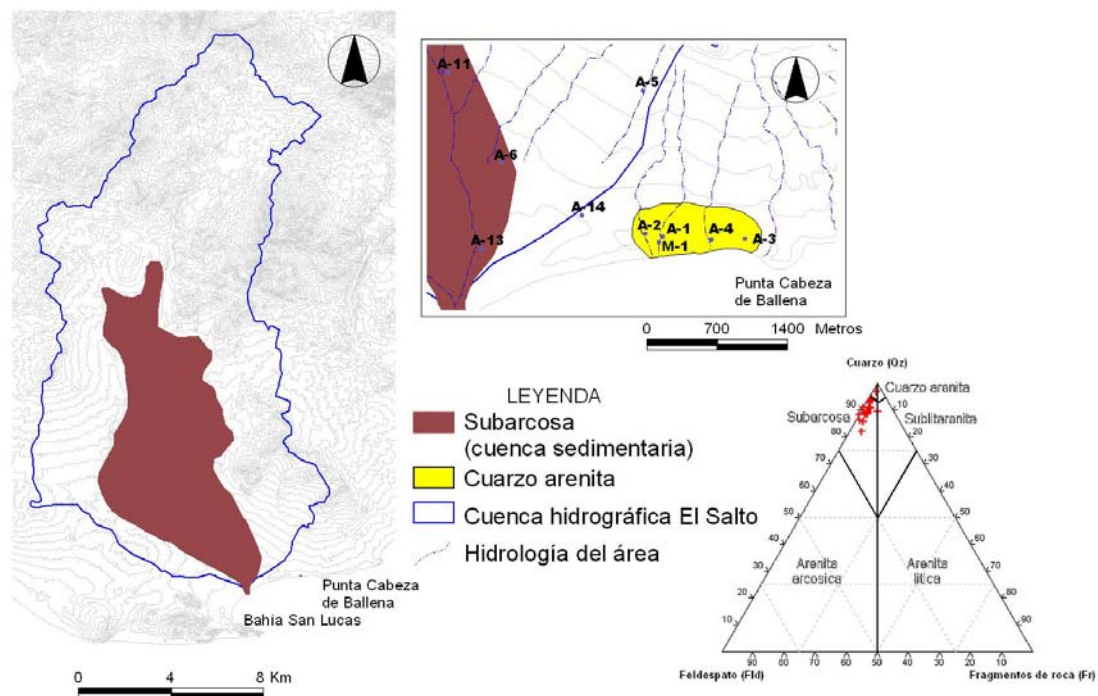


Figura 54. Tipos de sedimento en el sistema fluvial (nomenclatura según la clasificación de Dott, 1964).

VI.2 Ambientes de playa y duna

El contenido en porcentaje de minerales como los anfíboles, biotita y fragmentos de roca para la playa y duna (Tabla 10) es mucho menor en comparación con los porcentajes mostrados para el ambiente fluvial. Esto debido a que la dureza de estos minerales es baja y son fácilmente fracturados por la energía del oleaje.

Como se puede ver en la tabla 10, el sedimento de las dunas esta constituido principalmente por un 88 a 93 % de cuarzo, los demás minerales presentan un contenido muy bajo. Esto puede estar relacionado con la energía y velocidad del viento, así como con el peso específico de los minerales presentes en el sedimento. Woodroffe (2002) menciona que la velocidad crítica que se cree conveniente para atrapar los granos de arena es de 5 m/s. El viento trasportara en suspensión principalmente sedimento con tamaño que se encuentra entre 0.1 a 0.3 mm. Debido a que la moda del tamaño de grano para este ambiente es de 0.5 mm a 1 mm se infiere que el transporte o movimiento de esas partículas tendrá efecto solo en condiciones extraordinarias, como en la época de huracanes, en donde la velocidad del viento es mayor a los 17 m/s.

Tabla 10. Composición mineralógica del sedimento del ambiente litoral (playa) y eólico (duna).

muestra	Cuarzo %	Feldespatos %	Anfibol %	Biotita %	Frag roca %	Clasificación de arenas terrigenas (Dott, 1964)
D-1	92.0	2.5	3.0	2.5	0.0	Cuarzoarenita
D-2	88.8	2.0	7.8	1.5	0.0	Cuarzoarenita
D-3	93.2	1.9	3.8	1.1	0.0	Cuarzoarenita
P-1	84.0	4.0	12.0	0.0	0.0	Subarcosa
P-2	84.0	3.0	13.0	0.0	0.0	Cuarzoarenita
P-3	92.0	5.0	2.0	0.5	0.5	Subarcosa
P-4	91.0	5.2	2.4	1.2	0.2	Subarcosa
P-5	87.4	3.8	7.0	1.5	0.4	Cuarzoarenita
P-6	87.0	3.0	8.0	2.0	0.0	Cuarzoarenita
P-7	85.3	6.0	6.8	2.0	0.0	Subarcosa
P-8	92.0	1.0	5.0	2.0	0.0	Cuarzoarenita
P-9	79.3	4.0	15.8	1.0	0.0	Cuarzoarenita
P-10	88.0	4.0	5.0	3.0	0.0	Cuarzoarenita
P-11	93.0	1.0	5.0	1.0	0.0	Cuarzoarenita
P-12	92.0	1.5	5.0	1.5	0.0	Cuarzoarenita
P-13	91.0	2.0	5.0	2.0	0.0	Cuarzoarenita
P-14	81.8	4.0	2.0	12.1	0.0	Cuarzoarenita

El sedimento muestreado de la cara de la playa, presenta porcentajes altos de cuarzo de 80 a 93 %, el feldespato entre 1 y 6 %, mientras que los minerales pesados como los anfíboles y la biotita se presentan en porcentajes de 1 a 15 % (Tabla 10).

Se puede ver en los histogramas de la figura 55 que para el cordón de dunas la concentración de minerales accesorios es muy pequeña y el mineral que domina en este ambiente es el cuarzo. Este comportamiento es similar a lo encontrado para las muestras de playa donde la abundancia mayor la tiene el cuarzo y los minerales pesado en cantidad menor al 15%. Esta semejanza en el contenido mineralógico muestra la relación que existe entre la playa y el cordón de dunas, así como con el ambiente fluvial, al menos de manera directa con los tributarios que se encuentran en la parte occidental de la bahía. Se puede observar en la figura 55 cómo el contenido de biotita en el cordón de dunas se incrementa de oeste a este, hacia donde se encuentran esos arroyos.

Analizando la distribución mineralógica a lo largo de la playa dentro de la bahía y en la parte externa (muestras P-10, P-11) al sureste del Cabo San Lucas, se presentan dos zonas principales de aporte, una de ellas se encuentra en el extremo oriental de la bahía (muestra P-2) y la otra al norte, en la desembocadura del arroyo El Salto, esto se infiere por el incremento en el contenido de minerales pesados que se observa en los histogramas de las muestras P-2, P-3, P-5, P-6 y P-7.

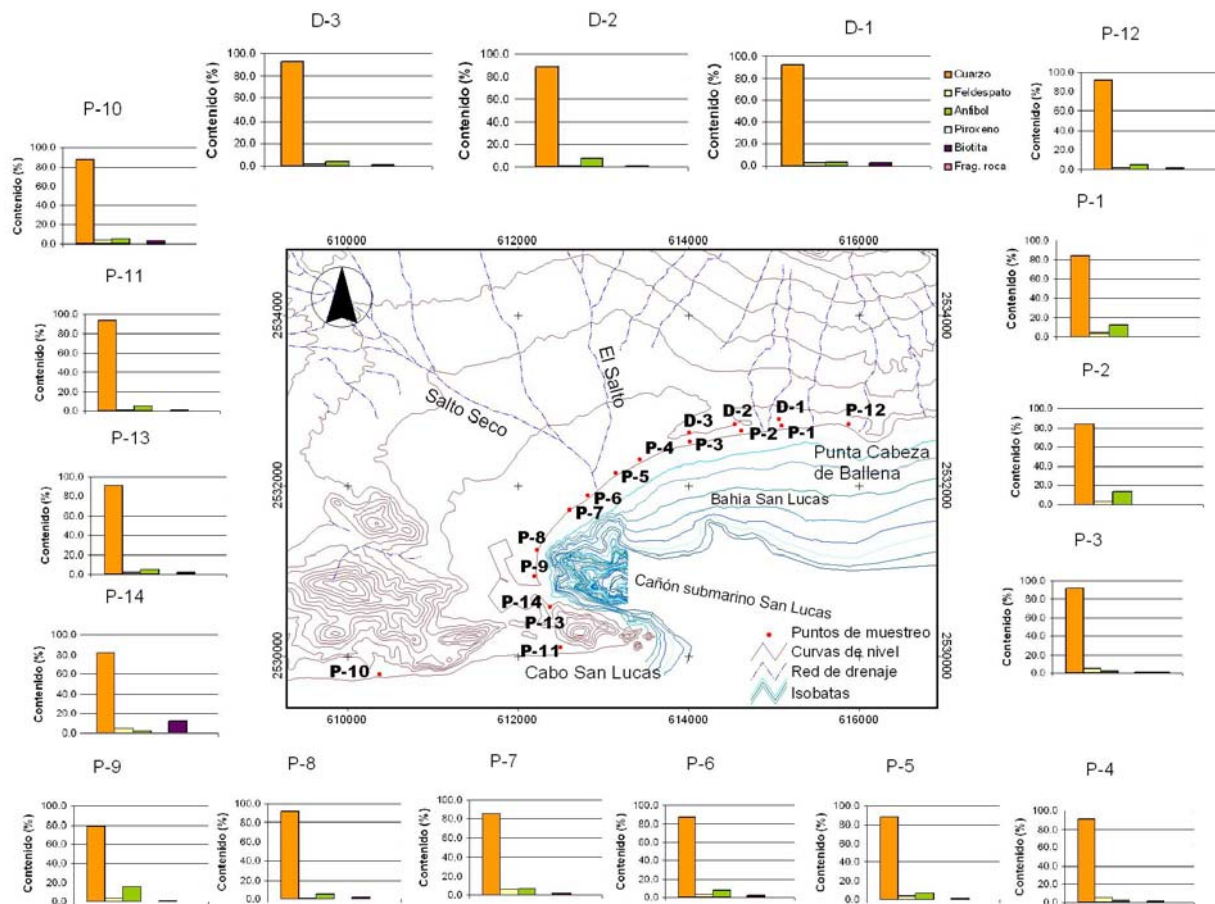


Figura 55. Histogramas que muestran el contenido mineralógico (componentes principales y accesorios, de izquierda a derecha en el histograma se representa al cuarzo, feldespato, anfíbol, piroxeno, biotita y fragmentos de roca) en las muestras de los ambientes de playa y duna.

VI.2.1 Tipo de sedimento

De acuerdo a la clasificación de Dott (1964), el sedimento del cordón de dunas se clasifica como cuarzoarenita. En la playa existen dos tipos de sedimentos: 1) cuarzoarenita y 2) Subarcosa.

Se puede observar en la figura 56 que el sedimento subarcósico se encuentra frente o cerca de la fuente de aporte, esto indica la influencia del ambiente aluvial en el ambiente de playa. Para el resto de la playa, tanto dentro de la bahía como en las playas externas, frente al océano Pacífico, así como en el cordón de dunas, el sedimento es de tipo cuarzoarenita. Como la cuarzoarenita se

caracteriza por su alto contenido de cuarzo (>80%), se puede hablar de la acción selectiva de los agentes transportantes en el sedimento, el oleaje en la playa y el eólico en las dunas.

De acuerdo a Boggs (1995) este tipo de sedimento es producto del transporte prolongado debido al viento y al intensivo retrabajamiento del sedimento por el oleaje en la zona de surf, o una combinación de ambos, lo que hace que los granos menos estables, químicamente y físicamente, sean eliminados. Sin embargo, se puede apreciar en la figura 56 que las muestras P-4 y P-3, que se encuentran alejadas de la fuente de aporte, se clasifican como subarcosas. Este comportamiento nos da idea de cómo la energía del oleaje y la presencia de las corrientes litorales distribuyen el sedimento aportado por el arroyo El Salto, lo que hace que el sedimento frente a la descarga del arroyo sea de tipo cuarzoarenita y hacia los flancos se vuelve subarcoso; cabe mencionar que dichas muestras (P-4 y P-3) se encuentran en el límite entre subarcosas y cuarzoarenitas según el diagrama ternario y la clasificación de Dott (1964).

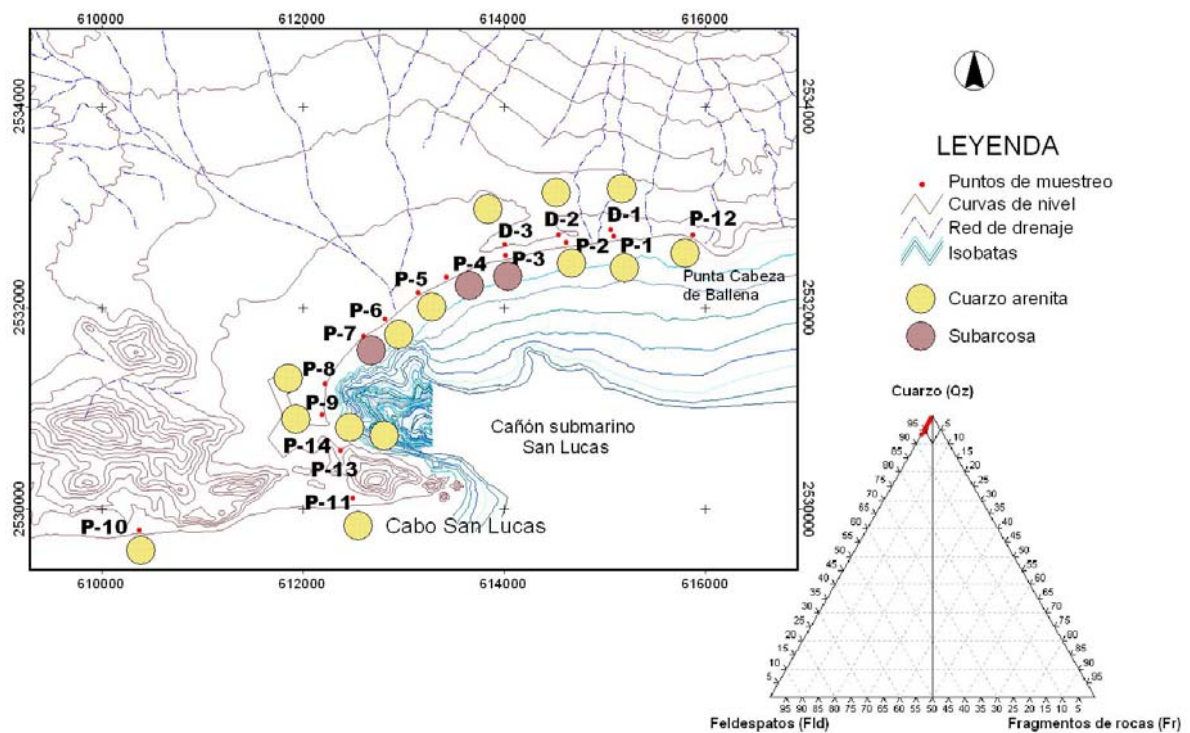


Figura 56. Tipos de sedimento en el sistema litoral (nomenclatura según la clasificación de Dott, 1964).

VI.3 Ambiente de plataforma

En este ambiente sedimentario se encuentran minerales pesados, aunque en concentraciones menores a las encontradas en el ambiente fluvial pero mayores comparados con el ambiente de playa.

Las mayores concentraciones de estos minerales se localizan frente a la desembocadura del arroyo el Salto, en el frente del delta, como se observa en los contenidos de las muestras PI-16 y PI-17, PI-18, PI-23 de la tabla 11. Esto puede deberse a su proximidad con la fuente de aporte y a que el muestreo se realizó en época de lluvias.

El cuarzo es el mineral con mayor contenido porcentual en las muestras, con rangos entre 80 y 90 % en general, mientras que los feldespatos mantienen una concentración parecida a lo encontrado en el ambiente aluvial y mayor en relación al ambiente de playa.

Tabla 11. Composición mineralógica del sedimento del ambiente marino

muestra	Cuarzo %	Feldespato %	Anfibol %	Piroxeno %	Biotita %	Frag roca %	Clasificación de arenas terrigenas (Dott, 1964)
PI-1	77.0	3.2	12.1	2.0	4.0	1.8	Cuarzoarenita
PI-2	90.0	2.6	5.7	0.0	1.3	0.5	Cuarzoarenita
PI-3	76.8	4.8	7.0	0.7	7.0	3.6	Subarcosa
PI-4	87.6	7.5	3.5	0.0	1.5	0.0	Subarcosa
PI-5	71.1	3.5	3.7	0.7	19.7	1.2	Cuarzoarenita
PI-6	81.8	10.6	2.2	0.0	2.0	3.4	Subarcosa
PI-7	89.8	4.5	3.7	0.0	1.7	0.2	Cuarzoarenita
PI-8	85.5	5.9	3.8	0.0	2.6	2.3	Subarcosa
PI-9	89.7	3.9	3.2	0.5	2.5	0.3	Cuarzoarenita
PI-10	77.3	4.8	14.0	1.0	2.8	0.3	Subarcosa
PI-11	81.1	7.2	7.7	0.0	3.8	0.2	Subarcosa
PI-12	61.8	5.7	7.0	0.0	25.3	0.2	Subarcosa
PI-13	70.9	9.0	2.2	0.0	17.4	0.5	Subarcosa
PI-14	44.1	5.9	6.1	0.0	43.2	0.6	Subarcosa
PI-15	41.0	8.0	1.0	0.0	50.0	0.0	Subarcosa
PI-16	69.3	11.2	10.7	2.5	6.0	0.3	Subarcosa
PI-17	82.0	4.3	8.0	0.0	5.8	0.0	Cuarzoarenita
PI-18	53.9	7.0	7.7	0.0	31.4	0.0	Subarcosa
PI-19	60.5	5.3	1.8	0.0	30.7	1.8	Subarcosa
PI-20	48.7	14.6	3.9	0.0	32.1	0.7	Subarcosa
PI-21	77.2	7.3	9.7	0.2	4.1	1.5	Subarcosa
PI-22	65.1	3.1	6.1	0.5	25.3	0.0	Cuarzoarenita
PI-23	75.9	5.0	11.7	0.3	6.7	0.5	Subarcosa
PI-24	90.8	2.0	2.2	0.3	4.0	0.7	Cuarzoarenita

Para analizar de mejor forma el comportamiento en la concentración de minerales para la plataforma interna se hicieron 3 grupos de muestras obtenidas a 10, 15 y 25 m de profundidad.

Se sabe que en las partes más someras la interacción del oleaje con el movimiento del sedimento del fondo se incrementa. En la figura 57 se pueden observar dos zonas a partir de la concentración de los minerales. Una de ellas se encuentra en la porción norte de la plataforma. Se puede ver en los histogramas de la figura cómo la concentración de los minerales, principalmente feldespatos y los pesados, decrecen en su contenido de este a oeste, por lo que se puede inferir que esta zona tiene influencia fluvial y se encuentra cercana a la fuente de aporte (muestras PI-1, PI-5).

En el área del prodelta las muestras PI-16 y PI-17 son las que muestran los mayores contenidos de minerales pesados con relación a las muestras PI-11 y PI-12. Además, se aprecia una tendencia en el transporte de este a oeste, mismo que se manifiesta en las muestras en la cabecera del cañón submarino.

Las características del oleaje incidente (principalmente el ángulo con el que llega el frente de ola) juegan un papel importante en la distribución del sedimento, ya sea a lo largo de la línea de la costa o hacia la anteplaya.

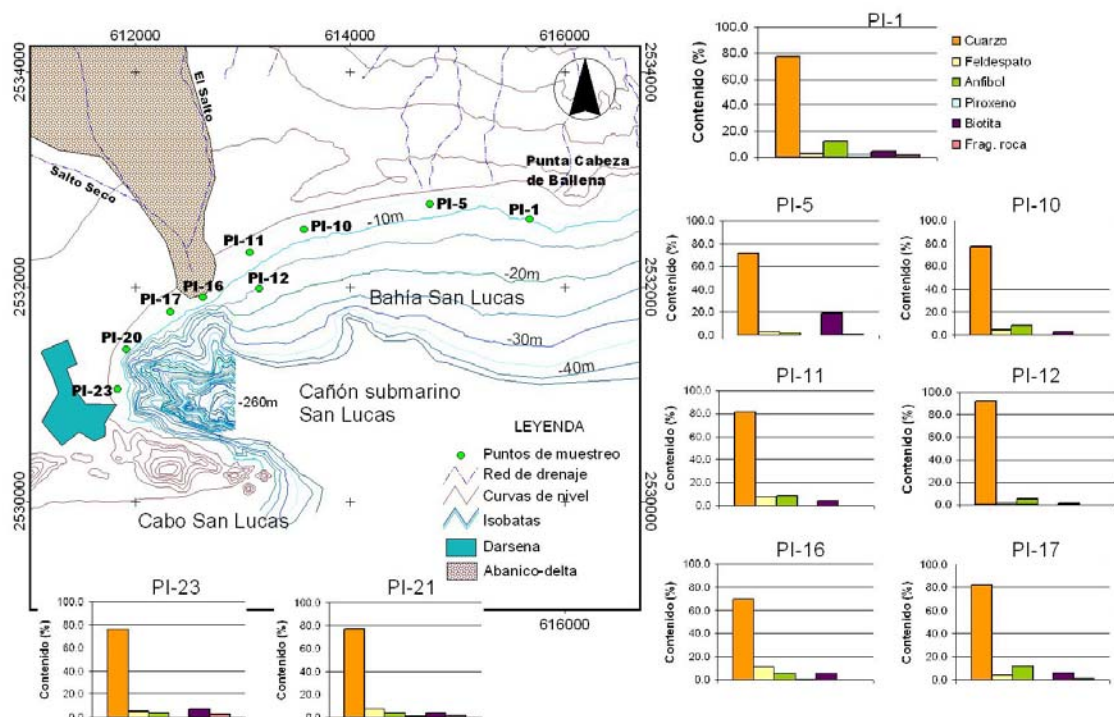


Figura 57. Distribución del contenido en porcentaje de los minerales principales (cuarzo, feldespato) y minerales pesados en el sedimento de la plataforma interna a profundidad menor a 10 m.

En la figura 58 se puede observar, a partir de los histogramas del contenido mineralógico, que en la porción norte-noreste de la plataforma interna (muestras PI-4, PI-6, PI-9), a profundidades no mayores a los 15 m, el mineral con mayor peso porcentual es el cuarzo, alrededor del 80%, mientras que el contenido de feldespatos y minerales pesados es mucho menor. Esto se puede atribuir al nivel de energía del oleaje existente en la bahía. En la zona del prodelta y la cabecera del cañón submarino (muestras PI-15, PI-18, PI-20) se tiene una disminución en el contenido del cuarzo (40% en promedio) y un aumento considerable de biotita.

Ya que las corrientes fluviales desaceleran bruscamente debido a su dispersión, permiten la depositación por gravedad de los minerales más grandes. Es por ello que se aprecia una disminución relativa en el contenido de cuarzo, no así en el de biotita, porque este mineral es transportado en suspensión más tiempo y a mayor distancia por la acción de las corrientes fluviales, principalmente en esta zona, además de que en esta zona la energía del oleaje es de moderada a baja. Esto se puede ver comparando las figuras 57 y 58.

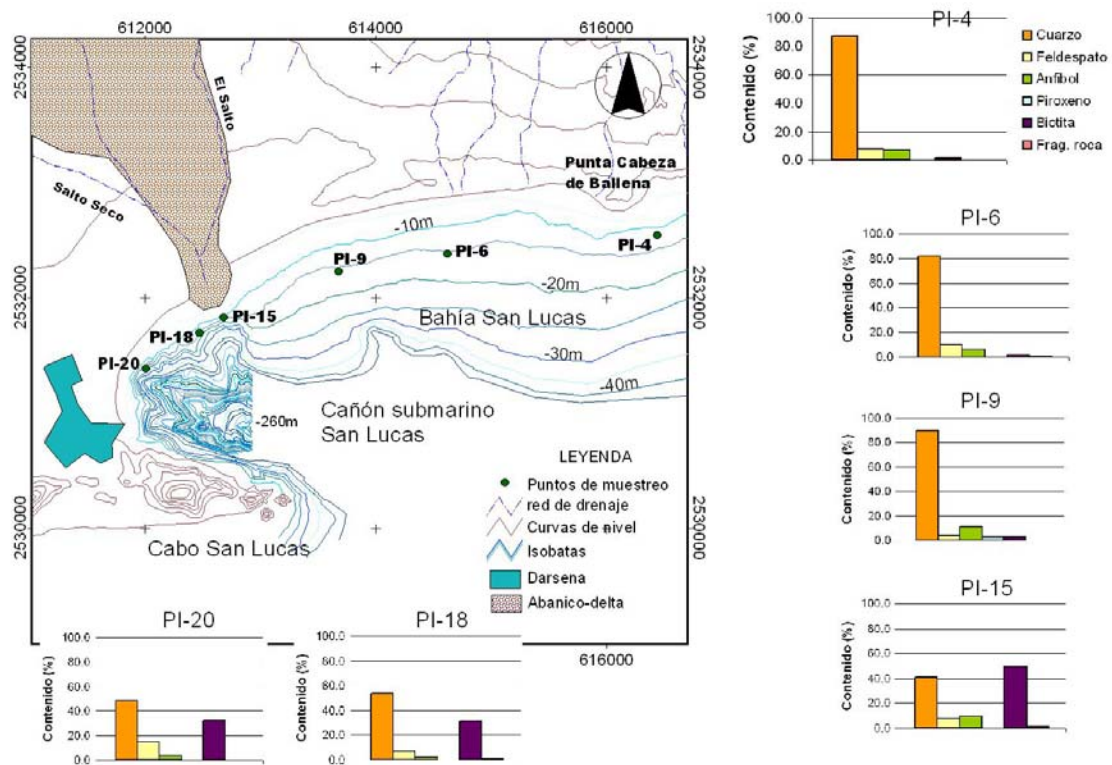


Figura 58. Distribución del contenido en porcentaje de los minerales principales (cuarzo, feldespato) y minerales pesados en el sedimento de la plataforma interna a profundidad menor a 15 m.

Comparando las muestras PI-4 de la figura 58 y PI-3 en la figura 59, se aprecia un incremento en el contenido de biotita principalmente. Esto denota la relación del oleaje con la profundidad.

Observando la figura 59 se puede continuar con las dos zonas que se manejaron en la figura 57. En la parte este de la plataforma interna (muestras PI-3, PI-2, PI-7, PI-8) el contenido del cuarzo es mayor en relación a los otros minerales, mientras que en la parte del prodelta y la cabecera del cañón la presencia del cuarzo disminuye hasta 40% y el de la biotita aumenta. Mismo comportamiento que se observa en la figura 57 para las muestras a 15 m de profundidad. En general este comportamiento está controlado por la energía del oleaje, de mayor energía en casi toda la extensión de la plataforma interna a menor en la cabecera del cañón, y en el área de influencia fluvial, en el prodelta. En la porción sur (muestra PI-24) el contenido de cuarzo es mayor al 80% mientras que el de los feldespatos y minerales pesados es bajo.

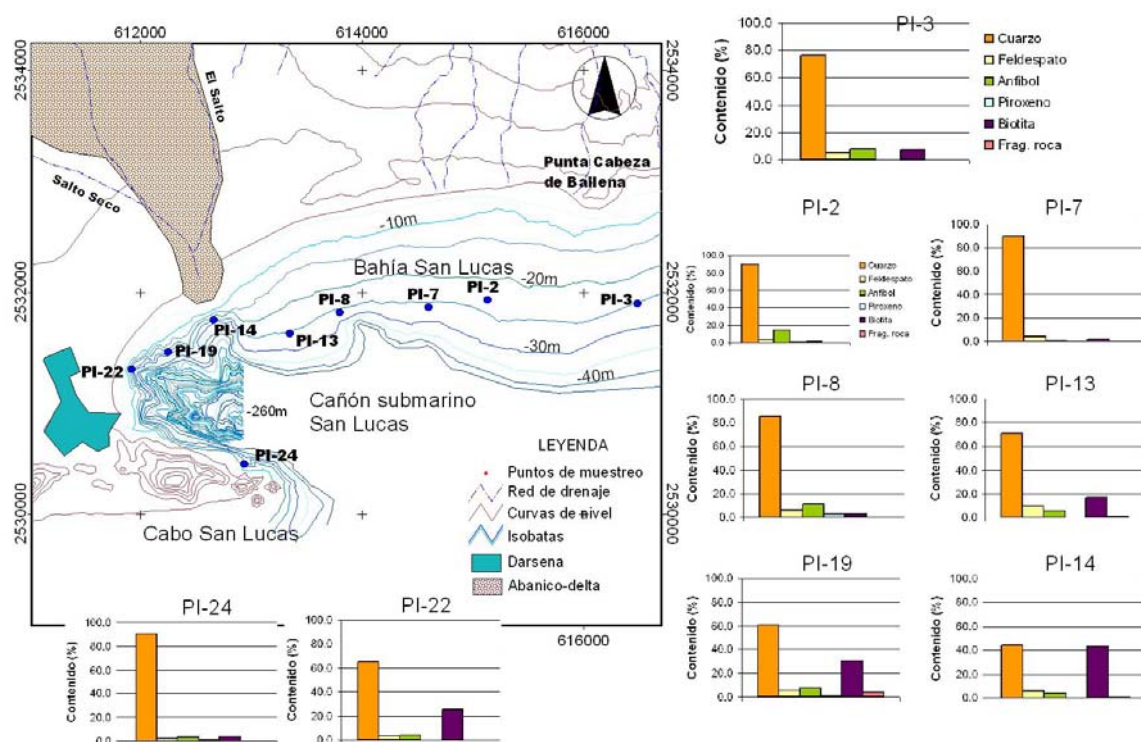


Figura 59. Distribución del contenido en porcentaje de los minerales principales (cuarzo, feldespato) y minerales pesados en el sedimento de la plataforma interna a profundidad entre 25 y 30m.

De los minerales pesados el que mejor presenta un patrón de distribución en la plataforma continental interna es la biotita. En la figura 60 se pueden observar dos zonas donde aumenta la concentración de este mineral, una de ellas es al oeste de Punta Cabeza de Ballena donde se presentan concentraciones de 3 a 5 %, lo cual puede relacionarse con las descargas de tres

arroyos menores, mismos que descargan sus escurrimientos de manera directa a las aguas de la bahía; y la otra zona es al frente de la desembocadura del arroyo El Salto, donde se forma el delta, con contenido de biotita que fluctúa de 5 a 25 %. En el resto de la plataforma interna la concentración de biotita es de 1 a 3 %. En la parte del Cabo San Lucas la concentración de este mineral es de 3 a 4 %.

Camacho (2003) menciona que a partir de la forma de grano, en la parte sur de la península se pueden diferenciar 3 celdas litorales. (1) Cabo Falso; (2) Cabo San Lucas y (3) la celda de San José del Cabo. En donde la primera y tercera celdas muestran un patrón de transporte hacia la celda de Cabo San Lucas, debido a la convergencia de las aguas del Pacífico y las del Golfo de California, por lo que la dinámica del sedimento en la celda de Cabo San Lucas es complejo. A partir del análisis de la concentración de biotita en las muestras de plataforma interna se infiere un patrón de circulación litoral de este a oeste en la bahía de San Lucas, al menos para el mes de septiembre, que es la transición de las características oceanográficas de verano a invierno.

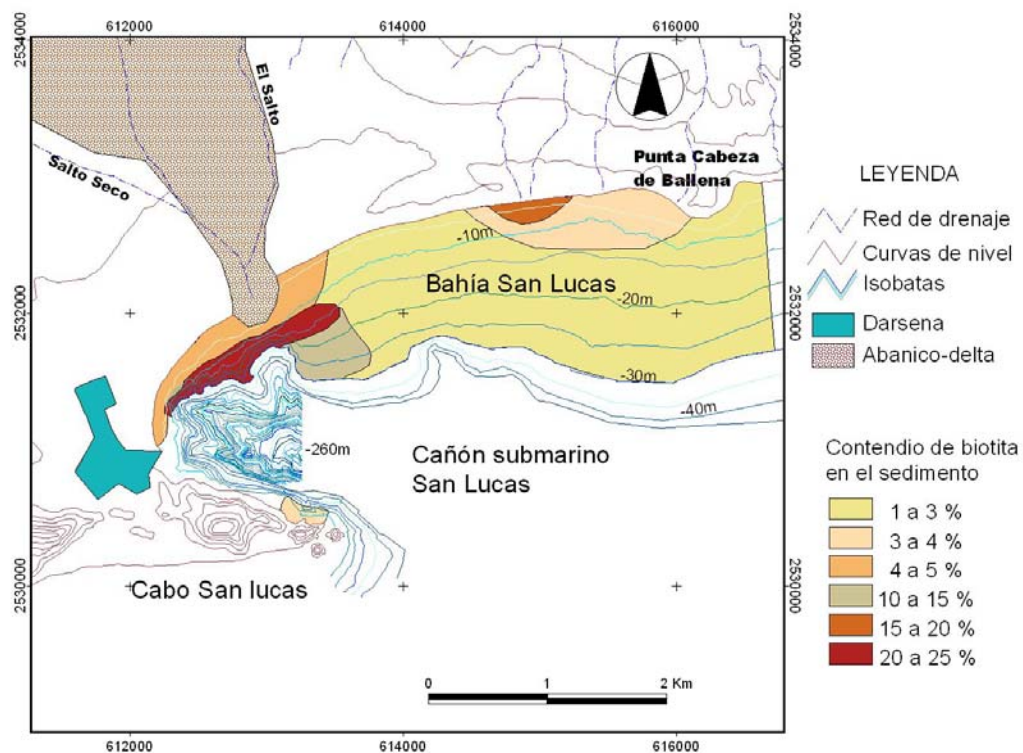


Figura 60. Distribución de biotita en el sedimento de la plataforma continental interna.

VI.3.1 Tipo de sedimento

A partir de la clasificación de arenas terrígenas de Dott (1964), el sedimento marino en la bahía San Lucas presenta dos grupos. 1) Cuarzoarenita y 2) Subarcosa (Figura 61).

En este ambiente dominan las subarcosas, mostrando un sedimento más inmaduro que la playa. Las muestras PI-1, PI-2, PI-5, PI-7, PI-9, PI-17, PI-22 y PI-24 caen dentro de la clasificación de cuarzoarenita. En la tabla 11 se puede ver que el contenido de feldespatos y minerales pesados es bajo, esto relacionado tal vez al nivel de energía presente en el ambiente marino. En general las muestras de la plataforma continental interna, presentan una marcada influencia del ambiente litoral, lo que se puede apreciar en el contenido mineralógico en las tablas 10 y 11. Esta clasificación concuerda con lo descrito por Van Andel (1964), quien menciona que en la punta de la península son comunes las arcosas y presentan un alto contenido de micas.

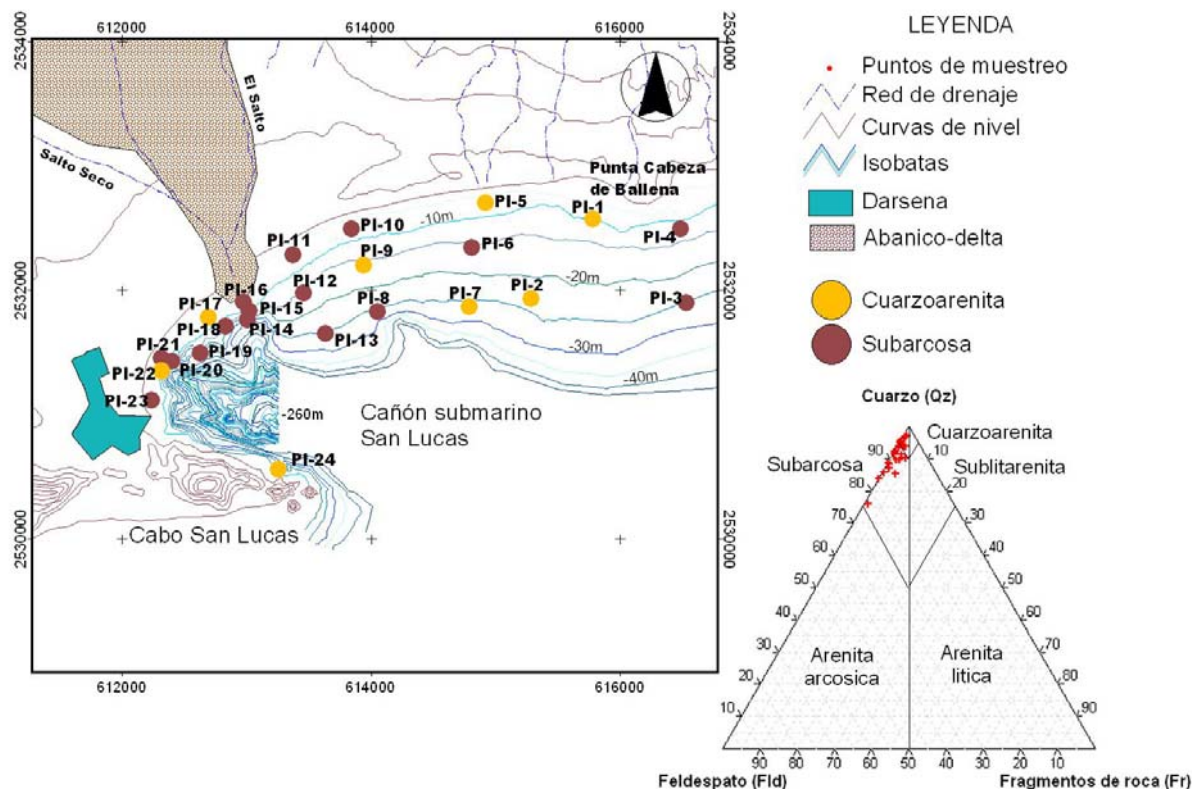


Figura 61. Tipos de sedimento en el ambiente marino, de acuerdo a la clasificación de Dott (1964).

VII. DISCUSIÓN GENERAL

VII.1 Comportamiento geomorfológico y sedimentológico de los ambientes costeros

El análisis de la relación existente entre los diferentes ambientes sedimentarios, durante los procesos de intercambio de sedimentos, se realizó utilizando el concepto de *celda litoral*. En el caso del área de estudio, se considera a la bahía San Lucas como la celda litoral delimitada por dos rasgos fisiográficos (salientes o puntas) localizados uno al noroeste (Punta Cabeza de Ballena) y otro al suroeste (Cabo San Lucas), las cuales también son consideradas como fronteras.

Las celdas litorales están constituidas por componentes de salida y de entrada. Una entrada importante es el aporte de los sedimentos y en este caso es la cuenca hidrográfica de El Salto. Por otro lado, el cañón submarino, ubicado en el interior de la bahía, constituye el componente de salida más importante.

La celda litoral bahía San Lucas esta constituida por ambientes terrestres, de transición y marinos. Cada uno de ellos fue diferenciado durante la caracterización y análisis de sus propiedades: Aluvial-fluvial, playa, dunas, plataforma continental interna y cañón submarino.

La ubicación geográfica y características orográficas de la región sur de la Península de Baja California, son los principales factores que propician un clima desértico con precipitaciones escasas. El periodo de lluvias comprende de mayo a noviembre y esta muy ligado a la temporada de ciclones tropicales del Pacífico Oriental. La base de datos histórica para la zona de estudio, permite inferir una elevada influencia de los fenómenos de tipo ciclónico con la incidencia de la precipitación. Este tipo de lluvias son comúnmente de alta intensidad y corta duración y se manifiestan en forma de avenidas torrenciales.

VII.1.1 Ambiente terrestre (aluvial-fluvial)

Las características físicas de la cuenca, como son su área de 194 km², forma alargada y orientada N-S, pendiente fuerte, con corrientes de 1^{ro} hasta 5^{to} orden; junto con la geología del área que en general esta constituida por granito, granodiorita-tonalita y conglomerados; la edafología del área, constituida por suelos tipo regosol, en su mayoría con una fase física lítica los hace muy permeables, lo que aumenta su erosividad. Además se observa litosol y fluviosol. Todos estos factores interactúan para dar como resultado una respuesta rápida de la cuenca a una

precipitación. Esto significa que al haber una lluvia el escurrimiento hacia el mar sea casi inmediato y constante. Por otra parte, si estos escurrimientos son de volúmenes considerables, presentarán una elevada carga de sedimentos, ya que tanto los tipos de suelos y rocas, que en esta zona se encuentran con altos grados de fracturamiento e intemperismo, favorecen la disgregación de las partículas sedimentarias. Lo anterior es evidente con el escaso desarrollo de los suelos y con un espesor delgado.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la combinación de los efectos del clima, edafología y la geología de la cuenca, originan un modelo erosivo, el cual se caracteriza por los diferentes patrones de drenaje. Por ejemplo, en la parte alta y flanco oriental de la cuenca donde afloran rocas graníticas y mayor abundancia de suelos tipo litosol, se desarrollen patrones de drenaje de subdendríticos a paralelos, mientras que para el flanco occidental de la misma el tipo de drenaje es radial. Ésto debido a que en esa parte afloran, en una mayor área, rocas conglomeráticas, con menor resistencia a la erosión y suelos tipo regosol que presentan mayor permeabilidad.

Estos patrones son los responsables de la distribución del sedimento dentro de la cuenca y hacia la costa, que darán inicio al transporte de sedimentos en época de lluvias. Como se mencionó anteriormente, este sedimento que es transportado principalmente por flujos de gravedad en conjunto con la pendiente, desarrollarán una morfología diferente dentro de la cuenca, como son el piedemonte y la planicie aluvial en la parte media de la cuenca. También hay que mencionar que son esos flujos en combinación con la pendiente y los diversos tipos de sedimento los que van a ir condicionando el comportamiento sedimentológico en los ambientes de depositación, al menos en lo que a los ambientes terrestres se refiere.

El tipo de sedimento que se encuentra en el ambiente aluvial-fluvial se clasifica texturalmente como arena gruesa a muy gruesa con presencia de gravas, cantos rodados y escasos bloques. De acuerdo al contenido mineralógico el sedimento es de tipo subarcosa. Presenta un amplio rango de tamaños, mal seleccionados, lo cual traducido a términos estadísticos, provoca que la curva presente un comportamiento gráfico de tipo mesocúrtico. A partir de la parte media de la cuenca y hacia la desembocadura, la pendiente del terreno disminuye, lo que provoca que la energía del flujo disminuya y se incrementen las condiciones para los flujos laminares, ésto permitirá que se depositen las partículas finas, dando como resultado un sesgo positivo en el sedimento; la presencia de lodos y el grado de redondez (de angular a muy angular) indican que el estado del sedimento es submaduro, mismo que se asocia a ambientes de baja a moderada energía.

El análisis de la cuenca hidrográfica El Salto permitió separarla en dos subcuencas: Salto Seco y El Salto. Desde el punto de vista del aporte sedimentario y a partir de las características arriba mencionadas, es posible inferir que la subcuenca Salto Seco tiene un papel importante en el aporte

de sedimentos. Si recordamos que la cuenca es pequeña y que de acuerdo a Campos Aranda (1987) este tipo de cuencas son susceptibles al impacto antropogénico, lo que permite pensar que de acuerdo al desmedido desarrollo urbano que se ha presentado en Cabo San Lucas, principalmente sobre la subcuenca Salto Seco, el efecto del balance sedimentario puede verse afectado en una disminución considerable del potencial al sistema litoral y por ende esto conlleva a que la estabilidad de dicho sistema se rompa inclinándose hacia el efecto erosivo.

Con respecto a la morfología de los ambientes sedimentarios, es en la planicie aluvial donde se desarrollan dos geoformas importantes relacionadas con los flujos por gravedad, que son el abanico aluvial y el otro es el abanico delta aguas abajo. La pendiente de estos abanicos es suave y ambos presentan cambios debido a los procesos de erosión. El abanico aluvial es el más antiguo, presenta un ápice alargado y encajonado, en la parte media se encuentran depósitos tipo tamiz y la parte distal o base del abanico no está bien desarrollada o no está presente.

Aguas abajo se desarrolla el abanico-delta, este presenta un lóbulo pequeño en la línea de costa y hacia el mar; en observaciones directas de campo se ha visto que incrementa su volumen y forma, en eventos extraordinarios relacionados con los huracanes, que es cuando se transporta un mayor volumen de sedimentos al mar.

La tectónica del lugar propicia que entre los dos abanicos se observe telescopio o pseudotelescopio, controlado principalmente por el fallamiento NW-SE presente en la región, esto hace que la dirección del eje principal del abanico delta cambien un poco de dirección.

El patrón de drenaje en los abanicos presenta mayor profundidad de disección en el abanico aluvial que en el abanico-delta. De manera contrastante, la red de drenaje en el abanico-delta tiende a ser de tipo trenzado, con poca profundidad de disección en época de avenidas. Otro comportamiento importante de destacar es que el ápice del abanico aluvial migró o esta migrando aguas arriba, como se puede ver en las figuras 15 y 16, y también está el efecto de la deriva del cauce principal, éste es claro en el campo en donde se ve una ligera inclinación de éste al sureste en la cuenca El Salto (Figura 17); lo anterior nos indica que existen cambios en el nivel base, lo que provoca procesos de degradación en el primero y procesos de depositación en el segundo.

VII.1.2 Ambiente transicional (playa - duna)

La línea de costa en el área de estudio presenta una orientación general NE-SW. La pendiente de la cara de la playa dentro de la bahía va de alta en la parte oriental de la misma, a moderada hacia la parte más protegida en la zona conocida como El Médano y la playa Coral o El Muelle. En la

parte más expuesta al oleaje se desarrollan bermas bien definidas y en la traspaya un cordón de dunas con altura mayor a los 12 m y un ancho mayor a los 300 m. Estas dunas presentan vegetación, lo que da idea de la estabilidad de la duna. En algunas ocasiones se presentan formas cuspidas con una longitud promedio entre las crestas de 40 m, están bien desarrolladas en la porción central y norte y se atenúan o desaparecen hacia el suroeste de la bahía. Este tipo de morfología rítmica se relaciona con la presencia de ondas estacionarias de tal manera que la interacción del oleaje de swell y la onda marginal producen nodos y antinodos, desarrollando celdas de circulación y corrientes de retorno, las cuales dan origen a dicha morfología. A partir de las características antes mencionadas las playas de la bahía se clasifican como de tipo intermedio a reflexivo.

El sedimento de la playa se clasifica mineralógicamente como subarcosa a cuarzoarenita y texturalmente como arena gruesa. En este ambiente, el sedimento es de moderadamente bien seleccionado a bien seleccionado con un comportamiento estadístico de la curva de mesocúrtico a leptocúrtico y sesgo en su mayoría simétrico. A partir de esas características texturales se puede inferir que los principales procesos que las determina es el tipo de oleaje, la energía del mismo y la pendiente de la cara de la playa. Por lo anterior se deduce que en el área de la bahía, en donde la energía del oleaje es más fuerte y la pendiente más pronunciada, el sesgo del sedimento es negativo o sea hacia los tamaños gruesos, mientras que en la parte central de la bahía y hacia la zona más protegida (playa EL Médano, playa Coral) el sesgo es de simétrico a positivo.

VII.1.3 Ambiente marino

La plataforma continental interna se desarrolla de este a oeste, la pendiente es de aproximadamente 1° con una extensión máxima de 1500 m, y se extiende hasta los 45 m de profundidad. En la zona donde se desarrolla el abanico-delta, la pendiente es más pronunciada, lo que hace que en esta zona la estabilidad del sedimento sea más sensible a los cambios de energía del oleaje; se puede pensar que cuando arriba oleaje de tormenta a la bahía se rompe con este equilibrio y el sedimento es transportado a los tributarios del cañón submarino o hasta el eje principal del mismo.

La cabecera del cañón submarino San Lucas se encuentra muy cercana a la línea de costa. Este cañón presenta un eje principal controlado por el fallamiento normal con rumbo NW-SE. La parte somera de la cabecera del cañón tiene una profundidad de 20 m, presenta 3 tributarios y el eje principal llega a profundidades mayores a los 2000 m, donde se desarrollan los abanicos de mar profundo. Las paredes del cañón presentan escarpes máximos de 230 m, el eje axial es sinuoso con una longitud de 3900 m. Los tributarios del cañón presentan gradientes en promedio de 10°

mientras que la pendiente en el eje principal muestra un rango entre 10° y 40° . A los costados del cañón se observan terrazas y en la porción sur de la bahía la plataforma es casi inexistente presentando una pendiente muy fuerte.

El sedimento en la plataforma interna se clasifica como subarcosa a cuarzoarenita y a partir de su textura como arena y arena ligeramente gravosa. Esto refleja el control que ejerce el oleaje y sus cambios de energía sobre el fondo marino, ya que la arena se presenta después de los 10 m hasta los 45 m de profundidad, mientras que cambia a ligeramente gravoso a profundidades menores a los 10 m.

Por otro lado el tamaño del sedimento presenta un comportamiento perpendicular a la línea de costa de arena gruesa en la parte oriental de la bahía a arena media a fina hacia la parte occidental, este comportamiento se pudiera relacionar con la refracción que sufre el oleaje cuando entra a la bahía.

El sesgo en el sedimento también presenta un comportamiento controlado por la energía del oleaje y su efecto en el fondo marino; éste es de muy sesgado a los finos a profundidades mayores a los 20 m y en la parte donde se desarrolla el prodelta; conforme la profundidad es más somera cambia a sesgado a los finos, pasando por la simetría hasta ser sesgado a los gruesos a profundidad menor a los 10 m. Esto coincide con la zona donde rompe el oleaje y la energía es más intensa. En relación a los otros parámetros, el sedimento de la plataforma interna es de moderadamente seleccionado a bien seleccionado. Sin embargo, en la parte del prodelta el sedimento es pobremente seleccionado. Este comportamiento se puede relacionar con la descarga del arroyo El Salto y a lo angosto de la plataforma en esa parte que no permite una buena selección del sedimento provocada por el oleaje. Estadísticamente la curva de distribución es de tipo leptocúrtica; aunque también existe el comportamiento mesocúrtico, el cual es muy puntual y coincide con las zonas de aporte de sedimento fluvial.

VII.2 Comportamiento mineralógico en los ambientes costeros

El mineral que predomina en los diferentes ambientes sedimentarios es el cuarzo, primero por la disponibilidad de este mineral al ser el componente principal de las rocas graníticas que afloran en la mayor parte del área de estudio y segundo por su resistencia al intemperismo y erosión. Los otros minerales como los feldespatos y minerales pesados presentan un comportamiento particular en cada uno de los ambientes debido a la acción y nivel de energía que ejercen sobre ellos los procesos terrestres y costeros. Es por ello que las condiciones anteriores modificaran el contenido mineralógico en el sedimento de cada ambiente.

Tomando en cuenta el análisis mineralógico de las muestras se puede apreciar que en el ambiente fluvial no se observa un patrón claro de distribución con respecto al transporte, esto se debe tal vez a que la cuenca de sedimentación es pequeña y que se encuentra muy cerca de la fuente de aporte, además de que el intemperismo de los minerales no es considerable. También se debe considerar que el transporte de este sedimento, hasta la línea de costa, sólo se produce con lluvias extraordinarias como las asociadas a los huracanes. Es por ello que en condiciones normales el sedimento que es transportado por las pequeñas avenidas no recorre grandes distancias lo que ocasiona que no presente algún patrón preferencial de distribución. El sedimento en el ambiente fluvial es de tipo subarcosa, lo que nos da idea del grado de inmadurez del sedimento.

Sin embargo, al llegar este sedimento a la línea de costa el proceso que controla la distribución y retransporte del sedimento es el oleaje y el viento. El oleaje de swell que se presenta en la bahía San Lucas es de energía moderada a alta, esto ocasiona que el sedimento depositado por las corrientes fluviales en el abanico-delta sea redistribuido a lo largo de la costa en función de su tamaño y peso específico, y por otro lado, los minerales con índice de dureza bajo o resistencia baja a la corrosión, son fragmentados y erosionados por esa energía o en su mayoría es transportado en suspensión hacia la antepaya, a profundidades donde la acción del oleaje es mas baja y permite el asentamiento de esos minerales. Debido a lo anterior, en el contenido mineralógico el que predomina con un alto porcentaje es el cuarzo, es por ello que el sedimento de la playa se clasifica como cuarzo arenita reflejando un grado de madurez más alto que el del ambiente aluvial.

El sedimento del cordón de dunas presenta la misma clasificación que la playa; como ya se menciono anteriormente el sedimento tipo cuarzoarenita refleja la intensidad de la energía del agente transportante en este caso el eólico.

En la plataforma interna los procesos que cobran importancia son el oleaje y las corrientes litorales. Estos procesos definen la distribución del sedimento y el retransporte que esté presente. El estado textural en la plataforma interna es de submaduro a maduro reflejando niveles de energía de moderada a baja, por lo que el tipo de sedimento es de subarcósico a cuarzo arenita, lo cual refleja diferentes grados de madurez que se pueden deber a la proximidad con la fuente de aporte y a que la plataforma interna es reducida y con una profundidad máxima promedio de 45 m, lo que permite que el oleaje de swell tenga gran influencia sobre el sedimento en casi toda la plataforma. En este ambiente sedimentario sigue prevaleciendo el cuarzo sobre los otros minerales, sin embargo se observa que el contenido de feldespatos y minerales pesados presenta una relación con la profundidad; al incrementarse la profundidad, la interacción del oleaje con el lecho marino disminuye, lo que hace que se presenten las condiciones necesarias para que esos minerales se asienten o se mantengan en esa zona.

VIII. CONCLUSIONES

1.- La cuenca hidrográfica El Salto es pequeña y de forma elongada que en combinación con la geología, edafología y pendiente del área originan un modelo erosivo con diferentes patrones de drenaje, responsables de la distribución del sedimento dentro de la cuenca y hacia la costa. Ese sedimento es transportado principalmente por flujos de gravedad, mismos que combinados con la pendiente y las características texturales del sedimento condicionan el comportamiento sedimentológico en los ambientes de depositación terrestre.

2.- El sedimento en el ambiente aluvial-fluvial se clasifica como subarcosa ($>$ cuarzo) con textura de arena gruesa a muy gruesa, mal seleccionado, sesgo positivo, un comportamiento gráfico de tipo mesocúrtico y la forma del grano de angular a muy angular. De lo anterior se infiere que el grado de energía en ese ambiente es de bajo a moderado y con un grado de redondez submaduro. Los procesos que condicionan lo anterior son los flujos de gravedad, los modos de transporte (tracción, saltación y suspensión) en relación con la pendiente y el nivel de energía; y en menor escala el intemperismo físico.

3.- En la planicie aluvial se desarrollan dos abanicos con pendiente suave ($< 5^\circ$) y con cambios debido a los procesos de erosión, como la migración del ápice del abanico más antiguo (cabecera de la cuenca) y poco desarrollo de la parte distal. El pseudotelescopio entre los abanicos está controlado por la tectónica del lugar que muestra fallas normales con rumbo NW-SE.

4.- La pendiente de la cara de la playa en la bahía San Lucas es de fuerte a moderada (de NE a SW) con bermas bien desarrolladas y presencia de formas cuspidas en la parte más expuesta al oleaje. El proceso que condiciona esta morfología es el oleaje de swell y la presencia de la onda marginal que desarrolla celdas de circulación, mismas que están relacionadas con el desarrollo de las formas cuspidas. Esta morfología permite clasificar a la playa como de tipo intermedio a reflexivo.

5.- Los parámetros texturales del sedimento de playa reflejan la influencia que tiene el oleaje como principal agente de distribución y en algunos casos el aporte fluvial y las construcciones civiles, como los espigones. Las características del grano de bien seleccionado, unimodal y leptocúrtico están relacionadas únicamente al oleaje, mientras que el sedimento de la playa presenta bimodalidad, un grado de selección bajo y distribución mesocúrtica en la zona donde desemboca el arroyo El Salto o donde se encuentran los espigones. Además, el sedimento de la playa se encuentra dentro de la clase subredondeado, lo cual refleja el retrabajamiento del sedimento por la acción del oleaje.

6.- En la plataforma interna los procesos que cobran importancia son el oleaje y las corrientes litorales, los cuales definen la distribución y el retrabajamiento del sedimento. El estado textural en la plataforma interna es de submaduro a maduro, reflejando niveles de energía de moderada a baja, por lo que el tipo de sedimento es de subarcósico a cuarzoarenita, lo cual refleja diferentes grados de madurez que se pueden deber a la proximidad con la fuente de aporte y a que la plataforma interna es reducida, con una pendiente de 1° , presenta un ancho de 1500m y se angosta de noreste a suroeste, con una profundidad máxima promedio de 45 m, lo que permite que el oleaje de swell tenga gran influencia sobre el sedimento en casi toda la plataforma.

7.- El tamaño del sedimento presenta una variación perpendicular a la línea de costa de arena gruesa en la parte oriental de la bahía a arena media a fina hacia la parte occidental. Éste comportamiento se pudiera relacionar a la refracción que observa el oleaje cuando entra a la bahía. También presenta un comportamiento controlado por la energía del oleaje y su efecto en el fondo marino; este es de muy sesgado a los finos a profundidades mayores a los 20 m y en la parte donde se desarrolla el prodelta; conforme la profundidad es más somera, cambia a sesgado a los finos, pasando por la simetría hasta ser sesgado a los gruesos en una profundidad menor a los 10 m. Esto coincide con la zona donde rompe el oleaje y la energía es más intensa.

8.- A partir del análisis mineralógico de la concentración de biotita en las muestras de plataforma interna se infiere un patrón de circulación litoral de este a oeste en la bahía, al menos para el mes de septiembre que es la transición de las características oceanográficas de verano a invierno.

LITERATURA CITADA

Allison, E.C., 1964; Geology of areas bordering Gulf of California. En: T.H. van Andel and G.G. Shor, Jr., eds.; Marine Geology of the Gulf of California. AAPG, Memoir 3: 3-29.

Alsharhan, A.S. y El-Sammak, A.A., 2004; Grain-Size Analysis and Characterization of Sedimentary Environments of the United Arab Emirates Coastal Area. *Jour. Coast. Res.*, 20(2): 464-477.

Alveirinho, J. M. y Neal, W.J., 1990; Modal size classification of sands: an example from the Northern Portugal continental shelf. In Parrado, J.M. and Achad, M., 1999; Grain-size trends associated with sediment transport patterns in Cadiz Bay (southwest Iberian Peninsula). *Biol. Inst. Esp. Oceanogr.* 15(1-4): 269-282.

Anderson, D.L., 1971; La Falla de San Andrés. En: Tuzo Wilson, 1974; Deriva Continental y Tectónica de Placas. Selecciones de Scientific American, Freeman and Company, San Francisco: 163-179.

Atwater, T., 1970; Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.* (81): 3513-3536.

Baba, J. y Komar, P.D., 1981; Settling velocities of irregular grains at low Reynolds numbers. *Jour. Sed. Pet.*, v. 51: 121-127.

Bird, E., 2001; Coastal Geomorphology an Introduction. John Wiley and Sons, LTD: 322p.

Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In Geomorphology of Desert Environments, Athol D. Abrahams and Anthony J. Parsons (eds). Chapman & Hall, London: 354-402.

Blissenbach, E., 1954; Geology of aluvial fans in semiarid regions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 175-190.

Blott J.S. y Pye, K., 2001; Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**: 1237–1248.

Boggs, S. Jr., 1995; Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Segunda Edición. Prentice may. Englewood Cliffs, New Jersey: 774 p.

- Bowen, A. J. y Inman, D. L., 1969; Rip currents, 2: Laboratory and field observations. *Jour. Geoph. Res.*, 74: 5479-5490.
- Bull, W.B., 1963. Alluvial fan deposits in Western Fresno County, California. *Jour. Geol.*, 71: 243-251.
- Camacho, V., 2003; Características morfodinámicas y texturales de los depósitos eólicos de Cabo Falso, Baja California Sur, México. Tesis de Maestría CICIMAR, La Paz, B.C.S: 139 p.
- Campos Aranda, D. F., 1987; Procesos del Ciclo Hidrológico. Vol.1, Tomo 1/2 . Editorial Universitaria Potosina. Universidad Autónoma de San Luis Potosí: 517 p.
- Carranza-Edwards, A, 2001; Grain size and sorting in modern sands. *Jour. Coast. Res.*, 17(1): 38-52.
- Carranza-Edwards, A., 1984; Estudio Sedimentológico Regional de las Playas del Estado de Chiapas, México. An.Inst.Cienc.del Mary Limnol,Univ.Nal.Autón.México.
- Cook, O.D. y Gorsline, D.S., 1972; Field Observations of Sand Transport by Shoaling Waves. *Marine Geology*. 13(34): 31 - 55.
- Costa, J.E., 1988; Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In Flood georphology, V.R. Baker, R.C. Kochel and P.C. Patton (eds), New York, Wiley: 113-22.
- Davis, R.A., 1985; Coastal sedimentary environment, 2nd. Ed. Springer-Verlag, New York, Inc: 714 p.
- Demat, A. y Robin, C., 1975; Las facies del volcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, 75(1): 70-83.
- Demek, W.M., 1973; Manual of detailed geomorphological mapping, International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, Prague, 344 p.
- Dobkins, J.E. y Folk, R.L., 1970; Shape development on Tahiti-Nui. *Jour. Sed. Pet.*, v. 40: 1167-1203.
- Dott, R.H., Jr., 1964; Wacke, greywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Jour. Sed. Pet.*, 34: 622- 647.
- Emery, K. O., 1960; The Sea of southern California. New York, John Wiley and Sons: 366 p.

Folk, R.L., 1951; Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Jour. Sed. Pet.*, v. 21: 127-130.

Folk, R.L. y Ward, W., 1957; Brazo river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Pet.*, 27: 3-26.

Folk, R. L., 1966; A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.

Folk, R. L., 1974; Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing, Co. Texas: 182 p.

Friedman, G.M., 1961; Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Pet.*, 31: 514-529.

Friedman, G.M., 1979; Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology*, 26: 3-32.

Gastil, G., Morgan, G.J. y Krummenacher, D., 1978; Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California, in Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S. 1997. Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, México. *Geological Society of America. Special Paper 318*: 141-166.

Guillén, J. y Jiménez, J. A., 1995 ; Processes behind the longshore variation of the sediment grain size in the Ebro Delta coast. *Jour. Coast. Res.*, Vol. 11 (1): 205-218.

Hardisty, J., 1994; Beach and nearshore sediment transport. In: Woodroffe, C.D., 2002. Coasts: form, processes and evolution. Cambridge University Press: 99p.

Hesp, P.A. y Short, A.D., 1999; Barrier morphodynamics. In: A.D. Short (Editor), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. John Wiley & Sons, Chichester: 307-333.

Hofmann, H.J., 1994; Grain-shape indices and isometric graphs: *Jour. Sed. Res.*, v. A64: 916-920.

Hook, R.Le B., 1967; Processes on arid region alluvian fans. *Jour. Geology*, 75: 438-460.

Huntley, D. A., Davidson, R. Foote y J. Hardisty, 1993; Long Waves and Sediment Movement on Beaches: Recent Observations and Implications for Modeling. *Jour. Coast. Res.*, 15: 215 - 229.

INEGI. 1981a. Carta de Climas, La Paz, escala 1: 1 000 000. SPP. México.

INEGI, 1984; Carta Edafológica. San José del Cabo F12-2-3-5-6, escala 1:250,000. Primera Edición.

INEGI, 1984; Carta Geológica San José del Cabo F12-2-3-5-6, escala 1:250,000. Primera Edición.

INEGI, 1984; Carta Hidrológica de Aguas Subterráneas San José del Cabo F12-2-3-5-6, escala 1:250,000. Primera Edición.

INEGI, 1984; Carta Hidrológica de Aguas Superficiales San José del Cabo F12-2-3-5-6, escala 1:250,000. Primera Edición.

INEGI, 1993; Carta Topográfica San José del Cabo F12-2-3-5-6, escala 1:250,000. Primera Edición.

INEGI, 1998; Carta Topográfica Cabo San Lucas, B. C. S. F12B54, escala 1:50,000. Primera Edición. Actualización Digitalizada.

INEGI, 1998; Carta Topográfica San José del Cabo, B. C. S. F12B44, Escala 1:50,000. Primera Edición. Actualización Digitalizada.

INEGI. 1996. Estudio Hidrológico del estado de Baja California Sur. México:206p.

Inman, D. L., 1949; Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Jour. Sed. Pet.*, v. 19: 51-70.

Inman, D.L. and Nordstrom, C.E., 1971; In the tectonic and morphologic classification of coasts. *Jour. Geol.*, 79: 1-21.

Inman, D.L., 2003; Litoral Cells. Preprint from Enciclopedia of Coastal Science (M. Schwartz, editor), The Earth Science Encyclopedia Online (www.eseo.com), with permission from Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands.

Kinsman, B., 1965; Wind Waves. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey: 676 p.

Komar, P.D., 1976; Beach Processes and Sedimentation. Englewood Cliff, NJ: Prentice Hall: 429 p.

Komar, P.D., 1998; 2^{da} Rd. Beach Processes and Sedimentation. Englewood Cliff, NJ: Prentice Hall: 429 p.

Krumbein, W.C. y Rasmussen, W.C., 1941; The probable error of sampling beach sand for heavy mineral analysis. *Jour. Sed. Pet.*, 11(1): 10-20.

Krumbein, W.C., 1936; Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. *Jour. Sed. Pet.*, 6(1): 35-47.

Kuenen, Ph. H., 1959; Experimental abrasión, Part. 3: Fluvial action on sand. In Boggs, S. 1995. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Segunda Edición. Prentice Hall. Englewood Cliffs, New Jersey: 100p.

Kuenen, Ph. H., 1960; Experimental abrasión, Part 4: Eolian action. *Jour. Geology*, v. 68: 427-449.

Le Blond, P.H. y Mysak, L.A., 1978 ; Waves in the ocean. Elsevier Scientific Publishing Company: 640 p.

López Ramos, E., 1979; Geología de México 2ª. Ed., México, D.F. Edición escolar, 3 volúmenes.

Lugo-Hubp, J., 1990; El relieve de la República Mexicana, UNAM, *Inst. Geología, Revista*, Vol. 9 (1): 82-111.

Mann, J.F., 1951; The sediments of lake Elsinore, Riverside county, California. *Jour. Sed. Pet.*, 21(3): 151-161.

Marsh, W.M. y Dossier, J., 1981; Landscape: an introduction to physical geography. Addison-Wesley, U.S.A.: 637 p.

Martínez-Gutiérrez. G. 2004. Huracanes en Baja California, México y sus implicaciones en la sedimentación en el Golfo de California. *GEOS*. Vol. 24 (1): 57-64.

Mason, C.C. y Folk, R.L., 1958; Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Jour. Sed. Pet.*, 28(2): 211-226.

McLaren, P. y Bowles, D., 1985; The effects of sediment transport on Grain-Size Distribution. *Jour. Sed. Pet.*, Vol 55, No.4: 457-470.

McPherson, J. G. Shanmugan y Moiola, R., 1987; Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V.99: 331-350.

Miall, A.D., 1970; Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. *Jour. Geology*, 66: 556-571.

Moiola, R. y Weisher, 1968; Textural Parameters: An Evaluation. *Jour. Sed. Pet.*, 38(1): 45-53.

Montaño, L.Y. y Gutiérrez-Estrada, M., 1988. Dinámica de playas del delta del río Balsas, México. Inst. Ciencias del Mar, Univ. Nal. Autón. México: 15p.

Morán Z., D.J., 1985; Geología de la República Mexicana. INEGI-UNAM, México: 88 p.

Nava-Sánchez, E.H., 1992 ; Sedimentología de la cuenca San Juan de Los Planes, Baja California Sur, México. Tesis de Maestría CICIMAR, La Paz B.C.S: 180 p.

Nava-Sánchez, E.H., Salinas-González, F., Godínez-Orta, L., Rueda-Fernández, S. y Cruz-Orozco, R., 1994; Beach profiles and grain size on the tip of the Península of Baja California. *Inv. Mar. CICIMAR*, 9(1): 25-41.

Nilsen, H.T., 1982; Alluvial Fan Deposits. In: P.A. Scholle and D. Spearing, ed.; Sandstone depositional environments. AAPG, Tulsa, Oklahoma, Mem. 31: 49-86.

Ortielb, L., 1987; Neotectonics and Quaternary sea level variations in the Gulf of California Region, México. En Nava-Sánchez, E.H. 1992. Sedimentología de la cuenca San Juan de Los Planes, Baja California Sur, México. Tesis de Maestría CICIMAR, La Paz B.C.S: 180 p.

Parrado, J.M. y Achad, M., 1999; Grain-size trends associated with sediment transport patterns in Cadiz Bay (southwest Iberian Peninsula). *Biol. Inst. Esp. Oceanogr.* 15(1-4): 269-282.

Passega, R., 1957; Texture as characteristics of clastics deposition. Am. Soc. Asoc. *Petrol. Geol. Bull.* Tulsa, Okland. V. 41: 1952-1984.

Pettijohn, F.J. y Ridge, J.D., 1933; A mineral variation series of beach sands from Cedar Point, Ohio. *Jour. Sed. Pet.*, 3(2): 92-94.

Powers, M.C., 1953; A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Pet.*, vol. 23, No. 2: 117-119.

Rachocki, A., 1981; Aluvial Fans. En Nava-Sánchez, E. H. 1992. Sedimentología de la cuenca San Juan de Los Planes, Baja California Sur, México. Tesis de Maestría CICIMAR, La Paz B.C.S: 180 p.

Raisz, E.W. 1959 (2a. Ed. Corregida, 1964); Landform of Mexico : Physiographic Provinces. Geography Branch of the Office of Naval Research, USA. (1 carta); en Reading, H.G., 1978; Sedimentary Environments and Facies. Elsevier, New York: 557 p.

Robles Gil, S., 1998; Informe climatológico y meteorológico para el proyecto El Rincón: 24p.

Romero Vadillo, E., 2003; Modelación numérica de ondas de tormenta en la bahía de La Paz y Cabo San Lucas, Baja California Sur. Tesis doctoral, CICIMAR, La Paz B.C.S: 192p.

Sahu, B.K., 1964; Depositional mechanisms form the size analysis of clastics sediments. *Jour. Sed. Pet.*, 34(1): 73-83.

Schumm, S.A., 1963; The disparity between present rates of denudation and orogeny. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 454-H: 13p.

Self, R.P., 1977; Longshore variation in beach sands Nautla area, Veracruz, Mexico. *Jour. Sed. Pet.*, Vol. 47, No. 4: 1437-1443.

Shepard, F.P., y Emery, K.O., 1941; Submarine topography of the coast-Canyons and tectonic interpretations: *Geol. Soc. Am.*, Special Publications 31: 171 p.

Shepard, F.P., 1950; Submarine topography of the Gulf of California, part 3 of the 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gulf of California. *Geol. Soc. Am.*, Mem 43: 32p.

Shepard, F. P., 1964; Sea-floor valleys of Gulf of California., *AAPG*, Mem. 3: 408 p.

Shepard, F. P. y Dill, R., 1966; Submarine canyons and other sea valleys. Chicago, Rand-McNally and Co: 381 p.

Short, A.D. and Hesp, P.A., 1982; Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*. 48: 259-284.

Silver, L.T. y Anderson, T. H., 1978; Mesozoic magmatic and tectonism in northern Sonora and their implications for mineral resources. Resúmenes del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, Hermosillo, Sonora, Instituto de Geología, UNAM: 117-118.

Solohub, J.T. y Klován, J.E., 1970; Evaluation of grain-size parameters in Lacustrine environments. *Jour. Sed. Pet.*, 40(1): 81-101.

Strahler, A.N., 1977; Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. Paper 5, Part II: Hortonian Rejuvenation, page 169 to 176 in the Drainage Basin Morphology, edited by Stanley A. Schumm. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, U.S.A.

Sutherland, R.A. y Lee, C.T., 1994; Discrimination between coastal subenvironments using textural characteristics. *Sedimentology*, 41: 1133-1143.

Troyo, S., 2003; Oleaje de viento y ondas de infragravedad en la zona costera de Baja California Sur. Tesis doctoral, CICIMAR, La Paz, B. C. S: 239p.

Van Andel, T.H., 1964; Recent marine sediments of the Gulf of California. En: T.H. Van Nadel and G.G. Shor, Jr., eds.; Marine Geology of the Gulf of California. AAPG, Memoir 3: 216-310.

Visher, G.S., 1969; Grain size distributions and depositional processes. *Jour. Sed. Pet.*, 39(3): 1074-1106.

Wentworth, C. K., 1922; A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.*, 30: 377-392.

Woodroffe, C.D., 2002. Coasts: form, process and evolution. Cambridge University Press: 623p.

Wright, L.D., Boon, J.D., Kim, S.C. y List, J.H., 1991; Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96: 19-51.

Wright, L.D., 1995; Morphodynamics of inner continental shelves. CRC Press, Inc. U.S: 241p.

Fotografías Aéreas

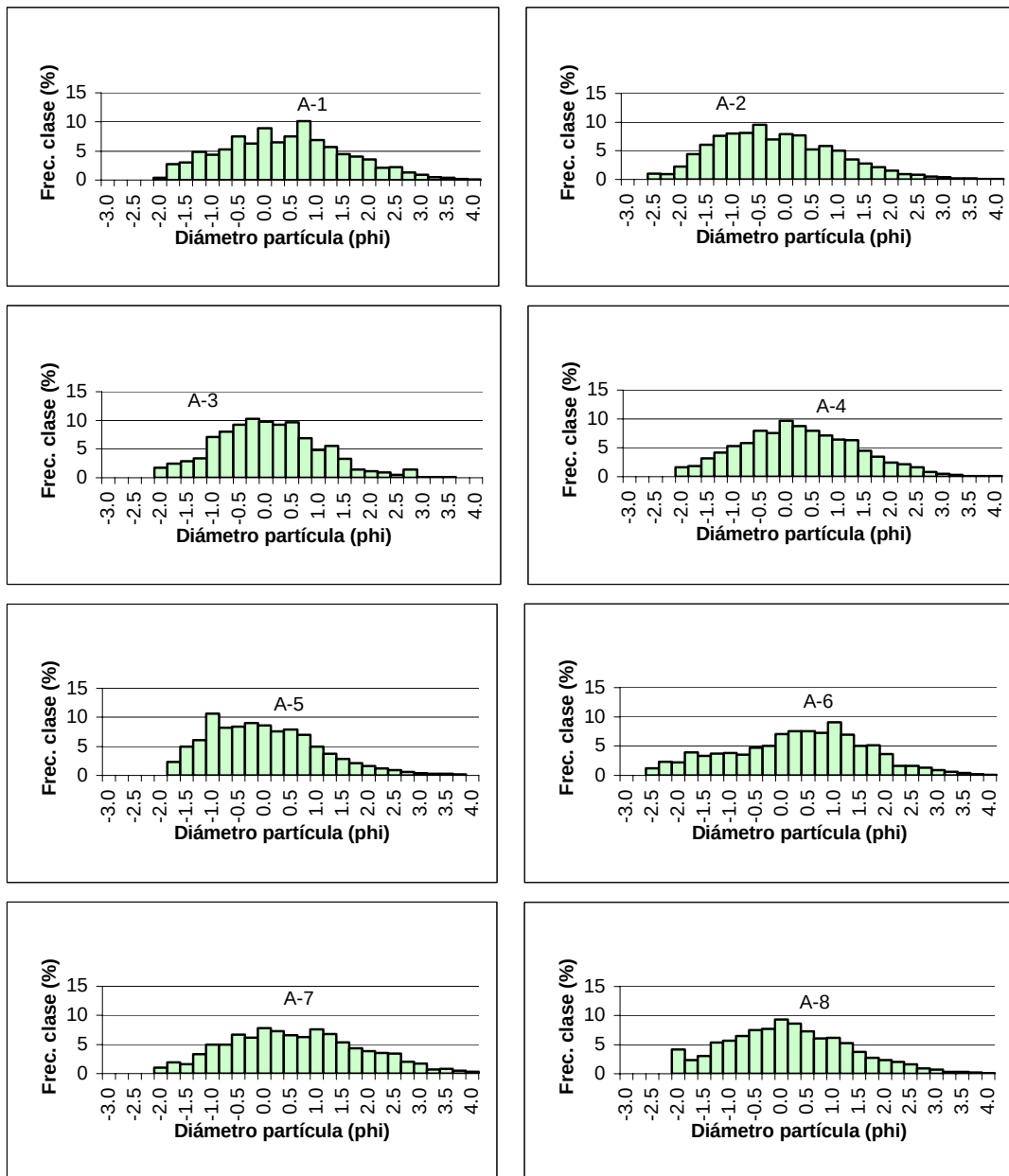
Zona 45-A. Línea 9(1). Fotografías 17-32. Escala 1:50,000. DGTNAL. 1976.

Ortofoto F12B54a. Escala 1:75,000. INEGI. 1993.

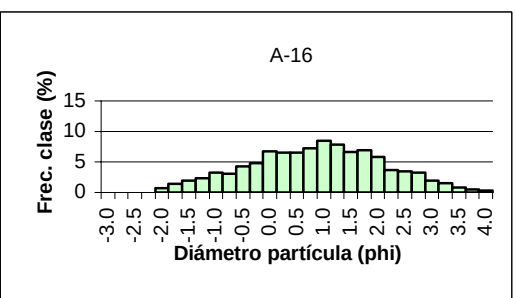
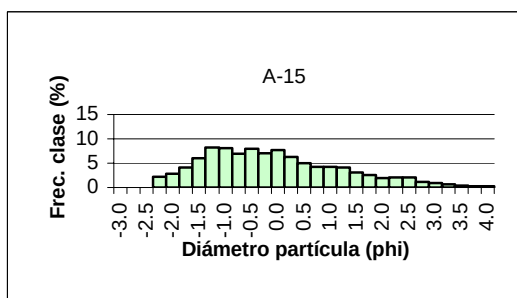
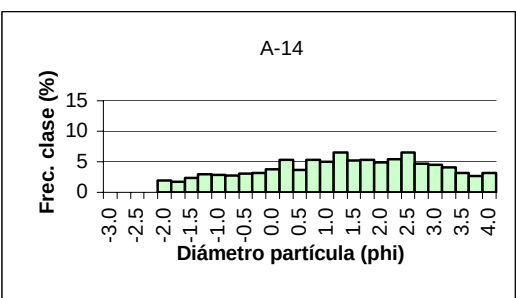
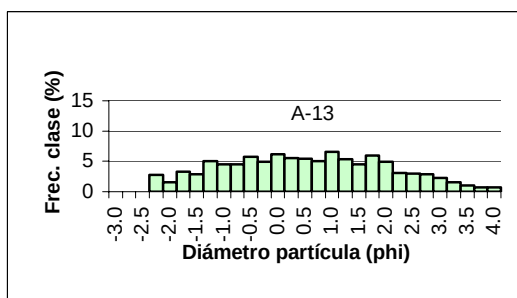
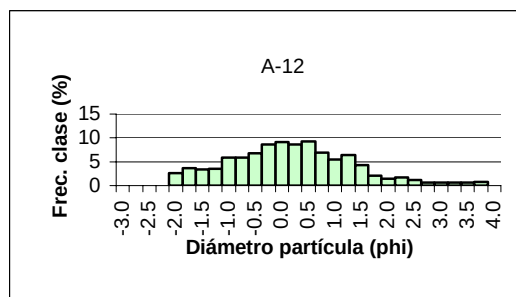
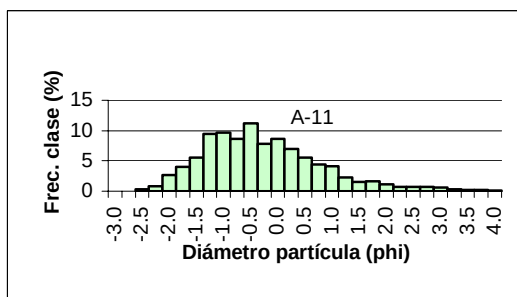
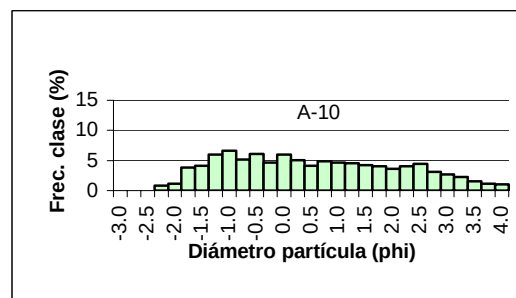
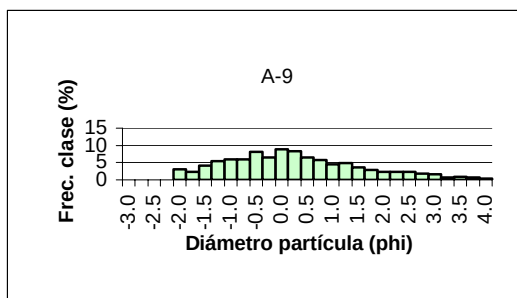
Ortofoto F12B54b. Escala 1:75,000. INEGI. 1993.

Ortofoto F12B54c. Escala 1:75,000 INEGI. 1993.

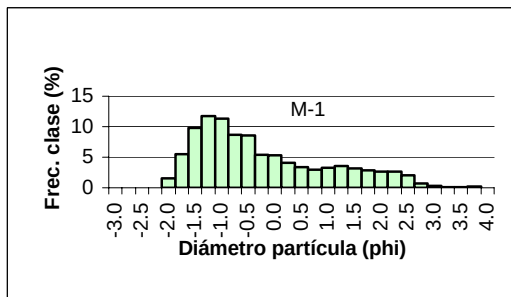
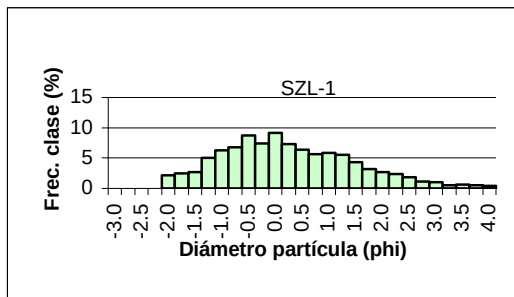
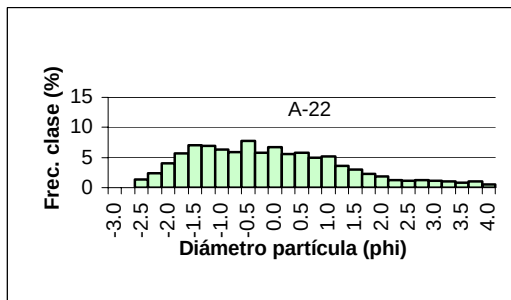
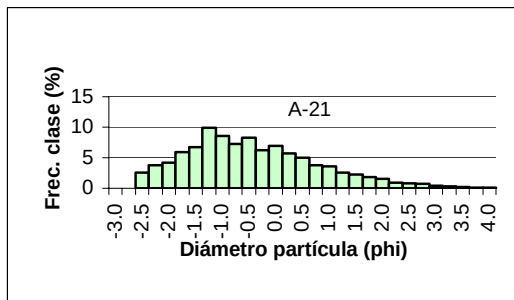
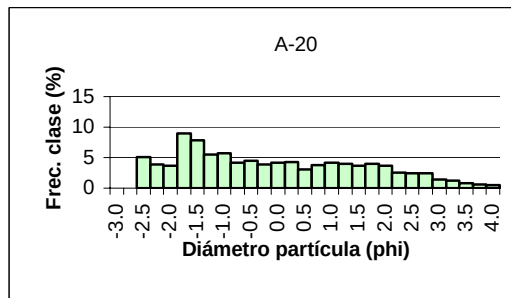
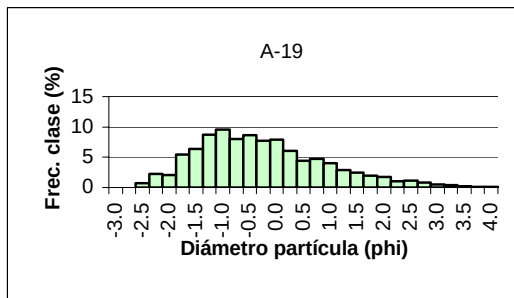
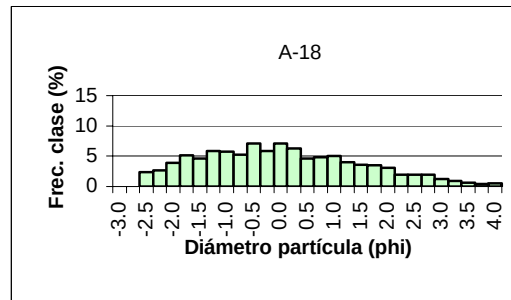
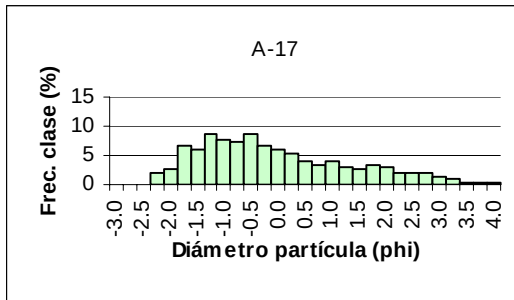
ANEXOS



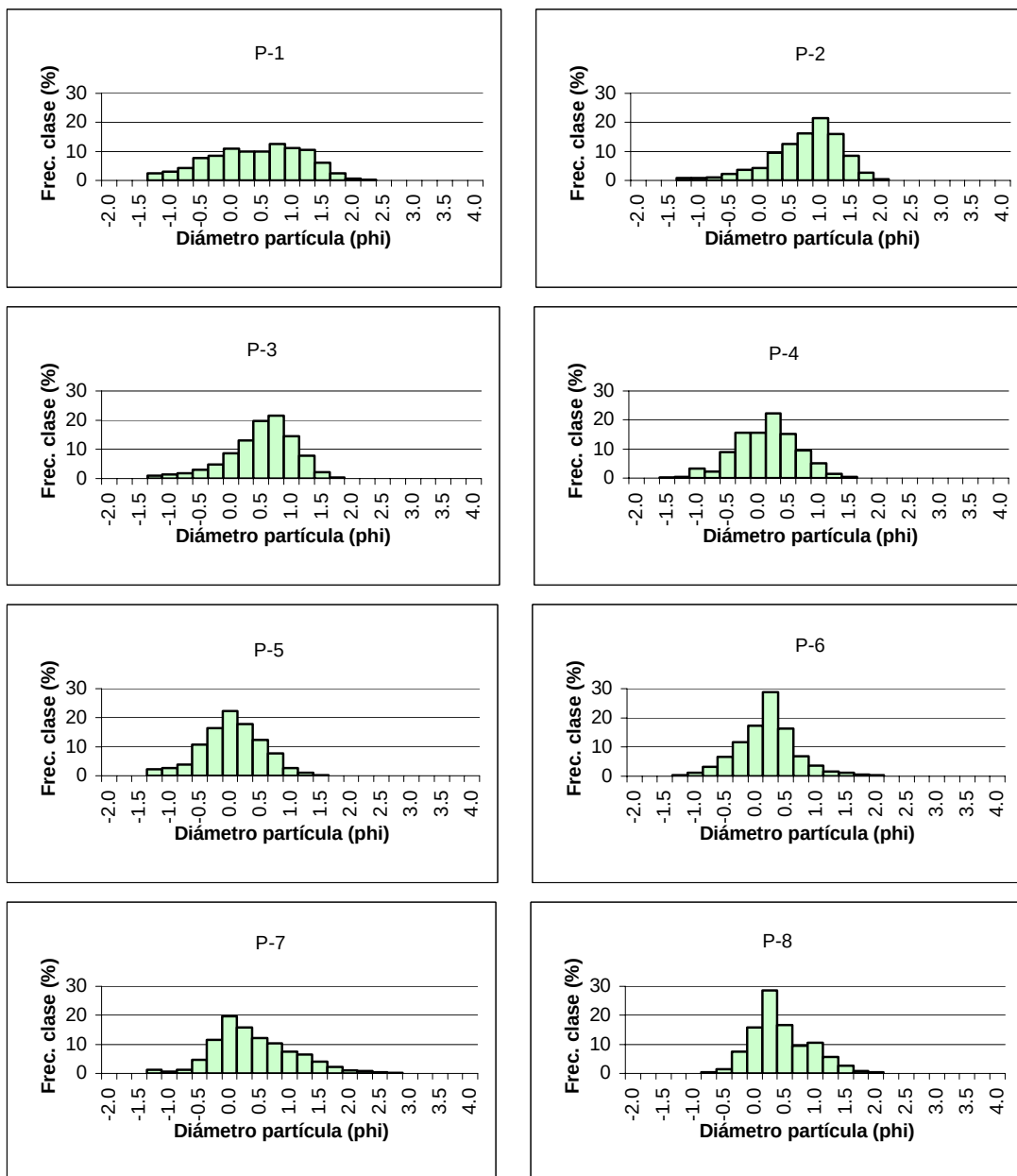
Anexo 1. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del sistema fluvial



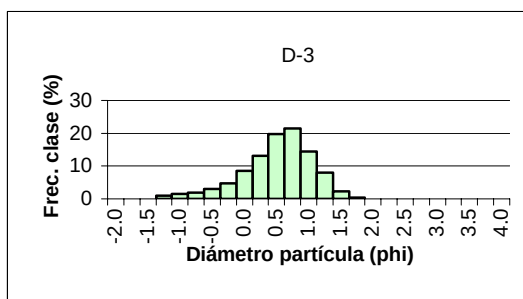
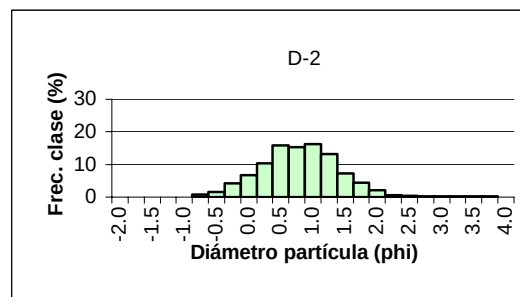
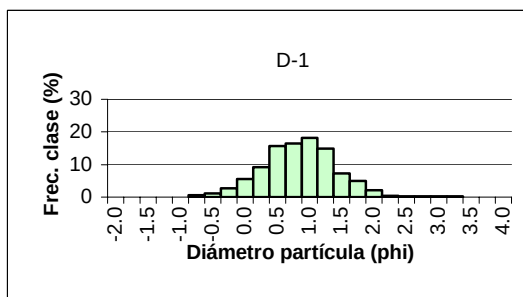
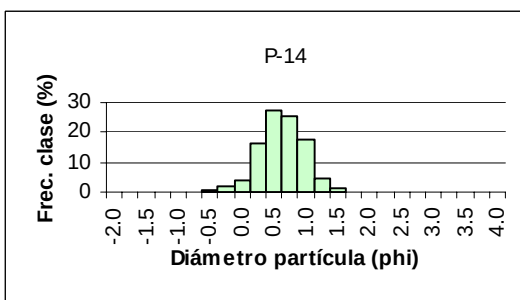
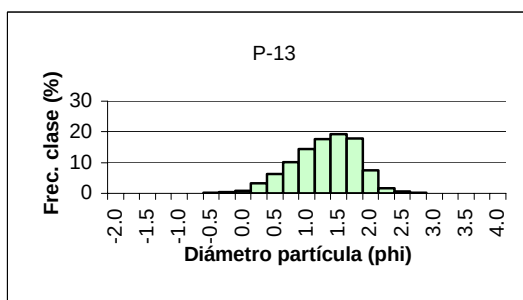
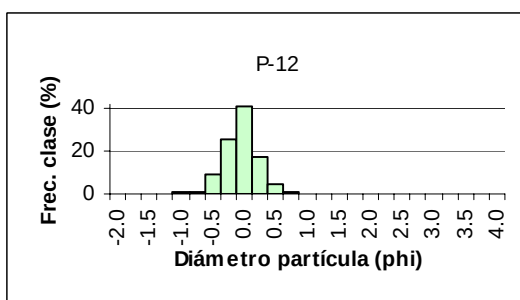
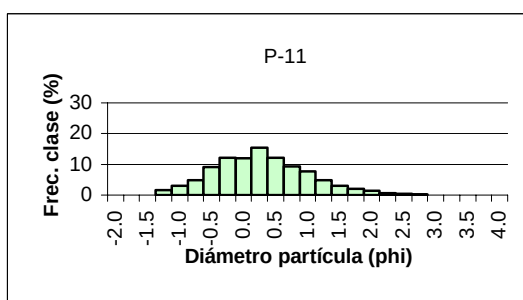
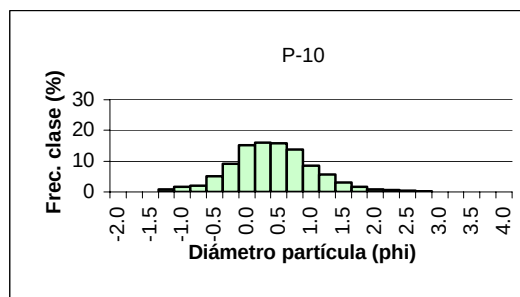
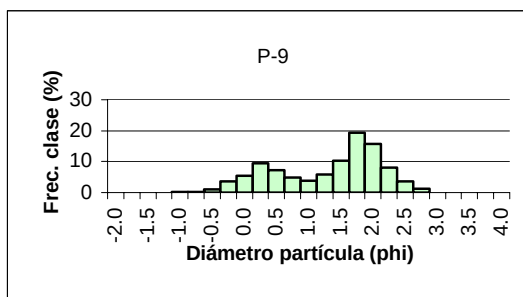
Anexo 1. Histogramas... continuación.



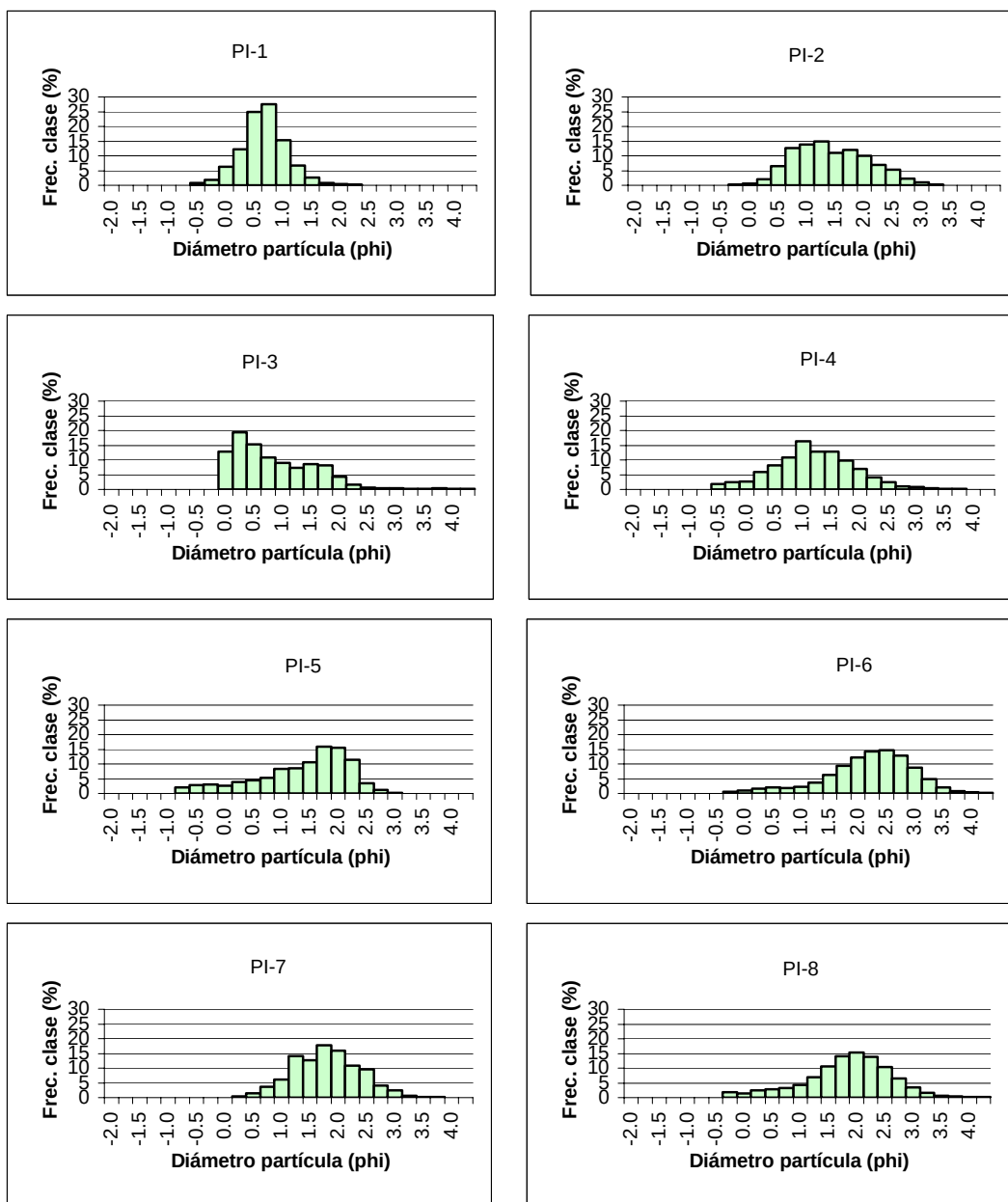
Anexo 1. Histogramas... continuación.



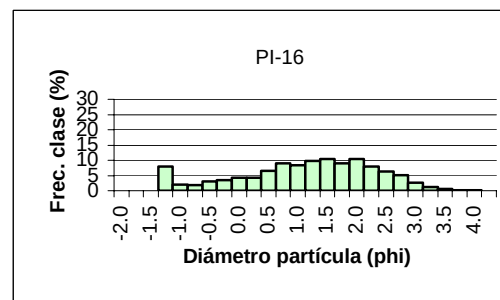
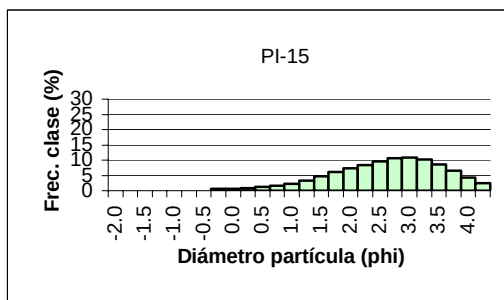
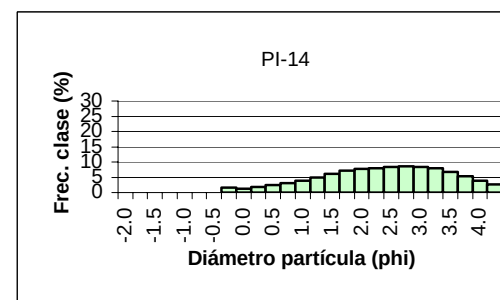
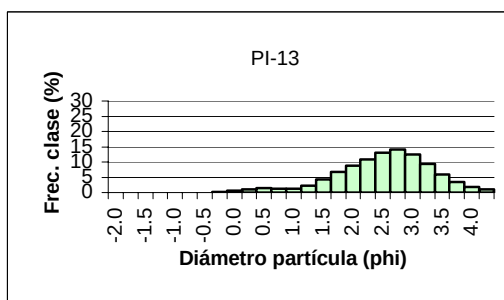
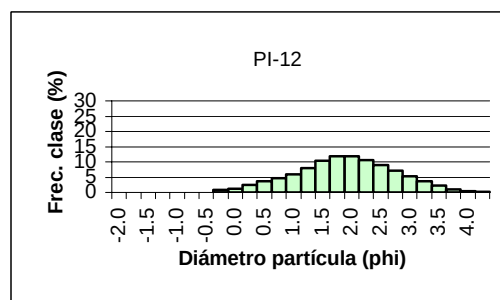
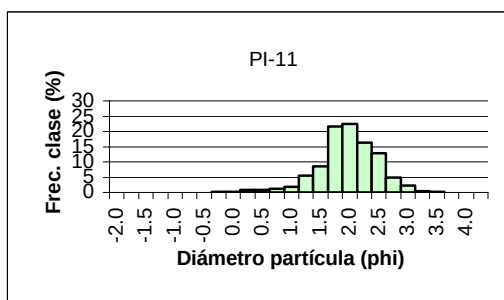
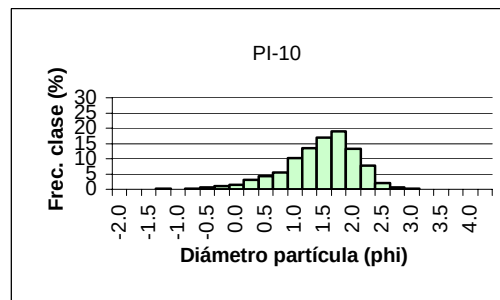
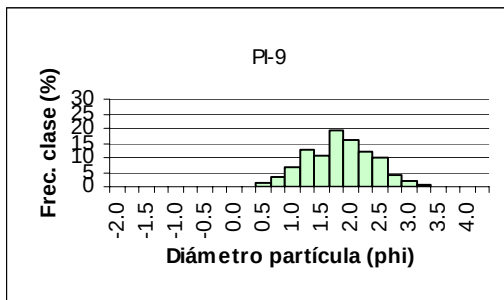
Anexo 2. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del ambiente de playa y duna



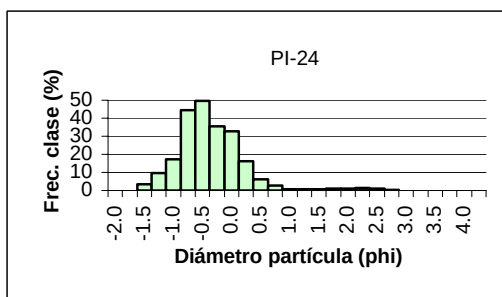
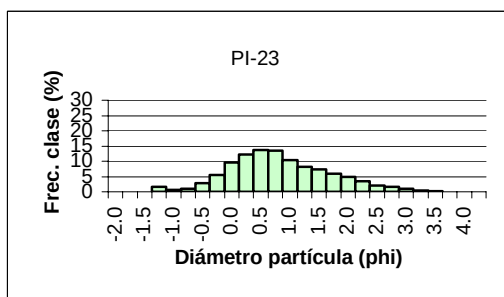
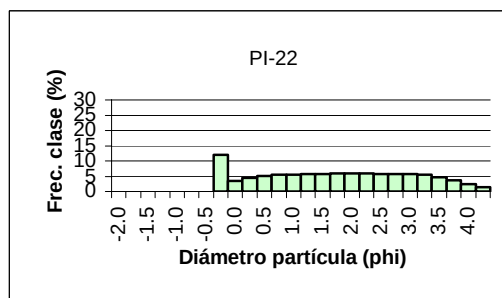
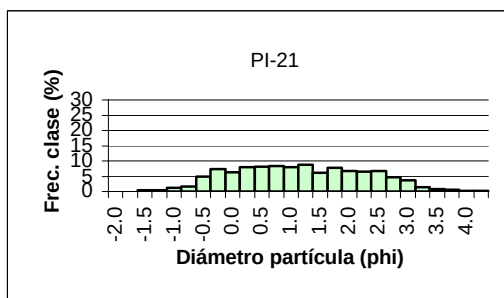
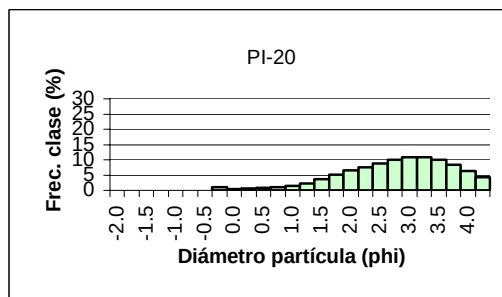
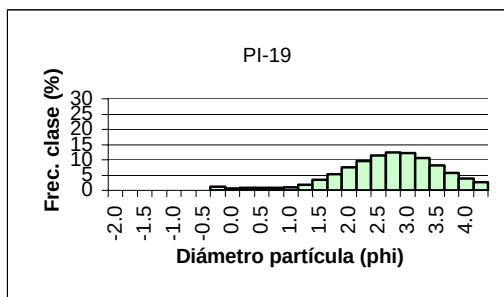
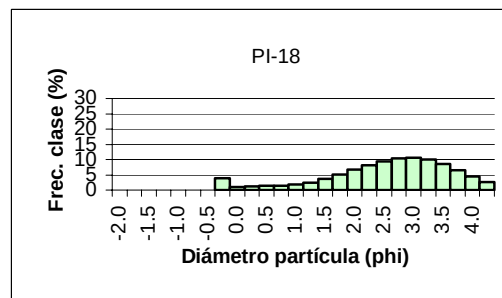
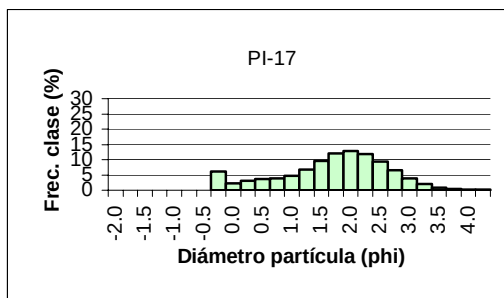
Anexo 2. Histogramas... continuación.



Anexo 3. Histogramas de distribución de frecuencia del tamaño de grano para el sedimento del ambiente de plataforma interna



Anexo 3. Histogramas... continuación.



Anexo 3. Histogramas... continuación.

A-1



A-3



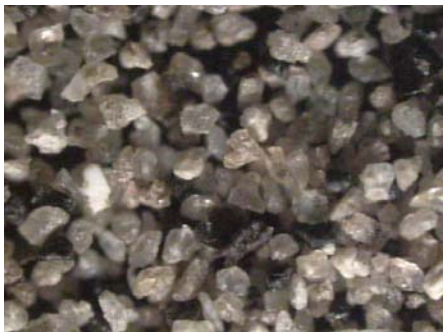
A-5



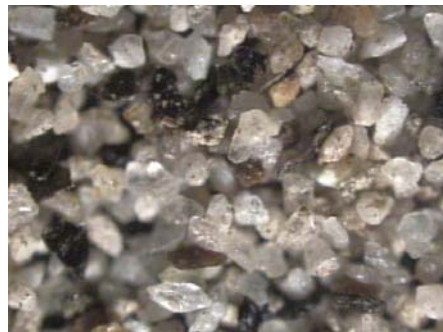
A-6



A-7



A-9



Anexo 4. Fotografías de los granos del sedimento del ambiente fluvial (A), para determinar la redondez a partir del análisis al microscopio.

A-10



A-12



A-14



A-15



A-16



A-18



Anexo 4. Continuación de las fotografías de los granos del sedimento fluvial.

A-20



A-21

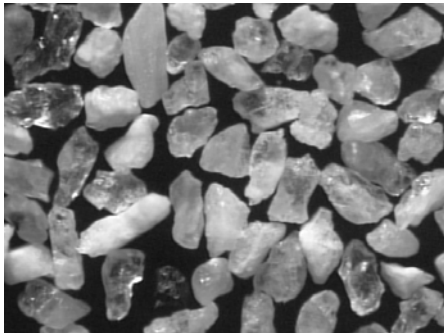


SZL-1

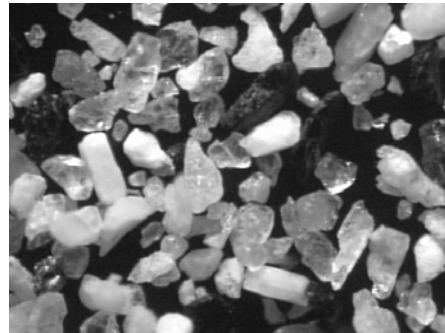


Anexo 4. Continuación de las fotografías de los granos del sedimento fluvial.

P-1

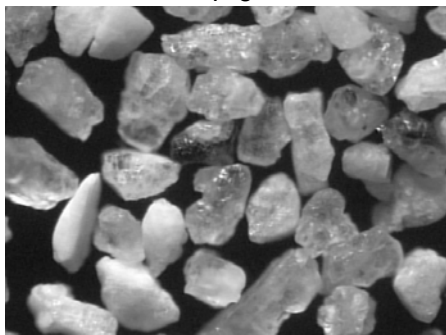


P-3

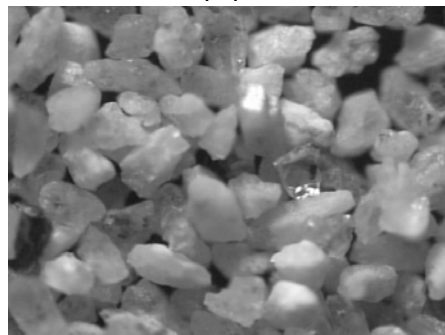


Anexo 5. Fotografías de los granos del sedimento, del ambiente de playa (P) y duna (D), para determinar la redondez a partir del análisis al microscopio.

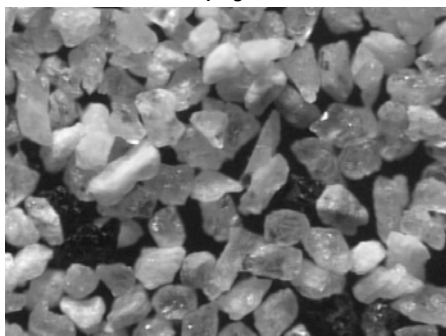
P-5



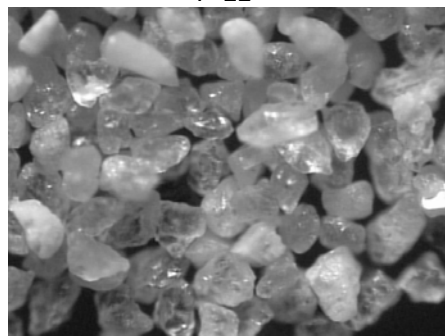
P-7



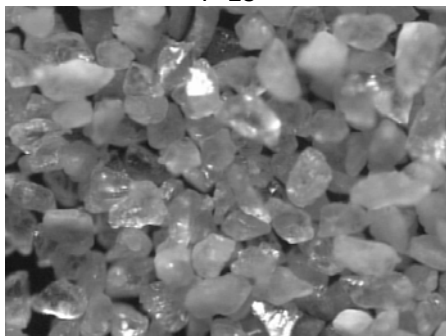
P-9



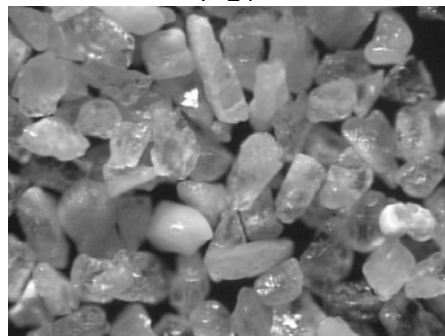
P-11



P-13

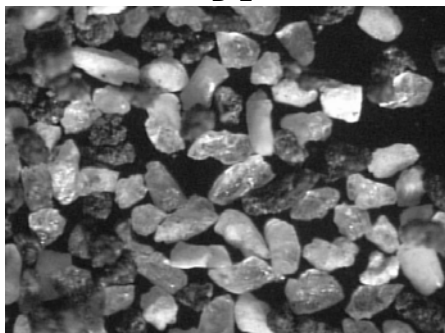


P-14

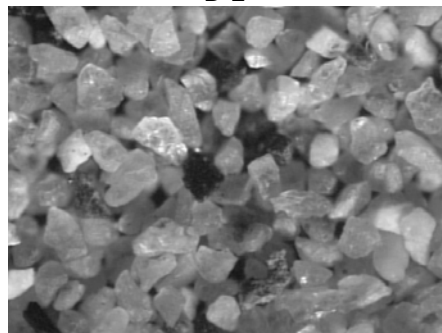


Anexo 5. Continuación de fotografías de los granos del sedimento, del ambiente de playa (P) y duna (D).

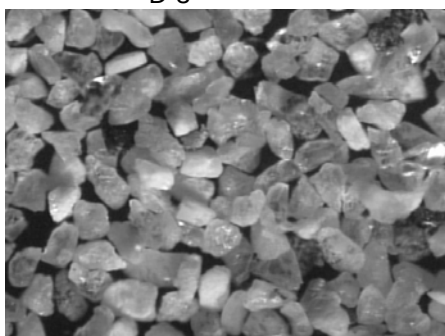
D-1



D-2



D-3



TRZ-1(Terraza marina)



Anexo 5. Continuación de las fotografías de los granos del sedimento de playa y duna.

PI-1



PI-2



Anexo 6. Fotografías de los granos del sedimento de la plataforma interna (PI) para determinar la redondez de los granos a partir del análisis al microscopio.

PI-4



PI-5



PI-6



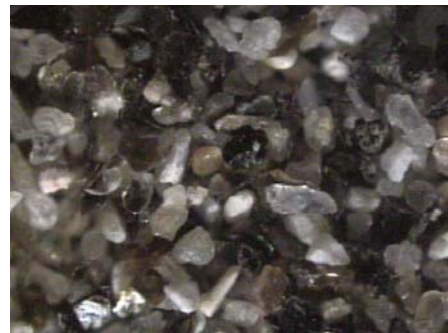
PI-8



PI-12



PI-14



Anexo 6. Continuación de las fotografías de los granos del sedimento de la plataforma interna (PI).

PI-18



PI-20



PI-22



PI-24



Anexo 6. Continuación de las fotografías de los granos del sedimento de la plataforma interna (PI).