

**PROCESOS COSTEROS Y BALANCE SEDIMENTARIO A
LO LARGO DE FORTALEZA (NE-BRASIL):
IMPLICACIONES PARA UNA GESTIÓN ADECUADA DE
LA ZONA LITORAL**

**Universitat de Barcelona
Facultat de Geologia
Departament d'Estratigrafia i Paleontologia**

Luís Parente Maia

Tesis Doctoral

1998

**PROCESOS COSTEROS Y BALANCE SEDIMENTARIO A
LO LARGO DE FORTALEZA (NE-BRASIL):
IMPLICACIONES PARA UNA GESTIÓN ADECUADA DE
LA ZONA LITORAL**

Memoria de la Tesis Doctoral presentada por Luís Parente Maia para optar al
grado de Doctor en Geología.

Esta tesis se ha realizado bajo la dirección de los Drs. Jordi Serra i Raventós
(UB) y José Antonio Jiménez Quintana (UPC), en el Departamento
d'Estratigrafia i Paleontologia.

Tesis Doctoral adscrita al Departament d'Ecologia, Facultat de Biologia,
Universitat de Barcelona.

Programa Doctorado de Ciencias del Mar
(Bienio 1994-1996)

Barcelona, Abril de 1998

**A mi esposa Verônica, y mis hijas:
Ana Luisa, Luana y Gabriela.**

INDICE

1 INTRODUCCION.....	1
2 ENCUADRE GEOLOGICO	
2.1 INTRODUCCIÓN.....	6
2.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA REGIONAL	6
2.3 MARGEN CONTINENTAL BRASILEÑO	8
2.3.1 Características Generales.....	9
2.3.2 Recubrimiento Sedimentario de la Plataforma del Nordeste.....	12
2.3.3 Fácies Sedimentares de la Plataforma del Estado de Ceará	15
2.3.3.1 Procesos Sedimentarios	18
2.4 ZONA COSTERA	21
2.4.1 La Formación Barreiras.....	22
2.4.1.1 Características locales	23
2.4.2 Fluctuaciones del Nivel del Mar.....	26
2.4.3 La Llanura Costera.....	28
2.4.3.1 Formaciones de Playa.....	29
2.4.3.2 Las Terrazas Marinas	30
2.4.3.3 Depósitos Eólicos.....	31
2.4.3.4 Depósitos asociados a los Cauces Fluviales	34
2.5 EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA	36
2.6 CONCLUSIONES	38
3 AGENTES DINÁMICOS	
3.1 INTRODUCCIÓN	40
3.2 LAS CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONALES.....	40
3.3 LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS LOCALES	42
3.3.1 Precipitación, Humedad y Insolación.....	42
3.3.2 Viento	43
3.3.3 Temperatura	45
3.4 PARÁMETROS CLIMÁTICOS Y DINÁMICOS QUE INFLUYEN EN LOS PROCESOS COSTEROS.....	47
3.4.1 Los Datos de Viento.....	48

3.4.2	La Marea	53
3.4.3	El Oleaje.....	59
3.4.3.1	Características Locales del Oleaje.....	60
3.4.3.2	Descripción del Oleaje a Corto Plazo.....	61
3.4.3.3	Descripción del Oleaje a Medio Plazo.....	67
3.4.4	Corrientes.....	69
3.4.4.1	Resultados	70
3.4.4.2	Corrientes Langrangianas	74
3.5	CONSIDERACIONES FINALES	77
4	DINAMICA SEDIMENTARIA Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS INDUCIDAS POR EL OLEAJE	
4.1	INTRODUCCIÓN.....	78
4.2	LA ZONACION DEL PERFIL LITORAL	79
4.3	TRANSPORTE LONGITUDINAL	84
4.3.1	Calculo del Transporte por Estimación Directa.....	84
4.3.2	Estimación Empírica del Transporte Longitudinal	90
4.3.2.1	Litpack	91
4.3.2.2	Cerc.....	94
4.4	PREDICCIÓN DE LOS CAMBIOS DEL PERFIL DE PLAYA.....	96
4.4.1	Morfodinámica de Playas con Macro y Meso Mareas	97
4.4.2	Cambios Estacionales en el Perfil de Playa	104
4.5	INTERACCIÓN OLEAJE-CORRIENTES.....	108
4.6	CONCLUSIONES.....	112
5	TRANSPORTE EOLICO, FLUJO DE SEDIMENTOS Y CARACTERÍSTICAS GRANULOMETRICAS	
5.1	INTRODUCCIÓN.....	115
5.2	CARACTERIZACIÓN DEL TRANSPORTE EÓLICO	116
5.2.1	Trampas y Técnicas de Medida.....	118
5.3	RESULTADOS DEL ESTUDIO DE CAMPO	120
5.3.1	Características de los Vientos Locales	121
5.3.2	El Perfil Vertical de Velocidad	124
5.3.3	Variación Vertical del Transporte de Sedimentos.....	129

5.3.4 Factores Limitadores del Transporte Eólico.....	132
5.4 EL TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS.....	135
5.4.1 El Modelo de Bagnold.....	137
5.4.2 Otros Modelos.....	139
5.4.3 Comparación con las Medidas Directas	140
5.4.4 Definición del Modelo Aplicado.....	144
5.5 TRANSPORTE EÓLICO A GRANDE ESCALA DUNAS.....	147
5.5.1 Relaciones Geométricas	149
5.5.2 Migración de Las Dunas (Barhanas y Sand Sheat).....	152
5.6 CONCLUSIONES	155
6 PROCESOS ASOCIADOS A LA CIRCULACIÓN ESTUARINA	
6.1 INTRODUCCIÓN.....	158
6.2 METODOLOGIA	160
6.3 LA MORFOLOGÍA DEL ESTUARIO	161
6.4 LA HIDROLOGÍA	163
6.4.1 Salinidad.....	163
6.4.2 Temperatura.....	167
6.4.3 Oxígeno Disuelto	167
6.4.4 Material en Suspensión.....	168
6.5 DINAMICA SEDIMENTARIA.....	171
6.5.1 Inicio del Movimiento del Sedimento.....	172
6.5.2 Las Velocidades en el Estuario	173
6.5.3 Transporte de Sedimentos	176
6.5.3.1 Balance Sedimentario.....	179
6.6 CONCLUSIONES	182
7 INTERGRACIÓN Y BALANCE SEDIMENTARIO DE LOS PROCESOS COSTEROS	
7.1 INTRODUCCIÓN.....	185
7.2 FUNCIONAMIENTO DEL SISTEMA.....	186
7.2.1 Límites: Las Características Costeras	187
7.2.2 Los Procesos	189
7.2.2.1 Fuente: La Contribución Fluvial	190

7.2.2.2	Sumideros y Fuentes: El Transporte Eólico.....	191
7.2.2.3	Transporte Generado por el Oleaje.....	193
7.2.3	Integración de los Elementos del Balance Sedimentario.....	195
7.2.4	Verificación del Balance Sedimentario	198
7.2.4.1	Celdas Sometidas a Erosión Intensa	199
7.3	INFLUENCIA DE LOS PROCESOS COSTEROS EN LAS CARACTERISTICAS GRANULOMÉTRICAS DE LOS SEDIMENTOS	203
7.3.1	Variaciones Longitudinales.....	203
7.3.2	Variaciones Transversales	211
7.3.3	Variación Temporal.....	212
7.3.4	Integración de las Variaciones	215
7.4	LAS FUENTES DE SEDIMENTOS	217
8	LA OCUPACIÓN DEL BORDE COSTERO	
8.1	INTRODUCCIÓN.....	221
8.2	OCUPACIÓN URBANA	222
8.2.1	Dinámica Demográfica	224
8.2.2	Actividades Económicas.....	225
8.3	EVOLUCIÓN DEL FRENTE LITORAL	226
8.3.1	Datos y Métodos.....	227
8.3.2	Antecedentes Históricos	228
8.3.3	Evolución Reciente.....	231
8.3.4	Discusión.....	234
8.3	LA ECOLOGIA DE LA ZONA LITORAL	236
8.4	MODELO DE DESARROLLO Y IMPLICACIONES FUTURAS	237
8.4.1	Urbanización e Industrialización.....	239
8.4.2	Las Perspectivas Futuras	240
8.4.2.1	Impactos	242
8.4.2.2	Implantación del Polo Siderúrgico y del Polo Metal mecánico	243
9	CONCLUSIONES	247
	BIBLIOGRAFIA	257

LISTA DE TABLAS

N°	Título	Página
3.2	Valores medios mensuales de las características del viento en la playa del Futuro.	51
3.3	Constantes de los 11 armónicos principales.	55
3.4	Valores medios mensuales de las amplitudes de mareas observadas en la boya de Mucuripe.....	56
3.5	Constantes inarmónicas de la marea (Harmonic constant reductions).....	57
3.6	Distribución direccional del porcentaje de registros y de los valores medios de la altura significativa y periodo.	63
3.7	Valores extremos para los 4 años de observaciones.	67
3.8	Diagrama de dispersión conjunta entre la altura significativa y el periodo medio.	68
3.9	Diagrama de dispersión entre la altura significativa y la dirección.	68
4.1	Profundidad activa según la expresión de Hallermeier.	81
4.2	Tasas de transporte (m^3) calculadas por las diferencias de volumen de agua en la subzona del dique principal del puerto de Mucuripe.....	87
4.3	Volúmenes totales de deposición y erosión, resultantes de la comparación entre los levantamientos batimétricos de la playa del Futuro.....	88
4.4	Relación de equilibrio entre los estados morfológicos de la playa y el valor medio de omega	99
4.5	Variación mensual de volumen en los perfiles de control (m^3/m).....	102
4.6	Evaluación cualitativa de los estimadores.....	105
4.7	Resultado de la aplicación del estimador de Dean (D).	107
4.8	Resultados de las simulaciones del transporte de sedimentos como carga de fondo y en suspensión bajo diferentes condiciones ambientales.	112
5.1	Direcciones principales y secundarias de los vientos en la región PecemCauipe	121
5.2	Valores de la velocidad mensuales media, máxima y desviación estándar, para las regiones del Pecem y Cauipe.	122
5.3	Resumen de los datos de campo de la velocidad y dirección del viento para todas las regiones estudiadas.	123
5.4	Resultados de los ensayos de campo para determinación de la velocidad de corte y rugosidad del suelo.	126
5.5	Definición de los coeficientes de ajuste de la curva potencial para el sistema Pecem-Cauipe.	130
5.6	Valores promedio de los coeficientes de ajuste de la curva potencial para todo el litoral.....	131
5.7	Distribución del tamaño medio y de la mayor clase textural de los sedimentos en función de la altura de captura.	132
5.8	Relación de las expresiones utilizadas en el cálculo potencial del transporte eólico	140
5.9	Definición del error de la estimación con relación a los datos de campo para todas las expresiones utilizadas.	143
5.10	Definición del error de la estimación con relación a los datos de campo del Pecem-Cauipe y de todo el litoral.	145
5.11	Dimensiones de las dunas bahanas en la región de Jericoacoara.	149
5.12	Definición de las tasas medias del transporte eólico de sedimentos.....	153

5.13	Definición de las tasas medias del transporte eólico de sedimentos para el sand sheet de Cauipe.....	154
5.14	Medidas de las distancias entre las marcas de ocupación.....	155
5.15	Tasas potenciales medias del transporte eólico en $m^3/m.año$	157
6.1	Relación entre las variaciones del contenido en materia en suspensión y los parámetros físicos que caracterizan la hidrología del estuario.....	169
6.2	Representación de las velocidades críticas para el inicio de movimiento de los sedimentos de fondo y las correspondientes velocidades medias mínimas.....	173
6.3	Volumen mensual en m^3 del transporte de sedimentos como carga de fondo	180
6.4	Tasas de transporte de sedimentos como carga de fondo	181
6.5	Estimación del volumen mensual de material transportado para la zona media del estuario.	182
7.1	Estimación de los volúmenes medios de material aportado en $m^3/año$ para las cuencas de drenaje de la región.....	191
7.2	Relación de las contribuciones sedimentarias de los principales elementos del balance.....	196
7.3	Comparación entre el balance parcial calculado por las contribuciones de la deriva y transporte eólico con el balance total teniendo en cuenta todos los elementos.....	198
7.4	Comparación entre las estimaciones de los estadios de la playa para las celdas costeras definidas por el balance sedimentario, fotografías aéreas y observaciones de campo.....	199
7.5	Rango de variación de las características texturales de los elementos morfológicos de los perfiles transversales a la playa.....	212
7.6	Rango de variación del D50 de las muestras recogidas en los perfiles de control	213
7.7	Límites de variación de la altura de ola más frecuente.....	215

CAPITULO 1 – INTRODUCCIÓN

La gestión y el uso adecuado de la zona costera implican necesariamente el conocimiento de los agentes que actúan sobre ella y que determinan los procesos dinámicos que en último lugar controlan su evolución a lo largo del tiempo. Este requerimiento básico, una vez logrado, permite prever el comportamiento de la costa, tanto en condiciones naturales como bajo la influencia humana a través de las actuaciones que el hombre realiza en dicha zona.

Si bien desde el punto de vista genérico esta necesidad es ampliamente reconocida, desde el punto de vista práctico no lo es, o por lo menos, no es cubierta de forma adecuada. Las razones esgrimidas (cuando lo son) suelen ser englobadas en dos grandes conceptos: falta de información existente y premura de tiempo para actuar sobre la costa, generalmente con la excusa de la importancia de las actuaciones a realizar. Ambas son mutuamente dependientes, ya que para obtener información sobre los procesos naturales se necesitan varios ciclos para que la misma sea relevante y, ello es incompatible con el poco tiempo que generalmente se dispone, una vez que se ha decidido actuar.

Por ello, es norma común que aun desconociendo el funcionamiento de un tramo costero se lancen planes de ocupación y/o actuación sin prever de forma adecuada cual será el resultado final, lo que generalmente acaba con la degradación de la zona costera de tal forma que no es posible la reversibilidad de dichas actuaciones y, al mismo tiempo, impidiendo una gestión racional de los recursos naturales.

En este contexto genérico, puede incluirse la costa brasileña, rica en recursos naturales tanto por su valor intrínseco como por su virginidad en una gran parte de la misma. El desarrollo de las últimas décadas ha llevado a una ocupación de la franja litoral por parte de las poblaciones que han comenzado a afectar de forma más o menos drástica, tanto el estado de las mismas como sus posibilidades de desarrollo sostenible en un futuro cercano.

Esta situación viene en gran parte determinada por un lado, por la necesidad de nuevas infraestructuras y suelo urbano, y por otro, por el desconocimiento del funcionamiento de dicha zona, dada la ausencia de estudios detallados de los procesos que rigen la misma. De esta forma, en este trabajo se estudian todos los factores, agentes y procesos que contribuyen al comportamiento de un tramo significativo de la costa

brasileña.

El área de estudio seleccionada comprende principalmente el litoral del área metropolitana de la ciudad de Fortaleza, que engloba además de la capital del estado de Ceará y principal ciudad del norte de Brasil, los municipios bajo la influencia directa de la metrópoli (Aquiraz y Eusebio al este, Caucaia y Sao Gonçalo do Amarante al oeste) totalizando aproximadamente 100 km de costa (Figura 1.1). Los límites transversales están definidos, hacia mar, por la porción interna de la plataforma continental, y, hacia el interior, por la zona de influencia de las mareas en los estuarios y límites de migración de las dunas. Con excepción del frente litoral de Fortaleza, donde los procesos costeros están bastante influenciados por la antropización, la mayor parte de la zona presenta un bajo índice de ocupación, luego los procesos pueden ser considerados, hasta el momento, como naturales. El contraste entre estos dos ambientes y la eminente realización de planes de desarrollo industriales en la zona natural es la justificativa principal para la selección del área de trabajo.

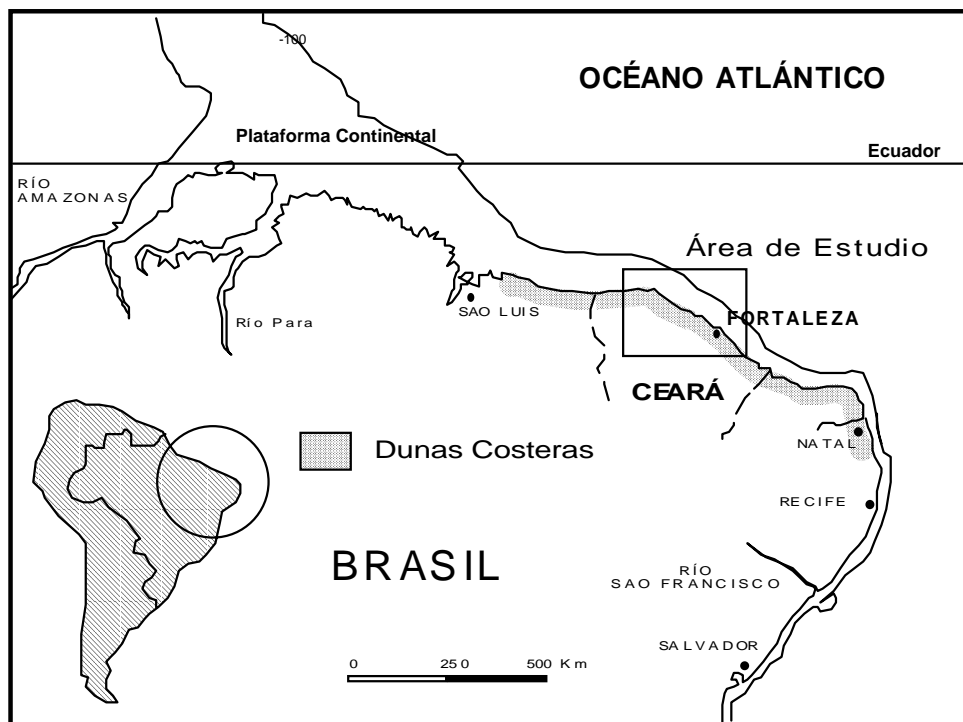


Figura 1.1 – Localización del área de estudio

Dicho estudio se realiza desde una amplia perspectiva científica, sentando las bases del funcionamiento costero a escala regional, con especificaciones de detalle para

los procesos relevantes que puedan condicionar su evolución futura. Como por ejemplo, las implicaciones de la instalación del polo metal-mecánico y del nuevo puerto en la playa de Pecem, extremo noroeste del área.

Por último, hay que resaltar que en el caso del nordeste de Brasil, por ser una región tradicionalmente más pobre, existe una ausencia de informaciones o estudios relacionados con los procesos y con la zona costera como un todo. Los únicos trabajos existentes, están en su gran mayoría restringidos a resúmenes de simposios y congresos o en la mejor de las situaciones, a pequeños trabajos en revista de circulación local.

En este contexto, queriendo contribuir con soluciones, herramientas o aportando nuevos conocimientos sobre el sistema litoral que puedan ser utilizados en la gestión y planeamiento costero, es por lo que se ha planteado esta tesis, donde se ha buscado organizar un contexto amplio de informaciones sobre los procesos costeros que actúan en el área metropolitana de Fortaleza basado en su mayor parte en datos inéditos, campañas y estudios específicos para la evaluación y cuantificación de los procesos costeros de la región, y secundariamente, en la interpretación de datos recogidos por las estaciones meteorológicas oficiales u otras instituciones de carácter público. De esta forma se espera que este trabajo pueda contribuir como una base para el diagnóstico de los problemas específicos de la zona, sea de orden técnico o científico, o que posibilite la apertura de otros campos de investigación.

Así, los objetivos fundamentales planteados en este trabajo son:

- a) Sistematizar las informaciones de carácter regional y definir las características locales de las formaciones geológicas costeras y plataforma continental.
- b) Analizar de forma detallada los principales agentes dinámicos (viento, oleaje, mareas y corrientes).
- c) Evaluar y cuantificar los principales procesos costeros que actúan en la región y que contribuyen de forma significativa en el equilibrio y evolución de la zona litoral.
- d) Integrar los resultados y elaborar un modelo de balance sedimentario y desarrollar un modelo conceptual del funcionamiento de la zona costera analizada.
- e) Definir las variaciones espaciales y temporales de los perfiles y sedimentos de playa.
- f) Determinar la evolución costera del frente litoral de Fortaleza y analizar las futuras intervenciones previstas para la zona.

Por ello se ha estructurado la memoria en tres partes: Introducción, Procesos

costeros e Integración de las informaciones (Figura 1.2). La parte introductoria pretende plasmar de forma detallada e integrando toda la información disponible (que hasta ahora estaba dispersa) así como la obtenida directamente en este estudio sobre las características generales de la zona y que sirven como marco general para poder entender a posteriori todos los procesos analizados. Está compuesta de tres capítulos: (i) esta introducción general; (ii) El capítulo 2 trata de la distribución de las fácies sedimentarias que recubren la plataforma continental del estado de Ceará, así como de la caracterización de la geología y geomorfología de las formaciones costeras, concluyendo con la evolución de la llanura costera durante el Cuaternario; (iii) Los agentes dinámicos (Capítulo 3), empezando por la caracterización del clima regional, sus influencias en el clima local y la descripción e interpretación de los ciclos de variación de los principales factores que participan activamente en la generación y control de los procesos costeros.

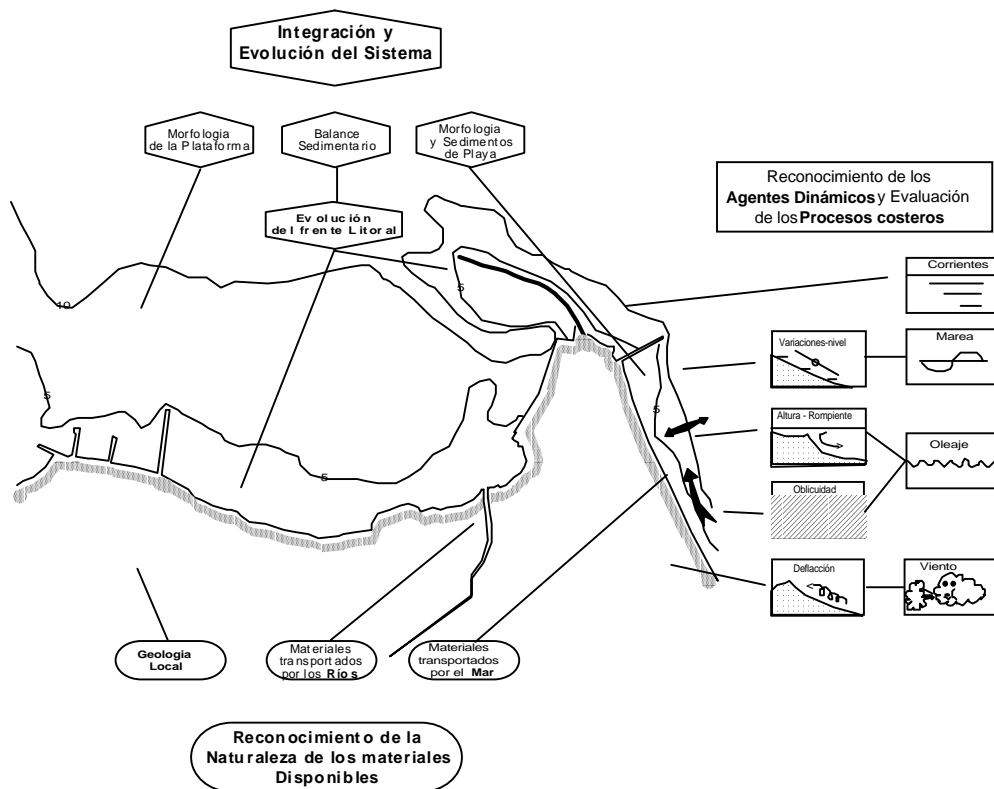


Figura 1.2 – Esquema de planteamiento de los trabajos de la tesis.

La segunda parte, se aborda de forma dinámica los procesos costeros que actúan sobre la zona de estudio. En primer lugar se define la zonación del perfil litoral utilizando

métodos directos e indirectos de estimación, se cuantifican los transportes longitudinales y transversales generados por el oleaje y la influencia de estos en las variaciones del estado morfológico de las playas y modificaciones de volumen del perfil litoral (Capítulo 4).

A continuación se abordan los procesos debido al viento, donde se han definido, por mediciones de campo, el perfil vertical de velocidad, las variaciones de rugosidad, el patrón vertical de transporte y la influencia de la humedad. Tomando como base estos parámetros, se hace la comparación del transporte eólico real con las principales formulaciones empíricas y se determina un nuevo modelo para estimar el transporte eólico. La parte final del capítulo 5 consiste de la evaluación de las tasas de transporte por medio de la migración de las dunas (barhanas y *sand sheet*) y la comparación con la nueva formulación propuesta.

El último capítulo sobre los procesos (6), trata de la caracterización de la circulación estuaria, donde se abordan las variaciones temporales y transversales de la cuña salina, temperatura, oxígeno y principalmente del contenido en material en suspensión. Con estos datos y utilizando las velocidades medidas en secciones transversales al río, se cuantifica el transporte de material en suspensión y se estima el transporte como carga de fondo y la contribución de material que el estuario aporta a la deriva litoral.

La parte final de la memoria también está estructurada en tres partes. En el capítulo séptimo se hace la integración de los procesos costeros y el balance sedimentario para el litoral de la región metropolitana y se define, por comparación con datos de campo y estudio por fotografías aéreas, la precisión de este proceso de integración. Otros aspectos abordados son las variaciones longitudinales y temporales de las características granulométricas del sedimento de playa por el control de la energía transmitida por el oleaje y la influencia de las discontinuidades morfológicas, finalizando por la definición de las principales fuentes de sedimentos a partir del contenido en minerales pesados y carbonatos.

El capítulo 8 trata de la evolución del frente litoral, los diversos puertos y obras de protección construidas y sus influencias en el retroceso de la línea de costa, y una estimación de los impactos de los futuros proyectos de desarrollo económico previstos para la zona costera considerada en estado natural. El capítulo final (9) consiste en el resumen de las principales conclusiones que se desprenden de la memoria.

CAPITULO 2 - ENCUADRE GEOLÓGICO

2.1 – INTRODUCCIÓN

Las características y distribución del material en la zona costera son el principal condicionante para la determinación de los procesos costeros, siendo su conocimiento necesario para la definición de cualquier tipo de intervención futura. Entre las características principales de los materiales de las formaciones costeras, destaca el tamaño de grano, su composición y otras propiedades físicas, que constituirán la fuente primaria de material para la línea costera, sea a través de la aportación fluvial o por la erosión directa de los afloramientos costeros. La fuente primaria da lugar con el tiempo, a la formación de playas, dunas y otros tipos de depósitos costeros, que pueden, en función de la evolución de los procesos, constituir fuentes secundarias de material para la zona costera, generando un proceso de autofagia.

La distribución espacial de las formaciones influirá en las características generales de la morfología costera (promontorios), y sobre el patrón de distribución sedimentaria, siendo el estudio de su evolución en el tiempo, a través del registro geológico, fundamental para comprender las relaciones entre la magnitud e importancia de los diferentes procesos y las posibles respuestas de la costa. Hay que resaltar que, una vez conocida la evolución del sistema bajo diferentes escalas de tiempo, se pueden determinar los factores de mayor influencia y delimitar las zonas de mayor vulnerabilidad y, en caso necesario, definir el tipo de intervención más apropiada para cada sector.

En este capítulo, se presentará una descripción general de la geología y geomorfología regional y características del margen continental brasileño con énfasis en el margen nordeste, basado en trabajos anteriores. A nivel de detalle, y basado en trabajos específicos del autor, se abordará el recubrimiento de la plataforma del estado de Ceará y los procesos sedimentarios asociados, así como la descripción de las formaciones costeras y la evolución sedimentaria a largo plazo de la zona costera.

2.2 – GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

Según Caby y Arthaud (1986) el zócalo de la región está compuesto de rocas del Arqueozoico y del Proterozoico (Grupo Ceará). La asociación típica de las rocas arcaicas

está formada por gneises de composición tonalítica a granodiorítica con bandas magmáticas preservadas y algunas remanentes de anfibolitas y metasedimentos. En las zonas con menor deformación, las relaciones estructurales indican que los granitos fueron intruidos después de las tonalitas y dioritas y que las anfibolitas derivan de antiguas secuencias residuales de *greenstone belt*.

La litología de las rocas proterozoicas está representada por metacuarcitas aluminosas y gran cantidad de mármoles y calcosilicatos, que definen horizontes cartografiables, intercalados con rocas pelíticas. Rocas subalcalinas, alcalinas y gneises sieníticos, con escamación migmatítica de pequeña escala son comunes en este contexto. La estructura exhibe rasgos típicos generados por una tectónica extensional, que afectan tanto al zócalo arqueozoico como a las unidades proterozoicas, y mantos de rocas del zócalo arqueozoico (Figura 2.1).

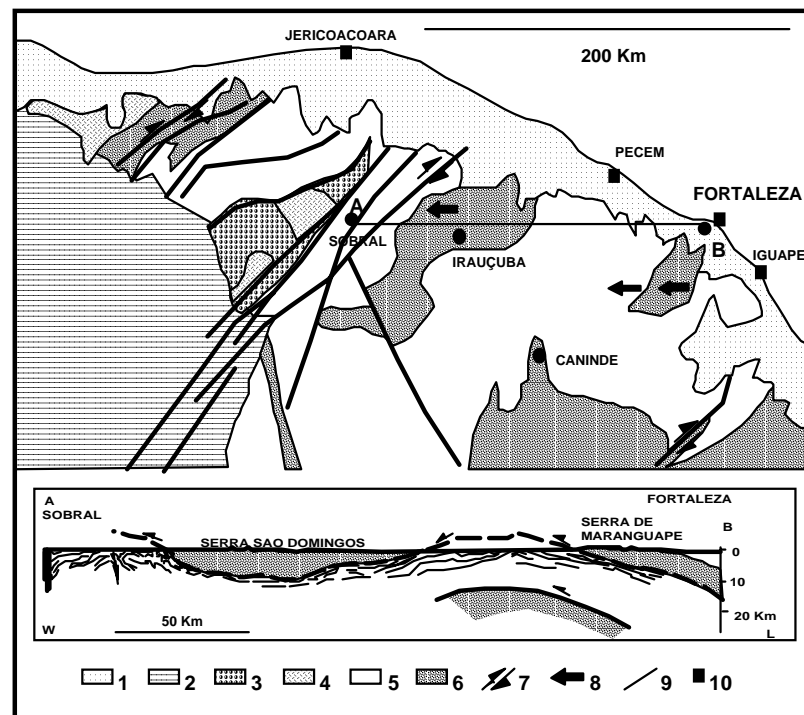


Figura 2.1 – Mapa geológico de la región norte de Ceará (Modificado de Caby y Arthaud, 1986). 1- Cenozoico; 2 – Paleozoico de la cuenca del Maranhao; 3 – Molasses tardías brasileñas; 4 – Granito principal brasileño; 5 – Proterozoico del Grupo Ceará; 6 – Rocas del zócalo arqueozoico; 7 – Principales fallas deslizantes (*strike-slip*); 8 – Dirección de desplazamiento de los mantos; 9 – Zona principal de cizalla; 10 – Afloramientos de zócalo en la costa.

La estructuración del zócalo y la disposición de los materiales del sustrato en forma de capas o bandas con distintas durezas, hace que se presenten dos aspectos

morfológicos diferentes. Por un lado, y de mayor extensión, se observa una gran superficie de degradación o penillanura, que configura la región más interior del continente y que está formada por un conjunto de rocas profundamente erosionadas, cuyas altitudes crecen progresivamente hacia el interior. La monotonía de formas, suavemente onduladas de la penillanura, es interrumpida por fuertes rupturas de declive por las sierras o inselbergs, que configura el segundo aspecto morfológico, formados a partir de la erosión diferencial que rebajó las áreas vecinas de menor resistencia, dejando preservadas las migmatitas y granitos más resistentes. Otra forma de relieve residual es la formada por las crestas de cuarcitas que se hallan alineadas en concordancia con la estructura regional y que afloran en diversos puntos del litoral.

2.3 – EL MARGEN CONTINENTAL BRASILEÑO

El grado de conocimiento de la fisiografía y de la distribución de los tipos de fondos de la plataforma continental del Brasil es variado, siendo bastante detallado en zonas de interés económico, principalmente relacionadas con la explotación de hidrocarburos, mientras que en el resto de las zonas sumergidas los conocimientos son incipientes. La mayor aportación son los resultados obtenidos por el Proyecto REMAC (1975), en el que fue realizada una cartografía a escala 1:3.500.000 del conjunto de la plataforma continental brasileña.

La síntesis de los conocimientos geomorfológicos y sedimentológicos de la plataforma y escarpe continentales, ha sido elaborada a nivel general, tomando como base el análisis de la bibliografía disponible y la sistematización propuesta por Coutinho (1996). A nivel local, el detalle de la plataforma continental de Ceará ha sido estudiada en los trabajos desarrollados por los Departamentos de Geología y Laboratorio de Ciencias del Mar de la Universidad Federal de Ceará.

En este apartado presentaremos la descripción fisiográfica del margen continental brasileño, haciendo énfasis en la plataforma y talud oceánicos. Basados en criterios fisiográficos, se presenta la compartimentación de la plataforma y talud, con la descripción de las principales características morfológicas de cada sector.

2.3.1 - Características Generales

Los márgenes continentales se sitúan entre los continentes y las cuencas oceánicas

representando el 10 % de la superficie del globo, llegando a concentrar cerca de 90 % del potencial económico marino. El margen continental brasileño es un margen pasivo divergente, o de tipo atlántico, comprendiendo un área total de 5.003.397 km², equivalente al 59 % del territorio brasileño emergido. Siguiendo la terminología de Heezen & Menard (1966), los márgenes continentales presentan tres provincias principales bien desarrolladas: plataforma, talud y glacis continental.

La Plataforma Continental constituye la franja más somera que bordea la mayoría de los continentes, presentando al inicio una pendiente suave, que aumenta hacia el mar. Su terminación en escarpe hacia mar adentro es definida como "ruptura de la plataforma" y define su límite externo. La configuración plana con un ligero declive representa, en realidad, el prolongamiento del continente. El gradiente es muy bajo, del orden de 1:1.000, y el relieve no excede de los 20 m. El límite externo de la plataforma es definido por la isobata de 130 m para el conjunto de Brasil y 70 m en la zona de Ceará. La topografía incluye rasgos negativos como los cañones, canales y valles submarinos, cuencas y depresiones lineares. Las formas de relieve positivos vienen representadas por barras, terrazas, escarpes de falla, arrecifes y dunas sumergidas. El micro-relieve de la plataforma es una respuesta del fondo marino a las condiciones hidrodinámicas actuantes; los substratos arenosos pueden presentar marcas, ondulaciones (*ripple marks*) u otras estructuras sedimentarias. Las áreas con sedimentación carbonatada presentan un relieve característico, generalmente irregular, en función de las bio construcciones de algas calcáreas u otras formaciones.

El Talud Continental está caracterizado por una fuerte pendiente que se extiende desde la ruptura del borde de la plataforma hacia el glacis continental. Constituye la porción con mayor pendiente del suelo marino (3° a 6°) y presenta, como la plataforma, variaciones de gradiente, desde 1:2 hasta 1:40 (26° - 1°26'). La pendiente media es de 75 m/km, y su anchura varía de 10 a 200 km. En algunos lugares específicos, el talud está interrumpido por las terrazas marginales, que representan fragmentos de la antigua plataforma, que fueron separadas por estructuras tectónicas y que se encuentran más abajo del borde de la plataforma, de la que están separadas por un pequeño talud. El talud en definitiva es la zona del margen continental que presenta el relieve más irregular, pues está recortado por cañones, valles y altos, resultantes de la intensa actividad erosivo-deposicional, asociada a deslizamientos y al diastrofismo.

Los primeros levantamientos batimétricos o el primer trabajo fisiográfico, englobando los datos exploratorios de la PETROBRÁS y del U. S. Hydrographic Office,

fueron realizados por Barreto y Milliman (1969), seguido por Martins et al. (1972), que definieron las diferentes zonas topográficas e interpretaron las relaciones genéticas de las estructuras del margen continental. Posteriormente, el Proyecto REMAC (1975) integró varios trabajos anteriormente elaborados y presentó una serie de mapas batimétricos con los rasgos fisiográficos del margen continental brasileño (Figura 2.2) y, que siguen en uso hasta hoy, principalmente debido a la ausencia de proyectos actuales de carácter regional.

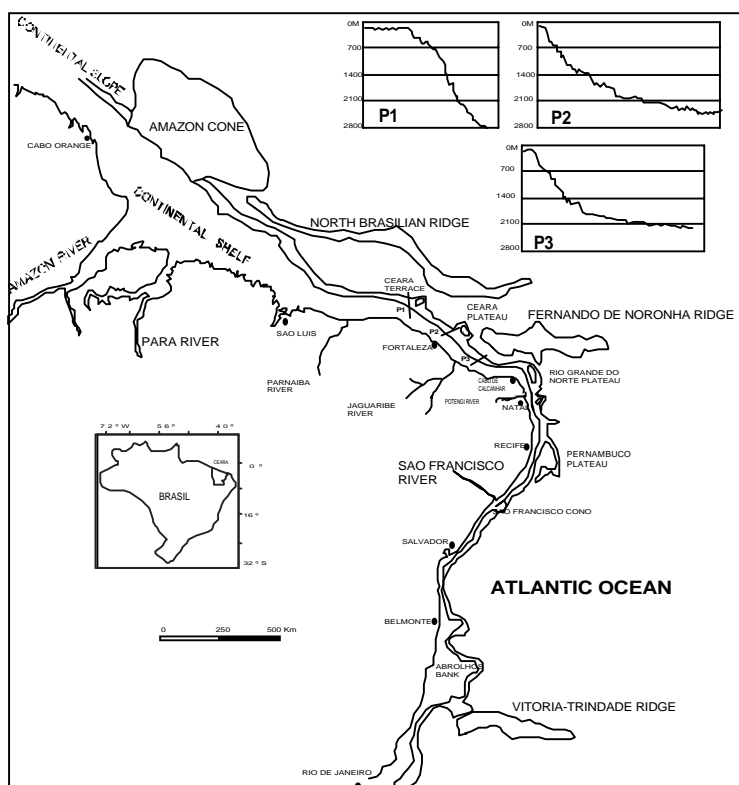


Figura 2.2 – Características generales del margen continental del nordeste de Brasil (Modificado de Remac, 1975).

El margen continental brasileño presenta como características morfológicas principales:

- la presencia de costas relativamente bajas y de relieve moderado;
- es tectónicamente estable (no presenta movimientos y vulcanismo significativos);
- presenta las provincias fisiográficas del margen continental y cuencas oceánicas hasta la cordillera mesoatlántica bien desarrolladas;
- está limitada desde la costa hasta la cota de 40-70 m, en las regiones Este y Norte, y 100-160 m en la región sur;
- presenta un área de 721.100 km², pendiente media de 0,1°, y anchura variando de 8

- km, a lo largo de Salvador, a 100 km en la costa nordeste y hasta 330 km en la desembocadura del río Amazonas;
- el talud continental ocupa un área de 762.297 km², con una pendiente media de 4 a 5° (llegando en algunas ocasiones a 10°) y presentando algunos tramos profundamente excavados (cañones y valles, como los del São Francisco, Japarutuba, del Río Grande, etc.) y otros con grandes extensiones aplanadas, como los Platos Marginales de São Paulo y Pernambuco, entre otros;
 - el glacis continental, cuya transición del talud se produce de forma gradual a partir del intervalo de 2.800-3.600 m de profundidad, ocupa un área total de 3.520.000 km².

La primera división fisiográfica de la plataforma brasileña se debe a Kempf (1970), a partir de un estudio en la plataforma del estado de Pernambuco. Establece la profundidad de 35-40 m como límite entre las zonas infralitoral y circalitoral, en el sentido de Pérès y Picard (1964). Este límite es identificado por la extensión de la fanerógama *Halophila decipiens*, seguido de los cambios en la flora algal, criterio puramente biológico, y sin consecuencias frente al registro sedimentario. Para complementar esta división, Coutinho (1976) propuso una nueva subdivisión de la plataforma del Nordeste, en base a criterios sedimentológicos y a rasgos morfológicos.

Estudiando los diversos tipos de sedimentos en la plataforma del Nordeste, se observa que existe un límite claro entre las arenas cuarzosas terrígenas y los depósitos de algas carbonatadas coralinas que coinciden, aproximadamente, con la isobata de 20 m. Este límite es fácilmente identificable y marca la aparición de *Lithothamnium*, en formas libres y ramificadas, que se extiende hasta la profundidad de 40 m. A partir de esta profundidad hacia el límite externo de la plataforma, dominan los bloques de algas, asociados con arena biodetrítica en proporciones variadas y un 10 a 15 % de fangos carbonatados de color azulado. En la parte superior del talud el contenido de fangos es superior al 40%.

Los criterios mencionados fueron definidos inicialmente para la plataforma del Nordeste, estudios más recientes muestran que también pueden hacerse extensivos a toda la plataforma continental brasileña. En base a estas observaciones, la plataforma continental brasileña se presenta dividida en tres tramos:

a) Plataforma interna: limitada desde la orilla hasta la isobata de 20 m, presenta un relieve suave con algunas irregularidades debido a la presencia de arrecifes, canales y ondulaciones, se halla cubierta con arenas terrígenas y, en menor proporción, gravas y

fangos. El contenido en carbonato es inferior al 25 %. Dominan las asociaciones de moluscos, pudiendo presentar o no foraminíferos bentónicos y, en menor cantidad, fragmentos de equinoides y algas coralinas ramificadas e incrustantes. Los componentes bióticos están muy retrabajados.

b) Plataforma media: de 20 a 40 m, presenta un relieve más irregular, se halla recubierta por sedimentos gruesos de origen biogénico, siendo lo más común el *maerl*. El contenido en carbonato es superior al 90%. El color de los sedimentos sugiere que las algas incrustantes vivas son más frecuentes y las asociaciones carbonatadas están bien formadas.

c) Plataforma externa: a partir de 40 m y hasta el talud, se halla recubierta por arenas biodetríticas, gravas algales y fangos grises azulados, con valores de carbonato superior al 40% en el talud superior. Las *Halimeda* tienden a ser más frecuentes y las asociaciones carbonatadas están muy retrabajadas, particularmente las arenas de algas arrecifales. Son sedimentos relictos en el sentido de Emery (1968).

2.3.2 – Recubrimiento Sedimentario de la Plataforma del Nordeste

La sedimentación existente en la plataforma plana y estrecha del Nordeste refleja la geología de la parte emergida adyacente, su clima y drenaje, así como su estructura. Debido al clima tropical y a la incipiente sedimentación terrígena, los carbonatos biogénicos dominan la mayor parte de la plataforma media, entre Fortaleza y Maceió, y toda la plataforma externa. En contraste con otras plataformas tropicales, los corales están virtualmente ausentes en los sedimentos actuales de la plataforma. También están ausentes formaciones de tipo oolítico y otras formas de precipitación carbonatada. Los sedimentos carbonatados están dominados por algas calcáreas recientes, las de tipo coralináceo ramificadas y *Halimeda* predominan en todo el área. La mayor parte de los corales observados en la plataforma externa aparentan ser relictos, mientras que los de la plataforma media son modernos. Los sedimentos terrígenos son, predominantemente, relictos, excepto a lo largo de los ríos São Francisco y Jaguaribe, entre otros, donde existe una sedimentación moderna hasta 10 km de la costa.

La plataforma interna está recubierta, principalmente, por arena y algunos depósitos de gravas, ambos prácticamente sin fracción arcilla. Las arenas terrígenas litorales, generalmente, presentan de 5 a 25 % de CaCO₃, excepto en (I), próximo al río

São Francisco, donde los carbonatos constituyen menos de 5 % y (II) al noroeste de Macau, donde el límite entre los sedimentos terrígenos y biogénicos es gradual, con arenas moderadamente calcáreas (25 al 50 % de CaCO_3), recubriendo la mayor parte de la plataforma media. La franja de arenas terrígenas es más estrecha entre Macau y Maceió y entre Aracaju y Salvador. En la facies arenosa, los granos son, generalmente, de redondeados a subredondeados, a lo largo y al sur del río São Francisco, y de subredondeados a angulosos, al norte y noroeste del río Jaguaribe. Entre estos ríos los granos son esencialmente, subangulosos.

El contenido en fangos de la plataforma interna y partes más próximas de la plataforma media es generalmente inferior a 2,5 %. Hacia la plataforma externa, el contenido de fango aumenta del 5 al 15 %, siendo todavía mayor en el talud (40 %), y se observa también un aumento en el contenido de carbonatos con la profundidad. La mayor parte de los depósitos de fango no contienen mucho carbonato, particularmente a lo largo del río São Francisco.

En la plataforma media, el fango se halla, principalmente, en las cabeceras de los cañones del São Francisco y Japarutuba. Los fangos también son observados en el delta del São Francisco y depresiones costeras, como en el canal a lo largo de Maceió y en áreas protegidas por las líneas de arrecifes constituidos por antiguos beachrocks, como, por ejemplo, a lo largo de la ciudad de Recife. La caolinita constituye del 40 al 70 % de la fracción de arcilla. La illita representa generalmente del 30 al 50 %, siendo más abundante al norte y en la plataforma externa entre Recife y el río São Francisco y poco común en las proximidades de Salvador y Recife y en el Plateau de Pernambuco. La facies de fango, en la plataforma, tiende a ser más rica en arcilla, principalmente al noroeste del río Jaguaribe. En contraste, los sedimentos encontrados en el talud son más ricos en limos, debido al mayor contenido de micro-fósiles. Los fangos terrígenos cubren el talud meridional mientras que, más a norte, dominan los fangos carbonatados. Entre estos tipos de fangos hay una zona de transición gradual, en la cual sólo pueden ser distintas por pequeñas diferencias de textura y contenido carbonatado, como reflejo del cambio en las proporciones de sedimentos terrígenos finos y arenas con foraminíferos planctónicos.

Los sedimentos biodetríticos de las plataformas media y externa son muy gruesos, consistiendo principalmente en mezclas de arena y grava. Los sedimentos gruesos de toda la plataforma externa y de la plataforma media entre Macau y Maceió, así como al noroeste de Fortaleza, presentan contenidos superiores al 75 % de CaCO_3 ,

estando los depósitos más ricos (más del 95 % de CaCO_3) situados en la plataforma media, donde la productividad orgánica es máxima (Kempf, 1970). El límite entre estos sedimentos y las arenas terrígenas de la plataforma interna es frecuentemente abrupto. Las gravas predominan en la plataforma media entre el río São Francisco y el plateau del Río Grande, así como en el extremo noroeste del área, mientras las arenas se extienden al oeste de Macau y al sur del río São Francisco. La mayor parte de la plataforma externa (40 al 60 m de profundidad) está cubierta por gravas biogénicas. Algunos de los sedimentos consisten, casi exclusivamente, en restos de organismos, pudiendo presentar también pequeñas cantidades de arenas cuarcíticas relictas. La mayor parte de estos sedimentos son palimpsesticos, con mezcla de organismos. Las algas coralinas y *Halimeda* dominan en estos sedimentos, siendo las coralinas ramificadas y *Halimeda* más frecuentes entre Fortaleza y Maceió, mientras que las algas coralinas incrustantes aparecen de forma generalizada. *Halimeda* es particularmente abundante en los sedimentos modernos.

En el talud continental, el contenido en carbonatos es menor en los fangos y fangos arenosos, al sur de Maceió, aumentando progresivamente hacia el norte, hasta alcanzar el máximo a lo largo de Fortaleza.

Summerhayes et al. (1975), estudiando los sedimentos carbonatados de la plataforma continental del Nordeste, identificaron siete dominios carbonatados principales, a partir de la distribución de varios organismos en las fracciones arena y grava. Entre Fortaleza y Maceió, los sedimentos carbonatados están dominados por dos tipos de *maerl*, ambos caracterizados por la abundancia de algas coralinas ramificadas, y uno de ellos dominado por *Halimeda*.

Los dominios de *maerl* ricos en *Halimeda* no están exclusivamente confinados en áreas ricas en carbonatos, apareciendo también en las arenas terrígenas levemente arcillosas como frente al río Jaguaribe. Los *maerls* con *Halimeda* tienden a ser más abundantes en la plataforma externa (40 a 50 m de profundidad), mientras que los *maerls* de algas coralinas son más frecuentes en la plataforma media. Los *maerls* también presentan una importante fracción compuesta por foraminíferos bentónicos y moluscos, mientras que los briozoos son poco comunes.

El otro gran dominio de facies de carbonatos se caracteriza por la presencia de una arena de arrecife algal, semejante a las facies coralinas del Mediterráneo, y que esta formada básicamente, por algas coralinas incrustantes, con pequeñas cantidades de algas coralinas ramificadas, *Halimeda*, foraminíferos bentónicos, moluscos y, localmente, briozoos. En pequeñas áreas, a lo largo de Fortaleza y Aracaju, donde los sedimentos son

mayoritariamente terrígenos, hay un predominio de briozoos, formando un dominio de arenas arrecifales ricas en fragmentos de briozoos. Las algas coralinas incrustantes forman comunmente bloques irregulares (Mabesoone y Coutinho, 1970), siendo más abundantes en la plataforma externa, aunque los análisis de coloración en los sedimentos sugieren que las algas coralinas incrustantes son más abundantes en la plataforma media.

De manera general, los sedimentos ricos en carbonatos contienen abundantes foraminíferos bentónicos. *Archais angulatas* es más abundante en los sedimentos gruesos, mientras que *Amphistegitia radialis* predomina en los sedimentos más finos, aunque estos sedimentos no contienen oolitos u otros carbonatos precipitados químicamente y presentan pocos corales (Mabesoone y Tinoco, 1967).

Los sedimentos terrígenos contienen asociaciones dominadas por moluscos, con o sin foraminíferos bentónicos. La fracción gruesa de los sedimentos del talud está dominada por foraminíferos planctónicos, siendo las principales especies la *Globigerinoides rubra*, *Globigerinoides saccilífera*, *Globigerinoides conglobata* y *Globorolelia menardii* (Mabesoone y Tinoco, 1967). En aproximadamente el 80 % de las muestras recogidas en la plataforma, los dominios carbonatados muestran señales de retrabajamiento, consistiendo en mezclas de organismos frescos y retrabajados. Generalmente, los dominios de sedimentos terrígenos están retrabajados, así como algunos tipos de la plataforma externa, particularmente arenas de arrecifes algales.

2.3.3 -Facies Sedimentarias de la Plataforma del Estado de Ceará

El mapa de facies sedimentarias de la plataforma continental del estado de Ceará (Figura 2.3) fue confeccionado sobre la base de las muestras recolectadas por los buques *Prof. Martins Filho* (Universidad Federal de Ceará), *Victor Hensen* (acuerdo bilateral Brasil/Alemania) y operaciones GEOMAR XI y XVIII (Marina del Brasil). La utilización conjunta de todas las muestras posibilitó la definición de una malla de muestreo de 2 millas, de acuerdo con las sugerencias del Programa Brasileño de Geología y Geofísica Marina - PGGM.

Como ya se ha descrito anteriormente, la plataforma continental del estado de Ceará está incluida en la compartimentación del margen continental entre el Delta del Paraíba y el Cabo de Calcanhar, presentando dos coberturas sedimentarias distintas. La primera cobertura dominada por facies terrígenas, definida a nivel general como arenas

cuarzosas litorales; y la segunda de mayor representatividad en la plataforma media y externa, donde predominan las algas calcáreas.

La facies terrígena puede ser dividida en seis sub-facies, definidas por: fangos, arenas muy finas, arenas finas, arenas medias, arenas gruesas y gravas cuarzosas. Las arenas finas cuarzosas predominan en la plataforma interna, entre las isobatas de 0 y 10 metros, seguidas de arenas medias en el primer nivel de la plataforma interna/media donde se encuentran intercalaciones de arenas gruesas y en menor cantidad, gravas cuarzosas. Las arenas presentan grados de asimetría variables de muy negativo a positivo, con dominio de las negativas, indicando un exceso de material más grueso en la distribución. El grado de selección varía de pobremente a moderadamente clasificado, con excepción de la región frente a la playa de Iguape que presenta arenas terrígenas bien seleccionadas de color blanco.

La plataforma interna presenta un relieve suave, con pequeñas irregularidades en las regiones de Iguape, Pecém y Jericoacoara, debido la presencia de altos del basamento. Está cubierta hasta la isobata de 15 metros por arenas terrígenas, gravas en las proximidades de las desembocaduras de los ríos y fangos en la llanura de Icapuí. En la plataforma continental interna de Fortaleza, que está limitada por las puntas de Iguape y Pecém, se observa un predominio de arenas muy finas entre las isobatas de 0 y 10 metros, al este y al norte de la ciudad de Fortaleza. Por debajo de 10 metros de profundidad predominan en la región las arenas medias.

La facies organógena es representada por las sub-facies: *maerl* de algas coralinas, arenas y/o bloques de halimedas y fangos biodetríticos. Predominan *maerl*, arenas y/o cascajos de halimedas y *maerl* de algas coralinas a partir de 25 metros de profundidad. Los bancos de algas son muy importantes en el borde de la plataforma y bastante reducidos en las zonas próximas al litoral. En la plataforma interna al este, los depósitos de halimedas de forma discontinua empiezan frente a la playa de Caponga, por debajo de la isobata de 15 metros. En la plataforma oeste de Fortaleza, dominan las algas coralinas, principalmente en la región entre Icaraí (municipio de Amontada) y Camocim.

El estudio de la plataforma interna del estado de Ceará fue realizado a partir de un proyecto específico de Evaluación de los Recursos Minerales de Plataforma, desarrollado en cooperación con el Departamento Nacional de la Producción Mineral – DNPM. El proyecto posibilitó el reconocimiento de la plataforma interna, que constituía la única área desconocida de la plataforma continental del Estado. La región en referencia es definida por las isobatas de 0 y 20 metros y es la más significativa en términos de procesos

costeros.

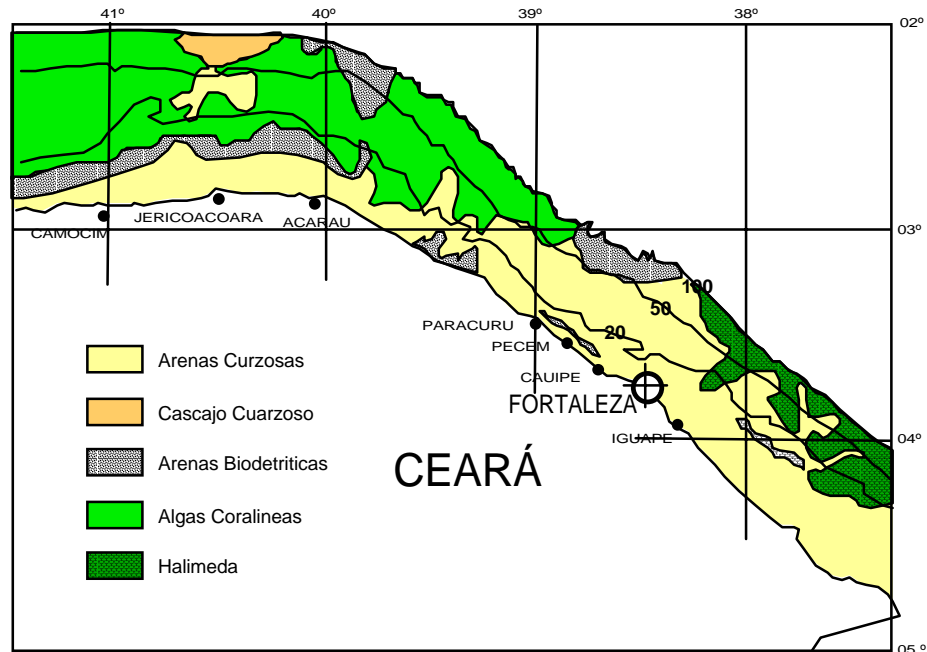


Figura 2.3 – Distribución de las principales facies sedimentarias en la Plataforma Continental de Ceará.

Los depósitos de arenas y/o gravas de Halimedas predominan en la plataforma interna al este de Fortaleza, pudiendo aparecer subordinadamente depósitos de *maerl*, arenas y cascajos biodetríticos, compuestos por nódulos de algas coralinas, conchas de moluscos y briozoarios, restos de halimedas y fragmentos diversos.

Al oeste de Fortaleza, entre los sedimentos organógenos, predominan los depósitos biodetríticos ricos en algas coralinas. Estos depósitos son definidos como *maerl*, estando compuestos de nódulos de algas calcáreas (predominantes), conchas de moluscos, briozoarios, corales y fragmentos diversos. Al contrario de lo que ocurre con las arenas y cascajos de Halimedas en la plataforma este, los depósitos de *maerl* en la plataforma oeste están ampliamente distribuidos, ocupando también la franja de 0 a 20 metros de profundidad, con mayor predominio en la plataforma externa.

La sedimentación carbonatada en la plataforma continental de Ceará se presenta mejor desarrollada en la plataforma externa, debido a la baja tasa de sedimentación terrígena, produciendo en consecuencia un ambiente favorable al desarrollo de fondos organógenos, con producción de calcio y caracterizado en la región por la presencia de algas calcáreas tipo *Halimeda* al este y *maerl* al oeste. La plataforma interna está sometida a la fricción de fondo del oleaje y a las corrientes costeras y de marea en un

ambiente de alta energía causante de turbidez y que impide el crecimiento de las algas calcáreas.

La distribución de *Halimeda* y algas coralinas en la plataforma del Ceará, que resalta campos de dominios distintos, al este y oeste de Fortaleza, respectivamente, no es debida a diferencias en el tipo de sustrato, temperatura y morfología del fondo, ya que las dos regiones están sometidas a las mismas condiciones ambientales. Hasta el momento no ha sido realizado ningún estudio con el objetivo de comprender los factores ecológicos que puedan explicar este hecho. Las explicaciones hasta el momento (Freire, 1985) apuntan a una diferenciación de dominios asociados a factores de competición. Con relación a otros componentes inorgánicos, las arenas están compuestas casi exclusivamente por cuarzo con textura variable de fina a media. El contenido medio de carbonato de calcio es del orden de 23,50 %, variando de 68,27 % a 7,40 %; los valores altos se asocian a arenas biotécnicas. Las concentraciones de minerales pesados varía de 0,561% a 6,694 %, con las mayores concentraciones en Fortaleza y Aquiraz. A partir de la identificación y análisis de los minerales pesados, se puede definir el origen de los dos sedimentos, tomando como base las asociaciones mineralógicas encontradas. En los sedimentos de la plataforma continental de Ceará, la presencia de ilmenita en abundancia indica que los sedimentos tiene un origen asociado a rocas ígneas básicas, donde este mineral se encuentra como constituyente accesorio. La presencia de turmalina e ilmenita en la mayoría y subordinadamente epidota y estauroлита, sugiere una área fuente rica en rocas con alto grado de metamorfismo regional.

2.3.3.1 - Procesos sedimentarios

Aunque la composición de muchos sedimentos de las plataformas modernas no esté en equilibrio con las condiciones actuales, existen evidencias que sugieren, por lo menos, un equilibrio textural. El retrabajamiento producido por el último ascenso eustático durante el holoceno removió la mayor parte del sedimento fino, dejando sobre la plataforma una cobertura de sedimentos gruesos y mostrando una incoherencia con relación a las condiciones ambientales actuales. El hecho de que la mayor parte de los sedimentos encontrados en las plataformas modernas sean relictos (Emery, 1968) sugiere que el material transportado por los ríos no permanece en la plataforma. La ausencia relativa de sedimentación actual de material fino en las plataformas es el resultado de la combinación de factores representados por la retención de los sedimentos finos en los

estuarios y por el "*by passing*" del material hacia el talud o a regiones profundas y también por el tiempo relativamente corto de la actual posición del nivel del mar. Otro factor fundamental y a la vez característico de las zonas tropicales áridas actuales es la reducción drástica de la aportación pelítica de los ríos en momentos eustáticos altos.

Debido a la falta de una sedimentación terrígena reciente importante, la fuente primaria de sedimentos modernos para las plataformas del sector nordeste es el material carbonatado y el retrabajamiento de los materiales depositados previamente, ya sea bajo condiciones subaéreas o submarinas.

a) Sedimentación Carbonatada

Los sedimentos carbonatados, presentes en casi todos los océanos, se diferencian por su composición y características petrográficas, condicionadas por el ambiente de deposición y condiciones climáticas. El contenido en carbonato de los sedimentos de las plataformas es función inicialmente del abastecimiento de sedimentos terrígenos y, en segundo lugar, de la temperatura del agua y productividad carbonatada (Milliman, 1974).

La gran extensión de sedimentos carbonatados en la plataforma brasileña, desde el río Pará hasta Cabo Frío, sugiere la estabilidad de las condiciones ecológicas favorables al desarrollo de estos organismos y la baja influencia terrígena. Una plataforma estable, poco profunda, bajo la influencia de las dos ramas de la Corriente Sur Ecuatorial, con estabilidad de salinidad, temperatura y transparencia del agua, reúne condiciones favorables al desarrollo de la vida vegetal, en particular de algas calcáreas (Mabesoone et al., 1972; Summerhayes et al., 1975). Otros organismos competidores, como briozoos y corales, están muy poco representados. Entretanto, en la plataforma al sur de Abrolhos hay una tendencia a que los briozoos substituyan parcialmente a las algas coralinas incrustantes y totalmente a las coralinas ramificadas (Melo et al., 1975). Las *Halimeda* son más abundantes al norte del río São Francisco, siendo muy poco frecuentes al sur de aquel río. Este modelo refleja la diferencia de temperatura entre las aguas al norte y al sur del São Francisco, afectando a la distribución de algas verdes (Milliman et al., 1975; Carannante et al., 1988). En resumen, se puede decir que las condiciones ecológicas que determinan el desarrollo y la distribución de estas asociaciones han sido poco estudiadas hasta el momento.

b) Sedimentación Terrígena

Comparados con los grandes ríos del mundo, los ríos brasileños presentan una concentración de material en suspensión relativamente pequeña, generalmente inferior a 100 mg/l (Milliman et al., 1975). Contribuyen al bajo contenido de material en suspensión en las aguas de los ríos la ausencia de una topografía joven y accidentada en el continente y, el clima semi-árido que afecta a una gran extensión del territorio brasileño. La convergencia de estos factores da lugar a la baja concentración de material en suspensión en las aguas oceánicas, que raramente excede de 0,25 mg/l, estando en su mayor parte constituido por materia orgánica, mientras que la fracción terrígena en suspensión está limitada a la zona de influencia de los ríos. Por lo tanto, muy poco material terrígeno alcanza la plataforma entre el Delta del Parnaíba y Cabo Frío, y la mayor parte de los sedimentos fluviales queda retenida en las partes inferiores de los estuarios y manglares asociados (Mabesoone y Coutinho, 1970; Summerhayes et al., 1975). Evidencias de acumulación terrígena actual se encuentran, por ejemplo, en los cañones de los ríos Amazonas, São Francisco, Japarutuba, Vaza-Barris, Doce, Paraíba del Sur y Río Grande. Por el contrario, los fangos relictos se encuentran en las depresiones topográficas de la plataforma media y en el borde de la plataforma externa.

La erosión costera no desempeña un papel importante en la aportación sedimentaria hacia la plataforma. El oleaje y las corrientes en el litoral desempeñan un papel favorable en la incorporación del material detrítico del sistema litoral emergido, como se verá en capítulos posteriores. Las arenas en la plataforma durante las fluctuaciones del nivel del mar son subarcóicas, depositadas en ambiente de llanura costera húmeda, con aumento de los minerales pesados estables, como el zirconio, la turmalina y los opacos. Durante los estadios de descenso del nivel del mar, los ríos transportan arenas arcóicas hacia el talud y regiones profundas, mientras que, en la costa, predominaba un clima menos húmedo, como sugiere el menor contenido en caolinita de los fangos encontrados en el plateau de Pernambuco (Summerhayes et al., 1975; França et al., 1976).

2.4 - ZONA COSTERA

El conocimiento de la geología de la costa es fundamental para la comprensión de la estructura, morfología y distribución de los sedimentos de la parte sumergida. Varias

alineaciones estructurales visibles en las formaciones del continente se pueden encontrar en la plataforma o en el talud, constituyendo una clara continuidad estructural. La existencia de altos fondos en el margen continental, por ejemplo, puede ser explicada mediante el estudio de la naturaleza petrológica y de la edad de los procesos volcánicos en el continente adyacente. El clima en el continente y las fluctuaciones eustáticas tienen gran influencia sobre los tipos de sedimentos que se encuentran en la plataforma continental.

El sector nordeste de la costa brasileña puede ser subdividido en dos partes: Costa Semiárida, que se extiende de la Bahía de São Marcos (MA), pasando por Ceará, hasta el Cabo Calcanhar (RN), y la Costa Nordeste Oriental o das Barreiras, que va del Cabo Calcanhar hasta la Bahía de Todos os Santos (BA).

La Costa Semiárida viene caracterizada por la presencia de paleocantilados de la Formación Barreiras, pequeños aportes fluviales, una costa aproximadamente rectilínea y con un clima seco que favorece la formación de dunas costeras móviles, además de la presencia de lagunas y salinas. La denominación Barreiras es debida a la presencia en esta costa de los cantiles costeros de la Formación Barreiras. Los cantiles son cortados por ríos de pequeño porte, con el desarrollo de llanuras costeras con sistemas de laguna/barrera de pequeña extensión. Lagunas y estuarios están ocupados por manglares instalados a lo largo de sus márgenes, mientras que las barreras arenosas presentan crestas de playa casi siempre móviles debido a los fuertes y persistentes vientos del E-SE, responsables del crecimiento de campos de dunas, como es el caso de los Lençóis Maranhenses. Merece ser destacada también, la llanura costera del río Parnaíba.

La Costa Nordeste Oriental, o das Barreiras, va del Cabo Calcanhar hasta la Bahía de Todos os Santos, está caracterizada por la presencia de sedimentos de la Formación Barreiras. Estos depósitos desarrollan una superficie más o menos plana, incidida por el drenaje y suavemente inclinada hacia el océano, pudiendo alcanzar el mar formando escarpes. Se dan, también, arrecifes de areniscas de playa (*beach rocks*) en alineamientos paralelos a la costa, constituyendo importantes estructuras de protección y de modelización para este tramo del litoral. En las cercanías de los principales ríos se hallan sistemas múltiples laguna/barrera de las edades Pleistocena y Holocena. Las lagunas y estuarios, afectados por el régimen de mesomareas, están ocupados por manglares. La generación de dunas es incipiente. Destaca, en este tramo, la llanura costera del río São Francisco, siendo también significativo, el hecho de que la pluma de sedimentos en suspensión originada en el río y que migra hacia sur debido a las corrientes

litorales, impide el desarrollo de bioconstrucciones arrecifales y mantiene una turbidez en la aguas a lo largo del litoral de Sergipe.

2.4.1 - La Formación Barreiras

Los estudios sobre la Formación Barreiras empezaron con el inicio de siglo, cuando Branner (1902) utilizó por primera vez el término Barreiras en la denominación de los variados sedimentos inconsolidados, que se hallan de forma continua a lo largo de toda la franja costera entre el Río de Janeiro y el Amazonas.

Estos depósitos fueron descritos en la región por Kegel (1957), que los dividió en formaciones Infra-Barreiras y Barreiras. En el Estudio General de Base del río Jaguaribe SUDENE - ASMIC (1967), estos sedimentos fueron definidos como aluviones y paleogravas fluviales del río Jaguaribe, y posteriormente correlacionados con la Formación Guararapes por Campos e Silva et al. (1971).

En el mapa geológico del estado de Ceará (DNPM, 1983), estos depósitos son definidos como Grupo Barreiras, Formación Faceira. Andrade (1986) define los acantilados de la región de Icapui como Formación Guararapes del Grupo Barreiras; Fortes (1987), en el mapa geológico de la Cuenca Potiguar, define los depósitos como terrazas fluviales Terciario-Cuaternarias, asociadas a la Formación Barreiras; Maia (1993) describe la Formación Barreiras en la región de Aracati como un conjunto de facies de abanicos aluviales (Proximal y Distal), recubierto por un sistema fluvial anastomosado. En la zona de estudio existen pocos trabajos sobre la Formación Barreiras y que, en general, hacen tan sólo una descripción genérica de los depósitos, como Brandao (1994).

En el contexto regional existen otros trabajos sobre la Formación Barreiras, desarrollados principalmente a partir del análisis de las pautas de apilamiento de diversas unidades, como consecuencia de la evolución del relieve, de los movimientos tectónicos y del paleoclima. Los trabajos más recientes (Arai et al., 1988) indican que el Barreiras empieza a ser depositado en el Mioceno, aunque la mayoría de los autores aceptan la edad como pliocena a pleistocena. Los sistemas deposicionales de estos sedimentos se presentan de forma bastante variada a lo largo de la costa brasileña, con facies que varían de abanicos aluviales a llanura mareales.

2.4.1.1 - Características locales

La Formación Barreiras son los depósitos más representativos de la región, con sus características siendo determinadas en los afloramientos a lo largo de la costa, donde constituye acantilados y paleoacantilados que definen el límite de la llanura costera, y en zonas interiores de explotación de material para la construcción civil. Las características sedimentológicas de la Formación Barreiras en la zona de estudio presentan pequeñas variaciones, pudiendo definirse de forma simplificada como un conjunto de sucesiones de abanicos aluviales depositadas en dos tramos bien diferenciados. El primer tramo está formado principalmente por material lutítico, mientras que en el segundo predominan los sedimentos arenosos (Figura 2.4).

El primer tramo equivale a un conjunto de facies aluviales, formado por fangos y arenas fangosas con colores variando de gris a rojo que presenta cantos y granos angulosos a subangulosos de cuarzo y bloques de arcilla. Intercalados con estos depósitos, se observa en algunos puntos la presencia de horizontes conglomeráticos, de litología bastante heterogénea y variaciones granulométricas significativas. La matriz está constituida por limos y arenas inmaduras, pobremente seleccionadas, con granos angulosos de cuarzo, feldespatos y concreciones de óxido de hierro. Los cantos se presentan en capas variando de angulosos a redondeados, de diversas composiciones y tamaños (máximo de 13 cm). Los minerales pesados identificados son ilmenita, turmalina y andalucita. Las condiciones hidrodinámicas del medio deposicional quedaron registradas en forma de estratificaciones gradadas y cruzadas. La estratificación gradacional es incipiente y muestra una disminución de la fracción gruesa hacia el techo. Los niveles de cantos marcan la presencia de estratificaciones cruzadas de tamaño variado. Este tipo de facies corresponde a depósitos residuales de canal.

Los sedimentos del segundo tramo están constituidos predominantemente por arenas rojas medias a finas, no consolidadas, con intercalaciones de niveles conglomeráticos pobre a moderadamente seleccionados, de subredondeados a angulosos. El contacto inferior viene marcado por estructuras sedimentarias predeposicionales, formado por canales erosivos y niveles de cantos. Esta secuencia presenta características de un ambiente fluvial entrelazado, con intercalaciones de barras longitudinales.

El análisis petrográfico de la Formación Barreiras muestra que el cuarzo se destaca como elemento detrítico principal, presentando un valor medio del 87% del contenido terrígeno, seguido por feldespato, con un 8%, y en menores proporciones los fragmentos líticos, micas, epidota, zircón y minerales pesados. En general, presenta un elevado

contenido en material arcilloso (media de 18% del contenido total en lámina), actuando invariablemente como matriz. Los minerales pesados presentes son: ilmenita, estaurolita, zirconio y epidota con menores proporciones de rutilo, silimanita, topazio y espinela.

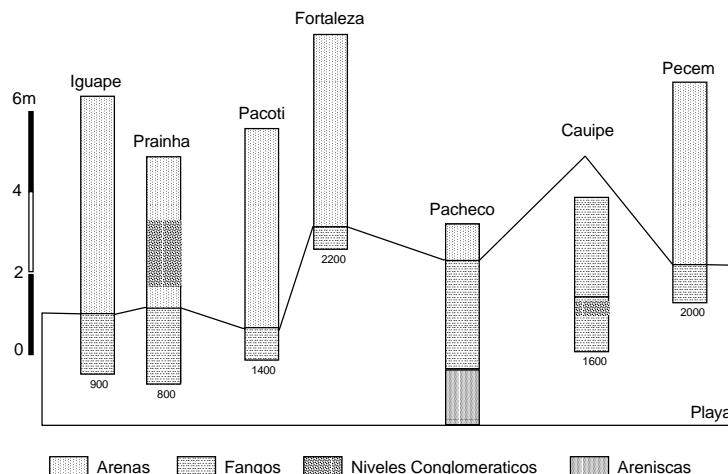


Figura 2.4 – Secciones esquemáticas de la Formación Barreiras a lo largo de la zona de estudio. Los números en la parte inferior de las secciones corresponden a la distancia a la playa.

Los granos están mal seleccionados, variando en cuanto al grado de redondeamiento, entre angulosos y subredondeados, y muestran esfericidad de baja a media. Son sedimentos textural y mineralógicamente inmaduros a submaduros, pudiendo clasificarse como grauwas arcósicas.

El contenido mineral indica principalmente que el área fuente de este material fueron rocas metamórficas con asociaciones que incluyen cianita, facies anfibolita (zócalo), y que el transporte se produjo bajo condiciones de clima árido a semi árido, preservando de esta forma los minerales inestables de una alteración significativa. El mineral de arcilla predominante es la caolinita, que aparece bien cristalizada, indicando que el material se formó en condiciones continentales ácidas por alteración localizada (Millot, 1963). El clima durante la formación sería de tipo subtropical a ecuatorial, caracterizado por un clima cálido y húmedo o con alternancias de estaciones lluviosas y secas.

De la exposición anterior se observa que la Formación Barreiras está compuesta por dos secuencias de abanicos aluviales y que, según Stanistreet y McCarthy (1993), se han clasificables como abanicos aluviales del tipo 2. Una posible interpretación para estos sedimentos pasa necesariamente por la presencia de dos etapas deposicionales distintos.

La primera etapa sería responsable de la formación de un conjunto de abanicos aluviales de pequeña extensión radial en cuyas zonas distales se habrían depositado las capas inferiores más lutíticas. La escasa magnitud de estos abanicos puede ser deducida por la presencia dominante de material más fino en las zonas distales, alejadas de las desembocaduras de las redes de drenaje. Este hecho registran la escasa expansión de los ambientes proximales (Figura 2.5).

La segunda etapa deposicional sería de mayor magnitud y responsable de la erosión de la porción superior de los sedimentos más antiguos y de la sedimentación de los sedimentos más arenosos superiores. En esta fase, el nivel del mar estaría más bajo que durante el evento anterior, haciendo que los sedimentos fuesen depositados recubriendo parte de la plataforma continental.

En las dos etapas, la fuente de sedimento sería el material erosionado de las rocas del zócalo, hecho comprobado por la asociación de minerales pesados dominante (Ilmenita-Horneblenda-Epidota). Hay que resaltar que la magnitud de los abanicos fue en parte controlada por las condiciones paleoclimáticas y, en parte, por la estructuración del zócalo, ya que la presencia de un relieve residual (anticlinorio) cerca de la costa funcionó como una barrera en relación a la aportación de material de origen más interior, pero, a la vez, es responsable de la formación de un abanico aluvial propio aunque de menor magnitud.

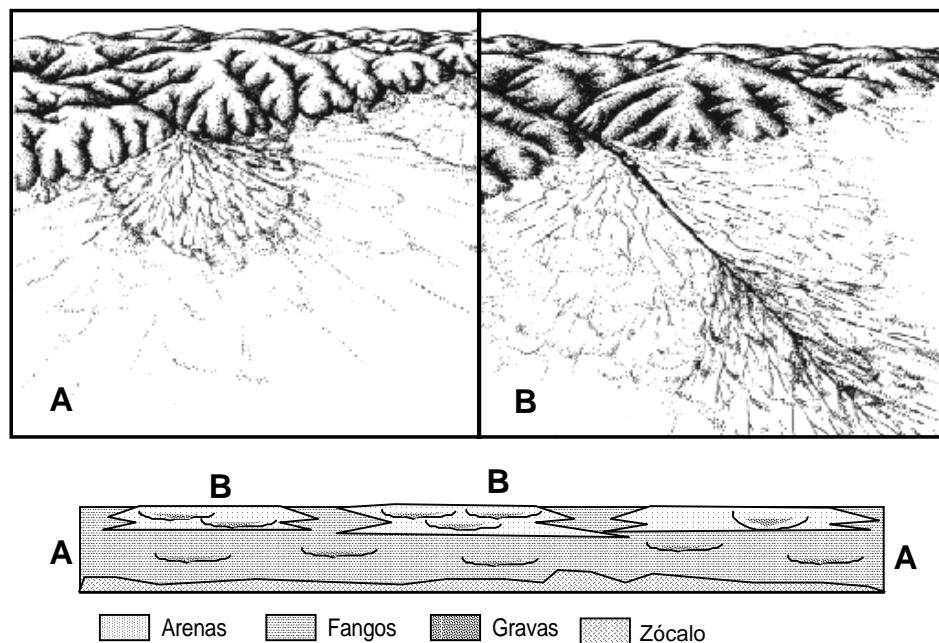


Figura 2.5 – Esquema explicativo de las dos secuencias de deposición de la Formación Barreiras.

La Formación Barreiras constituye un dominio geomorfológico característico que se configura como un glacis de acumulación. Su distribución es continua a lo largo de toda la costa, aunque su penetración hacia el interior es bastante variable, presentando mayor distribución en las proximidades de los valles fluviales y menores cerca de Fortaleza, debido al efecto barrera de la Serra de Maranguape. Su potencia es bastante variable debido al substrato ondulado del zócalo, donde los sedimentos fueron depositados en discordancia. Los niveles altimétricos varían en el interior entre 30 y 80 m, disminuyendo hacia el mar de forma casi imperceptible, con pendientes inferiores a los 5°. En general, se trata de un relieve tabular con cotas bajas, que se presenta disectado por los valles fluviales y con una pequeña pendiente hacia el litoral.

En los puntos del litoral donde aflora la formación Barreiras, se forman acantilados con alturas que varían entre 3 y 6 m, que en general constituye el límite de la llanura litoral. Secundariamente, se hallan formando arrecifes por cementación por óxido de hierro o arcilla, y, en este caso, los sedimentos se presentan más litificados y están relacionados con el retroceso por erosión de los acantilados. Los arrecifes presentan formas irregulares con superficies entalladas, que se extienden paralelas a la costa o formando paredes perpendiculares que penetran hasta 1,5 km hacia el mar. Los arrecifes, en general, están bastante litificados, debido a los procesos diagenéticos resultantes de la concentración de óxido de hierro y material arcilloso, que actúa como matriz-cemento en las áreas de contacto con el mar.

2.4.2- Fluctuaciones del Nivel del Mar

Antes de abordar la geología de los depósitos cuaternarios es necesario hacer una pequeña introducción en relación a las oscilaciones del nivel relativo del mar durante el cuaternario, ya que estas variaciones son las responsables de la distribución y formación del cortejo sedimentario litoral y por consecuencia de la construcción de la llanura costera.

La reconstrucción de las fluctuaciones del nivel del mar en la costa brasileña fue hecha tomando como base una serie de evidencias sedimentológicas y paleoecológicas. Las evidencias sedimentológicas principales son dos generaciones de terrazas marinas situadas por encima del nivel actual de deposición y por antiguas generaciones de beachrocks. Las evidencias ecológicas consisten en incrustaciones de verméticos, conchas de ostras y erizos encontrados en niveles más elevados que su hábitat natural y

que permiten una buena reconstrucción de la antigua posición del nivel del mar. Partiendo de estas evidencias y asociada a un estudio detallado de la geomorfología costera, se ha determinado la evolución paleogeográfica de la llanura costera y la reconstrucción de la curva de fluctuación del nivel del mar para el litoral este brasileño (Martin et al., 1979; Suguio et al., 1985; Dominguez et al., 1992).

Hay que resaltar que la evolución paleogeográfica y la curva del nivel del mar determinada sólo fue validada para el tramo entre Sao Paulo y Pernambuco, ya que en el litoral norte del Brasil la secuencia de evidencias que llevaron a la reconstrucción es prácticamente nula o no determinada hasta el momento. Otra consideración está relacionada con la complejidad de las interacciones entre continente y océano, principalmente relacionada con componentes locales (neotectónica, balance sedimentario), que hacen que este tipo de curva tenga un carácter local o, como máximo, regional.

Para la región este de Brasil, se han identificado tres niveles del mar por encima del actual, denominadas por Bittencourt et al. (1979), como transgresión antigua (>120.000), penúltima transgresión (= 120.000 años) y última transgresión (5.000 años). Los niveles marinos anteriores a 120.000 años, con registros en las llanuras costeras, no están datados. En la transgresión de 120.000 años, el nivel relativo del mar alcanzó entre +6 y +10 m, siendo su edad determinada por dataciones de corales por el método Io/U (Martin et al., 1982). En la regresión subsiguiente el nivel del mar ha bajado hasta alcanzar aproximadamente -110m. El nivel más reciente, que corresponde a la Transgresión Flandriense, presenta una mejor determinación, debido a la gran cantidad de dataciones por radiocarbono (Suguio et al., 1985). El máximo de esta transgresión fue definido como de 5.100 años B.P., con el nivel relativo del mar alcanzando entre 3 y 5 m por encima del actual (Figura 2.6).

Los diversos trabajos sobre el litoral de Ceará evidencian la presencia de varios testigos de las fluctuaciones del nivel del mar durante el cuaternario, principalmente de niveles más elevados: la presencia de terrazas marinas y paleoacantilados (Andrade, 1986; Carvalho y Maia, 1990; Meireles, 1991), antiguas líneas de beachrocks, paleomarismas y varias generaciones de dunas (Maia et al., 1993). Los testigos de niveles inferiores son más difíciles de determinar debido a su inmersión, aunque hayan sido identificadas por geofísica marina algunas evidencias, como la presencia de paleovalles fluviales en la plataforma continental (Maia, 1993; Freire et al., 1993), fluctuaciones en el aporte de material detrítico en testigos sobre la base del talud continental (Morais y

Tintelnot, 1996).

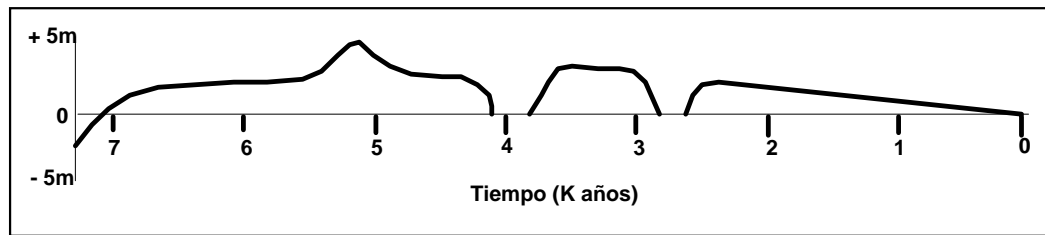


Figura 2.6 – Curva de las fluctuaciones del nivel del mar para la costa este de Brasil (Martin et al., 1979)

Considerando la evolución reciente, últimos 7.000 años, se observa que en general, las evidencias determinadas en el estado de Ceará presentan algunas similitudes con la evolución propuesta para el litoral este de Brasil, lo que nos lleva a aceptar hasta el momento la curva de fluctuación del nivel del mar asociada, por ser el único documento existente para la región.

2.4.3 - La Llanura Costera

El origen de la llanura costera de la región en estudio está asociada directamente con las fluctuaciones del nivel relativo del mar durante el cuaternario, ya que estas variaciones controlaron la distribución del aporte de arenas, la posición e intensidad de la deriva litoral, como consecuencia del nivel de erosión/deposición y, finalmente, la disponibilidad de material para la formación de los depósitos eólicos.

La llanura arenosa litoral es relativamente estrecha, variando entre 1000 y 3000 m, pudiendo diferenciarse la presencia de varios rasgos morfológicos. Las principales unidades con relación a su participación espacial son las playas actuales, las terrazas marinas holocenas y las sucesivas generaciones de dunas. En segundo lugar, debemos considerar los depósitos asociados a los cauces fluviales y los beachrocks.

2.4.3.1- Formaciones de Playa

Los sedimentos de las playas reflejan las características de la hidrodinámica local. En ellas domina la arena media, predominantemente cuarzosa, con granos

subredondeados pulidos y de esfericidad media entre 0,55 y 0,60. Se observa que las características granulométricas presentan modificaciones espaciales y temporales, con el diámetro medio variando de arenas gruesas a arenas muy finas. La distribución espacial y las fluctuaciones temporales serán tratadas con más detalle en el capítulo sobre la dinámica de playas.

El coeficiente de selección presenta poca variación, estando presentes en mayor proporción las arenas moderadamente seleccionadas y en algunos puntos específicos las arenas bien seleccionadas. Un factor interesante es la variación del grado de selección entre los diferentes niveles de la superficie de playa, que aumenta hacia el continente, debido a una menor diferencia de energía de la marea o a la influencia del transporte eólico, que es un agente de selección más eficaz.

Los componentes secundarios de las arenas de las playas están formados por fragmentos de conchas y minerales pesados. El contenido de carbonato de calcio se sitúa entre 1 y 5%, con un valor medio de 2,5%, y una variación influenciada por los parámetros oceanográficos, ya que su contenido es proporcional a la presencia de material más fino. El carbonato proviene de las conchas y algas calcáreas, presentes en la plataforma continental. Estos componentes por presentar una menor resistencia al desgaste, se degradan hasta formar partículas finas tamaño limo/arcilla, que son incorporadas a la deriva litoral y transportadas en suspensión hasta su deposición en regiones abrigadas o de menor energía, o hasta su exportación hacia la zona del talud.

Los contenidos de minerales pesados varían entre 4 y 10%, con predominio de la ilmenita a lo largo de toda la costa, con un porcentaje relativo medio de un 40 %. La asociación de minerales pesados predominante es Ilmenita-Hornblenda-Epidota. La ilmenita tiene su origen asociado a las rocas ultrabásicas y gneises, la hornblenda a rocas ácidas (granitos) y la epidota a rocas eruptivas ricas en elementos ferromagnésicos. La asociación de minerales pesados dominante en los sedimentos de playa indica que el origen del material está relacionado directa o indirectamente con las rocas del zócalo, o con la Formación Barreiras, ya que la Formación Barreiras también consiste en material procedente de la erosión del zócalo.

2.4.3.2 - Las terrazas marinas

Las terrazas marinas consisten en depósitos y superficies de playa formados durante el ciclo regresivo posterior a la última transgresión (5.100 años). Están formados

por arenas en las que predomina la fracción de arena media, con granos subredondeados pulidos y esfericidad media entre 0,55 y 0,60. Presentan una distribución paralela a la costa, con anchura variable entre 400 y 800 m. Las mayores formaciones de este tipo están presentes en las llanuras costeras con ausencia de dunas actuales y, en este caso, están limitadas hacia el continente por los paleoacantilados de la Formación Barreiras.

Su morfología consiste en una superficie de techo plano, con cotas máximas variables entre 4 y 6 metros por encima del nivel actual del mar. Están formadas por dos niveles distintos, el inferior consiste en depósitos de playa con estratificación cruzada y material más grueso, conchas y niveles de minerales pesados; la parte superior presenta arenas medias bien seleccionadas, indicadoras de una deposición eólica.

La relación de las terrazas marinas con los sedimentos más antiguos fue determinada por medio de una serie de sondeos eléctricos verticales, realizadas en la región al sudeste de Fortaleza. En total se realizaron 16 sondeos paralelos a la costa, a distancias de 2 km, utilizando el dispositivo Schlumberger. Con los resultados de las interpretaciones, fueron seleccionados 4 sondeos para la elaboración del corte geoelectrico (Figura 2.7).

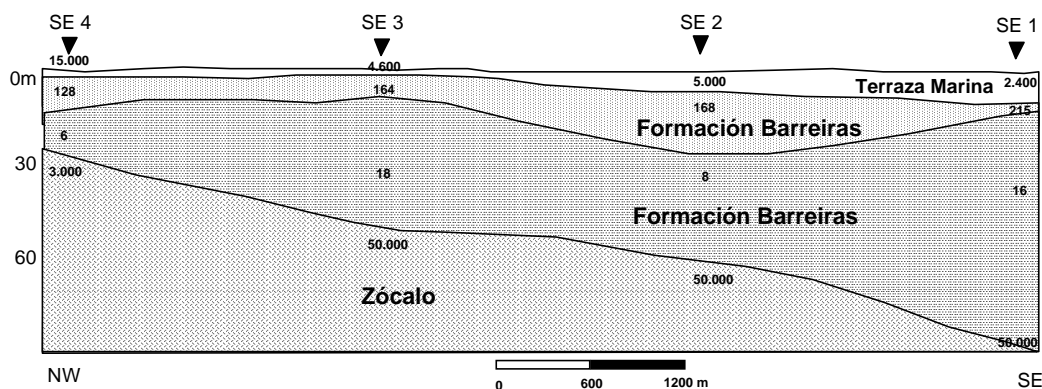


Figura 2.7– Sección obtenida por sondeos eléctricos verticales sobre las terrazas marinas holocenas. Los números corresponden a la resistividad del horizonte (ohm.m).

La sucesión característica está formada por 4 niveles, que de arriba hacia abajo están representados por curvas de tipo QH, o horizontes resistivo-intermediario-conductivo-resistivo. La primera capa, con resistividades entre 2.400 y 15.000 ohm.m, representa el suelo superficial seco y que corresponde a las terrazas marinas holocenas. La potencia de las terrazas varía entre 1,6 y 10 metros, y puede estar compuesta de una única capa, en el caso de las menores potencias (SE4) y de hasta 4 capas en el sondeo

vertical 1 (SE1). La segunda capa con resistividad entre 128 y 216 ohm.m, consiste en una secuencia de sedimentos arenosos saturados, que corresponden al nivel superior de la Formación Barreiras. A continuación están presentes los sedimentos areno-fangosos que corresponden al tramo inferior del Barreiras, con resistividades de entre 6 y 18 ohm.m, finalizando con un horizonte de resistividades bastante elevadas (3.000 a 50.000 ohm.m) y que representa el zócalo.

2.4.3.3 - Depósitos Eólicos

A lo largo de la costa del estado de Ceará están presentes varias generaciones de dunas y, aunque sea bastante difícil determinar si fueron construidas en uno o varios episodios de formación, se pueden diferenciar en función de una serie de variables: la forma, el nivel de alteración (color), su grado de cementación y el tipo de vegetación. Con la individualización de las generaciones se puede hacer una reconstrucción paleogeográfica, a partir de dataciones o de esquemas basados en criterios pedológicos, sedimentológicos y estratigráficos.

A partir de las relaciones estratigráficas (Figura 2.8) se han diferenciado hasta tres generaciones de dunas y, en algunos puntos, principalmente en el litoral oeste, la presencia de una cuarta generación. La generación más antigua fue identificada como un depósito eólico (paleodunas) sin forma definida y que se encuentra en contacto directo con la Formación Barreiras. Las paleodunas están formadas por arenas cuarzosas inconsolidadas, variando entre bien a moderadamente seleccionadas, con granulación fina a media y de color rojo intenso. Su grosor es variable, disminuyendo hacia el interior, y presenta un elevado grado de pedogénesis, con suelos bien desarrollados.

La segunda generación consiste en dunas parabólicas inactivas, compuestas por arenas cuarzosas inconsolidadas, variando de bien a moderadamente seleccionadas, y granulación fina a media, variando de color naranja a gris. La morfología característica en planta es en forma de U y V, con alturas de 20 a 40 m, longitudes entre 1.200 y 2.000 m y anchura variable, respectivamente de 320 a 460 m, lo que atribuye a estas dunas una forma alargada.

En relación a la distribución, se pueden encontrar formas simples aisladas o formando sistemas complejos que muestran que estas dunas se formaron a lo largo de varios eventos de reactivación, aunque en los dos casos el nivel de fijación actual por vegetación, de tipo arbóreo, es bastante intensa. Su separación del litoral se hace a través de una superficie de

erosión, que, por lo tanto, es de edad más antigua que el nivel más elevado del Holoceno. Las áreas interdunares localizadas entre los brazos de cada duna están ocupadas por pequeñas lagunas, que pueden incluso presentar una cierta coalescencia.

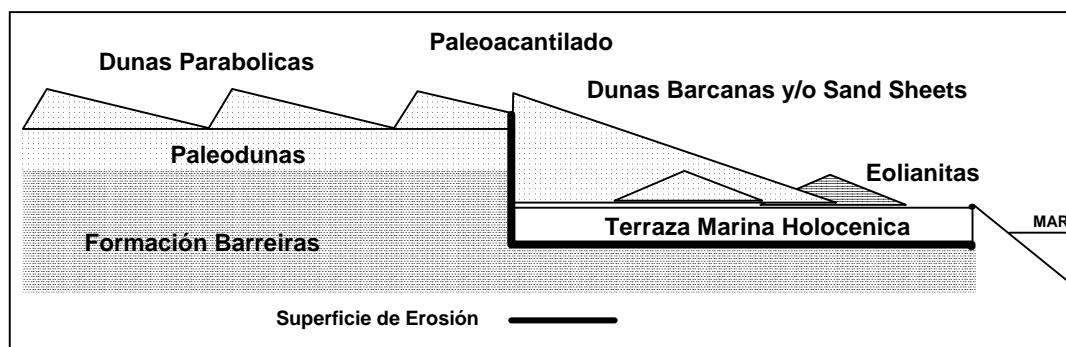


Figura 2.8 – Relaciones estratigráficas entre las generaciones de dunas.

La tercera generación está formada por dunas arenosas cimentadas por carbonato de calcio (eolianitas). Este tipo de dunas se halla sobre las terrazas marinas y bajo el sistema de dunas móviles actuales. Las eolianitas tienen su distribución asociada a las zonas áridas y semiáridas de muchas regiones del mundo, particularmente en áreas costeras con grandes acumulaciones de arenas biogénicas (Pye, 1983). En relación a las eolianitas presentes en el litoral de Ceará, el nivel actual de conocimiento es muy bajo, restringiéndose a los aspectos generales de composición y morfología, lo que genera un vacío en relación a los procesos de formación y sus implicaciones ambientales.

En las eolianitas predominan, como componente principal, el cuarzo (48 - 51%), con granulometría entre (0,1 a 0,6 mm) y grado de redondeamiento entre (subredondeados a redondeados). La geometría del cemento de primera generación varía entre los tipos isópacos y meniscos, que es un indicativo de precipitación en zona vadosa. El cemento predominante es del tipo low-magnesio calcita, valores de Ca (CO₃) superior a 95% y de Mg (CO₃) inferiores a 4%, y presenta contenidos muy bajos de estroncio y sodio, casi al nivel mínimo de detección. La porosidad de tipo intragranular presenta una relación inversa con el cemento y varía entre 16 y 33%. Los granos de feldespato lítico varían de 0,6 a 1% y los componentes biodetríticos entre 1,3 y 1,6%. El contenido total de carbonato de calcio varía entre 10 y 14%. Las características generales de las eolianitas indican que la cementación se realizó en ambiente continental, luego posterior a su deposición y sin influencia directa de las aguas marinas.

La cuarta generación de dunas consiste en el único sistema de dunas activas que está presente en el litoral. En general, se distribuyen en forma de un manto aproximadamente paralelo a la línea de costa, presentando marcas de desplazamiento y que penetran hacia el continente hasta unos 6 km. Están formadas por arenas medias a finas, a barlovento, y un poco más groseras en la cara de deslizamiento. El grado de selección varía entre bien a pobremente seleccionadas, con tonalidades variables de color amarillo claro. El porcentaje de finos varía de 1,3 a 5 %, con los mayores valores en la base de barlovento, que constituye la dirección del flujo subterráneo de agua.

Hay que resaltar que, a pesar de que este sistema de dunas está en migración, ya no recibe aportes de nuevos materiales de la playa, lo que hace que las terrazas marinas, las dunas inactivas y la propia duna sean la fuente de sedimentos para su migración. Estas dunas ya se encuentran separadas de la playa por distancias de entre 600 y 2000 m, y migran por encima de las generaciones de dunas anteriores. Este sistema de dunas migrantes presenta formas características que varían entre los tipos barkhana, barkhanoides y *sand sheet*, dependiendo del aporte sedimentario, en teoría la secuencia sería de dunas tipo barkhanas en regiones con menor aporte, pasando por los sistemas de barkhanoides y terminando en los *sand sheet*, que se forman en las regiones de mayor aporte.

En resumen, tendríamos que las cuatro generaciones de dunas están asociadas a fluctuaciones del nivel del mar durante el cuaternario:

- La primera generación estaría asociada a niveles del mar del Pleistoceno.
- La segunda sería anterior al máximo de la transgresión holocena.
- La tercera generación, compuesta por sedimentos ricos en bioclastos (eolianitas), puede ser asociada al mínimo de -4.000 años.
- La generación migrante actual, a los otros niveles del mar más bajo de los últimos 2.000 años.

Utilizando las tasas de migración de los diversos tipos de dunas, se puede estimar que las dunas migrantes actuales se formaron hasta hace 200 ó 300 años y que, a partir de esta fecha, no existe más formación de dunas. Las dos únicas excepciones son las acumulaciones actuales presentes aguas arriba de los espigones y en la región de Caucaia (Boi Choco), donde un arrecife formado por sedimentos de la Formación Barreiras actúa como un espigón natural de contención de sedimentos.

2.4.3.4 - Depósitos asociados a los cauces fluviales

La zona de la desembocadura de los principales cauces fluviales está influida por las interacciones entre las fluctuaciones de las mareas y el flujo fluvial, que controlan la presencia de una serie de depósitos característicos de estos medios, siendo los más destacados los depósitos de manglares que forman la llanura de inundación, las barras de desembocadura y los beachrocks, en la zona de dominio de las mareas, además de los depósitos aluviales, barras y depósitos marginales en la zona de dominio fluvial, que no serán tratadas en el ámbito de este estudio.

Los manglares se limitan a la zona sometida a inmersión periódica por las aguas con salinidad elevada que componen el estuario de los ríos. En los principales ríos de la región, el estuario penetra hacia el interior hasta 20 km, con el límite de influencia de las aguas marinas identificado por la presencia de la vegetación de manglar, compuesta por las especies *Rizophara mangle* y especies de *Avicennia*. En esta zona, los sedimentos son predominantemente fangosos, con porcentajes de hasta 85% de fracciones inferiores a 0.062 mm, y con un contenido elevado de materia orgánica formada por hojas, restos de troncos y raíces.

En un testigo tipo realizado en la llanura de inundación del río Pacoti, se observa que los sedimentos están formados por dos niveles. El superior está formado por sedimentos fangosos de color negro debido al elevado contenido de materia orgánica, presenta laminación paralela y bajo contenido en carbonato de calcio. La fracción grosera está formada por granos de cuarzo angulosos, fragmentos líticos y materia orgánica. La secuencia inferior consiste en arenas de colores gris en la base y rojo en el techo, y con granocrecencia positiva. El color puede ser un indicativo de un régimen de flujo, estando los sedimentos rojos (oxidados) asociados a velocidades elevadas y el gris (reducidos) a situaciones de bajo régimen y dominio de la decantación de finos y materia orgánica. Los granos de cuarzo presentan dos orígenes distintos, identificados por la presencia de granos oscuros con elevado redondeamiento y esfericidad, característicos de sedimentos eólicos y granos pulidos y angulosos de origen fluvial.

Esta secuencia sedimentaria inferior de la llanura de inundación es una evidencia de un antiguo depósito de canal, con las secuencias con granocrecencia representando períodos con alternancia de velocidades y capacidad de transporte mayor, que sería el caso de las avenidas y que es una característica de los ríos intermitentes de la región. La presencia de sedimentos eólicos, muestra que las dunas participaron de forma activa en la

construcción de la llanura, principalmente en el aporte de material.

El canal principal de los ríos presenta un patrón meandriforme, con la región de la desembocadura controlada por la migración de las dunas. Los sedimentos de fondo están formados por arenas cuarzosas, con tamaño variable entre arenas finas en las regiones más internas a arenas groseras con elevado contenido de conchas en la región de la desembocadura y que comprueba el aporte de material marino hacia el interior del estuario. Durante el periodo de mayor pluviosidad, cuando aumenta la capacidad de transporte, se puede observar la presencia de bloques fangosos originados por la erosión de los márgenes y el transporte de la vegetación.

La presencia de los beachrocks a lo largo del litoral se encuentra relacionada con la desembocadura de los ríos principales, con su origen asociado a las interacciones físico-químicas entre los ambientes estuarino y marino (Maia et al., 1997). Los beachrocks son arenas de playa cementadas por carbonato de calcio u otro tipo de cemento. Sus componentes principales son los granos de cuarzo (45 a 57%), variando en tamaño entre 0,05 a 2,2 mm, subangulosos a subredondeados. El cemento compuesto de calcita magnésiana (valores de $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ inferiores a 87% y de $\text{Mg}(\text{CO}_3)$ superiores a 10%) forma una capa isópaca, variando entre los tipos “bladed” y micrítico, presentando porcentajes entre 12 a 42%.

La porosidad principal es de tipo intergranular (6 a 29%). Secundariamente, se observa la presencia de feldespatos y fragmentos de rocas (1 a 3,8%) y componentes bioclásticos, entre 1 y 5,26% (gasterópodos, bivalvos y algas calcáreas del tipo *Lithothamnion*). Mineralógicamente, los beachrocks son maduros, con horizontes y zonas texturalmente inmaduras (río Cocó). El alto grado de cementación hace que estas rocas sean bastante resistentes a la erosión, actuando como una protección natural para las playas adyacentes.

2.5 - EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

La evolución geológica de la región estudiada puede ser dividida en dos periodos principales. El primero, más antiguo, está asociado a la deriva continental y a actividades tectónicas, comprendiendo el intervalo geológico del Neocomiense al Plioceno; el segundo, moderno, asociado a la formación de la llanura costera, donde los principales agentes fueron los cambios climáticos y las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cuaternario.

El periodo antiguo se inicia con actividad tectónica de tipo distensivo asociado a la deriva continental y apertura del Océano Atlántico, que ha configurado la dirección general de la costa y generado la formación de varias cuencas marginales, incluyendo la cuenca Potiguar en el extremo este de Ceará, pasando por la deposición de sedimentos continentales y marinos en las cuencas, y finalizando con el cambio del régimen tectónico, que pasa de distensivo a compresivo y la deposición de la Formación Barreiras (Maia, 1993).

El cambio a régimen compresivo genera la ascensión del continente y somete las secuencias de rocas antiguas y zócalo a una erosión generalizada, bajo condiciones de clima semiárido con lluvias esporádicas y violentas (Vilas Boas et al., 1979). Las fallas antiguas pasan a controlar la red de drenaje existente, y el material erosionado del zócalo es depositado en forma de abanicos aluviales de pequeña extensión radial, con los depósitos proximales llenando los canales fluviales o quedando restringido a la zona de cabecera del abanico, y los depósitos medianos distales formados por sedimentos más finos, siendo depositados en las proximidades de la línea de playa actual.

El mantenimiento de las condiciones erosivas y en presencia de un clima más húmedo, en que los abanicos aluviales presentan una mayor magnitud, alterando el patrón deposicional, con los sedimentos más finos pasando a depositarse sobre la plataforma, y los sedimentos medios a gruesos, por encima de los finos del nivel anterior y bajo un ambiente fluvial entrelazado.

El final de la deposición de los sedimentos de la Formación Barreiras coincide con el episodio transgresivo de edad pleistocena, denominada de Transgresión más antigua por Bittencourt et al. (1979), y que ha erosionado la porción externa de esta formación. Después del máximo alcanzado por esta transgresión, y durante la regresión que siguió, el clima ha pasado a características semiáridas (Vilas Boas et al., 1979).

El segundo periodo se inicia en el máximo alcanzado por la Penúltima Transgresión, hace cerca de 120.000 años B.P. (Bittencourt et al., 1979), con el nivel del mar alcanzando 11 m por encima del actual (registros en el litoral este de Brasil) y erosionando los sedimentos continentales. En la regresión subsiguiente se han depositados las terrazas marinas del Pleistoceno, de las que no se tiene registro en el litoral de Ceará. La exposición de los sedimentos de playa a los vientos de la región, forma la primera generación de dunas que recubrió la franja costera y que ha migrado hacia el continente por encima de la Formación Barreiras.

El nivel del mar alcanzó su valor mínimo de 110 m hace aproximadamente

18.000 años, dejando en condiciones subaéreas toda la plataforma continental de la región. Los ríos progradaron sobre la plataforma, pasando a erosionar los antiguos depósitos de fangos y algas carbonatadas, con el material resultante del retrabajamiento, siendo depositado directamente en el talud. Durante los estadios de descenso del nivel del mar, los ríos transportan arenas arcósicas hacia el talud y regiones profundas, y depositan el material más grueso en la plataforma; en la costa predominaba un clima menos húmedo, como sugiere el menor contenido en caolinita de los fangos encontrados en el plateau de Pernambuco (Coutinho, 1996).

En la transgresión siguiente, denominada Última Transgresión (Bittencourt et al., 1979), la velocidad de elevación del nivel del mar ha variado de forma irregular, con intercalaciones de periodos de estabilización, registrados en los diversos niveles de terrazas presentes en la plataforma. El sistema de playa constituido durante el mínimo regresivo pasa a migrar del talud hacia el continente, con el prisma de playa transferido y depositado en la anteplaya, según el mecanismo propuesto por Bruun (1962). Durante este intervalo se forma la segunda generación de dunas a partir de la movilización del material terrígeno, que migra sobre el continente y, bajo condiciones de mayor humedad, pasa a desarrollar una vegetación que gradualmente fija este sistema, formando las dunas de tipo parabólico. La migración de las dunas hacia el interior fue responsable del desvío de los principales cauces fluviales, que migraron en la misma dirección de la duna y del bloqueo total de las desembocaduras de los pequeños ríos, formando lagunas costeras.

La elevación alcanzó su máximo, de +5 m a 5.100 años B.P., y la red de drenaje que se había instalado sobre la plataforma, favorecida por el acentuado descenso del nivel de base, fue sumergida, de la misma forma que la porción inferior de los valles fluviales. En la zona costera fueron erosionados los antiguos depósitos de playas, acantilados y el sistema de dunas.

La regresión subsiguiente originó las terrazas marinas y marismas de edad holocena y permitió la transferencia de material biodetrítico hacia la playa. Este material fue retrabajado y movilizó para formar la tercera generación de dunas, las eolianitas. La tendencia de regresión prosigue hasta la actualidad, aunque en presencia de variaciones de nivel (Figura 2.6) y que permitió la formación de la cuarta y última generación de dunas.

2.6 – CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta la exposición anterior sobre la composición, distribución y sucesión estratigráfica de las formaciones, se observa que la zona costera actual es el resultado de una larga evolución geológica, asociada inicialmente a eventos tectónicos que configuraron el relieve del zócalo y la deposición de la Formación Barreiras y, posteriormente, a las fluctuaciones del nivel del mar. En los dos periodos, las fluctuaciones climáticas actuaron de forma determinante en la formación y control de los ambientes deposicionales (Figura 2.9).

Los diversos episodios transgresivos/regresivos a que estuvo sometida la llanura costera quedaron registrados principalmente en forma de diferentes generaciones de dunas, con excepción de la última transgresión (Flandriense) que, además de las dunas, presenta el registro de una terraza marina. La ausencia de otros niveles de depósitos y terrazas más antiguas registradas en el litoral este de Brasil, puede estar asociada a varias causas, como:

- erosión total de estos depósitos durante la última transgresión;
- No-deposición, debido al pequeño aporte sedimentario o ausencia de condiciones para la progradación de la línea costera sometida a una fuerte deriva litoral;
- balance sedimentario entre la aportación marina y la deflación eólica, donde el material aportado sería totalmente transferido hacia la formación de las dunas.

Con relación a los agentes dinámicos, se observa que:

- a) la aportación fluvial es insignificante, restringiéndose a la porción interna de la plataforma continental, lo que favorece el desarrollo de una sedimentación carbonatada que recubre parte de la plataforma interna y toda la externa;
- b) las fluctuaciones del nivel del mar asociadas al oleaje son los principales mecanismos responsables de la erosión y transporte de sedimentos en la zona costera;
- c) el viento, en condiciones de descenso del nivel del mar, actúa de forma más intensa movilizándolo el material de playa para formar las dunas costeras, siendo responsable, en los otros periodos, de la migración del material hacia el continente que eleva el nivel topográfico de la berma, desvía los principales cauces fluviales y genera la formación de lagunas costeras.

Figura 2.9 – Esquema de la geología y geomorfología costera de la zona de estudio.

CAPITULO 3 - AGENTES DINÁMICOS

3.1 – INTRODUCCIÓN

Los procesos costeros son el resultado de las interacciones de los agentes dinámicos o factores impulsores (viento, oleaje, corrientes, mareas y otros fenómenos) con la zona litoral; por este motivo, el conocimiento de los agentes, desde el punto de vista de su descripción y su magnitud de variación a corto y medio plazo, es fundamental para la evaluación de los procesos y funcionamiento del sistema litoral.

Así, en este capítulo se presentan las informaciones básicas necesarias para la comprensión del sistema climático regional, sus variaciones e influencias en el sistema local, detallando los parámetros climáticos y dinámicos que influyen más directamente en los procesos costeros.

3.2 – CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONALES

La característica de los vientos en la región nordeste de Brasil es la presencia de un fuerte ciclo estacional definido por un periodo anual. Los vientos son controlados por el movimiento de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), que se desplaza de norte a sur con los cambios de estaciones. La ZCIT es una gran región donde confluyen los vientos alisios de nordeste y sudeste, caracterizada por intensa nebulosidad y baja presión atmosférica (Figura 3.1). Normalmente, la ZCIT migra estacionalmente de su posición más al norte, en el Atlántico, hacia posiciones más al sur, durante el verano austral. Los vientos alisios del sudeste son más intensos cuando la ZCIT está al norte (agosto a octubre), disminuyendo progresivamente con su migración hacia el Ecuador, hasta alcanzar los mínimos valores anuales durante los meses de marzo y abril, cuando los vientos del sudeste son más flojos.

El movimiento hacia el norte de la ZCIT y la intensificación de los vientos del sudeste que se inicia en mayo, presenta fuertes efectos en el océano, como son el cambio en el patrón de la circulación oceánica, variaciones del nivel del mar o el aumento de la velocidad de las corrientes costeras (Philander y Pacanowski, 1986a; Servain y Legler, 1986; Molinari y Johns, 1994). Además de este ciclo estacional, el clima en la región presenta una serie de modificaciones interanuales generalmente asociadas al fenómeno El

Niño, como son la variación de mayor magnitud del año 1983, cuando sufrió una fuerte intensificación en los vientos zonales en función de El Niño (Philander y Pacanowski, 1986b; Carlton y Shulka, 1991).

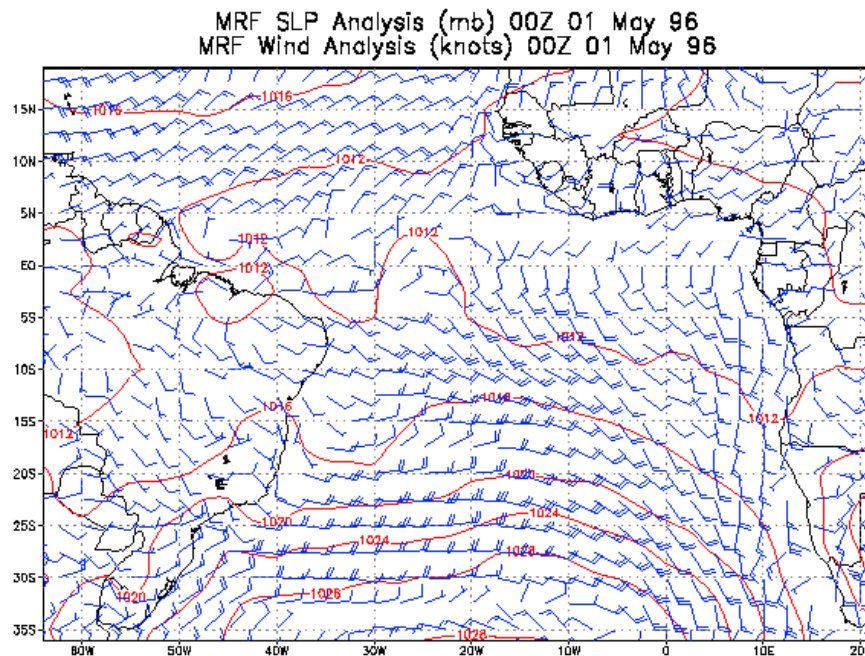


Figura 3.1 - Patrón de los vientos sobre Brasil (COADS/NOAA). Obsérvese la confluencia de los vientos en la línea del Ecuador.

Conceptualmente, el fenómeno El Niño es el calentamiento de las aguas superficiales del sector centro-este del Océano Pacífico, predominantemente en la franja ecuatorial. Según la FUNCEME (Fundación de Meteorología de Ceará), las principales anomalías climáticas observadas en Brasil en presencia de El Niño son:

- a) Años con lluvias superiores a la media en las regiones Sur y Sudeste del país (en particular durante el período de verano y otoño, de diciembre a marzo), por ejemplo en los años 1982 y 1983. Esta característica se debe a una permanencia mayor de los frentes fríos, que migran del extremo sur del continente hacia latitudes tropicales.
- b) Sequías o periodos de estiaje durante el cuatrimestre de febrero-mayo en el sector norte del Nordeste (centro-este de Piauí, estado de Ceará, centro-oeste de los estados de Rio Grande do Norte, Paraíba y Pernambuco), norte del estado de Bahia y extremo nordeste de los estados de Sergipe y Alagoas.

El fenómeno inverso es denominado La Niña, que se caracteriza por el

enfriamiento de las aguas en la franja ecuatorial del Océano Pacífico. Hay que destacar que la magnitud de las anomalías negativas de temperatura en la superficie del mar observadas durante este episodio es menor que la de las anomalías positivas observadas en los episodios de El Niño. En los años de La Niña, persiste un fuerte movimiento ascendente (formación de nubes y presencia de lluvias) en el sector centro-oeste de la cuenca del Pacífico, principalmente en la región de Indonesia y sectores norte/nordeste de Australia y un fortalecimiento del movimiento de descenso en la parte centro-este de la cuenca, en particular en la costa oeste de América del Sur. Este hecho impide la formación de nubes y causa poca lluvia en esta región.

Relacionado con el Nordeste brasileño, en años con La Niña, las áreas localizadas más al sur del Nordeste (centro-sur de los estados de Bahia, Maranhao y Piauí) tienden a recibir un índice más significativo de lluvias entre los meses de noviembre y enero (prestación lluviosa) que la región más semiárida. En algunos de estos años, el periodo de mayor pluviosidad del sector norte del Nordeste presentó lluvias superiores a la media (años de 1985, 1986 y 1989).

3.3 - CONDICIONES CLIMÁTICAS LOCALES

Para definir las características climáticas y la influencia de los vientos y de la temperatura en la región de Fortaleza, se realizó el análisis de los datos meteorológicos disponibles en la estación FUNCEME (registro internacional 823970), englobando un periodo de 20 años (1974-1994) y datos de precipitación del INPE (Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales de Brasil) del periodo de 1849-1984.

3.3.1 – Precipitación, Humedad e Insolación

El régimen de pluviosidad de la región se puede definir como de tipo tropical con estación de lluvias concentradas en 4 meses consecutivos y con un ciclo de variación anual. Generalmente, la estación lluviosa empieza en el mes de febrero, con un máximo en el mes de marzo, y disminuyendo progresivamente el resto del año hasta alcanzar los valores mínimos en los meses de septiembre a noviembre. La precipitación media anual se sitúa en 1440 mm, pudiendo observarse meses con valores máximos de hasta 765 mm (marzo de 1986). El primer semestre acumula el 93 % de la precipitación anual.

La variación anual de la precipitación viene controlada por el movimiento de la

zona de convergencia intertropical, que, dependiendo de su posición y tiempo de permanencia sobre la zona, puede generar años con más o menos lluvias. La figura 3.2 muestra la serie de precipitaciones para el periodo de 1849 a 1994, donde se observa que, en general, la precipitación presenta una gran variación a lo largo de los años, con valores mínimo de 483 mm (1877) y máximo de 2840 mm (1985), y una alternancia entre años con lluvias y sequía. Los grandes periodos de sequía vienen destacados en la figura 3.2, ya que en la historia de Fortaleza estos periodos representan los picos de éxodo rural y, en consecuencia, un aumento de la población en la ciudad, correspondiendo aproximadamente a años con presencia de El Niño.

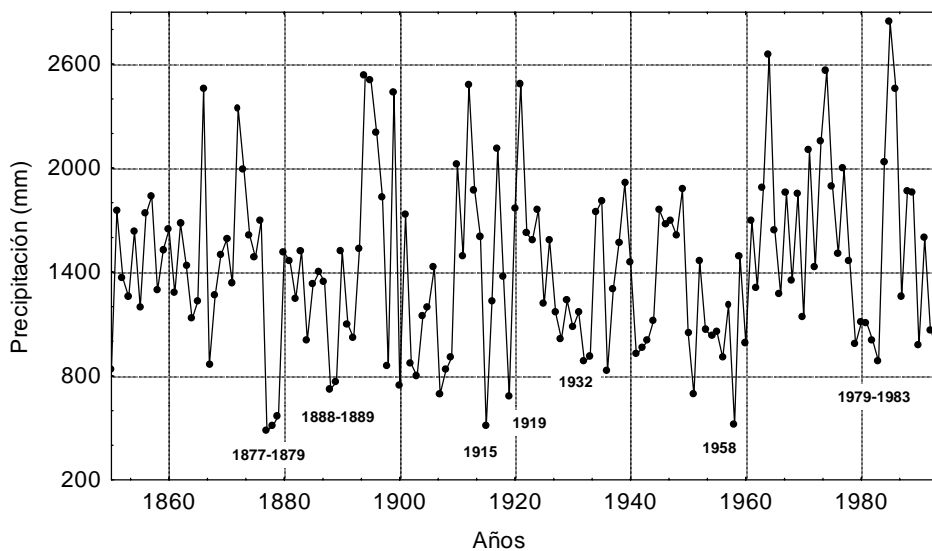


Figura 3.2 - Distribución de la precipitación acumulada para el periodo de 1849 a 1994, con indicación de los años de mayores sequías.

La humedad presenta un patrón de variación semejante a la precipitación, con un máximo en el mes de marzo (83,9 %) y un mínimo en septiembre (74 %). La insolación media anual es de 3000 horas, lo que equivale a una incidencia solar media de 8 horas/día. Durante el periodo de lluvias, la media pasa a 6 horas/día.

3.3.2 – Viento

La velocidad media del viento oscila a lo largo del año entre 2,5 y 4,5 m/s, dándose los mayores valores en los meses de agosto y septiembre y las mínimas en los

meses de marzo y abril. La dirección predominante de los vientos está entre SE y E y, con menor frecuencia, de componente norte durante los cuatro primeros meses.

El patrón de variación de los valores de la velocidad media de los vientos (Figura 3.3) muestra, para los datos registrados en la región metropolitana de Fortaleza, la existencia de un ciclo estacional dentro de un periodo anual, con un mínimo en el mes marzo y un máximo en el mes de septiembre. Con relación a las variaciones interanuales, se observa la presencia de períodos anómalos con valores superiores a la media climática. Esta anomalía positiva corresponde al período 1982/83, años donde el fenómeno El Niño fue más intenso.

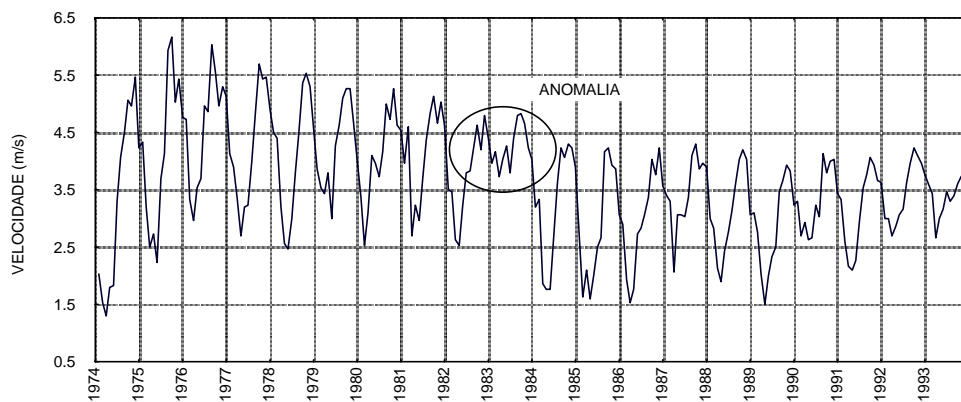


Figura 3.3 - Diminución progresiva de la velocidad media de los vientos, según los datos de la estación meteorológica de FUNCEME.

Otra característica observada en esta serie es la disminución de la amplitud de variación de la velocidad del viento, siendo progresivamente menor en los últimos años, principalmente a partir de 1990, que corresponde al efecto El Niño más largo. La regresión lineal entre los valores medios mensuales de la velocidad del viento y los años de observación, muestra que en los meses de julio a enero la relación es significativa, con índices de correlación de hasta $-0,92$ (septiembre), lo que confirma la tendencia de disminución con el tiempo.

La disminución progresiva de la velocidad del viento en la región de Fortaleza podría estar relacionada con dos fenómenos:

- a) una disminución real de las velocidades, causada por los fenómenos climáticos; y/o
- b) una disminución inducida por fenómenos locales, debido a la antropización del área de entorno.

La comparación de los datos de la estación de Funceme con los de otros observatorios, como la estación del aeropuerto de la ciudad, NOAA/COADS (USA), relativa al periodo de 43 años (1946-1989), recogidos en la plataforma continental frente a la ciudad por buques en ruta y estaciones meteorológicas de COELCE (Compañía de Electricidad del Estado de Ceará) ubicadas en las playas de la Cofeco y Futuro, muestra que las estaciones de la Funceme y aeropuerto presentan este comportamiento, indicando la influencia del medio en los registros de estas dos estaciones.

Las estaciones de Coelce y Coads presentan valores similares y el mismo patrón de variación anual, mientras que, comparadas con la de Funceme, podemos determinar que estas curvas están desplazadas verticalmente un valor medio de 3 m/s, que sería el valor de la reducción de las velocidades de los vientos medidos en la región central de la ciudad de Fortaleza (Figura 3.4).

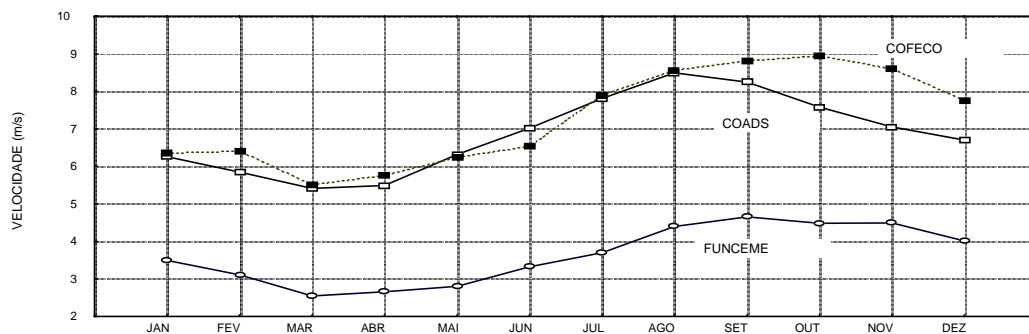


Figura 3.4 - Comparación entre las velocidades medias mensuales de las estaciones meteorológicas de FUNCEME, COELCE y NOAA/COADS.

3.3.3 – Temperatura

El régimen térmico de la región está caracterizado por temperaturas elevadas y amplitud de variación reducida (Figura 3.5). La temperatura media anual es de 26,9°C, con variaciones inferiores a los 5°C. La variación anual de la temperatura presenta una fuerte componente estacional con mínimos en los meses de junio a agosto (26,3°), correspondiente al invierno austral, y máximas en el período de octubre a enero (27,6°).

La temperatura media en los últimos 20 años presenta una tendencia creciente (Figura 3.6), siendo la tasa de aumento calculada del orden de 0,8°C para este período, que correspondería a una tasa de aumento de 4°C por siglo; como en el caso de la

velocidad del viento, cuya tendencia más significativa ($r^2 = 0,67$) se observa durante el mes de septiembre.

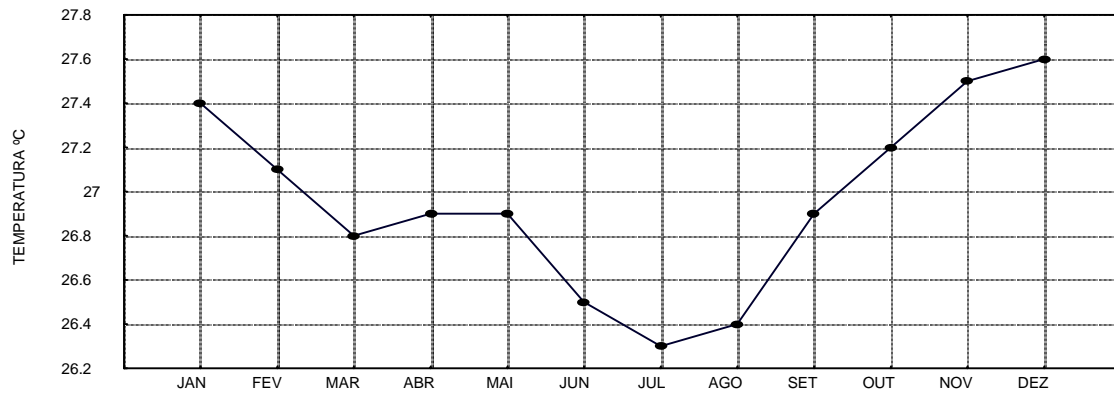


Figura 3.5 - Patrón anual de variación de la temperatura en Fortaleza.

La tendencia de aumento de la temperatura expresada en °C por siglo, se sitúa dos grados por encima de la tendencia local de la temperatura superficial, calculada por la red climatológica global (Global Historical Climate Network), que es de 2°C/siglo, donde son tomados en cuenta todos los datos regionales incluyendo las temperaturas en el continente y océano.

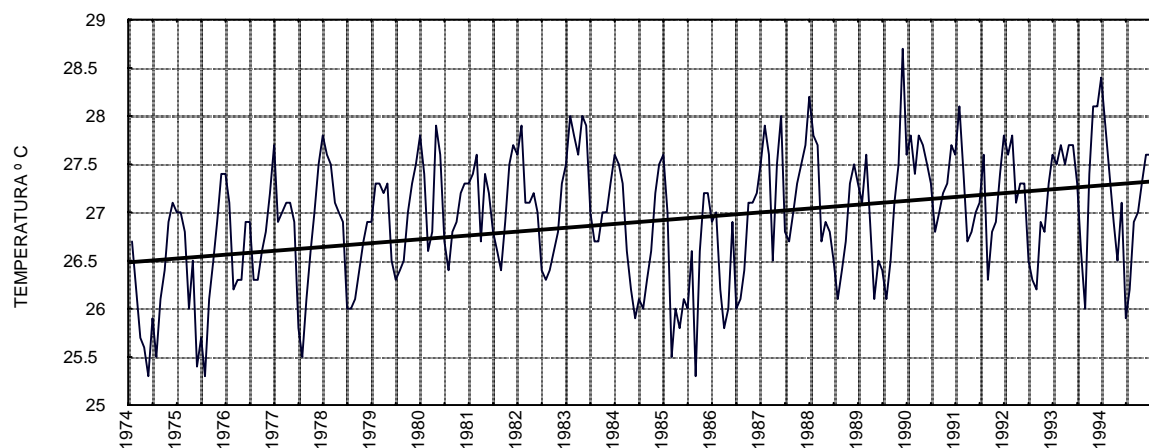


Figura 3.6 - Gráfico del aumento de la temperatura y recta de regresión para la estación de Funceme.

El tratamiento de los datos recogidos en la ciudad debe ser hecho teniendo bastante cuidado, en función de las incorrecciones que pueden ser introducidas

sistemáticamente debido a la cobertura espacial irregular o a la forma en como las observaciones fueron tomadas (Bennet et al, 1984; Vellum y Hoaglin, 1981). La tendencia errónea sistemática más grave se debe a los cambios en el ambiente local, como por ejemplo el calentamiento diferenciado de las ciudades. Como muchas estaciones meteorológicas se localizan dentro o muy próximas a las grandes ciudades, y éstas, casi siempre presentan el fenómeno de isla de calor y funcionan como una barrera para el viento, la resultante en los datos recogidos es la introducción de una tendencia falsa en los registros de la temperatura y de la velocidad del viento (Myer, 1991; Woolum, 1964).

Considerando la exposición anterior y el resultado del análisis de las series temporales de la velocidad del viento y temperatura, se observa que los valores registrados presentan una disminución sistemática de la velocidad del viento y el aumento de la temperatura local con relación a la tendencia regional, indicando un aumento de la temperatura inducido por factores locales, como la urbanización y caracterizando en la región la presencia de una isla de calor (Bosselmann et al, 1994). Hay que resaltar que, en el periodo de 1970 a 1990, el crecimiento de la población fue del 100%, lo que significó el aumento de la ocupación y densidad urbana y una gran verticalización de las construcciones, que son factores que pueden inducir a la formación de islas urbanas de calor.

Así, las modificaciones sistemáticas registradas en la estación meteorológica Funceme pueden ser asociadas al efecto de la isla de calor formada por la gran urbanización de la ciudad de Fortaleza. El aspecto negativo más marcado de este efecto para la población es la disminución considerable de las condiciones de confort urbano, por el aumento de la temperatura y la disminución de la velocidad de los vientos y, para este trabajo, la imposibilidad de utilizar estos datos en el análisis de los procesos costeros.

Según (Servain y Legler, 1986), el patrón interanual de variación de la temperatura en la región está asociado directamente a la variación de los campos de viento en la región del Pacífico, indicando de esta forma que las variaciones en la temperatura de Fortaleza también estarían asociadas al modelo de circulación global, bajo la influencia del fenómeno El Niño.

3.4 – PARÁMETROS CLIMÁTICOS Y DINÁMICOS QUE INFLUYEN EN LOS PROCESOS COSTEROS.

3.4.1 – Los Datos de Viento

Como los datos de viento de la estación meteorológica oficial de la ciudad presentan una reducción considerable de velocidad con relación a los datos recogidos fuera de la zona de influencia urbana, y por ser el viento un parámetro de gran importancia para el estudio de los procesos costeros, fue necesario recurrir a otras fuentes de datos. Fueron seleccionados los datos de los anemómetros ubicados directamente en la playa, principalmente las estaciones utilizadas en el estudio del potencial energético eólico por la Coelce y complementadas por datos propios de campo. El conjunto de datos agrupados totalizan 4 años de observaciones, correspondiente al periodo de 1993 a 1996.

La distribución de los valores medios anuales de la velocidad del viento a lo largo del litoral de Ceará, muestra una tendencia de crecimiento de SE-NW, asociada a un cambio del vector dirección de tipo anticiclónico (Figura 3.7). Este patrón de variación, que se mantiene prácticamente constante todo el año, es debido a la proximidad de la zona de convergencia intertropical, con las estaciones situadas más al norte, sometidas a una mayor influencia de los vientos alisios del NE, y las del Sur, una mayor influencia de los vientos alisios del sudeste.

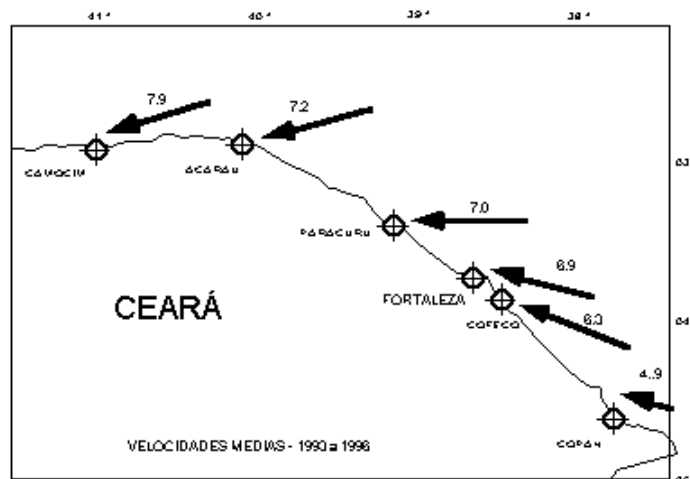


Figura 3.7 – Mapa de localización de los puntos de observación de la velocidad del viento. Los vectores corresponden a la dirección principal del viento y los números a la velocidad media (m/s) para el periodo 1993-96.

La presencia de una celda de baja presión sobre el litoral nordeste, como se ha visto en la figura 3. 1, podría ser otra explicación para este tipo de comportamiento. Hay que resaltar que las diferencias de presión observadas entre la depresión y su entorno son muy bajas cuando las comparamos con los ciclones del hemisferio norte, haciendo que su

influencia sea secundaria con relación a la formación de los campos de viento.

Considerando los datos de Fortaleza, se observa que la velocidades media de los vientos para el periodo 1993-96 varían entre 3 y 8,4 m/s. Los mayores valores se dan entre agosto y noviembre y los menores de febrero a mayo. La variación anual presenta un ciclo bien marcado, con velocidades más bajas durante el periodo de lluvias y más elevadas durante el segundo semestre. Este patrón coincide con el ciclo general de variación controlado por la migración de la zona de convergencia intertropical (Figura 3.8).

La utilización del valor medio mensual como parámetro de caracterización de la distribución de la velocidad es una simplificación de la distribución real, pues esta normalmente se presenta más compleja y con un mayor grado de variación. Considerando la representación de los valores de la velocidad promediada a intervalos de una hora, se observa que el viento presenta una gran variación tanto en el ámbito de horas como de días, con variaciones máximas de la velocidad y dirección del orden de 5m/s y 53 grados respectivamente.

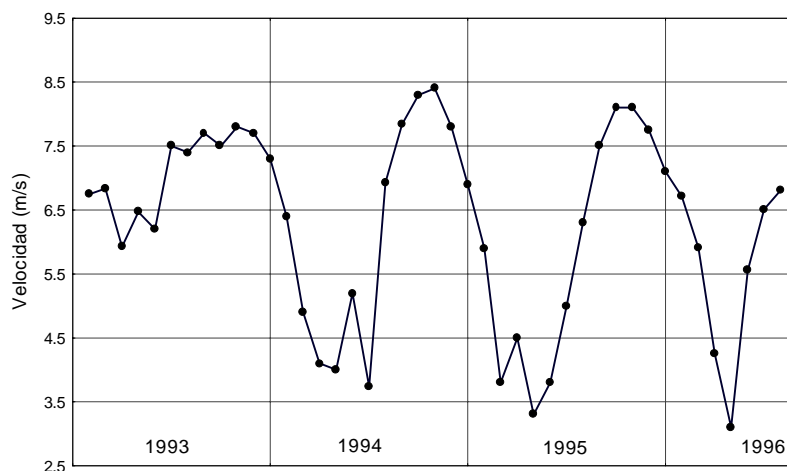


Figura 3.8 – Variación anual de la velocidad media del viento para la estación meteorológica situada en la playa del Futuro.

Los valores de la variación máxima de la velocidad en intervalos de una hora son del mismo orden de magnitud que la amplitud máxima de variación de las velocidades medias mensuales. Esta comparación muestra el grado de complejidad o de simplificación a que se puede llegar en el estudio de variables temporales. Cuando se trabaja con una gran cantidad de datos, es necesario hacer este tipo de simplificación de los procesos a

través de parámetros estadísticos, asumiendo que la utilización de un valor medio mensual significa que las características climáticas son estables o presentan un grado de fluctuación del orden de un mes.

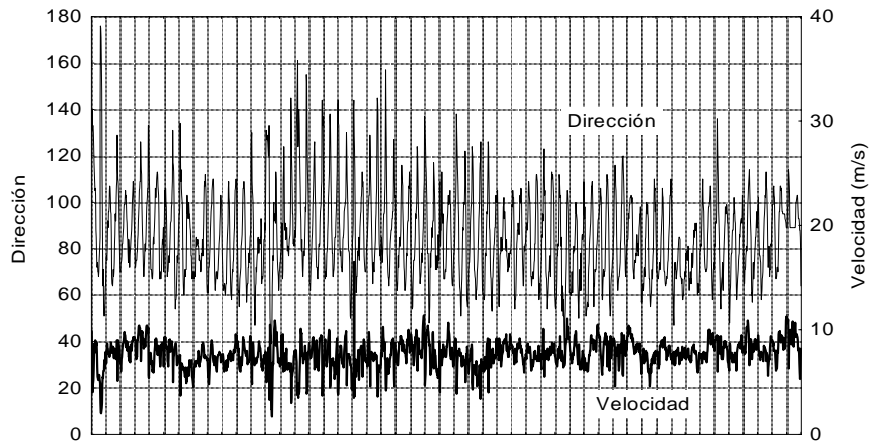


Figura 3.9 - Distribución de los datos de velocidad y dirección del viento utilizados en en análisis espectral de Fourier.

A fin de identificar las posibles fluctuaciones de corto periodo en el viento, se ha analizado una serie continua de datos de viento tomados cada hora durante un periodo de 6 meses mediante análisis espectral, utilizando la FFT (Figura 3.9). Para ello, dada la naturaleza vectorial de la variable, se ha descompuesto en dos componentes N-S (zonal) y E-W (meridional). Hay que tener en cuenta que, dadas las características del viento en la zona así como la configuración costera, esta división es lo suficientemente precisa como para caracterizar adecuadamente el viento sin necesidad de usar una descomposición más arbitraria de tipo paralelo y perpendicular a la costa.

De acuerdo con los resultados obtenidos (Tabla 3.1), la componente N-S presenta un pico significativo en torno a las 24 horas y un pico secundario de muy baja magnitud a las 12 horas. Por otro lado, la componente E-W presenta muchas más oscilaciones. Así, también se observan las anteriores, diurna y semidiurna, aunque en este caso con similar magnitud. Esta frecuencia diurna en ambas componentes estaría asociada a cambios en el viento debido al efecto de las brisas.

Individualmente y en el análisis de la componente zonal, se observa la presencia de tres picos para frecuencias adyacentes (periodos de 24, 23,8 y 24,6 horas), que corresponden en realidad al mismo pico separado durante la filtración o en el cálculo de la

respectiva frecuencia, donde pueden escapar valores para frecuencias adyacentes y, en este caso, se debe considerar como verdadera la frecuencia que presentar mayor valor de la densidad espectral (Figura 3.10a).

Zonal (N-S)		Meridional (E-O)	
F	T (Horas)	F	T (Horas)
0,0415	24,09	0,0415	24,09
0,042	23,8	0,0033	303
0,0835	11,97	0,0835	11,97
0,0406	24,6	0,0115	86,95

Tabla 3.1 – Valores característicos de los mayores picos del periodograma para las componentes zonales y meridionales de la velocidad del viento.

Adicionalmente, se observa que la componente meridional presenta una gran concentración de energía en las frecuencias bajas, que indicaría el efecto casi permanente de los vientos de dirección este (alisios) en el área, con variaciones de baja frecuencia asociadas a los movimientos de la ZCIT (Figura 3.10b).

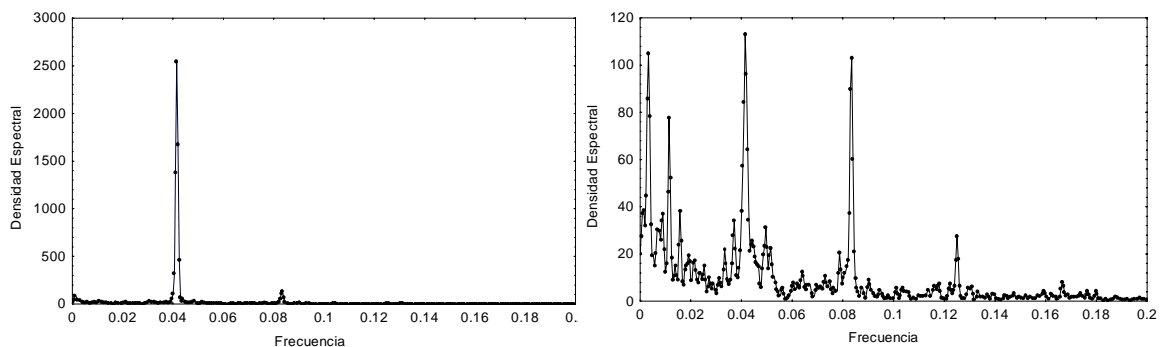


Figura 3.10 – Representación de las densidades espectrales para los datos de la componente del viento zonal (N-S) (a) y meridional (E-O) (b).

Considerando el viento como una unidad vectorial, tendríamos para el caso de Fortaleza que el vector velocidad resultante podría ser descompuesto en la suma de dos vectores distintos (Figura 3.11a). El primer y principal vector, la componente meridional, estaría asociado a las características climáticas regionales (vientos alisios), con la dirección y la velocidad sometidas a cambios mensuales y estacionales en función del movimiento de la zona de convergencia intertropical.

El vector secundario, la componente zonal, corresponde a las brisas originadas por el calentamiento diferenciado del continente con relación al mar. Durante el día, el

continente se calienta más rápido que el mar, generando una franja de baja presión sobre la orilla marítima y generando la brisa marítima que se mueve hacia el continente. Por la noche, el continente se enfría más rápido que el océano, el área de baja presión se sitúa sobre el mar, invirtiendo la circulación y el viento pasa a moverse de tierra hacia el mar (brisa terrestre). La brisa marítima en general es más fuerte que la terrestre y ambas son perpendiculares a la costa y presentan una periodicidad diaria.

La figura 3.11 (b), muestra un esquema simplificado del funcionamiento del sistema de vientos en la región, donde se representan las periodicidades durante un periodo de dos días. Se observa que durante las noches están presentes las menores velocidades, asociadas a direcciones de componente sur, mientras que durante el día las velocidades son mayores y la dirección de aproximación cambia al cuadrante nordeste. Las menores velocidades se dan entre las 4 las 6 horas y las mayores de las 10 a las 14 horas.

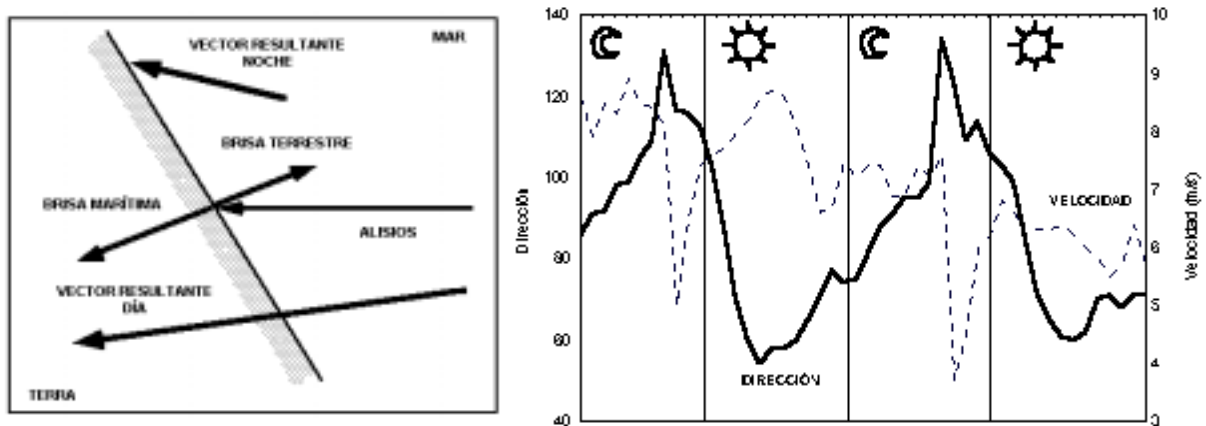


Figura 3.11 – (a) Relación entre los diferentes vectores de velocidad que componen el sistema de circulación local. (b) Distribución de los valores de la velocidad y dirección del viento a lo largo de dos días.

Las características del viento registradas en la estación meteorológica situada en la playa del Futuro, promediadas a intervalos de una hora, representan las condiciones del vector resultante de dirección y velocidad del viento. El vector que representa los vientos alisios alcanza en general una mayor magnitud que el vector de las brisas, lo que determinará las características medias del viento de la región. Los valores medios registrados representan el resultado de la suma vectorial de los dos sistemas de vientos, uno regional (alisios) y uno local (brisas) y, por tener mayor influencia de los vientos con

componente regional, prácticamente representará las características de este sistema. La desviación estándar de los datos representa en parte los desvíos de los vientos alisios y en parte la influencia de las brisas locales.

En la tabla 3.2 se presentan las características medias mensuales del viento de la región de la playa del Futuro (Fortaleza) para el periodo 1993-1996. La velocidad media varía entre 4,6 y 8,1 m/s, dándose los menores valores en el periodo de febrero a mayo y los mayores de agosto a noviembre. El periodo con menores valores de velocidad presenta una mayor desviación estándar (media de 2 m/s) y que se refleja en parte en las velocidades máximas registradas durante el periodo de 1 segundo. En el resto del año, la desviación disminuye a valores del orden de 1,4 m/s. La dirección principal de aproximación es ESE, apareciendo secundariamente las direcciones SSE, E y ENE. En general, se observa que predominan los vientos de componente este. Como información complementaria, se presentan las velocidades máximas registradas en el periodo de 1 hora y 1 segundo. Las máximas de 1 hora varían entre 11,1 y 16,5 m/s; para el intervalo de 1 segundo se registraron valores de hasta 18,8 m/s.

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Vel. Media	6,3	5,2	4,8	4,6	5,1	5,4	6,9	7,8	8,0	8,1	7,7	7,1
Desviación	1,4	2	2,1	2,1	1,9	1,5	1,6	1,4	1,5	1,5	1,4	1,2
Dirección	E	ESE	ESE	ESE	E	SSE	ENE	ESE	ESE	ESE	SSE	SSE
Max 1hora	12,4	13,3	10,1	10,8	11,3	11,3	16,5	11,1	11,7	13,9	11,9	12,3
Max 1s	13,9	18,8	12	16,5	15,6	16,5	17	16,1	16,2	17	16,1	16,3

Tabla 3.2 – Valores medios mensuales de las características del viento en la playa del Futuro.

3.4.2 – Mareas

Para el análisis de la marea fueron utilizados los 14 registros analógicos mensuales, del mareógrafo LNG-15 del Instituto Nacional de Investigaciones Hidroviarias (Rio de Janeiro, Brasil) instalado en el puerto de Mucuripe (Lat. 03°43,0' S; Long. 38°28,7' W). Las observaciones fueron efectuadas en horario local (huso horario del meridiano de 45° W, a menos 3 horas de *Greenwich*). El “cero” de los mareogramas y de las cotas de lectura están referidos al cero Hidrográfico del Puerto, que está 52 cm por debajo de la Referencia de Nivel (RN-3) del Instituto Brasileño de Geografía y Estadística

(IBGE) (Figura 3. 12).

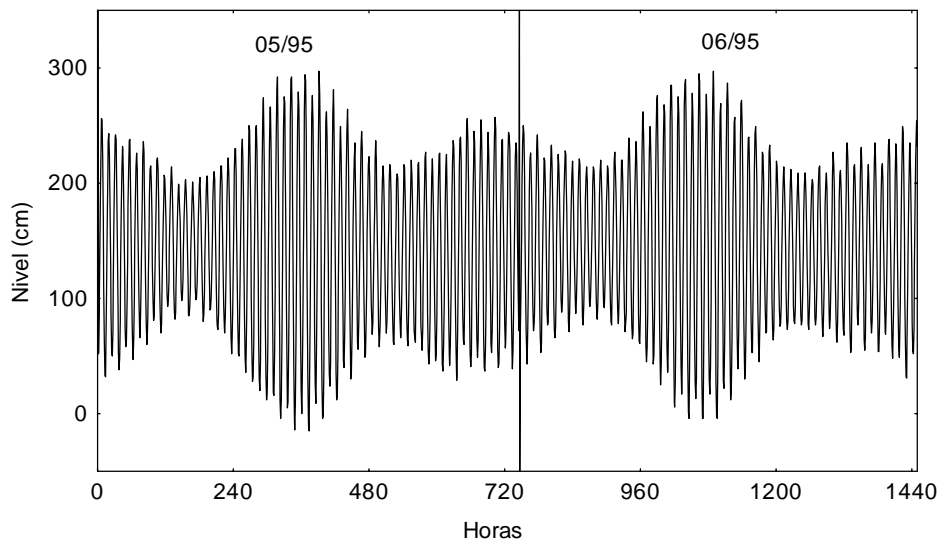


Figura 3.12 – Serie del nivel de marea registrado en el puerto de Mucuripe referente al periodo de mayo a junio de 1995.

La metodología de procesamiento de los datos ha consistido inicialmente en la lectura de las cotas horarias del nivel del mar para todo el período de observaciones, desde el 25 de abril de 1995 hasta el 2 de julio de 1996 (14 meses de observaciones, 10.000 lecturas aproximadamente). Las cotas horarias originales fueran procesadas por medio del *software Tidal Kit*, versión 1.2. Las cotas fueron revisadas y corregidas manualmente.

Las oscilaciones del nivel del mar, en general se pueden expresar como la suma de la componente armónica de las oscilaciones (marea astronómica) con la componente inarmónica o no periódica, debido al viento o a la presión atmosférica. Como los orígenes de las dos componentes son completamente diferentes e independientes, es necesario estudiar las dos componentes separadamente. Por ello, para separar las componentes armónicas e inarmónicas de las oscilaciones del nivel del mar, se ha utilizado un filtro matemático de baja frecuencia, del tipo:

$$(A_{24}^2 / 24^2) * (A_{25} / 25)$$

donde A son los valores medios de los múltiples periodos de cálculo. El filtro permite separar con una precisión bastante alta las componentes armónicas de las oscilaciones con periodos múltiples de los periodos del día lunar (24 h 50 min) y solar (24 horas).

Las constantes armónicas de las 11 ondas ficticias calculadas vienen representadas

en la tabla 3.3, donde H es la amplitud en centímetros, K' los ángulos en grados (fase inicial) calculados para el tercer huso horario del hemisferio occidental (longitud - 45° W) y Nx es la amplitud máxima teórica (valor máximo teórico de bajamar y/o pleamar, respecto al Nivel Medio del Mar (NMM), que puede ser provocado solamente por causas astronómicas).

Los valores calculados de las componentes armónicas muestran que las amplitudes de las ondas semidiurnas (M2, S2, N2, K2) son mayores que las ondas diurnas (K1, O1, P1, Q1) y que las amplitudes de las ondas de “aguas rasas” (M4, MS4, M6) son prácticamente insignificantes, lo que indica que las condiciones locales para el desarrollo de estas últimas son desfavorables.

Mes analizado Nx	S ₂ H cm K'3W	K ₁ H cm K'3W	M ₂ H cm K'3W	O ₁ H cm K'3W	K ₂ H cm K'3W	P ₁ H cm K'3W	N ₂ H cm K'3W	Q ₁ H cm K'3W	M ₄ H cm K'3W	M ₆ H cm K'3W	MS ₄ H cm K'3W
05/95	28,2	7,0	92,2	6,5	7,7	2,3	21,8	1,5	1,4	0,7	0,7
Nx=156cm	153,3	215,2	126,2	177,2	155,5	212,4	115,5	150,9	2,0	68,6	66,5
06/95	27,3	7,1	88,6	7,3	7,4	2,4	24,0	1,3	1,0	0,7	0,4
Nx=154cm	157,0	215,0	129,3	178,9	159,2	212,3	112,1	132,9	16,4	67,8	60,8
07/95	27,9	7,3	91,1	6,6	7,6	2,4	22,0	1,6	1,1	0,7	0,5
Nx=156cm	153,5	215,5	127,4	176,5	155,6	212,6	106,2	129,4	3,3	62,5	58,8
08/95	29,5	8,4	93,4	6,9	8,0	2,8	18,6	1,8	1,1	0,7	0,8
Nx=156	149,5	211,2	128,3	177,5	151,2	208,7	101,9	128,0	340,9	83,3	52,7
09/95	29,4	10,2	92,3	7,0	8,0	3,4	15,0	2,9	1,4	0,3	1,0
Nx=153	192,4	238,3	163,6	185,2	165,6	261,3	102,6	129,1	42,6	191,8	119,3
10/95	29,4	9,3	91,4	7,7	8,0	3,1	21,9	1,9	0,9	0,5	0,5
Nx=155cm	157,5	237,6	135,4	183,9	159,3	260,6	126,7	164,7	25,0	98,9	31,3
11/95	28,6	8,0	93,9	6,7	7,8	2,7	19,1	1,0	0,9	0,5	0,6
Nx=154cm	159,7	229,8	137,4	184,3	161,5	253,4	121,6	102,7	29,1	103,1	79,5
12/95	35,0	6,3	91,4	6,6	9,5	2,1	15,9	1,9	0,7	0,4	0,6
Nx=154cm	169,2	232,8	145,5	177,9	171,2	255,7	105,9	124,1	37,9	154,5	163,7
01/96	32,0	5,8	86,7	6,7	8,7	1,9	19,1	1,9	1,0	0,7	0,6
Nx=152cm	167,1	228,5	135,4	179,7	169,7	251,9	75,8	107,0	62,1	38,0	107,9
02/96	31,0	6,2	90,4	6,9	8,5	2,1	27,1	2,4	0,8	0,4	0,9
Nx=161cm	153,4	233,2	129,5	173,3	155,3	255,8	123,8	147,4	338,9	52,7	99,7
03/96	26,8	5,9	89,4	6,2	7,3	2,0	23,4	2,3	1,2	0,9	0,8
Nx=153cm	165,9	220,1	142,4	171,7	167,9	216,5	113,0	152,6	82,5	118,1	165,1
04/96	28,5	6,8	88,6	7,0	7,8	2,3	21,2	1,4	1,0	0,6	0,7
Nx=152cm	158,9	221,2	135,6	185,2	160,8	218,5	126,0	146,8	21,8	90,3	108,2
05/96	26,9	6,9	88,8	7,3	7,3	2,3	20,7	1,1	1,2	0,5	0,5
Nx=148cm	158,7	225,9	140,2	184,1	160,3	248,8	136,2	178,3	22,7	105,4	117,6
06/96	30,4	6,8	88,5	6,8	8,3	2,3	26,5	1,8	1,3	0,4	0,7
Nx=160cm	164,6	216,4	134,5	186,8	167,0	214,2	122,2	144,7	348,4	81,3	90,3

Tabla 3.3 - Constantes de los 11 armónicos principales, calculadas de las series mensuales en base a las componentes armónicas de las cotas horarias de las oscilaciones del nivel del mar.

En la tabla 3 se presentan los valores medios mensuales de las mareas registradas en la boya instalada en el puerto de Mucuripe. La amplitud máxima de la marea, de 323 cm, fue observada en la marea de sizigia del mes de diciembre de 1995, mientras que la

amplitud mínima de marea, con valor de 75 cm, ocurrió en la cuadratura del mes de marzo de 1996. Se observa que las amplitudes máximas mensuales de la marea, y más significativamente de las amplitudes mínimas mensuales, presentan un cierto periodo de oscilación de un semestre (medio año) de los valores extremos. Esto indica la presencia de una influencia temporal (de largo plazo) de las fuerzas astronómicas sobre la marea, como por ejemplo el cambio medio anual de la declinación del sol. En los meses de junio y diciembre aumentan las amplitudes de marea (tanto en cuadratura como en sizigias), y en los meses de septiembre y marzo las amplitudes disminuyen. Las diferencias temporarias de las amplitudes en las sizigias alcanzan 30-40 cm y en las cuadraturas 40-50 cm, aproximadamente.

La cota máxima del nivel del mar, de +341 cm, fue alcanzada en la marea de sigizia de enero de 1996, mientras que la mínima, -15 cm (negativa), lo fue en los meses de mayo, julio y octubre de 1995. De esta forma, la amplitud máxima que pueden alcanzar las oscilaciones del nivel del mar, en función de la acción conjunta de la marea y de las ondas meteorológicas (influencia del viento), durante el período analizado de 14 meses representado por la suma del valor máximo y mínimo, es de 3,6 m aproximadamente.

Mes/año	<i>Amplitud(cm)</i>	<i>Marea</i>	<i>Cota (cm)</i>	<i>Observada</i>	<i>Mean (cm)</i>
	Min	Max	Min	Max	
05/95	100	309	-15	297	143
06/95	121	301	-04	297	147
07/95	103	316	-15	302	140
08/95	82	306	-12	294	134
09/95	78	291	-14	277	128
10/95	82	294	-15	292	132
11/95	105	313	18	331	174
12/95	123	323	04	335	175
01/96	107	320	18	341	174
02/96	86	317	02	340	169
03/96	75	287	26	322	170
04/96	81	262	30	296	163
05/96	100	277	26	303	157
06/96	119	296	04	301	157

Tabla 3.4 – Valores medios mensuales de las amplitudes de mareas observadas en la boya de Mucuripe.

Considerando el valor máximo teórico de la amplitud N_x (valor teórico de amplitud de la mayor marea), que en este caso es la mitad de la diferencia entre la altura de una pleamar y la bajamar anterior o posterior, durante el periodo de 18 años, que es el

periodo en que se alcanzan todas las combinaciones de los factores astronómicos posibles, calculado por las constantes armónicas de cada serie mensual separadamente para todo período analizado, presenta el valor de 161 cm. De esta forma, la amplitud máxima teórica de un ciclo de marea completo es de 322 cm (valor de N_x multiplicado por dos) y el valor máximo observado *in situ* de la mayor amplitud de marea durante el periodo analizado fue de 323 cm, prácticamente el mismo, lo que significa que a pesar de posibles errores en el análisis teórico, en función de la calidad de los datos iniciales (cotas horarias), los cambios anuales de los valores de las componentes armónicas son insignificantes.

La marea en el punto analizado (litoral de la ciudad de Fortaleza, Porto do Mucuripe) es de tipo semi-diurno. Este tipo de marea presenta las curvas de nivel de la marea según cotas horarias correctas y simétricas, y se caracteriza por dos pleamares y dos bajamares en el período de un día lunar (24h 50m), definidas por el cociente entre la suma de las componentes de las principales ondas ficticias diurnas y el valor de la componente media-diurna principal $(HK_1+HO_1)/HM_2$. El valor debe ser menor de 0,5 segundos, según las tablas de calificación de los tipos de marea. En el caso de Fortaleza, el valor que se obtiene para el período analizado varía entre 0,14 y 0,19 segundos, lo que corresponde al tipo de marea antes referido (Tabla 3.5).

Mes	$\frac{HK_1+HO_1}{HM_2}$	$\frac{HS_2}{HM_2}$	$\frac{\Sigma H_1}{\Sigma H_2}$	$\frac{HN_2}{HM_2}$	HWI	LWI	HWF&C	Age of tide			Cotidal hour		Mean rang of tide		
								Semi-diurn.	Diurnal	Paral-lactic	Semi-diurnal.	Diurnal	M _n Cm	S _g cm	N _p cm
05/95	0,15	0,31	0,12	0,24	04h 54'	11h 00'	05h 10'	25h	34h	19h	07h 14'	16h 04'	193	244	133
06/96	0,16	0,31	0,12	0,27	04h 59'	11h 07'	05h 14'	27h	32h	31h	07h 20'	16h 08'	186	236	129
07/95	0,15	0,31	0,12	0,24	04h 55'	11h 03'	05h 09'	25h	35h	39h	07h 16'	16h 04'	191	241	132
08/95	0,16	0,32	0,13	0,20	04h 50'	11h 05'	05h 11'	20h	30h	48h	07h 18'	15h 58'	191	248	133
09/95	0,19	0,32	0,16	0,16	06h 10'	12h 16'	06h 25'	28h	48h	111h	08h 28'	17h 06'	192	245	129
10/95	0,19	0,32	0,15	0,24	05h 11'	11h 19'	05h 23'	21h	48h	15h	07h 32'	17h 02'	192	244	129
11/95	0,16	0,30	0,12	0,20	05h 15'	11h 24'	05h 26'	21h	41h	28h	07h 36'	16h 48'	196	247	135
12/95	0,14	0,38	0,11	0,17	05h 31'	11h 40'	05h 44'	23h	49h	72h	07h 52'	16h 42'	192	254	117
01/96	0,14	0,37	0,11	0,22	05h 08'	11h 18'	05h 23'	31h	44h	109h	07h 30'	16h 36'	184	240	115
02/96	0,14	0,34	0,11	0,30	04h 58'	11h 06'	05h 10'	23h	54h	10h	07h 18'	16h 34'	192	247	126
03/96	0,14	0,30	0,11	0,26	05h 26'	11h 36'	05h 38'	23h	44h	54h	07h 46'	16h 04'	188	236	131
04/96	0,16	0,32	0,12	0,24	05h 12'	11h 20'	05h 25'	22h	32h	17h	07h 32'	16h 32'	186	237	125
05/96	0,16	0,30	0,12	0,23	05h 22'	11h 28'	05h 32'	18h	38h	07h	07h 40'	16h 40'	186	234	129
06/96	0,15	0,34	0,12	0,30	05h 10'	11h 16'	05h 27'	29h	27h	22h	07h 28'	16h 26'	188	242	123

Tabla 3.5 – Constantes inarmónicas de la marea (*Harmonic constant reductions*).

En la tabla 3.5, *HWI* es la media de los intervalos de tiempo entre el paso de la Luna por el meridiano local y la pleamar, *LWI* es la media de los intervalos de tiempo entre el paso de la Luna por el meridiano local y el momento de la bajamar, *HWF & C* el

establecimiento del puerto o media de los intervalos de tiempo entre el paso de la Luna por el meridiano local y el momento de la pleamar en días de sizigias, *Age of Tide* las edades de la marea semidiurna, diurna y paralática, *Cotidal Hour* los intervalos de tiempo, expresados en horas lunares, entre el paso de la Luna por el meridiano local en huso horario de Greenwich y momento de la pleamar de las mareas semidiurna y diurna, *Mean Range of Tide* la diferencia media teórica entre los valores de máximo y mínimo (altura de una pleamar y bajamar anterior o subsiguiente) de las mareas *Semidiurnal Mn*, *Spring Sg* and *Neap Np*.

En relación a las variaciones mensuales de las amplitudes de las ondas ficticias, se observa que la principal y de mayor importancia es la onda M2 (*principal lunar semi-diurnal*), seguida de la onda S2 (*principal solar semi-diurnal*) con estas dos ondas semidiurnas se determina en la práctica la mayor parte de la amplitud de la marea. La tercera onda, por su contribución a la altura de la marea, es N2 (*larger elliptical lunar semi-diurnal*), seguida de las ondas diurnas K1, O1 y Q1. A las ondas K2 y P1 les siguen sus análogas, las ondas S2 y K1.

Las oscilaciones inarmónicas del nivel del mar están normalmente asociadas a los factores meteorológicos (acción común del viento y presión atmosférica) y se puede prever a corto plazo por medio del seguimiento de las medias diarias del nivel del mar y a largo plazo a través del estudio de la variación de las media mensuales. La figura 3. 1 muestra las variaciones de los valores mensuales del nivel mínimo, medio y máximo.

En la figura 3.13, el valor principal del Nivel Medio del Mar (NMM), de 154 cm, fue calculado como el valor medio del nivel para el periodo analizado de mayo a junio de 1996, que está 5 centímetros por debajo del valor medio para 40 años de observaciones. Se observa que las variaciones entre los valores medios mensuales y el nivel medio del mar son de pequeño orden de magnitud respecto a la variación máxima, alcanzando solamente 50 cm. En el periodo de mayo a octubre de 1995, los valores mensuales se encuentran por debajo de la media anual, mientras que en el periodo de noviembre a abril los valores están por encima de la media.

El conjunto de las variaciones produce una oscilación armónica de gran amplitud. La comparación de las variaciones con las características de los vientos locales muestra que no existe una correlación significativa entre los dos conjuntos de datos, lo que descarta a este agente como elemento responsable de las variaciones. La forma suave de la curva es típica de fenómenos relacionados con factores astronómicos de mayor periodo

como, por ejemplo, el cambio medio anual de la declinación solar. La metodología aplicada y el período de observaciones disponible no son suficientes para identificar la presencia de las componentes armónicas de gran período.

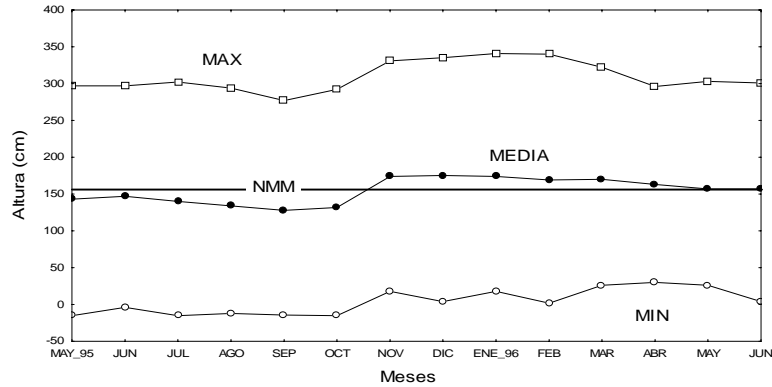


Figura 3.13 – Distribución de los valores mensuales de la marea (mínimos, medios y máximos).

A partir de este punto, se puede afirmar que las fuerzas astronómicas de carácter semi-diurno representan el papel principal en la formación de la marea en el puerto de Mucuripe y, por extensión, de las zonas adyacentes. Las oscilaciones armónicas de marea de largo plazo, con periodos de medio año y un año, pueden estar asociadas a cambios de la declinación del Sol y/o a la distancia entre la Tierra y el Sol, que son bastante significativas en el caso de las mareas “tropicales” y “ecuatoriales”. Las características del tiempo de aparición de la pleamar o valor de Establecimiento del puerto HWF&C (característica más significativa y apropiada en este sentido), durante el periodo analizado varía entre 05 h 09’ (julio de 1995) y 06 h 25’ (septiembre de 1995), sin presentar cambios temporales significativos.

3.4.3 – El Oleaje

La costa brasileña se puede considerar como un área calma, ya que no está afectada por ningún sistema climático capaz de generar tormentas de gran magnitud. El mayor sistema meteorológico presente en Brasil es el anticiclón del Atlántico Sur, con características estacionarias, pues actúa de forma casi permanente y es el responsable de la formación de los frentes fríos que se desplazan hacia el norte. En general, se observa

una reducción de la frecuencia y energía de las tormentas desde la costa sur hacia la región nordeste.

Homsi (1978) ha definido las características del oleaje para las regiones Sur, Sudeste y la parte oriental del Nordeste de Brasil, basado en el registro de 14 boyas, y observa que la mayor altura significativa registrada durante todo el periodo de estudio (1962-1978) y considerando todas las direcciones y estaciones del año fue de 4,9 m, en la estación de Tramandaí (extremo sur de Brasil, aproximadamente a 30° S), en otoño de 1963. La segunda región que presentó mayor altura del oleaje fue Macaé (Rio de Janeiro, a 22° S), con una Hs máxima del orden de 4 metros, registrada en el verano de 1978. Como rasgo general, de Río Doce (18° de latitud Sur) hacia Natal (5,9° S) las alturas significativas máximas del oleaje son siempre inferiores a 4 metros.

3.4.3.1 - Características locales del oleaje

La caracterización del oleaje para la región de Fortaleza está basada en los registros e informes de los 4 años de mediciones (1991-1994) del oleaje, realizadas en el puerto de Mucuripe (Fortaleza) por el Instituto Nacional de Investigaciones Hidroviarias (INPH), por contrato con la Compañía “Docas do Estado do Ceará”. Los registros fueron obtenidos con una boya de tipo Waverider (Datawell), instalada a una profundidad media de 16 m al este del espigón de la playa del Futuro. Los registros fueron tomados diariamente a intervalos de 3 horas y durante 20 minutos. Las coordenadas geográficas de la boya son 03° 42' 14'' de latitud Sur y 38° 27' 11'' de longitud Oeste. Las direcciones de propagación se han obtenido mediante lectura de teodolito, utilizando el faro de Mucuripe como punto de apoyo, con una frecuencia de 3 lecturas diarias.

La eficiencia de las campañas fue evaluada por la relación entre el número total de registros y el número de registros posibles, lo que confiere para el periodo analizado un rendimiento superior al 70 %. A lo largo del periodo de observaciones, existen meses con un rendimiento de hasta un 98,8 %. La disminución de la eficiencia es debida a causas variadas, que van desde periodos en los que la boya quedó a la deriva, a causa de la pesca de arrastre, hasta problemas con el registrador ubicado en tierra, por falta de energía, cambio de baterías o registros con interferencias. El valor del rendimiento obtenido puede ser considerado satisfactorio, ya que en este tipo de controles es común la presencia de estos problemas.

3.4.3.2 - Descripción del oleaje a corto plazo

Las características del oleaje para el periodo de un año (febrero de 1991 a marzo de 1992), muestran que la altura significativa presenta una distribución muy homogénea, que puede ser caracterizada por una función lognormal ($r = 0,988$ y desviación = $0,35$) o Weibull $k=1,9$ ($r= 0,985$ y desviación = $0,05$), moda de $1,14$ m, media de $1,15$ y desviación estándar de $0,21$ m. El periodo medio asociado a la altura significativa presenta una distribución lognormal con el valor más frecuente de $5,70$, una media de $5,89$ segundos y una desviación estándar de $0,85$ (Figura 3.14).

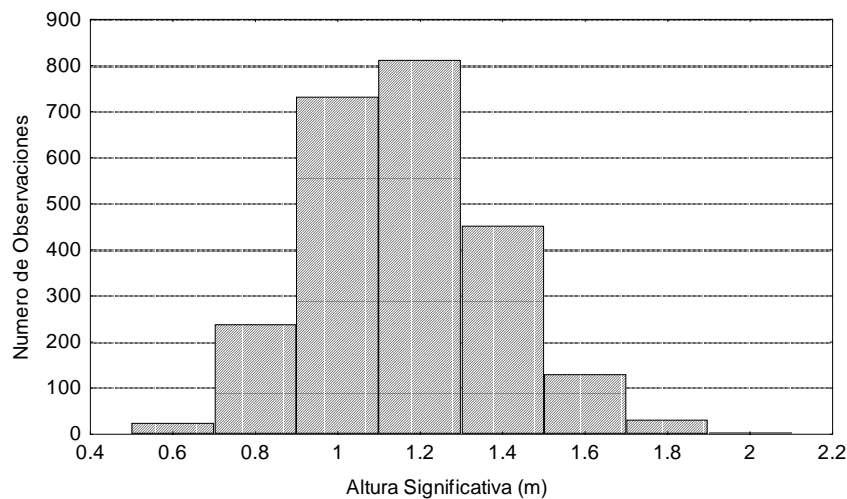


Figura 3.14 –Histograma de la altura significativa para el periodo (febrero de 1991 a marzo de 1992).

La comparación entre los parámetros característicos del oleaje muestra que solamente la relación entre la altura significativa y la altura máxima presenta una buena correlación ($r = 0,96$). La figura 3. 15 muestra la relación de la altura significativa con la altura máxima y el periodo medio. Se observa que la relación H_s/H_{max} es de $1,77$, valor que es muy próximo a la relación predicha por una distribución del tipo Rayleigh ($1,76$); este hecho permite que los parámetros estadísticos calculados puedan ser utilizados con fiabilidad.

La relación $H_s \times T_z$, aunque no presenta una correlación significativa, muestra una tendencia de disminución del periodo con el aumento de la altura significativa. Como en esta representación no están contempladas las diferentes direcciones del oleaje, la

tendencia puede en este caso estar asociada a cambios de las características del oleaje con la dirección, del tipo de las olas (*sea* o *swell*) o ser un reflejo de la dispersión de los valores del periodo medio para olas con menor altura.

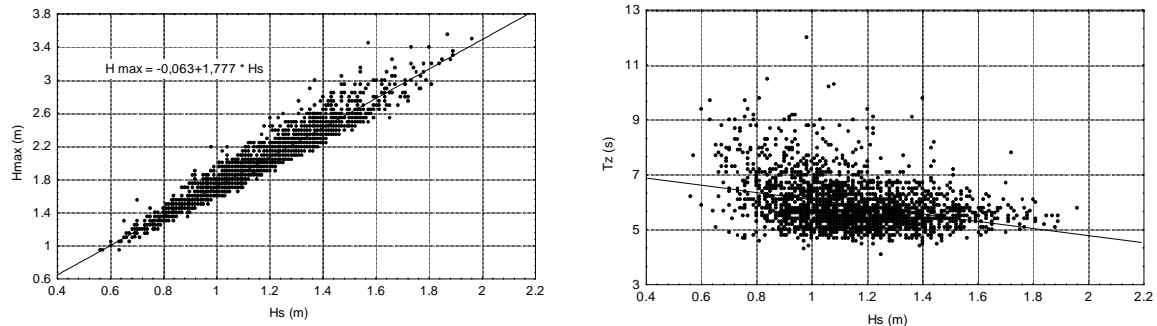


Figura 3.15 – Correlación entre H_s x H_{max} (a) y H_s x T_z (b), para el total de datos registrados en el periodo de febrero de 1991 a marzo de 1992.

La anchura espectral (ϵ) es utilizada como un indicador del tipo de ondulaciones y se puede calcular, entre otras formas, por la relación entre el periodo de crestas y el periodo medio $\{\epsilon = (1 - (T_c/T_z)^2)^{0,5}\}$. Por la relación anterior tendríamos que para valores de $\epsilon \cong 1$, el oleaje sería del tipo *sea* y para $\epsilon \cong 0$ el oleaje sería del tipo *swell*. Según Silvester (1974), los valores citados para la determinación del tipo de oleaje (1 y 0) difícilmente son observados en la naturaleza y sugiere, a efectos de aplicación, que el oleaje del tipo *sea* puede ser definido por valores de la anchura espectral mayores que 0,6 o $\epsilon \geq 0,55$, mientras que el oleaje del tipo *swell* quedaría bien definido por valores de $\epsilon < 0,35$. La anchura espectral observada para el periodo de febrero de 1991 a marzo de 1992 varió entre 0,25 y 0,91, con un 94,2 % de los casos presentando valores mayores que 0,55 (*sea*), un 0,28 % menor que 0,35 (*swell*) y un 5,52 % que no puede ser definido por estar entre los dos límites y (Figura 3.16).

Los datos no definidos por la relación entre los periodos (5,52 %), fueran estudiados por medio del peralte de la ola (H_o/L_o), utilizando los límites *sea* ($H_o/L_o > 0,015$) y *swell* ($H_o/L_o < 0,011$). Los resultados muestran que de los 141 casos sin definición 131 corresponden a un oleaje del tipo *sea*, 6 al tipo *swell* y 4 casos que siguen en duda. Considerando la aplicación conjunta de las dos relaciones para separar el oleaje entre los dos tipos posibles, se observa que para el periodo considerado (1 año), el 99,3 % de los casos corresponden a un oleaje del tipo *sea*, 0,51 % a olas del tipo *swell* y 0,15 % que no pueden ser clasificadas.

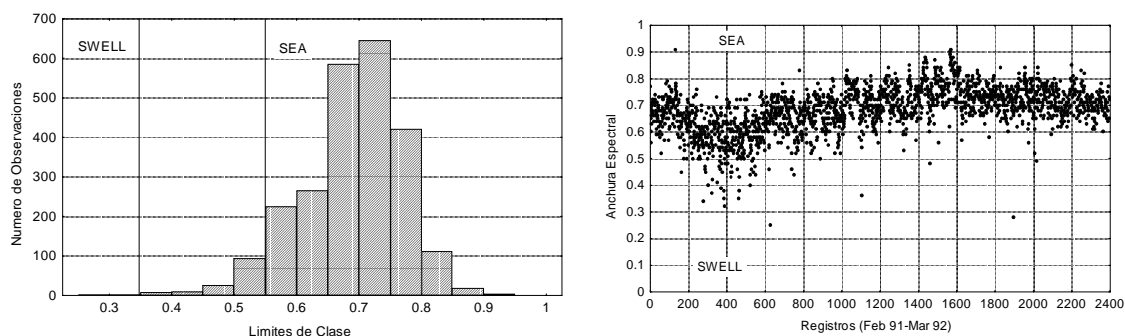


Figura 3.16 – Histograma de frecuencia y distribución de los valores de la anchura espectral a lo largo de un año.

La tabla 3.6 representa la distribución direccional del porcentaje de registros derivados de la boya del Mucuripe para todo el periodo estudiado y los valores medios de la altura significativa y periodo. Los datos están representados por intervalos angulares de 15 grados. Se observa que el oleaje en Fortaleza presenta una fuerte componente este, con un porcentaje del 98,8 de las observaciones, distribuidos en tan sólo tres direcciones (E, ENE y ESE). Comparando con las características del viento, se observa una fuerte relación entre las direcciones predominantes del oleaje y del viento. Las alturas significativas y los periodos medios presentan poca variación, con diferencias respectivamente de 0,18 m y 1,14 segundos. En general, las alturas no presentan relación con la dirección, mientras que el periodo del oleaje disminuye hacia sudeste.

Dirección	15°	45°	60°	75°	90°	105°
% registros	0,05	1,15	1,39	21,80	74,02	1,59
Hs medio	1,1	1,1	0,92	1,01	1,02	1,02
T medio	6	6,28	5,77	5,22	4,86	4,66

Tabla 3.6 – Distribución direccional del porcentaje de registros y de los valores medios de la altura significativa y periodo.

El oleaje presenta diferentes características con relación a la zona de generación, si está dentro de la zona (*Fetch*) es definido como del tipo *sea*, mientras que el término *swell* es aplicado para el oleaje que esta fuera de la zona de generación. La exposición anterior muestra que prácticamente todo el oleaje registrado en la boya del puerto de Mucuripe es del tipo *sea*, lo que indica que las olas están dentro de la zona de generación y que son generadas por influencia de los vientos locales. La figura 3.17 presenta la comparación

entre los histogramas de frecuencia de la altura de la ola y de la velocidad del viento, y la relación direccional entre las dos variables. Se observa que además de que las dos curvas presentan la misma forma de distribución, lo que es confirmado por un coeficiente de correlación de 0,98 entre las dos variables, la distribución direccional es la misma, indicando que las características del oleaje están fuertemente controladas por la velocidad y dirección del viento.

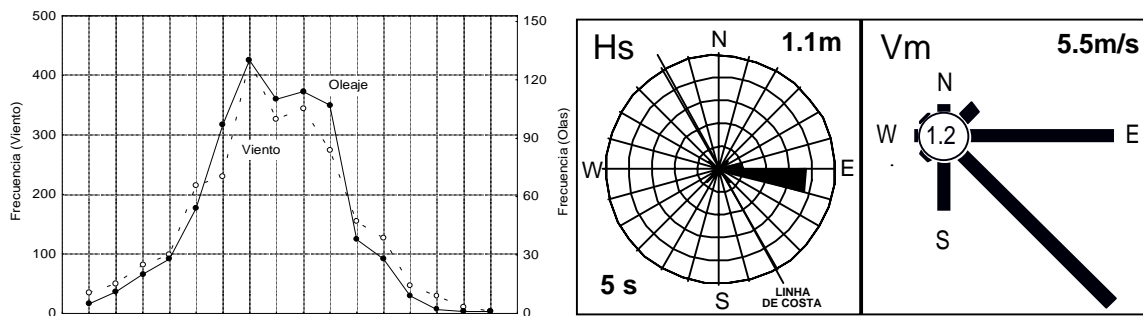


Figura 3.17 – Curvas de frecuencia de la altura significativa y de la velocidad del viento registradas en el puerto de Mucuripe (a) y relación entre las rosas de oleaje y viento (b).

La figura 3.18 presenta la distribución de la altura significativa (Hs) por intervalo de clase para los 4 años de observaciones. Se observa que en el periodo considerado, los valores de frecuencia presentan poca variación, indicando que en la región predomina un clima de oleaje prácticamente homogéneo. Las curvas presentan una distribución normal con el mismo valor modal para los 4 años, representado por el intervalo de clase de 1,15 m.

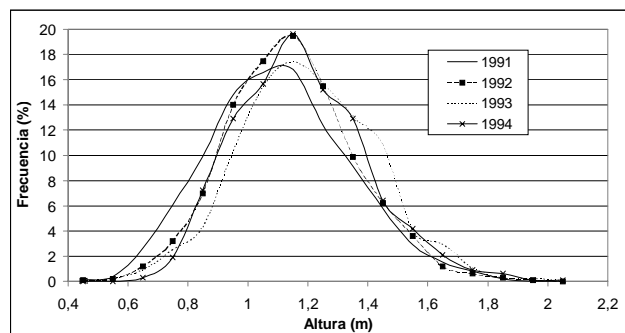


Figura 3.18 – Distribución de frecuencia del oleaje por clase de altura significativa (1991-1994).

Como ya se ha comentado anteriormente, el clima de oleaje de la región es un reflejo de las características climáticas regionales, principalmente del viento, luego la

homogeneidad de las curvas de frecuencia para la altura significativa depende en gran parte del grado de variación del viento. Para observar mejor la distribución anual de las frecuencias y el grado de homogeneidad, podemos dividir la curva anual en dos distribuciones semestrales de frecuencia, o incluso por frecuencia mensual. Con relación a las curvas de frecuencia dividida por semestres, se observa una diferencia significativa entre las dos distribuciones: el segundo semestre presenta una frecuencia más significativa de olas de mayor altura. Las curvas representan los datos del año 1994 (Figura 3.19a). La distribución de la altura significativa mensual muestra que a pesar de existir diferencias entre los valores de cada mes, el rasgo más característico es la presencia de un ciclo estacional de variación. Comparando con la velocidad media se observa una buena relación entre los ciclos de variación del oleaje y del viento (Figura 3.19b).

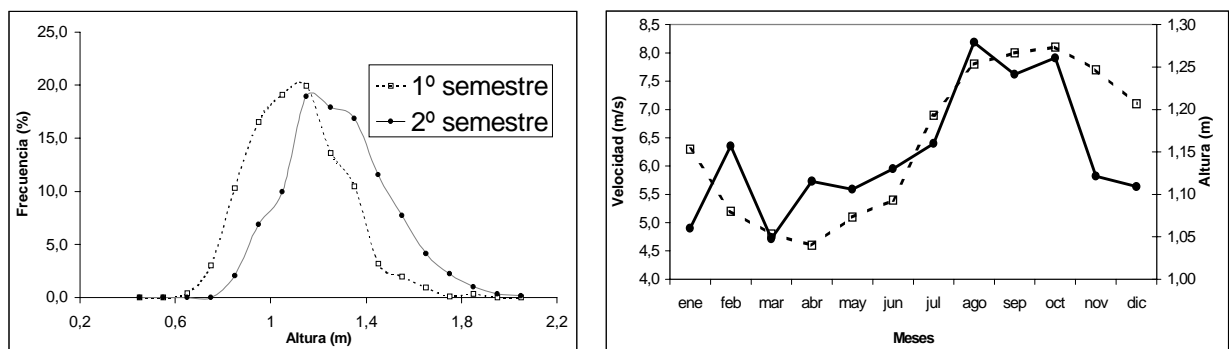


Figura 3.19 – Curvas de frecuencias divididas por semestres (a) y comparación entre la velocidad media mensual del viento y la altura significativa del oleaje (b).

Las características fundamentales de las olas (altura y periodo) presentan una estrecha relación con la velocidad del viento y dependen entre otros factores del *fetch* y del tiempo en que el viento actúa en una determinada dirección. Considerando que una región con viento estacionario y homogéneo, que actúa durante un intervalo de tiempo ilimitado (duración) sobre una superficie también ilimitada (*fetch*), tendremos como consecuencia que la altura y el periodo del oleaje crecerán desde el origen del *fetch* como funciones monótonas crecientes del viento y de su distancia al origen (0), hasta alcanzar un punto F_m a partir del cual existirá un equilibrio entre la energía captada al viento y la consumida en mantener la propagación del movimiento ondulatorio.

Al *fetch* necesario para alcanzar esta situación se denomina *fetch* mínimo (F_m) y al oleaje existente en $F \geq F_m$ oleaje totalmente desarrollado. Al tiempo necesario para

alcanzar este estado se denomina duración mínima (t_m) (Figura 3.20a). Si la duración o el *fetch*, o ambos a la vez, son inferiores a los mínimos correspondientes al viento, el oleaje no alcanzará las características máximas y corresponderá a un oleaje parcialmente desarrollado. La duración y el *fetch* mínimos presentan una relación directa con la velocidad del viento, o sea que para generar un oleaje totalmente desarrollado bajo mayores velocidades, será necesario aumentar el tamaño del *fetch* y el intervalo de duración del viento. La relación entre los valores de F_m y t_m , correspondientes a velocidades entre 2 y 30 m/s, medidas a 10 m de altura, viene representada en la figura 3.20a. La figura 3.20b representa la relación entre la velocidad del viento registrada y los valores de la altura significativa observada y calculada para el caso de un oleaje totalmente desarrollado calculado por el método de Hasselmann (1976, in CERC, 1984).

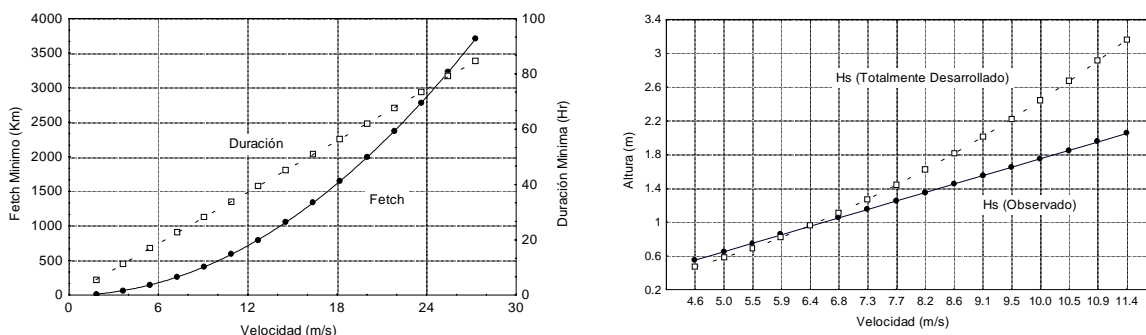


Figura 3.20 – (a) Relación entre la velocidad del viento y las curvas de *fetch* y duración mínima. (b) Relación entre la velocidad del viento registrada, los valores de altura significativa observada y del oleaje totalmente desarrollado.

Se observa que para velocidades bajas el valor de H_s observado corresponde a un oleaje totalmente desarrollado y que, a partir de un valor de velocidad igual a 6,8 m/s, las curvas empiezan a divergir, hasta alcanzar el máximo de velocidad de 11,4 m/s. Bajo estas condiciones de velocidad sería necesario un *fetch* de 700 km y una duración de 40 horas para que el oleaje fuese totalmente desarrollado. Por su posición geográfica, la región de Fortaleza no presenta limitación de *fetch* en relación con los vientos dominantes, por lo que, la única opción para explicar la inexistencia de un oleaje totalmente desarrollado es la duración limitada.

Como conclusión, se puede afirmar que el oleaje registrado en la boya del puerto de Mucuripe es principalmente del tipo *sea* y que puede ser bien caracterizado tanto por la anchura espectral como por la correlación con las características de los vientos. La dirección predominante del oleaje refleja las características de los campos de vientos

regionales, coincidiendo con la dirección de los vientos alisios. La variación de la altura significativa está asociada a la variación de la velocidad y presenta un ciclo de variación estacional. A efectos de previsión del oleaje, la relación entre la velocidad del viento registrada a 10 m y la altura significativa es $H_s = -0,465 + 0,221 * V_v$, lo que producirá un oleaje parcialmente desarrollado, debido a restricciones de duración.

3.4.3.3 - Descripción del oleaje a medio plazo

Para la composición de las distribuciones de probabilidad conjunta o diagramas de dispersión fueron considerados los datos totales, registrados en el periodo (1991-1994) en que la boya de oleaje quedó instalada en el Puerto de Mucuripe. La distribución de H_s presenta una frecuencia relativa del 52 % para valores entre 1,0 y 1,2 m; la distribución de T_z presenta la mayor frecuencia, del 65 %, para valores entre 5 y 6 segundos. El histograma de las direcciones D de las olas presenta una concentración del 95 % para direcciones entre 75° y 105° az. El mayor valor observado de altura significativa (H_s) fue de 2,1 m (20/09/94); altura máxima (H_m) 4,1m (02/12/92) y período medio (T_z) 13,29 s (10/08/92). Los extremos de dirección fueron: mínimo de 17° (31/11/91) y máximo 119° (31/10/91). En la tabla 3.7 figuran los valores máximos observados para cada año.

Año	1991	1992	1993	1994
H_m (m)	3,45	4,1	3,8	4
H_s (m)	1,89	1,96	2,09	2,1
T_z (s)	12	13,29	10,9	10,7
Dirección	$17^\circ - 119^\circ$	$60^\circ - 105^\circ$	$30^\circ - 117^\circ$	$75^\circ - 110^\circ$

Tabla 3.7 – Valores extremos para los 4 años de observaciones.

Para el estudio de los procesos costeros es necesario conocer los diagramas de dispersión de las características del oleaje. De esta forma se presentan a continuación las tablas de distribución de probabilidad de aparición de la altura significativa con relación al período medio y a la dirección de aproximación (Tablas 3.8 y 3.9).

Hs(m)	3	4	5	6	7	8	9	10	total
0,4	-	-	-	0,01	-	0,29	-	-	0,30
0,5	-	-	0,10	0,12	0,06	0,04	-	0,03	0,34
0,6	-	0,26	0,53	0,47	0,40	0,20	0,10	0,01	1,99
0,7	0,03	0,57	1,68	1,48	0,66	0,46	0,09	0,02	4,98
0,8	0,01	1,16	3,71	2,44	0,74	0,29	0,09	0,01	8,47
0,9	0,13	2,52	6,31	3,11	0,96	0,42	0,06	-	13,51
1	0,14	4,30	7,64	3,41	0,66	0,23	0,02	0,04	16,45
1,1	0,07	5,03	8,38	2,81	0,49	0,17	0,06	-	17,01
1,2	0,07	4,55	6,89	2,02	0,15	0,09	0,01	-	13,77
1,3	0,04	3,50	5,19	1,27	0,12	0,02	0,01	-	10,16
1,4	-	2,90	2,97	0,66	0,04	0,04	-	-	6,62
1,5	-	1,26	1,74	0,30	0,03	-	-	-	3,33
1,6	-	0,69	0,89	0,07	0,02	-	-	-	1,66
1,7	-	0,46	0,45	0,03	0,01	-	-	-	0,95
1,8	-	0,09	0,19	0,03	-	-	-	-	0,30
1,9	-	0,03	0,09	-	-	-	-	-	0,11
2	-	0,02	0,03	-	-	-	-	-	0,04
total	0,50	27,35	46,77	18,25	4,34	2,24	0,43	0,12	100,00

Tabla 3.8– Diagrama de dispersión conjunta entre la altura significativa y el periodo medio.

Hs(m)	15°	45°	60°	75°	90°	105°	total
0,5	-	-	-	0,05	0,20	-	0,25
0,6	-	-	0,05	0,45	0,69	0,10	1,29
0,7	-	-	0,10	1,09	2,68	0,00	3,87
0,8	-	0,10	0,10	1,49	6,14	0,10	7,93
0,9	-	0,10	0,30	2,48	11,39	0,25	14,51
1	-	0,25	0,45	3,12	14,52	0,20	18,54
1,1	0,05	0,25	0,20	3,91	14,57	0,45	19,42
1,2	-	0,25	0,05	3,61	10,65	0,25	14,81
1,3	-	0,10	0,05	3,02	7,33	0,15	10,65
1,4	-	0,10	0,05	1,73	3,96	0,10	5,95
1,5	-	-	0,05	0,45	1,39	-	1,89
1,6	-	-	-	0,25	0,40	-	0,65
1,7	-	-	-	0,15	0,10	-	0,25
total	0,05	1,15	1,39	21,80	74,02	1,59	100,00

Tabla 3.9 – Diagrama de dispersión entre la altura significativa y la dirección.

3.4.4 – Corrientes

Las corrientes costeras para regiones con profundidades inferiores a 100 m son el producto de la interacción entre la acción del viento y las fluctuaciones de la marea. La acción del viento puede generar dos sistemas de corrientes: (a) una corriente estacional principal paralela a la costa, que sigue el patrón de variación de los vientos regionales, y (b) una corriente secundaria perpendicular a la costa, generada por los sistemas de brisas locales. Hay que resaltar que el sistema costero puede presentar una componente adicional, generada por variaciones en el gradiente de densidad debido al influjo de aguas continentales (ríos).

Para estudiar el comportamiento de las corrientes costeras en la región de Fortaleza y determinar los factores de mayor importancia en la configuración de la circulación litoral, fueron realizadas una serie de campañas de medición de las corrientes en 7 estaciones distribuidas a lo largo del litoral, durante el periodo de estiaje (septiembre a noviembre) y lluvias (marzo a mayo). En cada estación (Figura 3.21) las direcciones y velocidades de las corrientes fueron tomadas por medio de un correntómetro Hidrocean, en perfiles verticales de profundidad a intervalos de 1 metro y durante un ciclo completo de las mareas de sizígia y cuadratura. Paralelamente a estas medidas fueron registrados los valores de velocidad/dirección de los vientos y la salinidad/temperatura de la columna de agua. Además de las correntometrías en las estaciones fijas, fueron realizados una serie de estudios utilizando flotadores, principalmente en la zona del puerto.

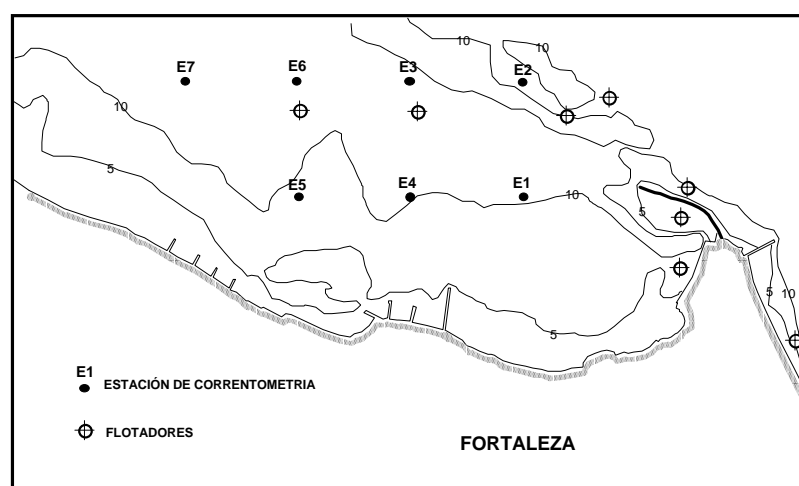


Figura 3.21 – Localización de las estaciones de medición de las corrientes costeras.

3.4.4.1 – Resultados

Las campañas de medición de las corrientes superficiales muestran que el valor de la velocidad varió en el periodo de estiaje entre 0,22 y 0,68 m/s, con un valor medio de 0,34 m/s, mientras que en el periodo de lluvias la velocidad media es ligeramente inferior (0,25 m/s) y presenta un mayor rango de variación (0,08 a 0,58 m/s). Considerando todos los puntos de medida, se observa que las estaciones 2 y 3, más próximas al dique del puerto, presentan en general una mayor velocidad.

A lo largo de todo el periodo estudiado, la velocidad de la corriente superficial presenta una buena correlación con la velocidad del viento registrada simultáneamente, variando la relación entre las dos velocidades (corriente/viento) entre 0,027 y 0,059, con una media de 0,039 para el periodo de estiaje (Figura 3. 22), y entre 0,033 y 0,051 (media de 0,037) para el invierno. Los valores medios de las relaciones indican que la velocidad de la corriente es un 4 % del valor de la velocidad del viento.

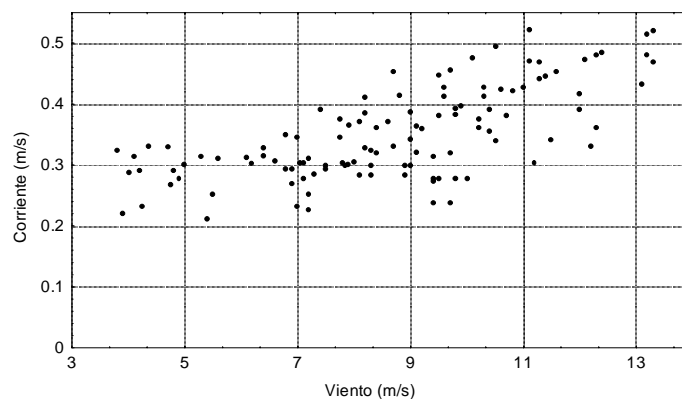


Figura 3.22 – Relación entre las velocidades del viento y de la corriente superficial para el periodo de estiaje.

Con relación a las características direccionales, se observa que en los dos periodos la dirección predominante de la corriente superficial es hacia el WNW (paralelo a la costa), con variación entre WSW y NNW. Como en el caso de la velocidad, se observa también que existe una buena correlación entre la dirección de la corriente superficial y la dirección de aproximación del viento. Considerando el resultado de la sustracción de la dirección de la corriente y la proyección de la dirección del viento para el cuadrante opuesto (ya que por notación el viento viene y la corriente va), se observa que la diferencia varía entre 0° y 45°, con un valor medio de 18°. El valor positivo de la diferencia significa, que, en general, la dirección de la corriente está desplazada en 18°

hacia la izquierda en relación a la dirección del viento

Para definir mejor la relación entre las características de la corriente superficial (velocidad y dirección) y del viento, se ha aplicado una simplificación del modelo de Ekman basada en el factor de aproximación del viento (Bishop,1984). El método consiste en estimar la velocidad de la corriente en superficie por medio de un porcentaje fijo de la velocidad del viento. La magnitud del factor del viento o tensión de corte puede ser expresada como: $\tau = \rho C_D U^2$, donde ρ es la densidad del fluido, U es la velocidad y C_D es una constante de proporcionalidad definida como coeficiente de arrastre.

La tensión que el viento ejerce en la superficie es transferida al agua, generando un movimiento de la capa superior del océano en la misma dirección del viento. Con la tensión mantenida durante cierto intervalo de tiempo, ésta tenderá a ser igualada con la del aire, siendo válida la relación $\tau_a = \tau (\rho_a C_D U_a^2 = \rho C_D U^2)$, donde ρ_a es la densidad del agua. El factor que relaciona las dos velocidades o la tasa entre la velocidad de la corriente y del viento se define como $K = U/U_a = (\rho_a/\rho)^{0,5} \cong 0,03$, aproximadamente 3 %.

Según Bishop (1984), los valores medios de las medidas de K para la zona costera varían del 1 al 4 %, con un ángulo entre la dirección del viento y de la corriente superficial resultante que varía entre 0 y 25°. Comparando con los valores hallados para Fortaleza (4 % y 18°), se observa que las características de las corrientes en superficie presentan el mismo tipo de comportamiento. La igualdad entre las condiciones observadas y las previstas por el modelo simplificado de Ekman nos permite concluir, por un lado, la validez de la aplicación del modelo para determinar las características de la corriente en superficie y, por otro, que las corrientes superficiales observadas en la región de Fortaleza presentan una estrecha relación con los vientos locales.

El movimiento generado por el viento en la capa superficial del agua es transferida a las capas inferiores de la columna de agua, que, en teoría, deberían generar un perfil logarítmico de velocidad. La figura 3.23 representa tres perfiles verticales tomados a intervalos de dos horas, en la estación 6, de una secuencia de marea vaciante y el perfil logarítmico de velocidad teórico. Esta estación fue seleccionada para la representación por estar más alejada de la influencia del puerto y de la barra sumergida y por presentar normalmente la misma dirección a lo largo de la columna. Hay que destacar también que estas 3 curvas representan bien el patrón de perfil vertical de velocidad observado en las otras estaciones y bajo otras condiciones.

Con relación a la distribución vertical de velocidad se observa que ninguna curva

sigue el patrón teórico de perfil logarítmico. Las curvas en general presentan variaciones en el gradiente vertical de velocidad, pudiendo ser muy pequeño en el caso de la parte superior de la curva B, inferior de las curvas A y C, o intermedio en el caso de la parte superior de la curva C y porción media de A y B. Otra característica observada es la presencia en algunos puntos de aumento de la velocidad con la profundidad.

En general, y como se podría prever, la velocidad disminuye con la profundidad, presenta una menor dispersión de los valores de la velocidad en la parte superior (16 %) e inferior (10 %) de la columna de agua y una gran dispersión en la parte intermedia (20 a 39 %). Las velocidades en el fondo varían entre (0,07 y 0,12 m/s), con valor medio de 0,09 m/s. La ausencia del perfil logarítmico y los cambios en el gradiente de velocidad están asociados a la influencia de otras fuentes de movimiento, como las corrientes de marea o las generadas por el oleaje (Nielsen, 1992).

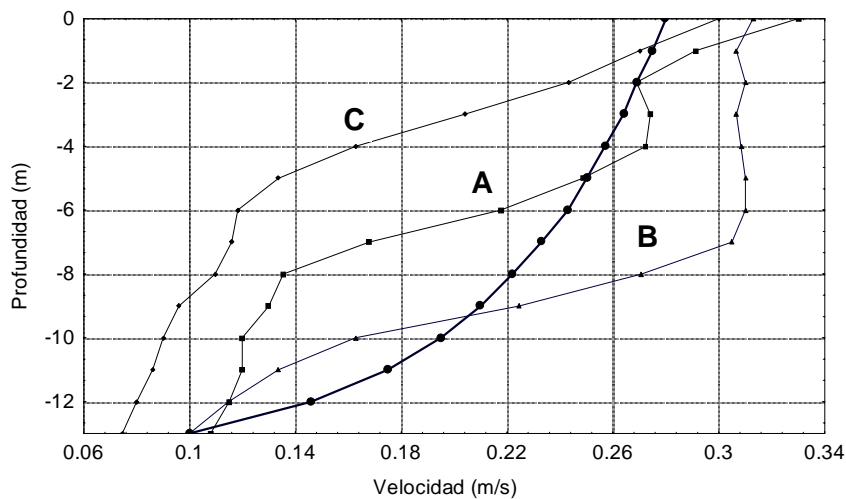


Figura 3.23 – Perfiles verticales de velocidad extraídos de una secuencia de marea vaciante (A, B y C) y representación de una curva logarítmica.

La contribución de la marea a la corriente costera es detectada en las observaciones instantáneas de la dirección de la corriente, considerando para este caso, que las corrientes registradas en dirección perpendicular a la costa son generadas por las fluctuaciones de nivel. No ha sido posible identificar en los perfiles verticales de velocidad ninguna correlación significativa entre las variaciones de la marea y el cambio de velocidad o de dirección de la corriente a lo largo del perfil. La figura 3. 24 presenta el histograma de todas las direcciones de corriente registradas a lo largo de la vertical, su relación con la línea de costa y la rosa comparativa con las direcciones del viento

registradas simultáneamente.

En relación a la distribución de la dirección de la corriente, se observa que en el 70 % de los casos predomina la corriente paralela a la costa, seguida de la divergente (16 %), convergente (11 %) y normal (3 %). Como interpretación, y por comparación con la rosa, se puede observar que a lo largo de la vertical predominan las corrientes generadas por el viento, seguido de variantes de esta corriente principal por influencia de los movimientos de las mareas y, en un porcentaje bastante pequeño, aparecen las corrientes puras de marea (dirección normal), que normalmente se presentan en la parte inferior del perfil.

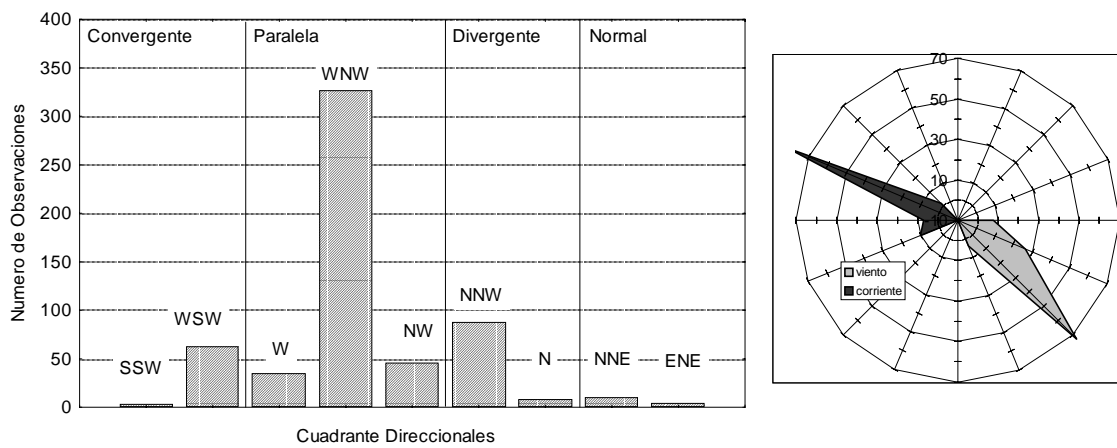


Figura 3.24 – (a) Histograma de distribución de las direcciones de la corriente por cuadrantes. (b) Rosa representando la relación entre las direcciones de las corrientes (va) y vientos (viene).

Las variaciones de la velocidad también podrían estar asociadas a gradientes verticales de densidad, mientras que las observaciones de los parámetros que controlan la densidad (salinidad y temperatura) muestran que la capa de agua es homogénea, con una salinidad comprendida entre el 35 y 31 37 ‰ durante los dos periodos de estudio (estiaje y lluvia) y una temperatura de entre 25 y 28°C. En general, la salinidad aumenta con la profundidad a una tasa media del 0,015‰ por metro, 0,2‰ entre la superficie y el fondo, mientras que la temperatura disminuye 0,3°C a lo largo de toda la columna de agua (Figura 3. 25).

La temperatura varía con el calentamiento diurno, pudiendo alcanzar una variación total de 1°C. Se observa que incluso durante el periodo de precipitaciones no existe una variación significativa de la salinidad y la temperatura en la columna de agua. La estructura vertical de las aguas de la región en estudio no presenta variaciones

significativas. Los ríos que drenan la vertiente litoral presentan un caudal muy pequeño, lo que hace que los aportes de aguas continentales dulces sean despreciables. Las condiciones climáticas particulares son otro factor que contribuye a la estabilidad de las aguas. El clima de la región presenta una característica singular durante la estación de invierno, cuando se alcanzan las temperaturas más bajas, prácticamente no se producen precipitaciones, ya que el periodo de lluvias empieza durante el verano. Esta inversión hace que se alcance una relación de estabilidad entre la precipitación/evaporación que contribuye directamente a la estabilidad de las condiciones de salinidad y temperatura de las aguas litorales.

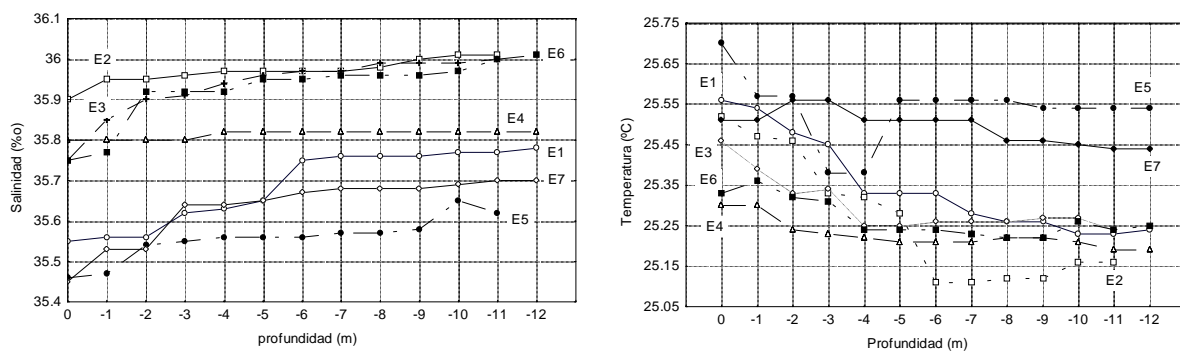


Figura 3.25 – Perfiles verticales de salinidad (a) y temperatura (b) para las estaciones de estudio.

3.4.4.2 – Corrientes lagrangianas

Se han realizado una serie de experimentos enfocados a la caracterización de las corrientes lagrangianas, por medio de campañas de seguimiento de flotadores. Los resultados de estos experimentos se presentan en función del punto de deriva inicial, ya que el puerto y la morfología costera condicionan el patrón de la corriente general (Figura 3.26). Las corrientes costeras aguas arriba del puerto (sudeste), presentan dos trayectorias distintas (Figura 3.26a): paralela a la costa, con valores de velocidad entre 0,24 y 0,31 m/s, y normal a costa, con velocidades entre 0,23 y 0,58 m/s. Se observa que la batimetría del punto de deriva inicial del flotador determina el patrón general de la trayectoria: si el punto inicial está a profundidades superiores a -10 m, la corriente será siempre paralela a la costa. Si la deriva empieza próxima a la curva batimétrica de -5 m, la corriente presenta una trayectoria inicial paralela a la costa y, dependiendo de la dirección del

viento, puede cambiar de dirección, pasando a propagarse hacia la costa. Para profundidades inferiores a 5 m, la corriente es siempre hacia la costa y presenta los mayores valores de velocidad, posiblemente por influencia del oleaje. También fueron observadas velocidades más elevadas en la parte exterior del espigón de retención de sedimentos.

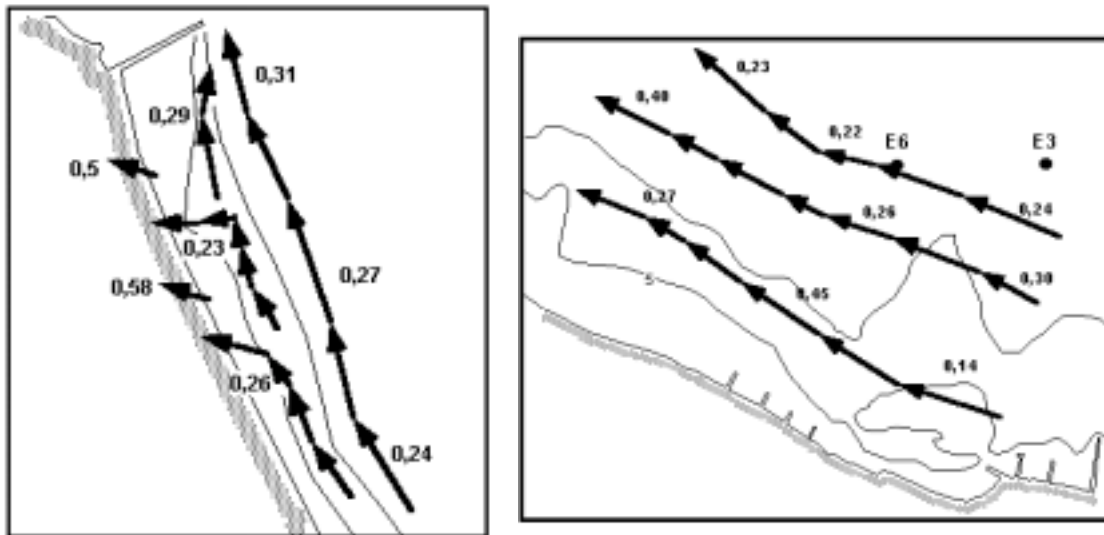


Figura 3.26 – Patrón de circulación de las corrientes superficiales con indicación de los valores de velocidad (m/s); (a) aguas arriba y (b) aguas abajo del puerto de Mucuripe.

Para la región aguas abajo del puerto (noreste), se observa que la trayectoria de la corriente superficial es, en general, paralela a la costa, pudiendo presentar una cierta divergencia o convergencia, dependiendo de la dirección del viento o del recorrido de la marea. Las velocidades medias entre puntos de control variarán entre 0,14 y 0,45 m/s, con variaciones significativas a lo largo de un mismo experimento de seguimiento de flotadores (Figura 3.26b).

El puerto aparece como el elemento principal de control y configuración de las corrientes costeras. Hay que resaltar que, además de la estructura del puerto (diques), la antigua Punta (Mucuripe) y la diferente orientación de la costa (aguas arriba y abajo) ya ejercían una gran influencia en las corrientes costeras. La figura 3.27 presenta los patrones de trayectoria de las corrientes superficiales observadas en la región del puerto.

Las corrientes superficiales en el puerto presentan dos patrones de circulación característicos. El principal, con corrientes de mayor magnitud, corresponde a las corrientes inducidas por el viento, con dirección de propagación aproximadamente paralela a la línea de costa del sudeste. El valor de la velocidad de la corriente varía entre 0,27 y 0,48 m/s, con los mayores valores dándose en la región más próxima al dique externo de protección. El aumento de intensidad de las corrientes puede estar asociada a la convergencia de las corrientes costeras sobre el dique y/o a la superposición de las corrientes costeras con las corrientes generadas por la rotura del oleaje sobre el dique. Secundariamente se observa la presencia de corrientes con este patrón de dirección dentro de la cuenca portuaria con velocidades entre 0,08 y 0,21 m/s.

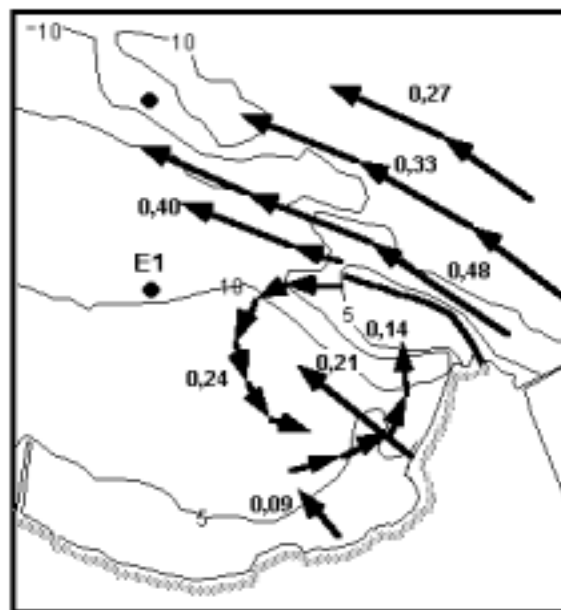


Figura 3.27 – Trayectoria de las corrientes superficiales en el puerto de Mucuripe.

El segundo patrón observado corresponde a corrientes con trayectoria circular, que empiezan en la punta externa del dique del puerto y circulan por el borde de la cuenca. Estas corrientes presentan velocidades de entre 0,12 y 0,24 m/s, generadas por la difracción del oleaje en el dique y son las responsables de la sedimentación en el canal de navegación y la parte interna del dique de protección.

3.4 - CONSIDERACIONES FINALES

De las exposiciones anteriores, se deduce que los principales agentes dinámicos que pueden inducir cambios a corto plazo en la llanura costera de Fortaleza son el oleaje, las corrientes y vientos. El viento es el agente motor más activo, pues controla, además de la formación de las corrientes costeras y el oleaje, el transporte de arenas para la formación de los depósitos eólicos de toda la zona costera, por la deflación de los sedimentos del perfil de playa. En relación al transporte de sedimentos, hay que resaltar que a pesar de que los agentes dinámicos presenten variaciones mensuales, en general, y por comparación con otras regiones, se puede considerar que la región está sometida a un clima prácticamente estacionario, con condiciones de viento muy constantes y, en consecuencia, de las corrientes costeras y del oleaje. Esta constancia hace que la magnitud de los transportes sea bastante elevada, principalmente si consideramos el transporte longitudinal de sedimentos.

Superpuesta a las variaciones a corto plazo (meses), se observan una serie de variaciones interanuales asociadas al fenómeno El Niño, que afecta de forma marcada al clima de la región por la disminución de la precipitación media, la intensificación de la velocidad del viento y por tanto el aumento de la altura significativa del oleaje y de la velocidad de las corrientes costeras. Así, se puede esperar que, en presencia del fenómeno El Niño, la intensidad de los agentes dinámicos sea mayor, afectando a la magnitud de los procesos costeros, resultando unas condiciones generales más energéticas y con tendencia a la erosión.

CAPITULO 4 - DINÁMICA SEDIMENTARIA Y TRANSPORTE DE SEDIMENTOS INDUCIDO POR EL OLEAJE EN LA FRANJA COSTERA DE FORTALEZA

4.1 - INTRODUCCIÓN

El transporte de sedimentos en la zona costera es el resultado de la acción de una serie de agentes impulsores que suministran al sistema un determinado contenido energético que, en el caso de fondos formados por material sedimentario no consolidado, se traduce en un movimiento de sedimento y en la modificación del borde costero.

Como ya se expuso en el capítulo 3, de todos los agentes que actúan en la zona de estudio, e incluso de forma genérica para la mayor parte de las costas, es el oleaje el agente más importante en cuanto a movilización y transporte de sedimentos en la zona costera. A fin de abordar la contribución del oleaje al transporte de sedimentos, se ha utilizado la aproximación clásica de división en dos componentes, longitudinal y transversal, que, sumándose linealmente, darían el transporte total de sedimentos inducido por la acción del oleaje.

Puesto que la mayor parte de este transporte se produce en las inmediaciones de la línea de orilla, o al menos los cambios más visibles serán en esa zona, habrá que estimar las características del oleaje en zona de rompientes, ya que de éstas dependerán las características de las corrientes generadas en la rotura. Para ello, se procederá a propagar el oleaje desde aguas profundas hacia la costa, reproduciendo en la medida que sea necesario (dependiendo de la morfología de la zona de estudio) los procesos de refracción, difracción, fricción con el fondo e interacciones con corrientes.

El objetivo final de este capítulo es la evaluación de la dinámica litoral inducida por el oleaje así como su contribución al balance sedimentario de la zona. Esto incluye tanto la identificación y/o zonificación de la costa en función de la actividad esperada como respuesta a las características del oleaje como la evaluación de las tasas de transporte de sedimentos inducido, i.e. transporte longitudinal y transversal de sedimentos, incluyendo asimismo la contribución asociada a la interacción olas-corrientes.

4.2 - LA ZONACIÓN DEL PERFIL LITORAL

Dependiendo del tipo de clasificación considerada, el perfil litoral está dividido en diversas zonas, siendo común la utilización de las características de los procesos actuantes asociada al tipo de transporte de sedimentos. Los estudios de ingeniería costera consideran usualmente el tipo de movimiento del fluido que inicia el transporte de sedimentos como factor principal para la división del perfil litoral.

Tomando como base estas características, Hallermeier (1978) divide el perfil costero en tres zonas: (1) La zona litoral donde el movimiento de los sedimentos es iniciado primariamente por la rotura del oleaje; (2) la zona de transición o de *shoaling*, en la que el transporte es iniciado por el movimiento inducido por las olas sobre el fondo; y (3) la zona de *offshore* donde los efectos del oleaje en la superficie son despreciables

En las dos primeras zonas, el transporte neto es el producto del movimiento oscilatorio inducido por el oleaje, que pone el sedimento en suspensión por corrientes superpuestas, así como por la asimetría en el campo de la velocidad orbital, que transporta el sedimento puesto anteriormente en movimiento. En la zona de transición predomina el transporte normal a la costa, resultante del movimiento oscilatorio del oleaje y que involucra el transporte de sedimentos en la dirección de propagación del oleaje. La dirección de transporte en la zona litoral depende de las características del oleaje; si el oleaje alcanza la playa con una incidencia oblicua dominará el transporte paralelo a la costa. La división entre las dos zonas no presenta un límite fijo, pues puede variar estacionalmente o en un intervalo de horas, en respuesta a los cambios del régimen del oleaje, del nivel de marea y de la pendiente de la playa.

La división morfológica entre las dos zonas se define como profundidad de cierre y representa el límite del perfil hacia mar, más allá del cual no hay cambios detectables en la profundidad (Hallermeier, 1981). La profundidad activa, en función de su carácter estadístico ya que los cambios dependen del oleaje, es de difícil cuantificación, haciendo que presente un amplio rango de valores dentro de las aproximaciones e interpretaciones hechas por los diversos autores.

Existen varias técnicas empíricas para estimar la profundidad activa sin necesidad de una investigación detallada de los procesos costeros en zonas específicas. Entre los distintos indicadores que han sido propuestos para evaluar este límite podemos destacar: (a) el estudio de la variación de las características sedimentarias y formas del fondo a lo largo del perfil; (b) la ausencia de la fauna bentónica característica del lugar; (c) la

zonación del perfil basada en el régimen del oleaje; y (d) el estudio multitemporal de los cambios de la batimetría en la zona de *nearshore*.

Estas técnicas de estimación exigen la disponibilidad de datos fiables de las características sedimentarias, de la fauna o de perfiles batimétricos tomados a intervalos regulares durante varios años. Para el caso de Fortaleza, en que no fue realizado ningún estudio anterior sobre estas características, es imposible aplicar las técnicas anteriormente citadas, a pesar de su simplicidad. Por todo lo expuesto y por la necesidad de definir la profundidad de cierre, optamos por la aplicación de métodos analíticos para el cálculo de la profundidad de cierre.

El único método analítico existente en la bibliografía específica sobre el tema para estimar la profundidad de cierre es el propuesto por Hallermeier (1978; 1981). Esta expresión fue sometida a una recientemente evaluación por Nicholls y McDougal (1996), que reafirma la validez de la ecuación durante eventos de erosión e intervalos de observaciones anuales.

Hallermeier (1978), basándose en datos de campo, propone una profundidad límite anual para las playas arenosas, que divide en una franja litoral con perfiles activos y una zona de transición, donde los cambios de profundidad son despreciables bajo los cambios estacionales del clima de oleaje. Aunque esta profundidad podría ser calculada para las condiciones extremas del clima de oleaje, dando mayores profundidades, el autor considera más apropiado adoptar el oleaje que no es excedido 12 horas al año (0,137 %). La relación para estimar la profundidad de cierre para perfiles litorales compuestos de arenas cuarzosas a partir del oleaje característico es:

$$d_1 = 2,28 H_{s_{0,137}} - 68,5 (H_{s_{0,137}}^2 / gT_s^2)$$

Donde (d_1) es la profundidad de cierre a partir del nivel de marea baja, ($H_{s_{0,137}}$) es la altura significativa no excedida más de 12 horas al año (0,137 %) y T_s el periodo de ola correspondiente.

La aplicación de la relación de Hallermeier (1978) para las condiciones de oleaje registrado en la boya del puerto de Mucuripe durante el periodo de 1991 a 1994, viene presentada en la Tabla 4.1. Se observa que, durante los cuatro años de registro, las características del oleaje extremo son, en la práctica, constantes, con una variación máxima de la altura del 10 %. La profundidad de cierre calculada es de 3,2 m para los tres primeros años y de 3,3 m para el último, mostrando que con este procedimiento de cálculo el valor de (d_1) también puede ser asumido constante y del orden de 3,2 metros.

AÑO	1991	1992	1993	1994
Hs	1,8	1,8	2	1,9
T	5	5	4,5	5
d1	3,2	3,2	3,2	3,3

Tabla 4.1 – Profundidad activa según la expresión de Hallermeier (d1), calculada a partir de la altura significativa no excedida más de 12 horas al año (Hs) y en el periodo de ola correspondiente (T).

El segundo límite, separando la zona de transición de la zona de *offshore* está definido a partir del inicio del movimiento de los sedimentos que componen el lecho del perfil. En condiciones de campo, la velocidad crítica para el inicio del movimiento de arenas entre 0,1 y 2,0 milímetros viene dada por la expresión (Hallermeier, 1981):

$$U_{\max(d)} = (8 (\gamma_s/\gamma - 1) * g * d_{50})^{0,5}$$

y que corresponde a la condición crítica para el límite inferior de la zona de transición:

$$\phi_c = (U_0^2 / \Delta g d_{50}) = 8$$

donde U_0 es la velocidad orbital máxima sobre el fondo, Δ la densidad específica de la arena con relación al agua de mar, g la aceleración de la gravedad y d_{50} el diámetro medio de la arena. El valor de la velocidad orbital máxima sobre el fondo puede ser computado por medio de la teoría linear:

$$U_0 = \pi H_{s50} / T \sinh (2\pi d_i / L)$$

donde H_{s50} es la altura significativa media anual, T el periodo medio asociado a la altura media y L la longitud de ola. Sustituyendo el valor de la velocidad orbital en la condición crítica, tendremos que la profundidad de *shoaling* límite es:

$$d_i = (L/2\pi) * \operatorname{arc} \sinh (\pi H_{s50} / T (8\Delta g d_{50})^{0,5})$$

Aplicando en la expresión anterior los valores característicos de la región podremos definir las profundidades límite asociadas al tamaño del grano para el inicio de movimiento. Utilizando el valor de H_s media anual de 1,15 metros y periodo asociado de 5 segundos, en los sedimentos superficiales compuestos por arenas finas, con mediana variando entre 0,13 y 0,24 mm, definimos respectivamente las profundidades de 15,5 m y 13,5 m.

Los bajos valores para la profundidad de cierre son corroborados en parte por los datos de la boya instalada en el puerto del Mucuripe (Capitulo) y por el análisis del oleaje para otras regiones de Brasil presentado por Homsí (1978). El autor presenta el clima de oleaje para 14 boyas distribuidas a lo largo del litoral oriental de Brasil, mostrando que en

general la costa puede ser considerada en calma por no presentar alturas de olas elevadas, ya que el litoral no está afectado por las tormentas tropicales. Para los puertos más próximos a Fortaleza (Natal y Recife), la altura significativa máxima es respectivamente de 2,4 y 2,5 metros. Hay que resaltar que estos dos puertos reciben la influencia del oleaje más energético de sur-sudeste, que no llega a Fortaleza, lo que justifica la presencia de alturas significativas más bajas (Tabla 4. I). En resumen, se puede afirmar que la profundidad de cierre calculada para la región es compatible con el clima de oleaje observado.

Si comparamos el valor de la profundidad de cierre calculado para Fortaleza, del orden de 3,2 metros, con los resultados de este mismo procedimiento aplicado en otras regiones, por ejemplo al Delta del Ebro, de 7,0 m (Jiménez, 1996) y Maresme, de 6 m (Lo Presti, 1994), se observa que el valor es aproximadamente la mitad. Como el método de Hallermeier (1978) presenta una clara dependencia del clima extremo, al utilizar la altura significativa no excedida 12 horas al año ($H_{s0, 137}$), el resultado indica que la región de Fortaleza presenta de una manera general un clima de oleaje menos energético que el Mediterráneo.

La Figura 4.1 muestra la batimetría de la playa del Futuro, con indicación en colores de los valores de las pendientes correspondientes. Se observa que, en general, los perfiles pueden ser divididos en tres zonas: la zona más cercana a la playa, con pendientes bajas variando entre 0,2 y 1 grado; una zona intermedia, con mayores pendientes variando entre 2 y 3 grados; y una zona *offshore* con pendientes también más bajas. El primer cambio de pendiente ocurre entre 2,8 y 3,6 metros de profundidad, fuera de la zona de acumulación de sedimentos del espigón y entre 3,6 y 5,0 metros dentro de esta zona. El primer cambio morfológico fuera de la zona de influencia del espigón presenta el valor más frecuente de 3,3 metros, y puede ser relacionado con la profundidad de cierre, validando la aplicación del método de estimación y confirmando el bajo valor para la región en estudio.

Además de los estudios de la morfología, fue investigada la relación entre la cobertura sedimentaria y la profundidad. Se observa que en la zona entre 0 y 10 metros de profundidad no se presenta ningún cambio significativo en el tamaño del grano o en la composición mineralógica. El primer cambio observado ocurre a una profundidad de -15 metros y marca el inicio de la aparición de las algas *Halimeda*, algas carbonatadas con una amplia distribución en la plataforma continental del Nordeste brasileño.

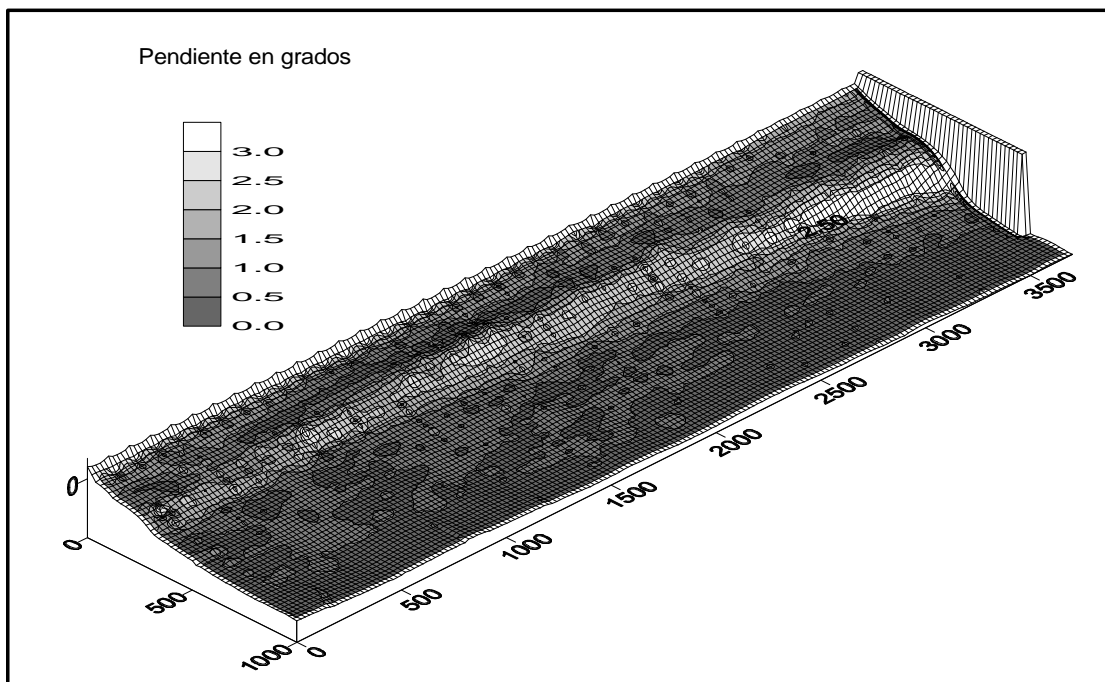


Figura 4.1 – Batimetría de la playa del Futuro con indicación de los valores de las pendientes en grados.

La distribución de la sedimentación carbonatada en la plataforma continental de Ceará es controlada por la tasa de aporte sedimentario, pues se presenta bien desarrollada en la plataforma externa (-20 a -60 m), donde la tasa de sedimentación terrígena es muy pequeña, creando en consecuencia un ambiente favorable a la aparición de fondos productores de calcio, mientras que en la plataforma interna, donde la influencia de las olas y corrientes costeras es más intensa y la tasa de sedimentación más elevada, el ambiente es desfavorable al crecimiento de las algas.

De la discusión anterior deducimos que la profundidad de -15 m corresponde al límite de profundidad para el inicio de movimiento de sedimentos en la zona costera y que está incluido dentro del rango de profundidad (15,5 y 13,5 m) calculado por la expresión de la velocidad crítica de (Hallermeier, 1981).

Con la definición y confirmación de las profundidades para el inicio del movimiento y del límite del perfil activo, se puede dividir el perfil costero característico para la región de Fortaleza en tres zonas (Figura 4.2):

a) La zona litoral más cercana a la costa, donde domina el transporte longitudinal, con límite superior en el inicio de la berma e inferior definido por la profundidad activa, correspondiendo a la profundidad de 3,2 metros.

b) La zona intermedia, donde domina el *shoaling* y el transporte transversal, con límite superior definido por la profundidad de cierre e inferior en la profundidad donde se inicia el movimiento de los sedimentos (15 metros).

c) La zona de *offshore*, donde el movimiento de sedimentos es despreciable (Figura 4.2).

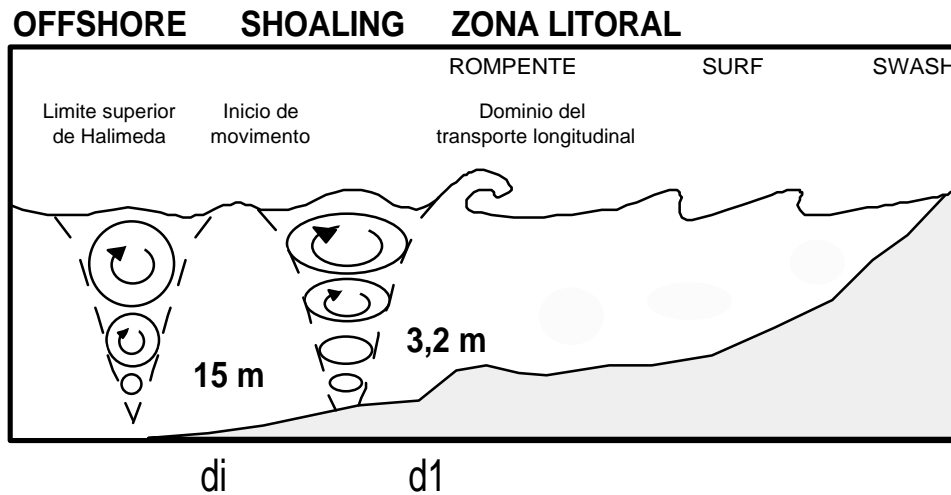


Figura 4.2 – División por zonas del perfil costero de la región de Fortaleza.

4.3 - TRANSPORTE LONGITUDINAL

En general, el cálculo del transporte longitudinal de sedimentos en la zona costera se basa en dos métodos principales. El primero, más realista, utiliza datos de cambios morfológicos observados (mapas batimétricos, cartas, perfiles, informes de dragados) para evaluar la tasa real del transporte longitudinal. El segundo método consiste en estimar la tasa de transporte de sedimentos utilizando formulaciones predictivas en función de los agentes energéticos que actúan sobre la costa de interés. En el siguiente análisis utilizaremos los dos métodos, comparando al final los resultados hallados para la región del puerto de Mucuripe.

4.3.1 - Cálculo del Transporte por Estimación Directa

La tasa de cambio de la línea de costa es una de las herramientas más utilizadas

por los investigadores para determinar la dinámica del sistema costero, su evolución y, en consecuencia, el balance sedimentario. El primer paso para calcular las tasas de cambio a que está sometida la costa es la medida de la posición de la línea de playa con la mayor fiabilidad posible. Las fuentes de datos más utilizadas incluyen las fotografías aéreas, mapas históricos, cartas náuticas o batimétricas y perfiles de playa.

Hay que resaltar que este tipo de estudio puede presentar errores, principalmente relacionados con la estimación de la posición de la línea de costa, ya que las fotografías aéreas reflejan las condiciones oceanográficas del momento del vuelo; los mapas y cartas de la línea de costa derivadas de la foto-interpretación representan el promedio de las observaciones y de los factores de corrección; y los mapas batimétricos muchas veces no presentan el mismo datum o las correcciones de nivel de la marea. Las medidas de los errores de los métodos de estimación de la posición de la línea de costa vienen siendo abordadas por diversos autores. Según Dolan et al., 1991, los errores en planta son del orden de ($\pm 8,4$ m) para los mapas antiguos, ($\pm 5,0$ m) para los mapas actuales y aproximadamente (± 7 m) para fotografías aéreas a una escala de 1:10.000. La tendencia actual, con la utilización masiva de los sistemas de posicionamiento global (GPS) de tipo diferencial, es la disminución de este tipo de error.

A pesar de las dudas sobre la fiabilidad de este método, hay que considerar que en regiones como Brasil, con ausencia total de levantamientos sistemáticos por fotografías aéreas en escala compatible o mapas georeferenciados, esta es la única vía para rescatar la memoria de las fluctuaciones de la línea de costa. Como el estudio está basado en mapas topográficos y batimétricos recientes y que fueron realizadas una serie de correcciones, podemos asumir que el error de las estimaciones sería del orden de ($\pm 5,0$ m) o inferior.

Además del estudio de la posición de la línea de costa, existen una serie de cambios morfológicos que pueden ser utilizados como indicadores de la tasa de transporte de sedimentos y que según el CERC (1984) son: el crecimiento de una barra, la tasa de deposición en un *inlet* y, principalmente, la tasa de deposición de sedimentos en la región aguas arriba de un espigón o *jetty* y que, de una forma general, también puede ser considerado como un cambio en la línea de costa.

Para el estudio del sector de Fortaleza utilizaremos el conjunto disponible de cartas y mapas históricos englobando toda la evolución portuaria. A efectos de cálculo y de la cronología de balance de sedimentos en el sistema, la evolución fue dividida en dos estadios (Figura 4. 3). El primer estadio trata la construcción del dique principal del puerto (1939-1945), que se ha transformado en un obstáculo para la deriva litoral y, en

consecuencia, funcionó como una trampa de sedimentos, haciendo cambiar la batimetría local.

El segundo estadio aborda la evolución actual y las modificaciones inducidas al sistema por las estructuras del puerto y del espigón de contención de sedimentos de la playa del Futuro (1946-1983). Para este periodo, el balance se realizó como la suma de los sedimentos retenidos en el espigón de la playa del Futuro, en la cuenca portuaria y en la barra sumergida formada.

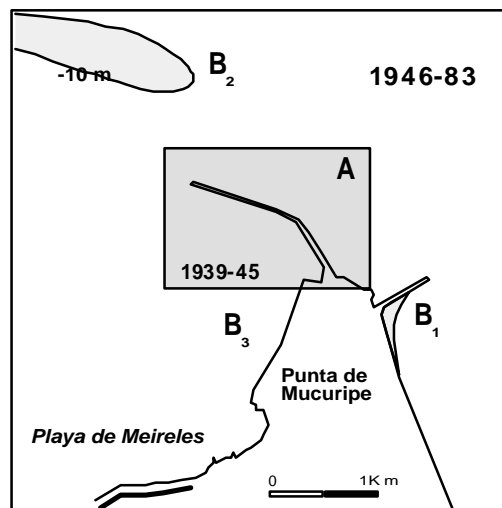


Figura 4.3 - División de la evolución del sistema portuario: (A) primer estadio; (B) segundo estadio.

El trabajo ha consistido en la digitalización de los levantamientos batimétricos realizados anualmente por el DNPRC durante la construcción del puerto, utilizando una serie de puntos comunes como georeferencia. Posteriormente, los mapas fueron comparados con los años subsiguientes para determinar las modificaciones en el volumen de cada zona considerada, con especial atención para las regiones de los espigones.

La Tabla 4.2 presenta los resultados obtenidos en las comparaciones de volumen realizadas en el dique principal del puerto de Mucuripe durante el periodo de construcción (1938-1945). Para cada año se calculó el volumen total de la zona considerando como datum de referencia el nivel de mar ($z=0$ m). Las diferencias en las batimetrías representan la disminución del volumen total por la sedimentación inducida por la obra.

Fecha de la Batimetría	Abr-38	Jun-40	Feb-42	Nov-42	Dic-43	Nov-44
Volumen (m³)	12.885.800	12.191.600	9.874.240	8.990.596	8.307.110	7.964.450
Diferencia		694.200	2.317.360	883.644	683.486	342.660
Periodo (meses)		15	20	8	13	11
Transporte (m³/año)		555.360	1.390.416	1.325.472	630.912	373.812

Tabla 4.2 - Tasas de transporte (m³) calculadas por las diferencias de volumen de agua en la sub-zona del dique principal del puerto de Mucuripe, cuando la progresión de la obra permitía el paso de sedimentos.

Los cálculos muestran como las obras del espigón interceptaron el transporte de sedimentos de forma gradual, pasando de una acumulación inicial de 694.200 m³ en el primer periodo (1938-1940), cuando la obra todavía era permeable, profundidad de (-3 m), a 2.317.000 m³ en los dos años siguientes (1940-1942), cuando la obra interceptaba completamente el transporte y el dique alcanzaba la cota de (-12 m). La etapa final se caracteriza por la disminución de la acumulación, ya que parte de los sedimentos contornean el espigón y quedan retenidos en la sub-zona, y el resto pasa a acumularse, la parte fina en el canal de navegación y la parte gruesa de los sedimentos en una barra submarina a 10 m de profundidad (Maia et al, 1998).

Considerando que durante el inicio y final de las obras el espigón se comportaba como un obstáculo semi-permeable, y que durante el periodo intermedio (1940-1942) la obra podría acentuar el resultado del transporte de sedimentos, además de por el poco tiempo entre campañas, se ha optado por trabajar con la media de los valores de transporte hallados. Utilizando estos valores de transporte de cada periodo, se determina que la tasa media de acumulación es del orden de 855.000 m³/año, valor que se aproxima bastante al valor promedio calculado, utilizando solamente la batimetría inicial y final (881.000 m³/año). De esta forma se da, como una primera aproximación, el valor de la deriva anual de sedimentos como de 860.000 m³/año.

Para el periodo posterior a la finalización de las obras del puerto, se interpreta que el material transportado por la deriva litoral corresponde a la suma de los depósitos sedimentarios acumulados:

- a) espigón de la playa del Futuro;
- b) canal de acceso al puerto;
- c) la barra sumergida formada, ya que en estas condiciones el dique era parcialmente rebasable.

El primer conjunto utilizado para el cálculo del material retenido en el espigón de

la playa del Futuro, corresponde a los levantamientos topo-hidrográficos de la playa del Futuro a la escala de 1:2.000, realizados por la Compañía Brasileña de Dragados (CBD), entre los años 1977 y 1981, y por el Instituto de Investigaciones Hidroviarias (INPH) en el año 1983. La segunda fuente de datos consiste en los levantamientos batimétricos de la barra sumergida, y el último conjunto corresponde a la tasa media de los volúmenes de dragados del canal del puerto.

La Tabla 4.3 presenta el resultado de las comparaciones entre los diversos levantamientos batimétricos de la playa del Futuro (INPH, 1992). Las comparaciones año a año fueron hechas para determinar la presencia de las tendencias de evolución de la tasa anual de acumulación. La comparación (1977-1983) se ha realizado como parámetro de comprobación.

Año de Comparación	1977 a 81	1981 a 83	1977 a 83
Deposición	2.443.742	1.216.076	2.023.626
Erosión	1.466.554	519.325	171.875
Transporte (m³/año)	244.297	348.375	308.625

Tabla 4.3 – Volúmenes totales de deposición y erosión, resultantes de la comparación entre los levantamientos batimétricos de la playa del Futuro.

Se observa en general que los volúmenes de acumulación total computados son superiores a los de erosión, indicando que este sector está en progradación. Individualmente se observan durante el periodo (1977-1981) variaciones en las tasas de erosión y deposición, lo que puede indicar la presencia de un cambio en el clima de oleaje o errores en los levantamientos batimétricos. Como no existe registro de oleaje para el periodo citado, y debido a que los levantamientos fueron hechos aplicando la misma metodología y por una empresa de reconocida capacidad técnica, es difícil buscar la causa de las diferencias.

Considerando la presencia de posibles errores o de modificaciones en el oleaje, hemos tomado la tasa de transporte como la media de las tasas anuales, lo que da como resultado una acumulación media de 296.000 m³/año. Comparando con la tasa hallada para el periodo total de cobertura de los levantamientos (1977-1983), de 308.400 m³/año, se observa que es del mismo orden de magnitud. Este resultado hace suponer que la tasa media de acumulación está entre los dos valores, y para este análisis utilizaremos la tasa media de 300.000 m³/año.

Los análisis de las secuencias históricas de las cartas batimétricas del puerto del Mucuripe y proximidades, publicadas por la Dirección de Hidrografía y Navegación del Ministerio de la Marina, muestran que la barra sumergida de arena empieza a formarse en los primeros años tras la conclusión de las obras del puerto. La Figura 4.4 presenta un ejemplo del registro del ecosonda sobre la barra formada, realizado en el año 1996.

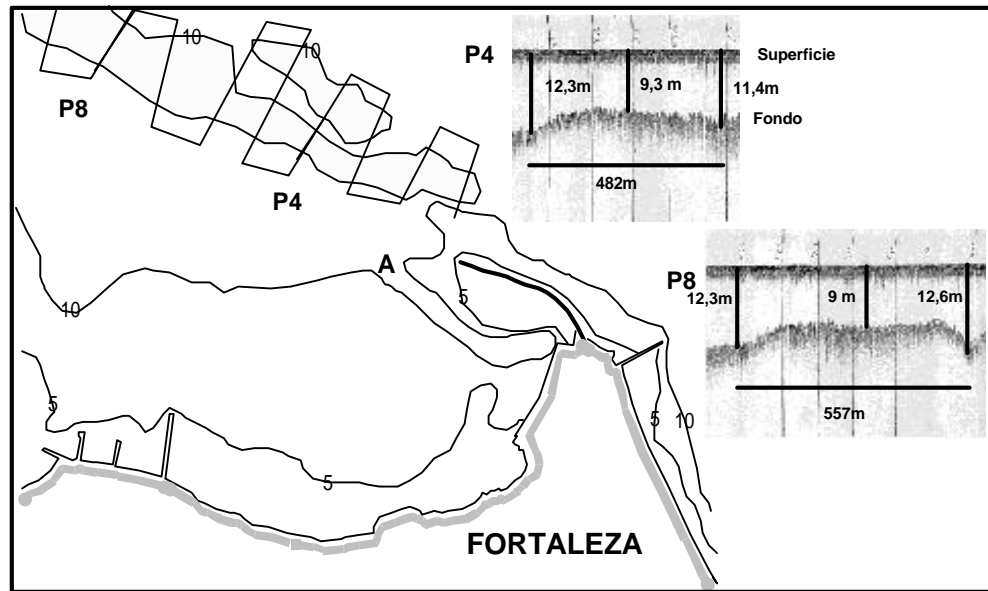


Figura 4.4– Perfiles de batimetría sobre dos secciones transversales (P4 y P8) a la barra arenosa. La batimetría fue realizada por perfiles continuos sobre la estructura.

Los levantamientos de batimetría sobre la barra sumergida muestran que esta estructura actualmente se extiende en una longitud total de 7.500 m y presenta una anchura de 250 a 850 m, con media de 500 m. El desnivel medio es de 3,3 m, pudiendo encontrarse diferencias de hasta 4,5 m en algunos lugares. El volumen total en 1996 es de 12.300.000 m³. Dividiendo este valor por 50 años, considerando que la acumulación empezó en 1946, resulta una tasa media de acumulación de 246.000 m³/año.

Los volúmenes de material dragado en el canal de acceso al puerto varían bastante y dependen principalmente del proyecto, ya que éste define la cota final que se desea para cada sector del área portuaria. Dependiendo de las alternativas y teniendo en cuenta la vida útil que se desea, el volumen dragado puede variar entre 280.000.000 m³ y 630.000.000 m³ (INPH 01-94). Tomando como base los valores de material dragados y el tiempo de repetición de las intervenciones, se ha determinado la tasa media de

acumulación en el canal de acceso y área de navegación como del orden de 348.000 m³/año (INPH 01-92).

Sumando los valores de las tres tasas anuales: 300.000 m³/año (retenidos en la playa del Futuro), 246.000 m³/año (depositados en la barra) y 348.000 m³/año (acumulados en el canal de acceso y área de navegación), resulta una tasa total de 894.000 m³/año.

Si comparamos este último dato con los cálculos hechos para el periodo anterior, que resultaron en la definición de una tasa de 860.000 m³/año, se observa que los valores son del mismo orden, validando este valor como la tasa real de transporte de sedimentos inducidos por las olas en la región de la playa del Futuro.

4.3.2 – Estimación Empírica del Transporte Longitudinal

En el análisis anterior de cálculo del transporte por métodos directos ha sido posible definir un valor aproximado para la tasa de sedimentos transportados por el oleaje a lo largo de Fortaleza. Por el momento, estos resultados son válidos exclusivamente para la región del puerto de Mucuripe y como deseamos hacer el cálculo del balance sedimentario para toda la región en estudio, será necesario utilizar ecuaciones predictivas para estimar las tasas de transporte de sedimentos a lo largo de toda la franja costera. El valor hallado para Fortaleza, del orden de 860.000 m³/año, será utilizado como el valor más probable en las calibraciones de las fórmulas de cálculo de transporte de sedimentos.

Los modelos para la estimación del transporte longitudinal de sedimentos son una aproximación de la realidad que utilizan ecuaciones matemáticas para reproducir los fenómenos físicos relevantes. Como prácticamente en todos los casos, existen diversas aproximaciones para reproducir el mismo fenómeno físico, que van desde modelos simples en los que se utilizan relaciones paramétricas relacionadas con alguno de los mecanismos de dicho fenómeno hasta aproximaciones deterministas en las que se trata de reproducir en su total complejidad el fenómeno deseado. Ambas aproximaciones son igual de válidas a priori siempre que se utilicen dentro de los márgenes de validez y de forma coherente.

En este trabajo se han utilizado ambas aproximaciones a fin de obtener una aproximación al transporte de sedimentos lo más fiable posible. Así, se ha utilizado un modelo empírico o paramétrico, como es la fórmula del CERC y un modelo determinista

orientado a los procesos, que es el MIKE 21 (DHI).

Los modelos más simples para el cálculo del transporte de sedimentos desarrollados otorgan a la incidencia oblicua del oleaje la responsabilidad de la generación de la corriente longitudinal de sedimentos. En el estudio para determinar estas relaciones se utilizan diversas técnicas, incluyendo fórmulas empíricas, estudios de campo y laboratorio y análisis teóricos.

Según Lo Presti (1994), los modelos simples pueden agruparse en dos grandes grupos. El primero corresponde a las formulaciones de carácter empírico, que establecen una relación directa entre la tasa longitudinal de sedimentos transportados y la componente longitudinal del flujo de energía de la ola por unidad longitudinal de la costa. El mecanismo de transporte está relacionado con la disipación de energía en la zona de rotura y el resultado es el transporte de sedimentos en una sección perpendicular a la línea de playa. En este grupo están las formulas de Watts (1953), Caldwell (1956) y Savage (1959).

El segundo grupo considera como base teórica que el movimiento orbital inducido por las olas pone los sedimentos en suspensión y que la corriente longitudinal generada, en superposición a este movimiento, produce el transporte de sedimentos. En esta línea aparecen las proposiciones de Inmann y Bagnold (1963) y las validaciones realizadas por Komar y Inmann (1970) y el modelo de Bijker (1968).

Para el cálculo del transporte longitudinal por medio de los modelos matemáticos, se han utilizado dos sistemas de cálculo distintos: el LITPACK (DHI-DK), considerado un modelo más complejo, que utiliza en el cálculo de la tasa de transporte de sedimentos las formulaciones tipo cu-integral, y la formulación del CERC (USA), que establece la relación entre la tasa longitudinal de transporte de sedimentos y la componente longitudinal del flujo de energía del oleaje.

4.3.2.1 - LITPACK

LITPACK es un sistema integrado de modelos, desarrollado por el *Danish Hydraulic Institute* (DHI) para la simulación de un gran número de escenarios y para la combinación de estas simulaciones en pronósticos de la deriva litoral neta, desarrollos de perfiles costeros y evolución de la costa a largo plazo. El sistema consiste en los siguientes módulos principales: (a) módulo determinista de transporte de sedimentos en basado en el modelo de Fredsøe (1984); (b) módulo de transporte litoral de sedimentos;

(c) modelo de evolución de costa; y (d) modelo de evolución de perfil.

Para el cálculo del transporte longitudinal fue utilizado el módulo de transporte litoral de sedimentos. Este módulo combina el modelo de transporte de sedimentos con un módulo de hidrodinámica costera para realizar una descripción determinista de la deriva litoral. El modelo hidrodinámico simula la distribución de la altura de ola y las velocidades de las corrientes transversales y longitudinales para un perfil costero arbitrario.

El modelo hidrodinámico incluye la descripción de la propagación, *shoaling* y rotura de las olas, calculando las fuerzas actuantes (*driving forces*) debido al gradiente de la tensión de radiación, el balance en las direcciones transversal y longitudinal del momento, las modificaciones del nivel medio (*set-up*) y la velocidad de la corriente longitudinal. El modelo puede ser aplicado en perfiles de costa complejos (presencia de barras) y en este caso se calculan las recomposiciones en el seno adyacente. Además de esto, puede ser incluido el tratamiento de olas regulares o irregulares. La condición de contorno es que el modelo asume que las condiciones son uniformes a lo largo de la costa.

El perfil de la velocidad de la corriente longitudinal se determina por el balance de la ecuación del momento paralelo a la costa, por medio de:

$$\tau_b - d/dy [\rho E D du/dy] = - ds_{xy}/dy + \tau_w + \tau_{cur}$$

Donde τ_b es la tensión de cizalla (*shear stress*) debido a la corriente longitudinal, ρ es la densidad del agua, E el coeficiente de cambio del momento, D la profundidad, u la velocidad de la corriente longitudinal, y la coordenada normal a la playa, s_{xy} es la componente de cizalla (*shear*) del tensor de radiación y τ_w y τ_{cur} son las fuerzas debidas al viento y a la corriente costera. La relación entre la velocidad de la corriente longitudinal y la tensión de cizalla es establecida por el modelo de Fredsø (1984).

El modelo calcula el transporte total de sedimentos por medio de la suma del transporte de fondo y en suspensión. El transporte de material no-cohesivo como carga de fondo es calculado por el modelo presentado por Engelund y Fredsø (1976), desarrollado para incluir la combinación de olas y corrientes y las condiciones de la zona de la rotura. El transporte de fondo es determinado en función de la tensión de cizalla por medio del factor adimensional \emptyset .

$$\emptyset = U_r^2 / (s-1)gd$$

siendo s la densidad relativa del sedimento, g la aceleración de la gravedad, d el diámetro del grano y U_f la velocidad de cizalla. El método asume que el transporte de fondo corresponde a la tensión de cizalla instantánea inducida por acción de las olas.

El transporte en suspensión se describe por medio de la concentración de sedimentos C , que es determinada por la ecuación de difusión turbulenta vertical:

$$\partial C / \partial t = \partial / \partial z [\epsilon_s \partial C / \partial z] + w \partial C / \partial z$$

siendo t el tiempo, z la coordenada vertical (cero en el fondo), ϵ_s el coeficiente de difusión turbulenta y w la velocidad de caída (*settling*) del sedimento. El factor ϵ_s se toma igual a la velocidad turbulenta de *eddy* del campo de flujo. La condición límite próximo al fondo es asumida como la concentración cerca del fondo C_b en el nivel $z = 2d$. C_b es determinado como función de ϕ usando las consideraciones dinámicas propuestas por Bagnold (1954), que requiere una cierta concentración de sedimentos cerca del fondo para transferir la tensión de cizalla al fondo por medio de la interacción entre los granos.

La concentración de fondo C_b , solamente es válida para fondos *planos* (*sheet flow*), con valores de ϕ mayores que 0,8; valores menores de ϕ indican la presencia de *ripples*. El modelo de transporte de sedimentos de Fredsø et al (1985) fue modificado para aceptar los efectos de los *ripples*. Los cambios incluyen las concentraciones de fondo, la difusión turbulenta y la rugosidad del fondo. En este caso los valores de C_b y ϵ se basan en medidas de laboratorio y la rugosidad se expresa por medio de las dimensiones de los *ripples*. El modelo de transporte de sedimentos converge gradualmente por medio de la descripción de un fondo plano con aumento de la tensión de cizalla o de la velocidad media de la corriente.

El transporte de sedimentos en suspensión q_s es calculado como la media del producto de la concentración de sedimentos por la corriente de circulación media durante un periodo de ola T (Hedegaard et al, 1991):

$$q_s = 1/T \int_0^T \int_{2d}^D C U_{media} dy dt$$

U_{media} se asume como la suma de la corriente de circulación Euleriana U y la velocidad de deriva Lagrangiana U_D obtenida del modelo de flujo. El producto de la simulación son los perfiles medios de la *eddy*-viscosidad, concentraciones, velocidades, transporte total y transporte en suspensión en las dos direcciones principales. La Figura 4.5 representa un ejemplo de la aplicación del Litpack, módulo *litdrift* para el cálculo de la deriva litoral.

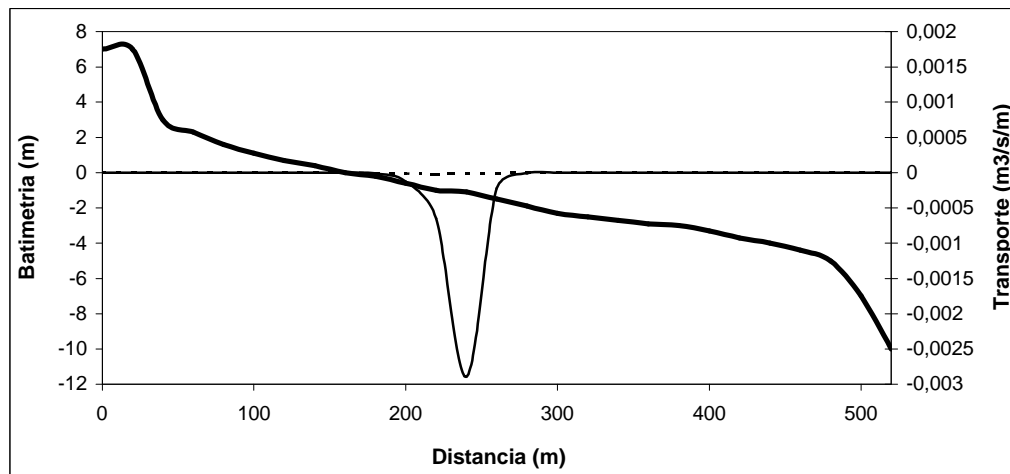


Figura 4.5 – Ejemplo de la aplicación del sistema Litpack en el cálculo de las tasas de transporte en Suspensión (QSx) y por Arrastre de fondo (QBx), a lo largo de un perfil de la playa del Futuro.

4.3.2.2 – CERC

La formulación del CERC proporciona una estimación de la tasa potencial de transporte longitudinal de sedimentos por acción del oleaje. El método está basado en la relación empírica entre la componente longitudinal del flujo de energía del oleaje transmitida para la zona de *surf* y el peso sumergido de arena transportada (Galvin y Schweppe, 1979). La formulación actual del CERC para el cálculo de la tasa potencial de transporte por unidad de volumen por segundo, viene dada por:

$$Q = P_{ls} * (K / (\rho_s - \rho) g * a)$$

Donde P_{ls} es la componente longitudinal del flujo de energía del oleaje, K es un coeficiente empírico adimensional, ρ_s la densidad de la arena, ρ la densidad del agua, g la aceleración de la gravedad y a la porosidad de la arena.

El flujo de energía por unidad de longitud de cresta de ola se puede expresar en términos de la densidad de energía E y de la celeridad de grupo de la onda C_g . Si las crestas del oleaje forman un ángulo α con las batimétricas, la componente longitudinal del flujo de energía por unidad de longitud de playa, viene dada por:

$$P_l = E C_g \sin\alpha \cos\alpha$$

Siendo $E = 1/8 \rho g H^2$; $\sin\alpha \cos\alpha = 1/2 \sin 2\alpha$, sustituyendo en la ecuación anterior y

refiriendo a la zona de rotura, queda:

$$P_{lb} = 1/16 \rho g H_b^2 C_{gb} \sin 2\alpha_b$$

Donde H_b , α_b y C_{gb} son respectivamente la altura, la dirección y la velocidad de la ola en la rotura.

Las suposiciones y limitaciones usadas en la derivación del flujo de energía en la zona de *surf* son:

- a) utiliza la teoría lineal de oleaje;
- b) la energía es evaluada en la posición de rotura.

Para mejorar la precisión de la estimación obtenida por esta expresión, diversos autores vienen utilizando datos medidos en laboratorio y campo, para definir cuál es el valor para la constante K de calibración de la fórmula. Dean et al. (1982) y Komar (1988) presentan la recopilación de los valores de los coeficientes de ajuste y las características de los ensayos realizados, donde muestran la gran dispersión de estos valores: Komar y Inman (1970) {**0,77** (0,52-0,92)}; Komar (1988) {**0,57**}; Inman et al. (1980) {**0,69** (0,26-1,34)}; Seymour et al. (1981) {**0,5**}; Dean et al. (1982) {**1,0** (0,84-1,09)}; considerando la altura de la ola (H_{rms}) y CERC (1984) {**0,39**}; Bodge y Kraus (1991) {**0,32**} y Jiménez (1996) {**0,10 a 0,22**}; para la altura significativa (H_s).

La Figura 4.6 presenta la relación entre las características del oleaje en aguas profundas y la tasa potencial de transporte longitudinal de sedimentos calculadas por el Litpack y por la formulación del CERC, los valores negativos significan una deriva hacia la izquierda. Los valores de las tasas representan el valor calculado para la condición del oleaje multiplicado por el porcentaje anual de aparición. En la aplicación de los dos modelos se utilizó el valor de las constantes propuestas inicialmente en el Litpack y $K=0,32$ en la fórmula del CERC. En general se observa que las dos curvas tienen el mismo comportamiento, aunque la curva del CERC presente tasas de transporte más elevadas.

La deriva neta anual calculada mediante CERC da tasas del orden de 1.600.000 m^3 , que representa un transporte de -1.645.000 m^3 /año hacia el noroeste y 45.000 hacia el sudeste. El Litpack presenta tasas bastante inferiores, con un valor neto de 732.000 m^3 /año, dividido en 747.000 m^3 /año hacia el noroeste y 14.600 m^3 /año transportados hacia el sudeste.

Comparando con el valor real de la deriva litoral, definido por el método directo, representa en el caso del CERC una sobrevaloración de 187 % y del Litpack una

subvaloración del 15 %. A efectos de aplicación de los modelos para otras regiones, la constante K de la fórmula del CERC fue calibrada con el valor de 0,17.

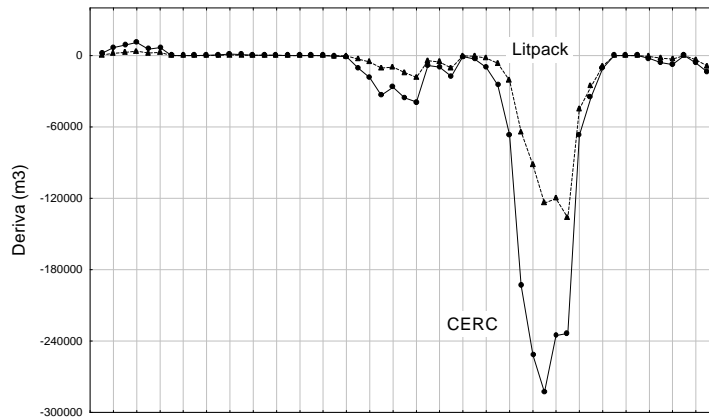


Figura 4.6 – Comparación de los resultados obtenidos en el cálculo de la tasa de deriva anual, a partir del oleaje en aguas profundas, utilizando la fórmula del CERC y el modelo Litpack.

A partir de las diferentes aproximaciones y utilizando las condiciones hidrodinámicas y morfológicas de la zona de la playa del Futuro más próxima al puerto de Mucuripe, se ha estimado que el transporte longitudinal de sedimentos es del orden de 860.000 m³/año.

4.4- PREDICCIÓN DE LOS CAMBIOS DEL PERFIL DE PLAYA

La gran mayoría de estudios sobre el flujo de sedimentos en la zona costera están centrados en la cuantificación del transporte longitudinal de sedimentos, tratando el transporte transversal, hasta ahora, como un proceso secundario o de poca importancia. Este hecho es debido, en parte, al grado de complejidad que envuelve estos procesos. En el transporte longitudinal normalmente se usan consideraciones simples basadas en la teoría de pequeña amplitud, mientras que en el transporte transversal es necesario utilizar teorías de mayores órdenes.

La dificultad en aplicar formulaciones para el cálculo del transporte transversal puede ser sustituida por los estudios de la configuración del perfil litoral y su evolución, realizada bajo diferentes perspectivas y que pueden ser utilizados en la predicción de los cambios del perfil de playa, pudiendo incluso llegar a la evaluación del

transporte transversal de sedimentos. El estudio y evolución de los perfiles o su comportamiento pueden ser determinados por medio de relaciones basadas en la morfodinámica de las playas y utilizando el concepto de perfil de equilibrio.

4.4.1- Morfodinámica de Playas con Macro y Mesomareas

Según Short y Hesp (1982), en los ambientes con macro y mesomareas, los estados morfodinámicos y la movilidad de la playa son alterados con la variación de la marea, resultando diferenciaciones morfodinámicas entre la parte superior e inferior del perfil, en función del dominio relativo de diferentes procesos de transporte de sedimentos inducidos en estas regiones por las olas incidentes y corrientes de mareas. Además de ser importante el mecanismo de transporte de sedimentos, los efectos de meso y macro-mareas sobre la playa están asociados principalmente al movimiento periódico de la posición de la zona de *swash*, *surf* y de *shoaling* de las olas sobre el perfil litoral.

Masselink (1993) observó por medio de experimentos en laboratorio que este movimiento periódico es el responsable del equilibrio y de los cambios que pueda sufrir el perfil de playa sometido a variaciones de mareas significativas, ya que los perfiles simulados en estas condiciones se mostraban insensibles a los cambios en la altura de la ola. De esta forma, resaltó la importancia de considerar la relación entre la variación de la marea y la altura de la ola en la rompiente, como factor determinante para definir las contribuciones relativas entre los procesos de la zona de *swash* y *surf* y los procesos de *shoaling* de las olas sobre el perfil de playa. La relación definida como parámetro de variación relativo de la marea (*Relative tide range parameter*) viene dada por:

$$RTR = TR/H_b$$

donde TR es la variación media de la marea de sicigia en metros y H_b , la altura media de la ola en la rompiente. Playas con $RTR < 2$, pueden ser descritas por el parámetro omega Ω (Wright y Short, 1984) utilizado para clasificar las playas de micro-mareas.

Posteriormente, (Masselink y Short, 1994) presentaron un modelo conceptual basado en el parámetro omega (Ω) y de variación relativa de la marea (RTR) para clasificación de las playas arenosas sometidas a todos los rangos de mareas. Cuando $RTR < 3$ se puede aplicar la clasificación para los tres tipos de playa propuestos por (Wright y Short, 1983). Si $3 < RTR < 7$, las playas con baja energía se vuelven reflectivas en marea alta e intermedias en marea baja; con el aumento de (Ω) estas playas pasan a ser

más anchas e intermedias en marea baja y con ($\Omega = 5$) disipativas y sin barras.

Utilizando el límite de $RTR < 2$ propuesto inicialmente por (Masselink, 1993), aplicado en las condiciones de marea y clima de oleaje definidos para Fortaleza, resulta que la clasificación propuesta por (Wright y Short, 1983) podría ser aplicada en tan solo 11% de los casos, mientras que con la ampliación posterior del límite $RTR < 3$, la clasificación puede ser aplicada en el 86 % de los casos. En función de la discusión anterior se observa que la clasificación, aún habiendo sido concebida para playas sometidas a micro-mareas, el valor de $RTR < 3$ revalida su aplicación para los perfiles de playa de Fortaleza.

El parámetro (Ω), propuesto inicialmente por (Dean, 1973) para definir la dirección principal del transporte de sedimentos en la zona de rompiente, está relacionado con la altura de la ola en el rompiente (H_b), la velocidad de sedimentación de la partícula (W_s) y el periodo de la ola (t) por:

$$\Omega = H_b/W_s * T$$

El parámetro indica la tendencia de un grano colocado en suspensión por el paso de una ola, a ser transportado hacia la playa o hacia aguas profundas, lo que da una indicación de la dirección del transporte transversal y, en consecuencia, la tendencia de acumulación o erosión de un perfil de playa. Si el sedimento es transportado de la zona de rompiente hacia la playa dará lugar a un perfil de acreción más reflectivo; en caso contrario el grano queda más tiempo en suspensión y tiende a ser transportado hacia el mar, desarrollándose un perfil de erosión y más disipativo. A posteriori, (Wright y Short, 1984) establecieron la relación entre el parámetro (Ω) y los estados morfodinámicos de la playa (Tabla 4.4).

Hay que resaltar que la relación obtenida en los estudios realizados en Australia entre el valor de omega y los estados de la playa, en el momento de la observación, fue baja, utilizando la media ponderada de las condiciones antecedentes. Este hecho, naturalmente, disminuye la precisión de estimación del modelo. En el caso de Brasil, donde existe una menor amplitud de variación de la energía del oleaje con relación al sudeste de Australia, es posible que el modelo pueda presentar un mejor diagnóstico de los estados morfológicos.

El porcentaje de cada estado morfológico fue definido por medio del parámetro omega aplicado a las condiciones observadas en la playa del Futuro y utilizando la Tabla 4.4 de distribución conjunta de ocurrencia del oleaje ($H_b \times T$) para el periodo 1991-1994.

Considerando que el clima de oleaje y las características sedimentológicas son estacionarios o presentan poca variación, se observa que predominan los estados intermedios con una omega más elevada en la mayoría del año, seguido por el estado disipativo. La suma de estos representa un total del 99,8 % de todos los casos. No se ha observado, en ninguna condición, un valor de omega representando el estado morfológico reflectivo o porcentajes muy bajos de los estados intermedios con características reflectivas.

Estado	Omega	Desviación	% Casos	Nº días
Reflectivo	<1,50		0,0	0
Terraza de bajamar (TBM)	2,40	0,19	0,1	0,3
Barras transversales (BT)	3,15	0,64	3,2	12
Barra y playa en cúspide (BPC)	3,50	0,76	9,8	36
Barra y surco longitudinal (BSL)	4,70	0,93	44,8	164
Disipativo	> 5,50		42,0	153

Tabla 4.4 – Relación de equilibrio entre los estados morfológicos de la playa y el valor medio de omega, con su desviación estándar asociada. La columna de la derecha representa el porcentaje de cada estado para los datos de la playa del Futuro.

En el estado disipativo, la zona de *surf* es ancha, presenta un bajo gradiente topográfico y un volumen elevado de arena en la porción sumergida de la playa. Las condiciones disipativas vienen favorecidas por la presencia de olas altas y de elevado pendiente o por la presencia de arenas de granulometría fina. Si la zona de *surf* está “saturada”, o sea las olas se rompen lejos de la cara de la playa, disminuyendo progresivamente en altura a medida que disipa su energía en la zona de rompiente. La energía se transforma en *set-up* o elevación del nivel medio del mar y, debido a variaciones longitudinales en la altura de la rompiente, puede también dar lugar a corrientes de retorno.

La energía también es transferida a otras formas de movimiento, como en la formación de ondas infragravitatorias. Wright (1982) muestra que las olas estacionarias de periodo largo ($T > 100$ s) es la forma de energía que predomina en las zonas de rompiente disipativas. En función de la baja pendiente, el *run-up* de las olas ascendentes (máximo recorrido vertical del *swash*) es reducido y la rotura normal es del tipo *spilling*. En este estado, la reserva de arena se concentra en la parte sumergida, siendo común la

formación de barras.

Los estados intermedios presentan las propiedades de ambos extremos, disipativo y reflectivo. Se caracterizan por una reducción progresiva en la anchura del surco longitudinal, debido a la migración de la barra sumergida de la zona de rompiente hacia la playa, como respuesta a variaciones de las características hidrodinámicas. Los dos estados intermedios más frecuentes en la playa del Futuro, Barra y Surco Longitudinal (BSL) y Barra y Playa en Cúspide (BPC) se puede desarrollar a partir de un perfil disipativo en una secuencia de acreción. El *run-up* es relativamente elevado, siendo común la formación de cúspides en la cara de la playa. En el estado de Barras transversales (BT) es frecuente la presencia de barras crecientes hacia el mar, formadas por las corrientes de retorno.

El seguimiento mensual de la topografía (Figura 4.7) y de los estados morfológicos, realizado en cinco perfiles distribuidos equidistantemente en los 8 km de longitud de la playa del Futuro, muestran que a lo largo del año predominan los estados morfológicos del tipo intermedio a disipativo. Aunque la frecuencia de observaciones morfodinámicas de la playa no haya sido suficiente para determinar en campo el porcentaje de cada tipo, se observa que los estados morfológicos varían longitudinalmente de forma independiente, como si los diversos puntos de la playa presentasen un comportamiento particular en función de sus características locales. Temporalmente, los cambios de estado se producen a diferentes velocidades, pudiendo variar en intervalos de días o semanas.

Con excepción del perfil 5, ubicado más cerca del espigón de la playa del Futuro, todos los restantes presentan durante algún periodo como mínimo una barra. Sistemáticamente, se observa la presencia de dos sistemas de barras que corresponden aproximadamente a la zona de rompiente de marea baja (más desarrollada) y marea alta. El perfil 4 presenta una mayor frecuencia de estas morfologías, que migran hacia la playa con una tasa media de 7,5 m por día (volumen aproximado de 3,8 m³/m), calculada durante una campaña de seguimiento diario de las barras.

En relación a la forma de cada perfil, las mayores variaciones se observaron en la parte inferior de los perfiles 1 y 3, con un menor grado de variabilidad en la porción superior. El perfil 5, en todas las condiciones, es más estable debido al efecto de protección ejercido por el espigón, con las únicas alteraciones concentrándose en la parte superior del perfil, donde se forman pequeñas dunas.

Figura 4.7 – Envolvente de los perfiles de la playa del Futuro.

Las variaciones de volumen en cada perfil, calculadas del inicio de la berma hasta el final de la barra sumergida, vienen representadas en la Tabla 4. II. Se puede observar que los perfiles varían en volumen a lo largo del año de forma diferenciada, pero todos presentan al final del periodo un balance positivo. Los valores de acreción varían de 105 m³ en el perfil 1 a 15 m³ en el perfil 5 bajo la influencia del espigón. La máxima erosión observada es de 62 m³ en el perfil 3.

El análisis mensual muestra que los perfiles de la parte norte de la playa empiezan a sufrir erosión a partir de julio, permaneciendo las tendencias erosivas hasta septiembre, cuando alcanza a todos los perfiles de playa. A partir de esta fecha los perfiles evolucionan de forma distinta, presentando periodos de erosión y recuperación. El periodo final se caracteriza por la acreción en todos los perfiles. El comportamiento global puede resumirse en los siguientes estadios: un periodo inicial de erosión de julio a septiembre, seguido de un periodo de fluctuaciones entre los perfiles de octubre a febrero y finalizando con un periodo de recuperación hasta mayo, con el inicio de un nuevo ciclo.

VOLUMEN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	ANUAL
p1	25,9	53,3	-61,3	30,7	56,4	-48,7	-23,9	-0,5	72,4	8,2	-12,1	100,5
p2	19,9	-7,3	-37,2	-31,6	60,8	9,3	-17,2	11,2	9,4	34,3	6,7	58,2
p3	-3,4	-26,3	-61,8	31,2	-6,3	42,9	19,0	-52,1	56,0	11,0	21,9	32,0
p4	-25,2	11,0	-13,6	34,4	39,5	-8,3	-68,3	47,1	-5,8	37,8	19,0	67,5
p5	-20,3	-26,4	-27,7	16,0	3,1	-0,9	22,5	-6,6	23,3	10,0	23,0	15,9

Tabla 4.5 - Variación mensual de volumen en los perfiles de control (m³/m).

Como se ha comentado anteriormente, para aplicar el modelo de clasificación de los estados morfológicos, se ha considerado que la altura de la ola en la rompiente y las características sedimentológicas presentan pequeñas variaciones. En realidad, este hecho constituye una simplificación de las condiciones reales de campo, ya que lo natural es observar cambios morfológicos y, en consecuencia, modificaciones de las características hidrodinámicas y sedimentológicas.

Una ola con determinada altura en aguas profundas, al propagarse hacia la costa sufre una serie de transformaciones debido a las interacciones con el fondo irregular de la plataforma, haciendo que presente diferencias longitudinales de altura en la zona de rompiente, lo que generará una diferencia en la energía transmitida por el oleaje a la playa y, en consecuencia, una respuesta diferenciada del perfil, afectando a su estado

morfológico. Si añadimos a este efecto la variación temporal en la altura del oleaje durante determinados periodos, podríamos explicar prácticamente todos los cambios longitudinales y temporales observados en la playa del Futuro.

El análisis de la altura media de la ola a lo largo del año 1992 muestra la presencia de dos periodos de altura bien diferenciados (Figura 4. 7). Un periodo con menores alturas en el primer semestre del año, que pasa gradualmente a mayores alturas en el periodo agosto-octubre. Considerando que estas características de la distribución de la altura del oleaje son cíclicas, tendríamos como respuesta de la playa las mismas alteraciones observadas en los perfiles de 1995. A pesar de no disponer de medidas del clima de oleaje durante el periodo de estudio de los perfiles de playa, este análisis se puede considerar representativo debido a la gran estabilidad que presenta el oleaje en nuestra región, determinado por la comparación de datos de varios años.

Como conclusión, se observa que a pesar de no contar con una gran frecuencia de observaciones de campo de los estados morfológicos del orden de días, el intervalo de observaciones considerado se presenta suficiente y compatible con el análisis, debido a la constancia de las condiciones climáticas. La utilización de estas informaciones asociadas a datos de variación de volumen en perfiles y clima de oleaje puede llevar a una buena estimación de los estados morfológicos a que está sometida la playa y, de una manera general, la estimación por el parámetro omega encuadra bien con las condiciones observadas.

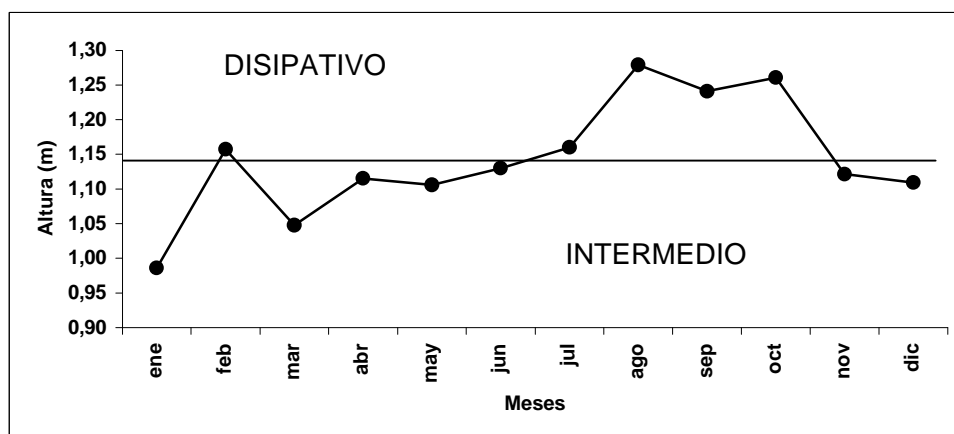


Figura 4.8 – Distribución mensual de la altura media de ola registrada en la boya del puerto de Mucuripe en 1992.

4.4.2- Cambios Estacionales en el Perfil de Playa

Los cambios que sufre el perfil de playa son modificaciones que se producen en la dirección transversal a la costa, inducidos principalmente por el transporte transversal de sedimentos. Los cambios transversales a la playa pueden producirse en los dos sentidos (*on* y *offshore*) dependiendo de las características de la batimetría, granulometría del material de fondo, régimen de las mareas y principalmente de la componente energética del clima de oleaje.

Básicamente existen dos tipos de cambios de perfil caracterizados por:

- Perfil de erosión o de tormentas, donde se produce una erosión de la parte interna del perfil, que hace retroceder la línea de costa. El material es transportado mar adentro y se deposita formando barras sumergidas. En estas condiciones existe un transporte neto en sentido *offshore*.

- Perfil de acreción, que se produce durante la acción del oleaje de baja energía, constituyendo el proceso inverso al anterior. Predomina un transporte neto hacia la playa, que retoma el material erosionado y depositado en forma de barra, transportándolo de nuevo en dirección a la orilla, lo que produce un avance de la misma.

Las similitudes observadas en el tipo y evolución de los perfiles costeros hacen que algunos autores creasen el concepto de equilibrio y lo asociasen a la forma del perfil. Según estos autores, los perfiles de playa evolucionan hacia una forma de equilibrio en respuesta a las condiciones hidrodinámicas a que está sometido. Este concepto viene siendo ampliamente aplicado, tanto para determinar la forma del perfil de equilibrio (Bruun, 1954; Dean, 1973), como para determinar la forma a que llegaría el perfil bajo condiciones de tormenta (Swart, 1975).

El concepto de perfil de equilibrio ha sido ampliamente aplicado con buenos resultados en el estudio de playas arenosas, donde el transporte longitudinal de sedimentos es despreciable y donde los perfiles pueden evolucionar a una posición de equilibrio. Kriebel y Dean (1985) propusieron que la tasa de transporte transversal de sedimentos está asociada a la tasa de desviación del perfil con relación a la posición de equilibrio, definiendo un modelo tiempo-dependiente para calcular estos cambios (erosión y acreción). A partir de esta teoría se propusieron otros modelos de equilibrio donde el concepto fue ampliado a los perfiles con barras (Inman, 1949).

A pesar de que las aplicaciones iniciales del concepto de perfil de equilibrio se han asociado a regiones con dominio del transporte transversal, este método también viene

siendo utilizado con éxito en playas con predominio del transporte longitudinal, lo que valida su aplicación para la región de la playa del Futuro. De esta forma, en este apartado utilizaremos los modelos de perfil de equilibrio para estimar cualitativamente la susceptibilidad de la playa a sufrir erosión o acreción y, si es posible, determinar el orden de magnitud de la tasa de transporte transversal de sedimentos.

Los modelos o estimadores de acreción/erosión son la herramienta más sencilla disponible para predecir el comportamiento evolutivo de un perfil de playa, en función del conocimiento de las variables implicadas en el proceso (oleaje, características del sedimento y del perfil). Jiménez et al. (1997) divide los estimadores en dos grupos, en función de la inclusión o no de la pendiente de playa en el modelo, y analiza la capacidad predictiva de los parámetros más utilizados tanto desde el punto de vista cualitativo como cuantitativo y que será utilizado como base para la realización de este estudio.

Para el análisis cualitativo, se han seleccionado los dos estimadores con mayor capacidad de predicción de las situaciones de erosión/acreción en el perfil de playa (Tabla 4.6). Se observa que las ecuaciones que no incluyen la pendiente presentan los mejores resultados. De esta forma se han seleccionado el estimador D, para condiciones del oleaje en la rotura (Dean, 1973), y el P, para aguas profundas (Dalrymple, 1992).

A título de aclaración, los estimadores que incluyen la pendiente son los siguientes: Estimador SH (Sunamura y Horikawa, 1974), HK (Hattori y Kawamata, 1980), SG (Sayao y Graham, 1991) y JS (Jiménez y Sánchez-Arcilla, 1992). Hay que resaltar que en la evaluación cuantitativa de los estimadores, basado en datos de laboratorio, el estimador JA propuesto por (Jiménez et al., 1997) como una combinación de los estimadores JS y D, presenta los mejores resultados.

Estimador	D		P		SH		HK		SG		JS	
	Ag.prof.	Rotura*	ag.prof.*	rotura	ag.prof.	Rotura	Ag.prof.	Rotura	Ag.prof.	rotura	ag.prof.	rotura
Acierto (%)	91,4	97,1	100	94,3	94,3	91,4	94,3	88,6	82,8	77,1	85,7	85,7
Umbral	2,7	4	9500	24200	20	30	0,12	0,2	0,1	0,14	0,09	0,11

Tabla 4.6 – Evaluación cualitativa de los estimadores. Aciertos se refieren al porcentaje de casos bien predichos. Umbral es el valor en cada estimador que divide los casos de erosión/acreción (modificado de Jiménez et al., 1997). * Estimadores seleccionados.

El Parámetro D supone que el transporte *offshore* de sedimentos se produce principalmente en suspensión. Se parte de la idea que las olas al romper ponen en suspensión las partículas de sedimento y, dependiendo del tiempo de caída en relación al

periodo del oleaje, el movimiento neto será hacia la playa (corto) o hacia mar (grande). La expresión en forma de número adimensional viene dada por: $\mathbf{D} = \mathbf{H}_b/w_f * \mathbf{T}$; donde H_b es la altura media de la ola en el rompiente, T el periodo del oleaje y w_f la velocidad de caída del sedimento.

El parámetro P ha sido obtenido siguiendo la línea de Dean, y su interpretación física puede ser considerada la misma. Se trata de una relación funcional para interpretar el principio físico que, en número adimensional, queda como: $\mathbf{P} = \mathbf{g} * \mathbf{H}^2/w_f^3 * \mathbf{T}$, siendo H la altura media del oleaje en aguas profundas.

Para aplicar el estimador de Dean, que utiliza la altura de la ola en la rompiente, se ha utilizado la expresión de Sunamura y Horikawa (1974), que relaciona la altura en la rotura con las condiciones del oleaje definido para aguas profundas, de acuerdo con la ecuación:

$$H_b = H_0 m^{0,2} (H_0/L_0)^{-0,25}$$

donde, H_b es la altura en la rotura, H_0 es la altura en aguas profundas, L_0 es la longitud de onda y m es la pendiente de la playa. Para el resto de estimadores se ha utilizado el clima de oleaje definido para la región de Fortaleza, con la transformación de la altura significativa en altura media, utilizando el factor 0,625 ($H_m = 0,625 H_s$).

Los resultados de la aplicación del estimador D vienen representados en la Tabla 4.7. Se observa que las condiciones de acreción se producen en un porcentaje menor del 12,4 %, frente al 87,6 % de las condiciones de erosión. La acreción ocurre solamente en condiciones de oleaje de pequeña pendiente, con la línea de división coincidiendo con el límite entre los estados morfológicos intermedios del tipo Barra y playa en cúspide (acreción) y Barra y surco longitudinal (erosión).

Los resultados de la utilización del parámetro P muestran que, en el 95,2 % de las combinaciones de condiciones hidrodinámicas analizadas, el perfil de playa sería de tipo erosivo. El límite que separa el porcentaje es del 4,8 % de los casos de acreción, correspondiente a un valor de omega de 3,2, que marca la división entre los tipos morfológicos de Barras transversales (acreción) y Barra y playa en cúspide (erosión). Considerando estos resultados, se observa que los dos parámetros presentan una buena concordancia, pues estiman que en la mayoría de las condiciones de oleaje, el perfil de playa resultante sería de tipo erosivo.

El estimador JA usado en el análisis cuantitativo, viene dado por la relación:

$$JA = |D_{b,eq} - D_b|^{0,5} * m$$

Donde D_b es el parámetro de Dean evaluado en la rotura, $D_{b,eq}$ es el valor umbral de dicho

parámetro en la rotura ($D_{b,eq} = 4$), m es la relación entre la profundidad y el ancho de la zona de rotura, que representa la disipación de la energía del oleaje en la rotura. El estado del perfil viene dado por el signo de la relación ($D_{b,eq} - D_b$), los valores positivos indican acreción y los negativos indican erosión. La relación de estado presentará cualitativamente los mismos resultados que el parámetro de Dean, o sea el 12,4 % de acreción y un 87,6 % de erosión.

H0 (m) / T (s)	3	4	5	6	7	8	9	10	A (%)	E (%)
0,25	3,2	2,8	2,5	2,3	2,1	2,0	1,8	1,7	0,30	0
0,31	3,8	3,3	2,9	2,7	2,5	2,3	2,2	2,1	0,34	0
0,38	4,4	3,8	3,4	3,1	2,9	2,7	2,5	2,4	1,99	0
0,44	4,9	4,2	3,8	3,5	3,2	3,0	2,8	2,7	4,37	0,60
0,50	5,4	4,7	4,2	3,8	3,5	3,3	3,1	2,9	3,57	4,89
0,56	5,8	5,1	4,5	4,1	3,8	3,6	3,4	3,2	1,44	12,07
0,63	6,4	5,5	4,9	4,5	4,2	3,9	3,7	3,5	0,29	16,17
0,69	6,8	5,9	5,3	4,8	4,5	4,2	3,9	3,7	0,06	16,96
0,75	7,3	6,3	5,6	5,1	4,8	4,5	4,2	4,0	0	13,77
0,81	7,7	6,7	6,0	5,5	5,0	4,7	4,5	4,2	0	10,16
0,88	8,2	7,1	6,4	5,8	5,4	5,0	4,7	4,5	0	6,62
0,94	8,6	7,5	6,7	6,1	5,6	5,3	5,0	4,7	0	3,33
1,00	9,0	7,8	7,0	6,4	5,9	5,5	5,2	4,9	0	1,66
1,06	9,4	8,2	7,3	6,7	6,2	5,8	5,4	5,2	0	0,95
1,13	9,9	8,6	7,7	7,0	6,5	6,1	5,7	5,4	0	0,30
1,19	10,3	8,9	8,0	7,3	6,7	6,3	5,9	5,6	0	0,11
1,25	10,7	9,2	8,3	7,6	7,0	6,5	6,2	5,8	0	0,04

Tabla 4.7 – Resultado de la aplicación del estimador de Dean (D) para el clima de oleaje de Fortaleza. H_0 es la altura media en aguas profundas, T el periodo correspondiente. Las casillas en gris representan las condiciones de acreción y A/E (%) la suma del porcentaje de aparición de las condiciones de acreción y erosión.

El resultado de la aplicación de este parámetro a las condiciones hidrodinámicas definidas en la playa del Futuro, muestra que el mayor valor de erosión sería del orden de $-6,0 \text{ m}^3/\text{metro lineal}$, definido por un oleaje con $H_s = 2 \text{ m}$ y $T = 4 \text{ s}$, mientras que la acreción máxima sería de $1,8 \text{ m}^3/\text{m}$, para olas con $H_s = 0,4 \text{ m}$ y $t = 8 \text{ s}$.

Estos resultados representan, en teoría, los valores máximos que podría alcanzar el transporte transversal de sedimentos si estas condiciones de oleaje actuasen un tiempo suficiente para que el perfil de playa alcanzase una posición de equilibrio. Hay que resaltar que estas condiciones son poco significativas, ya que ocurren repartidas a lo largo del año, durante 1,3 horas ($H_s = 2 \text{ m}$; $T = 4 \text{ s}$) y 24 horas ($H_s = 0,4 \text{ m}$; $T = 8 \text{ s}$).

Considerando el clima de oleaje definido y multiplicando por la tasa de transporte transversal calculada para cada condición hidrodinámica, tendríamos un balance negativo de $-3,14 \text{ m}^3/\text{metro}$, definido por la suma de la tasa de erosión ($-3,18 \text{ m}^3/\text{m}$) con la de acreción ($0,04 \text{ m}^3/\text{m}$). Esto muestra que, para las condiciones de oleaje de Fortaleza, los

perfiles de playa presentan una mayor susceptibilidad a la erosión por el transporte transversal de sedimentos del perfil de playa hacia mar. En realidad, esta erosión no es observable debido a la diferencia de magnitud entre las tasas de transporte transversal y longitudinal, que en el caso de la playa del Futuro serían respectivamente de 19.000 y 860.000 m³/año, o sea el transporte transversal representa un 2% del transporte longitudinal. Así, el aumento de volumen observada en los perfiles de la playa del Futuro se debe tan solo al transporte longitudinal.

4.5- INTERACCIÓN OLEAJE-CORRIENTES

La propagación de una ola sobre la plataforma interna produce cerca del fondo una velocidad orbital que, dependiendo de las características del oleaje, puede asumir valores relativamente considerables, y que genera la formación de una capa delgada inmediatamente sobre el fondo, la capa límite inferior, donde la velocidad pasa de su valor libre del fluido, a cero en el límite. Según Nielsen (1992), la capa límite es la zona donde el flujo es significativamente influenciado por el fondo.

Debido a la naturaleza oscilatoria de la velocidad orbital, la capa límite generada por la ola sólo está presente durante un tiempo limitado, del orden de la mitad del período. Normalmente presenta dentro de la capa límite una velocidad relativamente elevada inducida por la velocidad orbital y asociada a su pequeña potencia, del orden de unos centímetros en el espesor, produce altos niveles de turbulencia y de tensión de corte. En contraste con el movimiento de ola, las corrientes, el viento o la marea, presentan variaciones de mayor escala de tiempo del orden de varias horas, por presentar una variación más lenta, generará una capa límite con mayor escala vertical, del orden de varios metros y, en consecuencia, la velocidad de corte, la intensidad de turbulencia y la tensión de corte inducida en el fondo serán menores para estos tipos de flujo que para un mismo movimiento de ola de velocidad comparable.

En la plataforma interna, a profundidades inferiores a 30 m y sobre toda la plataforma durante las tormentas extremas, el flujo sobre el fondo es el resultado de la combinación de las olas y corrientes. La superposición de flujos con diferentes características y escalas de tiempo producirá una nueva capa límite, resultante de la suma de las características de las capas generadas por las olas y corrientes. Debido a las características de los tipos de capas, la capa generada por la ola, por presentar una alta

turbulencia, aumentará la resistencia del fondo, que normalmente hace disminuir la velocidad de la corriente.

La interacción fluido-sedimento en las aguas interiores está dominada por las olas, ya que el oleaje es el agente responsable del inicio del movimiento de los sedimentos de fondo. Aunque las corrientes presenten un papel secundario en movilizar los sedimentos de fondo, su presencia es importante para transportar los sedimentos ya colocados en suspensión por el paso de las olas, que, en una primera aproximación, no produce ningún transporte neto. Además de servir como mecanismo agitador que hace los sedimentos de fondo disponibles para el transporte por las corrientes, que por sí misma es incapaz de poner en movimiento, el flujo generado por la ola origina la formación de las formas de fondo en la interfase fluido-sedimento, que aumenta la rugosidad del fondo desde la dimensión de los granos individuales de sedimento hasta la escala de los *ripples* de mayor orden de magnitud. De esta forma, el movimiento de ola, además de afectar la resistencia de la capa de fondo debido al alto nivel de turbulencia, origina las formas de fondo que aumentan la rugosidad física del fondo.

Una vez alcanzada la condición crítica para el inicio del movimiento, el sedimento será transportado transversalmente por el movimiento oscilatorio del oleaje y, debido a la presencia de corrientes y/o pendientes de fondo, generará un transporte neto hacia la dirección del flujo resultante. Para condiciones de flujo ligeramente superiores a la velocidad crítica, el movimiento de sedimentos se restringe al rozamiento, deslizamiento o pequeños saltos a lo largo del fondo, siendo este modo de transporte conocido como carga de fondo. Cuando el transporte como carga de fondo se vuelve más intenso, los granos pasan a presentar un mayor salto, y su tendencia para volver al fondo se asocia a su velocidad de caída, pasando a ser transportados en suspensión.

Para estudiar las interacciones entre el clima de oleaje y las corrientes, y determinar las tasas de sedimentos transportados como carga de fondo y en suspensión en la región costera de Fortaleza, se ha seleccionado la zona al norte del puerto de Mucuripe, donde se ha formado una barra sumergida de arena en los primeros años después de la conclusión de las obras del puerto (Figura 4.3).

Para la estimación del volumen de material transportado fue utilizado el módulo determinista de transporte de sedimentos del sistema Litpack, que calcula el transporte total de sedimentos por medio de la suma del transporte de fondo y en suspensión. El transporte de material no-cohesivo como carga de fondo es determinado en función de la tensión de cizalla instantánea inducida por la acción de las olas y calculado por el modelo

de Engelund y Fredsø (1976), desarrollado para incluir la combinación de olas y corrientes. El transporte en suspensión es descrito mediante la concentración de sedimentos C y determinada por la ecuación de difusión turbulenta vertical.

Los datos seleccionados para el análisis son la batimetría de la zona de la barra, las características granulométricas de 84 muestras de sedimentos de fondo, los valores de la velocidad y dirección de las corrientes registradas en las estaciones (2 y 3), más próximas a la barra, y el clima de oleaje definido anteriormente para la zona del puerto de Mucuripe. El relieve de la barra forma una estructura de 7.500 m de longitud, anchura media de 500 m y cresta en cotas variables entre -8 y $-9,5$ m, formando un desnivel medio de 3,3 m con la zona adyacente. La cobertura sedimentaria está compuesta por un porcentaje elevado de arenas cuarzosas gruesas (54 %), seguido por arenas medias (45 %) y, en algunas zonas muy localizadas, presencia de arenas finas. En relación a la distribución espacial del tamaño del material, se observa la presencia de arenas medias en el inicio de la barra, en la zona más próxima al puerto, y arenas gruesas en el resto de la barra (Figura 4.9).

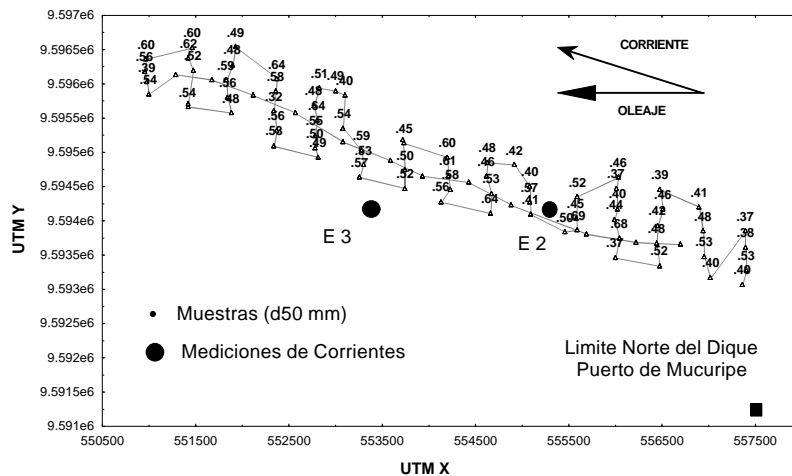


Figura 4.9 – Distribución del valor del d_{50} para los puntos de muestreo sobre la barra, con indicación de las direcciones dominantes del oleaje y corrientes; estaciones de medición de corrientes; y límite norte del dique del puerto de Mucuripe.

La Tabla 4.8 presenta los resultados del análisis del transporte de sedimentos como carga de fondo y en suspensión, bajo las diferentes condiciones a que está sometida el área de la barra. Los valores representados son: el número de ensayo (E), profundidad, d_{50} , dispersión granulométrica definida por $(d_{84}/d_{16})^{0.5}$, velocidad media de la corriente en la columna de agua, altura significativa, tasa de transporte como carga de fondo y en

suspensión, y las relaciones entre las tasas de transporte y el ensayo 1 que corresponde a las condiciones medias definidas para la zona del inicio de la barra, que será utilizada como valor de comparación. Los diez primeros ensayos corresponden a la zona del inicio de la barra y los tres últimos a las condiciones medias de la zona intermedia final de esta estructura.

En relación a la zona de inicio de la barra, se observa que para condiciones medias (E1) el transporte como carga de fondo es de $3,80E-06 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$ y en suspensión, de $4,65E-06 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{m}^{-1}$, y considerando que la barra en este tramo presenta una anchura de 840 m, calculado por diferencias de coordenadas, tendríamos que el transporte de fondo sería de $100.000 \text{ m}^3/\text{año}$, el transporte en suspensión de $124.000 \text{ m}^3/\text{año}$ y un volumen de transporte total del orden de $224.000 \text{ m}^3/\text{año}$. Si utilizamos en el cálculo del volumen total de sedimentos transportados los resultados de los ensayos (2 y 3), que representan respectivamente las velocidades medias de las corrientes para las condiciones de verano e invierno, y que cada condición está presente durante 6 meses, produciendo una tasa de transporte de $226.000 \text{ m}^3/\text{año}$, produciéndose en verano el 60% del transporte total.

Los ensayos (4 y 5) muestran la dependencia del transporte de sedimentos con la presencia tanto de oleaje como de corriente, indicando que el volumen de material transportado y, en consecuencia, la formación de la barra, está asociado a las interacciones generadas en el fondo por los dos agentes dinámicos. Se observa que en ausencia de oleaje o corriente no existe transporte en suspensión, mientras que el transporte de fondo está presente, aunque en menor orden de magnitud, principalmente en ausencia de la corriente.

Los ensayos (6 - 7), variaciones en la altura significativa del oleaje, y (8 - 9), cambios de profundidad, muestra que el transporte en suspensión está más afectado por las alteraciones de las condiciones ambientales que el transporte de fondo, presentando una disminución de volumen transportado del orden del 60 % para una reducción en la altura de la ola de 20 cm, y una disminución del 47 % para un aumento de profundidad de 1 metro. El ensayo 10 muestra la dependencia de las tasas de transporte del tipo de distribución granulométrica, que presenta una reducción en función del grado de selección, ya que, para muestras mejor seleccionadas, los extremos están más próximos a la mediana, lo que significa una reducción del porcentaje de material más fino.

En las condiciones medias definidas para la parte intermedia-final de la barra (E11), se observa que la reducción es del 22 % en el transporte de fondo y del 67 % en el transporte en suspensión y, utilizando las velocidades medias de todas las estaciones de

medición de las corrientes (E12), la disminución es más importante siendo del 67 % para la carga de fondo y total para el transporte en suspensión.

Como conclusión, si comparamos la tasa media de formación de la barra de 246.000 m³/año, definida por las variaciones temporales de volumen (ver 3.1- Cálculo del transporte por estimación directa), con las tasas estimadas en este análisis para las condiciones medias de la zona próxima al puerto, se observa que los dos valores son del mismo orden de magnitud, lo que confirma el valor de la tasa estimada por el método directo y la validez del modelo utilizado en el cálculo de los volúmenes transportados.

E	P (m)	D50 (mm)	S	Vc (m/s)	Hs (m)	Qb (m3/s/m)	Qs (m3/s/m)	RQb	RQs
1	9	0,44	1,7	0,62	1	3,80E-06	4,65E-06	1,00	1,00
2	9	0,44	1,7	0,66	1	4,53E-06	5,69E-06	1,29	1,33
3	9	0,44	1,7	0,58	1	3,14E-06	3,73E-06	0,83	0,80
4	9	0,44	1,7	0	1	2,06E-15	0	0,00	0
5	9	0,44	1,7	0,62	0	1,87E-07	0	0,05	0
6	9	0,44	1,7	0,62	1,2	3,90E-06	6,12E-06	1,03	1,32
7	9	0,44	1,7	0,62	0,8	3,66E-06	1,89E-06	0,96	0,41
8	8	0,44	1,7	0,62	1	4,05E-06	6,29E-06	1,06	1,35
9	10	0,44	1,7	0,62	1	3,58E-06	2,91E-06	0,94	0,63
10	9	0,44	1,5	0,62	1	2,94E-06	2,20E-06	0,77	0,47
11	9	0,5	1,5	0,62	1	2,96E-06	1,54E-06	0,78	0,33
12	9	0,5	1,5	0,48	1	1,27E-06	0	0,33	0

Tabla 4.8 - Resultados de las simulaciones del transporte de sedimentos como carga de fondo y en suspensión bajo diferentes condiciones ambientales.

Utilizando la tasa media como factor de comparación con los resultados de los diversos ensayos, se observa que: el volumen de material transportado depende de las interacciones oleaje-corriente; el transporte de material en suspensión es más susceptible a las variaciones de las condiciones ambientales, siendo nulo en ausencia de oleaje y corriente o por aumento del tamaño del grano; y que puede existir a lo largo de la barra una reducción del volumen de material transportado por aumento de la granulometría o por disminución de las velocidades de las corrientes.

4.6- CONCLUSIONES

A partir de la aplicación del método de Hallermeier (1978) y la comparación con los datos de batimetría y sedimentología, se puede dividir el perfil costero de la región de

Fortaleza en tres zonas: 1) La zona litoral más cercana a la costa, donde domina el transporte longitudinal, con límite superior en el inicio de la berma e inferior definido por la profundidad activa, correspondiendo a la profundidad de 3,2 metros. 2) La zona intermedia, donde domina el *shoaling* y el transporte transversal, con límite superior definido por la profundidad de cierre e inferior en la profundidad, donde se inicia el movimiento de los sedimentos (15 metros). 3) La zona de *offshore*, donde el movimiento de sedimentos es despreciable.

Utilizando el conjunto disponible de cartas y mapas históricos y englobando toda la evolución portuaria, se ha definido la tasa de transporte longitudinal de sedimentos para el sector de Fortaleza como del orden de 860.000 m³/año. A efectos de cálculo y de la cronología de balance de sedimentos en el sistema, la evolución se ha dividido en dos estadios, el primero trata la construcción del dique principal del puerto (1939-1945), que se ha transformado en un obstáculo para la deriva litoral y, en consecuencia, funcionó como una trampa de sedimentos, haciendo cambiar la batimetría local. El segundo estadio aborda la evolución actual y las modificaciones inducidas al sistema por las estructuras del puerto y del espigón de contención de sedimentos de la playa del Futuro (1946-1983).

Comparando el valor real de la deriva litoral definido por el método directo con las formulaciones empíricas se observa que, en el caso del CERC, para el valor de $k=0,32$, presenta una sobrevaloración del 187 %, mientras el Litpack subvalora el cálculo en un 15%.

Las variaciones de volumen observadas en los distintos perfiles de control junto con las observaciones de los estados morfodinámicos de la playa muestran que cada perfil evoluciona en determinados periodos de forma independiente, presentando cambios de estado morfológico y, en consecuencia, de volumen. Sobre las variaciones temporales, se observa que en dos periodos del año los perfiles presentan un comportamiento análogo, inducido por las características estacionales del oleaje. Durante el periodo agosto-septiembre todo el tramo costero presenta una erosión subaérea, característica de estados morfológicos más disipativos, mientras que en el periodo marzo-mayo, caracterizado por una acreción general, los perfiles evolucionarían para estados intermedios con características reflectivas.

Los resultados del análisis cualitativo utilizando los estimadores basados en el principio de perfil de equilibrio muestran que, para las combinaciones de condiciones hidrodinámicas analizadas, el perfil de playa sería de tipo erosivo en el 87,6 % de los casos para el estimador de Dean, y en el 95,2 % para el parámetro P para aguas profundas

(Dalrymple, 1992). El análisis cuantitativo utilizando el estimador JA (Jiménez et al., 1997) muestra que el transporte transversal, considerando el caso ideal en que el oleaje actuase por un tiempo suficiente para que el perfil de playa alcanzase el equilibrio, presenta un balance negativo de $-3,14 \text{ m}^3/\text{metro}$, definido por la suma de la tasa de erosión ($-3,18 \text{ m}^3/\text{m}$) con la de acreción ($0,04 \text{ m}^3/\text{m}$), indicando que, para las condiciones de oleaje de Fortaleza, los perfiles de playa presentan una mayor susceptibilidad a la erosión.

En relación al transporte de sedimentos inducido por las interacciones entre el oleaje y las corrientes costeras, se observa que: el volumen de material transportado depende de la magnitud de los dos agentes dinámicos; el transporte de material en suspensión es más susceptible a las variaciones de las condiciones ambientales, siendo nulo en la ausencia de oleaje y corriente o por aumento del tamaño del grano; y que puede existir a lo largo de la barra una reducción del volumen de material transportado por aumento de la granulometría o por disminución de las velocidades de las corrientes.

Comparando la tasa media de formación de la barra de $246.000 \text{ m}^3/\text{año}$, definida por las variaciones temporales del volumen, con las tasas estimadas por el módulo de transporte de sedimentos del Litpack, se observa que los valores son del mismo orden de magnitud, lo que confirma el valor de la tasa estimada por el método directo y la validez del modelo utilizado en el cálculo de los volúmenes transportados.

Por presentar mejores resultados y a efectos de estimación de las tasas de transporte longitudinal de sedimentos para otras regiones, se ha calibrado y utilizado el modelo Litpack, que será discutido al final, en el capítulo de integración de los procesos costeros.

CAPITULO 5 - TRANSPORTE EÓLICO, FLUJO DE SEDIMENTOS Y CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS Erro! Indicador não definido.

5.1 – INTRODUCCIÓN

El proceso eólico representa uno de los factores más importantes de la construcción, desarrollo y mantenimiento de la llanura costera de la porción norte del nordeste de Brasil y en particular del estado de Ceará. Su distribución en el registro geológico muestra que la formación y migración de las dunas está presente en nuestro litoral desde el Pleistoceno hasta la actualidad. Durante este intervalo se ha constituido en uno de los factores responsables del modelado costero, ya que, dependiendo del tramo litoral considerado, puede actuar como agente erosivo al extraer sedimentos de las playas, disminuyendo o evitando la progradación costera, o como elemento de aporte de material, que puede procesarse de forma directa por la migración sobre los promontorios o, de forma indirecta, por migración a través de los cauces fluviales.

Las dunas presentan una distribución continua a lo largo del 573 km de la costa del estado, y, aunque su penetración hacia el interior sea limitada, restringiéndose a los seis primeros kilómetros, estos depósitos recubren el área de mayor interés en el ámbito de la ocupación humana actual y de las intervenciones turísticas futuras. Las alteraciones inducidas en las dunas por el uso y ocupación del suelo pasan inicialmente por la degradación de la cobertura vegetal, generando la inestabilidad de las dunas antiguas y que, bajo las condiciones climáticas actuales, pasan a emigrar sobre las casas y equipamientos urbanos. Hay que resaltar que a los impactos de la migración de las dunas antiguas inducidos por el hombre se debe añadir la migración natural del sistema de dunas actuales, con resultados calamitosos para algunas comunidades costeras.

De esta forma, en este apartado se abordarán las características del transporte eólico en la región costera de Ceará, englobando: una aproximación a la escala del proceso, la re-evaluación de varias fórmulas de transporte por comparación con mediciones directas, los resultados morfológicos y los procesos a macroescala, definiendo la contribución del transporte eólico al modelado litoral.

2 – CARACTERIZACIÓN DEL TRANSPORTE EÓLICO

Los estudios para definir las características del transporte eólico, tanto a nivel de la escala de los procesos como de la migración de las formaciones de dunas, fueron realizados en cuatro localidades distintas, definidas por las similitudes morfológicas existentes entre ellas, ya que todas las regiones presentan como característica principal una punta rocosa (*headland*). Con relación a la zona de influencia de las Puntas del Iguape, Mucuripe - Playa do Futuro, Pecem – Cauipe y Jericoacoara, se observa que el promontorio divide la playa en dos celdas costeras bien diferenciadas: en la situada aguas arriba de la deriva dominan los procesos de acreción marina y erosión eólica, constituyendo el área fuente para la formación de dunas, ocurriendo a la inversa en la otra celda, donde domina la erosión marina y la acreción eólica.

Teniendo en cuenta los tipos de depósitos eólicos presentes, las puntas se comportan como sistemas de evolución distinta, presentando cada una sus propias características, que se describen a continuación, de este a oeste (Figura 5.1).

a) En la Punta do Iguape aparecen dos generaciones de dunas, dominando la generación más antigua. Está formada por dunas parabólicas de 30 metros de altura, apareciendo secundariamente un *sand sheet* actual, sin vegetación y de pequeñas proporciones. El transporte eólico se produce de este a oeste, causando la migración de las dunas sobre las casas más próximas.

b) La Punta do Mucuripe (Fortaleza) constituye el marco de división del litoral del estado de Ceará, ya que, además de dividir los 573 km de litoral en dos direcciones principales, coincide con la separación de los tipos de fácies sedimentarias que recubren la plataforma continental adyacente. Al este predominan en la plataforma los depósitos terrígenos de arenas cuarcíticas y al oeste los depósitos de origen orgánico, ricos en carbonatos, produciendo al este dunas cuarcíticas y al oeste dunas cementadas por carbonatos, que forman las eolianitas.

En relación con los depósitos eólicos locales, la Punta do Mucuripe es el límite noroeste de una duna transversal de grandes proporciones (aproximadamente 8 x 2 km), que se constituyó a partir de la fijación por vegetación de pequeñas dimensiones de una *sand sheet* que migraba sobre el río Coco. Actualmente, gran parte de esta duna está

ocupada por viviendas y parcelas. Prácticamente no existe transporte eólico o está restringido a la zona más próxima a la playa.

c) En el sistema formado por la Punta do Pecem se seleccionaron los campos de dunas que se extienden en un área de 50 km², siendo 26 km² en dirección noroeste a partir de la desembocadura del río Cauipe (Pecem) y 24 km² en dirección sudeste (Cauipe), en el municipio de Caucaia. La mitad interna del área NW está ocupada por paleodunas de forma parabólica y con una altura máxima de 60 m. Secundariamente aparece una serie de eolianitas (paleodunas litificadas por carbonato de calcio). El resto del área está formado por *sand sheet* compuestas por sistemas de dunas barhanoides migrantes, que penetran hacia el interior una distancia de 6,5 km. Las dunas migran sobre zonas agrícolas y casas de playa, causando impactos de proporciones variables. Actualmente esta zona sufre una fuerte presión de ocupación, principalmente tras el inicio de la construcción del puerto en la Punta do Pecem.

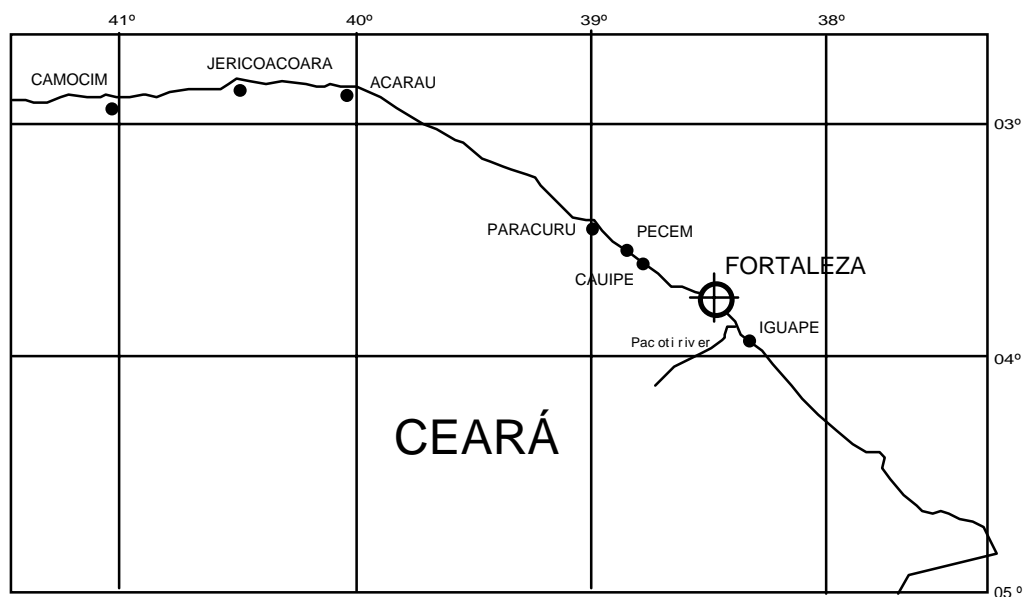


Figura 5.1 – Mapa de localización de las zonas estudiadas.

d) La Punta de Jericoacoara, en el extremo noroeste de la zona de estudio, está formada por un sistema de dunas barhanas de 50 metros de altura, que migran sobre una superficie plana sin vegetación. Las formas migrantes más internas alcanzan regiones con vegetación arbustiva, alterando su forma a sistemas barcanoides que, a medida que migran sobre las zonas con vegetación, evolucionan a *sand sheets*. Esta región todavía no

tiene ningún tipo de ocupación. Sólo las dunas que migran más cercanas a la playa causan impactos sobre pequeñas viviendas de pescadores.

Además de las características morfológicas propias, las áreas presentan diferentes grados de ocupación. La localidad de Iguape presenta el mayor índice de ocupación, debido principalmente a una gran explotación turística e inmobiliaria, ya que constituye actualmente la principal zona de veraneo y de segunda residencia. La gran demanda de suelo edificable intensificó la ocupación de toda la franja de base de las dunas, aumentando el riesgo natural de accidentes debido a la migración de las dunas.

5.2.1 -Trampas y Técnicas de Medida

El diseño del experimento consistió inicialmente en la selección de la metodología a aplicar por medio de ensayos de campo en la región del delta del Ebro. Además de la utilización de trampas para las medidas directas, se experimentó con otros métodos, como la filmación con cámaras de vídeo y tratamiento posterior de las imágenes con programas informáticos específicos o la utilización de micrófonos de alta sensibilidades para registrar y acumular el número de impactos (impactófono), inicialmente desarrollados para el estudio del transporte de nieve. En el primer caso no fue posible determinar el patrón y tasas de transporte debido al bajo contraste entre la arena en transporte y el substrato y la baja velocidad entre la toma de imágenes por las cámaras en relación a la velocidad de la partícula de arena. En el impactófono la tasa de transporte se determina por la intensidad de los golpes de las partículas y necesita de otro sistema de medida para la calibración.

De esta forma, al ser descartadas las otras técnicas de estimación, se ha seleccionado entre los varios modelos de trampas, el que presentaba mejores resultados y, a partir de éste, se ha construido otro modelo de trampa para recoger informaciones complementarias. Así, en el trabajo se han utilizado dos tipos de trampas, definidas aquí como de integración, por acumular todo el material transportado en la vertical, y de concentración vertical, por discretizar el transporte (Figura 5.2). Estas últimas se han utilizado para la determinación de la distribución vertical del transporte y de las variaciones granulométricas de los sedimentos en función de la velocidad del viento y de la altura del transporte. Ambos modelos de trampas han sido utilizados empleando varias configuraciones.

El primer tipo de trampa se basa en una modificación del modelo desarrollado por (Leatherman, 1978), que consiste en un tubo de PVC de 1 metro de altura y 40 mm de diámetro, con dos aberturas verticales en lados opuestos. Las aberturas son de 70 cm de largo por 1 cm (lado frontal) y 2,5 cm (lado posterior), estando la segunda cubierta por una malla de 62 micras. El tubo está cerrado en su parte inferior por un tapón de PVC que se utiliza para la recogida de sedimentos. La parte inferior de la trampa (30 cm) está clavada en el terreno, de tal forma que el inicio de la ranura coincida con el nivel del terreno y que la abertura frontal esté en la dirección de los vientos dominantes.

Las trampas se colocan en grupos de 5, en diferentes puntos característicos de la duna (tope, brazos, stoss side, lee side) para determinar las diferencias en la intensidad del transporte en función de la morfología o de otros factores, como obstáculos naturales o protecciones utilizadas para evitar el transporte eólico (barreras de paja de palmera o redes de nylon). En los ensayos realizados directamente en la playa, las trampas se colocaron, cuando fue posible, en diversos puntos del perfil (shore face inferior, superior y berma) para determinar la contribución de cada punto al transporte eólico en función de la velocidad del viento y de los niveles de la marea.

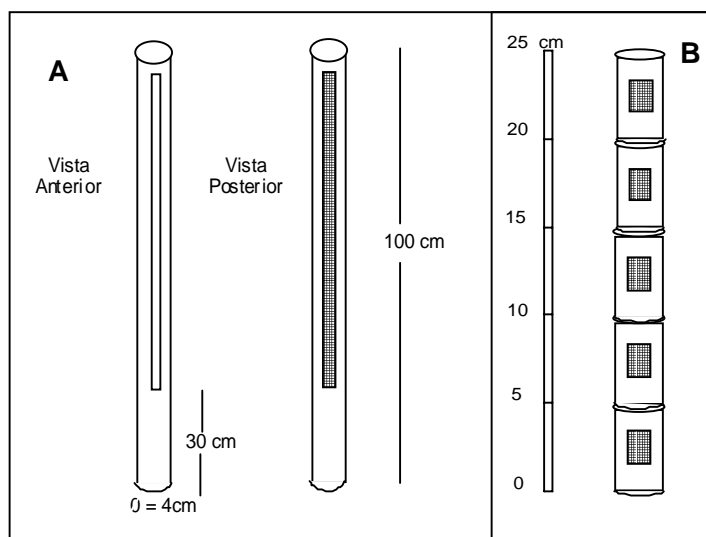


Figura 5.2 – Dibujo esquemático de las trampas utilizadas. (a) Integración y (b) Concentración Vertical.

El segundo tipo de trampa consiste en un tubo de PVC de 5 cm de largo por 2 cm de diámetro con una abertura frontal de 1 cm^2 de área ($1 \times 1\text{ cm}$) y una abertura posterior de 4 cm^2 de área ($2 \times 2\text{ cm}$) recubierta por una malla de 62 micras. La parte superior

puede cerrarse con un tapón de PVC y la parte inferior se utiliza como colector de los sedimentos, colocando una bolsa de plástico fijada con cinta adhesiva o con una goma elástica.

Para la utilización de estas trampas se necesita un dispositivo especial de sustentación que consiste en un mástil metálico de 1 metro de altura y 3 mm de diámetro, donde se fijan un grupo de trampas pequeñas (5 ó 6) mediante cinta adhesiva. El mástil se clava en el suelo y se anota la altura de la abertura de cada una de las trampas.

En cada campaña, paralelamente a la utilización de las trampas, se realizaron medidas de la velocidad y dirección del viento por medio de una estación meteorológica electrónica Davis Instruments. Se utilizó la altura de referencia de 1 metro para la colocación del indicador electrónico de dirección y velocidad del viento. También se han utilizado las medidas continuas realizadas por la compañía de electricidad en 12 localidades a lo largo de la costa y los datos de las estaciones meteorológicas de Funceme y del aeropuerto de Fortaleza y perfiles verticales de velocidad utilizando anemómetros a diversas alturas (0,05; 0,1; 0,5; 1 y 2 metros).

Siguiendo trabajos anteriores, los resultados se representan en gráficos semilogarítmicos, con la altura en el eje y (logarítmico) y la velocidad en el eje x. La inclinación de la recta corresponde al valor de la velocidad de corte (u^*) y el punto de intersección con el eje y al valor de la altura cero (z_0). Estos valores se han utilizado para determinar el perfil logarítmico del viento y en los cálculos del transporte de sedimentos.

Posteriormente se determinó la relación entre los datos de campo de cada campaña y los datos de las estaciones meteorológicas. Esta relación permite disponer de datos contínuos e históricos para inferir las condiciones de transporte en el campo.

5.3 – RESULTADOS DEL ESTUDIO DE CAMPO

De las regiones seleccionadas para el desarrollo de los trabajos de campo, las tres primeras (Iguape, Mucuripe y Pecem) están incluidas en la región metropolitana de Fortaleza, que constituye el área de mayor interés económico. De estas regiones, la punta del Pecem presenta de momento el menor índice de ocupación, aunque con la implantación prevista para esta localidad de un polo de desarrollo industrial, englobando

entre otros equipamientos un puerto y una siderurgia, la tendencia a corto plazo es de ocupación total de la región.

Por presentar actualmente condiciones más naturales y con perspectivas inmediatas de un gran desarrollo, se ha elegido la región del Pecem-Cauipe para el seguimiento mensual del transporte eólico con vistas a la caracterización del proceso en sí y su aplicación futura.

5.3.1 – Características de los Vientos Locales

Una característica importante de los vientos en la región es la presencia de rachas, fuertes ráfagas de viento de pequeña duración media de 3 s (t_2-t_1), con variaciones entre 2,7 y 3,7 s, magnitud media de 0,7 m/s (v_2-v_1) y límites extremos de 0,58 a 2,2 m/s. En relación a las variaciones de dirección, los cambios medios son de 3-4 grados y una duración del mismo orden que la de los cambios de velocidad. Excepcionalmente se observan cambios de mayor magnitud, de un máximo de 25 grados, pero que vuelven a una posición de equilibrio cercana a la dirección principal.

A pesar de la presencia de variaciones de alta frecuencia, el viento, en general, presenta una cierta constancia con relación a su dirección de aproximación y velocidades medias. En la localidad de Pecem predominan los vientos de ESE, apareciendo como componente secundaria la dirección sudeste y, en menor escala, los vientos del este. En Cauipe predominan los vientos del este, con una componente secundaria y de gran importancia de ESE. Se observa también que, a partir del inicio del año, surgen en esta región vientos de dirección nordeste. Las fluctuaciones de dirección, considerando la división de los cuadrantes direccionales, son del orden de 22 grados y una duración que varía de minutos a decenas de horas. Normalmente, los cambios son gradacionales, pudiendo tardar un día completo para cambiar de sudeste a nordeste (Tabla 5.1).

LOCAL	Dirección	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEV
PECEM	Principal	ESE	ESE	SE	ESE	ESE	ESE	ESE
	Secundaria	SE	SE	ESE	E	SE	SE	SE
CAUIPE	Principal	E	SE	SE	E	ESE	E	E
	Secundaria	ESE	ESE	ESE	SE		ESE/NE	ESE/NE

Tabla 5.1 – Direcciones principales y secundarias de los vientos en la región Pecem-Cauipe

Con relación a la velocidad, los valores presentados en la tabla 5.2 (Media, Máxima, Desvío) corresponden, respectivamente, al valor promedio de la velocidad diaria del viento, el mayor valor alcanzado durante el experimento y el desvío estándar, que representa la magnitud de las variaciones. En este caso, la duración fijada es de 5 minutos, y corresponde al intervalo promediado de las observaciones. La velocidad media del viento, medida a 1 metro de altura en las dunas de Pecem, varía en el periodo considerado entre 6,65 y 8,24 m/s, con una media de 7,47 m/s. La máxima alcanzada fue de 11,6 m/s, que, sorprendentemente, corresponde al mes que presenta un menor valor medio diario, pero el mayor desvío estándar. El desvío que representan aproximadamente las fluctuaciones a pequeña escala es prácticamente constante, del orden de 1 m/s. Las variaciones mensuales del desvío corresponden en porcentaje a fluctuaciones entre el 10 y 30% respecto a la velocidad media.

Local	PECEM			CAUIPE		
Mes	Med	Max	Des	Med	Max	Des
AGO	6,68	8,90	1,11	7,27	8,90	0,80
SEP	7,64	9,80	1,55	8,37	13,00	1,68
OCT	7,71	9,80	1,03	7,37	10,30	1,37
NOV	8,24	8,90	0,80	9,38	13,00	1,63
DIC	7,68	10,30	0,87	6,67	8,90	0,84
ENE	7,73	9,80	0,89	7,70	16,60	1,73
FEV	6,65	11,60	1,86	7,82	10,70	0,91
MED	7,47	9,87	1,16	7,80	11,63	1,28

Tabla 5.2 - Valores de la velocidad mensuales media, máxima y desviación estándar, para las regiones del Pecem y Cauipe.

La comparación con los ensayos realizados en las dunas de Cauipe muestra que esta zona presenta una velocidad media del viento ligeramente superior, variando en el mismo periodo entre 6,67 y 9,38 m/s, con una media de 7,80 m/s. La máxima alcanzada fue de 16,6 m/s en el mes de enero. La desviación estándar presenta una media de 1,28 m/s, variando entre 0,84 y 1,73, que corresponde a fluctuaciones entre el 12 y el 22% respecto a la velocidad media. Considerando las dos zonas de seguimiento agrupadas, ya que están separadas sólo 9 kilómetros, se observa que, de una forma general, las velocidades a escala diaria presentan pocas variaciones, con la zona de Cauipe presentando una velocidad media superior en 0,3 m/s.

La exposición anterior muestra que las velocidades varían, en las escalas de tiempo consideradas, desde alta frecuencia (segundos) a pequeña (día), y que, de un lugar a otro, aunque tratándose de una pequeña distribución espacial, los valores pueden ser bastante diferentes. En la tabla 5.3 se presentan las variables estudiadas para el mes de septiembre, en función de su distribución por todas las zonas de estudio.

Local	Media	Max	Desvio	Dirección
Pecem	7,64	9,80	1,55	ESE
Cauipe	8,37	13,00	1,68	SE
Jericoacoara	8,96	11,60	1,41	ESE
Futuro	5,29	8,00	0,82	SE
Iguape	4,33	6,30	0,92	ESE

Tabla 5.3 – Resumen de los datos de campo de la velocidad y dirección del viento para todas las regiones estudiadas.

La comparación entre los parámetros característicos del viento para este mes en las distintas localidades muestra que a escala diaria existe una correlación positiva entre todas las variables: la velocidad media y el valor máximo alcanzado ($r = 0,94$); la velocidad media y la desviación estándar ($r = 0,88$); el valor máximo alcanzado y la desviación estándar ($r = 0,87$). Se observa que las velocidades medias podrían agruparse en tres niveles, bajo una dirección dominante ESE. El inferior, caracterizado por las velocidades más bajas, estaría compuesto por la playa del Futuro en Fortaleza e Iguape, el intermedio por la región de Pecem, y el nivel superior por la región de Jericoacoara. Estas observaciones de campo del comportamiento de la velocidad sobre las dunas y el aumento de la velocidad media hacia NW muestran una buena concordancia con el análisis de los datos de las estaciones meteorológicas presentados en el capítulo sobre los agentes dinámicos.

Si tratamos las fluctuaciones como un fenómeno de turbulencia, y considerando las correlaciones significativas encontradas entre las regiones, y particularmente en la región de Cauipe, se podría componer un modelo conceptual de las fluctuaciones en que la magnitud de las variaciones con alta frecuencia influye directamente en la aparición de los valores extremos (ráfagas más fuertes) a pequeña escala y que, en consecuencia, altera los valores de la desviación estándar. Los valores de las velocidades medias para las diversas regiones sería el resultado de la composición de un flujo eólico regional, con

fluctuaciones medias de velocidad del orden de 0,7 m/s. La dirección predominante ESE sería también el resultado de las condiciones regionales del viento, pudiendo incluso producirse cambios de cuadrante a lo largo de un día. En ambos casos, los cambios serían graduales, aunque aleatorios, debido a la acumulación de fluctuaciones en cada intervalo de 3 segundos. La figura 5.3 presenta la magnitud de las fluctuaciones en función de la escala de tiempo considerada.

Otra característica observada a lo largo de las campañas efectuadas es la fluctuación diaria en función de los cambios de temperatura inducidos por el sol. Se observa que la velocidad aumenta por la mañana, hasta valores máximos hacia las 13:00-14:00 horas, pasando a disminuir progresivamente hasta las 17:00 horas. Hacia las 18:00-20:00 horas, las velocidades ya se encuentran por debajo de la velocidad crítica de transporte.

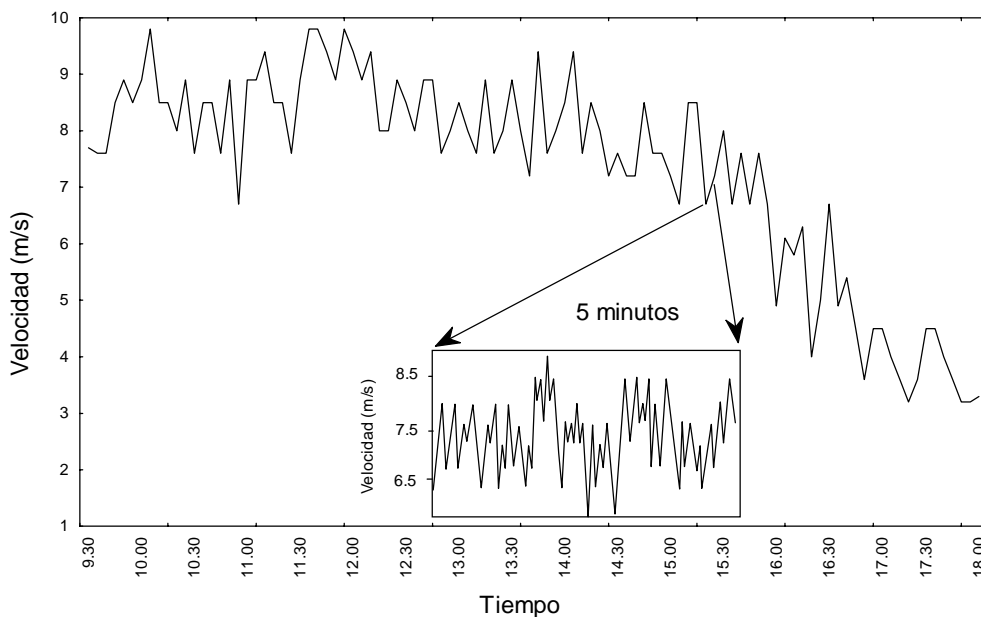


Figura 5.3 - Detalle de las variaciones de velocidad a micro y pequeña escala de tiempo observadas en las dunas de la playa del Pecem en septiembre de 1996.

5.3.2 – El Perfil Vertical de Velocidad

Para la caracterización del perfil de velocidad se ha asumido, en base a los numerosos trabajos sobre el tema, que el perfil vertical es de tipo logarítmico, con la

velocidad en la vertical o la velocidad a cualquier altura, siendo determinada a partir de los valores de la rugosidad aparente (z_0) y velocidad de corte (u^*). La velocidad de corte está asociada directamente a la velocidad del viento y a la rugosidad de la superficie, representada por la pendiente de la recta del perfil semi-logarítmico de velocidad (Figura 5.4), o puede ser calculada mediante las expresiones propuestas por Bagnold (1941) y Greeley (1985).

Según Bagnold (1941), la velocidad del aire sobre la superficie durante el transporte de sedimentos varía con la altura, de acuerdo con la ecuación:

$$V_z = 5.75 u^* \log(z/k) + V_t.$$

donde la altura (k) es del orden de 0,3 cm para arenas uniformes y 1 cm para las dunas, y el valor de $V_t = 680 d^{0.5} \log 30/d$ ($V_t = 3,31$ m/s para el diámetro medio de 0,25mm). Según Sarre (1988), la velocidad límite de impacto depende del tamaño de grano, de acuerdo con la relación $U_t = 8950 \times d$ (cm/seg), donde d es el diámetro medio del sedimento en cm. Operando con la ecuación de V_z , tendríamos que $u^* = (V_z - V_t) / 5.75 \log(z/k)$, y, sustituyendo los valores de V_t propuestos por los dos autores citados, podremos calcular teóricamente el gradiente de velocidad.

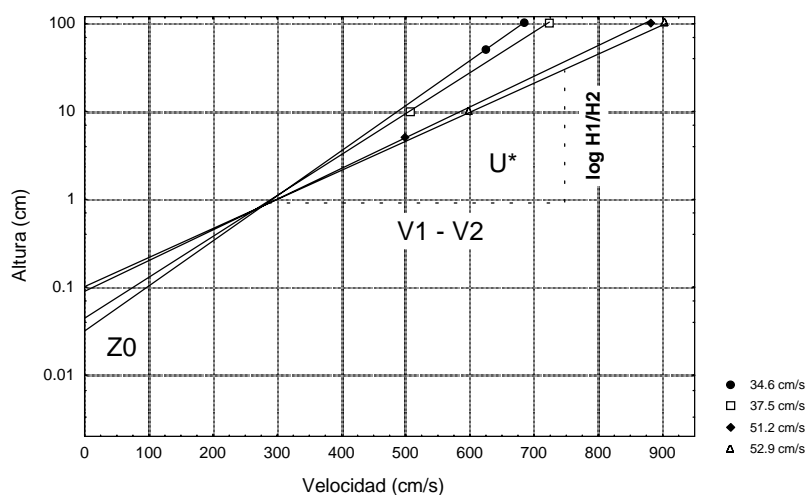


Figura 5.4 - Extracción de los valores de la relación entre los perfiles de velocidad y los parámetros característicos.

La tabla 5.4 presenta los resultados del ensayo realizado en las dunas de Pecem durante el mes de mayo de 1997. Las variables descritas son: velocidad del viento (V cm/s) medida a la altura (H cm), los valores de la velocidad de corte (v^* cm/s) y de la rugosidad (z_0 en cm), determinados en el perfil semi-logarítmico, calculadas por las

relaciones propuestas por Bagnold (v^*B) y Sarre (v^*S) en cm/s, y las relaciones entre las diversas velocidades. Las relaciones serán utilizadas en la comparación entre los métodos utilizados para facilitar los cálculos, ya que en la metodología de recogida de datos de viento aplicada, el anemómetro estaba siempre situado a 1 metro de altura del suelo.

Ensayo	V(cm/s)	H (cm)	V*	z0 (cm)	v* B	v* S	v*/v*B	v*/v*S	V100/v*	V100/v*B
7:00	674	100	24,8		29,8	39,2	0,8	0,6	27,2	22,6
	717	200	24,8	0,0019	29,2	37,3	0,9	0,7		
8:00	679	100	33,5		30,3	39,7	1,1	0,8	20,3	22,4
	621	50	33,5	0,029	29,7	40,7	1,1	0,8		
10:00	695	100	26,1		31,7	41,0	0,8	0,6	26,6	22,0
	740	200	26,1	0,0022	30,9	39,1	0,8	0,7		
11:00	723	100	38,8		34,1	43,5	1,1	0,9	18,6	21,2
	500	10	38,8	0,057	29,4	48,2	1,3	0,8		
12:00	693	100	29,1		31,5	40,9	0,9	0,7	23,8	22,0
	475	5	29,1	0,007	35,8	62,7	0,8	0,5		
13:00	905	100	51,1		49,9	59,3	1,0	0,9	17,7	18,1
	611	10	51,1	0,08	48,7	67,4	1,1	0,8		
14:00	883	100	48,5		48,0	57,4	1,0	0,8	18,2	18,4
	520	5	48,5	0,068	47,0	73,9	1,0	0,7		
18:00	685	100	36,3		30,8	40,2	1,2	0,9	18,8	22,3
	622	50	36,3	0,053	29,8	40,9	1,2	0,9		
Media							1,0	0,8	21,4	21,1

Tabla 5.4 – Resultados de los ensayos de campo para determinación de la velocidad de corte y rugosidad del suelo.

La velocidad durante el ensayo, con el anemómetro a 1 metro sobre el suelo, varió entre 6,74 y 9,05 m/s. Los cambios de velocidad se producen de forma progresiva, empezando con un valor mínimo al inicio de la mañana, aumentando hasta el mediodía, y disminuyendo hacia la noche. Esta evolución da lugar a una fuerte correlación positiva entre la velocidad a 1 metro y la velocidad de corte, y una relación también positiva del coeficiente de correlación (0,96) entre la velocidad de corte y el valor de la rugosidad, lo que confirmaría que el perfil vertical de velocidad es de tipo logarítmico. La rugosidad durante el ensayo varió entre 10^{-3} y 0,08, lo que significa un cambio de casi dos órdenes de magnitud y que, para el mismo punto de medida, la rugosidad varía en función del cambio local de la velocidad.

Cuando la tensión de corte supera el valor umbral de la fuerza opuesta al movimiento (gravedad y cohesión), los granos empiezan a moverse inicialmente por arrastre, y a continuación por saltación y suspensión. La carga en saltación representa la

mayor fracción del transporte eólico de sedimentos. Esto es debido en parte a la retroacción de los granos en saltación y la estructura del flujo del viento próximo a la superficie. Varios autores (Bagnold, 1941; Willetts y Rice 1986; Wells, 1992) han demostrado que la carga en saltación produce una distorsión del perfil de velocidad próximo al suelo, produciendo un aumento de la rugosidad superficial.

Teniendo en cuenta los puntos anteriores, lo que se observa durante el ensayo es que bajo ciertas condiciones de velocidad del viento, el valor de z_0 determinado fue de 0,001 cm, y, como en este caso no existe transporte, el valor de rugosidad determinado corresponde a la rugosidad inducida por una capa plana formada por arenas finas. Con el aumento de la velocidad y el inicio del transporte de sedimentos, el valor de z_0 aumenta gradualmente hasta alcanzar 0,08 cm, que corresponde a una rugosidad inducida por gravas con diámetro de 2,4 cm.

La interpretación de los valores de rugosidad debe realizarse con precaución, ya que con el aumento de la velocidad, se alcanza el valor umbral del transporte, y una vez pasado este valor se inicia el transporte y la interpretación pasa a ser realizada de otra forma (Bagnold, 1941). Sin movimiento, el valor de la rugosidad corresponde al punto de intersección de las curvas con el eje de la altura, tal como se ha comentado anteriormente, y si interpretamos la figura 5.4 considerando que existe movimiento, el nuevo valor de la rugosidad no corresponde a la intersección con el eje y, sino al punto de convergencia de las curvas de velocidad (Figura 5.5).

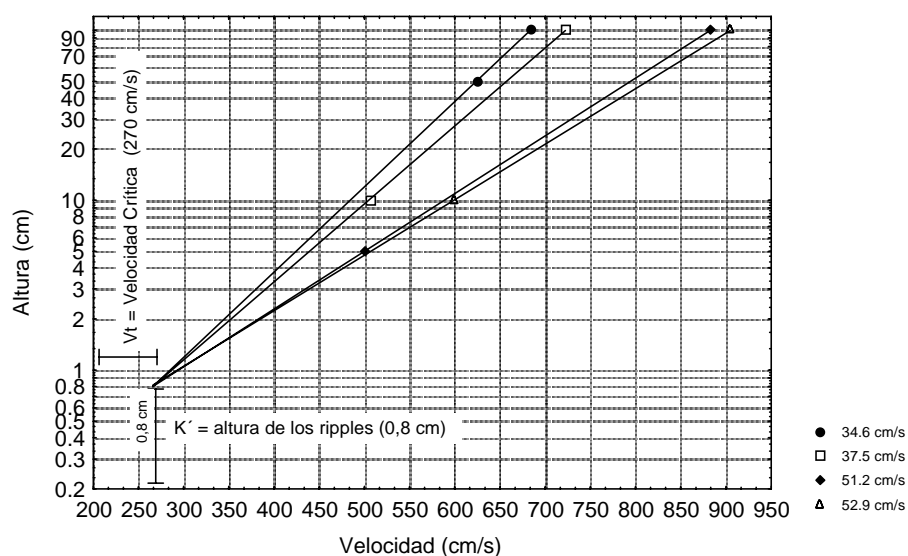


Figura 5.5 – Interpretación de los perfiles verticales de velocidad. V_t es la velocidad crítica para el inicio del transporte de sedimentos; K es la altura de los ripples.

Se observa que el punto de convergencia está desplazado respecto al origen por las coordenadas (V_t , K'), que corresponden físicamente en el eje de abscisas al valor de la velocidad umbral del fluido (V_t) y en el de ordenadas al nuevo valor de la rugosidad (K') o altura de los ripples formados en las dunas. Para el ejemplo considerado, tendríamos que la altura de los ripples sería de 0,8 cm y que la velocidad umbral sería del orden de 270 cm/s.

En general se observa que la intensidad del viento aumenta con la altura y que la curva se altera debido a las variaciones de la velocidad, desplazándose hacia la derecha con el aumento de la intensidad o con la disminución de la rugosidad (Figura 5.6). Se observa que, en un mismo punto de medida, la rugosidad varía debido a cambios locales de la velocidad, y que, bajo ciertas condiciones de velocidad e inicio del transporte, el valor de z_0 aumenta gradualmente hasta 0,8 cm (valor medio diario), llegando a alcanzar 1,2 cm, valor que corresponde a la altura de los ripples. Normalmente, los valores más bajos se hallan al inicio de la mañana, aumentando hasta el final de la tarde y disminuyendo hacia la noche.

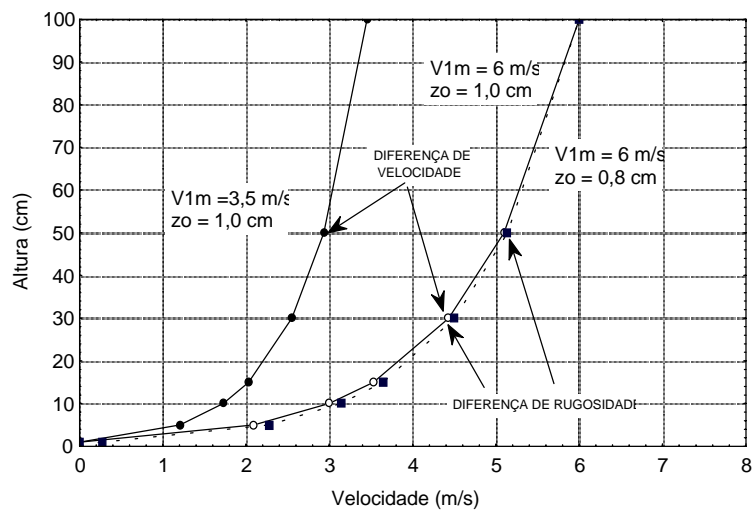


Figura 5.6 - Comportamiento de la curva del viento en función de las diferencias de velocidad y rugosidad.

La comparación de los valores de v^* de la relación calculada para las dunas por la interpretación de los perfiles verticales de velocidad y los valores teóricos propuestos por Bagnold (1941) y Sarre (1988) (Tabla 5.4) muestra que los valores son constantes para el

mismo perfil, mientras que en los métodos teóricos presenta variaciones. Si consideramos el ensayo en su conjunto, se observa que los valores hallados presentan, en promedio, los mismos resultados que el primer autor, validando, en caso de no disponer de perfiles verticales de velocidad, la aplicación de las relaciones propuestas por Bagnold (1941).

A efectos prácticos, ya que es necesario conocer el valor de v^* para la definición del transporte eólico, se calculó la relación entre la velocidad a 1 metro de altura y la velocidad de corte, obteniendo valores de 21,4 para la curva de velocidad y 21,1 por el método de Bagnold.

5.3.3 - Variación Vertical del Transporte de Sedimentos

Trabajos anteriores indican que la variación del flujo o de la concentración de sedimentos viene afectada por diversos factores que controlan el transporte eólico de sedimentos. Prácticamente todos los trabajos apuntan a la disminución del flujo de sedimentos con la altura, variando tan sólo la forma como ocurre o las variables más importantes en este proceso natural. De una manera general, los primeros trabajos explican la disminución en función de la altura media del salto del grano (Bagnold, 1941), que es proporcional a la velocidad de corte y al tamaño del grano (Zing, 1953; Allen, 1970). Posteriormente (Nickling, 1983; Leys y Mctainsh, 1996), trabajos sobre erosión de suelos, muestran que la masa de sedimentos disminuye con la altura como una función de potencia del tipo: $m = \alpha Z^\beta$, en que m es la masa de sedimentos retenida en las trampas, Z es la altura de la trampa, α y β coeficientes de regresión.

En el caso de Ceará, para definir qué factores afectan al volumen y al tipo de material transportado a lo largo de la vertical, se realizaron una serie de ensayos utilizando las trampas de discretización. La aplicación de este tipo de trampas permite definir la distribución vertical del flujo de sedimentos, los valores de concentración y las variaciones granulométricas en la vertical. La comparación de los valores de flujo con el perfil semi-logarítmico de la velocidad del viento permite extraer la estratificación de la concentración de sedimentos. La figura 5.7 representa un ejemplo de perfil vertical de concentración, definido por medio de las trampas de discretización ($V_{1m} = 9,5$ m/s) en las dunas del sistema Pecem-Cauipe.

Tratando inicialmente los datos de la distribución vertical del flujo de sedimentos y los valores de concentración, se realizaron una serie de regresiones, tomando como base la relación propuesta por Leys y McTainsh (1996), $m = \alpha Z^\beta$. Los resultados de las regresiones para la región del Pecem-Cauipe vienen presentados en la tabla 5.5. Se observa en el conjunto de ensayos que los valores de alfa varían entre 13e-5 y 13e-4, lo que significa variaciones de un orden de magnitud, y que los valores de beta varían entre 1,29 y 1,88, representando una variación total de 45%. Teniendo en cuenta los ensayos individualizados, se observa que el coeficiente de correlación r2 presenta un índice elevado de ajuste.

Ensayo	Alfa	Beta	r2
1	0,00039	1,29	0,994
2	0,00036	1,50	0,996
3	0,00013	1,60	0,974
4	0,00017	1,67	0,996
5	0,00063	1,88	0,998
6	0,00126	1,59	0,994

Tabla 5.5 – Definición de los coeficientes de ajuste de la curva potencial para el sistema Pecem-Cauipe.

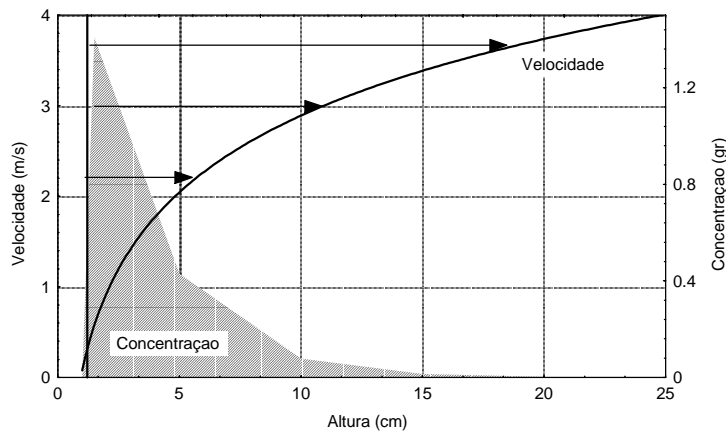


Figura 5.7 - Relación entre los perfiles verticales de velocidad y de concentración de sedimentos.

En la tabla 5.6 se presentan los valores medios de los coeficientes de ajuste para cada región estudiada. Los valores de alfa varían entre 8,4 e-5 y 8,2 e-4, lo que representa el mismo rango de variación hallado en los ensayos de una misma región, y los de beta

aún se presentan un poco más elevados (83%). Complementariamente, se observa que incluso presentando variaciones en los coeficientes de ajuste, el valor medio de r^2 presenta un elevado índice de correlación para la curva exponencial.

Comparando los valores de los coeficientes de ajuste definidos en este estudio con los valores presentados por (Leys y Mctainsh, 1996) en el estudio sobre erosión de suelos, alfa dos órdenes de magnitud y beta 256%, se observa que los valores hallados se presentan más homogéneos. La mayor diferencia entre parámetros en el transporte de suelos puede ser explicada por la mayor variación granulométrica encontrada en las muestras de suelos.

Local	Alfa	Beta	r^2
Iguape	$8,4 \times 10^{-5}$	-1,891	0,980
Futuro	$2,1 \times 10^{-4}$	-1,116	0,927
Pecem	$4,9 \times 10^{-4}$	-1,588	0,992
Cauipe	$3,5 \times 10^{-4}$	-1,352	0,963
Jericoacoara	$8,2 \times 10^{-4}$	-2,048	0,996

Tabla 5.6 – Valores promedio de los coeficientes de ajuste de la curva potencial para todo el litoral.

Como conclusión, se puede afirmar que a pesar de la gran variación observada en los coeficientes de ajuste (alfa y beta) y en función del elevado coeficiente de correlación (r^2) para una misma región, comparados con las otras regiones estudiadas, los datos de campo siguen la relación exponencial propuesta. El parámetro alfa presenta una correlación positiva con la velocidad de corte, indicando que este coeficiente puede caracterizar la densidad de la masa de sedimentos en saltación. El parámetro beta no depende de la velocidad del viento y describe la disminución de la masa de sedimentos con la altura. La bondad en el ajuste de los coeficientes depende de la distribución granulométrica del sedimento.

Se observa que en las condiciones de viento observadas en las campañas, la altura máxima del transporte de sedimentos está limitada a 30 cm, produciéndose la mayor parte del transporte en los primeros 10 cm. Tomando la figura 5.7 como ejemplo, los valores de concentración en toda su altura suman un peso total de 4,13 gr, totalizando en los 10 primeros centímetros un peso de 3.9 gr (94%).

Los análisis granulométricos de las fracciones retenidas en las trampas de discretización muestran que el tamaño medio de los sedimentos disminuye con la altura, pasando de 0,248 mm en el suelo, a 0,179 mm a 15 cm de altura (Tabla 5.7). La mayor clase retenida presenta el mismo comportamiento, indicando que, en estas condiciones de viento (8,7 m/s), la fracción de sedimentos compuesta por arena gruesa (0.5 mm) es transportada solamente por arrastre o por saltos inferiores a 1,5 cm. Los sedimentos menores son transportados por saltación, variando la altura del salto en función del tamaño del grano.

Altura (cm)	Media (mm)	Mayor Clase (mm)
0	0,248	0,50
1,5	0,210	0,35
9	0,18	0,25
15	0,179	0,25

Tabla 5.7 – Distribución del tamaño medio y de la mayor clase textural de los sedimentos en función de la altura de captura.

5.3.4 - Factores Limitadores del Transporte Eólico

El nivel de humedad ejerce una fuerte influencia sobre la susceptibilidad del suelo a sufrir erosión eólica, pues aumenta la resistencia del suelo a las fuerzas de arrastre horizontal y de elevación. El contenido en humedad determinará la formación de una película de agua envolviendo el grano, que incrementa la fuerza de cohesión entre los granos y la superficie. Los efectos de la humedad sobre los procesos eólicos han sido tratados por diversos autores (Bagnold, 1941; Svasek y Terwindt, 1974; Sarre, 1988; Sherman, 1990; Van Dick y Stroosnijder, 1996).

El contenido en humedad de la interfase suelo-aire depende de las condiciones atmosféricas y, en menor escala, de las fluctuaciones del nivel freático. Sobre los suelos en general, el efecto de las condiciones atmosféricas viene traducido por la tasa de pluviosidad, que afecta directamente al contenido en humedad. Las fluctuaciones del nivel freático actúan principalmente sobre los sedimentos de la cara de la playa, sometidos a fluctuaciones periódicas por las mareas.

Para comprobar la influencia de la humedad en la capacidad de transporte eólico

en la zona de estudio, se han realizado dos tipos de experimentos: el primero, sobre las dunas de la Punta del Iguape, relacionando la pluviometría con la tasa de transporte eólico, y el segundo en la playa del Futuro, asociando la capacidad de transporte con las fluctuaciones del nivel freático inducidas por las mareas.

El sistema que compone la Punta del Iguape está dividido en cuatro rasgos morfológicos, definidos por el *sand sheet* donde se desarrollaron los experimentos, las dunas parabólicas, la Formación Barreiras y el *basamento* formado por rocas cuarcíticas. *El sand sheet* aparece de forma aislada y presenta una forma alargada, con 965 m de longitud, 220 de anchura y 30 de altura máxima, ocupando un área total de 0,16 km².

Las condiciones atmosféricas en el periodo de esta campaña fueron anómalas, pues las condiciones normales esperadas eran de cielos soleados con ausencia total de precipitaciones. Sin embargo, se observó que en los días previos al ensayo se produjeron pequeñas lluvias. Durante el primer día de campaña el cielo se presentó totalmente cubierto, se observó que la velocidad del viento presentaba una mayor variación, con una tendencia a la disminución a lo largo del día. Las velocidades del viento fueron: máxima de 6,3 m/s, mínima de 2,7 m/s y media de 4,3 m/s. Las condiciones atmosféricas volvieron a la normalidad el segundo día, presentándose bastante soleado. Las velocidades alcanzaron un máximo de 8,5 m/s al inicio de la mañana, disminuyendo hasta 3.1 m/s por la tarde. La velocidad media fue de 5 m/s (Figura 5.8). La dirección del viento (E-SE) se mantuvo constante durante toda la campaña.

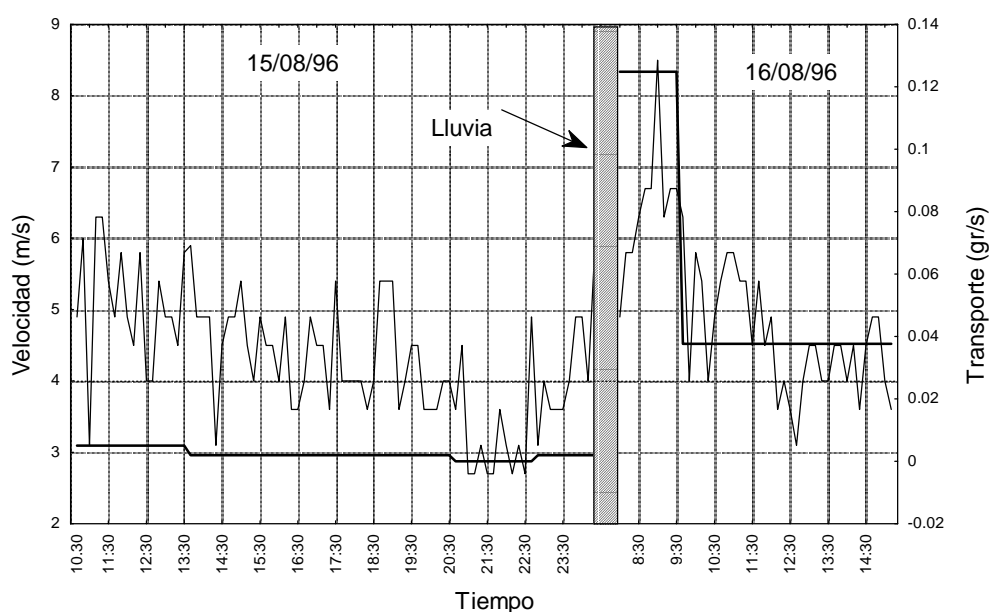


Figura 5.8 – Datos de campo del ensayo realizado en las dunas del Iguape.

El transporte de sedimentos fue insignificante el primer día, con una media de 0,002 gr/s y máxima de 0,005 gr/s, y, por comparación, muy superior en el siguiente día, con una media de 0,05 gr/s y máxima de 0,13 gr/s. Si comparamos los valores de la relación velocidad/transporte al inicio del primer día ($v=4,88/t=0,0036$) con el mismo intervalo al final del segundo día ($v=4,58/t=0,037$), se observa que, aún presentando mayor velocidad, la capacidad de transporte es un orden de magnitud inferior.

Según (Sherman, 1990), las características atmosféricas que influyen en el transporte de sedimentos son la densidad del fluido, velocidad y dirección del viento, temperatura, precipitación, humedad superficial y, en menor medida, la humedad relativa del aire y la radiación solar. Considerando las características atmosféricas reinantes durante los días de campaña, podemos identificar dos factores como los responsables de las alteraciones de la capacidad de transporte eólico. El primero sería el aumento de la humedad del suelo por las lluvias, responsable de la disminución del transporte el primer día, y el segundo factor sería la radiación solar, que controlaría la tasa de evaporación del agua del suelo, haciendo volver a las condiciones normales de humedad y, en consecuencia, de mayor transporte. La humedad relativa y la radiación solar son factores importantes para el transporte de sedimentos, debido al control potencial que ejercen sobre el nivel de humedad de la capa superficial del suelo.

La influencia de la lluvia en el transporte de arenas por el viento fue abordado por (Van Dick y Stroosnijder, 1996), quien presenta tres consecuencias principales e interrelacionadas del aumento de las fuerzas cohesivas inducidas por la humedad: (a) aumento de la velocidad límite del movimiento, (b) disminución del gradiente vertical de concentración del transporte de sedimentos y (c) disminución del flujo de transporte en saltación.

En la playa del Futuro, el ensayo se desarrolló en la parte superior de la playa, estando todas las trampas ubicadas en la berma. Al inicio de la mañana y bajo condiciones de descenso del nivel de la marea, se observó que el transporte eólico de sedimentos se presentaba compatible con la velocidad del viento, con el pico de velocidad influenciando la capacidad de transporte. En un segundo momento, al disminuir la velocidad a niveles de 5,5 m/s y bajo marea ascendente, la capacidad de transporte empieza a presentar un declive, que sigue disminuyendo con la subida de la marea hasta alcanzar valores nulos al alcanzar el nivel de marea de 1 m (Figura 5.9).

En campo, se observó que en marea descendente hasta su valor mínimo, la cara de la playa se encontraba seca. Bajo estas condiciones, el transporte de sedimentos aparecía normal en relación a la velocidad del viento, siendo la mayor parte del material suministrado directamente por la playa. Con la inversión de la marea, se observa de inmediato un cambio en las condiciones de la playa, pasando inicialmente a presentar en todo el tramo inferior un elevado contenido en humedad. Cuando la marea alcanza tan sólo + 0,5 m, se observa que toda la zona intermareal ya se encuentra con elevado contenido en humedad, lo que impide que se produzca transporte eólico.

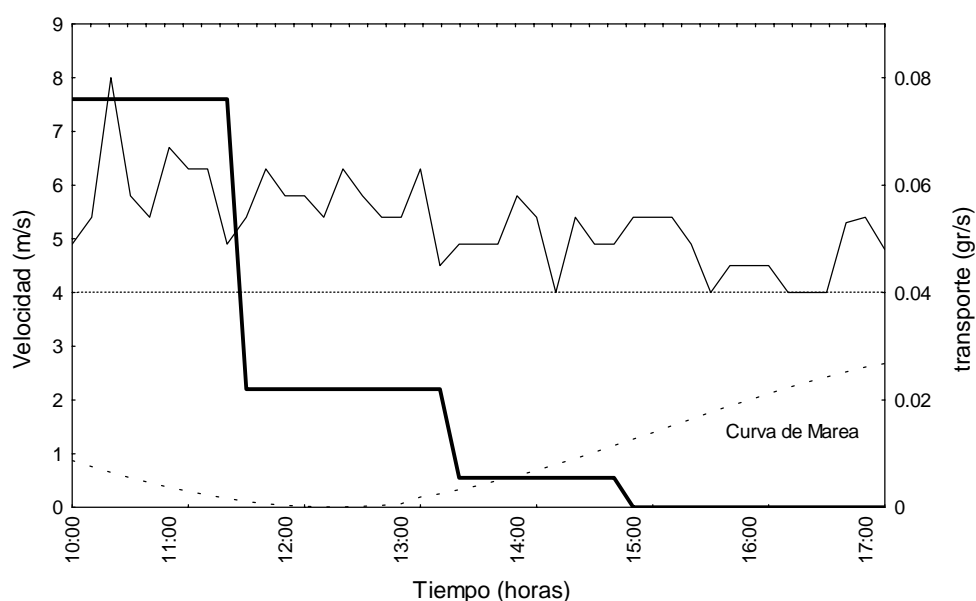


Figura 5.9 – Resultado de la campaña de transporte eólico en la Playa del Futuro asociado a la curva de marea.

Se observó que con el inicio del ascenso de la marea, aún estando emergida la mayor parte de la cara de la playa, el nivel de humedad es bastante elevado, inducido principalmente por el efecto barrera de la marea sobre el nivel freático. En este estadio, los sedimentos transportados son suministrados directamente por la berma hasta agotar todo el stock de sedimento disponible de tamaño arena media/fina de la parte superior del suelo. Con este proceso, se observa una disminución del transporte eólico por ausencia de material y un aumento de la granulometría de los sedimentos que componen la berma.

5.4 – EL TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS

Respecto a la evaluación del transporte eólico de sedimentos, las referencias bibliográficas plantean el problema desde diferentes puntos de vista: meramente experimentales en túneles de viento, teóricos a partir de fórmulas basadas en experiencias controladas combinadas con experimentación de campo y, más recientemente, utilizando simulaciones numéricas de la trayectoria del grano.

Existe un número considerable de fórmulas para la predicción de la tasa de masa de arena transportada por el viento. Muchas de estas formulaciones combinan, en mayor o menor grado, consideraciones teóricas con resultados empíricos. Se observa también en la literatura que muchos investigadores utilizan para fórmulas ya existentes, coeficientes diferentes de los propuestos inicialmente por los autores como forma de obtener un ajuste satisfactorio para sus datos. La existencia de diferentes ecuaciones del transporte sedimentario está asociada a la forma de interpretar las características y el comportamiento físico del sistema.

Entre los puntos de discusión, el más importante se refiere a la fuerza de elevación, que ha sido motivo de muchas controversias, pues es omitida en varias consideraciones teóricas y experimentales, al asumir los autores que presenta un valor insignificante (Bagnold, 1941; White, 1979; Hsu, 1988), mientras otros la consideran importante para el movimiento de saltación del grano (Sorensen, 1991; McEvan y Willets, 1994).

Como consenso de la discusión del transporte de sedimentos se presenta la forma de validación de las ecuaciones, pues en prácticamente todos los intentos se comparan los resultados empíricos y de túnel de viento con las condiciones reales, lo que muestra evidentemente un margen más o menos amplio de los parámetros que intervienen, que en los casos de laboratorio no actúan con tanta variabilidad. De cualquier forma, son modelos que demuestran su eficacia a partir de los trabajos de campo, en los cuales cada autor ha construido diferentes tipos de trampas de sedimento con la intención de equiparar los resultados con los modelos teóricos. Los experimentos son muy variados, encontrándose desde trabajos que utilizan un sólo tipo de trampa (Sarre, 1988) hasta estudios más completos que utilizan varios tipos de trampas y sistemas, como el realizado por Greeley et al. (1996).

De las formulaciones presentadas en la literatura científica, la más citada es la propuesta por Bagnold (1941), cuya derivación es la combinación de estudios teóricos, túneles de viento y confirmación de estudios de campo en el desierto. La ecuación

propuesta relaciona la tasa de transporte con la velocidad de corte al cubo e incluye los efectos del tamaño del grano, densidad del grano, así como atmósfera y gravedad.

A partir de la formulación de Bagnold, y aplicando pequeñas modificaciones, se encuentran las formulaciones propuestas por otros autores, como (Zingg, 1952; Hsu, 1971), la expresión de (Kadib, 1964), que es una extensión de las anteriores con la inclusión del efecto de los granos en saltación en la tasa de transporte y las ecuaciones de Kawamura (1951), Lettau y Lettau (1977) y White (1979), que incorporan un término umbral por debajo del cual el transporte no puede ser calculado. Hay que resaltar que la mayoría de las fórmulas fueron desarrolladas y comprobadas para el transporte eólico en regiones desérticas, luego, para su utilización en regiones costeras, se debe primero hacer la validación para las nuevas condiciones ambientales. A efectos de comparación, presentaremos una breve exposición del modelo de Bagnold (1941) y de los modelos utilizados para la comprobación de los datos de campo.

5.4.1 - El Modelo de Bagnold

Un grano eyectado de la superficie con una velocidad horizontal (u_1) se comporta físicamente como el lanzamiento de un proyectil, describiendo una trayectoria parabólica de longitud (L) y, después de un pequeño intervalo de tiempo, vuelve a caer golpeando el suelo con una velocidad terminal horizontal (u_2), que será transferida por el impacto al suelo (Figura 5.10). Durante el movimiento, el grano extraerá una cantidad de momentum del aire, que será directamente proporcional a la masa del grano multiplicada por la diferencia de velocidades.

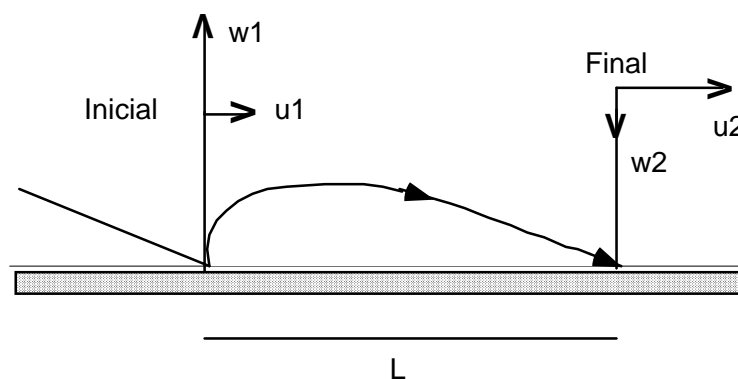


Figura 5.10 - Dibujo esquemático de las relaciones de velocidad propuestas por Bagnold (1941).

La pérdida se producirá a lo largo de toda la trayectoria, luego la pérdida por unidad de longitud será: $m^*(u_2-u_1)/l$. De la misma forma, si una masa (qs) de arena en saltación se mueve a lo largo de una **división** longitudinal y pasa por un punto fijo en un segundo, la tasa de pérdida de momentum por el aire será: $qs^*(u_2-u_1)/l$ por unidad de área y por segundo. La tasa de pérdida de momentum es equivalente a la fuerza, luego la expresión anterior es la medida de la resistencia del aire por unidad de superficie debido al movimiento de los granos.

Según Bagnold (1941), la velocidad horizontal inicial (u_1) es muy pequeña comparada con la velocidad final (u_2), luego la fuerza de resistencia por unidad de superficie o el arrastre (drag) τ se puede expresar por: $qs * (u_2/l) = \tau$. El arrastre fluido en la superficie se puede representar en términos de gradiente de velocidad del fluido ($\tau = \rho V'^2$), transformando la expresión anterior en ($qs^*(u_2/l) = \rho V'^2$), donde (u_2/l) es una relación entre dos elementos de la trayectoria del grano que se aproxima a (g/w_1), siendo w_1 la velocidad vertical de caída del grano al inicio del movimiento.

Como los granos están expuestos al flujo del aire durante todo el movimiento de elevación, su velocidad media de impacto está controlada en todas las alturas por el gradiente de velocidad del aire (V'^*), que define la distribución de la velocidad del aire, es decir, $w_1 = B(V'^*)$, donde B puede considerarse un coeficiente de impacto que varía en función de la naturaleza de la arena. El valor de B se determinó por medio de las características de la trayectoria, para una arena uniforme, como 0,8. La sustitución de todas las condiciones de contorno produce la formulación para el cálculo de transporte de sedimentos en saltación, que queda como: $qs = B (\rho/g) V'^*{}^3$.

El flujo total de sedimentos (Q) consiste en la suma del flujo transportado por saltación (qs), el flujo transportado por arrastre (qc) (*surface creep*) y el transporte en suspensión (q_0), siendo esta última componente muy pequeña. El momentum del transporte por arrastre deriva del bombardeo de los granos en saltación y no directamente del viento. Medidas experimentales realizadas en túnel de viento y al aire libre indican que (qc) es aproximadamente igual a una cuarta parte del flujo total. Despreciando el transporte en suspensión y sustituyendo ($3/4 Q$) por (qs), la expresión queda: $Q=1,1(\rho/g)V'^*{}^3$.

La verificación experimental fue realizada en túnel de viento y en el campo,

determinándose que, para una misma velocidad del viento, la tasa de movimiento de las arenas finas es menor que la de las arenas gruesas. Para un diámetro de grano similar al de las dunas, entre 0,1 y 1,0 mm, el transporte Q presenta una variación proporcional a la raíz cuadrada del tamaño del grano. Introduciendo un coeficiente de ajuste empírico C , la estimación de la tasa de transporte total es: $Q = C(d/D)^{0.5}(\rho/g) V'^{*3}$, donde D es el tamaño de la arena estándar (0,25 mm), d el diámetro de la arena en cuestión ($d=d_{50}$), y C presenta valores de 1,5 para arenas uniformes, 1,8 para arenas de dunas naturalmente clasificadas, y 2,8 para arenas con amplio rango de variaciones granulométricas.

Para aplicaciones de campo se introducen los parámetros de longitud y tiempo y la formulación queda de la forma: $Q = C.L.T(d/D)^{0.5}(\rho/g)u_t'^{*3}$, donde Q es el transporte total en $m^3/año$, L es la longitud de la playa en metros y T la duración del viento en segundos.

En experimentos sobre dunas con las velocidades del viento (v) medidas a una altura estándar de 1 m sobre el suelo y asumiendo una rugosidad de 1 cm, el flujo medio de sedimentos (q) queda simplificado a: $q = 1,5 \times 10^{-9}(v-V_t)^3$ en el sistema C.G.S., y $q = 5,2 \times 10^{-4}(v-V_t)^3$ en el sistema internacional. El valor de $V_t = 680 d^{0.5} \log 30/d$ en C.G.S. es igual a 331 cm/s para el diámetro medio de 0,25 mm.

4.2 - Otros Modelos

Hsu (1971) introdujo un método relativamente simple para calcular la tasa de transporte eólico basado en el número especial de "Froude", cuya relación final es: $q = K.Fr^3 = K(u^*/(gD)^{0.5})^3$, donde q (gr/cm/s) es la tasa de arena transportada por el viento y Fr es una función de la velocidad de corte u^* (cm/s) y de la aceleración de la gravedad g (980 cm/s^2); y, como es un parámetro adimensional, la dimensión de las partículas (D) se debe expresar en centímetros. K se define como el coeficiente dimensional del transporte eólico de sedimentos y tiene la misma dimensión que q . El valor de K viene determinado por $K = 10^{-4} e^{(-0.42+49.1D)}$.

Kawamura (1951) propuso una relación que incluye un término de velocidad de corte umbral (V_t^*) en la relación de potencia entre la velocidad del viento y la tasa de transporte de sedimentos: $q = K (\rho/g)(u^{*2} + u_t'^{*2}) (u^* - u_t'^{*})^2$, donde K es una constante cuyo valor, determinado en túnel de viento, es 2.78. Una ecuación similar fue propuesta por Lettau y Lettau (1977): $q = C(d/D)^{0.5}(u^* - u_t'^{*})u^{*2}(\rho/g)$, cuya constante C es igual a 4,2. Otra ecuación que incorpora el término umbral fue propuesta por White (1979),

basada en extensivos estudios en túnel de viento: $q = 2,61 u_*^3 (\rho/g)(1 - u_{*t}/u_*)(1 + u_{*t}^2/u_*^2)$.

Otros dos estudios también muy citados son la relación de O'Brien y Rindlaub (1936), que convertida a unidades métricas, queda: $q = 2,1895 \times 10^{-5} uz^3$, donde uz es la velocidad del viento medido en m/s a una altura de 1,52 m; y la expresión de Borowka (1980): $Q = 2,5 \times 10^{-6} V^{4,68}$, donde V es la velocidad (m/s) a un metro sobre la superficie.

La tabla 5.8 está dividida en dos bloques, el primero formado por la expresión original de Bagnold (1941) y por otras formulaciones empíricas en que la tasa de transporte crece exponencialmente con la velocidad de corte. El segundo bloque agrupa las expresiones que incluyen un término de velocidad de corte umbral (u_*^*) y la formulación simplificada para las dunas de Bagnold (1941). En general, las ecuaciones presentan dos términos, el primero configura los parámetros ambientales y los ajustes de las curvas representados por las constantes, y el segundo relaciona la velocidad de corte a una potencia.

Fuente	Expresión
Bagnold (1941)	$qg/\rho u_*^3 = C(d/D)^{0,5}$
Hsu (1971)	$q = K (u_*/(gD))^{0,5}^3$
Borowka (1980)	$q = K V_{1m}^{4,68}$
O'Brien y Rindlaub (1936)	$q = K V_{1,52m}^3$
Bagnold (1951)	$q = K (V_{1m} - V_t)^3$
Kawamura (1951)	$qg/\rho u_*^3 = K(1 + (u_{*t}/u_*)^2)(1 - u_{*t}/u_*)$
Lettau e Lettau (1977)	$qg/\rho u_*^3 = C (1 - u_{*t} / u_*)$
White (1979)	$qg/\rho u_*^3 = (1 - u_{*t}/u_*) (1 + u_{*t}^2/u_*^2)$

Tabla 5.8 – Relación de las expresiones utilizadas en el calculo potencial del transporte eólico

5.4.3 – Comparación con las Medidas Directas

Los datos de las campañas realizadas en las dunas de Pecem y Cauipe utilizando las trampas de integración muestran que la tasa de transporte de sedimentos ($Kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$) aumenta exponencialmente con el aumento de la velocidad de corte (ms^{-1}) de acuerdo con la expresión: $q = 0,43 \cdot u_*^{3,09}$. La relación entre esta expresión y los datos de campo presenta un índice de correlación de 0,95, indicando que los datos experimentales presentan una buena relación con el cubo de la velocidad de corte. A efectos de

comparación, los datos de campo y la curva de mejor ajuste han sido incluidos en los gráficos junto con las expresiones empíricas de los dos bloques.

La figura 5.11 presenta la comparación entre las formulaciones del primer bloque y los datos de campo. En general, se observa que la mayoría de las expresiones hacen una buena predicción de la tendencia de los datos de campo, excepto una. De éstas, las que más se aproximan a los valores experimentales son, respectivamente, O'Brien y Rindlaub (1936), Bagnold (1941) y Hsu (1971). La comparación con la curva de mejor ajuste muestra que las tres expresiones representan bien la tendencia de crecimiento de los datos, debido a la presencia en las ecuaciones del término de velocidad de corte al cubo. La expresión de Borowka (1980) presenta una clara discrepancia en la tendencia de crecimiento con relación al conjunto de las curvas, debido a la sobrevaloración de la tasa de transporte en el término de velocidad, ya que se aplica el exponente 4,62.

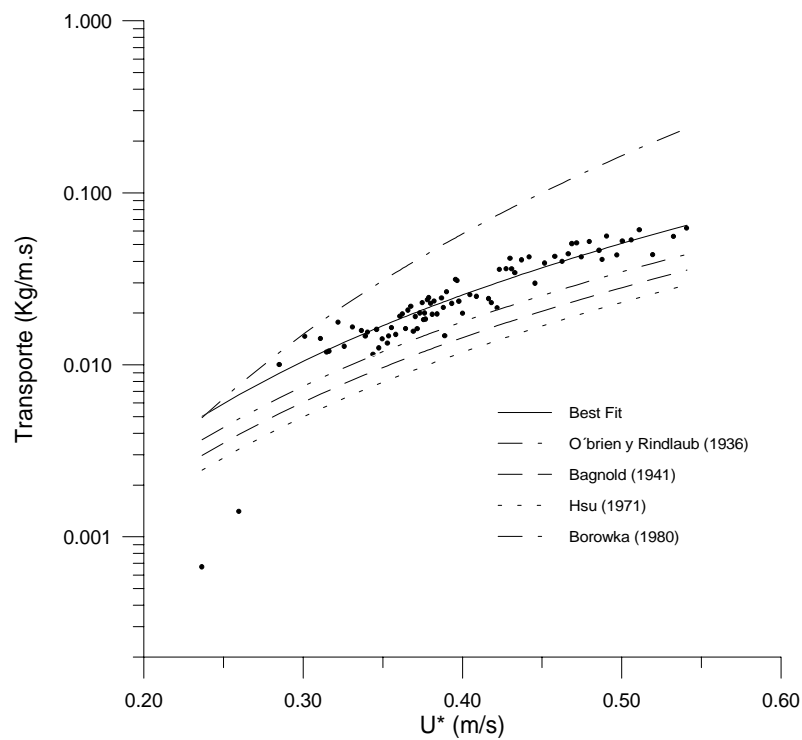


Figura 5.11 – Relación entre los datos de campo y las expresiones del primero grupo.

Para las expresiones del segundo bloque, que asumen una tasa de transporte igual a cero si la velocidad de corte es menor que la velocidad umbral (Figura 5.12), el mejor resultado se obtiene por la expresión definida por Bagnold (1941) para ensayos en dunas,

seguido por las de Lettau y Lettau (1977), Kawamura (1951) y White (1979). La ecuación simplificada para las dunas de Bagnold incorpora el término de velocidad umbral para mover la arena medida a la altura de los ripples, mientras que el resto de las ecuaciones utiliza la velocidad umbral de corte en la relación de potencia entre la velocidad del viento y la tasa de transporte. La diferencia más significativa entre las ecuaciones de los dos bloques está en la definición de la tasa de transporte de sedimentos para las velocidades más bajas.

Agrupando los datos de campo en función de su representatividad, se observa la presencia de dos sectores. El primero, englobando el mayor número de puntos, queda definido por velocidades de corte superiores a 0,26 m/s, y el segundo, de menor representatividad, agrupa las tasas de transporte para velocidades inferiores a 0,3 m/s. En el caso de Ceará, el grado de representatividad está en función de los datos de campo, pues, debido a la estabilidad de las condiciones atmosféricas de la región, los vientos son prácticamente constantes, con velocidades medias superiores a 5,5 m/s ($u^*=0,26$ m/s).

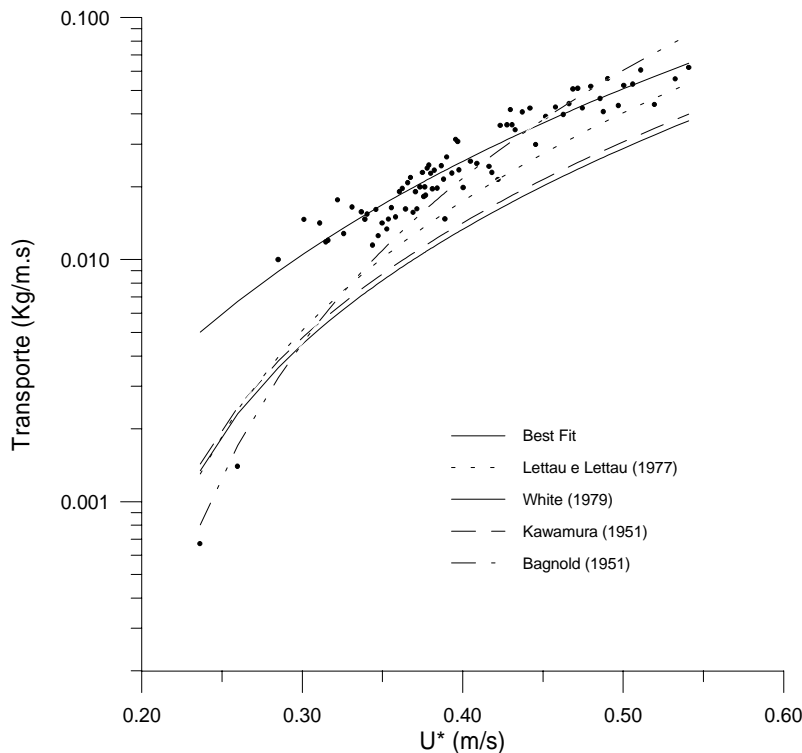


Figura 5.12 – Relación entre los datos de campo y las expresiones del segundo grupo.

La definición del error de la estimación para todas las expresiones utilizadas viene

representada en la tabla 5.9. La relación entre los valores de campo y los calculados por las diversas expresiones para todo el rango de velocidades, varía entre 0,45 y 2,10, lo que representa para el primer valor una sobrevaloración del orden del 150% (Borowka) y para el segundo una subvaloración del 50%. De todas las expresiones, la de Bagnold para las dunas presenta el menor error total de estimación de la tasa de transporte, que consiste en una sobrevaloración del 11,5%. La curva de mejor ajuste presenta el segundo menor error total (-16%), seguida de O'Brien (18%). Con excepción de la formulación de Borowka, el resto de las ecuaciones presenta una subvaloración del 27 al 43%.

Para valores de velocidad bajos, las expresiones del primer bloque, incluyendo la curva de mejor ajuste, presentan un elevado error de sobreestimación, variando entre 200 y 540%. Considerando el rango de variación de las velocidades medias para la región, y asumiendo que los valores más representativos son mayores de 0.26 m/s, la curva de mejor ajuste presenta el menor error de estimación (-3,5%), seguida de las expresiones de Bagnold para las dunas (12,4%), O'Brien (27,3%) y Lettau y Lettau (29,9%).

Considerando el tramo superior de las curvas, que representan las condiciones de mayores velocidades, se observa que la curva de Bagnold empieza a divergir con relación a los datos de campo, sugiriendo que, bajo condiciones extremas de velocidad, las tasas de transporte de sedimentos calculados por esta formulación pueden estar sobrevaloradas.

Relación	Best fit	Bagnold	Hsu	Borowka	O'brien	Kawamura	Lettau	White	Bag-dun
Campo/expresión	0,981	1,727	2,1	0,448	1,397	1,788	1,481	1,904	1,262
% error total	-16,2	33,6	45,4	-149,6	17,9	39,3	27,1	43,0	11,5
% < 0,26 m/s	-511,9	-263,1	-198,2	-542,9	-348,8	-94,6	-83,1	-82,8	-21,0
% > 0,26 m/s	-3,5	41,2	51,7	-139,5	27,3	42,7	29,9	46,2	12,4

Tabla 5.9 – Definición del error de la estimación con relación a los datos de campo para todas las expresiones utilizadas.

Como comprobación del análisis, seleccionamos las tres ecuaciones con mejores resultados y repetimos el mismo procedimiento para los datos de campo de todas las playas recogidos durante el mes de septiembre. A efecto de comparación, se presentan en la figura 5.13 los datos de campo para todo el litoral y la curva de mejor ajuste, definida por estimación no lineal, que presenta un coeficiente de correlación de 0,95 entre las variables.

Se observa que el transporte de sedimentos crece exponencialmente con el aumento de la velocidad de corte según el modelo $q = 0,44 \cdot u_*^{(3,03)}$. Comparando con la curva de regresión definida para la región de Pecem-Cauipe, se observa que las curvas son las mismas. La diferencia más marcada en este caso está en la mayor dispersión de los puntos con relación a la curva de mejor ajuste, ya que agrupa ensayos sobre condiciones atmosféricas y características ambientales distintas.

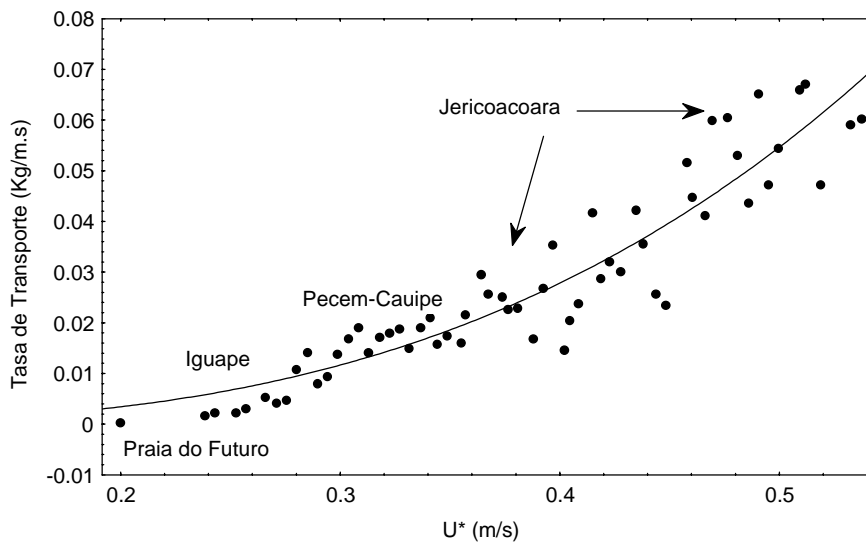


Figura 5.13 – Curva de transporte eólico englobando todas las zonas estudiadas en el litoral.

5.4.4 – Definición del Modelo Aplicado

De las formulaciones con mejor ajuste, seleccionamos la de Lettau y Lettau (1977) por ajustarse mejor a la tendencia observada en la distribución de los datos de campo. Operando con la expresión propuesta originalmente $qg/u_*^3 = C(1-u_*^t/u_*^*)$, buscando el mejor ajuste para la constante de calibración, se definió el nuevo modelo $q = 0,733 u_*^3(1-u_*^t/u_*^*)$. Considerando que el tamaño medio de grano para las dunas de la región de Pecem-Cauipe, donde se realizaron la mayoría de los ensayos, es muy próximo a 0,25 mm, el término que relaciona la diferencia de granulometría $(d/D)^{0.5}$ asume el valor 1, luego la formulación final quedaría de la forma: $q = 5,89 (d/D)^{0.5} u_*^3(1-u_*^t/u_*^*)(\rho/g)$. El valor de la nueva constante de ajuste ($C = 5,89$) es del orden de un 20% más elevada que el valor de 4,2 originalmente propuesto.

Recalculando los valores de los errores de estimación (Tabla 5.10), se observa que la curva de mejor ajuste presenta un mayor error de sobreestimación, debido al mayor número de puntos con velocidades más bajas. La formulación de Bagnold para las dunas duplica el error de subestimación, la relación de O'Brien pasa a sobreestimar los valores de la tasa de transporte en un 20% y la ecuación de Lettau y Lettau aumenta el error de subestimación.

Local	best fit	Bag-dun	O'brien	Lettau	Modelo
Pecem	-16,24	11,53	17,89	27,09	3,82
Litoral	-20,54	22,96	-19,03	33,16	4,57

Tabla 5.10 – Definición del error de la estimación con relación a los datos de campo del Pecem-Cauipe y de todo el litoral.

En relación a los datos de campo, tenemos que el nuevo modelo se ajusta mejor a los dos conjuntos de datos y que puede ser aplicado al rango total de velocidades. En la región de Pecem, el error de subestimación es del 3,8% y, para el conjunto de datos, englobando los ensayos en todas las zonas de dunas, el error aumenta a 4,6%. La relación entre el nuevo modelo y los datos de campo de las diversas regiones viene representado en la figura 5.14.

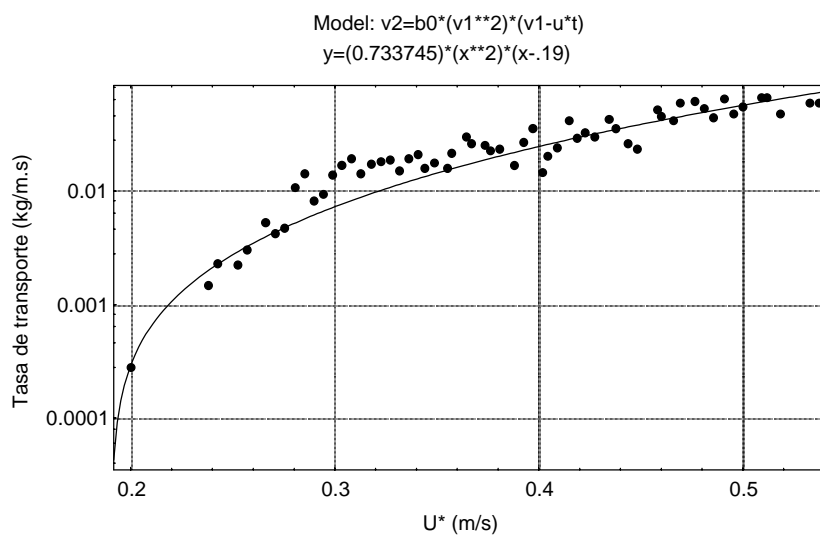


Figura 5.14 – Relación entre los datos de campo y el modelo de transporte eólico propuesto.

Del análisis anterior se observa claramente que el cálculo de la tasa de transporte inducido por la velocidad de corte del viento no puede ser representado correctamente por una función exponencial simple, ya que tiende a sobrevalorar el transporte a velocidades inferiores a 5,5 m/s. Por otro lado, las formulaciones que contienen el término restrictivo asociado a la velocidad umbral de corte representan mejor, aunque también sobrevaloran, las tasas de transporte. Se ha de resaltar que los mayores errores se concentran en las tasas calculadas para las velocidades más bajas y que, en términos prácticos, para la región en estudio la diferencia es poco significativa, ya que las velocidades medias son mayores que el límite inferior.

Las formulaciones seleccionadas presentan en general buenos resultados para el rango de velocidades observado en los ensayos de un mismo sistema, aumentando el error al considerar los datos integrados de la región, pero presentando un valor medio para todos los datos del orden del 30%. Este valor puede ser aceptable, ya que los datos son el resultado de la aplicación de trampas de sedimentos que difícilmente presentan el rendimiento ideal del 100% en la retención de los sedimentos en movimiento, y que se trata de datos experimentales recogidos en zonas diferentes a lo largo de 250 km de litoral. Considerando las diferencias encontradas por otros autores (4700%, Bauer et al, 1990; 170-500%, Goldsmith et al, 1990), el valor de 30% puede ser considerado muy pequeño, validando la aplicación de estos modelos para la región en estudio.

Naturalmente, debido al excelente nivel de estimación de la tasa de transporte de sedimentos en las dunas, definido a través del pequeño error del modelo propuesto (3,8% para el mismo sistema y 4,6% para el conjunto de zonas estudiadas) se refuerza la aplicación de la nueva relación para las estimaciones a más largo plazo utilizando los datos climatológicos de campo y de las estaciones meteorológicas de la región.

Como los datos de campo se miden a 1 metro y en las estaciones meteorológicas oficiales el patrón de altura es de 10 m, es necesario definir, para simplificar los cálculos, las relaciones entre la expresión a utilizar y las diferentes alturas. Para los datos de campo ya fue definido anteriormente que la velocidad a 1 metro es 21,4 veces mayor que la velocidad de corte y, tomando como altura estándar de la rugosidad para las dunas el valor de 0,8 cm, se tendría que la tasa de transporte Q en ($\text{kg/m}^*\text{s}$), en función de la velocidad de corte, es de $Q = 0,789*(u^*)^{**3,80}$, y para 10 m de altura asume la forma $Q = (1,557e-006)*(u_{10})^{**3,80}$.

5.5 - TRANSPORTE EÓLICO A GRAN ESCALA - DUNAS

Otra forma existente para evaluar el transporte eólico de sedimentos está basado en las tasas de migración de las diversas formas de dunas. Lo más común en la literatura es la utilización de las dunas barhanas debido a su forma simple, que facilita las mediciones de campo, presentándose como un excelente punto de partida para el examen de los procesos sedimentarios actuantes en una región con presencia de dinámica eólica (Figura 5.15).

Este modelo de estimación calcula el transporte eólico de forma integrada en el tiempo, por lo que representa un ejercicio de *upscaling* (agregación) de los procesos anteriormente analizados. De forma ideal, los resultados de este análisis deberían ser del mismo orden de magnitud, salvo que en la agregación de la contribución de los procesos a escala menor se “escapen” algunos.

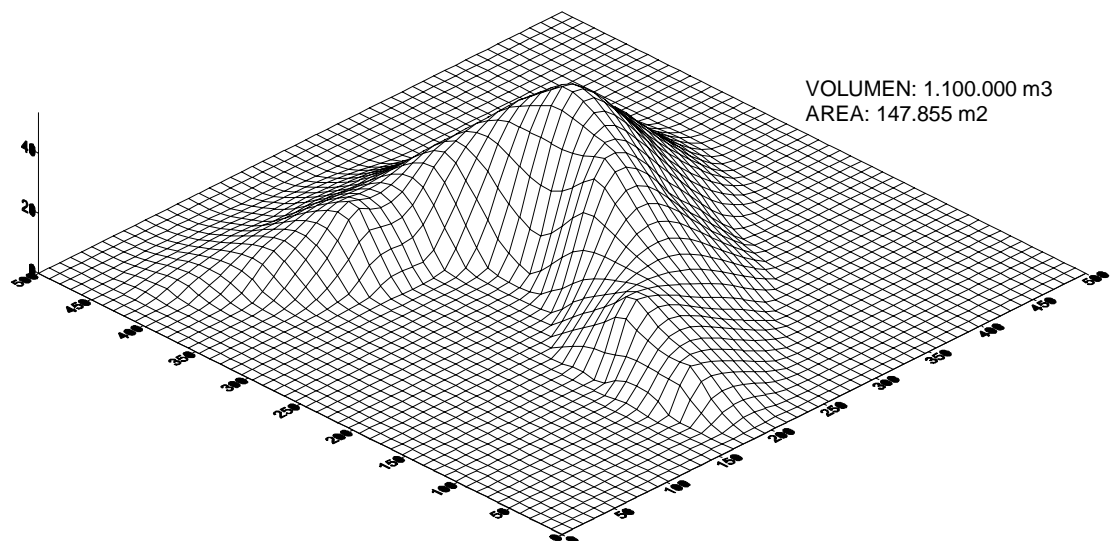


Figura 5.15 – Bloque diagrama de una duna del tipo barhana.

Las dunas barhanas son consideradas como formas estables, pues son los únicos tipos de dunas transversales que migran, bajo un régimen de vientos fuertes unidireccional y a lo largo de un terreno plano, manteniendo su forma y volumen (Bagnold, 1941; Howard et al, 1978). Los modelos de migración de las dunas barhanas

naturales consideran que las tasas de erosión y deposición pueden ser previstas por cambios en la capacidad de transporte de sedimentos a lo largo de las líneas de flujo. Los cambios en la capacidad de transporte pueden ser definidos por medio de las observaciones de las tensiones inducidas por los vientos, la dirección en que actúan los vientos sobre la superficie de una duna, así como por la capacidad de transporte de las líneas de flujo que se modifican en función de los diversos ángulos de pendiente y buceo del obstáculo, que en este caso es la propia duna.

Para la preservación de la forma es necesario asumir que el viento es unidireccional; que la cara de barlovento (*stoss side*) en todas las partes de la duna presente una tasa de migración constante en la dirección del viento; que la migración de la cara de sotavento (*lee side* o *slip face*) sea constante en todos los puntos de la cresta de la duna y que la altura se mantenga a lo largo del tiempo.

Para la aparición de las dunas son necesarios dos factores principales. Una inestabilidad inicial en el transporte de sedimentos sobre una superficie, que causa la deposición de sedimentos; la inestabilidad inicial puede ser inducida por irregularidades topográficas del terreno. El segundo factor es un mecanismo de regeneración entre el flujo de aire y el transporte de sedimentos, que limita el crecimiento de la acumulación produciendo la forma y el tamaño de la duna.

Las interacciones entre los mecanismos de regeneración son de dos tipos: los que controlan la forma de la duna y los que afectan al tamaño. Según (Howard et al., 1978), la regulación de los mecanismos controladores de la forma son más sensibles que los controladores del tamaño, debido a:

- a) pequeñas variaciones en la geometría de la duna en relación a los vientos dominantes causan grandes modificaciones en la distribución del campo de velocidades sobre la duna y, en consecuencia, en los patrones relativos de erosión y deposición;
- b) cuando una duna pequeña choca con una grande, las dos se unen formando una duna mayor con forma similar a las originales;
- c) la forma de las dunas se modifica rápidamente en respuesta a un cambio de dirección del viento; la reorientación de la duna a la nueva dirección de los vientos deberá producirse en una distancia pequeña de migración; en relación al tamaño, las mayores modificaciones se producen solamente después de una gran distancia de migración;
- d) en un campo de dunas barhanas, las mayores dunas pueden ser hasta diez veces mayores que las menores, pero presentan prácticamente la misma forma.

5.5.1 – Relaciones Geométricas

De todo el litoral del estado de Ceará, la región de Jericoacoara es la única que presenta dunas barhanas bien formadas. Su geomorfología está compuesta de una llanura de deflación, teniendo como base los depósitos de la Formación Barreiras, donde las dunas migran libremente sin la presencia de obstáculos topográficos. Esta característica hace que las dunas se encuentren plenamente desarrolladas y sean propicias para el estudio de las tasas de migración.

En esta región fueron seleccionadas 50 dunas para el estudio de las relaciones geométricas y seguimiento de las tasas de migración. Los trabajos consistieron en la medición en campo de los tres parámetros geométricos principales (altura, anchura y longitud) y de la cubicación del volumen total de las dunas por métodos topográficos. Además de estos parámetros, se estimaron las tasas de migración por medio de la medición de las antiguas posiciones ocupadas por las dunas, que quedan preservadas bajo la forma de pequeñas crestas, y por el estudio de las tasas de migración por fotografías aéreas multitemporales.

Se observa que las mayores dunas se dan en la zona más cercana a la costa, donde predomina una vegetación pequeña de tipo gramínea, mientras que las menores aparecen en la zona más interna. Hay que resaltar que hacia el interior se observa la presencia de una vegetación arbustiva más desarrollada, seguida del cambio del tipo de duna, que cambia gradualmente de barhanas aisladas, pasando por sistemas barhanoides compuestos de dos o más dunas conjugadas, finalizando por dunas de tipo *sand sheet* (sábana). Considerando solamente las dunas del tipo barhanas, las alturas varían entre 12 y 58 m, con media de 31 m, la anchura varía entre 43 y 808 m y la longitud entre 54 y 377 m (Tabla 5.11).

Dimensión	Media	Desv. St.	Max.	Min.
Altura, H	31	13	58	12
Anchura, W	260	138	808	43
Longitud, L	133	62	377	54

Tabla 5.11 – Dimensiones de las dunas bahanas en la región de Jericoacoara.

Según (Howard et al., 1978), la geometría de la duna está caracterizada de una forma general por dos relaciones distintas, H/W y W/L , donde H es la altura de la cresta,

L la anchura o distancia entre los dos brazos de la duna y C es la longitud o distancia entre la cresta y la base de barlovento. En realidad, estas relaciones definen el patrón del flujo de aire sobre la duna y, en consecuencia, define las tasas de transporte, alterando los valores en función de la modificación de estas relaciones.

Las relaciones entre las dimensiones de las dunas definidas para Jericoacoara sugieren que las dunas pueden presentar una forma geométrica característica, definida principalmente por la anchura de la duna. Se observa estadísticamente que todos los índices de correlación entre las variables son significativos para ($p < 0,05$) y que, en el caso de la anchura, la correlación es del orden de 0,8 con las otras dimensiones (altura y longitud). Si consideramos que para la región estudiada las relaciones son fijas, podemos aceptar que la mayor parte de las dunas se encuentran en un estado de equilibrio y que deberán migrar preservando estas condiciones y, en consecuencia, su forma general.

El mantenimiento de la forma durante la migración es el resultado de las interacciones entre los mecanismos de regeneración. Tomando como ejemplo el aumento de la relación W/L, la tensión de corte en la base de la cara de barlovento se reduce respecto a los lados, generando un mayor transporte hacia la cresta que restaurará la condición de equilibrio. La figura 5.16 muestra la relación entre la anchura de la duna y su longitud correspondiente. Se observa que, de una forma general, los puntos siguen la recta de ajuste, indicando que el mecanismo descrito se puede aceptar para las dunas de forma barhana.

Por otro lado, el aumento de la razón H/W de una duna en relación a una duna ideal (dimensiones constantes), hará que la tensión de corte en la cresta aumente en relación a la base, las líneas de flujo en la base empezarán a divergir, generando una disminución del gradiente de transporte en la dirección de la cresta. Estos factores causarán una mayor erosión de la cresta, se reducirá la altura y la duna retornará al equilibrio.

Considerando el equilibrio de la cresta, el mecanismo de restauración es más complejo debido a la influencia de la separación del flujo, que modifica la forma de la cresta y la geometría de la cara de barlovento. La cresta normalmente se ajusta a diferencias laterales del flujo de sedimentos por medio de modificaciones en su curvatura, lo que generará una modificación en la altura relativa, en la relación angular, en la distribución de la tensión de corte y, en consecuencia, en el transporte. Los cambios en la curvatura es el mecanismo regulador que se da en las crestas de las dunas barhanas. Si la cresta de la duna, por ejemplo, es inicialmente recta y perpendicular al flujo de

sedimentos, la parte central migrará más lentamente que las laterales, porque recibirá aproximadamente el mismo volumen de sedimentos, pero que serán distribuidos en una mayor altura.

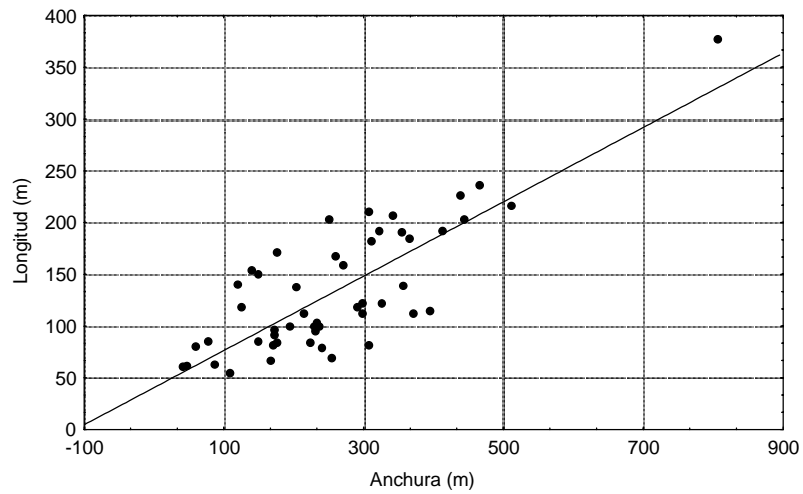


Figura 5.16 – Relación entre la longitud y la anchura de las dunas barhanas.

Para la distribución entre la anchura y la altura de las dunas (Figura 5.17), se observa que la mayoría de los puntos también siguen la recta de mejor ajuste, lo que confirmaría el modelo de migración y el estado de equilibrio en relación a la anchura. Se observa entretanto, que la mayor duna de esta región, definida por las dimensiones (808 m x 377 m x 56 m), respectivamente anchura, longitud y altura, se separa bastante de la recta de regresión.

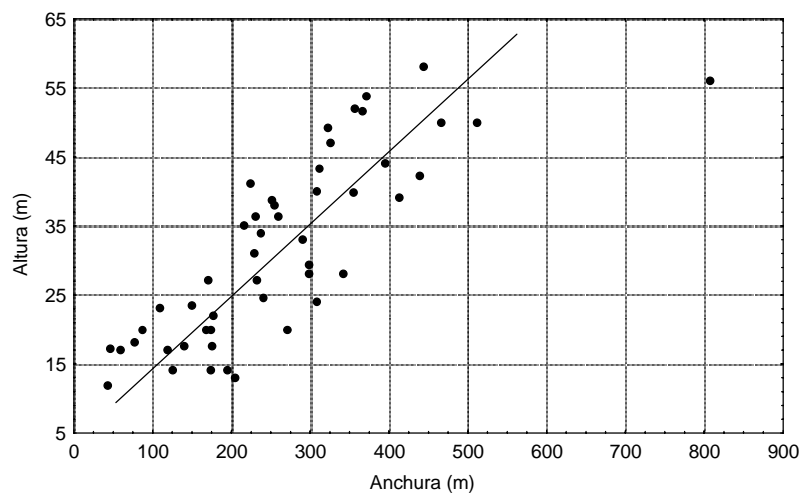


Figura 5.17 – Relación entre la altura y la anchura de las dunas barhanas. Obsérvese el

punto aislado que corresponde a una duna con mayor volumen.

La explicación para este caso está relacionada con otros factores, como la escala natural de la turbulencia atmosférica, que controlan el tamaño de las dunas, ya que los procesos de transporte de sedimentos, como la rugosidad del suelo, tamaño de grano, velocidad o grado de saturación, pueden ser consideradas las mismas que ocurren en las otras dunas que siguen la tendencia de distribución. Como la escala de los ripples es determinada por la distancia media del salto de los granos (Bagnold, 1941), el tamaño de las grandes dunas puede estar relacionado con las grandes células de convección con longitud de onda del orden del espesor de la capa límite de la atmósfera (Wilson, 1972; Hanna, 1969). Considerando que este caso es representativo, podemos suponer que los mecanismos de regeneración afectan principalmente a la anchura y longitud de la duna, ya que la altura máxima que puede alcanzar la duna está controlada por factores atmosféricos. En el caso de Jericoacoara, la altura máxima que podrían alcanzar las dunas serían del orden de 55 m.

5.5.2 - Migración de las Dunas (Barhanas y *Sand Sheet*)

La exposición anterior muestra que las dunas barhanas migra preservando su forma y, en consecuencia, su volumen. Considerando que todo el campo de dunas de Jericoacoara está sometido a las mismas condiciones atmosféricas y que las dunas tienen una misma relación de forma, luego, bajo las mismas velocidades de viento, es de esperar que las dunas, independientemente del volumen, presenten la misma tasa de transporte.

En la tabla 5.12, se presenta el cálculo de la tasa de transporte de sedimentos tomando como base las características de 8 dunas de tamaños distintos, asociadas a sus respectivas tasas de migración. La tasa (m^3/m) se define como el cociente del volumen por el número de años que tardaría en migrar toda la duna (longitud total dividida por la tasa media de migración) y por la anchura. Se observa que, de forma general, las tasas de transporte calculadas, tomando como base los valores de migración, presentan una buena concordancia, variando entre 64 y 98 $m^3/m \cdot \text{año}$ en las diversas dunas, con valor promedio para Jericoacoara de 78 $m^3/m \cdot \text{año}$.

El mismo procedimiento de cálculo fue repetido utilizando las tasas de migración de los *sand sheet* que se hallan en la región de Pecem-Cauipe. Para las dunas de Pecem,

donde la altura del frente de avance es más baja, se encontró por medio de las fotografías aéreas tasas de 9-11 m/año, mientras que para el Cauipe las tasas halladas fueron de 6-8 m/año.

Debido a la gran variación en la altura del frente de avance no fue posible por medio de las fotografías aéreas multi-temporales definir con precisión las tasas de transporte para los *sand sheet*.

Duna	Anchura	Altura	Longitud*	Volumen	Migración	L*/M	M3/m**
1	490	53	371	1000000	14,6	25	80
2	411	46	325	850000	15,4	21	98
3	355	39	295	530000	16,3	18	83
4	322	36	256	380000	16,9	15	78
5	271	30	215	225000	17,8	12	69
6	234	26	180	145000	18,7	10	64
7	196	22	156	120000	19,8	8	78
8	168	18	130	80000	20,7	6	76

Tabla 5.12 – Definición de las tasas medias del transporte eólico de sedimentos.

El resultado del otro tipo de ensayo realizado para determinar las tasas de transporte en el *sand sheet* de Cauipe se presenta en la tabla 5.13, donde fue utilizada una línea de cocoteros como punto de control (*bench mark*). Los 10 cocoteros fueron transplantados con espaciado variable, formando una línea recta frente al *sand sheet*. Tomando cada árbol como marco fijo, se realizó el seguimiento mensual de las tasas de avance en función de las alturas en cada punto. Desgraciadamente, los cocoteros fueron arrancados dos meses después, lo que impidió la continuidad del ensayo.

Cocotero	Distancia	Mes 1	Mes 2	Altura	V1(m3/m)	V2(m3/m)
1	9	0,4	0,4	7,5	3,1	3,1
2	27	1,1	1,6	12,3	14,1	19,2
3	54	1,3	1,6	19,7	25,6	32,2
4	76	0,7	1,5	20,1	14,8	29,6
5	105	0,6	1,1	20,9	12,8	23,0
6	122	0,6	1,0	21,4	12,6	21,4
7	140	0,6	0,9	21,2	12,2	19,1
8	162	0,2	1,3	20,2	3,3	26,5
9	182	0,7	1,2	22,8	15,0	28,0
10	239	0,7	1,1	24,1	15,8	25,7
Media	23,9	0,7	1,2	19,0	12,9	22,8

Tabla 5.13 – Definición de las tasas medias del transporte eólico de sedimentos para el *sand sheet* de Cauipe, utilizando una línea de cocoteros como *bench marks*.

Utilizando los datos del ensayo se observa que, de septiembre a octubre (Mes 1), la frente del *sand sheet* avanzó de media 0,7 m, lo que corresponde a una tasa mensual de 13 m³/m, mientras que en el segundo mes el avance medio fue de 1,2 m, produciendo una tasa de transporte mensual del orden de 23 m³/m. Considerando que las tasas halladas son significativas y que el transporte efectivo de arena por el viento está concentrado en cinco meses, podemos definir por extrapolación que las tasas anuales para la región de Cauipe estarían entre 65 y 115 m³/m* año.

Otro tipo de estructuras observadas en los campos de dunas y que pueden ser utilizadas como huella de las migraciones son las marcas circulares, indicadoras de las antiguas posiciones ocupadas por las dunas. Teóricamente, cada marca correspondería a la posición ocupada por la duna durante el periodo de lluvias, cuando el alto contenido en humedad impide la migración del cuerpo eólico y acelera la fijación de los bordes por vegetación de tipo gramíneo. Con la llegada del periodo más seco, la duna empieza a migrar y la presencia de la vegetación en los bordes impide que esta franja sea transportada, quedando al final una marca de ocupación. Como el clima de la región presenta claramente dos estaciones bien definidas (lluvia y seca), el proceso de formación de las marcas se presenta como un ciclo anual y su estudio puede generar buenas informaciones acerca de las tasas de migración de las dunas (Figura 5.18).

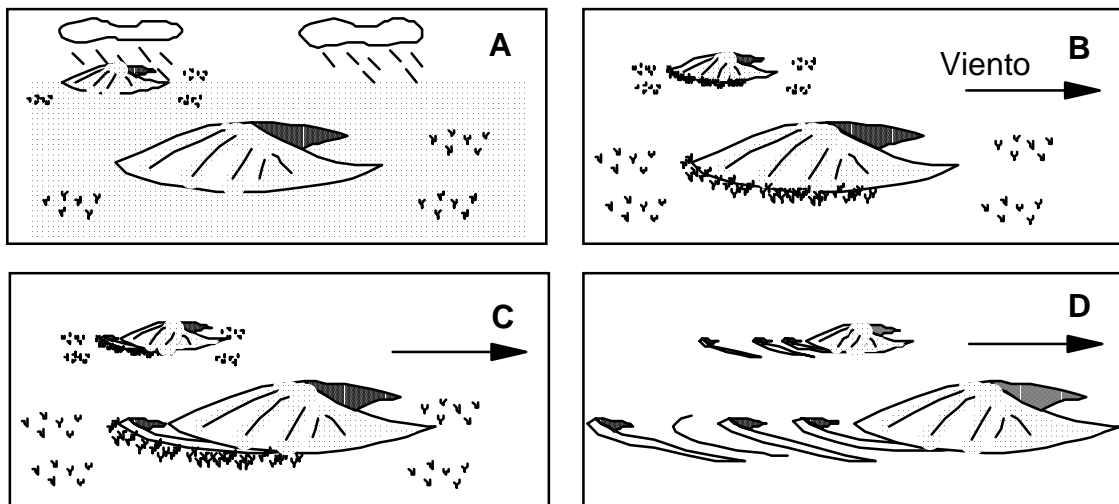


Figura 5.18 – Esquema de la formación de las marcas de ocupación. A) periodo de lluvias; B) fijación de los bordes por la vegetación; C) migración durante el periodo más seco; D) forma de aparición de las marcas sucesivas.

La tabla 5.14 muestra las medidas de las distancias entre dos marcas consecutivas

para la región de Pecem-Cauipe (Duna A) y Jericoacoara (Dunas 4 y 5). Se observa que las distancias medidas son compatibles con las tasas medias de migración definidas para el *sand sheet* de Pecem (9-11 m/año) y Jericoacoara (14,6 –15,4 m/año). Además de la tasa media de migración de cada duna, las mediciones de las marcas de antiguas posiciones puede ayudar en el estudio de las fluctuaciones climáticas, donde las mayores distancias corresponderían a periodos más secos y las menores a periodos más húmedos.

AÑO	A	B	C	D	E	F	G	H	MEDIA
DUNA A	8	18	12	15	7	12	7	7	11
DUNA 4	11	24	18	20	16	18	13	13	17
DUNA 5	10	20	15	25	20	24	16	14	18

Tabla 5.14 – Medidas de las distancias entre las marcas de ocupación. Pecem-Cauipe (A); Jericoacoara (4 y 5).

Las tasas de transporte eólico, definidas por la migración de las diversas formas de dunas, presentan una buena concordancia con los valores estimados utilizando el modelo definido para las dunas costeras de Ceará y aplicando los datos de las estaciones meteorológicas, lo que confirma el valor de las tasas halladas, revalida la aplicación del modelo para el litoral de Ceará y muestra que en el análisis de agregación fueron considerados todos los procesos relevantes en el transporte eólico de sedimentos.

5.6 - CONCLUSIONES

Los vientos en la región se caracterizan por la presencia de rachas, fuertes ráfagas de viento de pequeña duración, de media de 3 s y magnitud del orden de 0,7 m/s. A pesar de la presencia de variaciones de alta frecuencia, el viento, en general, presenta una cierta constancia en relación a su dirección de aproximación y velocidades medias, y que, a lo largo de toda la costa, podrían agruparse en tres niveles de velocidad, bajo una dirección dominante ESE. El inferior, caracterizado por las velocidades más bajas, estaría compuesto por Fortaleza e Iguape en el litoral este, pasando por una región con nivel intermedio, Pecem-Cauipe, y alcanzando el nivel superior en la región de Jericoacoara. Estas observaciones de campo del comportamiento de la velocidad sobre las dunas y el aumento de la velocidad media hacia NW, concuerdan con el análisis de los datos de las estaciones meteorológicas.

A partir de la interpretación de los perfiles verticales de velocidad, se ha determinado que la velocidad crítica para el inicio del movimiento, del orden de 270

cm/s, y que, con el inicio del transporte, el valor de la rugosidad aparente alcanza valores de 0,08, y que corresponde a la altura de los *ripples* formados sobre las dunas. Las relaciones entre las variaciones de la velocidad en la vertical y la evolución de la rugosidad aparente confirma que el perfil vertical de velocidad es de tipo logarítmico. Utilizando los mismos ensayos, se ha podido determinar la relación entre la velocidad a 1 metro de altura y la velocidad de corte, obteniendo valores de 21,4 para la curva de velocidad y 21,1 por el método de Bagnold.

La relación entre la variación del transporte de sedimentos y la altura sigue una función de potencia del tipo: $m = \alpha Z^\beta$, en que m es la masa de sedimentos retenida en las trampas, Z es la altura de la trampa y α y β coeficientes de regresión. Los coeficientes de ajuste (alfa y beta) presentan una gran variación, pero en función del elevado coeficiente de correlación (r^2) para una misma región y, comparado con las otras regiones estudiadas, los datos de campo siguen en general la relación exponencial propuesta. El parámetro alfa presenta una correlación positiva con la velocidad de corte, indicando que este coeficiente puede caracterizar la densidad de la masa de sedimentos en saltación. El parámetro beta no depende de la velocidad del viento y describe la disminución de la masa de sedimentos con la altura. La bondad en el ajuste de los coeficientes depende de la distribución granulométrica del sedimento. Para las condiciones observadas, la altura máxima del transporte de sedimentos está limitada a los 30 primeros centímetros, produciéndose la mayor parte, del orden del 94%, en el tercio inferior (10 cm).

Los análisis granulométricos de las fracciones retenidas en las trampas de discretización muestran que el tamaño medio de los sedimentos disminuye con la altura, pasando de 0,248 mm en el suelo a 0,179 mm a 15 cm de altura. La mayor clase textural retenida también presenta este comportamiento, indicando que en las condiciones de viento durante el ensayo (8,7 m/s) la fracción de sedimentos compuesta por arena gruesa (0,5 mm) es transportada solamente por arrastre o por saltos inferiores a 1,5 cm. Los sedimentos menores son transportados por saltación, variando la altura del salto en función del tamaño del grano.

Se comprobó la influencia de la humedad en la reducción de la capacidad del transporte eólico mediante ensayos sobre las dunas de la región de Iguape, relacionada con la pluviometría y en la playa del Futuro, asociada a las fluctuaciones del nivel del freático inducidas por las mareas.

El cálculo de la tasa de transporte inducido por la velocidad de corte del viento no puede ser representado correctamente por una función exponencial simple, ya que tiende a sobrevalorar el transporte a velocidades inferiores a 5,5 m/s. Por otro lado, las formulaciones que contienen el término restrictivo asociado a la velocidad umbral de corte representan mejor, aunque también sobrevaloran, las tasas de transporte. Los mayores errores se concentran en las tasas calculadas para las velocidades más bajas y que en términos prácticos para la región en estudio, la diferencia es poco significativa, ya que las velocidades medias son mayores que el límite inferior.

Las formulaciones seleccionadas para comparar con los datos experimentales presentan buenos resultados para el rango de velocidades observado en los ensayos de un mismo sistema, con aumento del error un 30% al considerar los datos integrados de la región. Este valor puede ser aceptable, ya que los datos son el resultado de la aplicación de trampas de sedimentos que difícilmente presentan un rendimiento ideal y que se trata de datos experimentales recogidos en zonas diferentes a lo largo de 250 km de litoral. Considerando las diferencias encontradas por otros autores de hasta 4700%, el valor de 30% puede ser considerado muy pequeño, validando la aplicación de estos modelos para la región en estudio.

Debido al excelente nivel de estimación de la tasa de transporte de sedimentos en las dunas, definido a través del pequeño error del modelo propuesto para la zona (3,8% para el mismo sistema y 4,6% para el conjunto de zonas estudiadas) se refuerza la aplicación de la nueva relación para las estimaciones a más largo plazo utilizando los datos climatológicos de campo y de las estaciones meteorológicas de la región. La tabla 5.15 presenta las tasas medias de transporte eólico definidas por el modelo propuesto para las regiones definidas para este estudio.

Año	Jericoacoara	Pecem	Fortaleza	Iguape
1993	125	102	52	76
1994	99	55	44	61
1995	109	64	40	55
1996	74	96	68	43
media	102	79	51	59

Tabla 5.15 - Tasas potenciales medias del transporte eólico en $m^3/m.año$, definidas por el modelo propuesto para varias regiones del litoral de Ceará.

Las relaciones entre las dimensiones de las dunas definidas para Jericoacoara sugieren que las dunas pueden presentar una forma geométrica característica y definida principalmente por la anchura. Se observa estadísticamente que todos los índices de correlación entre las variables son significativos y que, en el caso de la anchura, la correlación es del orden de 0,8 con las otras dimensiones (altura y longitud). Considerando las relaciones fijas, se puede aceptar que la mayor parte de las dunas se encuentran en un estado de equilibrio y que migran preservando estas condiciones y, en consecuencia, su forma general.

Las tasas de transporte eólico estimadas por la tasa de migración de dunas barhanas de dimensiones distintas varía entre 64 y 98 m³/m*^{año}, con valor promedio para Jericoacoara de 78 m³/m*^{año}. Utilizando el mismo procedimiento, se han determinado las tasas de migración de los *sand sheet* de la región de Pecem-Cauipe. Para las dunas de Pecem, donde la altura del frente de avance es más baja, las tasas son de 9-11 m/año, mientras que para el Cauipe las tasas halladas fueran de 6-8 m/año. Utilizando otro tipo de metodología, se puede observar que el transporte mensual en la región de Cauipe es del orden de 23 m³/m. Considerando que las tasas obtenidas son significativas y que el transporte efectivo de arenas por el viento está concentrado en cinco meses, se define por extrapolación que las tasas anuales para la región de Cauipe estarían entre 65 y 115 m³/m* año.

Además de la tasa media de migración de cada duna, las mediciones de las marcas de antiguas posiciones puede ayudar en el estudio de las fluctuaciones climáticas, donde las mayores distancias corresponderían a periodos más secos y las menores a periodos más húmedos. Las tasas de transporte eólico definidas por la migración de las diversas formas de dunas presentan una buena concordancia con los valores estimados utilizando el modelo propuesto y los datos de las estaciones meteorológicas, lo que confirma el valor de las tasas obtenidas y revalida la aplicación del modelo para el litoral de Ceará.

CAPITULO 6 – PROCESOS ASOCIADOS A LA CIRCULACIÓN ESTUARINA

6.1 – INTRODUCCIÓN

El área estudiada está dividida entre siete cuencas hidrográficas con baja expresión hidrológica por consistir en cauces fluviales de pequeño porte y de carácter intermitente (Figura 6.1). En el ámbito de este trabajo, la importancia del estudio de los caudales viene asociada a su potencial como fuente o sumidero de material para la deriva litoral, aunque también resalta la importancia como fuente de abastecimiento de las poblaciones residentes en las inmediaciones y principalmente para Fortaleza, lo que hizo que se construyeran más de 200 embalses, como complemento de las diversas lagunas naturales existentes.

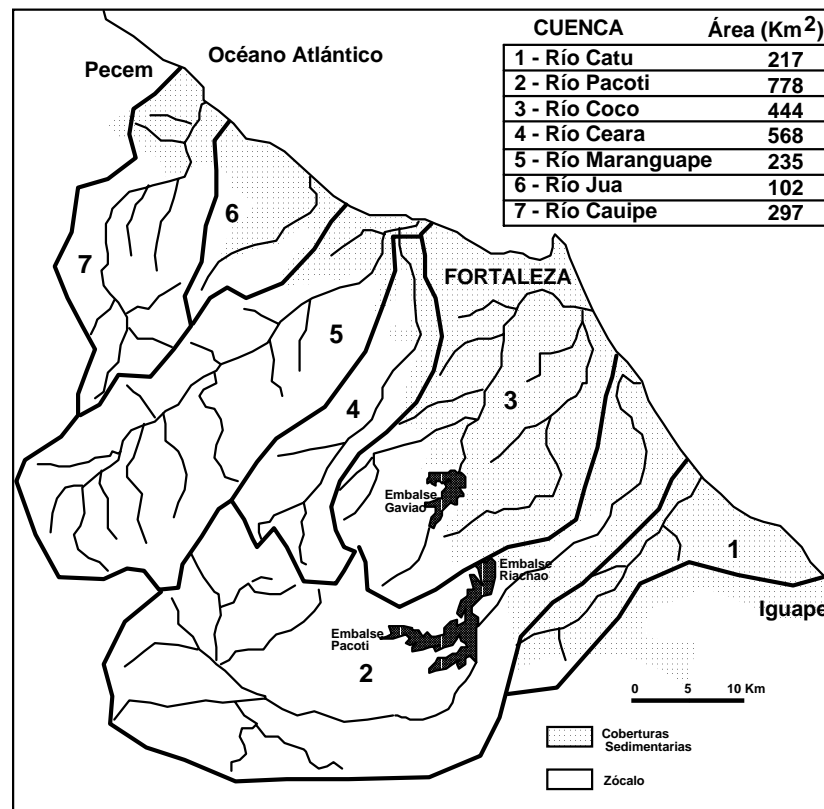


Figura 6.1 –Distribución de las principales cuencas hidrográficas de la región metropolitana de Fortaleza, con indicación del tipo de terreno y área total de drenaje.

El sistema de abastecimiento de agua de Fortaleza, incluyendo el distrito

industrial, está compuesto por 4 embalses, tres asociados a la cuenca de drenaje del río Pacoti, denominados Embalses Pacoti, Riachao y Acarape do Meio, con capacidad de acumulación, respectivamente, de $370 \times 10^6 \text{ m}^3$, $87 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $34 \times 10^6 \text{ m}^3$; y uno asociado al río Coco, Embalse Gaviao, con $54 \times 10^6 \text{ m}^3$ de capacidad.

En general, las redes hidrográficas reflejan directamente las condiciones climáticas de la región y las características de los terrenos drenados. Se observa que la mayor parte del área de drenaje está asociada a terrenos del zócalo y solamente la parte baja de los cauces se encuentra sobre las coberturas sedimentarias costeras formadas por la Formación Barreiras y los depósitos de la llanura costera. Los cauces bajos drenan áreas predominantemente urbanas, con un índice elevado de impermeabilización, lo que hace que el conjunto del área drenada tenga una baja infiltración, y un elevado tiempo de permanencia del agua sobre la superficie y alta velocidad de circulación.

Las características de la pluviosidad, junto con el tipo de flujo generado sobre los terrenos impermeables hace que los ríos y torrentes sean intermitentes, con los mayores caudales entre febrero y abril, coincidiendo con el periodo de mayor pluviosidad. Durante el estiaje los ríos y torrentes se secan por completo, permaneciendo con agua apenas en los tramos de estuario donde penetra el mar.

La baja pluviosidad, la cantidad de embalses y la hidrodinámica de estos ríos hacen que el aporte de sedimentos a las playas sea muy pequeño o inexistente. Las desembocaduras sufren migraciones periódicas, desarrollando durante el periodo de caudal bajo flechas arenosas en la dirección de la deriva litoral, que se rompen durante los periodos de avenidas.

Entre las cuencas hidrográficas delimitadas, merece destacarse la del río Pacoti, debido a su importancia para el abastecimiento de agua a Fortaleza y por representar la mayor cuenca de drenaje en el área metropolitana. El río nace en la vertiente nororiental de la Serra de Baturite, en torno a cotas de 900 m, y presenta una longitud de 130 km y dirección sudoeste-nordeste en concordancia con la estructura tectónica regional. La parte inferior del cauce está bajo la influencia de las fluctuaciones de las mareas, cuya penetración salina hacia el interior alcanza hasta 20 km durante el verano y 1,6 km en invierno.

Por presentar la mayor cuenca de drenaje y, en teoría, una mayor capacidad de producción y aportación de sedimentos a la deriva litoral, se ha seleccionado el río Pacoti para la caracterización de la hidrología de estuario, la dinámica sedimentaria inducida por las fluctuaciones de las mareas y el flujo fluvial y la determinación de las tasas de

transporte de material como carga de fondo y en suspensión.

6.2 - METODOLOGÍA

Los trabajos realizados para la caracterización del estuario del río Pacoti se pueden separar en dos líneas generales (campo y laboratorio), que fueron desarrolladas durante el periodo de 1985 a 1987. El primer año fue empleado en la definición de la metodología de recogida de datos y estudios de carácter básico, englobando la batimetría y la cobertura sedimentaria del fondo, seguido de la recogida mensual de datos durante el segundo año, pasando a semestrales en el tercer año.

Los trabajos de campo iniciales consistieron en el muestreo de fondo a lo largo del estuario por medio de una draga del tipo Van Veen, con un total de 260 puntos. Las características sedimentológicas de las muestras fueron determinadas por medio de tamices (fracción grosera) y por el método de la pipeta (finos). Posteriormente fue determinada la mineralogía, incluyendo los minerales de arcilla, y los contenidos en materia orgánica y carbonato de calcio. La batimetría fue determinada utilizando un ecosonda puntual, en secciones transversales al cauce y posicionadas por medio de topografía.

La metodología para la recogida de datos de la hidrología del estuario consistió en la definición de 8 estaciones de control donde se realizaron dos tipos de campaña. Una para el estudio de las variaciones a lo largo de las estaciones del estuario (hidrología) y otra para definir los caudales y la influencia de las mareas (mediciones de corrientes), que se centraron principalmente en las estaciones 1 y 5.

En las campañas de hidrología se recogieron en todas las estaciones, y a tres niveles de profundidad, los datos de salinidad y temperatura (sonda YSI-33), oxígeno disuelto (sonda YSI-57 Dissolved Oxygen Meter) y pH (potenciómetro-B278-Micronal). Se tomaron muestras de agua para análisis cuantitativo del material en suspensión y nutrientes.

Las campañas para la medición de los flujos fueron realizadas utilizando un correntímetro (hidrocean), con una duración de un ciclo completo de marea. Además de la recogida de todos los parámetros ya citados, se recogió, en cada mes, un volumen de 200 litros de agua para la evaluación cualitativa del material en suspensión.

En laboratorio se determinaron los contenidos de material en suspensión por filtración en papel milipore de las muestras de agua y la composición por el estudio del

material decantado de volúmenes de 200 litros. Los contenidos en materia orgánica fueron definidos por titulación, los carbonatos por el método de Dietrich-Scheibler y los nutrientes por el método de Strikland y Parsons.

6.3 – LA MORFOLOGÍA DEL ESTUARIO

El estuario o la porción del río Pacoti bajo influencia de la penetración de la marea queda definido por la presencia de la vegetación típica de manglares, en esto caso la especie *Rizophora mangle* (que necesita para su desarrollo la presencia de agua salada), que se puede identificar hasta 2 km al sur de la ciudad de Aquiraz, y que corresponde a una longitud total de 19 km. La orientación general del río está controlada, en su parte fluvial, por la estructura del zócalo, con dirección SW-NE, y, en el estuario, por la migración de las dunas (Figura 6.2).

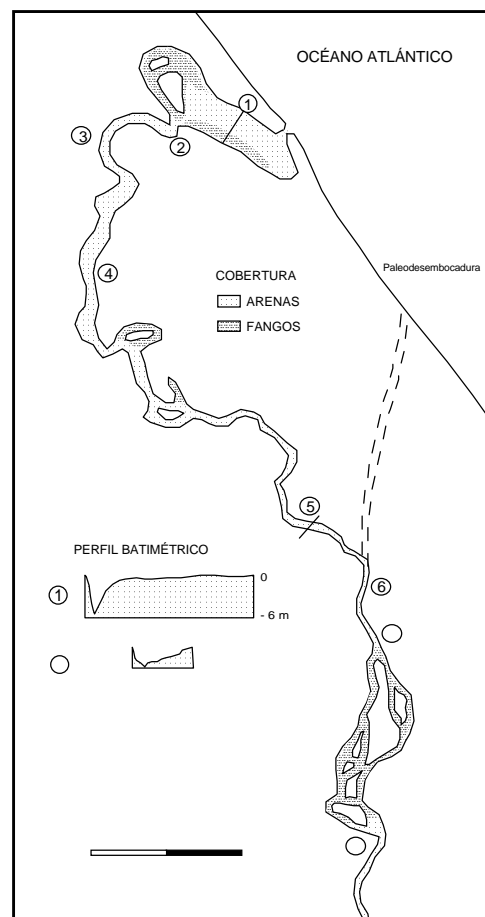


Figura 6.2 - Localización de las estaciones de recogida de datos hidrológicos (1 a 8), con indicación del tipo de fondo y secciones transversales de batimetría de las estaciones de medida de corrientes (1 y 5).

Este hecho destaca la relación de las interacciones entre el transporte eólico y los tipos de cauces fluviales, ya que los mayores cauces migran en la dirección del transporte eólico hasta alcanzar el mar, mientras que los menores son interrumpidos formando lagunas costeras, una característica de todo el litoral de Ceará. La movilidad de las dunas hizo que el canal emigrase 3 km hacia el oeste y, si consideramos la posición de la antigua desembocadura, marcada por la alineación fluvial e identificada por electro-resistividad, la migración total sería del orden de 6 km.

El cauce principal presenta en general características meandriiformes, con excepción del tramo entre las estaciones 7 y 8, de características fluviales anastomosadas (canales entrelazados por barras arenosas). La cobertura sedimentaria del fondo está dominada por arenas, con variación de tamaño en función de la energía del flujo (Figura 6.2). Las arenas gruesas están presentes en los canales principales y en la región más próxima de la desembocadura; las arenas medias entre las estaciones 2 y 4, debido al aporte de material de las dunas; y las arenas finas en las zonas protegidas de los meandros. Los fangos predominan en la zona fluvial anastomosada y en la región de menor energía al noroeste de la bahía existente en la desembocadura.

Las secciones transversales al cauce principal presentan una gran variación en función de su localización en el estuario, en los tramos curvos, el canal está desplazado hacia la porción externa del meandro y en los tramos rectilíneos próximos al centro. Las secciones entre las estaciones 1 y 4 presentan un canal principal bien desarrollado, prácticamente fijo, y un canal secundario de menores proporciones y de mayor movilidad, que son formados para acomodar la presencia de flujos secundarios con sentido contrario al principal. De la estación 5 hacia el interior, el canal es aproximadamente simétrico, debido posiblemente a la pequeña anchura del canal.

La sección longitudinal del estuario muestra que las mayores profundidades están en la región de la desembocadura, disminuyendo hacia el interior de forma irregular (Figura 6.3). Se observa la presencia de dos altos en el fondo, el primero asociado a la estación 4, que corresponde al punto de mayor aporte de arenas por la migración de las dunas, y el segundo entre las estaciones 8 y 6, que está asociado al cambio en el tipo de canal, que pasa a presentar una dispersión del flujo principal y, en consecuencia, constituye una zona de deposición de finos.

La comparación entre la sección longitudinal y las transversales muestra que el volumen de agua en el estuario hasta la sección de control 8, dependiendo del nivel oscilante, varía entre $0,2-1 \times 10^6 \text{ m}^3$, con los menores valores correspondiendo al periodo

de sequía y los mayores al periodo de lluvias.

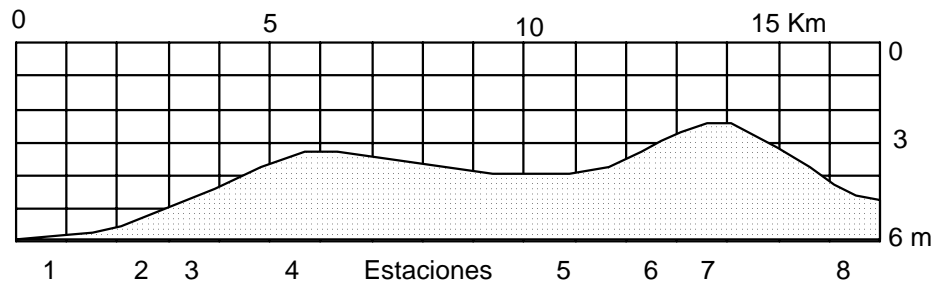


Figura 6.3 – Sección longitudinal del estuario del río Pacoti con indicación de las profundidades en las estaciones de trabajo.

Hay que resaltar que, durante el periodo de grandes precipitaciones, este volumen puede alcanzar valores mucho mayores, que no se pueden estimar debido a la inundación de los márgenes, como en el primer semestre de 1986, que afectó principalmente a la zona entre las estaciones 5 y 8. En el otro extremo, en el segundo semestre de 1985, cuando la sequía interrumpió completamente el aporte fluvial al estuario, la zona de la estación 7 quedó completamente emergida.

6.4 – HIDROLOGÍA

En este apartado se hará una descripción de las variaciones anuales, longitudinales e inducidas por las oscilaciones de marea, de los principales parámetros que caracterizan la circulación de las masas de agua del estuario del río Pacoti. El objetivo general, además de la caracterización de la distribución de salinidad, temperatura y oxígeno disuelto, es intentar comprender como se produce la circulación, cuales son las variables ambientales que intervienen de forma directa y como estos parámetros pueden estar relacionados con el patrón de transporte de sedimentos.

6.4.1 – Salinidad

La salinidad es uno de los parámetros más importantes en el estudio de los estuarios, pues su distribución controla los gradientes de densidad entre las masas de agua, influyendo en el patrón de circulación y, en consecuencia, en el transporte de

material en suspensión y como carga de fondo. Numerosos estudios han sido publicados en los últimos años sobre el flujo de agua y sedimento en estuarios, que en general concluyen que el movimiento neto de agua y sedimento en suspensión es controlado por la circulación de densidad, debido al gradiente generado por la mezcla entre el agua dulce y salada. Éste genera gradientes longitudinales de presión descompensadas y producen la circulación de estuario. El factor responsable de las variaciones de intensidad del gradiente de salinidad y circulación de densidad es la tasa relativa de mezcla entre los flujos fluviales y marinos.

Los gradientes de densidad también han sido utilizados para caracterizar el patrón o tipo de estuario, como la clasificación de Pritchard (1967), que define tres tipos de estuario sobre la base de la distribución longitudinal de salinidad: cuña salina (isolíneas de salinidad horizontales), parcialmente mezclados (isolíneas oblicuas) y homogéneos (isolíneas aproximadamente verticales).

Allen et al. (1980) define dos tipos de estuario en función de la relación entre el prisma de marea o flujo fluvial y la salinidad en la columna de agua. El límite es definido por la relación $(S_b - S_s / S)$, siendo respectivamente S_b y S_s la salinidad en el fondo y en superficie promediada durante un ciclo de marea, y S la salinidad media en la columna de agua. Para valores mayores de 0,1, el estuario se considera bien estratificado y, para valores inferiores al límite, el estuario está bien mezclado. Esta clasificación es una simplificación de la primera, donde el tipo bien mezclado corresponde al tipo homogéneo, y el estratificado a los tipos cuña salina y parcialmente mezclado; su mérito principal es el de atribuir un valor numérico para el límite entre los tipos, ya que la clasificación de Pritchard (1967) es principalmente descriptiva.

La distribución de la salinidad en el estuario varía considerablemente a lo largo del año en función de las precipitaciones y, en consecuencia, del aporte de aguas fluviales. Para todas las discusiones se consideró que la menor concentración de salinidad alcanzada durante todas las campañas (0,6 ‰) corresponde al límite de la influencia marina.

La Figura 6.4 presenta las variaciones de la salinidad media observadas durante las campañas de hidrología en las estaciones 1 y 5. La salinidad en la estación próxima a la desembocadura presenta variaciones significativas por influencia de las mareas y principalmente debido al aporte fluvial. En general se observa que la salinidad es elevada en el inicio del año, con valores medios del orden de (20‰), alcanza el mínimo durante el periodo de lluvias, con valores medios de (0,8 ‰) para la superficie, representando agua

dulce, y (10‰) en el fondo, pasando a aumentar progresivamente durante el segundo semestre, cuando alcanza los valores máximos de (32‰) y la columna de agua se presenta homogénea.

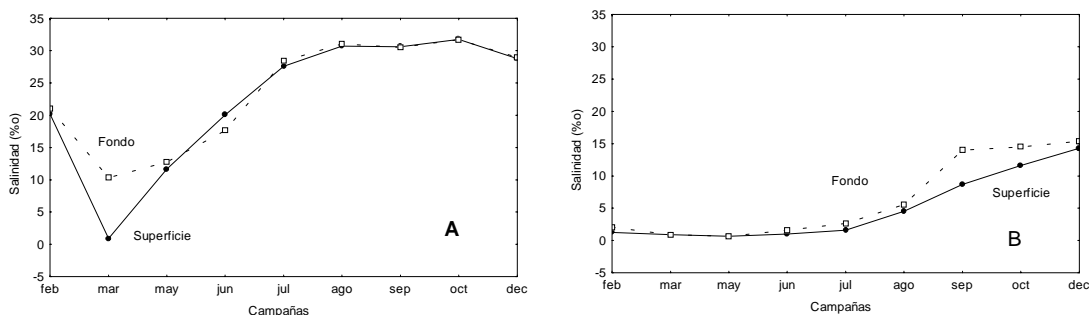


Figura 6.4 – Distribución de los valores de salinidad media en la superficie y fondo, observadas durante las campañas de hidrología en las estaciones 1 (a) y 5 (b).

La salinidad es mayor en la parte inferior de la columna de agua, pudiendo presentar diferencias instantáneas con la parte superior del orden del (30‰) en el mes de marzo, lo que caracteriza la presencia de una estratificación, aunque de media la diferencia es inferior (0,8 ‰). La salinidad presenta una relación directa con la marea durante la mayor parte del año, con excepción del periodo invernal cuando es prácticamente inexistente.

En la estación 5, situada aproximadamente en el punto medio del estuario, la salinidad es inferior que en la estación 2 y, en general, presenta menores variaciones, estando bastante controlada por las mareas y el aporte fluvial. La salinidad es baja al inicio del año con valores del orden del (2‰), que indican la influencia de las primeras precipitaciones, alcanza el mínimo durante el periodo de grandes caudales (0,6 ‰), con presencia de agua dulce, y aumenta en el segundo semestre hasta valores medios del (11 ‰) en superficie y (14 ‰) en el fondo. La salinidad es superior en la parte inferior de la columna de agua, con la diferencia en relación a la parte superior alcanzando los valores máximos en el verano (7‰) y mínimos en el invierno. La relación con las oscilaciones de la marea es directa, presentando un desfase que varía de 2 a 3 horas. La distribución longitudinal de salinidad muestra que durante el periodo de lluvias, la influencia de la salinidad está restringida a la bahía de la desembocadura, indicando una penetración máxima de 3 km. Las isolíneas presentan una forma oblicua con tendencia a la horizontalidad cerca de la desembocadura, caracterizando el estuario como parcialmente

mezclado con tendencia a la formación de cuña salina en la región de la desembocadura y de tipo homogéneo para el restante del estuario (Figura 6.5).

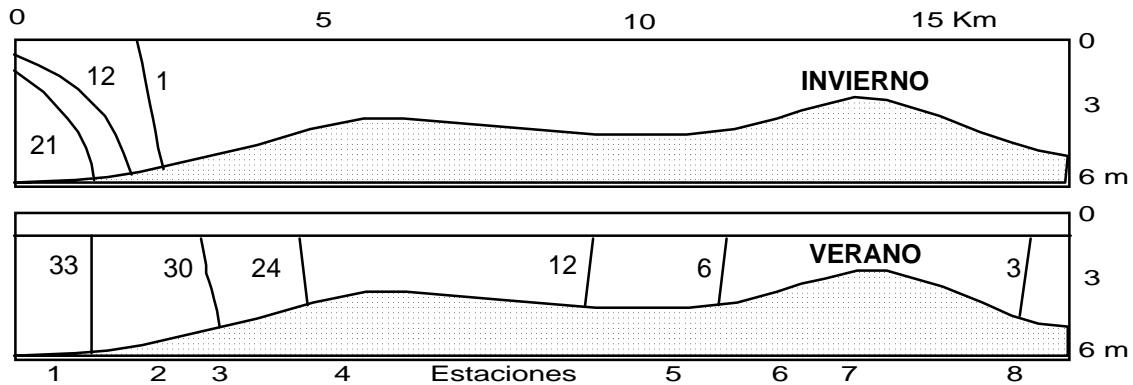


Figura 6.5 – Distribución longitudinal de salinidad durante los periodos de invierno y verano. En invierno, las isolíneas indican un estuario homogéneo con tendencia a la formación de cuña salina en la región de la desembocadura y, en el verano, un estuario de tipo homogéneo.

En verano, la influencia de la salinidad afecta a todo el estuario, observándose una penetración máxima de hasta de 19 km. La salinidad presenta una disminución lineal con la distancia, cuyo gradiente es del orden del (2‰) por kilómetro y que es muy próximo a la pendiente del río (1,7 m/km), indicando una relación entre la penetración salina y la pendiente natural. Las isolíneas son aproximadamente verticales en todo el estuario, lo que muestra que en verano la distribución de salinidad es de tipo homogéneo (Figura 6.5).

Las relaciones entre el prisma de marea y el flujo fluvial con la estratificación de salinidad en la columna de agua para la estación 1 muestra que, en general, la desembocadura del estuario del río Pacoti es de tipo bien mezclado, con los mayores valores de estratificación observados durante los periodos de mayores caudales y con mareas más importantes (Figura 6.6). Esta relación indica que la presencia del estuario tipo estratificado está controlada por la magnitud del flujo junto con las fluctuaciones del nivel de marea, y que estas condiciones se alcanzan durante el periodo invernal.

Utilizando conjuntamente las observaciones de los dos métodos de clasificación, se puede concluir que el estuario del río Pacoti es de tipo homogéneo en invierno y estratificado en verano, con la presencia de cuña salina o estratificación de salinidad restringida espacialmente a la bahía próxima a la desembocadura y, temporalmente, al periodo invernal, bajo condiciones de caudal elevado y en presencia de mareas importantes. La estratificación interior está asociada a la diferencia de densidad entre las

masas de agua.

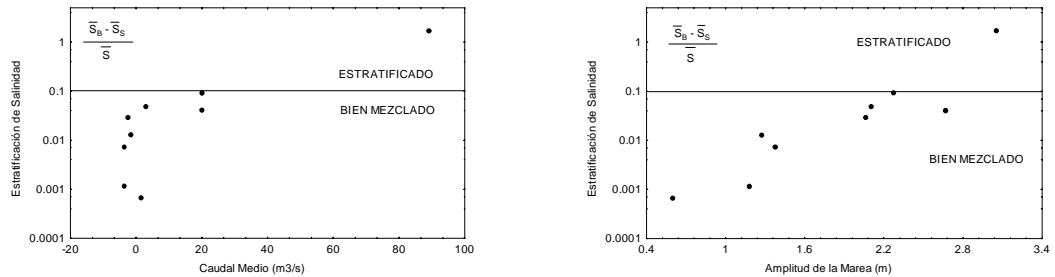


Figura 6.6 - Relación del flujo fluvial (a) y prisma de marea (b) con la estratificación de salinidad en la columna de agua para la estación 1. Se observa que el estuario tipo estratificado se presenta en condiciones de caudales máximos y mareas de mayores amplitudes.

6.4.2 - Temperatura

La temperatura del agua en el estuario del río Pacoti presenta una estrecha relación con la temperatura del aire, con una variación anual entre 24° y 32° C, y valor medio de 27° C. Los menores valores están presentes de julio a septiembre y los mayores entre diciembre y febrero, respectivamente estaciones de invierno y verano en el hemisferio sur. La distribución longitudinal es muy constante y no se observa la formación de estratificación térmica. En general, la diferencia de temperatura entre la parte superior e inferior de la columna de agua es menor de 0,03° C, indicando un ligero calentamiento de la capa superior por exposición directa al sol.

6.4.3 - Oxígeno Disuelto

La distribución del oxígeno disuelto en el estuario es controlada por las variables climáticas, hidrodinámicas y biológicas. El contenido varía a lo largo del año entre 4,1 y 9,1 mg/l, que corresponde, para las condiciones de solubilidad de la región, tasas de saturación respectivamente de 92% y 179%. El contenido más elevado de oxígeno o sobresaturación está asociado a la actividad fotosintética de la rica flora existente en las regiones de estuarios. En general no se observa relación del contenido de oxígeno con las oscilaciones de mareas, aunque, comparado con la parte media del estuario, las aguas de la zona de la desembocadura están más oxigenadas. La distribución longitudinal muestra

que los mayores valores se encuentran asociados a la región de la desembocadura y a la parte más interior del estuario, indicando que el aporte hídrico, independiente del contenido en sal, es un factor importante en la oxigenación del estuario.

6.4.4 – Material en Suspensión

La variación anual del material en suspensión en el estuario del río Pacoti es, en general, pequeña, con valores de concentración que varían entre 40 y 100 mg/l y, en condiciones excepcionales, valores máximos de 345 mg/l y mínimos de 25 mg/l. La distribución longitudinal durante el invierno muestra que los mayores valores se hallan en la capa superior de la columna de agua de la región de la desembocadura (80 mg/l) y en las proximidades de la estación 7. Para el resto del estuario, incluyendo la capa inferior de la desembocadura, los valores son del orden de 40 mg/l (Figura 6.7).

En verano, los contenidos en material en suspensión son más importantes, con predominio de valores próximos a 60 mg/l. Los mayores valores están asociados a la zona de la desembocadura (100 mg/l), que ya no presenta estratificación, y a las proximidades de la estación 7 (80 mg/l), o sea, se mantienen prácticamente las mismas zonas de máximos halladas durante el invierno. Según Coutinho (1970), el contenido de material en suspensión en el río São Francisco varía estacionalmente, con valores entre 10 y 270 mg/l y promedio de 64 mg/l, y que es del mismo orden que los valores hallados para el río Pacoti. Según (Milliman, 1975), comparados con los grandes ríos del mundo, los ríos brasileños presentan una concentración de material en suspensión relativamente pequeña, generalmente inferior a 100 mg/l.

Se observa una correlación entre las variaciones de los contenidos de material en suspensión y las fluctuaciones de las mareas. Para las condiciones de invierno, la estación de la desembocadura presenta una correlación negativa entre el material transportado en la columna de agua y la marea, y sin correlación con el material de la capa superior en los meses en que se forma una estratificación vertical de salinidad.

Un aspecto interesante observado en las condiciones de verano es la presencia de una relación entre el contenido de material en suspensión y la marea, inducido por la incorporación al estuario del material transportado de la zona de playa por la marea.

En la estación 5 no se observa correlación entre el contenido de material en suspensión y la marea durante el periodo de invierno, ya que la influencia de la marea queda restringida a la bahía de la desembocadura. Para el resto del año, cuando la

influencia de la marea se hace presente en todo el estuario, se observa la presencia de correlación, con un desfase existente entre las fluctuaciones de la marea en la desembocadura y la llegada de la marea dinámica en el punto de observaciones de 2 a 3 horas, que se deduce de las variaciones en concentración.

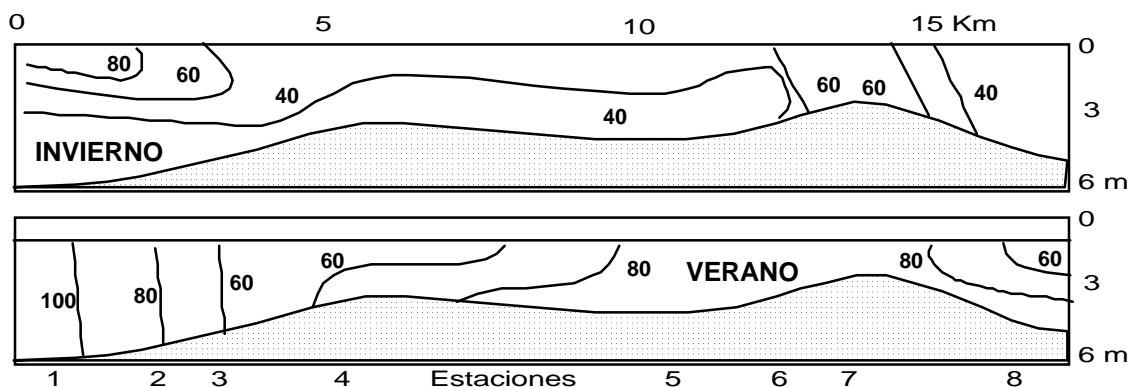


Figura 6.7 - Distribución longitudinal de material en suspensión en el estuario del río Pacoti para los periodos de invierno y verano. Durante el invierno, los valores medios son del orden de 40 mg/l y un poco mayor (60 mg/l) en el periodo de verano. En las dos situaciones los valores extremos se presentan en la desembocadura y en la parte terminal del estuario.

La comparación de las variaciones de material en suspensión con los otros parámetros que caracterizan la hidrología del estuario (Tabla 6.1) muestra una relación positiva entre el volumen de material transportado en suspensión y la velocidad media de la corriente, que es independiente del periodo del año en la estación 1 y dependiente de las condiciones ambientales en la estación 5.

Parámetro	Invierno (E1)	Verano (E1)	Invierno (E5)	Verano (E5)
Velocidad	0,80	0,83	0,62	0,86
Salinidad	-0,76	0,21	0,41	-0,28
Oxígeno	0,53	0,32	0,62	-0,21
Temperatura	-0,53	-0,46	0,60	0,31

Tabla 6.1 – Relación entre las variaciones del contenido en materia en suspensión y los parámetros físicos que caracterizan la hidrología del estuario.

Para las otras variables no fue observada ninguna correlación, con excepción de la salinidad durante el invierno en la estación 1, que en realidad está asociada a las fluctuaciones de la marea. La ausencia de correlación con el oxígeno y temperatura es

función de la baja productividad de materia orgánica en el estuario. La influencia de la velocidad será descrita con mayor detalle en el apartado sobre transporte de sedimentos.

La evaluación cualitativa del material en suspensión fue realizada para apoyar las interpretaciones de las variaciones, origen y las posibles fuentes del material transportado en suspensión. El material decantado varía de arenas muy finas a fangos, con la fracción mayor de 0,062 mm compuesta principalmente por cuarzo (97%), seguido por las micas, minerales pesados y aglomerados de material fino, y la fracción fina por minerales de arcilla (illita, caolinita y esmectita). En general predomina la fracción fina, con un 93% de porcentaje medio; la estación 1 presenta una mayor homogeneidad, marcada por valores entre 92 y 95%, y la estación 5 un rango considerable de variación, entre 8 y 91% de finos.

Según Suguio (1980), el origen de la esmectita está asociado a ambientes mal drenados, pH neutro a alcalino y rico en cationes, siendo común en clima semiárido. La caolinita refleja condiciones de intensa lixiviación, pH ácido y medio pobre en cationes, característico de ambientes fluviales en climas tropicales húmedos. La presencia de caolinita y esmectita puede presentar una cierta incompatibilidad, en función de las diferentes condiciones de formación, aunque Irion (1987), estudiando los minerales de arcilla de los ríos del Brasil, muestra que esta asociación es típica para los ríos tropicales, con el material desarrollado en los mismos tipos de rocas del zócalo, bajo diferentes condiciones de clima, topografía y tiempo.

El análisis de la composición del material en suspensión muestra que la materia orgánica está presente en contenidos muy bajos, normalmente inferiores al 1%; el carbonato de calcio varía de 2 a 5% en la región de la desembocadura y entre 1 y 2% en la estación 5. El análisis de los granos de cuarzo por microscopio electrónico muestra que algunos granos presentan marcas en forma de V bien preservadas y que caracterizan un origen en ambiente eólico; marcas en V sobrepuestas por pulimentos, que indican un origen eólico seguido de un retrabajamiento fluvial, y granos pulidos que indican un origen fluvial (Sainz y Ripa, 1992). Esta constatación muestra una coherencia con el proceso de colmatación debido al movimiento de las dunas anteriormente citado.

La comparación de los dos periodos muestra que en general el contenido de material en suspensión en el estuario del río Pacoti es pequeña, presentando un ligero aumento durante el verano y estando asociados los mayores valores a la región de la desembocadura y a las proximidades de la estación 7. La presencia de carbonato de calcio en las muestras de la región de la desembocadura y la correlación positiva con la marea

durante el periodo de verano indica la influencia de material de origen marino en la formación del material en suspensión, debido a la incorporación al estuario del material transportado de la playa por la penetración de la marea. Asimismo, el hecho que el mayor contenido de material en suspensión se da en verano cuando prácticamente no hay caudal, también indica su procedencia marina.

Para el resto del estuario, la carga gruesa en suspensión está asociada a material de origen eólico y la fina a la carga de sedimentos en suspensión procedente de la cuenca hidrográfica (wash load). La zona de la estación 7 presenta a lo largo del año una alta turbulencia, debido a las condiciones morfológicas y características del material de fondo, que hace que presente una mayor cantidad de material en suspensión.

Como conclusión, se puede afirmar que contribuyen al bajo contenido de material en suspensión en las aguas del estuario del río Pacoti, en primer lugar, la ausencia de una topografía joven y accidentada en el continente y el clima semiárido que cubre una gran extensión del territorio brasileño, y, en segundo lugar, la baja producción de materia orgánica o la retención del material producido en las llanuras de inundación del estuario, que tiene sus márgenes sometidas a una sumersión periódica por influencia de la marea. La convergencia de estos factores produce la baja concentración de material en suspensión en las aguas del estuario y, en consecuencia, en las aguas oceánicas. La distribución de la salinidad se presenta en la mayoría de los casos de forma homogénea y no se ha observado ninguna correlación con el contenido de materia en suspensión.

6.5 - DINÁMICA SEDIMENTARIA

El conocimiento del volumen de sedimentos transportados por los ríos es de fundamental importancia en el planeamiento y gestión de la zona costera, ya que el proceso fluvial es considerado la fuente más importante de material para la deriva litoral. Cuando se trata del conjunto de procesos costeros, el material transportado por los ríos puede contribuir de forma importante al equilibrio del balance sedimentario y, en consecuencia, al mantenimiento de la estabilidad de la línea de playa, ya que la disminución de la aportación o su interrupción interfieren en el balance sedimentario, generando desequilibrio del sistema costero y erosión, como en el caso del Delta del Ebro. Así, para los ríos de nuestra región, de carácter intermitente y sin ningún tipo de información, es necesario definir, además del volumen de material transportado, el

comportamiento del estuario durante los periodos de bajos caudales, ya que en estas condiciones el estuario puede funcionar como un sumidero de sedimentos, extrayendo material de la deriva litoral.

El transporte fluvial, en el caso del aprovechamiento de los recursos hídricos de una región, se considera como un problema, ya que los daños causados por los sedimentos pueden ser extensos y de carácter variado. Los tipos de problemas dependen de la naturaleza y cantidad de sedimentos transportados y estos de los procesos de erosión, transporte y deposición de sedimentos. Entre los problemas se pueden destacar: la deposición de sedimentos en el río, que disminuye la navegabilidad y aumenta las dimensiones de las crecidas, y la deposición en los embalses, que disminuye la vida útil o provoca la necesidad de dragados periódicos.

La cantidad total de sedimento transportado por un río se define como la suma de la carga de sedimento transportado por arrastre de fondo, más la carga de sedimentos procedentes del fondo transportados en suspensión y la carga de sedimentos en suspensión procedente de la cuenca hidrográfica. El objetivo de este apartado es definir el volumen total de material transportado por el río Pacoti, su distribución a lo largo del año en relación a los parámetros ambientales y la contribución del estuario al balance sedimentario costero.

6.5.1 -Inicio del Movimiento del Sedimento

El inicio del movimiento de las partículas de sedimento que componen el lecho del río depende tanto de las condiciones del flujo como de las características granulométricas del sedimento. La evaluación de las condiciones bajo las que se produce el inicio del movimiento se puede realizar a partir de diferentes aproximaciones, siendo la más utilizada la contenida en el criterio de Shields (1936), que emplea la aproximación por tensión tangencial crítica. El criterio de Shields (1936) junto con la parametrización propuesta por Van Rijn (1984a) se han utilizado en este trabajo para determinar las condiciones necesarias para el inicio del movimiento en el estuario del río Pacoti.

Las condiciones de inicio del movimiento vienen dadas por la relación entre dos parámetros adimensionales, que caracterizan la intensidad del flujo o fuerza perturbadora, definida como **parámetro de movilidad crítica** (Θ_{cr}), y las fuerzas estabilizadoras que actúan sobre el grano, definido como **parámetro de partícula** (D^*), que son definidos como:

$$\phi_{cr} = (u_{*, cr})^2 / (s-1)g D_{50}$$

$$D^* = D_{50} ((s-1)g / \nu^2)^{1/3}$$

donde s = densidad relativa (ρ_s/ρ); g = aceleración de la gravedad; D_{50} = mediana (diámetro de 50% de la distribución); ν = coeficiente de viscosidad cinemática (μ/ρ); $u_* = (g^{0.5}/C')u$; C' = coeficiente de Chézy relacionado con las partículas ($C'=18 \log(12h/3D_{90})$); h = profundidad relativa; D_{90} = diámetro asociado al percentil de 90% y u = velocidad media del flujo.

La estimación de la velocidad del flujo necesaria para el inicio del movimiento en el estuario se ha hecho utilizando las 2 secciones del río, donde fueron realizadas las campañas de medición de las corrientes. Para representar el sedimento de fondo se han seleccionado dos muestras de cada estación, representando las condiciones de invierno y verano, donde fueron calculadas por el procedimiento anteriormente descrito, las velocidades críticas para el inicio de movimiento y las correspondientes velocidades medias del flujo en las secciones que representan cada estación (Tabla 6.2). Se observa que, para la mayor parte del sedimento de fondo, las velocidades para el inicio del movimiento son aproximadamente las mismas y del orden de 0,29 m/s, con excepción de la muestra de verano de la estación 1, que corresponde a arenas medias para el que el valor de la velocidad crítica es de 0,41 m/s.

Estación	Textura	d50 (mm)	d90 (mm)	U*crit (m/s)	V (m/s)
1 i	Arena media	0,38	0,74	0,0118	0,29
1 v	Arena gruesa	0,67	0,86	0,0182	0,42
5 i	Arena fina	0,24	0,43	0,0114	0,28
5 v	Arena media	0,28	0,46	0,0115	0,29

Tabla 6.2 – Representación de las velocidades críticas para el inicio de movimiento de los sedimentos de fondo (U^*_{crit}) y las correspondientes velocidades medias mínimas en la columna de agua para las estaciones (1 y 5) bajo diferentes condiciones ambientales (invierno y verano).

6.5.2 – Velocidades en el Estuario

Las velocidades en el estuario presentan un amplio rango de variación dependiendo principalmente de las interacciones entre el flujo fluvial y las oscilaciones de las mareas. Las velocidades más importantes están presentes en la región de la

desembocadura con valores que varían de $(-0,79)$ a 3 m/s, con media de $0,23$ m/s. Los valores mínimos (negativos) corresponden al periodo de verano, durante la subida de la marea, y los mayores al periodo de invierno, durante la marea vaciante. En la parte media del estuario el rango de variación está entre $(-0,29)$ y $0,7$ m/s, con una media de $0,17$ m/s, con los valores extremos representando respectivamente las condiciones de verano e invierno; de la mitad del estuario hacia el interior las velocidades siguen disminuyendo hasta alcanzar los valores medios más bajos, del orden de $0,1$ m/s y extremos entre $(-0,1)$ y $0,7$ m/s.

La relación entre las velocidades y las mareas muestra que las oscilaciones de nivel influyen el patrón de comportamiento de las velocidades. Para la región de la desembocadura (estación 1), como se podía esperar, se ha observado una correlación directa entre la marea y las fluctuaciones de nivel y un desfase de 3 a 4 horas entre los extremos de la marea y de la velocidad, o sea, a pesar de la respuesta inmediata entre las variaciones de nivel, se observa que la velocidad alcanza su valor máximo después de 3-4 horas del nivel máximo de la marea, bajo condiciones de marea vaciante y los valores mínimos en condiciones de llenante. Para las condiciones de invierno, los valores mínimos están próximos a cero, y en verano los mínimos toman valores negativos, indicando un flujo hacia el interior del estuario. El nivel varía entre $0,5$ en invierno y 2 m en verano.

En la zona central del estuario (estación 5), en condiciones de invierno, se observa una correlación directa entre las fluctuaciones de marea en la desembocadura y las variaciones de velocidad que parece indicar un desfase del orden de 12 horas entre ambas. Durante el verano, las fluctuaciones de nivel presentan un retardo de 3 horas, mientras que la velocidad está desfasada en 6 horas. Las fluctuaciones de nivel son del orden de $0,5$ m en invierno y de aproximadamente 1 metro en verano.

En la figura 6.8 se presenta la comparación entre las variaciones de velocidades, marea y velocidades críticas para el inicio del movimiento de los sedimentos de fondo en la región de la desembocadura. Durante el periodo de lluvias, cuando los caudales son mayores y la cobertura de fondo está formada por arenas medias, las velocidades (superficie y fondo) están por encima de las velocidades críticas, lo que indica que bajo estas condiciones existe un transporte relativamente elevado del estuario hacia la playa.

En condiciones de bajos caudales (verano), las velocidades son menores y muestran un fuerte control por las fluctuaciones de marea, las velocidades críticas correspondientes a los sedimentos de fondo son mayores y sólo alcanzadas durante los

extremos de velocidad. En estas condiciones se observa un transporte bidireccional, la contribución de material del estuario hacia la playa es mínima, pudiendo incluso ser inferior al transporte de sedimentos de la playa hacia el estuario. En estas condiciones, el balance del transporte de material por el flujo-reflujo inducido por las mareas es hacia el estuario, lo que lo hace que el estuario funcione como un sumidero, extrayendo sedimentos de la deriva litoral.

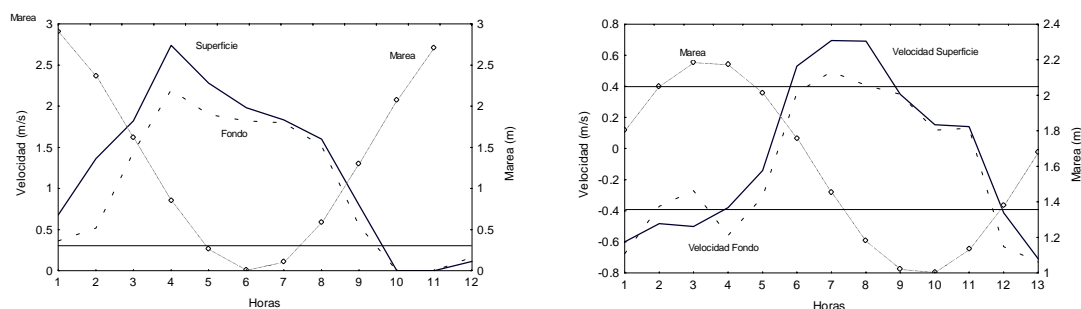


Figura 6.8 – Relación entre las variaciones de velocidades en superficie y fondo, marea y las velocidades críticas para el inicio de movimiento en la región de la desembocadura. En invierno (izquierda) el estuario transporta sedimentos para la playa y en el verano (derecha) el balance es nulo o negativo.

Para la estación 5, donde no se observa un cambio significativo en las velocidades críticas, a pesar de que la textura de los sedimentos de fondo varía de arenas finas (invierno) a arenas medias (verano), se observa que las variaciones de velocidad alteran el patrón de transporte y que está presente durante el invierno y es prácticamente inexistente durante el verano.

La descarga líquida fue estimada utilizando las velocidades medias determinadas en las dos estaciones, las fluctuaciones de nivel y las características morfológicas del canal en cada sección. La comparación con los datos de pluviosidad muestra que en general existe una buena correlación entre el volumen de precipitación y los caudales medios en las dos estaciones, con los mayores valores, del orden de $85 \text{ m}^3/\text{s}$, en la región de la desembocadura durante el invierno y los menores en las dos estaciones, durante el segundo semestre, bajo condiciones de verano. La diferencia de caudal entre las dos estaciones puede estar asociada a la diferencia entre las áreas de drenaje de las dos estaciones, que es de 45 km^2 superior para la estación 1 y que corresponde al 30% del área del río no controlada (143 km^2).

La relación entre los caudales y las tasas medias de precipitación, 0,93 para la

estación de la desembocadura y 0,84 para la zona del estuario, indican que los caudales y las velocidades determinadas en el estuario están influenciadas de forma importante por el volumen de precipitación en el área de drenaje (Figura 6.9).

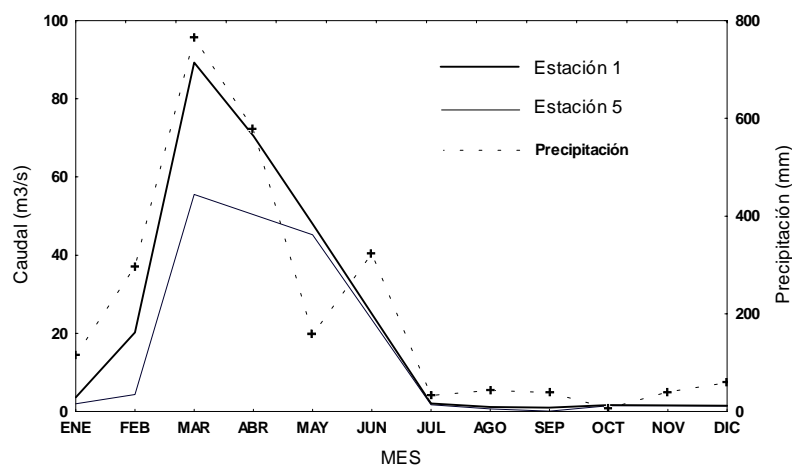


Figura 6.9 – Relación entre los caudales medios determinados para las dos estaciones y la tasa mensual de precipitación en el área de drenaje.

La cuenca de drenaje, al estar formada por rocas cristalinas, presenta una baja infiltración y una mayor velocidad de circulación, haciendo que todo el volumen de agua precipitada sea drenada hacia el cauce principal en un periodo de tiempo relativamente corto. Otro aspecto interesante de esta dependencia para la región, debido a los pocos datos de mediciones de corrientes en los ríos, es la utilización de la relación para la reconstitución y predicción de los caudales del río Pacoti.

6.5.3 – Transporte de Sedimentos

El volumen total de sedimento transportado por un río se define como la suma de la descarga de sedimento transportado por arrastre de fondo más la descarga de sedimentos transportados en suspensión. Aunque la carga de sedimentos en suspensión pueda tener su origen en material procedente del fondo o bien de la cuenca hidrográfica, la mayoría de los trabajos sobre el tema no hacen ninguna consideración sobre las implicaciones de los diferentes orígenes del material.

Para el cálculo del transporte de sedimentos por los ríos, como por los otros agentes dinámicos, existen dos procedimientos básicos y que consisten en la medición directa del transporte en suspensión y como carga de fondo o estimar de forma indirecta

el volumen de material transportado. Para la cuantificación de forma directa es necesario conocer la concentración de sedimentos transportados en suspensión y como carga de fondo, las características hidráulicas de la sección y las características del material de fondo. La determinación de la concentración de sedimentos en suspensión es relativamente simple y normalmente consiste en la toma de muestras instantáneas por medio de botellas oceanográficas o por integración, utilizando muestreadores específicos tipo U.S.DH-48, desarrollado por Interagency Committee on Water Resources.

La estimación del transporte como carga de fondo se puede realizar por medio del estudio de la migración de las formas de fondo y utilizando trampas desarrolladas específicamente para esta finalidad. Los dos métodos de estimación son motivo de muchas controversias, siendo en general no aceptados universalmente, debido, en el caso de utilización de ecosondas, a que las interferencias del medio pueden tener mayor magnitud que las formas del lecho estudiadas y en el de las trampas, a las alteraciones en el flujo, la dificultad en recoger todas las clases granulométricas del material de fondo y a la falta de representatividad de la muestra (Simons y Senturk, 1977; Ward, 1984; Paiva, 1988; Guillen, 1992).

La forma indirecta consiste en la utilización de modelos matemáticos para estimar el transporte de sedimentos por medio de los parámetros hidráulicos de la corriente en una sección o tramo del río y de las características del material de fondo. Entre los modelos existentes, algunos estiman la carga de fondo y la carga de sedimentos en suspensión, obteniendo por la suma la carga total de material de fondo transportada por la corriente y otros determinan la carga total de material de fondo, sin hacer la diferenciación entre la carga de fondo y la carga en suspensión.

Según Paiva (1988), que evaluó los 18 modelos matemáticos más utilizados en el cálculo del transporte fluvial de sedimentos, para el cálculo de la carga total transportada, el modelo de Toffaleti (1969) presenta los mejores resultados cuando se conoce la concentración de sedimentos en toda la columna de agua y, en ausencia de estos datos, los métodos de Ackers y White (1973) y Yang (1973), y, para el cálculo por separado del transporte de fondo y en suspensión, recomienda el método de Van Rijn simplificado (1984c). Hay que remarcar que estas conclusiones están basadas en la comparación de los modelos con los resultados del programa de observaciones de canales aluviales de la George Washington University y principalmente del río Mogi-Guaçu en el estado de Sao Paulo (Brasil), de características hidrodinámicas, morfológicas y sedimentológicas semejantes a las del río Pacoti.

De esta forma, la estimación del transporte de sedimentos en el estuario del río Pacoti y su contribución a la deriva litoral será realizada de forma individualizada entre los tipos de transporte, utilizando el método de Van Rijn simplificado (1984c), y, para comparación, el método original, ya que, según el autor, el método simplificado es un poco menos preciso que el método completo, pero suficientemente preciso para aplicaciones en ingeniería, en el cálculo del transporte de sedimentos de fondo y las medidas directas en la cuantificación del transporte en suspensión.

El método de Van Rijn (1984a y 1984b) para el cálculo de la carga total de material de fondo, definido sobre la base del enfoque de Bagnold (1954), considera que el movimiento de la partícula en el fondo es dominado por la fuerza de la gravedad, mientras que el efecto de la turbulencia es considerado de menor importancia. El transporte de fondo se define como una mezcla de rodamiento y saltación de las partículas a lo largo del lecho del río. La separación entre los dos movimientos es definida por medio del cálculo de la máxima altura teórica del salto de la partícula, para una determinada condición de flujo, considerando que todas las partículas presentes en el flujo con altura de salto mayor que la del máximo salto teórico son transportadas en suspensión.

La carga de fondo es calculada como el producto de la altura del salto por la velocidad de la partícula y la concentración de la carga de fondo y la carga de sedimentos en suspensión, por la integración en la profundidad del producto de la concentración local por la velocidad de flujo. También asume que la tasa de transporte de fondo puede ser descrita de forma suficientemente precisa por los parámetros adimensionales introducidos por Ackers y White (1973). Para la aplicación de este método es necesario el conocimiento de la velocidad, profundidad y anchura media del flujo, diámetros característicos del material de fondo, densidad del agua y de los sedimentos, aceleración de la gravedad y la constante de Von Karman.

La predicción del transporte se hace en función de los parámetros dimensionales, el ya definido **parámetro de partícula** (D^*), y el **parámetro de transporte T**, dado por la expresión:

$$T = ((u'_*)^2 - (u_{*crítico})^2) / (u_{*crítico})^2$$

donde $u_{*crítico}$ es la velocidad de corte crítica para el inicio del movimiento (calculada según Shields en el apartado anterior), y u'_* es la velocidad de corte asociada al flujo existente. La expresión que predice el transporte por arrastre de fondo Q_b (en $m^3/s/m$):

$$Q_b = 0.053 (T^{2.1}/D^{*0.3}) ((s-1)g)^{0.5} D_{50}^{1.5}$$

Posteriormente, Van Rijn (1984c), basándose en sus trabajos anteriores, junto con el método para la previsión de la rugosidad hidráulica, y utilizando un análisis de regresión para varias condiciones de flujo y sedimentos, desarrolló un método simplificado para el cálculo del transporte de sedimentos y que, para el transporte de fondo, tiene la forma de:

$$Q_b = U * h * 0,005 * \{(U - u_{*crítico}) / [(s-1) * g * d_{50}]^{0,5}\}^{2,4} * (d_{50}/d)^{1,2}$$

Donde U es la velocidad media del flujo, h la profundidad media, s = densidad relativa (ρ_s/ρ), g = aceleración de la gravedad y d_{50} = mediana (diámetro de 50% de la distribución).

6.5.4 – Balance Sedimentario

El resultado de la aplicación de los dos métodos de Van Rijn para el cálculo del transporte de fondo, muestra que las tasas estimadas son del mismo orden de magnitud, variando naturalmente en función de los cambios de velocidad registrados (Tabla 6.3). En general, se observa que en condiciones de mayores velocidades, el método completo estima mayores tasas que el método simplificado, mientras que, bajo condiciones de menor velocidad, el método simplificado presenta una mayor valoración. De esta forma, en la región de la desembocadura, donde las mayores velocidades se dan durante el periodo de invierno, el método completo sobrestima el volumen de material transportado como carga de fondo hacia la playa y, durante el verano, el método simplificado presenta una mayor tasa de transporte hacia el estuario.

De las discusiones previas sobre los dos métodos se observa que, según Van Rijn (1984c), el método completo es más exacto, ya que Paiva (1988), que evaluó los métodos para el río Mogi-Guaçu, prefiere el método simplificado por presentar mejores resultados. De esto se deduce que las observaciones de campo en el estuario del río Pacoti, así como de los ríos Cocó y Ceará, muestran que, durante el periodo de caudales bajos, los estuarios actúan como trampas de sedimentos, o sea que existe durante el verano un transporte neto de la playa hacia el estuario que es superior a los valores estimados. Como no se ha realizado ninguna medida directa del transporte de fondo, es difícil a priori definir cuál de los dos métodos presenta mejores resultados para las condiciones hidrodinámicas del estuario del río Pacoti.

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Met.Completo	1059	2087	18036	9254	473	69	1	-2	-3	2	16	30
Met.Simplificado	1001	1912	11387	6028	669	146	-54	-16	-24	19	55	90
Suspensión	620	1547	8905	5095	1284	331	-423	-269	-154	-74	-116	-306

Tabla 6.3 – Volumen mensual en m³ del transporte de sedimentos como carga de fondo, estimado por los métodos completo y simplificado de Van Rijn (1984a; 1984c), y del transporte en suspensión, definido por método directo, para la región de la desembocadura.

Por otro lado, como el objetivo principal de este análisis es la estimación del volumen de material transportado por el río Pacoti y no una evaluación de los métodos de cálculo, y como los resultados no son discrepantes, se ha optado por presentar conjuntamente los resultados de los dos modelos como límites de variación y considerando para las discusiones que el valor real pueda estar comprendido entre los dos extremos.

Con relación a la estimación del volumen de material transportado en suspensión, como fue aplicado el método directo basado en la concentración de material en suspensión medido y tomando en cuenta en los cálculos las variaciones de contenido estacionales y por influencia de las mareas, las fluctuaciones de velocidad y nivel, creemos que los resultados son relativamente fiables para este análisis del balance sedimentario.

Las tasas de material transportado por arrastre de fondo estimadas para el periodo de estudio en la región de la desembocadura, muestran que el estuario del río Pacoti aporta a la deriva litoral entre 21.000 y 31.000 m³/año de sedimentos de tamaño equivalente al material presente en la playa (Tabla 6.3). Hay que resaltar que en el inicio del invierno la cobertura sedimentaria del fondo es más gruesa, pudiendo estar presentes sedimentos con d₅₀ del orden de 1 mm. Si consideramos que en los dos primeros meses de lluvias tiene capacidad de transportar todo el material de esta capa y calculando el volumen de material transportado para estas condiciones (500 m³ para los dos meses) para descontar del transporte total, llegaríamos a una tasa media de transporte o de aporte a la deriva litoral de 23.500 m³/año.

La distribución a lo largo del año es bastante irregular, con el aporte concentrado totalmente en el primer semestre, cuando los caudales son más importantes. En el segundo semestre, con la disminución de los caudales, los aportes hacia la playa son muy

pequeños, con valores negativos en los meses de agosto y septiembre, lo que hace que el balance sedimentario sea nulo.

Las tasas de transporte de material como carga de fondo, aunque puedan parecer elevadas comparadas con otros ríos (por ejemplo el Ebro), es el reflejo del régimen de un año con elevadas precipitaciones (anomalía de $+850 \text{ m}^3/\text{m}$), que ha generado en la zona de la desembocadura velocidades de hasta 3 m/s en un caudal con 6 metros de profundidad. Considerando la buena correlación entre la precipitación y la descarga líquida y de ésta con la tasa de transporte de sedimentos, se ha estimado a partir de la serie de precipitaciones de los últimos 20 años, los valores medios y extremos de las tasas de transporte como carga de fondo por los métodos simplificado y completo (Tabla 6.4). Comparando los valores estimados por la precipitación con los valores obtenidos para el periodo de estudio (21.000 y 31.000), se observa que estos se encuentran dentro de los máximos observados en los últimos 20 años, siendo el valor de la aportación media anual del orden $12.500 \text{ m}^3/\text{año}$.

Parámetro	MEDIA	MIN	MAX
Met. Simplificado	10780	3110	21354
Met. Completo	14211	2956	33000
Precipitación	1612	931	2841

Tabla 6.4 – Tasas de transporte de sedimentos como carga de fondo, estimadas a partir de la serie de precipitación de los últimos 20 años.

El transporte de material en suspensión también muestra una variación estacional, con valores positivos y de mayor magnitud en el primer semestre (17.782 m^3) y negativos en el segundo (1.342 m^3), lo que hace que el balance anual sea positivo y del orden de 16.000 m^3 . Contribuye a la aparición de valores negativos la mayor concentración de material en suspensión en el agua de origen marino, ya discutida anteriormente. Hay que resaltar que el material transportado en suspensión está compuesto principalmente por partículas finas, de tamaño inferior al de las arenas de las playas, lo que hace que el volumen anual transportado no pueda ser computado como contribución a la deriva litoral de sedimentos.

Para la parte media del estuario, representada por la estación 5, el volumen de material transportado como carga de fondo es bastante inferior a la región de la desembocadura debido a las menores condiciones de velocidad. La contribución anual está entre 300 y 1.300 m^3 y está concentrada en el primer semestre, ya que, en el segundo

semestre, debido a las bajas velocidades, el transporte puede ser considerado nulo. El transporte de material en suspensión es siempre positivo, alcanzando una contribución anual de 5.700 m³ de material, con los mayores valores asociados al periodo de mayor caudal (Tabla 6.5).

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Met.Completo	4	8	175	98	22	11	1	0	0	0	0	0
Met.Simplificado	35	72	610	375	140	79	19	1	0,3	3	1	2
Suspensión	130	197	1451	1420	1389	751	114	45	15	104	84	64

Tabla 6.5 – Estimación del volumen mensual de material transportado como carga de fondo (métodos completo y simplificado) y en suspensión para la zona media del estuario.

Comparando los volúmenes transportados como carga de fondo definidos para las estaciones 1 y 5, se observa que la mayor parte del transporte se concentra en la región de la desembocadura con una diferencia entre las dos tasas del orden de 18.000 m³. La diferencia indica, en teoría, que el estuario está en erosión entre la parte media y la desembocadura; si consideramos tan sólo el balance fluvial, en realidad esta zona está sometida a acumulación debido al gran aporte de material por la migración de las dunas.

6.6 – CONCLUSIONES

El estuario del río Pacoti fue definido por la presencia de la vegetación típica de los manglares y corresponde a una longitud total de 19 km. La orientación general del río está controlada en su parte fluvial por la estructura del zócalo con dirección SW-NE, y en el estuario por la migración de las dunas, que ha provocado la migración de la desembocadura 6 km hacia el noreste.

El recubrimiento de fondo está dominado por arenas, con variación de tamaño en función de la energía del flujo, con arenas gruesas en los canales principales y en la región más próxima a la desembocadura; arenas medias entre las estaciones 2 y 4, debido al aporte de material de las dunas, y arenas finas en las zonas protegidas de los meandros. Los fangos predominan en la zona fluvial anastomosada y en la región de menor energía al noroeste de la bahía de la desembocadura.

La salinidad durante el verano afecta a todo el estuario y presenta una disminución lineal con la distancia, cuyo gradiente es del orden del (2‰) por kilómetro y que es muy próximo a la pendiente del río (1,7 m/km), indicando una relación entre la

penetración salina y la pendiente natural. Las isolíneas son aproximadamente verticales en todo el estuario, lo que muestra que en verano la distribución de salinidad es homogénea. Utilizando dos métodos de clasificación, se observa que estuario del río Pacoti es de tipo homogéneo en invierno y estratificado en verano, con la presencia de la cuña salina o estratificación de salinidad restringida espacialmente a la bahía próxima a la desembocadura, y temporalmente al periodo invernal, bajo condiciones de caudales elevados y en presencia de las mareas más importantes. La estratificación interior está asociada a la diferencia de densidad entre las masas de agua.

La variación anual en el contenido de material en suspensión es en general pequeña, con los valores normales de concentración presentando un rango de fluctuación entre 40 y 100 mg/l y, en condiciones excepcionales, valores máximos de 345 mg/l y mínimos de 25 mg/l. Se observa una correlación entre las variaciones de los contenidos en material en suspensión y las fluctuaciones de las mareas. Para las condiciones de invierno, la estación de la desembocadura presenta una correlación negativa entre el material transportado en la columna de agua y la marea, y sin correlación con el material de la capa superior en los meses en que se forma una estratificación vertical de salinidad. Un aspecto interesante, observado en las condiciones de verano, es la presencia de una relación entre el contenido de material en suspensión y la marea, inducida por la incorporación al estuario del material transportado de la zona de playa por la marea.

La comparación de las variaciones de material en suspensión con los otros parámetros que caracterizan la hidrología del estuario muestra una relación positiva entre el volumen de material transportado en suspensión y la velocidad media de la corriente, que es independiente del periodo del año en la estación 1 y dependiente de las condiciones ambientales en la estación 5. Para las otras variables no se observa ninguna correlación, con excepción de la salinidad durante el invierno en la estación 1, que en realidad está asociada a las fluctuaciones de la marea.

La presencia de carbonato de calcio en el material en suspensión de la región de la desembocadura, la correlación positiva con la marea durante el periodo de verano y por ser el periodo de menor caudal, indica la influencia de material de origen marino en su formación, debido a la incorporación al estuario del material transportado de la playa por la penetración de la marea. Para el resto del estuario, la carga gruesa en suspensión está asociada a material de origen eólico y la fina a la carga de sedimentos en suspensión procedente de la cuenca hidrográfica (wash load).

Contribuyen al bajo contenido de material en suspensión en las aguas del estuario del río Pacoti, en primer lugar, la ausencia de una topografía joven y accidentada en el continente y el clima semiárido que cubre una gran extensión del territorio brasileño; y, en segundo lugar, la baja producción de materia orgánica o la retención del material producido en las llanuras de inundación del estuario que tiene sus márgenes sometidas a una sumersión periódica por influencia de la marea. La convergencia de estos factores produce la baja concentración de material en suspensión en las aguas del estuario y, en consecuencia, en las aguas oceánicas.

Las velocidades en el estuario presentan un amplio rango de variación dependiendo de las interacciones entre el flujo fluvial y las oscilaciones de mareas. Las velocidades más importantes están presentes en la región de la desembocadura, con valores entre (-0,79) y 3 m/s y media de 0,23 m/s. Los valores mínimos (negativos) corresponden al periodo del verano durante la subida de la marea y los mayores al periodo de invierno durante la marea vaciante. En la parte media del estuario, el rango de variación está entre (-0,29) y 0,7 m/s, media de 0,17 m/s, con los valores extremos representando respectivamente las condiciones de verano e invierno. De la zona media del estuario hacia el interior, las velocidades siguen disminuyendo hasta alcanzar los menores valores medios, del orden de 0,1 m/s y extremos entre (-0,1) y 0,7 m/s.

Las tasas potenciales de material transportados por arrastre de fondo, estimadas para el periodo de estudio en la región de la desembocadura, muestran que el estuario del río Pacoti aporta a la deriva litoral entre 21.000 y 31.000 m³/año de sedimentos, de tamaño equivalente al material presente en la playa. La distribución a lo largo del año es bastante irregular, con el aporte concentrado totalmente en el primer semestre, cuando los caudales son más importantes. En el segundo semestre, con la disminución de los caudales, los aportes hacia la playa son muy pequeños, con valores negativos en los meses de agosto y septiembre, lo que hace que el balance sedimentario sea nulo.

Las tasas potenciales de transporte como carga de fondo, aunque puedan parecer elevadas comparadas con otros ríos (por ejemplo, el Ebro), es el reflejo del régimen de un año con elevadas precipitaciones (anomalía de +850 m³/m), que ha generado en la zona de la desembocadura, velocidades de hasta 3 m/s en el caudal con 6 metros de profundidad. Considerando la buena relación entre la precipitación, se han estimado los valores medios y extremos de las tasas de transporte como carga de fondo por los métodos simplificado y completo, mostrando que se encuentran dentro de los máximos observados en los últimos 20 años, siendo el valor de la aportación media anual del orden

de 12.500 m³/año.

El transporte de material en suspensión también muestra una variación estacional, con valores positivos y de mayor magnitud en el primer semestre (17.782 m³) y negativos en el segundo (1.342 m³), lo que hace que el balance anual sea positivo y del orden de 16.000 m³. Contribuye a la aparición de valores negativos la mayor concentración de material en suspensión en el agua de origen marino, ya discutido anteriormente. Hay que resaltar que el material transportado en suspensión está compuesto principalmente por partículas finas, de tamaño inferior al de las arenas de las playas, lo que hace que el volumen anual transportado no pueda ser computado como contribución a la deriva litoral de sedimentos.

Comparando los resultados de los volúmenes transportados como carga de fondo definidos para las estaciones 1 y 5, se observa que la mayor parte del transporte se concentra en la región de la desembocadura con una diferencia entre las dos tasas del orden de 18.000 m³. La diferencia indica, en teoría, que el estuario está en erosión entre la parte central y la desembocadura; si consideramos tan sólo el balance fluvial, en realidad esta zona está sometida a acumulación debido al gran aporte de material por la migración de las dunas.

CAPITULO 7 – INTEGRACIÓN DE LOS PROCESOS COSTEROS Y BALANCE SEDIMENTARIO

7.1 - INTRODUCCIÓN

La erosión costera constituye un serio problema en todo el mundo y afecta prácticamente a todos los países con litoral, pudiendo en algunos de estos alcanzar caracteres muy graves. Las repercusiones económicas, tales como la pérdida de viviendas, infraestructuras públicas y propiedades, pueden ser sumamente serias, sobre todo en los países en desarrollo, por la falta de recursos para la recuperación de los daños, como es el caso de Brasil, o en otros como en España, donde el turismo litoral es una de las mayores fuentes de ingreso nacional.

La erosión costera es un fenómeno frecuente y cuanto más se ocupa el litoral más se acentúa el problema, que crece en magnitud e importancia, debido al aumento del valor económico de las zonas costeras y de la forma que asume el desarrollo, que normalmente se traduce en la aceleración de la erosión. Este fenómeno, debido a la complejidad de las interacciones entre los diversos factores naturales y los antropogénicos (instalación de obras), se ha puesto de relieve en las planificaciones de las actividades de desarrollo y principalmente de ordenación de la zona costera, ya que la propia obra puede ser afectada por estos factores o provocar la intensificación de la erosión y generar pérdidas para otros sectores de costa adyacentes. Un caso típico de instalación mal planeada la constituye el puerto de Mucuripe en Fortaleza, que será abordado en el capítulo final.

La erosión o la progradación de la línea de costa es el resultado de un desequilibrio de los procesos que actúan en el litoral, siendo los principales mecanismos de evolución del sistema costero. El estudio de estos mecanismos y su control en el caso de la erosión, tiene una gran importancia en el contexto del desarrollo eficaz y la ordenación de las zonas costeras. Hay varias formas en que la erosión puede ser controlada o moderados sus resultados desfavorables por obras duras, y otras habituales o por nuevos métodos recientemente desarrollados. Así pues, cualquiera de las opciones requiere, primero y ante todo, la comprensión adecuada del papel que desempeñan las características costeras en el problema de erosión debido a la interacción entre los agentes dinámicos y procesos físicos básicos de transporte de la costa de que se trata, tales como el viento, oleaje, corrientes y mareas. Dado que los cambios provocados por el hombre en

los procesos y en las características de la costa también pueden contribuir a la erosión, es preciso comprender los efectos que esos cambios provocan, para facilitar la elección del tipo de intervención, entre las disponibles, teniendo en cuenta las limitaciones técnicas o financieras.

7.2 – FUNCIONAMIENTO DEL SISTEMA

El funcionamiento del sistema o balance sedimentario de una unidad fisiográfica se define por la cuantificación de las tasas de transporte, erosión y deposición presentes en esta celda. A partir de esta evaluación, determinadas las fuentes y sumideros de material y, en consecuencia, los procesos sedimentarios más relevantes para la evolución de esta zona (Figura 7.1). El balance sedimentario está compuesto por tres elementos principales:

- a) Fuentes, cualquier proceso que aporte material a la celda costera.
- b) Sumideros, son los procesos que sustraen material.
- c) Procesos convectivos o de transporte, que redistribuyen el material en la celda.

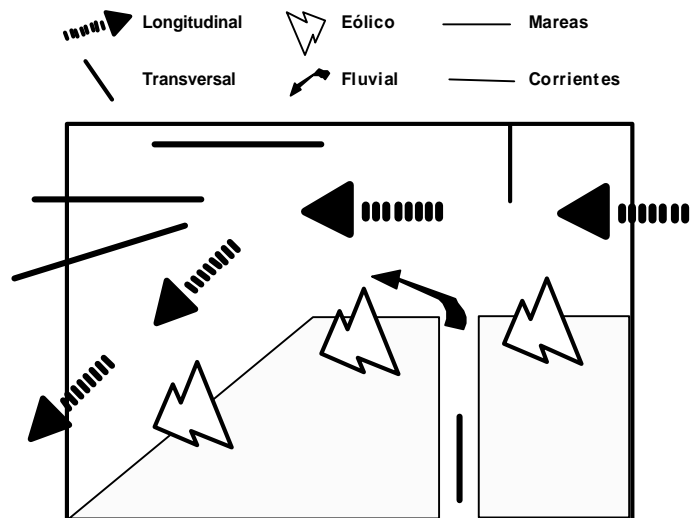


Figura 7.1 – Esquema simplificado de las interacciones entre los procesos costeros más relevantes para la evolución de una unidad fisiográfica.

Las principales fuentes naturales de material para la zona costera son los ríos,

erosión de las playas y acantilados, aportación de material eólico, transporte transversal hacia la playa y la producción de carbonatos; las fuentes artificiales son principalmente las regeneraciones de playas. Los sumideros naturales están formados por la deflación eólica, transporte transversal hacia mar, *inlets*, *overwash* y cañones submarinos; y los artificiales, la explotación del material de la playa. El principal proceso convectivo es el transporte longitudinal de sedimentos, apareciendo en segundo plano las corrientes de marea, transporte eólico en la dirección de la deriva litoral y las corrientes inducidas por el oleaje en aguas profundas.

Para la delimitación de las celdas costeras se han utilizado, en una primera aproximación, los resultados del análisis de la geomorfología costera y sobre estos límites, se han acoplado los diferentes procesos que actúan como fuente, sumidero y proceso convectivo en la zona metropolitana de Fortaleza. Considerando las principales componentes identificadas, se realiza al final de este apartado el balance sedimentario propiamente dicho y su evaluación por comparación con observaciones de campo y fotografías aéreas.

7.2.1 – Límites: Las Características Costeras

A partir del análisis hecho en el capítulo 2 sobre la configuración y distribución de las formaciones en la zona costera, los resultados obtenidos han permitido identificar los rasgos morfológicos más relevantes para la dinámica costera. En relación a la continuidad de los procesos, el principal carácter geomorfológico es la presencia de los tres promontorios formados por afloramientos del zócalo (Iguape, Mucuripe y Pecem), que, además de dividir localmente el litoral en dos direcciones principales, afectan de forma importante a la magnitud y al patrón de distribución sedimentaria.

De estas estructuras, la más relevante es la antigua punta de Mucuripe (hoy puerto de Mucuripe), que coincide con la separación de los tipos de fácies sedimentarias que recubren la plataforma continental adyacente. Al este predominan en la plataforma los depósitos terrígenos de arenas cuarcíticas y al oeste los depósitos de origen orgánico ricos en carbonatos (Capítulo 2).

Con excepción de las puntas, la región presenta dos ambientes morfológicos principales: la llanura costera y el relieve del recubrimiento cenozoico. En el litoral destacan las dunas (relictas y actuales) y los estuarios de los ríos Cocó, Ceará y Pacoti.

Los primeros niveles elevados son los terrenos arenosos de la Formación Barreiras (abanicos aluviales cenozoicos), compuestos por sedimentos de cohesión variable, que dependiendo de sus características son más o menos susceptibles a la erosión. El contacto con el mar se hace de forma abrupta formando acantilados.

Del estudio de las formaciones costeras y su evolución en el registro geológico fue posible determinar:

- 1- La aportación fluvial es insignificante, estando restringida a la porción interna de la plataforma continental, lo que favorece el desarrollo de una sedimentación carbonatada que recubre parte de la plataforma interna y toda la externa.
- 2- Las fluctuaciones del nivel del mar asociado al oleaje es el principal mecanismo responsable de la erosión y transporte de sedimentos en la zona costera.
- 3- El viento, en condiciones de descenso del nivel del mar, actúa de forma más intensa movilizándolo el material de playa para la formación de las dunas costeras, siendo responsable en otros periodos, de la migración del material hacia el continente, elevando el nivel topográfico de la berma y haciendo migrar las desembocaduras de los principales cauces fluviales.

A partir de la distribución espacial de las formaciones costeras, principalmente de los sistemas de dunas actuales, las diferencias de susceptibilidad a la erosión de los distintos materiales y la presencia de discontinuidades morfológicas del tipo promontorios y desembocaduras de los ríos y riachuelos, fue posible compartimentar el litoral en estudio en diversas celdas costeras. La división del litoral en celdas o volúmenes de control es un procedimiento básico para la definición del balance sedimentario. De esta forma y asumiendo que en cada celda los procesos sedimentarios son aproximadamente homogéneos, se han definido 5 celdas costeras para el litoral sudeste y 4 para el litoral noroeste (Figura 7.2).

Los límites tomados fueron: los cambios morfológicos importantes en el sistema litoral, longitudinalmente, y, transversalmente, mar adentro el límite del movimiento activo de sedimento, y hacia tierra la zona más próxima a la playa, donde la deflación eólica puede ser considerada representativa para el retroceso/avance de la línea de costa. El sector litoral con mayor grado de ocupación, que es el caso del frente costero de la ciudad, será tratado de forma particular.

En general, las celdas presentan las mismas características, tanto desde el punto de vista sedimentológico, ya que el material disponible para el transporte en la playa consiste en arenas sin cohesión de las terrazas marinas, como en su orientación con relación a los

agentes dinámicos. La excepción es la celda F, donde el está constituido por arenas consolidadas de la Formación Barreiras.

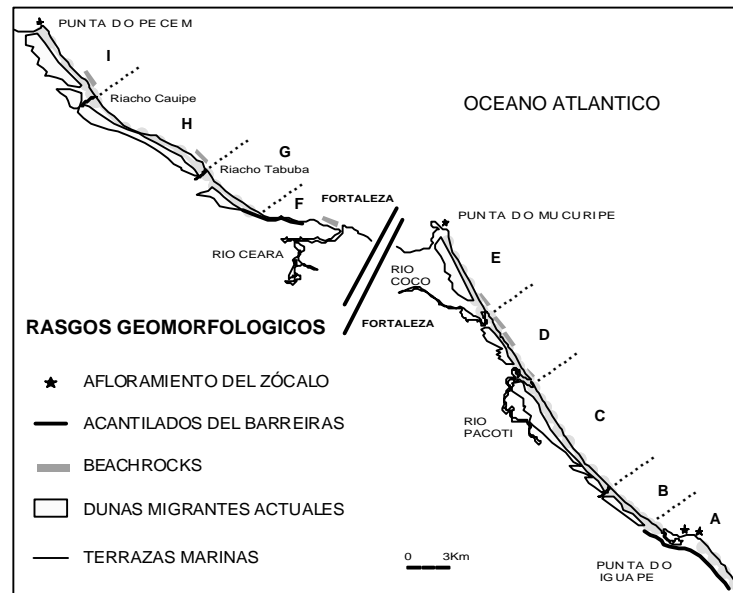


Figura 7.2 – Esquema de distribución de los principales rasgos geomorfológicos en la región metropolitana de Fortaleza, con indicación de los límites longitudinales de las celdas costeras definidas.

Posteriormente, los límites de las celdas serán revisados en función de la dinámica litoral, ya que la utilización de los límites definidos a partir de las características costeras, se realizó para aproximarse al problema de forma práctica.

7.2.2 - Los Procesos

El análisis de los procesos costeros se realizará de forma individualizada, identificando cuál es la contribución de cada proceso al balance sedimentario de las unidades fisiográficas, integrándose al final para dar una visión o explicación del funcionamiento dinámico de cada tramo. Los procesos serán abordados de forma secuencial, utilizando los elementos principales del balance sedimentario anteriormente descritos y que caracterizan los procesos, en función de su contribución principal, como fuentes, sumideros y procesos de transporte.

7.2.2.1 – Fuente: la contribución fluvial

Las tasas potenciales de material transportado por arrastre de fondo, estimadas para la región de la desembocadura del río Pacoti durante un año de gran caudal, muestran que este estuario aporta a la deriva litoral entre 21.000 y 31.000 m³/año de sedimentos, con un tamaño equivalente al material presente en la playa. A principios del invierno el recubrimiento sedimentario del fondo es de tamaño más grueso, pudiendo estar presentes sedimentos con d₅₀ del orden de 1 mm. Si consideramos que los dos primeros meses de lluvias tienen capacidad de transportar todo el material de esta capa y calculando el volumen de material transportado en estas condiciones (500 m³ para los dos meses), a descontar del transporte total, llegaríamos a una tasa media de transporte o de aporte a la deriva litoral de 23.500 m³/año.

La distribución del transporte de fondo a lo largo del año es bastante irregular, con el aporte concentrado totalmente en el primer semestre, cuando los caudales son más importantes. En el segundo semestre, con la disminución de los caudales, los aportes hacia la playa son muy pequeños, con valores negativos en los meses de agosto y septiembre, lo que hace que el balance sedimentario para este periodo sea nulo, siendo incluso negativo en años con menores precipitaciones, funcionando el estuario como trampa de sedimentos.

El transporte de material en suspensión muestra una variación estacional, con valores positivos y de mayor magnitud en el primer semestre (17.782 m³) y negativos en el segundo (1.342 m³), lo que hace que el balance anual sea positivo y del orden de 16.000 m³. Es la mayor concentración de material en suspensión en el agua de origen marino la que contribuye a la aparición de valores negativos, aspecto ya discutido anteriormente. Hay que resaltar que el material transportado en suspensión está compuesto principalmente por partículas finas, de tamaño inferior a las de las arenas de las playas, lo que hace que el volumen anual transportado no pueda ser tenido en cuenta como contribución a la deriva litoral de sedimentos.

En función de la correlación existente entre las tasas mensuales de material transportadas como carga de fondo, calculadas por los métodos simplificado y completo de Van Rijn, y la precipitación fue posible determinar un modelo relacionando las dos variables y a partir de éste se ha estimado que la tasa media de aportación para el periodo de los últimos 20 años es del orden 12.500 m³/año. Considerando que el volumen de material transportado está relacionado con la precipitación por medio de los caudales y

que estos dependen, además de otros factores, del área total de la cuenca de drenaje del río, se puede asumir que también deba existir una buena relación entre el volumen de material aportado y el área de drenaje. Tomando como base la exposición anterior y que los otros cauces de la región presentan características semejantes, se han estimado, a efectos del balance sedimentario, las aportaciones medias de los otros ríos de la región (Tabla 7.1). Los volúmenes presentados deben ser considerados tan sólo como valores indicativos.

CUENCA	Catu	Pacoti	Coco	Ceará	Maranguape	Jua	Cauipe
SIMPLIFICADO	3007	10780	6152	7870	3256	1413	4115
COMPLETO	3964	14211	8110	10375	4293	1863	5425
MEDIO	3485	12496	7131	9123	3774	1638	4770

Tabla 7.1 – Estimación de los volúmenes medios de material aportado en m³/año para las cuencas de drenaje de la región, a partir de los valores calculados para el río Pacoti, por los métodos simplificado y completo de Van Rijn.

2.2.2 – Sumideros y fuentes: el transporte eólico

La posición geográfica de la región hace que esté sometida a la influencia dominante de los vientos alisios, con la variación anual presentando un ciclo bien marcado y definido por la migración de la zona de convergencia intertropical. La velocidad media anual del viento es de 6,4 m/s, definida por un rango de variación mensual entre 4,6 y 8,1 m/s; los menores valores están presentes en el periodo de febrero a mayo y los mayores de agosto a noviembre. La dirección principal de aproximación es ESE, apareciendo secundariamente las direcciones SSE, E y ENE, dominando totalmente la acción de los alisios.

Las características del viento, con velocidades medias mensuales siempre por encima de la velocidad crítica para el inicio de movimiento de los sedimentos y con componente direccional prácticamente homogénea, hace que la resultante del transporte eólico esté presente durante todo el año, sea mayor en el segundo semestre y esté siempre orientada hacia NW. Esta resultante hace que, por un lado, exista un transporte neto de material en la mayoría de las playas hacia el interior y, por otro, que las dunas actuales migren de SE-NW hasta alcanzar los campos de dunas relictas, estuarios o llegar al mar por un sistema de *by-pass* sobre los promontorios, cuando las arenas son reincorporadas a

la dinámica litoral. Así pues, el transporte eólico, en la mayoría de las celdas costeras, actúa como un sumidero de sedimentos de la zona de playa y tan sólo en las condiciones especiales encontradas a sotavento de los promontorios actúa como fuente de material de la deriva litoral.

Debido al excelente nivel de estimación de la tasa de transporte de sedimentos, definido a través del pequeño error del modelo propuesto para la región en estudio (3,8 % para el mismo sistema y 4,6 % para el conjunto de zonas estudiadas) y a la buena relación con las tasas de transporte eólico definidas por la migración de las diversas formas de dunas (Capítulo 5), se ha utilizado esta expresión para el cálculo del transporte eólico potencial de la región de Fortaleza a partir de los datos climatológicos de las estaciones meteorológicas de la región. Las tasas anuales estimadas por la velocidad del viento registrada en las estaciones meteorológicas, fueron corregidas por el efecto de la humedad, donde se consideró que en los días con precipitación significativa no existe transporte, quedando como tasas medias 59, 51 y 79 m³/m.año, respectivamente para las regiones del Iguape, Fortaleza y Pecem.

Estas tasas medias fueron definidas para las zonas de dunas, donde existe una gran disponibilidad de material de tamaño y condiciones adecuadas a la movilización eólica. En el caso del perfil de playa, la disponibilidad no es la misma y las condiciones tampoco son ideales, debido principalmente al contenido en humedad, que actúa como factor limitante.

Utilizando los diversos ensayos de transporte eólico realizados en el inicio de la berma para la determinación del grado de limitación impuesto por el contenido en humedad y ascenso de la marea, se observa que, en general, el transporte eólico se produce durante 6 horas por día, aproximadamente 3 horas por cada ciclo de marea y en condiciones de marea vaciante.

Comparando los resultados de las trampas situadas en el límite superior del perfil de playa con la formulación definida para las dunas, se ha podido estimar que el transporte de material de la playa es del orden del 58 % al 80 % inferior al transporte sobre las dunas, lo que significa, asumiendo el intervalo diario de 6 horas, que la tasa real de transporte está entre el 14,5 % y el 20 % del transporte potencial. El valor medio de la reducción fue considerado en el cálculo de la tasa de erosión eólica para el balance sedimentario (Figura 7.3).

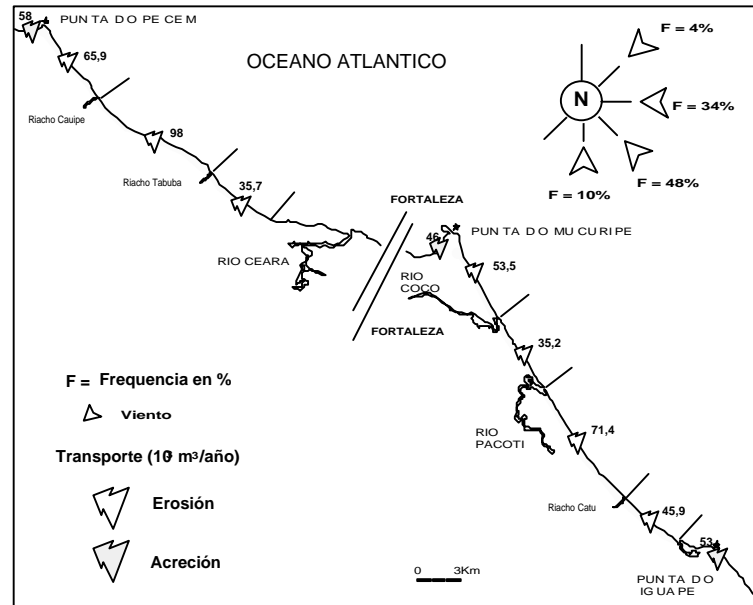


Figura 7.3 – Transporte eólico potencial para las diferentes celdas costeras en la región metropolitana de Fortaleza.

7.2.2.3 – Transporte generado por el oleaje

El oleaje registrado en la boya del puerto de Mucuripe es principalmente de tipo *sea* con la dirección predominante reflejando las características de los campos de vientos regionales, coincidiendo con la dirección de los vientos alisios. La variación de la altura significativa está asociada a la velocidad del viento y presenta un periodo de variación estacional. Los valores extremos del oleaje para el periodo de observaciones considerado (1991 a 1994) son: Hs 2,1; Hm 4,1m; Tz 13,29 s y direcciones predominantes entre 17° y 119°. El histograma de Hs presenta una frecuencia relativa del 33 % para valores entre 1,0 y 1,1 m, Tz un 65% para valores entre 5 y 6 segundos y la dirección una concentración de un 95 % para valores entre 75° y 105°. El ancho espectral presenta concentraciones de frecuencia relativa del 88 % para valores mayores de 0,6 y menores que 1, caracterizando las olas como del tipo *sea*. La probabilidad conjunta más frecuente es del 8,37 %, correspondiendo a un periodo de 5 s y altura significativa de 1 m.

El análisis de las características del oleaje muestra una estrecha relación con el viento, presentando el mismo patrón anual de variación, es decir, olas con menor altura al inicio del año y más energéticas durante el segundo semestre. Las variaciones de volumen

observadas en los distintos perfiles de control, junto con las observaciones de los estados morfodinámicos de la playa, muestran que cada perfil evoluciona en determinados periodos de forma diferenciada a lo largo de la costa, presentando cambios de estado morfológico y, en consecuencia, de volúmenes. Sobre las variaciones temporales se observa que, en dos periodos del año, los perfiles presentan un comportamiento análogo inducido por las características estacionales del oleaje. Durante el periodo agosto-septiembre, todo el tramo costero presenta una erosión subaérea, característica de estados morfológicos más disipativos, mientras que en el periodo marzo-mayo, caracterizado por una acreción general, los perfiles evolucionan a estados intermedios con características reflectivas.

La característica principal del oleaje como agente impulsor su constancia, tanto en relación a la altura como a la dirección de aproximación, generando a lo largo de la costa un transporte longitudinal unidireccional hacia el noroeste de gran magnitud, del orden de $800.000 \text{ m}^3/\text{año}$. Secundariamente se observa que el oleaje del tipo mar de viento (*sea*), genera un transporte transversal con resultante potencial hacia mar del orden de $3,14 \text{ m}^3/\text{metro}$, estimado utilizando el parámetro de (Jiménez et al., 1997).

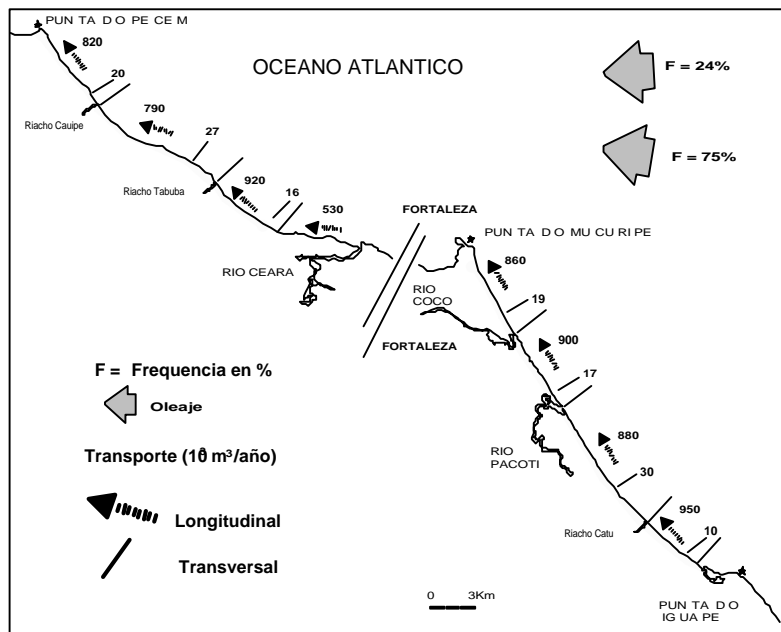


Figura 7.4 – Capacidad de transporte longitudinal estimada por el modelo Litpack y transversal calculado por el estimador JA, para la región metropolitana de Fortaleza

Utilizando el conjunto disponible de cartas y mapas históricos englobando toda la

evolución portuaria, se ha definido la tasa de transporte longitudinal de sedimentos para el sector de Fortaleza (Celda E) como del orden de $860.000 \text{ m}^3/\text{año}$, que ha sido utilizado en la calibración de las formula empíricas. Por presentar mejores resultados, y a efectos de estimación de las tasas de transporte longitudinal de sedimentos para otras regiones, se ha calibrado y utilizado el modelo Litpack, cuyo resultado viene representado conjuntamente con las tasas de transporte transversal para las celdas costeras en el litoral de Fortaleza (Figura 7.4).

7.2.3- Integración de los Elementos del Balance Sedimentario

Una vez definidas las unidades fisiográficas y la contribución de cada proceso de forma individualizada, se definen a continuación las interacciones entre los principales elementos del balance sedimentario, con vistas a la determinación del funcionamiento y evolución del sistema o la respuesta de la costa a la resultante de la integración de los diversos procesos de transporte de sedimentos (Figura 7.5).

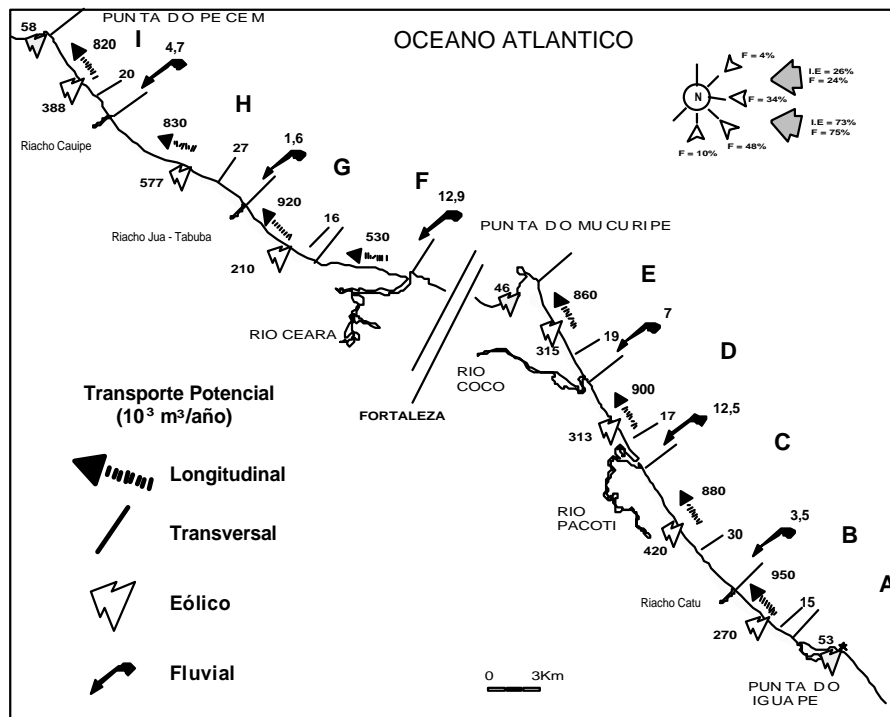


Figura 7.5 – Integración de los elementos principales del balance sedimentario costero.

De los procesos que actúan en la zona costera de la región, se han identificado como elementos más relevantes para el balance sedimentario:

- El transporte longitudinal, que actúa principalmente como redistribuidor del material sedimentario a lo largo de la costa, cuyos gradientes generan pérdidas o ganancias locales de volumen de sedimentos (erosión y acreción, respectivamente).
- Las fuentes de material, que son las aportaciones fluviales, la erosión de acantilados y la aportación eólica en las regiones de los promontorios.
- Los sumideros, constituidos por el transporte transversal, que en el caso de Fortaleza es siempre hacia mar, y la erosión eólica.

Considerando las diferencias de magnitud entre las tasas potenciales de aportación y erosión de los diversos procesos costeros, y excluyendo la deriva litoral por ser un proceso de transporte, se observa que el proceso eólico predomina sobre los demás y que, dependiendo de las interacciones con la morfología costera, puede comportarse como fuente o como sumidero de material.

A partir de la discusión anterior y de la distribución de las diversas contribuciones de los procesos costeros se ha determinado el balance sedimentario como la suma entre aportes y sustracciones sedimentarias en las 9 celdas costeras definidas para la región metropolitana de Fortaleza. Además del balance sedimentario, se presenta una estimación del volumen de erosión/deposición en metros cúbicos por metro lineal de longitud de playa. Las entradas, salidas y total, corresponden a los valores del transporte longitudinal de sedimentos (Tabla 7. II).

Celda	Long(m)	Entrada	Salida	Total	Transv.	Eólico	Fluvial	Balance	m3/m
A	2461	440000	-480000	-40000	-8000	53000	0	5000	2
B	4354	480000	-950000	-470000	-15000	-45900	0	-530900	-122
C	8800	950000	-880000	70000	-30000	-71400	3500	-27900	-3
D	5649	880000	-900000	-20000	-17000	-53210	12500	-77710	-14
E	5945	900000	-860000	40000	-19000	-53550	7000	-25550	-4
F	4538	0	-530000	-530000	-15000	0	12900	-532100	-117
G	4875	530000	-920000	-390000	-16000	-35700	0	-441700	-91
H	8958	920000	-790000	90000	-27000	-98090	1600	6510	1
I	6066	790000	-820000	10000	-20000	-65960	4700	-111260	-18

Tabla 7.2 – Relación de las contribuciones sedimentarias de los principales elementos del balance para las celdas costeras definidas (volúmenes en m³/año).

El resultado del balance sedimentario muestra que a lo largo del litoral las celdas

presentan diversos comportamientos, variando desde puntos en equilibrio hasta zonas con una alta tendencia erosiva. De una forma general, las zonas se pueden agrupar en tres categorías:

- 1 - Celdas en equilibrio dinámico (A, C, E y H).
- 2 - Celdas con tendencia erosiva (D y I).
- 3 - Celdas sometidas a condiciones de erosión intensa (B, F y G).

Las celdas en equilibrio dinámico presentan un balance sedimentario anual entre 2 y -4 m^3 por metro de longitud de playa, influenciado principalmente por el equilibrio entre el volumen de la deriva litoral y la aportación/erosión eólica. En las dos celdas con tendencia erosiva, con un balance anual entre -10 y $-20 \text{ m}^3/\text{m}$, la erosión eólica es el principal factor de influencia, que en el caso de la celda tiene un balance negativo de la deriva litoral añadido.

El estadio más crítico es el caso de las celdas bajo erosión intensa, con déficit anual superior a $90 \text{ m}^3/\text{m}$, cuya causa principal es el balance negativo de la deriva litoral de sedimentos. La primera celda en erosión (B), en el litoral sudeste, está influenciada por el pequeño aporte de la deriva, ya que la punta de Iguape funciona como barrera parcial al transporte longitudinal, desviando los sedimentos hacia aguas más profundas. Para las dos celdas del litoral noreste (F y G), el déficit de sedimentos es debido principalmente al efecto de barrera total a la deriva ejercido por el puerto y las obras de contención de la erosión del frente marítimo de Fortaleza. Las zonas sometidas a mayor erosión serán tratadas posteriormente con mayor detalle.

La evaluación del balance sedimentario indica que los procesos más relevantes para el equilibrio y evolución de la línea de costa de la región de Fortaleza son el transporte longitudinal de sedimentos y el transporte eólico. El transporte longitudinal, en la mayoría de las celdas, actúa como un proceso convectivo, erosionando y al mismo tiempo depositando sedimentos, a excepción de las celdas con barreras parciales o totales aguas arriba de la deriva y, en este caso, el transporte longitudinal pasa a comportarse como un elemento erosivo (sumidero), que es el caso de las celdas bajo erosión intensa. El transporte eólico, dependiendo de las interacciones con la morfología costera, actúa como fuente en la zona de los promontorios o como sumidero en el resto de las celdas costeras. La influencia de estos dos procesos en el balance sedimentario viene representada en la Tabla 7.3, donde se compara el balance parcial por influencia de la deriva y del transporte eólico con el balance total englobando todas las fuentes y sumideros.

Se observa que, a pesar de la exclusión de la aportación fluvial y del transporte transversal, el comportamiento de las celdas costeras se mantiene prácticamente constante, aunque se observa una mayor variación en las celdas en equilibrio dinámico.

Celda	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Deriva	-40000	-470000	70000	-20000	40000	-530000	-390000	130000	-30000
Eólico	53000	-45900	-71400	-53210	-53550	0	-35700	-98090	-65960
Parcial	5	-118	-0,2	-13	-2	-117	-87	4	-16
Total	2	-122	-3	-14	-4	-117	-91	1	-18

Tabla 7.3 – Comparación entre el balance parcial calculado por las contribuciones de la deriva y transporte eólico con el balance total teniendo en cuenta todos los elementos. En negrita aparece el proceso dominante en el balance de la celda.

7.2.4 – Verificación del Balance Sedimentario

El resultado del balance sedimentario muestra que a lo largo del litoral las celdas presentan comportamientos distintos, variando desde puntos en equilibrio hasta zonas con una alta tendencia erosiva dependiendo de la contribución de los diversos procesos. Como esta contribución se basa en medidas y estimaciones indirectas sin haber considerado comparaciones directas de la morfología costera, sino a través del estudio de los procesos, se ha realizado la verificación de estos resultados por medio de fotografías aéreas multitemporales y de observaciones de campo. De una forma general las zonas se han agrupado en tres categorías distintas, definidas por:

- 1 - Celdas en equilibrio dinámico (A, C, E y H).
- 2 - Celdas con tendencia erosiva (D y I).
- 3 - Celdas sometidas a condiciones de erosión intensa (B, F y G).

Utilizando la simbología anterior para las categorías definidas y aplicando para las tres metodologías (Balance, Fotos y Campo) se puede observar que, en general, las estimaciones mediante ambas fuentes de información son coherentes, validando la aplicación del balance sedimentario en la definición del estado en que se encuentra la playa y, en consecuencia, en la evaluación de los procesos costeros (Tabla 7.4). Otra observación importante es que el método del balance sedimentario estima una mayor tendencia a la erosión en las celdas B y D, y las observaciones de campo estiman una categoría inferior. Para la celda B la diferencia está asociada a la tasa de transferencia de

material de la celda anterior (A) y para la celda D la diferencia puede ser justificada por la presencia de una línea de *beachrocks* que mantiene la costa más estable, disminuyendo la tendencia a la erosión estimada.

Celda	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Balance	1	3	1	2	1	3	3	1	2
Fotos	*	*	*	1	1	3	3	1	2
Campo	1	2	1	1	1	3	3	1	2
Total	+	+/-	+	+/-	++	++	++	++	++

* sin informaciones

Tabla 7.4 – Comparación entre las estimaciones de los estadios de la playa para las celdas costeras definidas por el balance sedimentario, fotografías aéreas y observaciones de campo. Los símbolos (++) , (+) y (+/-) representan el nivel de concordancia (1 - equilibrio, 2 - tendencia erosiva, 3 - erosión intensa).

7.2.4.1- Celdas sometidas a erosión intensa

a) Litoral Oeste

De las celdas sometidas a condiciones de intensa erosión destacan las celdas F y G en el litoral noroeste, cuyo resultado del balance muestra un déficit sedimentario de 117 y 91 m³/m, respectivamente. Hay que señalar que el déficit de sedimentos de estas celdas tiene como causa principal la interrupción de la deriva litoral y que el cálculo del transporte longitudinal está hecho tomando como base que los sedimentos disponibles no tienen cohesión, pero como la geología actual de la zona está formada por *beachrocks* y por los sedimentos de la Formación Barreiras, parcialmente consolidados, los resultados de este análisis deben ser tomados con precaución en las estimaciones futuras.

Si nos atenemos a los resultados obtenidos a partir del estudio por fotografías aéreas del retroceso de la línea de playa, Castro et al. (1995) caracteriza esta región como sometida a una erosión intensa, cuyas tasas se aproximan bastante a las calculadas por el balance de los procesos costeros considerando a partir del perfil medio de esta zona, que 1 metro de retroceso produce 8,5 m³, tendríamos tasas entre 115 y 130 m³/m.año (Figura 7. 6). En realidad las tasas presentadas en la Figura 7. representan el retroceso medio de la zona para un periodo de 25 años, cuando el material disponible estaba formado por arenas no-consolidadas, luego dentro de la validez del balance.

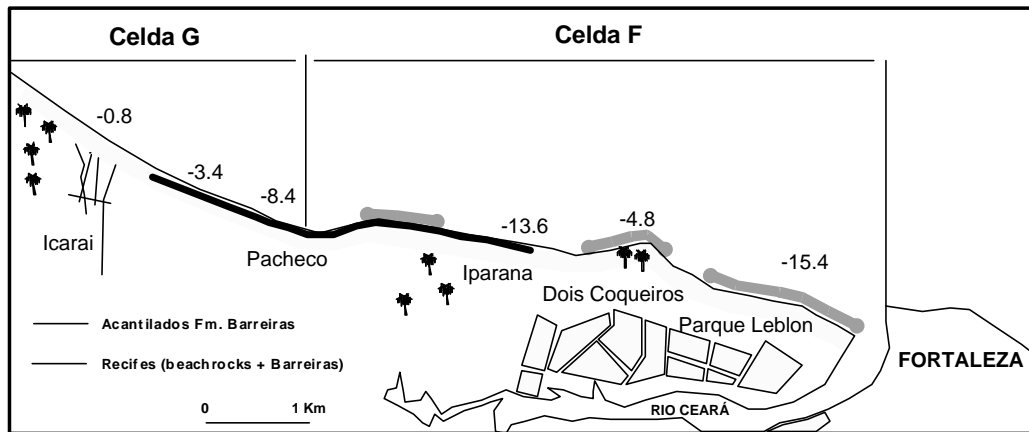


Figura 7.6 – Detalle de las celdas F y G sometidas a condiciones de erosión intensa. Con indicación de las tasas de retroceso (m/año) definidas por fotografías aéreas.

Así, para la evolución actual de la zona, bajo otras condiciones geológicas, se debe tener en cuenta la repuesta diferenciada de los materiales. Según Sunamura (1973), la erosión y el retroceso de los acantilados costeros es el resultado de la interacción entre la energía del oleaje transmitida a la base del acantilado y la resistencia de las rocas. La energía transmitida depende de las características del oleaje en aguas profundas, la batimetría, el tamaño del grano, la anchura y pendiente del perfil de playa y de la amplitud de la marea. La resistencia de las rocas depende de las alteraciones superficiales y de las propiedades mecánicas de las rocas, principalmente la resistencia a compresión, con la relación entre las dos variables principales representadas en forma de retroceso por la fórmula: $\text{Retroceso (m)} = 8,85e^{-6} * (5,36 + \text{Ln} (wH/\text{Sr})) * (t/T) * d$; donde w es la densidad del agua, H la altura del oleaje, Sr la resistencia a compresión de la formación, t la duración de la acción del oleaje, T el periodo y d la profundidad en la base del acantilado. Utilizando esta relación para las condiciones del área y aplicando los diferentes valores de resistencia a la compresión, se obtiene que el retroceso del acantilado de la Formación Barreiras es del orden de un 20 % del retroceso de un perfil normal de playa.

Utilizando la altura media de los acantilados de la Formación Barreiras en la zona (5 m) y la distribución granulométrica, con valores del tamaño del grano útil entre un 43 % y 95 %, se observa que un metro de retroceso del acantilado producirá entre 2,1 y 4,8 m³. Luego, en presencia de una variación lateral de la composición del material o de la alteración de la composición inicial por el retroceso del perfil de playa, un área como la

celda F, con un retroceso inicial entre $-13,6$ y $-15,4$ m/año, pasaría a presentar tasas de retrocesos entre $-2,7$ y 3 m/año, lo que por un lado es interesante ya que disminuiría el retroceso, pero para las celdas aguas abajo de la deriva sería bastante negativo, debido a la disminución de la entrada de material por transporte longitudinal, y cambiaría completamente el equilibrio del balance sedimentario de las siguientes celdas.

Esta situación ya ha sido observada en la celda G, donde la erosión es bastante acentuada en la región de Pacheco, con una tasa de $-8,4$ m/año, disminuyendo gradualmente hacia $-0,8$ m/año en Icarai, con un retroceso medio del tramo de $-4,2$ m/m o $-35,5$ m³/m. Según (Castro et al., 1995), las playas de Tabuba y Paracumbuco, respectivamente en el inicio y final de la celda H, presentaron durante el mismo periodo una progradación media de 52 m, lo que corresponde a una tasa de avance de la línea de costa de $1,3$ m/año. La playa del Cumbuco, situada en la parte intermedia de la celda, está aproximadamente en equilibrio, lo que significa una variación nula. Considerando que cada playa representa la tendencia de un tercio del tramo costero total, tendríamos un avance medio de $0,86$ m/m ó $4,8$ m³/m (multiplicando por 6 m³/m del perfil característico de la zona).

Como conclusión, comparando las tasas halladas a partir de fotografías aéreas para las celdas F,G y H (-115 , $-35,5$ y $4,8$ m³/m), respectivamente, con el resultado del balance total (-117 , -91 y 1 m³/m) o parcial (-117 , -87 y 4 m³/m), se observa un mismo orden de magnitud entre las tasas de variación. Considerando que las tasas definidas a partir de fotografías aéreas normalmente presentan un cierto grado de fiabilidad o un error en la estimación, se puede considerar que los resultados son muy próximos, lo que muestra la validez del balance sedimentario y de la evaluación de los procesos costeros. Teniendo en cuenta que los depósitos de playa están prácticamente agotados y que actualmente la erosión está centrada en la Formación Barreiras, se puede estimar que la tasa de retroceso de las zonas con acantilado, en función de la mayor resistencia del material, deba ser mucho menor y, en consecuencia, se producirá una menor cantidad de material para las playas, que afectará al balance sedimentario de las celdas aguas abajo de la deriva litoral de sedimentos.

b) Litoral Este

La celda B está sometida a erosión en el litoral este, debido principalmente a la barrera parcial al transporte longitudinal de sedimentos ejercida por la punta de Iguape. La ausencia de batimetría de la región de Iguape hace que, a efectos de comprobación, ya

que además de la similitud morfológica entre las dos zonas, se dispone de una gran cantidad de datos de la zona de Pecem, se haya simulado la influencia ejercida por la punta de Iguape con el paquete informático Mike21, utilizando los datos en la punta de Pecem (Figura 7.7).

Considerando las corrientes costeras, viento y oleaje y sus interacciones con la batimetría, se observa que aguas arriba de la punta el transporte se produce en forma de flujo homogéneo hacia el noroeste y, al alcanzar la punta, debido a la difracción del oleaje y a la inercia del flujo, el transporte pasa a producirse de forma heterogénea, y la mayor parte de los sedimentos son transportados hacia aguas más profundas, lo que propicia la formación de una barra sumergida, y sólo una pequeña parte es transportada hacia la playa. En la zona de la bahía más próxima a la punta se forma un remolino con giro antihorario que transporta parte del material aportado por el transporte eólico hacia la punta y que será transportado hacia la barra. Pasada la influencia de la punta, el transporte vuelve a ser intenso, lo que genera la erosión de este tramo costero. La celda B, como ha sido definida anteriormente, tiene su límite oriental en el final de esta zona de influencia de la punta, luego en una zona sometida a erosión.

Las observaciones de campo muestran que esta zona está sometida a erosión, destruyendo parte de las barracas de playa que existían y generando la necesidad de un nuevo asentamiento. Al no disponer de datos de evolución de la línea de orilla no fue posible determinar la relación entre datos reales y el resultado del balance sedimentario. Hay que resaltar que la tasa de retroceso de la celda B dependerá del volumen de material transferido de la celda A y que, en cualquier caso, será siempre inferior a la tasa de transporte longitudinal de sedimentos. Por lo tanto, al no disponer de otra fuente de sedimentos, esta zona presentará siempre tendencia a la erosión, lo que en parte confirma el resultado del balance sedimentario para la zona.

Figura 7.7 – Resultado de la simulación del transporte de sedimentos en la punta de Pecem utilizando el programa Mike21.

Como conclusión, se observa que el método de integración de las contribuciones de los procesos costeros a la dinámica de cada celda (balance sedimentario), define bien el funcionamiento o estado evolutivo en que se encuentra la unidad fisiográfica considerada, cuando se compara con las observaciones de campo y las interpretaciones evolutivas por fotografías aéreas multitemporales. La bondad de la predicción de los estados de erosión, acreción o equilibrio está relacionada con la calidad de la evaluación de los procesos costeros, donde se debe tener en cuenta principalmente la relación entre el transporte potencial calculado por los métodos indirectos y el transporte real presente en cada celda y que, en el caso de la zona metropolitana de Fortaleza, este método ha estimado bien los estados evolutivos de las playas en las 9 celdas costeras definidas a lo largo de 80 km de costa.

Así pues, se puede considerar que el método del balance sedimentario ofrece datos suficientemente fiables sobre el estado evolutivo de un tramo costero, validando su aplicación como herramienta en los estudios sobre gestión y vulnerabilidad costera.

7.3 - INFLUENCIA DE LOS PROCESOS COSTEROS EN LAS CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS DE LOS SEDIMENTOS

Los procesos costeros son responsables del estadio evolutivo en que se encuentran las unidades fisiográficas de la zona costera, luego es previsible que su efecto se extienda a los sedimentos de las playas, ya que las variaciones en el tiempo y el espacio de las características granulométricas de los sedimentos del perfil litoral está en función de los cambios naturales de las playas y zona de *surf*, debido a los cambios del clima de oleaje y/o de las condiciones ambientales. Las variaciones temporales y espaciales pueden ser de gran magnitud, incluyendo diferencias en la morfología deposicional (perfiles), el comportamiento hidrodinámico y los procesos de redistribución de los sedimentos, que alteran los movimientos de avance y retroceso de la línea de playa y barras asociadas.

7.3.1- Variaciones Longitudinales

Junto a las observaciones de campo de los estados de la playa fueron se recogieron muestras de los sedimentos superficiales en perfiles transversales a la playa, desde el sistema de barra/surco sumergido hacia el continente, hasta las dunas o acantilados de la

Formación Barreiras. La distribución de los parámetros granulométricos (mediana y desviación estándar) para las muestras de la zona de *swash* en los dos sectores en estudio, indicando el límite de las celdas costeras, se presenta en la (Figura 7.8).

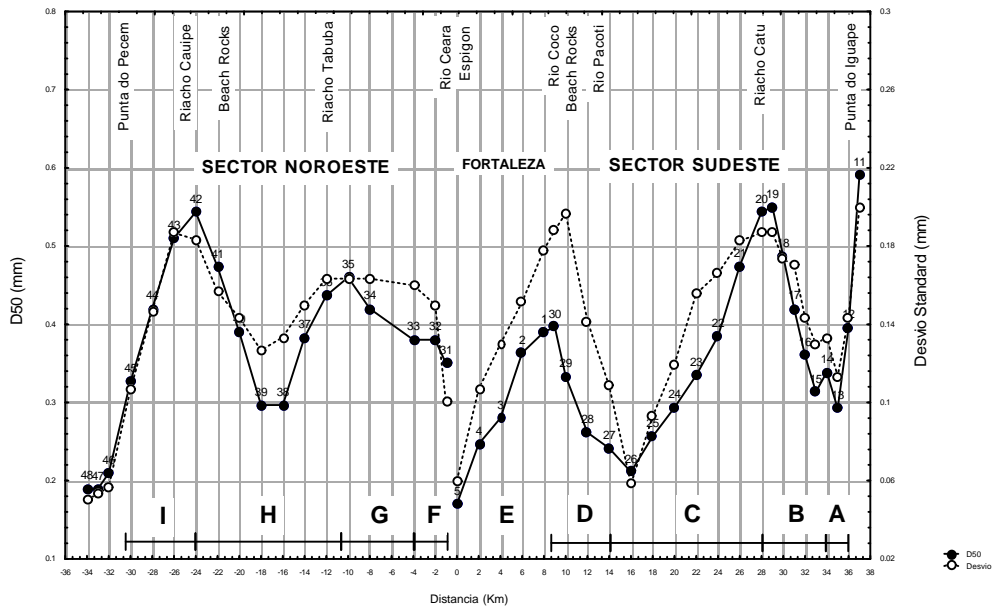


Figura 7.8 - Distribución de los valores de D50 y Desviación estándar para la zona de *swash* de los perfiles de recogida de muestras.

Los sedimentos del sector sudeste, incluyendo las zonas de las desembocaduras y el espigón de retención de sedimentos del final de la playa del Futuro, muestran un predominio de la fracción arena media, con presencia de arenas finas aguas abajo de la punta de Iguape y aguas arriba de la desembocadura del río Pacoti y del espigón de retención de la playa del Futuro (perfiles 12, 27 y 5). Las arenas gruesas se encuentran antes de la punta de Iguape y delante de las desembocaduras del riachuelo Catu y del río Coco.

La distribución del tamaño de grano presenta dos secuencias bien definidas, marcadas inicialmente por una granocrecencia, seguida de una tendencia decreciente. La primera se inicia después de la punta de Iguape, creciendo hasta el riachuelo Catu (perfil 20) y disminuyendo hasta la desembocadura del río Pacoti. Pasado el río empieza la segunda secuencia, que crece hasta el río Coco y disminuye hacia el espigón al final de la playa del Futuro.

En el sector noroeste también predomina la fracción arena media, con arenas gruesas delante de los riachuelos Tabuba y Cauipe, y arenas finas en la zona cercana a la punta de Pecem. Este sector, como el anterior, presenta dos secuencias de distribución: la primera tendencia granocreciente empieza en la desembocadura del río Ceara, crece hasta el riachuelo de Tabuba y disminuye hasta el perfil 38-39. A partir de estos perfiles la granulometría crece hasta el riachuelo Cauipe y decrece hacia la punta de Pecem.

La variación del desvío estándar (grado de selección) de los sedimentos muestra una estrecha relación con el diámetro medio. El coeficiente de correlación es de 0,86, indicando que cuanto mayor es el tamaño del sedimento, mayor es el desvío y menor el grado de selección (Figura 7.9). Las arenas bien seleccionadas aparecen aguas abajo de la punta de Iguape (perfil 12); aguas arriba de la desembocadura del río Pacoti (25, 26, 27) y del espigón de la playa del Futuro (5); y en las inmediaciones de la punta de Pecem (45, 46, 47, 48). Las clasificaciones más bajas se encuentran en los picos de arena gruesa y corresponden al perfil 11 antes de la punta del Iguape, la desembocadura del riachuelo Catu (20), la desembocadura del río Coco (30), el riachuelo Tabuba (36) y la desembocadura del riachuelo Cauipe (43).

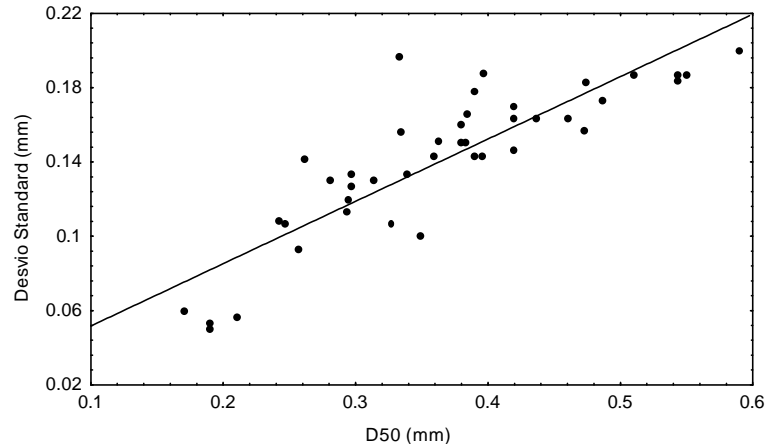


Figura 7.9 – Relación entre el D50 y la desviación estándar para la zona de playa.

La distribución de los valores de asimetría presenta un amplio espectro de variación y no presenta una relación bien marcada con la mediana. El valor del coeficiente de correlación (-0,59), estadísticamente aceptable, a efectos de comparación es muy bajo ($r^2 = 0,35$). Los valores extremos se encuentran entre asimetrías negativas (-0,43), que en el sistema utilizado (Culter 100) corresponde a un exceso de la fracción

fina, y asimetrías positivas (1,43), con mayor concentración de materiales gruesos. Los valores más bajos de asimetría corresponden a las arenas con las mayores medianas, lo que no significa que tenga partículas finas y sí que los valores más frecuentes (moda) son inferiores a la media, pero siempre dentro del campo de arenas medias a medias gruesas. La mayor parte de las muestras presentan asimetría positiva, indicando que en la zona de *swash* predominan las distribuciones con exceso de material grueso.

Las variaciones en la textura del sedimento a lo largo de una dirección de transporte están directamente asociadas a la energía del medio y a la resultante de los procesos actuantes (erosión, transporte y deposición) sobre el sedimento local. Según Russel (1939), estos dos factores, actuando conjuntamente, pueden generar dos tipos de selección: una progresiva, que consiste en la selección en la dirección del transporte, y una local, que incluye la selección de los sedimentos en una unidad particular. Utilizando estos tipos de selección, se han propuesto varias explicaciones para relacionar el tamaño del grano y el tipo de selección, como por ejemplo McLaren, que propone un método para derivar el esquema de transporte en función de la distribución longitudinal del D50.

La energía inducida por el oleaje a lo largo del litoral viene determinada por la altura de la ola en la zona de rompiente, y la tasa con que esta energía es transmitida hacia la playa (P_b) depende de la dirección de avance de la ola o ángulo con la zona de rotura. Para una misma altura de ola en aguas profundas, la altura y dirección del oleaje en la zona de rompiente vendrán determinadas por los cambios sufridos durante su propagación y, en consecuencia, de la batimetría existente.

En el caso de la zona estudiada, que presenta un amplio rango para las alturas de la ola en la zona de rompiente (0,1 a 1 m), determinado por las variaciones en la orientación de la playa (265° a 331° az) y de la pendiente (1: 40 a 1:500). La altura del oleaje en la zona de rompiente fue estimada utilizando el programa Mike21 y comprobada por observaciones visuales. La orientación de la playa y la pendiente fueron determinadas por mediciones de campo y utilizando cartas batimétricas.

El análisis entre el flujo de energía transmitida, calculado para las condiciones medias del oleaje ($H_s=1,1\text{m}$; $T = 5\text{s}$; $D=90^\circ$) por medio de la ecuación general del flujo de energía (CERC, 1984), y el D50 muestra que en el litoral noroeste y en algunos segmentos del litoral sudeste, el tamaño del sedimento es proporcional a la energía, es decir, que la presencia de arenas gruesas en las zonas de alta energía debido a la mayor capacidad de transportar de las partículas menores, y arenas más finas en las zonas con disminución de la energía, donde se depositan las partículas en transporte.

Así, se observa que las arenas finas están asociadas a las zonas protegidas del oleaje, como es el caso de las zonas aguas abajo de las puntas de Iguape y Pecem (perfiles 13 y 46-48) y antes del espigón de contención de la playa del Futuro (perfil 5). Las arenas gruesas están asociadas a las zonas de mayor energía de los dos sectores, que corresponden a los perfiles 19-20 en el litoral este y 42-43 en el oeste (Figura 7.10). Este tipo de comportamiento ha sido observado en otras costas, como en el delta del Ebro (Guillén y Jimenez, 1995).

La distribución de energía no presenta ninguna tendencia significativa en el sector sudeste, aunque se puedan diferenciar dos niveles distintos: el primero, de baja energía, empieza en el perfil 12 y sigue hasta el perfil 15, y el segundo, con alta energía, comprende el sector que va del perfil 16 al 4. A pesar de que el sector sudeste presenta una distribución longitudinalmente cuasi-uniforme de energía, por ser un tramo rectilíneo con características morfológicas semejantes, se observan variaciones significativas del D50 que deben ser originadas por otros factores de carácter local. Las variaciones de las características texturales de los sedimentos también pueden estar asociadas a cambios longitudinales debidos a modificaciones del flujo en presencia de obstáculos, discontinuidades o la existencia de varias celdas litorales de transporte (e.g. Stone et al., 1992).

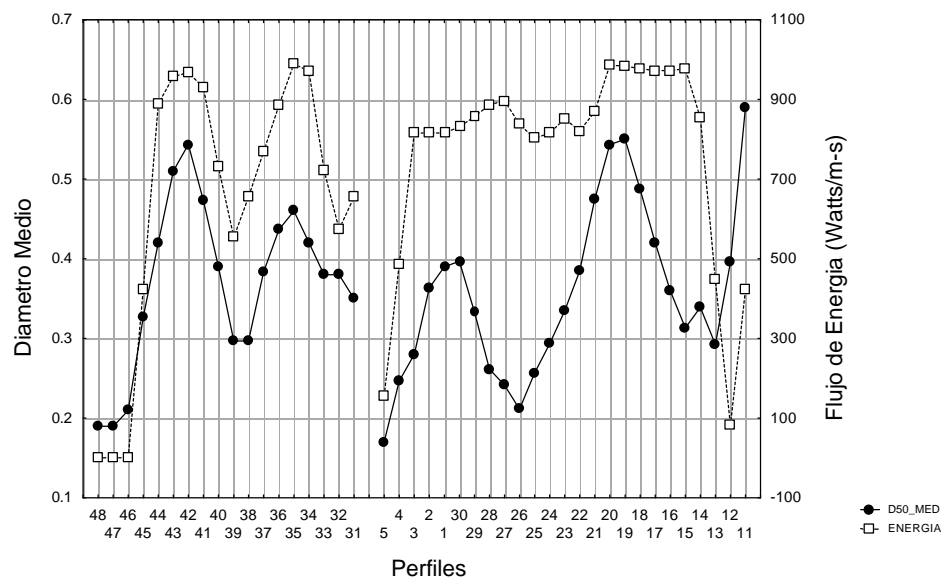


Figura 7.10 – Relación entre la energía transmitida a playa por el oleaje y el diámetro medio de los sedimentos de la zona de *swash*.

En el sector noroeste se observa una relación directa entre la energía y el diámetro, con las dos curvas presentando la misma forma y concordancia entre los picos, que define un coeficiente de correlación entre los puntos de este sector de (0,88) que confirma esta relación. De esta forma, se observa que las fluctuaciones en el tamaño de grano para el litoral noroeste pueden ser explicadas por la variación de la energía transmitida por el oleaje, mientras que en el sudeste sólo justifica los valores extremos (arenas finas y gruesas).

Para explicar las variaciones de las características texturales observadas en el sector sudeste, se ha hecho un análisis de detalle utilizando los mismos límites aplicados para las celdas costeras, o sea pequeños tramos limitados por discontinuidades o puntos singulares, buscando relacionar las variaciones del D50, no definidas por la relación con la energía transmitida del oleaje, a condicionantes locales.

Las principales discontinuidades naturales determinadas en la zona de estudio están formadas por las desembocaduras de los ríos (Pacoti, Coco y Ceara), *inlets* de las lagunas costeras formadas por el cierre de la desembocadura de los riachuelos por la deriva litoral y/o migración de las dunas (Catu, Tabuba y Cauipe), puntas rocosas (Iguape, Mucuripe y Pecem), inflexiones de la línea de costa en función de una morfología relictas y la presencia de franjas de *beachrocks*, y como discontinuidad artificial tenemos la barrera formada por los espigones (Figura 7. 7). La relación entre el tipo de discontinuidad y el tamaño del grano se discute a continuación:

a) Influencia de las desembocadura de los ríos y riachuelos.

Una de las discontinuidades más importantes desde el punto de vista de los procesos litorales son las desembocaduras, clasificadas como **estuarios**, que tienen un flujo fluvial importante, que es el caso de los ríos e *inlets*, y con flujo de pequeña importancia asociado a los riachuelos. Desde el punto de vista de la dinámica, el flujo mareal de los *inlets* se comporta como un espigón hidráulico (Swift et al., 1991; Domínguez et al., 1992), pues funciona como una barrera para la corriente litoral que disminuye la energía aguas arriba de la desembocadura. Otra característica de los *inlets* es su comportamiento como zonas de sustracción de sedimentos de la deriva litoral que puede alcanzar valores del orden del 10 % del total de material transportado (Taney, 1961) dependiendo de las características morfológicas y del rango mareal. Este comportamiento puede ser observado en los estuarios de la región durante el segundo semestre, cuando los caudales fluviales son menores y donde se estima la existencia de un transporte dominante hacia el

interior de la desembocadura (Capítulo - Estuarios).

El balance entre la capacidad de transporte de la deriva litoral y del flujo mareal en los *inlets* y estuarios influye en las características texturales de los sedimentos adyacentes. Según Olsen (1980), el material encontrado en los depósitos asociados a la vaciante (*ebb-tidal delta*) de los *inlets* es más grueso que el material de las playas adyacentes.

b) Influencia de los *beachrocks*

Las franjas de *beachrocks*, en función de su mayor cohesión y resistencia a la erosión respecto a los sedimentos de playa, funcionan como un sistema natural de protección de la línea de costa, con un comportamiento similar a un muro (*sea wall*) expuesto directamente a la dinámica litoral. Según Johnson (1952), que describe las características del transporte de partículas de diversos tamaños, en presencia de un *sea wall* las partículas finas son puestas en suspensión en función de que la reflexión del oleaje genere mayor turbulencia, y en presencia de una corriente de deriva son transportadas aguas abajo. Como resultado, tendríamos una concentración de partículas más gruesas, sin generar necesariamente erosión.

La formación de los *beachrocks* en el litoral del estado de Ceará está asociada a la presencia de desembocaduras de ríos actuales o antiguos, pues son los únicos lugares donde se encuentran las condiciones físico-químicas para su formación, con la distribución y potencia de los *beachrocks* asociada a la evolución de la paleo-desembocadura durante el registro geológico (Capítulo - Geología). La asociación (desembocadura x *beachrocks*) hace que una o más discontinuidades se puedan presentar conjuntamente, dificultando la separación de la influencia de cada estructura.

c) Influencia de las puntas y espigones

Los promontorios funcionan como espigones naturales; aguas arriba de la deriva actúan como una barrera al transporte longitudinal, lo que genera la acumulación de sedimentos que hace progradar la línea de costa hasta alcanzar una posición de equilibrio normal a la dirección del oleaje dominante. Los espigones aguas abajo de la deriva causan erosión y, en consecuencia, el aumento del tamaño de grano, ya que los promontorios, debido a la difracción del oleaje y otros efectos asociados generan, aguas abajo, una zona de protección al oleaje donde se depositan los sedimentos más finos.

d) Influencia de los cambios de orientación de la costa

Las inflexiones de la línea de costa en función de una morfología relictas afectan al patrón de distribución granulométrica en la medida que alteran la dirección del oleaje en la rompiente y, en consecuencia, la energía del oleaje, con un efecto indirecto sobre el sedimento.

Analizando los cambios longitudinales de los sedimentos desde el punto de vista de los procesos inducidos por los condicionantes locales, se observa que la comparación entre las discontinuidades presentes en la costa y la variación del D50 presenta una buena concordancia, sugiriendo que el tamaño del grano también varía en función del tipo de discontinuidad. Según esta comparación, las tendencias con granoderecencia (disminución) en la dirección de la deriva litoral serían los estuarios, espigones y puntas, y las tendencias inversas (aumento) estarían asociadas a los *inlets* y principalmente a las franjas de *beachrocks* (Figura 7.11).

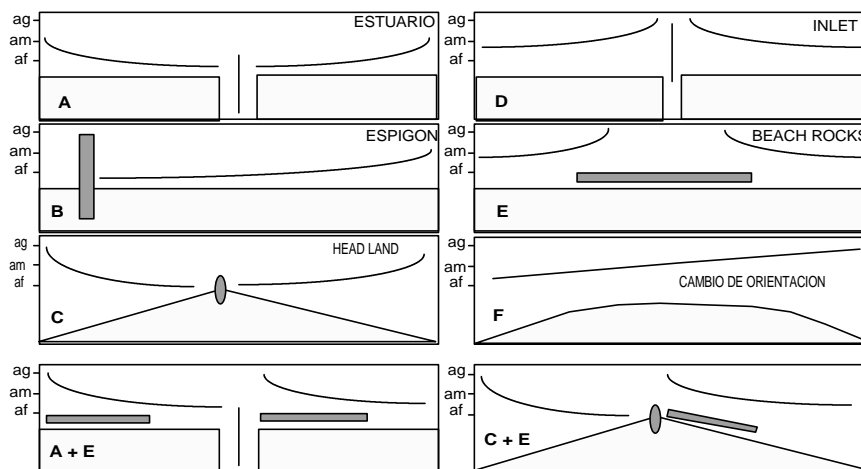


Figura 7. 11 - Tendencias del tamaño de grano en función del tipo de discontinuidad (ag - arena gruesa, am - arena media y af - arena fina).

Se observa pues, que la utilización del principio de las discontinuidades naturales puede servir de base para describir los mecanismos físicos de las variaciones texturales. Las tendencias granocrecientes negativas estarían asociadas a mecanismos de disminución de la energía del oleaje y deposición de sedimentos finos en presencia de barreras, que pueden ser duras, tipo espigón y puntas, o blandas, tipo espigón hidráulico formado por el flujo mareal de los estuarios.

Las desembocaduras de los riachuelos y de los ríos durante periodo de menor

caudal, funcionan como trampas de sedimentos finos que son transportados hacia su interior durante las mareas vivas, generando un proceso de lavado del sedimento de playa y un aumento de la granulometría. De todas las discontinuidades, los *beachrocks* se presentan como el elemento morfológico más activo en términos de alteración de las características texturales de los sedimentos. Las alteraciones de la granulometría inducidas por la presencia de esta discontinuidad predominan sobre las demás.

7.3.2- Variaciones Transversales

Además de la variación longitudinal, los sedimentos de playa también presentan variaciones transversales debido a las variaciones de energía a que están sometidos los diferentes puntos del perfil de playa y al intercambio de material entre los elementos morfológicos de los perfiles, y, en este caso, el D50 final será el resultado de las interacciones entre el transporte longitudinal, transversal y eólico. A continuación se presenta una breve descripción de las características granulométricas y del rango de variación de los parámetros texturales de los elementos morfológicos que componen el perfil de playa (Tabla 7.5). Las explicaciones de los posibles mecanismos de intercambio de material serán presentadas junto con las variaciones temporales.

De tierra a mar nos encontramos con los siguientes ambientes: dunas, berma, *swash* y sistema de surco y barra. Las dunas presentan un rango de variación del tamaño de grano dentro de las arenas medias, con un valor del d50 más frecuente del orden de 0,25 mm y desvío estándar inferior a 0,1 mm, caracterizando el ambiente como bien clasificado. La asimetría presenta el menor rango de variación (0,254), lo que confirma el grado de selección del ambiente y corresponde a distribuciones con asimetría negativa.

En la berma, que en el caso de Fortaleza puede alcanzar hasta 600 m de longitud, por englobar la berma propiamente dicha y la superficie de las terrazas marinas holocénicas, predominan las arenas medias y, de una manera general, las muestras están bien seleccionadas, con asimetría negativa. Las muestras con los mayores valores de mediana y desvío estándar se presentan en el sector sudeste, en una zona sometida a intensa deflación eólica. En este caso, el viento actúa como elemento movilizador, transportando las partículas más finas, lo que genera un depósito residual más grueso y con características de distribución bimodal.

ELEMENTO MORFOLÓGICO	D50 medio (mm)	D50 (mm)	DESVÍO (mm)	ASIMETRÍA
DUNAS	0,25	0,24 – 0,45	0,074 - 0,170	(-0,365) - (-0,110)
BERMA	0,39	0,24 – 0,57	0,059 - 0,213	(-0,770) - (-0,058)
SWASH	0,35	0,16 – 0,62	0,041 - 0,220	(-0,430) - (+1,43)
SURCO	0,33	0,32 – 0,43	0,174 - 0,235	(-0,445) - (+0,088)
BARRA	0,44	0,21 – 0,67	0,067 - 0,300	(-0,680) - (+0,69)

Tabla 7.5 – Rango de variación de las características texturales de los elementos morfológicos de los perfiles transversales a la playa.

Las muestras del surco corresponden a arenas medias no seleccionadas y con asimetría variando de negativa a positiva. Este ambiente presenta el mejor grado de selección. Las muestras recogidas en las barras varían de arena fina a gruesa y están, en general, mal seleccionadas. La asimetría varía de negativa a positiva.

El análisis de los parámetros texturales de la zona supralitoral (duna y berma), muestra una buena concordancia, arenas medias seleccionadas con asimetría negativa, entre los dos elementos morfológicos. Este resultado, ya esperado, confirma la contribución del transporte eólico a la formación de la berma y su característica como elemento seleccionador.

Para el resto de los elementos morfológicos (*swash*, surco y barra), los parámetros texturales presentan mayor rango de variación, principalmente la asimetría, debido a las características del sistema litoral, que presenta una gran complejidad de interacciones y, en consecuencia, de distribución de energía, luego es previsible que se produzcan variaciones transversales de los parámetros texturales entre la zona de *swash* y los sistemas de barras y surco, de gran movilidad (Sonu, 1973).

7.3.3 - Variación Temporal

Para el análisis de las variaciones temporales se seleccionó como área piloto la **CELDA E** (playa del Futuro), donde se realizaron mensualmente perfiles y recogida de muestras. Las muestras se tomaron siempre en el mismo punto, con un total de 4 por perfil, distribuidas dentro de la zona intermareal. El periodo de recogida empezó en 1994 y en este análisis utilizaremos la secuencia de junio de 1995 a mayo de 1996, ya que el año 1994 puede ser considerado anómalo, debido a la gran cantidad de lluvias.

Los sedimentos recogidos en los perfiles presentan un rango de variación entre

arenas finas a gruesas, con predominio de las arenas medias (Tabla 7.6). El perfil 1, próximo a la desembocadura del río Coco, presenta las mayores variaciones, desde arenas finas hasta arenas muy gruesas. El mayor valor para el D50 (1,243 mm) se da en el mes marzo, que es el periodo de mayores lluvias, ya que bajo estas condiciones se producen los mayores caudales y el material que estaba almacenado en el estuario es transportado y depositado en la playa (Capítulo - Estuarios). La contribución de material grueso afecta solamente al perfil 1 y está restringido al corto espacio de tiempo de la avenida, ya que en la muestra del mes posterior retoma los valores de arenas medias.

PUNTO	P1	P2	P3	P4	P5
1	0,243 - 0,539	0,135 - 0,591	0,169 - 0,472	0,183 - 0,580	0,132 - 0,176
2	0,187 - 1,243	0,172 - 0,663	0,168 - 0,494	0,158 - 0,407	0,133 - 0,170
3	0,173 - 0,542	0,154 - 0,320	0,185 - 0,527	0,174 - 0,316	0,137 - 0,172
4	0,138 - 0,497	0,123 - 0,325	0,154 - 0,435	0,143 - 0,420	0,137 - 0,167

Tabla 7.6 - Rango de variación del D50 de las muestras recogidas en los perfiles de control.

El perfil 5, localizado en el otro extremo del área piloto dentro de la zona de influencia del espigón, presenta las menores variaciones para el tamaño del grano, el mayor rango de variación, del orden de 0,04 mm, puede ser considerado insignificante, lo que nos hace considerar las muestras como homogéneas en todo el periodo. La ausencia de variación textural refleja que el efecto barrera producido por el espigón adyacente al perfil ejerce una protección para la playa que impide el intercambio de sedimentos.

El análisis conjunto de los sedimentos recogidos en los perfiles refleja una buena relación con las características de erosión/recuperación, pues se observa que la granulometría crece hasta septiembre y disminuye hasta mayo, lo que reforzaría la idea de variación en un ciclo anual (Capítulo 4).

Además de variar el tamaño de grano, se observa que los sedimentos también varían en cuanto a la forma de distribución (Sonu, 1973). La representación conjunta entre el grado de selección x mediana, resaltando el tipo de curva (uni o bimodal) viene presentada en la (Figura 7. 12).

En la gráfica se pueden diferenciar 5 etapas texturales, numeradas de I a V y que corresponden a los estadios de variación de los sedimentos dentro de un ciclo de erosión o de aumento de energía. El ciclo completo estaría formado por:

I - Sedimentos Unimodales con predominio de partículas finas.

II - Sedimentos Bimodales con el pico mayor centrado en los finos.

III - Sedimentos Bimodales con dos picos equivalentes.

IV - Sedimentos Bimodales con el pico mayor centrado en las partículas gruesas.

V - Sedimentos Unimodales con predominio de partículas gruesas.

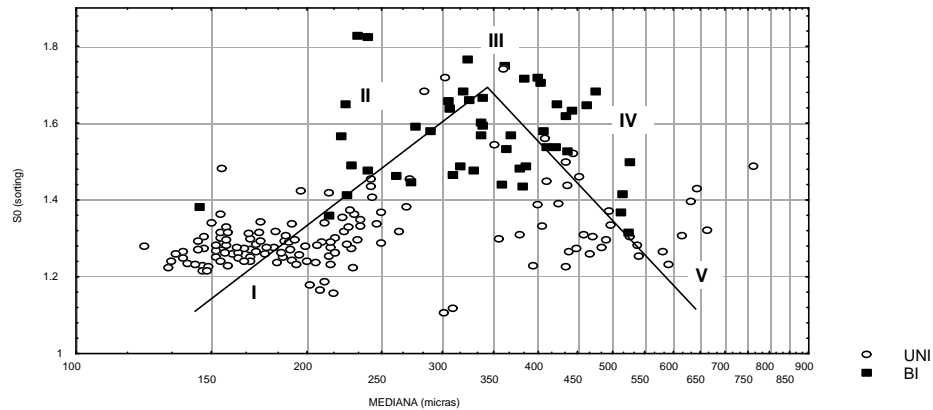


Figura 7. 12 - Distribución conjunta entre la Mediana (D50) y Desvío estándar.

La Figura 7.13 representa una secuencia característica de aumento de la energía del oleaje observado en el perfil de control 2 durante el periodo de julio a septiembre. Se observa que la curva de distribución granulométrica evoluciona en el primer mes de una curva bimodal con predominio de partículas finas (II) a una bimodal con los dos picos equivalentes (III), y en el mes posterior a una unimodal con predominio de partículas gruesas (V).

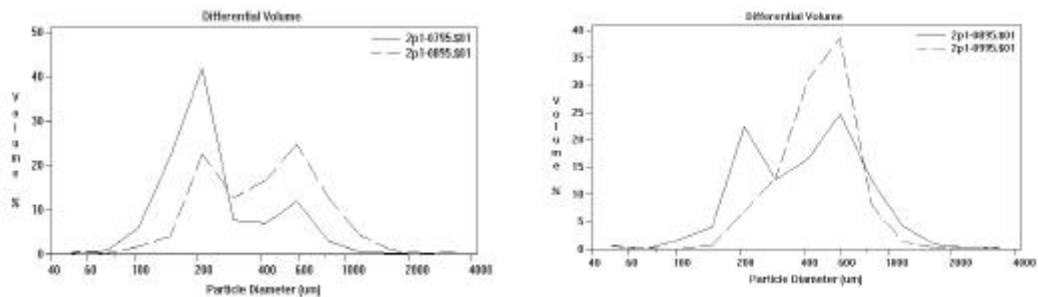


Figura 7.13 – Evolución de las etapas texturales en presencia de un aumento de la energía del oleaje, para el perfil 2 en el periodo de julio a septiembre de 1995.

El retorno a las condiciones energéticas iniciales se hace también de forma

gradual. La secuencia completa de variación de los sedimentos no puede ser observada en los perfiles debido a la baja frecuencia de recogida de muestras o a la velocidad de cambio de las condiciones energéticas.

Las distribución según los mayores índices de presencia de las olas en la región del estudio, según el *Atlas Ocean Wave Statistics*, viene presentada en la Tabla 7.7. Se observa que, durante el periodo de un año, el oleaje presenta un ciclo de variación con valores máximos durante el periodo de junio-agosto, disminuyendo gradualmente hasta diciembre, cuando se estabiliza y se mantiene con la misma distribución hasta mayo. Los datos locales (boya de Mucuripe) muestran el mismo comportamiento, donde la variación de la altura significativa presenta un ciclo anual asociado a la variación de la velocidad del viento.

PERIODO	MAR – MAY	JUN – AGO	SEP - NOV	DEZ – FEV
Hs (m)	0,75 - 1,25	1,25 – 1,75	0,75 - 1.5	0,75 – 1,25

Tabla 7.7 – Límites de variación de la altura de ola más frecuente y su distribución a lo largo del año.

La comparación entre el clima de oleaje y las tendencias presentadas por las variaciones de volumen de los perfiles (Capítulo - Transporte por oleaje) y las características texturales de los sedimentos de la zona de *swash*, muestra una correlación directa, reflejando que los cambios en los perfiles y sedimentos pueden estar asociados a las variaciones de las condiciones del oleaje.

7.3.4 - Integración de las Variaciones

La distribución del tamaño medio de los sedimentos del perfil de playa es el resultado de las interacciones entre los diversos procesos costeros, cuya resultante y grado de variación influenciará las variaciones del tamaño de grano y el intercambio de material entre los elementos morfológicos que componen el perfil costero (Figura 7.14). Los procesos asociados al oleaje, principalmente el transporte longitudinal, y al viento son los elementos más importantes para la evolución de la costa y, en consecuencia, del D50. Hay que resaltar que en esta región, con predominio del transporte longitudinal sobre los demás actores, el material de recubrimiento de la zona de playa está influenciado por el

tipo de sedimento que entra en la celda por la deriva litoral. Para sistematizar las discusiones, se han dividido los cambios a medio plazo en los periodos de erosión y recuperación a que están sometidos anualmente los perfiles de playa. Secundariamente se abordarán los cambios episódicos de forma integrada.

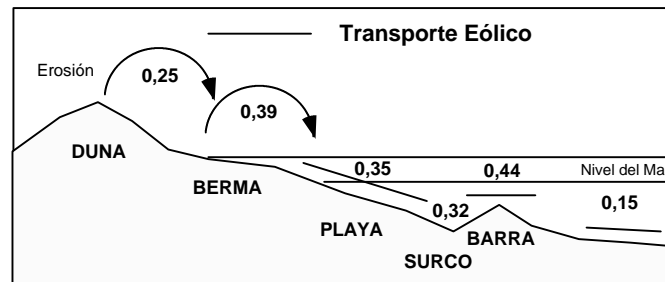


Figura 7.14 - Perfil típico de la distribución del D50 para los elementos morfológicos analizados, indicando la dirección del transporte de sedimentos. (*) para zonas de aporte eólico.

a) Recuperación

Las condiciones de recuperación de las playas están presentes al inicio del año, cuando la energía de los vientos y oleaje es menor y coincide con el periodo de mayores precipitaciones y, por tanto, en presencia de aporte fluvial. Bajo estas condiciones, el material que entra en cada sector por la deriva litoral está formado por material más fino, con un tamaño que varía entre 0,1 y 0,3 mm, a excepción de las zonas próximas a las desembocaduras, donde el tamaño puede alcanzar hasta 1,2 mm. El transporte transversal, debido a las características del oleaje, presenta una resultante hacia la playa, haciendo que el material más fino de la zona sumergida sea incorporado al perfil.

La menor velocidad del viento, y en presencia de una mayor humedad, hace que el transporte eólico no esté activo. Se observa pues que existe una confluencia de los procesos asociados al oleaje en la adición de material a la playa y una inactividad del transporte eólico, principal elemento sumidero, haciendo que predomine la progradación de la línea de costa, con aumento de volumen de los perfiles y disminución de la pendiente de playa, ya que el material de la cara de playa es más fino.

b) Erosión

En el segundo semestre se observa un cambio de las condiciones de equilibrio de la playa, que pasa a presentar características erosivas debido al aumento de la energía del

viento y oleaje. De esta forma, el transporte inducido por un oleaje con mayor energía hace que la componente longitudinal del transporte aumente su capacidad de arrastre, que pasa a transportar partículas más gruesas, con diámetro entre 0,2 y 0,6 mm, y la resultante de la componente transversal cambia hacia mar, transportando el material de la playa a aguas más profundas. No existe aportación fluvial y el transporte eólico alcanza su mayor capacidad generando la deflación y la erosión del material más fino del perfil de playa.

La integración de estos factores genera el retroceso de la línea de costa y la formación de un pequeño escarpe en el límite interno de la playa por erosión de la berma y, en algunos casos, de las dunas adyacentes, que pasan a actuar como fuentes de sedimento para la deriva. En general, se observa una disminución del volumen de los perfiles de playa y un aumento de la pendiente.

c) Cambios episódicos

Los cambios a corto plazo están asociados a los cambios de las características del oleaje y a las fluctuaciones del nivel del mar inducidas por el movimiento de las mareas, incluyendo desde alteraciones del estado morfológico de la playa hasta la migración de las barras. Estos cambios presentan una gran variación lateral y de difícil cuantificación, ya que el estado morfológico depende en gran parte de las interacciones entre el oleaje y las características del perfil de playa (pendiente + recubrimiento), y el movimiento de las barras, aunque dependiendo del estadio de la marea, su formación y migración hacia la playa no se hace de forma uniforme.

En conclusión, se observa que la complejidad de las interacciones entre procesos a diferentes escalas, que pueden presentarse al mismo tiempo, hace que no sea posible una estimación exacta del tamaño del grano, aunque se pueda predecir el comportamiento general del sistema y, en consecuencia, la tendencia de variación del D50.

7.4 – LAS FUENTES DE SEDIMENTOS

La última cuestión a resolver es cuál es realmente el origen y fuente de la gran cantidad de material que aparentemente se mueve a lo largo de la costa, tanto debido al transporte longitudinal como al eólico.

Las características de las rocas y depósitos sedimentarios se puede expresar en

términos mineralógicos o químicos y, dependiendo del objetivo que se desea alcanzar, se utiliza uno u otro método de descripción. Para la determinación del origen, grado de alteración y posibles correlaciones, normalmente se utiliza la composición mineralógica, principalmente en relación al contenido y tipo de minerales pesados. Utilizando los procedimientos y materiales recogidos para la descripción de las características de las formaciones costeras y el recubrimiento sedimentario (Capítulo 2), se ha determinado y clasificado el contenido de minerales pesados de cada ambiente sedimentario (Figura 7.15).

El porcentaje relativo medio de cada mineral en los 5 ambientes muestra que, en general, los ambientes emergidos presentan la misma asociación de minerales pesados, caracterizada por 9 minerales principales: ilmenita, turmalina, epidota, estaurolita, silimanita, topacio, circonio y clorita, que corresponden a minerales con diversos grados de estabilidad, variando desde la turmalina, ultra-estable, hasta la hornblenda, inestable.

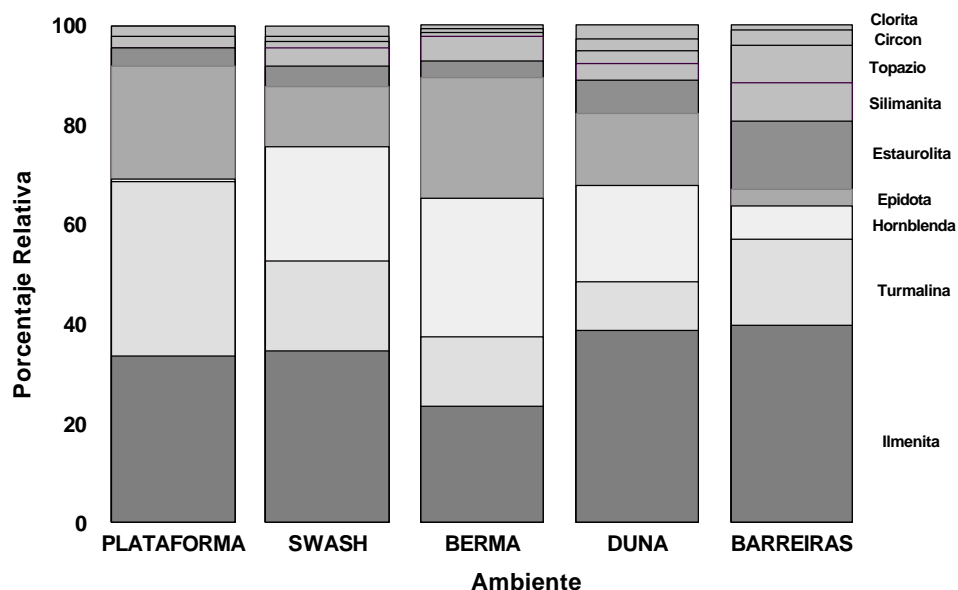


Figura 7.15 – Distribución del porcentaje relativo de minerales pesados para los diferentes ambientes sedimentarios de la zona costera.

En la plataforma la asociación se reduce a los 5 primeros, predominando en general los minerales estables a ultra-estables. La presencia de minerales pesados poco estables o inestables en los ambientes emergidos indica que la roca fuente está muy próxima, siendo el tipo de asociación de todos los ambientes característica de las rocas del

zócalo.

Utilizando el contenido de minerales pesados para correlacionar los diversos ambientes y considerando que los mayores índices representan la dirección del transporte dentro de las secuencias probables, tendríamos que el material que proviene del zócalo es la única fuente de material para la Formación Barreiras, pudiendo, en una condición de nivel del mar más bajo que el actual y en condiciones climáticas más húmedas, alimentar directamente la plataforma. Considerando la condición actual del nivel del mar y clima, la aportación directa a la playa y plataforma es poco probable debido a la baja capacidad de transporte de los ríos de la región. Utilizando los resultados de la evaluación del transporte transversal, que en la mayoría de casos se produce hacia mar, se observa que los sedimentos de la Formación Barreiras pueden ser una de las fuentes actuales para la plataforma, siempre que la erosión se produzca directamente en estos sedimentos y, en caso contrario, la fuente sería la playa (Figura 7.16).

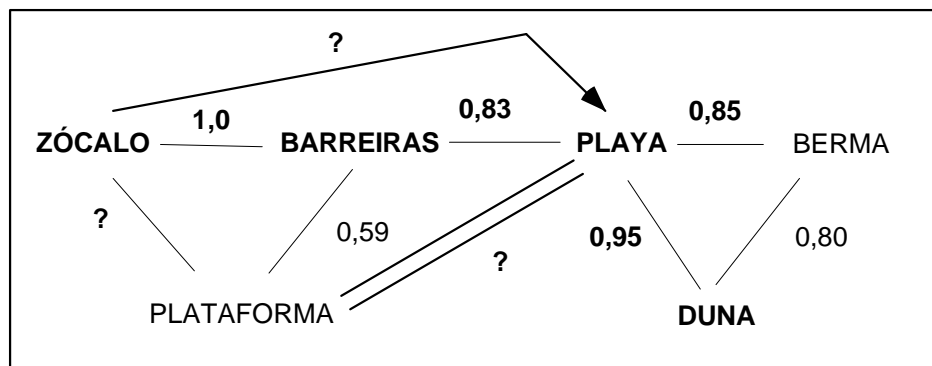


Figura 7.16 – Relación entre las posibles fuentes de sedimentos para los diversos ambientes a partir del contenido y tipo de minerales pesados. Los valores se refieren al coeficiente de correlación entre los ambientes.

A partir de los mismos resultados del transporte transversal y considerando las dos asociaciones de minerales pesados características de cada ambiente (zona emergida y plataforma), se observa que la Formación Barreiras es la principal fuente de material para las playas y que éstas pueden ser la fuente para la plataforma. El movimiento inverso es muy poco probable, o sea, la plataforma no es fuente para los sedimentos de las playas. Esta conclusión viene reforzada por la diferencia en el contenido de carbonatos, que en la plataforma interna es del orden de un 20 % y en la playa no alcanza el 5 %.

De la playa hacia el continente se observa que puede existir un intercambio bidireccional de material entre la playa y la berma, aquí considerada en “senso lato” que incluye la berma propiamente dicha y la superficie de las terrazas marinas, donde una puede ser fuente de la otra dependiendo del estado de equilibrio de la playa; en condiciones de erosión y retroceso de la línea de costa, la berma es la fuente y, en caso contrario, avance de la línea de costa, la playa es fuente de material para la construcción de la berma. Las dunas, dependiendo del tipo de perfil, pueden tener como fuente tanto los sedimentos de las playas como de la berma.

De la discusión anterior se deduce que las únicas fuentes posibles de material para la deriva litoral son los sedimentos del perfil de playa, incluyendo la berma, y el material que proviene de la erosión de la Formación Barreiras. La aportación directa de material del zócalo y de la plataforma es muy poco probable, debido, en el primer caso, a la baja capacidad de transporte de los cauces principales y, en el segundo, a la dirección del transporte transversal, principalmente hacia mar.

CAPITULO 8 – LA OCUPACIÓN DEL BORDE COSTERO

8.1- INTRODUCCIÓN

En el desarrollo de este trabajo se han tratado hasta el momento las interacciones entre los diversos factores, principalmente de orden natural ya que el nivel de ocupación del litoral con excepción de Fortaleza es muy bajo, que pueden generar a lo largo del tramo costero estados diversos, que van desde tendencias a la erosión, pasando por zonas en equilibrio dinámico, hasta zonas con deposición, y que estos estados vienen determinados por el balance sedimentario de cada celda. También se ha visto que el estado en que se encuentra cada playa puede ser alterado de forma significativa a partir de una intervención antropogénica, como en el caso de la región aguas abajo de Fortaleza, donde el bloqueo ejercido por la ciudad ha alterado las características del transporte longitudinal que originalmente mantenía la playa en equilibrio, causando la erosión de más de 8 km de playas.

Así pues, el hombre provoca erosión cuando su acción interfiere en los procesos costeros naturales, alterando el suministro, transporte y deposición de sedimentos. Hay que resaltar que las actividades que alteran el equilibrio costero pueden estar localizadas a distancias considerables de la costa, como en el caso de la alteración del sistema de drenaje, extracción de arena y grava del lecho de los ríos y, de mayor importancia, la construcción de presas fluviales para el abastecimiento de las poblaciones o regadío. En la costa, las principales actividades que interfieren en la dinámica son la construcción de obras cerca o en la playa, deforestación, impermeabilización del suelo, extracción de arena y gravas, dragados y, específicamente en el litoral de Ceará, la ocupación de las dunas que migran sobre los promontorios hacia las playas.

Por todo ello, en este estudio se abordará de forma detallada la posible influencia humana en la zona costera de Ceará, tomando como ejemplo el caso del desarrollo del frente costero de Fortaleza. Inicialmente se explicarán los orígenes y evolución de la ciudad, para introducir las acciones sobre la zona costera como un producto del tipo de desarrollo utilizado. Finalmente se hará una extrapolación de las posibles consecuencias de los nuevos planes de crecimiento que están previstos para el litoral de Ceará.

2 - OCUPACIÓN URBANA

El origen de la ciudad de Fortaleza está asociado a la disputa entre portugueses y holandeses por la ocupación del litoral del nordeste de Brasil a lo largo del siglo XVII. Como el reino de Portugal había concentrado sus inversiones en la exportación de la caña de azúcar en el estado de Pernambuco, litoral este, dejó una larga franja costera sin protección, quedando de esta forma todo el litoral norte disponible para los piratas excluidos del Tratado de Tordesillas. Así, en 1649, el comandante holandés Matias Beck se apoderó de una franja de tierra situada en los márgenes del riachuelo Pajeú, construyendo el fuerte Schoonembroch, y dejando cuarenta hombres defendiendo la fortaleza contra los indios locales, pero que no fueron suficientes para impedir la recuperación por los portugueses cinco años después. De forma espontánea surgió un poblado vecino a la fortaleza, que fue aprovechada por los portugueses y bautizada como Forte de Nossa Senhora da Assunção y que en 1825 prestó su nombre a la ciudad (Figura 8.1).

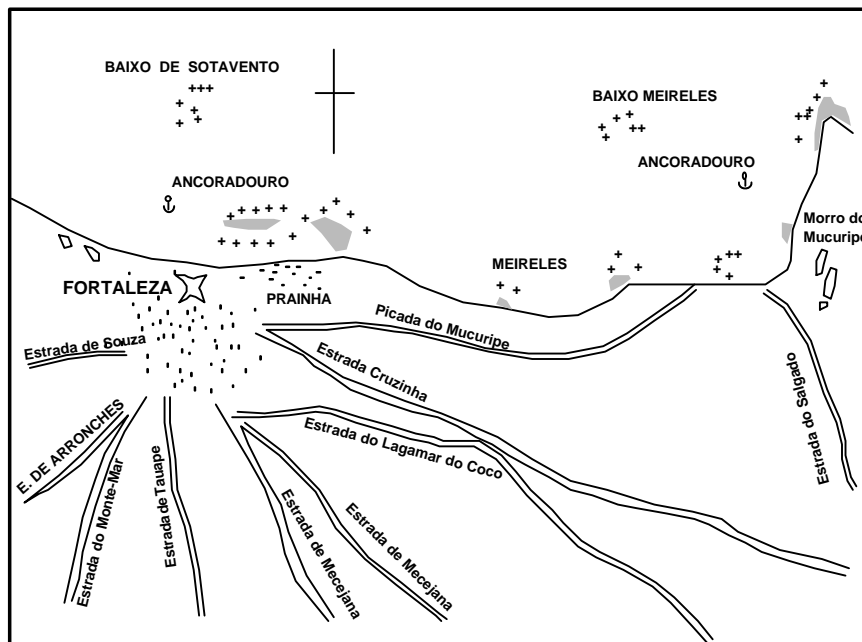


Figura 8.1 – Croquis de la ciudad de Fortaleza en 1818 (Modificado de Morais, 1980).

La ciudad se desarrolló cerca del fuerte, de acuerdo con la fuerza atractiva del centro, estructurándose en función de las condiciones naturales (geomorfología) y del

sistema viario. Hasta los años 30, su crecimiento fue lento, pero espontáneo, siguiendo el modelo ortogonal propuesto por las primeras tentativas de ordenación del núcleo urbano y con dominio de la expansión radial. Con la construcción del puerto de Mucuripe en el extremo este del área y de la infraestructura necesaria para su funcionamiento (red viaria, energía, agua), la ciudad ha ganado una nueva vertiente, acelerando su crecimiento hacia el este a lo largo de la franja litoral y al sur por medio de las vías de conexión con el interior y que dominó hasta la década de los 60.

En la década de los 70, como consecuencia del proceso de industrialización, empieza el crecimiento en dirección a los límites de la ciudad, llegando incluso a los municipios vecinos. La expansión se dirigió hacia el sudeste, donde fueron construidos grandes conjuntos de viviendas, y, hacia el oeste, atraída por la zona industrial que se implantó principalmente en esta región. Se dictaron leyes de protección de los recursos hídricos y sus áreas marginales, pero que no afectaron al crecimiento de la zona urbanizada. En la década de los 80 se intensificó la ocupación de las zonas este y sudeste, por la implantación de grandes equipamientos, como la Universidad de Fortaleza y el Shopping Iguatemi, donde fueron utilizadas las dunas de la playa del Futuro y las zonas marginales del río Coco. Se implantaron nuevos conjuntos habitados al oeste y al sudoeste, configurando aún una ocupación dispersa pero con grandes áreas de elevado nivel de ocupación. Debido a la sequía en el interior y a la emigración hacia la capital del estado, surge un gran número de chabolas, que se diseminan por todo el tejido urbano; empieza la urbanización de los núcleos de baja renta más antiguos.

Hoy tenemos el territorio de Fortaleza casi totalmente parcelado, con los pocos vacíos definidos por las barreras naturales formadas por las dunas de la playa del Futuro, áreas del río Coco y las zonas en los límites de la ciudad.

El análisis de la estructura urbana actual muestra que la ciudad se desarrolló conducida por la fuerza de atracción de cada polo, con el centro como polo principal, apoyado por polos secundarios donde se concentran las actividades secundarias o terciarias (puerto de Mucuripe, zona industrial al oeste y zonas residenciales). La estructura urbana se muestra bastante diversificada, variando de pequeñas parcelas en las chabolas y conjuntos habitados, con gran densidad de edificaciones, hasta las grandes parcelas agrícolas al sur y parcelas antiguas estrechas y anchas del centro. La tipología de los últimos dificulta el aplanamiento deseado para la construcción de edificios. La zona de verticalización se está produciendo al este, en el barrio de Aldeota y principalmente en las playas de Iracema y Meireles.

La ocupación y los usos urbanos cambiaron el aspecto natural de la orilla. El proceso espontáneo de ocupación y las altas densidades impusieron el desmonte de las dunas y deforestación de la vegetación natural. La línea de la costa norte de Fortaleza está ocupada por barrios pobres al oeste, las edificaciones históricas y naves en el centro y por la zona comercial y de ocupación vertical de alta densidad constructiva de las playas de Iracema y Meireles al este, acabando en la zona industrial del puerto de Mucuripe en el extremo este (Figura 8.2).

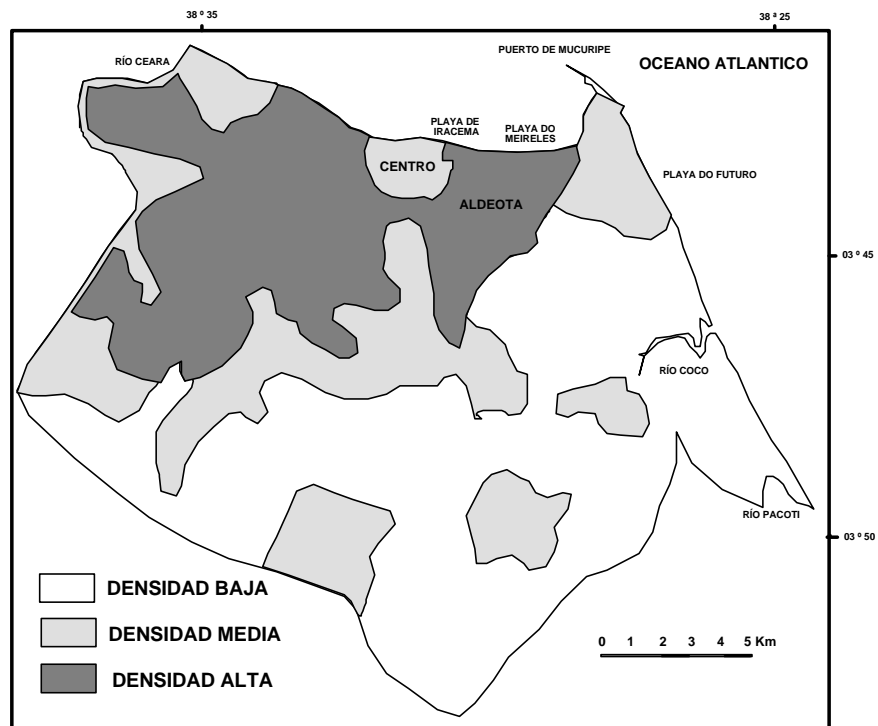


Figura 8.2 – Distribución actual de la densidad de ocupación en la ciudad de Fortaleza (Fuente: PDDU).

8.2.1 - Dinámica Demográfica

La dinámica demográfica de la ciudad de Fortaleza ha pasado por cambios significativos en las últimas décadas y que afectaron las perspectivas futuras de crecimiento de la ciudad, cuya característica dominante fue la expresiva urbanización del territorio (336 km²). En 1970 la población era de 857.980 habitantes, pasando a 1.758.334 en 1991, lo que representó la duplicación de la población en este periodo. Entre

1970 y 1980 la tasa anual de crecimiento demográfico fue del 4,3 %, disminuyendo al 2,73 % en el periodo de 1980 a 1990 (Figura 8.3).

El significativo crecimiento de Fortaleza puede ser atribuido a diversos factores, siendo considerados los más relevantes el movimiento migratorio del interior del estado hacia la capital, en función del éxodo rural, y la disminución de la tasa de mortalidad infantil. La población económicamente activa es de 757.389 personas, lo que representa el 49 % del total.

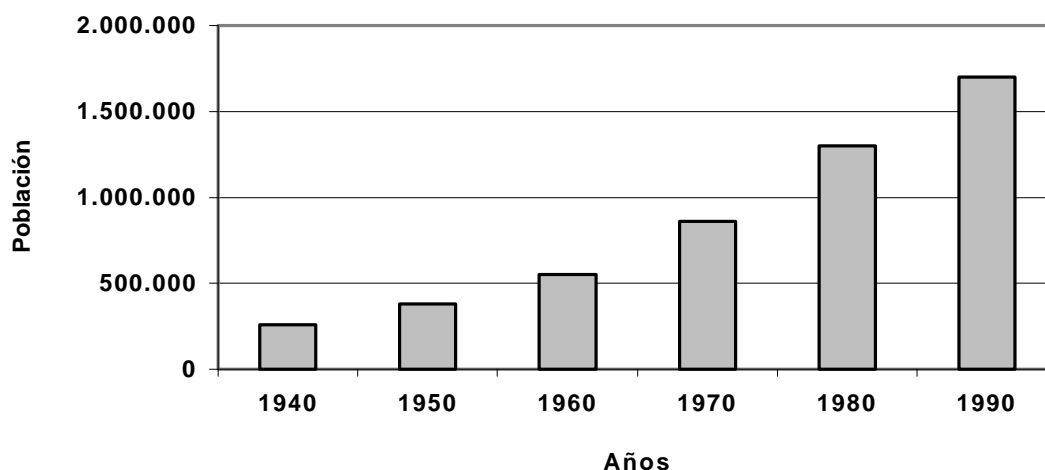


Figura 8.3 – Nivel de crecimiento de la población de Fortaleza durante los últimos 50 años (Fuente: IBGE).

8.2.2 - Actividades Económicas

Con una población de casi dos millones de habitantes, Fortaleza hoy se ha constituido en el polo de mayor dinamismo del estado de Ceará. Localizada en una región problemática, tradicionalmente menos desarrollada, la ciudad se configura como una metrópoli con graves problemas socioeconómicos y es la expresión de la concentración espacial de las actividades económicas del estado, con el 72 % del total de puestos de trabajo.

La ciudad presenta un mayor desarrollo en los sectores secundario y terciario, destacando los subsectores de comercio y servicios, que constituyen la base de la economía local. Las actividades relacionadas con el sector primario son insignificantes,

pues ocupa tan sólo al 1,63 % de la población. El sector secundario está constituido por las industrias de transformación, servicios industriales de utilidad pública y construcción civil, con el 31,85 %. El resto de los puestos de trabajo (65,81 %) está relacionado con las actividades de comercio, administración pública y servicios. De estas actividades, las relacionadas con el turismo merecen destacarse por la vocación natural del estado y por el porcentaje de puestos de trabajo, un 35 % del total.

8.3- EVOLUCIÓN DEL FRENTE LITORAL

La implementación de una gestión efectiva de la zona costera incluye la búsqueda del equilibrio entre los usos y recursos costeros, ya que normalmente los recursos son limitados, siendo de una forma general no renovables. Sin embargo, en muchos casos, la política de gestión costera no es el producto de una norma predeterminada sino el resultado de una cadena de acciones en la zona costera sin consideración del sistema total.

En estos casos no se puede hablar adecuadamente de gestión costera sino de uso costero. En este escenario, el interés en lograr un balance apropiado entre el uso y el recurso solamente aparecerá cuando el último empieza a ser consumido de tal forma que pueda afectar a otros usos o recursos. Esta visión pesimista no es un caso raro ya que se pueden encontrar muchos ejemplos en otros lugares del mundo. Sin embargo, en algunos casos, estos son el resultado de la implantación de un uso durante un periodo en el cual el concepto de gestión costera era poco común y el uso era esencial para el desarrollo de estas zonas.

Así, vamos a ilustrar como un uso costero implementado hace más de un siglo ha determinado la evolución de un recurso, restringiendo la aparición de nuevos usos, hasta que el recurso se restaure artificialmente. El caso corresponde a los efectos del desarrollo del puerto en la ciudad de Fortaleza (NE Brasil). La implementación de tal uso (el puerto) en el área de estudio produce una alteración continua del recurso (las playas urbanas) como se podía esperar, pero debido a las características locales también una alteración continua del uso en sí mismo. Así, el puerto tuvo que ser trasladado varias veces durante su existencia, porque la dinámica costera dominante a lo largo de Fortaleza inducía a la deposición de sedimentos, lo que hizo que los puertos quedasen fuera de servicio. En todos los casos, los intentos de resolver el problema tenían el único objetivo del uso portuario, tratando de resolver los efectos del problema en vez del origen. En la Figura

8.4 se presenta la localización de los diferentes puertos construidos en la ciudad y los perfiles de control, utilizados en la evaluación de la erosión costera.

8.3.1- Datos y Métodos

En el análisis histórico de los cambios ocurridos a medio plazo en la línea de costa de Fortaleza se han utilizado tres fuentes principales de datos, en función de las diversas obras construidas, con el objetivo de localizar un emplazamiento definitivo del puerto de la ciudad. Los datos utilizados fueron los mapas antiguos y actuales de la bahía de Mucuripe (1818, 1826, 1832, 1875, 1909, 1929, 1947, 1964, 1980 y actuales a diversas escalas), fotografías aéreas verticales multitemporales (1958-1:25.000, 1967-1:70.000 y 1:10.000, 1977-1:30.000) y medidas de campo.

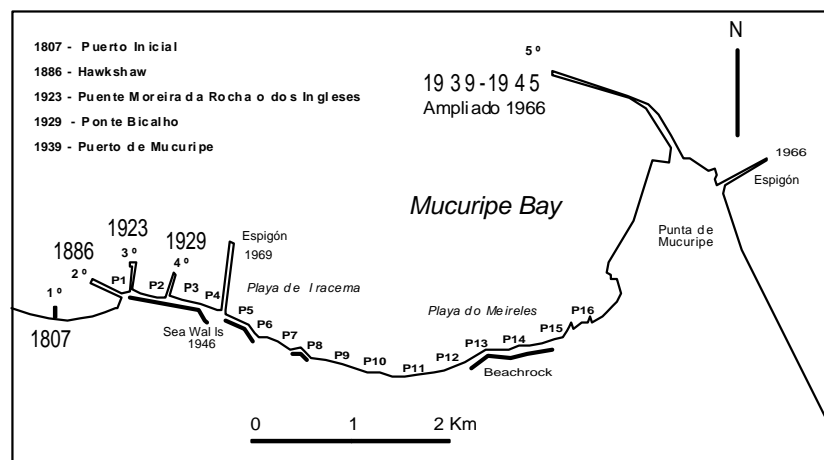


Figura 8. 4 – Localización y cronología de los diversos puertos y obras costeras del litoral de Fortaleza y de los perfiles de control de erosión.

Los mapas antiguos, en función de la baja fiabilidad de los levantamientos, fueron utilizados en la descripción cualitativa de los cambios y para estimar la situación original. Para el resto de los mapas y fotografías aéreas fue utilizada la misma metodología, que consistió en la digitalización de estos datos, incluyendo puntos de control comunes (antiguo faro de Mucuripe, punta de los espigones, torre de la iglesia de Iracema) para caracterizar con precisión el proceso. La etapa final constó de la homogeneización de las escalas digitalizadas y el dibujo conjunto de las líneas de orilla, con el objetivo de

conocer y evaluar los desplazamientos ocurridos. Los mapas y levantamientos aéreos que presentaban muchas distorsiones o sin coincidencia en los puntos de comparación fueron descartados, quedando al final como levantamientos fiables los datos de 1929, 1947, 1964 y 1980.

Se han realizado levantamientos topográficos en perfiles transversales a la línea de costa, con separación entre 0,3 y 2 km, variando en función de los cambios transversales observados y del nivel de detalle requerido por el área. En la parte emergida del perfil (hasta 2 m de profundidad) se utilizó el método clásico (mediante teodolitos, miras, cintas métricas), tomando como nivel vertical de referencia la RN-1 (referencia del nivel) fijada en el puerto de Mucuripe por la Dirección de Hidrografía y Navegación y otras de la red nacional del IBGE (Instituto Brasileño de Geografía y Estadística).

8.3.2- Antecedentes Históricos

Con la finalidad de expandir las condiciones de embarque de pasajeros y ampliar el comercio, fueron establecidas a principios del siglo XIX las primeras tentativas de construcción de un puerto en Fortaleza. En 1807 fue construido un espigón sobre estacas de maderas, siendo después sustituido por otro mayor, equipado con grúa. Estas construcciones, aunque simples, originaron una sedimentación en el área, que se transformó en la primera barrera artificial para los sedimentos transportados a lo largo de la costa, haciendo progradar la orilla de playa e impidiendo el funcionamiento del puerto (Figura 8.4).

La planta de Fortaleza de 1825 (Figura 8.5) muestra que las profundidades frente a la ciudad eran menores que las actuales, presentando dos grandes barreras arenosas. En la bahía de Mucuripe la isobata de 4 m, que limitaba la barrera del Meireles, quedaba a unos 630 m de la línea de playa. El análisis cualitativo muestra que existía un gran aporte de sedimentos a la bahía, asociado al transporte eólico del material de las dunas que migraban sobre la punta y a la aportación de material de la deriva litoral.

En el levantamiento hecho en 1832 aún se podían observar estas características, principalmente en la región este, donde la isobata de 1 m quedaba a 550 m de la playa, y, aunque presentase diferencias con la planta anterior, proseguía la tendencia de acumulación de sedimentos en la bahía. A pesar de la baja precisión de los datos, estos levantamientos sirven para indicar el gran aporte sedimentario existente en el área y que

impedía el funcionamiento del primer puerto construido.

Debido a estos problemas, empezaron las investigaciones para definir un nuevo emplazamiento donde pudiese ser construido un puerto definitivo para la ciudad. La idea fue aprovechar los rasgos geomorfológicos existentes en el área, de tal forma que ofreciesen un mayor abrigo para los barcos y sin problemas de sedimentación. Las discusiones se prorrogaron hasta 1874, cuando consideraron, como sitio ideal, un antiguo embarcadero en una zona de arrecifes con dirección WNW hacia el mar.

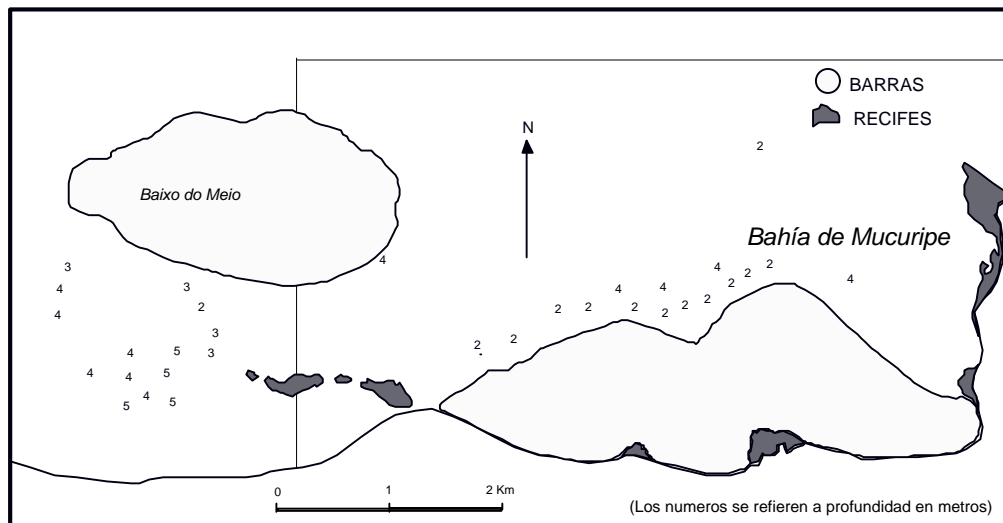


Figura 8.5 – Planta de Fortaleza de 1825 indicando la tendencia a la acumulación de sedimentos en la bahía de Mucuripe.

El proyecto aprobado de John Hawkshaw constaba de un espigón de rocas con cimienta, construido sobre areniscas, con una longitud total de 670 m, en dos alineamientos rectos: el primero, con 480 m, seguía la línea de arrecifes casi paralelo a la costa y el segundo, empezando en el extremo final del primero en dirección E-W y una longitud de 190 m, unido con la playa por un puente de 250 m. El principio del proyecto consistía en dejar un paso libre para la deriva, por el puente, para no alterar el oleaje e impedir la deposición en el puerto.

Mientras se construía el puente no se presentaron problemas, pero, con el inicio de la parte cerrada, aparecieron dos grandes problemas: la formación de una barra de considerables proporciones aguas arriba y la sedimentación casi completa de la bahía formada. En 1899 la muralla tenía tan solo 350 m de anchura y la línea de orilla ya había avanzado 150 m hacia el mar.

Para intentar resolver este problema se iniciaron diversas obras para contener el transporte de sedimentos, como la fijación de las dunas de la punta de Mucuripe y diques de contención, aunque sin ningún resultado práctico. Como se pensaba que el transporte de sedimentos se restringía a la zona más cercana a la playa y debido a la necesidad de un puerto, fue abandonada la idea de las obras más próximas a la playa, y se inició la construcción de dos estructuras tipo pantalán, formando puerto islas. El primero, denominado puente Moreira da Rocha o de los Ingleses, construido en 1923, con 400 m hacia mar y el segundo, llamado puente Bicalho e iniciado con ocasión de las obras contra la sequía en 1929 y que debía tener 800 m, no llegó a ser concluido por dificultades técnicas o financieras (Joppert, 1936). Los dos puertos no fueron la solución definitiva, debido a la acumulación de sedimentos y a las condiciones para el atraque de barcos con calados superiores a 4 m, así se iniciaron las discusiones, presentándose diversos proyectos.

Según Joppert (1936), las soluciones presentadas pueden, de una forma general, ser agrupadas en cuatro clases de proyectos:

- 1 - Puertos cerrados cerca de la costa.
- 2 – Puertos-isla con conexión con la playa por un sistema de pier.
- 3 – Puertos-isla sin conexión con la playa, con el transporte de mercancías realizándose por medio de pequeñas embarcaciones.
- 4 – Puerto en la bahía de Mucuripe, con un dique de protección enraizado en la punta y que evitase la llegada de material.

La discusión final quedó restringida a dos soluciones, definidas como solución Fortaleza y solución Mucuripe. El proyecto Fortaleza aprobado, consistía en un puerto isla en forma de **V**, con eje normal a la dirección de propagación del oleaje y unido a la playa por un puente con 920 m de longitud y 10 m de anchura. Para implementar el proyecto Mucuripe sería necesario construir un dique al norte con 2.000 m de longitud, a partir de la punta hacia el noroeste, hasta alcanzar la batimétrica de -10 m. En caso de que el dique no fuera totalmente eficiente en la disminución de la agitación en el puerto, sería construido otro dique con orientación SW-NE, formando una bahía con capacidad para recibir barcos con calados de entre 8 y 10 m (Figura 8.6).

Para finalizar, transcribiremos íntegramente la opinión del Profesor Mauricio Joppert y compartida por el Consejo Director del Colegio de Ingenieros de Brasil (1936), sobre la aprobación por el gobierno de la solución Fortaleza:

“Los motivos que tuvo en cuenta el gobierno para la aprobación de la solución Fortaleza, no nos fue dado el honor de conocer, y sin el menor enfado por haber sido vencida nuestra propuesta (Mucuripe), sin la menor vanidad de imponer nuestro punto de vista, dejamos al juicio inflexible del futuro, el pronunciamiento final sobre la cuestión. Nosotros, los hombres, pasaremos pero el problema del puerto de Ceará permanecerá porque la solución Fortaleza no lo resuelve de forma completa. Los que vengan tendrán de retomar y buscar de qué lado estaban realmente las razones justas”.

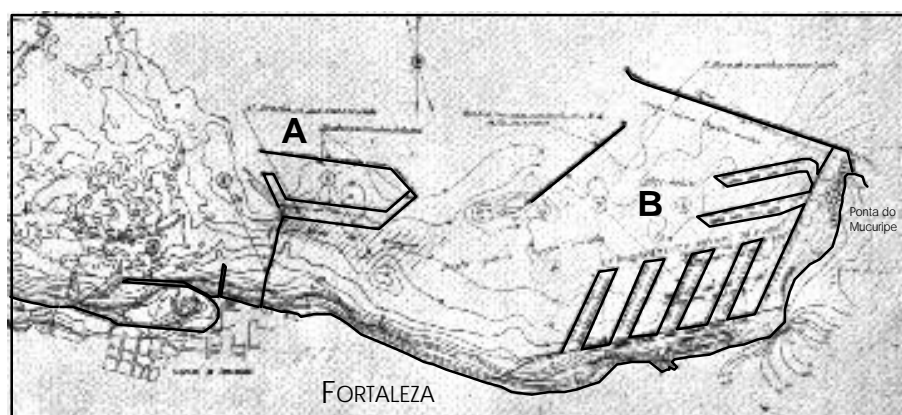


Figura 8.6 – Soluciones propuestas para el puerto definitivo de la ciudad.(A) Solución Fortaleza. (B) Solución Mucuripe.

8.2.3 - EVOLUCIÓN RECIENTE

Las polémicas por la aprobación de la solución Fortaleza por parte del gobierno del estado de Ceará, se ampliaron a una discusión nacional, que alteró el resultado de la selección inicial de las soluciones, ya que el gobierno central condicionó la liberación de fondos al cambio de proyecto, o sea en función del balance de fuerzas y presiones, el proyecto que al final fue construido seguía las líneas generales de la solución Mucuripe. El proyecto del nuevo puerto estaba constituido por un dique principal hecho de rocas, con 1.400 m de longitud, hasta alcanzar la profundidad de -10 m y el amarre principal hecho de hormigón.

Para el análisis de la evolución temporal de los cambios en la línea de costa durante el intervalo 1929-1980, se han seleccionado 16 perfiles perpendiculares a la costa

con separación media de 200 m (Figura 8.4).

La construcción se realizó en el periodo 1939-45 y, con la finalización de las obras, aparecieron tres problemas principales:

- 1 - El dique del puerto fue rápidamente rellenado con arenas.
- 2 - No protegía íntegramente la zona de amarre del oleaje con componentes norte.
- 3 - Las playas al oeste pasaron a presentar una erosión intensa.

La Figura 8.7 muestra la formación de la flecha arenosa y su evolución durante las etapas de construcción del dique de protección del puerto. Antes de 1939, las isobatas se presentaban paralelas a la de línea orilla y, a medida que avanzaban las obras, empezó aguas arriba la progradación hacia el mar. Como el transporte de sedimentos no fue interrumpido, las arenas seguían su trayectoria traspasando el nuevo obstáculo.

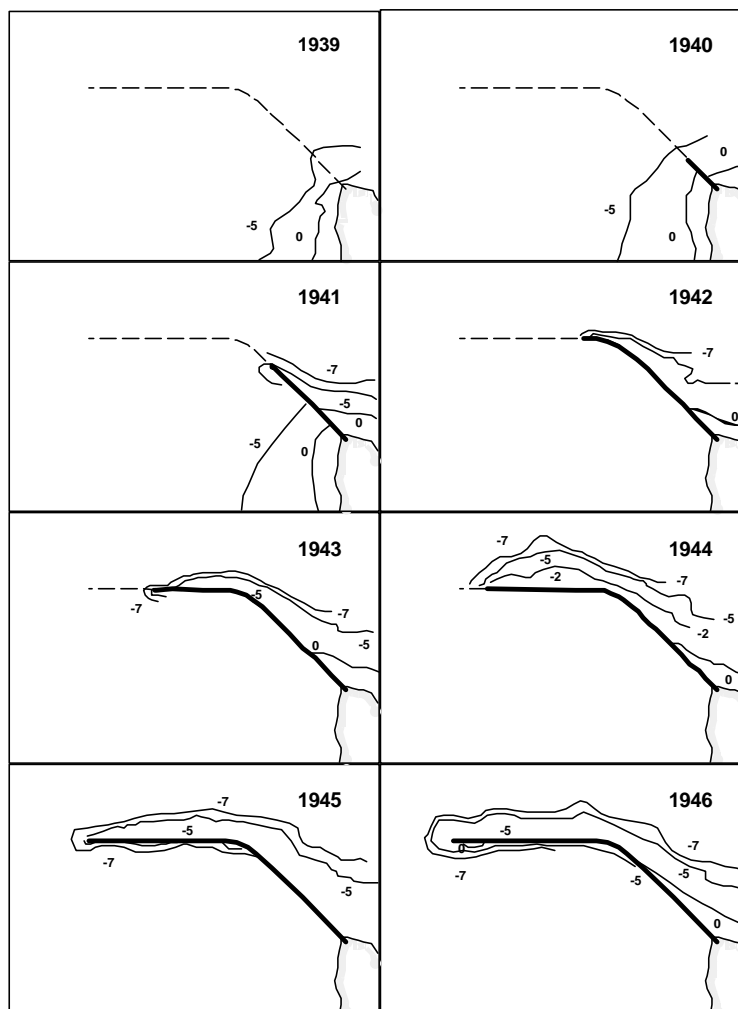


Figura 8.7 – Cambios de batimetría durante la construcción del dique principal del puerto de Mucuripe.

Tras la finalización de las obras de construcción del dique del puerto de Mucuripe (1940-1945), que interrumpió el transporte longitudinal de sedimentos, el periodo de 1929-1947 presentó los cambios de mayor magnitud. El retroceso de la línea de costa en las playas aguas abajo del puerto durante este periodo presentó una media de 77 metros. La región más afectada fue la playa de Iracema, con un retroceso de 130 m, donde fueron destruidas por la erosión diversas construcciones. Los menores valores encontrados, 32 metros, se localizaron en la playa de Meireles. Esta gran diferencia en la magnitud de los retrocesos está asociada a cambios laterales de las características geológicas del terreno, pues la mayor parte del área está formada por arenas sin cohesión, pudiendo, localmente, encontrarse terrenos más resistentes formados por arrecifes.

Los sedimentos desviados por el espigón del puerto empezaron a formar una barra submarina paralela a la línea de costa a 10 m de profundidad, que, con el tiempo, asumió considerables proporciones. Esta estructura causaba bastante daños a la navegación, pues en su migración cerraba el canal de acceso al puerto.

A la vista de estos problemas, fue contratado en 1953 el Laboratorio Dauphinois de hidráulica para realizar un estudio en modelo reducido de las condiciones del puerto. Mientras se realizaba el estudio, se construyeron escolleras como medida mitigadora de los problemas de erosión en la playa de Iracema. Las conclusiones del estudio daban como solución prolongar el rompeolas inicial e implantar un espigón de retención de arenas al oeste del puerto, obra que fue terminada en 1963.

El análisis de los cambios entre 1947 y 1964, después de las obras para la contención de la erosión en la región más afectada, consistente en la construcción de una serie de escolleras entre los perfiles 1 a 3, 5 y 7 (Figura 8.4), y las ampliaciones en el puerto. Las escolleras y los arrecifes disminuyeron el retroceso costero hasta un valor medio de 21 m. Como las obras no protegían toda la costa, la erosión se mantuvo en la playa de Iracema, con niveles de hasta 56 m en el perfil 6. A pesar de la tendencia general erosiva, la difracción de las olas en el espigón del puerto de Mucuripe originó dentro de la zona de sombra del dique una corriente con dirección contraria a la deriva litoral. Este fenómeno produjo una acumulación de sedimentos dentro de la dársena portuaria y, localmente, un avance de la orilla.

La existencia de una contracorriente de sentido oeste-este fue comprobada por el estudio de la migración de la desembocadura del río Maceiozinho (Morais y Pitombeira, 1974). Este fenómeno fue atribuido indebidamente a la retención de sedimentos por el puerto.

Desde el punto de vista portuario, la ampliación del dique y la construcción del espigón de retención de arenas aguas arriba del puerto mejoró la situación de la deposición de sedimentos, pero persistía la necesidad de la retirada periódica de arenas en la bahía y en el canal de acceso. Una consecuencia de estas obras fue el mantenimiento del carácter erosivo de las playas situadas al oeste, haciendo que la empresa responsable de las obras ampliase el dique de retención y el sistema de protección en la playa de Iracema con la construcción de un espigón perpendicular a la línea de costa (Figura 8.4).

Este periodo (1964-80) está caracterizado por menores cambios en la línea de costa, con un retroceso medio de 11 m, aunque se mantenía el comportamiento erosivo. Los bajos valores de retroceso son, en parte, debidos a las obras de defensa y, por otro lado, al alcance de las condiciones límite por agotamiento de los recursos de arena, dejando sin protección natural algunas zonas de costa. El mayor retroceso (55 m) se presentó en el perfil 9, que en el periodo anterior había presentado una menor erosión debido a un aporte localizado de sedimentos. En los perfiles 3 y 4 se ha observado un avance de 20 m, que en realidad fue causado por la construcción del espigón de la playa de Iracema sobre terrenos ganados al mar.

Estas medidas resolvieron el problema local de erosión, pero transfiriéndolo aguas abajo. Nuevamente se repitió el mismo tipo de protección, de forma que todo el litoral oeste de la ciudad está hoy protegido por 13 espigones y la erosión ya empieza a actuar en la vecina ciudad de Caucaia (celdas F y G).

8.2.4 - Discusión

La historia de los cambios en la línea de costa de la ciudad de Fortaleza está ligada directamente a la interrupción del transporte longitudinal de sedimentos. Inicialmente, las condiciones vigentes de grandes aportes sedimentarios y progradación de la línea de costa, observados en los mapas históricos durante el siglo pasado, fueron modificadas con las diversas tentativas de implantación de un puerto para la ciudad. Estos cambios tuvieron un rango muy pequeño y localizado, en función de las características de los primeros proyectos instalados.

Con la conclusión de la primera etapa de construcción del puerto de Mucuripe, el sistema responde rápidamente dando una tasa de retroceso promedio anual de -4.3 m/año, siendo la máxima de -7,2 m/año y la mínima de -1,7 m/año (Figura 8.8). La respuesta

puso de manifiesto una erosión generalizada de la costa, con un retroceso medio de 77 m, el aterramiento del puerto y la formación de una flecha arenosa a una profundidad de 10 m.

Debemos destacar que las tasas de erosión observadas para este periodo fueron en realidad mayores que las citadas, ya que sólo se debían considerar los 5 últimos años, correspondientes al periodo de construcción del puerto, debido a la interrupción efectiva del tránsito de sedimentos hacia el oeste. Los mayores retrocesos de la orilla fueron del orden de -26 m/año y los menores de -6,4 m/año.

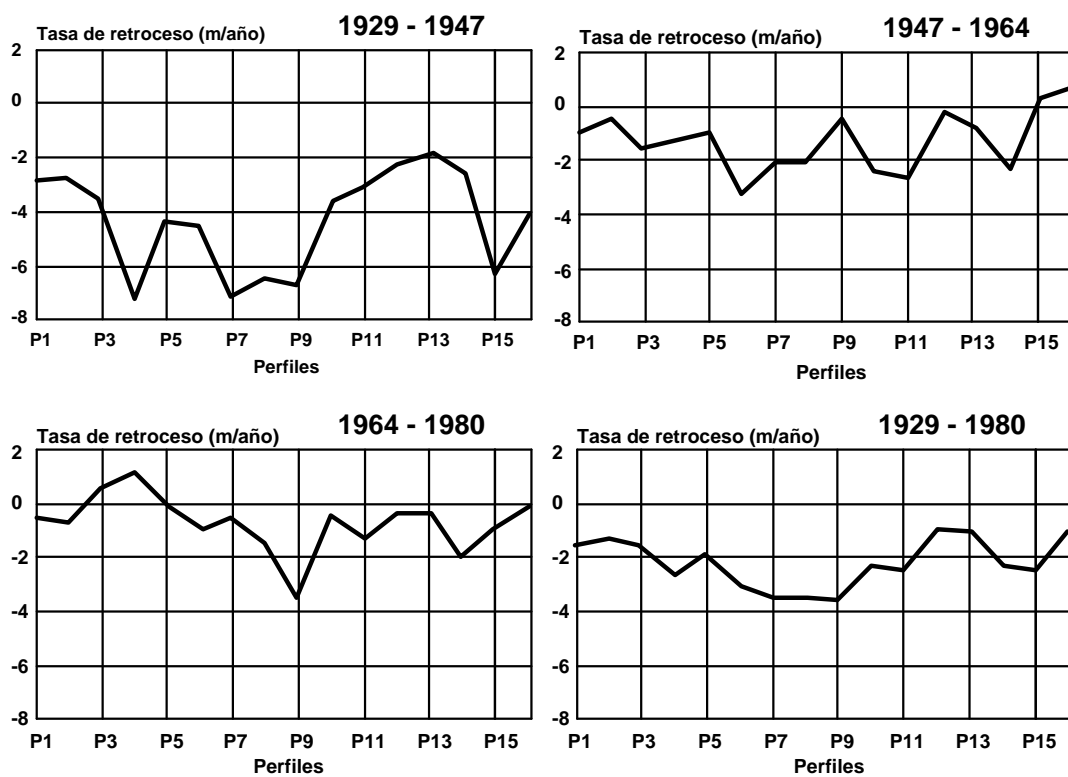


Figura 8.8 – Tasas de retroceso observadas en los perfiles de control durante las etapas de desarrollo del Puerto de Mucuripe.

Al presentarse estos problemas, se intentaron resolver los efectos sin actuar directamente sobre la causa. Así fueron construidas diversas obras para controlar la erosión, pero como no había arena en el sistema, éste siguió sufriendo erosión. En esta etapa, las tasas promedio de retroceso bajaron hasta -1,25 m/año, con máximas y mínimas respectivamente de -3,3 m/año y 0,76 m/año. Esta menor erosión fue debida en parte a las obras de protección y a la evolución del sistema con tendencia a alcanzar el equilibrio.

La tercera etapa se caracterizó por la ampliación de las obras de defensa del puerto y de contención de la erosión, las tasas disminuyeron hasta un promedio de -0,7 m/año, y un valor máximo de -3,4 m/año. Al final de este periodo, la condición de equilibrio se consiguió por la llegada del límite de erosión, por agotamiento de las arenas de algunas playas.

El análisis de todas las etapas muestra que la ciudad de Fortaleza sufrió una erosión generalizada de sus playas, con una tasa de retroceso medio de -2,15 m/año, con valores locales máximos de hasta 180 m y mínimos de 57 m.

El análisis histórico de los cambios ocurridos en las playas de la ciudad de Fortaleza muestra que el desconocimiento, por la parte de los planificadores y ejecutores de proyectos costeros, de la importancia desempeñada por el transporte litoral de sedimentos en la conformación de la línea de costa y que su actuación debe tener un interés especial cuando se trata de regiones ocupadas, o con obras, las cuales cambian el aspecto natural de la playa o del sector costero considerado.

8.3 – ECOLOGÍA DE LA ZONA LITORAL

Hasta el presente, se ha tratado la costa como un elemento estéril y desde un punto de vista físico, aunque la zona costera por su naturaleza extremadamente dinámica y por constituir un ambiente de transición entre el continente y el mar, presenta una gran variedad de flujos de energía, materia y organismos, cuya interacción y evolución genera una serie de ecosistemas asociados a los diversos ambientes. Estos ecosistemas normalmente evolucionan o se modifican a escalas de tiempo considerable, siempre y cuando no este presente la influencia del hombre.

El hombre, como agente modificador del paisaje y del espacio, o sea el organizador de la vida social y económica, ha sido el principal y único responsable de las alteraciones en la fisonomía de los ecosistemas naturales a lo largo del litoral de Ceará. Cualquier alteración en las unidades del paisaje genera un desequilibrio en el funcionamiento del sistema hombre-medio, con las modificaciones más visibles impuestas a la vegetación. Por limitaciones climáticas y/o debido a la proximidad con el mar, los suelos son pobres en nutrientes y el reciclaje de minerales se realiza a partir de la descomposición de la materia de origen vegetal, generando un ciclo de supervivencia donde la vegetación es el principal responsable de su preservación.

A pesar del conocimiento de estas características, el hombre viene degradando la

vegetación natural por la deforestación de grandes áreas, sea para el aprovechamiento como combustible o como generación de áreas para la agricultura. Como los suelos son pobres y el elemento responsable del reciclaje fue destruido, el uso inadecuado de la agricultura de subsistencia genera en poco tiempo el agotamiento del suelo y el abandono del área, creando grandes áreas abiertas y más susceptibles a la erosión. La vegetación, en este caso, se modifica en el sentido opuesto a la sucesión, con las estructuras de los ecosistemas, antes maduros y en su clímax, retrocediendo hacia especies oportunistas de las etapas iniciales de la sucesión, y sin ningún valor para el hombre.

Asociadas a estos efectos, ciertas especies de animales silvestres, importantes para el equilibrio de los ecosistemas, pasan a presentar un crecimiento exponencial, hasta alcanzar un nivel de estabilización impuesta por la limitación de las fuentes de alimentos o migran hacia otras regiones. Las alteraciones en la fauna y flora tienen una repercusión directa en las poblaciones que viven de la explotación de vegetales y animales como fuente principal de ingresos y alimento.

Además del factor económico, la vegetación ejerce otras funciones vitales, como la fijación y conservación del suelo, mantenimiento del equilibrio hídrico, base alimentaria de los herbívoros, garantía de la diversidad y presencia de un ambiente favorable para la comunidad humana.

En general, el paisaje natural de la zona costera de la región se puede agrupar en unidades de macro-ecosistemas asociadas a los principales ambientes de sedimentación de la llanura costera incluyendo la Formación Barreiras, resaltando que en un mismo ambiente se pueden encontrar diferenciaciones de especies por cambios del tipo de suelo o del nivel del agua. Para resaltar la importancia de la diversidad en esta zona, se puede citar la presencia de 91 familias y 284 especies de vegetación, y, con relación a la fauna 45 familias y 139 especies de aves, 27 especies de reptiles y 19 especies de mamíferos (NUGA, 1983).

Así pues, la degradación de la zona costera, sea por medio de la erosión y la regresión costera, sea por la degradación directa de los ecosistemas, afectará a una de las zonas más ricas en diversidad, cuyo valor ecológico para el hombre (*shadow price*) es más importante que su valor económico, que normalmente no es debidamente valorado.

8.4 – MODELO DE DESARROLLO E IMPLICACIONES FUTURAS

La explotación de los recursos costeros no está restringida al presente, ya que la

utilización de los manglares por las poblaciones indígenas antes de la llegada de los colonizadores está comprobada por evidencias arqueológicas, como las acumulaciones de ostras retiradas de las raíces del manglar y que hoy forman depósitos característicos, (*sambaquis*) identificados en varios puntos del litoral brasileño.

Según Soares (1998), de los ambientes costeros, el sistema tradicionalmente más explotado a lo largo de la historia de Brasil fue la zona de los manglares, ya que además de fuente de alimento (peces y crustáceos), el manglar era utilizado para la producción de madera para leña, tanino para curtidos y otros. El primer impacto registrado en esta zona data del siglo XVIII, cuando la extracción de madera del manglar era tan intensa, particularmente en el noreste, que el rey Don José tuvo que prohibir por decreto (10/07/1760) la tala, para preservar la vegetación para la extracción de tanino para el curtido de cuero.

Hasta las primeras décadas del siglo XX, los sectores del manglar eran explotados de manera poco intensa por la pesca, la construcción de *viveiros* (acuicultura extensiva) en la zona del estuario, pesca deportiva, *caíçarás* (ramas de manglar utilizadas para la construcción de hábitats para peces) y la extracción de material para la construcción. En el Nordeste, especialmente en Rio Grande do Norte y Ceará, los manglares empezaron a ser desplazados por las salinas. A excepción de esta última actividad, los manglares todavía hoy son utilizados por la comunidad de pescadores que dependen de estos para su supervivencia (Diegues, 1987).

A partir de la década de los 50, las áreas de los estuarios y de manglar empezaron a tener una utilización intensa, de carácter industrial y de expansión inmobiliaria. Grandes superficies de esta formación fueron por este motivo taladas, para facilitar la construcción de polígonos minero-metalúrgicos e industriales. Un caso extremo es el de Cubatão, en São Paulo, aunque otros le han seguido en épocas más recientes. La construcción de polígonos se ha generalizado también en São Luis (MA), Belém (PA), Aracajú (SE) y Suape (PE). Estas intervenciones no sólo suponen la degradación de uno de los ecosistemas más productivos de la biosfera, sino también un empobrecimiento todavía más acentuado de los pobladores primigenios, que dependen de éste para sobrevivir.

En el noreste, uno de los factores más determinantes de la degradación del manglar son los vertidos de las industrias productoras de alcohol (*vinhoto*), que provoca una gran mortandad de peces y crustáceos. Este hecho se ve acrecentado por la gran cantidad de insecticidas y fungicidas utilizados en el cultivo de la caña de azúcar y que se deslizan hacia el manglar. Precisamente el cultivo de la caña, tras ocupar áreas poco adecuadas para el

cultivo, ha acabado por extenderse hasta los terrenos próximos al manglar.

La ocupación urbana también ha constituido un factor importante para la degradación del manglar. Un ejemplo de este hecho lo constituye la tala del mismo en la "Coroa do Meio", en Aracajú. Este manglar, inicialmente ocupado por pescadores, fue talado para permitir la construcción de un área residencial de lujo. La orla de "Coroa", desprovista de árboles, comenzó a sufrir la erosión del mar, lo que propició la destrucción de parte de la carretera recién construida.

Más recientemente, varias zonas del litoral brasileño, fundamentalmente en la región del sudeste, han sido objeto de un notable desarrollo turístico, comportando la construcción de puertos deportivos y urbanizaciones en las vertientes del bosque de manglar original.

Este es uno de los ejemplos en que se considera el manglar un área marginal y sin valor de mercado. Son conocidas, no obstante, las funciones "gratuitas" que este ecosistema ejerce, como por ejemplo en la preservación de la línea costera, gracias al conjunto de raíces, a la retención de sedimentos, y que la destrucción de estas funciones, en el caso de las playas, obliga a la sociedad a pagar cara su regeneración de manera artificial, mediante obras de ingeniería.

8.4.1 -Urbanización e Industrialización

La expansión de las áreas urbanas para el uso industrial, portuario, turístico y residencial, representa la mayor fuente de impactos antropogénicos sobre la zona costera. Es probable que no menos del 20 % de la superficie total del manglar en este país se haya perdido debido a esta circunstancia (Kjerfve y Lacerda, 1993).

La utilización del manglar para fines turísticos, industriales y portuarios ha sido frecuente e intensa, especialmente en el litoral sudeste y sur. Asimismo, con motivo de la crisis socioeconómica de los 70, un intenso movimiento migratorio interior hacia las regiones litorales del país, también supuso la destrucción del manglar para permitir alojar a grandes contingentes de población de renta baja. Ejemplos típicos de esta situación se suceden prácticamente en todas las ciudades grandes y medias del litoral, en cuya periferia, que generalmente incluye u ocupa zonas de manglar, aparecen zonas de chabolas y de vertidos urbanos.

La industrialización acelerada de las últimas tres décadas, localizada preferentemente en la zona litoral, ha provocado graves problemas de contaminación, particularmente de petróleo y metales pesados (Lamparelli et al., 1993, Lacerda, 1993). Esta situación es

prácticamente única en América Latina y tiende a agravarse con la actual política desarrollista por la que atraviesa el país, que deberá ser objeto de estudios detallados en un futuro próximo, con la intención de reducir en lo posible los impactos medioambientales y recuperar las zonas degradadas.

Retomando el caso de Fortaleza, se observa que hasta el inicio de este siglo las zonas ocupadas y áreas de crecimiento se concentraban en la parte interior de la ciudad y solamente a partir de la década de los años 20-30 la zona litoral pasó a ser valorada por las élites. Con las exportaciones, principalmente de algodón y de otras materias primas de origen vegetal y animal para Inglaterra, la ciudad pasa por un periodo de gran desarrollo, lo que, debido a migraciones internas, llevó a que en las décadas de los años 50-60 la tasa de crecimiento fuese de un 100 %. Este crecimiento acelerado genera la aparición de chabolas y la ocupación de los terrenos de menor valor, como las zonas de manglares y márgenes de las lagunas y riachuelos. En el periodo más reciente de los 70 a los 90, la característica principal es el aumento de la densidad de ocupación, por la construcción de edificios de varias plantas en los lugares antes ocupados por residencias, lo que llevó a la aparición del concepto de segunda residencia o casa de playa. Las villas de pescadores de Iguape y Pecem, inicialmente ocupadas por casas pequeñas y construidas de espaldas al mar, fueron gradualmente sustituidas por residencias de alto nivel que ocuparon todo el frente litoral y las dunas adyacentes. Este periodo también se caracteriza por el declive relativo de la industrialización y la expansión de las actividades relacionadas con las actividades de comercio y servicios, y principalmente con el turismo.

8.4.2 – Perspectivas Futuras

Entre las actividades previstas para el desarrollo de estado de Ceará destacan las que afectan directamente al medio litoral y que están divididos en dos proyectos principales:

- Complejo Industrial Portuario de Pecém (CIPP)
- Programa de Acción para el Desarrollo del Turismo del Nordeste (PRODETUR/CE)

El municipio de Sao Gonçalo do Amarante fue escogido por los gobiernos estatal y federal para ser la sede de la implantación de varios proyectos que propiciarán un crecimiento económico y social de una región caracterizada por grandes periodos de sequía y por una baja calidad de vida de su población, debido a algunas características

importantes, como la proximidad a Fortaleza, localización litoral (aguas profundas) y disponibilidad de áreas no construidas, que darán soporte para que los proyectos sean implantados en Sao Gonçalo do Amarante.

El CIPP generará aproximadamente 30.000 empleos, distribuidos entre las áreas industrial, comercial y de servicios. Su objetivo general es crear un polo industrial que atraiga inversores de Ceará, de otras regiones de Brasil y de otros países. Así fortalecerá la economía del estado y mejorará la calidad de vida de la población. El CIPP está situado en la comarca de Pecém, en el límite de los municipios de Sao Gonçalo do Amarante y Caucaia. Es considerado un gran polo de desarrollo que dividirá con la ciudad de Fortaleza la economía del estado de Ceará (Figura 8.10).

Los proyectos industriales que componen el CIPP son: una siderúrgica que generará 650 empleos directos, un polo metalmeccánico que producirá 1 millón de toneladas/año y un polo de explotación de mineral con una capacidad de exportación de 40 mil toneladas/año.

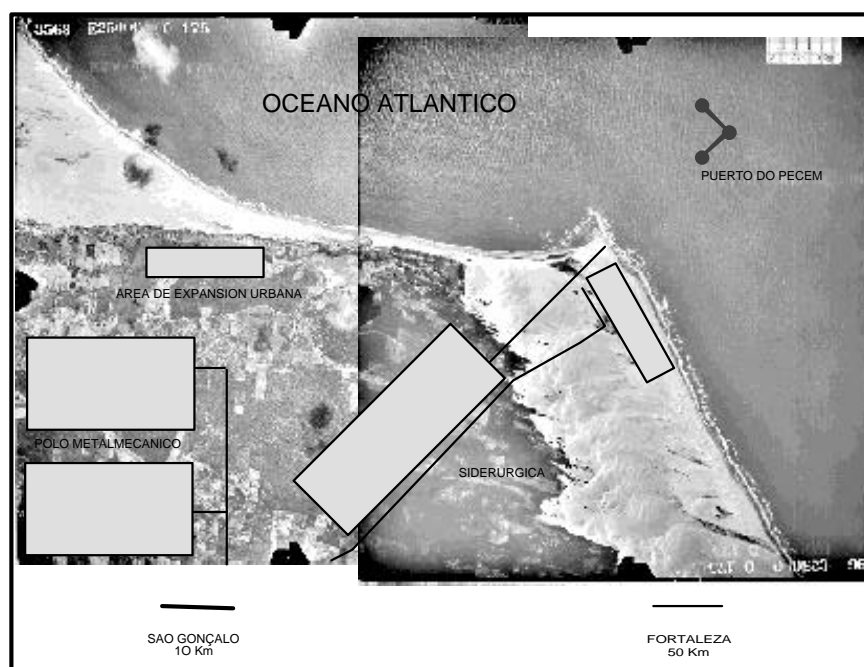


Figura 8.9 - Localización de las principales actividades del Complejo Industrial Portuario de Pecém (CIPP).

El área directa del CIPP comprende un total de 335 km², siendo algunas áreas

construidas y otras de utilidad pública. Las obras a construir con el objetivo de crear una infraestructura propicia para la implantación del CIPP, son: construcción de un puerto en Pecém, instalación de gas natural para el abastecimiento industrial, construcción de una línea de red eléctrica de 230 kw, el abastecimiento de agua industrial y particular, que tendrá como fuente un conjunto de embalses que serán construidos a partir de las demandas industriales, instalación de un sistema de colectores y tratamiento del agua residual (sistema de alcantarillado) y la construcción de un emisario submarino.

* Programa de Acción para el Desarrollo del Turismo del Nordeste (PRODETUR/CE)

El objetivo del PRODETUR es promover el desarrollo económico de la región Nordeste de Brasil por medio del turismo. Entre los objetivos del programa está la construcción de infraestructuras básicas, como la construcción de carreteras, ampliación del sistema de abastecimiento de agua e implantación de sistema sanitario, recuperación/conservación y urbanización de las áreas turísticas y la instalación de programas de educación ambiental para la población local y para los turistas.

8.4.2.1 – Impactos

El conjunto de acciones que serán puestas en marcha para la implantación del plan de desarrollo regional, afectará en distintos grados al medio, dependiendo del estado en que se encuentre la obra. Teniendo en cuenta esta cuestión, se utilizará la estimación de los posibles impactos realizados por (Ximenes et al., 1997).

1. Implantación del Puerto de Pecém

Debido a los grandes problemas generados por el puerto de Mucuripe, en el diseño del nuevo puerto en Pecem se ha escogido un proyecto semejante a la solución Fortaleza. A partir del análisis de los impactos ambientales que causará la implantación del puerto, se detectó que los impactos negativos están relacionados con el medio físico y los positivos están asociados al medio social. Los impactos ambientales considerados negativo y severo se encuentran en los factores: *suelo* (ocupación del suelo litoral), *agua* (calidad del agua oceánica) y *geomorfología* (susceptibilidad a la erosión). En lo que se refiere a los aspectos sociales, estos impactos podrían hacer que el nivel de calidad de vida de la población bajase, pues los daños producidos al medio ambiente afectan directamente a las personas. Por ejemplo, el proceso de erosión puede empezar a destruir

las casas que están cerca de la playa, el espacio de ocio y de trabajo es ocupado por la estructura del puerto, el agua del mar es contaminada por los navíos y los peces son contaminados y los pescadores no pueden pescar más.

Los impactos positivos están presentes en los factores: *demografía* (número de empleos y nivel de renta), nuevos puestos de trabajo para la población y, con eso, el nivel de renta aumentará y *calidad de vida*, pues las personas que estaban en el paro podrán acceder a un empleo y habrá un desarrollo del municipio y, consecuentemente, una mejoría de la calidad de vida de la población. Los aspectos sociales están directamente relacionados con estos campos de actuación para la población, creados a partir del funcionamiento del puerto.

8.4.2.2 - Implantación del polo siderúrgico y del polo metalmeccánico

Los dos grupos, implantación del polo siderúrgico y del polo metalmeccánico, serán interpretados de forma conjunta, ya que tendrán los mismos impactos ambientales, con excepción del factor atmosférico, que sólo está presente en el polo siderúrgico.

Los impactos negativos repercutirán más fuerte en los aspectos naturales o físicos. Los factores con influencia negativa y severa son:

Biología (hábitats, fauna, flora, diversidad): con la deforestación de 620 ha será degradado todo el hábitat natural de este área, afectando a las especies animales y vegetales que poblaban el área. Por otra parte, el hombre también será afectado, pues perderá algunos recursos naturales explotables, como leña o animales silvestres, como el conejo.

Paisaje (calidad visual) producirá un cambio muy drástico, ya que para la realidad local será incompatible la armonía de dos ambientes tan distintos como dunas, palmeras, playa e el hormigón de la industria. Hoy, en el estado de Ceará no hay ninguna industria instalada en la playa.

Destino (ocupación industrial): en la fase de funcionamiento de una industria hay repercusiones en varios aspectos: la intensa circulación de camiones, los altos riesgos de polución ambiental y la descaracterización del paisaje natural.

Demografía (desubicación de la población): es un de los problemas más serios, pues el proceso de reasentamiento de la población puede ser muy traumático, ya que en la mayoría de las situaciones las personas afectadas reciben un lugar para vivir en un área lejos donde se encuentra el núcleo comercial del municipio o el dinero que reciben no es

suficiente para construir otra vivienda y lo utilizan para pagar las deudas que adquirieran por la terrible calidad de vida que tienen.

Los impactos negativos y críticos están presentes en los siguientes factores:

Atmósfera (emisión de gases y polvo): que ocurrirá en el caso del funcionamiento del polo siderúrgico. Está asociado a la cantidad de contaminantes que serán emitidos al aire, ya que el proceso de producción de esta industria implica necesariamente la emisión de gases y polvos y podrá traer graves consecuencias para la salud de la población y para el medio ambiente.

Agua (calidad de agua oceánica y subterránea): con la construcción del emisario submarino previsto todos los residuos líquidos serán vertidos al mar, contaminando el agua y las especies que viven en el océano. En relación a las aguas subterráneas existe un elevado riesgo potencial de contaminación.

Destino (ocupación industrial): en la fase de construcción de una industria surgirán muchos problemas, como devastación del medio ambiente, desubicación de la población que vivía en la área, descaracterización del paisaje.

Los impactos positivos severos están relacionados con factores sociales como:

Demografía (número de empleos): aumento del número de ofertas de empleo con las obras de construcción de las industrias.

Economía (expansión del sector terciario): el área de construcción civil se desarrollará con la ejecución de las obras para la implantación de las industrias.

Calidad de vida: en la fase de funcionamiento, fue considerada positiva severa porque aunque la población tenga trabajo y mejore su nivel de renta, los daños ambientales y la descaracterización del municipio (costumbres, paisaje, identificación personal) serán fuertes y repercutirán en la calidad de vida de la población.

Los impactos positivos están en los siguientes factores:

Demografía (composición y aumento de la población, número de empleo, nivel de renta): en la fase de funcionamiento, todos estos aspectos están relacionados directamente con el aumento significativo de empleos (aproximadamente 30.000), ya que el municipio de Sao Gonçalo do Amarante tiene una población económicamente activa (PEA) de 8.398 personas (1991), lo que implicaría aumentar cuatro veces la PEA. Como el municipio no tiene capacidad de proporcionar toda la mano de obra necesaria, muchas personas de otros municipios tendrán que trasladarse a éste, generando un grave problema de infraestructuras (viviendas, escuelas, tiendas, hospitales). El ayuntamiento tendrá que dar respuestas a estos problemas, ya que estas personas pasarían a invertir su salario en el

municipio. La población será afectada por el contacto con personas de otras regiones, lo que será positivo, pues ampliará el conocimiento cultural y técnico y la diversidad de costumbres (composición de la población), como también el desarrollo de un plan de formación profesional, ya que la mayoría posee un bajo nivel de estudios y de formación. Si la población posee empleo, el nivel de renta aumentará.

Economía (expansión del sector secundario): a partir del funcionamiento de estas dos industrias habrá una gran cantidad de productos industriales que servirán de materia prima para otras industrias y eso atraerá nuevos inversores para la expansión del sector secundario. Surgirán más empleos y la población se beneficiará económicamente.

Ante la discusión anterior, se observa que en general todas estas obras que serán implantadas tendrán repercusiones negativas en el medio natural, sea a través de la contaminación del aire, suelo, agua, ambiente, y positivas en el medio social con más empleo, más renta, más asistencia social. ¿Pero hasta qué punto no sería mejor un equilibrio de estos dos aspectos? El hombre es el objeto de estudio en la evaluación de impacto ambiental y para que viva necesita tener un medio ambiente saludable.

Es responsabilidad del gobierno estatal buscar el punto de equilibrio entre estos dos medios (natural y social) para que el hombre pueda vivir de una forma sostenible en su entorno ambiental.

El Plan de Desarrollo Regional producirá cambios significativos en el medio natural y social. Los impactos ambientales serán las huellas que contarán la historia del desarrollo del municipio de Sao Gonçalo do Amarante y de su población, que pasará de un periodo caracterizado por la actividad económica primaria (pesca, agricultura) a un periodo de actividad económica secundaria (industrial) y terciaria (comercio/servicio).

El antes y el después de este proceso de cambio sólo podrá ser comparado cuando el medio ambiente y la población haya experimentado y vivido las acciones a que serán expuestas, porque sólo después de la convivencia de estas dos realidades será posible evaluar y cualificar los beneficios y los costes. A través de la evaluación de las dos realidades será posible decir lo bueno o lo malo que fue el Plan de Desarrollo Regional.

Lo cierto es que la apropiación del espacio (Pol, 1994), se puede decir del nuevo espacio ambiental, será un proceso difícil y delicado para la población afectada, ya que sus referentes, establecidos desde hace mucho tiempo, serán cambiados, y, por otro lado, se observa una clara dicotomía entre el desarrollo industrial con impactos ambientales de gran magnitud y la existencia del programa de desarrollo del turismo y que está previsto aplicar en la misma región. ¿Cómo se puede pensar en adecuar las dos actividades? Lo

claro de la discusión es que el gobierno busca una forma de desarrollo que está bastante lejos del sostenido, pero es una decisión propia y que en este caso la población fue la última en conocer. Así, las perspectivas futuras son demasiado inciertas, lo que vuelve a dar importancia las palabras finales de Joppert (1936) sobre la decisión del puerto de Mucuripe.

Asimismo, observando las características de la zona de actuación en comparación con las de Fortaleza, se puede encontrar una analogía muy grande, lo que genera un cierto temor de que esta región pueda presentar la misma evolución de la ciudad de Fortaleza, donde la magnitud del efecto humano sobre la costa fue, cuando menos, del mismo orden de magnitud que los procesos naturales (personalmente creemos que mucho mayor) y que se ha producido en un intervalo de tiempo mucho menor.

CAPITULO 9 – CONCLUSIONES

Los procesos costeros que controlan la evolución de la línea de costa son el resultado de las interacciones entre los agentes impulsores y el medio físico, se producen de forma natural y, en un ambiente sin grandes modificaciones, pueden alcanzar un equilibrio dinámico. Para mantener el estado de equilibrio, la playa necesita un cierto espacio y un tiempo para variar libremente y poder compensar las modificaciones de los agentes impulsores inducidas por los ciclos climáticos anuales o de mayor periodo, como los asociados al fenómeno El Niño también puesta de manifiesto en el NE de Brasil.

Las exposiciones realizadas a lo largo de este trabajo muestran que la confluencia de actividades diversas y la presión especulativa a que está sometido el litoral vienen alterando de forma significativa las fluctuaciones naturales del sistema, sea por la reducción del espacio de variación de la playa, por ocupación de las zonas de berma, promontorio y dunas o por la alteración de los procesos costeros, que en el caso del puerto de Mucuripe ha generado en un espacio de tiempo relativamente corto, la erosión de las playas del frente litoral de la ciudad y municipios vecinos.

Con el presente estudio se contribuye al conocimiento de las características del sistema litoral mediante la descripción e interpretación de la geología costera, de las fuerzas a que está sometida la costa y de la magnitud de los procesos costeros. La integración de estas informaciones nos permite obtener una herramienta fiable para la gestión y la planificación costera. Debido a que en el desarrollo de esta tesis se ha utilizando un amplio rango de informaciones y conceptos, se ha creído necesario presentar unas conclusiones generales en al mismo orden de su exposición.

i) Geología

La zona costera actual es el resultado de una larga evolución, asociada inicialmente a eventos tectónicos que configuraron el relieve del zócalo y el depósito de los materiales de la Formación Barreiras y, posteriormente, a las fluctuaciones del nivel del mar. A lo largo de esta evolución, las fluctuaciones climáticas han incidido efectivamente en la configuración y control de los ambientes deposicionales.

Los diversos episodios transgresivos/regresivos a que estuvo sometida la llanura costera durante el cuaternario quedaron registrados principalmente como sucesivas generaciones de formas dunares, con excepción de la última transgresión (Flandriense),

que, además de las dunas, ha dado lugar a una terraza marina bien preservada. La ausencia de otros niveles de depósitos y terrazas más antiguas registradas en el litoral este de Brasil puede estar asociada a varias causas, que van desde la erosión total de estos depósitos durante la última transgresión, a la no-deposición, en función del balance sedimentario entre la aportación marina y la deflación eólica o a la posibilidad de que todo el material aportado haya sido transferido hacia la formación de las dunas.

Al igual que las demás consideraciones sobre los agentes dinámicos, se observa que:

- La aportación fluvial fue insignificante, restringiéndose a la porción interna de la plataforma continental, lo que ha favorecido el desarrollo de una sedimentación carbonatada que recubre parte de la plataforma interna y toda la externa;
- Las fluctuaciones del nivel del mar asociado al oleaje son los principales mecanismos responsables de la erosión y transporte de sedimentos en la zona costera;
- El viento, en condiciones de descenso del nivel del mar, actúa de forma más intensa movilizándolo el material de playa para formar los sistemas de dunas costeras, siendo responsable en otros periodos de la migración del material hacia el continente y la elevación del nivel topográfico de la berma, a la vez que desvía los principales cauces fluviales y genera la formación de lagunas costeras.

ii) Agentes Dinámicos

Los principales agentes dinámicos que influyen directamente los cambios a corto plazo en la llanura costera de Fortaleza son: el oleaje, corrientes y vientos. Este último, se presenta como el agente más activo, pues controla, además de la formación de las corrientes costeras y el oleaje, el transporte de arenas para la formación de los depósitos eólicos existentes en toda la zona costera, a expensas de los sedimentos de playa. En relación al transporte de sedimentos, hay que resaltar que a pesar de que los diversos agentes dinámicos presenten un rango mensual de variación, en general, y por comparación con otras regiones, se puede considerar que la región está sometida a un clima prácticamente estacionario. La constancia relativamente elevada de las condiciones de los vientos y por consecuencia de las corrientes costeras y del oleaje, hace que la magnitud del transporte por los procesos costeros sea elevada, principalmente el transporte longitudinal de sedimentos.

Superpuestas a las variaciones a corto plazo (meses), se han determinado una serie de variaciones interanuales asociadas al fenómeno El Niño, que afecta de forma marcada al

clima de la región por la disminución de la precipitación media, intensificación de la velocidad del viento y, en consecuencia el aumento de la altura significativa del oleaje y de la velocidad de las corrientes costeras. El fenómeno El Niño afecta a la magnitud de los procesos costeros y da como resultado la existencia de unas condiciones más energéticas y erosivas.

iii) Procesos Asociados al Oleaje

A partir de los cambios morfológicos del perfil litoral, de los datos sedimentológicos y por comparación con el método de Halermeier (1978), se ha dividido el perfil costero de la región de Fortaleza en tres zonas:

- La zona litoral más cercana a la costa, donde domina el transporte longitudinal, con límite superior en el inicio de la berma e inferior definido por la profundidad activa obtenida de 3,2 metros
- La zona intermedia donde domina el *shoaling* y el transporte transversal, con límite superior definido por la profundidad de cierre e inferior en la profundidad donde se inicia el movimiento de los sedimentos (15 metros);
- La zona de *offshore* donde el movimiento de sedimentos es despreciable.

Del análisis del conjunto disponible de cartas y mapas históricos, englobando toda la evolución portuaria, se ha obtenido la tasa de transporte longitudinal de sedimentos para el sector de Fortaleza como el valor de 860.000 m³/año.

Las variaciones de volumen de los perfiles de control y las observaciones de los estados morfodinámicos de la playa, muestran que los perfiles evolucionan en determinados periodos de forma independiente. Superpuesto a las variaciones temporales, se observa que en dos periodos del año, los perfiles presentan un comportamiento análogo inducido por las características estacionales del oleaje. Durante el periodo agosto-septiembre, todo el tramo costero presenta una erosión subaérea, característica de estados morfológicos más disipativos, mientras que en el periodo marzo-mayo, caracterizado por un periodo de acreción general, los perfiles evolucionarían para estados intermedios con características reflectivas.

El resultado del análisis cualitativo muestra que para las combinaciones de condiciones hidrodinámicas analizadas el perfil de playa es del tipo erosivo en el 87,6 % de los casos para el estimador de Dean, y en el 95,2 % para el parámetro P para aguas profundas (Dalrymple, 1992). El análisis cuantitativo muestra que el transporte transversal, considerando el caso en que el oleaje actuase por un tiempo suficiente para

que el perfil de playa alcanzase el equilibrio, presenta un balance negativo de $-3,14 \text{ m}^3/\text{metro}$. Estos valores son indicativos de unas condiciones de oleaje bajo las que, los perfiles de playa presentan una mayor tendencia a erosión.

Comparando la tasa media de formación de la barra frente al puerto de $246.000 \text{ m}^3/\text{año}$, obtenida de forma directa, con las tasas estimadas por el módulo de transporte de sedimentos del Litpack, se observa que los valores son del mismo orden de magnitud, lo que confirma el valor de la tasa estimada por el método directo y la validez del modelo utilizado en el cálculo de los volúmenes transportados.

iv) Procesos Eólicos

El viento presenta una constancia con relación a su dirección de aproximación y velocidades medias, que a lo largo de toda la costa de Ceará podría agruparse en tres niveles de velocidad, bajo una dirección dominante ESE:

- El inferior, caracterizado por las velocidades más bajas, se localiza en Fortaleza e Iguape en el litoral este
- El nivel intermedio en la región de Pecem-Cauipe
- El nivel superior en la región de Jericoacoara.

Las observaciones de campo del comportamiento de la velocidad sobre las dunas y el aumento de la velocidad media hacia NW, muestran una buena concordancia con el análisis de los datos de las estaciones meteorológicas.

Se ha determinado la velocidad crítica para el inicio de movimiento como del orden de 270 cm/s , y que, con el inicio del transporte el valor de la rugosidad aparente alcanza valores de hasta $0,8 \text{ cm}$, que corresponde a la altura de los *ripples* formados sobre las dunas. Las relaciones entre las variaciones de la velocidad y la evolución de la rugosidad aparente confirman que el perfil vertical de velocidad es de tipo logarítmico. Utilizando los mismos ensayos se ha podido determinar la relación entre la velocidad a 1 metro de altura y la velocidad de corte, obteniendo el valor de $21,4$ para la curva de velocidad.

La variación del transporte de sedimentos con la altura sigue una función de potencia, y que para las condiciones observadas, la altura máxima del transporte de sedimentos está limitada a los 30 primeros centímetros, con la mayor parte del transporte, del orden del 94% , produciéndose en el tercio inferior (10 cm).

Los análisis granulométricos de las fracciones retenidas en las trampas de discretización muestran que el tamaño medio de los sedimentos disminuye con la altura,

pasando de 0,248 mm en el suelo a 0,179 mm a 15 cm de altura. La mayor clase textural retenida también presenta este comportamiento, indicando que en las condiciones de viento del orden de 8,5 m/s, la fracción de sedimentos compuesta por arena gruesa (0,5 mm) es transportada solamente por arrastre o por saltos inferiores a 1,5 cm. Los sedimentos menores son transportados por saltación, variando la altura del salto en función del tamaño del grano.

Las formulaciones seleccionadas para comparación con los datos experimentales presentan buenos resultados para el rango de velocidades observado en los ensayos de un mismo sistema, con un error máximo del 30%. Este valor puede ser aceptable, ya que los datos son el resultado de la aplicación de trampas de sedimentos que difícilmente presentan un rendimiento ideal y que se trata de datos experimentales recogidos en zonas diferentes a lo largo de 250 km de litoral. Considerando las diferencias encontradas por otros autores de hasta 4700%, este valor puede ser considerado muy pequeño, validando la aplicación de estos modelos para la región en estudio.

Debido al excelente nivel de estimación de la tasa de transporte de sedimentos en las dunas, definido a través del pequeño error del modelo propuesto para la región en estudio (3,8% para el mismo sistema y 4,6% para el conjunto de zonas estudiadas) se ha utilizado la nueva relación para las estimaciones a más largo plazo utilizando.

Considerando el transporte eólico a una mayor escala, se observa que las relaciones entre las dimensiones de las dunas definidas para Jericoacoara, muestran que las dunas presentan una forma geométrica característica definida principalmente por la anchura, que la mayor parte de las dunas se encuentran en un estado de equilibrio y que migran preservando estas condiciones y en consecuencia su forma general.

Las tasas de transporte eólico obtenidas por la migración de dunas barhanas varía entre 64 y 98 m³/m/año, con un valor promedio para Jericoacoara de 78 m³/m/año. Para los *sand sheets* las tasas están entre 9-11 m/año para la región de Pecem y 6-8 m/año para la región de Cauipe. Considerando que las tasas halladas son significativas y que el transporte efectivo de arenas por el viento esta concentrado en cinco meses, se define por extrapolación que las tasas anuales para la región de Pecem-Cauipe estarían entre 65 y 115 m³/m/año.

Las mediciones de las marcas de antiguas posiciones puede auxiliar en el estudio de las fluctuaciones climáticas, donde las mayores distancias corresponderían a periodos más secos y las menores a periodos más húmedos.

Las tasas de transporte eólico definidas por la migración de las diversas formas de

dunas presentan una buena concordancia con los valores estimados utilizando el modelo definido para las dunas costeras de Ceará y aplicando los datos de las estaciones meteorológicas, lo que confirma el valor de las tasas halladas, revalida la aplicación del modelo para el litoral de Ceará y muestra que en el análisis de agregación se han considerado todos los procesos relevantes al transporte eólico de sedimentos.

v) Procesos Estuarinos

Por presentar la mayor cuenca de drenaje y una mayor capacidad de producción y aportación de sedimentos a la deriva litoral, se ha seleccionado el río Pacoti para la caracterización y contribución al balance sedimentario de los sistemas estuarinos. El estuario del río Pacoti es de tipo homogéneo en invierno y estratificado en verano, con la presencia de cuña salina o estratificación de salinidad restringida espacialmente a la bahía próxima a la desembocadura y temporalmente al periodo invernal, bajo condiciones de caudales elevado y en presencia de las mareas más importantes. La estratificación interior está asociada a la diferencia de densidad entre las masas de agua.

La variación anual en el contenido de material en suspensión es pequeña, con los valores normales de concentración fluctuando entre 40 y 100 mg/l y, en condiciones excepcionales, valores máximos de 345 mg/l y mínimos de 25 mg/l. La presencia de carbonato de calcio en el material en suspensión de la región de la desembocadura y la correlación positiva con la marea durante el periodo de verano, indica la influencia de material de origen marino en la formación de este material, debido a la incorporación al estuario del material transportado de la playa por la penetración de la marea. Para el resto del estuario, la carga gruesa en suspensión está asociada al aporte eólico y la fina al material procedente de la cuenca hidrográfica (*wash load*).

Las velocidades en el estuario presentan un amplio rango de variación dependiendo de las interacciones entre el flujo fluvial y las oscilaciones de la marea. Las velocidades más elevadas se producen en la región de la desembocadura con valores entre (-0,79) y 3 m/s y media de 0,23 m/s. En la parte media del estuario, el rango de variación está entre (-0,29) y 0,7 m/s, media de 0,17 m/s con los valores extremos representando respectivamente las condiciones de verano e invierno; del centro del estuario hacia el interior las velocidades siguen disminuyendo hasta alcanzar los menores valores medios del orden 0,1 m/s y extremos entre (-0,1) y 0,7 m/s.

Las tasas potenciales de material transportado por arrastre de fondo estimadas para

el periodo de estudio en la región de la desembocadura muestran que el estuario del río Pacoti aporta a la deriva litoral entre 21.000 y 31.000 m³/año de sedimentos de tamaño equivalente al material presente en la playa. La distribución a lo largo del año es bastante irregular con el aporte concentrado totalmente en el primer semestre, cuando los caudales son más importantes. En el segundo semestre, con la disminución de los caudales, los aportes hacia la playa son muy pequeños, con valores negativos en los meses de agosto y septiembre, lo que hace que el balance sedimentario sea nulo.

Las tasas potenciales de transporte como carga de fondo, aunque puedan parecer elevadas, son el reflejo del régimen de este año con elevadas precipitaciones (anomalía de +850 mm). Considerando la buena relación con la precipitación, se han estimado los valores medios y extremos de las tasas de transporte como carga de fondo, mostrando que se encuentran dentro de los máximos observados para los últimos 20 años, siendo el valor de la aportación media anual del orden 12.500 m³/año.

El transporte de material en suspensión también muestra una variación estacional, con valores positivos y de mayor magnitud en el primer semestre (17.782 m³) y negativos en el segundo (1.342 m³), lo que hace que el balance anual sea positivo y del orden de 16.000 m³. Hay que resaltar que el material transportado en suspensión es compuesto principalmente por partículas finas, de tamaño inferior al de las arenas de las playas, lo que hace que el volumen anual transportado no pueda ser computado como contribución a la deriva litoral de sedimentos.

vi) Integración

El balance sedimentario muestra que a lo largo del litoral las celdas presentan comportamientos distintos y que se han agrupado en tres categorías:

- Celdas en equilibrio dinámico, con balance sedimentario anual entre 2 y -4 m³/m, influenciado por el equilibrio entre el volumen de material transportado por la deriva litoral y la tasa de erosión/aportación eólica.
- Celdas con tendencia erosiva, con balance entre -10 y -20 m³/m, con el principal factor de influencia en la erosión eólica.
- Celdas sometidas a condiciones de erosión intensa, con déficit sedimentario mayor de 90 m³/m, debido al balance negativo del transporte longitudinal de sedimentos.

La evaluación del balance sedimentario indica que los procesos más relevantes para el equilibrio y evolución de la línea de costa de la región de Fortaleza son el

transporte longitudinal de sedimentos y el transporte eólico. El transporte longitudinal en la mayoría de las celdas actúa como un proceso de transporte, erosionando y al mismo tiempo depositando sedimentos, exceptuando las celdas con barreras parciales o totales, donde actúa como un proceso erosivo. El transporte eólico, dependiendo de las interacciones con la morfología costera actúa como fuente en la zona de los promontorios o como sumidero en el resto de las celdas costeras.

El método de integración de las contribuciones de los procesos costeros a la dinámica de cada celda (balance sedimentario) define bien el funcionamiento o estadio evolutivo en que se encuentra la unidad fisiográfica considerada, cuando se compara con las observaciones de campo y las interpretaciones evolutivas por fotografías aéreas multitemporales. La bondad de la predicción de los estadios de erosión, acreción o equilibrio, viene relacionada con la calidad de la evaluación de los procesos costeros, donde se debe tener en cuenta, principalmente, la relación entre el transporte potencial calculado por métodos indirectos y el transporte real presente en cada celda, y que, en el caso de la zona metropolitana de Fortaleza, ha estimado bien los estadios evolutivos de las playas en las 9 celdas costeras definidas a lo largo de los 80 km de costa.

Se puede considerar que el método de balance sedimentario produce informaciones (resultados) suficientemente fiables sobre el estadio evolutivo de un tramo costero, validando su aplicación como una herramienta en los estudios sobre gestión y vulnerabilidad costera.

En relación con la influencia de los procesos costeros en la granulometría de los sedimentos de las playas, se observa que en el litoral noroeste y en algunos puntos del sudeste, el tamaño del grano es proporcional a la energía transmitida por el oleaje. Para el resto de zonas, la granulometría viene asociada a factores locales como la presencia de discontinuidades morfológicas. Las tendencias granocrecientes negativas estarían asociadas a las barreras formadas por los promontorios, desembocaduras y espigones. La tendencia inversa se encuentra en presencia de *beachrocks*, cuya influencia domina sobre la del resto de estructuras.

La variación temporal de las características texturales de los sedimentos muestra una correlación directa con el clima de oleaje y puede ser encuadrada en cinco etapas distintas, que dentro de un ciclo de erosión o de aumento de energía estaría formado por:

I - Sedimentos unimodales con predominio de partículas finas.

II - Sedimentos bimodales con el pico mayor centrado en los finos.

III - Sedimentos bimodales con dos picos equivalentes .

IV - Sedimentos bimodales con el pico mayor centrado en las partículas gruesas.

V - Sedimentos unimodales con predominio de partículas gruesas.

Utilizando el contenido en minerales pesados para correlacionar los diversos ambientes y considerando que los mayores índices representan la dirección del transporte dentro de las secuencias probables, se observa que las únicas fuentes posibles de material para la deriva litoral son los sedimentos del perfil de playa, incluyendo la berma y el material proveniente de la erosión de la Formación Barreiras. La aportación directa de material desde el zócalo y la plataforma es muy poco probable debido, en el primer caso, a la baja capacidad de transporte de los cauces principales, y, en el segundo, a la dirección del transporte transversal que se produce principalmente hacia mar.

vii) Evolución Costera

La historia de los cambios recientes en la línea de costa de la ciudad de Fortaleza está ligada directamente a la interrupción del transporte longitudinal de sedimentos. Las condiciones vigentes de grandes aportes sedimentarios y progradación de la línea de costa, observados durante el siglo pasado, fueron modificadas con las diversas tentativas de implantación del puerto para la ciudad. Inicialmente, los cambios tuvieron un rango muy pequeño y localizado, en función de las características de los primeros puertos.

Con la finalización de la primera etapa de construcción del puerto de Mucuripe, el sistema responde rápidamente dando una tasa de retroceso medio anual de -4,3 m/año. La respuesta puso de manifiesto una erosión generalizada de la costa, con un retroceso medio de las playas de 77 m, la sedimentación en el puerto y la formación de una barra arenosa a una profundidad de 10 m.

Al presentarse estos problemas, se intentaron resolver los efectos sin actuar directamente sobre la causa. Así, se construyeron diversas obras complementarias para controlar la erosión, pero como el sistema ya estaba roto, siguió en erosión. En esta etapa, las tasas promedio de retroceso disminuyeron hasta -1,25 m/año. Esta menor erosión fue debida en parte a las obras de protección rígidas y a la evolución del sistema hacia una condición de equilibrio.

La tercera etapa se caracterizó por la ampliación de las obras de defensa del puerto y de contención de erosión. Las tasas disminuyeron hasta un promedio de -0,7 m/año. Al final de este periodo la condición de equilibrio se consiguió por la llegada del límite de

erosión, debido al agotamiento de las arenas de algunas playas.

El análisis de todas las etapas muestra que la ciudad de Fortaleza sufrió una erosión generalizada de sus playas, con una tasa de retroceso medio de -2,15 m/año, con valores locales máximos de hasta 180 m y mínimos de 57 m. El análisis histórico de los cambios ocurridos en las playas de la ciudad de Fortaleza muestra que la importancia desempeñada por el transporte litoral de sedimentos en la conformación de la línea de costa debe tener un interés especial cuando se trata de regiones ocupadas, o con obras, las cuales cambian el aspecto natural de la playa o del sector costero considerado.

Las intervenciones futuras apuntan principalmente hacia la región de Pecem y, observando las características de la zona de actuación en comparación con las de Fortaleza, se puede encontrar una analogía, lo que genera un cierto temor a que esta región pueda presentar la misma evolución que la ciudad de Fortaleza, donde la magnitud del efecto humano sobre la costa fue, como mínimo, del mismo orden de magnitud que los procesos naturales (personalmente creemos que mucho mayor) y que se ha producido en un intervalo de tiempo relativamente corto.

FUTURAS LÍNEAS Y TEMAS DE INTERÉS A DESARROLLAR EN LA REGIÓN DE CEARÁ

A partir del estudio realizado, se han identificado una serie de temas cuyo desarrollo e estudio presentan interés elevado, y que no han sido tratados con detalle en esta tesis:

- El sistema sedimentológico de la plataforma continental, constituido en su mayor parte por carbonatos de origen algal, y con variaciones cualitativas y de distribución muy interesantes;
- La evolución del margen continental a través de la estratigrafía sísmica, para dilucidar los procesos y cambios eustáticos;
- A nivel de los depósitos Cuaternarios, su cronología y caracterización paleoclimática;
- La influencia de los fenómenos climáticos aperiódicos en los procesos costeros y agentes dinámicos en general, así como su repercusión económica y social.

BIBLIOGRAFIA

- Ackers, P. y White, W.R., 1973: Sediment transport : New approach and analysis. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 96: 2041-2060
- Allen, G.P.; Salomon, J.C.; Bassoullet, P. Y Penhoat, Y., 1980: Effects of tides on mixing and suspended seiment transport in macrotidal estuaries. Sedimentary Geology, 26:69-90.
- Allen, J.R.L.,1970: Physical processes of sedimentation. London.180p.
- Andrade, E., 1986: Geologia sedimentar da costa de Aracati-Icapuí, no estado do Ceará - Brasil. Dissertação de Mestrado UFPE. 127 p. Recife.
- Arai, M.; Uesugui, N.; Rossetti, D.F. E Góes, A.M., 1988: Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do estado do Pará. Anais XXXV Cong. Bras. Geol., 2: 738-745.
- Bagnold, R.A., 1941: The physics of blown sand and desert dunes. Chapman & Hall, London, 265.
- Bagnold, R.A., 1954: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proc. R. Soc. London, A 225:49-63.
- Barretto, H. T. & Milllman, J. D., 1969: Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In: Margem continental brasileira, L.C. Toffoll. (Ed.). Coletania de Trabalhos, PETROBRÁS, Rio de Janeiro. Vol.I, : 11-30.
- Bauer, B.O.; Sherman, D.J.; Nordstrom, K.F. y Gares, P.A., 1990: Aeolian transport measurement and prediction across a beach and dune at Castroville, California. In: Coastal Dunes: form and process, Ed. K. Nordstrom, N. Putsy and B. Carter. :39-53.
- Bennet, R.J., R.P. Haining, and D.A. Griffith, 1984: The problem of missing data on spatial surfaces. Annals of the Assoc. of American Geographers, 74(1): 138-156.
- Bijker, E.W. (1968). Litoral drift as function of wave and current. Proc.11th. Conf. on Coastal Eng., ASCE, 415-435.
- Bishop, J.M., 1984: Applied Oceanography. Willey serie on ocean engieneering. Michel E. McCormick ed., 180.
- Bittencourt, A. C. S. P., Martin, L., Vilas-Boas, G. S. & Flexor, J. M., 1979: Quaternary marine formations of the State of Bahia, Brazil. Proceedings, 1978 Int. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, 242-253

- Bodge, K.R. y Kraus, N.C., 1991: Critical examination of logshore transport rate magnitude. Proc.Coastal Sediments`9, 139-155
- Borowka, R.K. (1980). Present days process and dune morphology on the Leba Barrier, Polish coast of Baltic. Geografiska Annl., 62:75-82.
- Bosselmann, P.; Arens, E.; Dunker, K. and Wright, R., 1994: Urban form and climate. Jour.Amer.Plann.Assoc., 61:114-132.
- Brandao, R. L., 1994: Diagnóstico geoambiental e os principais problemas de ocupação do meio físico da Região Metropolitana de Fortaleza. CPRM, Vol 1, 88p.
- Branner, J.C., 1902: The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs. Museum of Comparative Zoology Bull., Geol.Ser., 44, 285 p.
- Bruun, P., 1954: Coast erosion and the development of beach profiles. Tech. Mem. N°44. Beach erosion Board, U.S. Army Corps of Engs., 108p.
- Bruun, P., 1962: Sea level rise as a cause of shore erosion. Proc. ASCE. Waterw.harbors Div., 88: 117-130.
- Caby, R. y Arthaud, M.H., 1986: Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceara, Northeast Brasil. Geology, V.14, : 871-874.
- Caldwell, J.M.,1956: Wave action and sand moviment near Anaheim Bay, California. Tech.Mem.68,Beach Erosion Board, US Army Corps of Engs, 21p.
- Campos E Silva, A.; Mabesoone, J.M. E Beurlen, K., 1971: Estratigrafia do Grupo Barreiras nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Rev. Ass. Geol. Pern., 2: 1-13.
- Carannante, G., Esteban, H., Milliman, J. D. & Simone, L., 1988: Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators problems and limitations Sedimentary, Geology, 60:333-346.
- Carlton, J.A. y Shulka, J.,1991: Predictability os the tropical atlantic ocean. Journal of Marine Systems, 1:299-313.
- Carvalho, A.M. y Maia, L.P., 1990: Estudo dos sedimentos cenozoicos da regioao de Paracuru-CE. Relatorio de Graduação, UFC, 86p.
- Castro, J.W.A.; Coutinho, P.N. y Rebello, M.P.C., 1995: Identificação de áreas de risco geológico nas praias da margem oeste do rio Ceará-CE. Anais 1° Simp. Proc. Sedim. Prob.Amb. na Zona Costeira-Nordeste do Brasil, 63-66.
- CERC-Coastal Engineering Reserch Center Cerc, 1984: Shore protection manual. Departament of Army of USA, Vicksburg, Mississippi, 1984, Vol. 1, second printing.

- Coutinho, P.N., 1970: Sedimentation at the mouth of the São Francisco river (Brazil). Trab. Oceanogr. UFPE. 9(11): 41-50.
- Coutinho, P.N., 1976: Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe. Tese de Livre Docente UFPE. 112 p. Recife.
- Coutinho, P.N., 1996: Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil – Oceanografia Geológica. Programa Revizee-SECIRM. 80p.
- Dalrymple, R.A., 1992: Prediction of Storm Normal Beach Profiles. J. Waterway Port Coast. Ocean Eng.-ASCE, 118(2): 193-200.
- Dean, R.G., 1973: Heuristic models of sand transport in the surf zone. Proc Conf. Dynamics in Surf Zone, Sydney, 208-214.
- Dean, R.G.; Berek, E.P.; Gable, C.G. y Seymour, R.J., 1982: Longshore transport determined by an efficient tramp. Proc. 18th Conf. on Coastal Eng., ASCE, 954-967.
- Dean, R.G., Berek, E.P., Bodge, K.R. and Gable, C.G., 1987: NSTS measurements of total longshore transport. Proc. Coastal Sediments 87, New Orleans, L.A., 652-667.
- Diegues, A.C., 1987: Conservação e desenvolvimento sustentado dos ecossistemas litoraneos do Brasil. Simp. Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste brasileira. vol.3. Aciesps. Sao Paulo.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, 1983: Mapa geológico do estado do Ceará.
- Dolan, R.; Fenster, M.S. y Holme, S.J., 1991: Temporal analysis of shoreline recession and accretion. J. Coastal Res., 7(3):723-744.
- Dominguez, J. M. L., Bittencourt, A. C. S. P. y Martin, L., 1992: Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. Sedimentary Geology, 80:217-232.
- Emery, K.O., 1968: Relict sediments on continental shelves of world. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 52 (3): 445-464.
- Engelund, F. y Fredsø, J., 1976: A sediment transport model for straight alluvial channels. Nordic Hydrology, 6:296-306.
- Fortes, F.P., 1987: Mapa geológico da Bacia Potiguar: A origem da Bacia Mesozóica do Apodi como decorrência do ciclo tecto-orogénico Brasileiro. PETROBRAS/DEBAR/ DINTER. Relatório Interno. Natal.
- França, A. M. C., Coutinho, P. N. y Summerhayes, C. P., 1976: Sedimentos superficiais da margem continental nordeste brasileira. Rev. Bras. Geociências, 6:71-88.

Bibliografía

- Fredsøe, J., 1984: The turbulent boundary layer in combined wave current motion. J. Hydraulic Eng., ASCE, 110:1103-1120.
- Fredsøe, J.; Andersen, O.H. y Silberg, S., 1985: Distribution of suspended sediment in large waves. J. Waterway, Port, Coast and Ocean Eng., ASCE, 111(6):1041-1059.
- Freire, G.S.S., 1985: Geologia Marinha da plataforma continental do estado do Ceará. Tese de mestrado UFPE. 132p. Recife.
- Freire, G.S.S. y Maia, L.P., 1991. Regime hidrodinamico do estuario do rio Pacoti. Rev. Geol. UFCe, 4: 29-32.
- Freire, G.S.S.; Maia, L.P. y Morais, J.O., 1992: Frente Salina e Balanço do Movimento do Sal no Estuário do rio Pacoti-Ceará. Rev. Geol. Ed.UFCe, 4: 33-41
- Freire, G.S.S, Maia, L.P. y Gomes, D.F., 1993: Evidências da variação do nível do mar na plataforma continental do estado do Ceará. In: XV Simp.Geol.Nordeste, Natal.
- Freire, G.S.S.; Maia, L.P.; Cavalcanti, V.M.M.; Fonteles, M.L., 1993: Distribuição dos minerais pesados na plataforma continental interna do Estado do Ceará (costa leste). In: XV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, SBG-NE, 351.
- Funceme, 1995: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Naturais - Governo do Estado do Ceará. Relatório interno, Fortaleza/Ceará, 1995.
- Galvin, C.J. y Schweppe, C.R., 1979: The SPM energy flux method for predicting longshore transport rate. CERC. US Army Waterways Experiment Station, Vicksburg. Technical Memo: 80-4.
- Goldsmith, V., Rosen, P. y Gertner, Y., 1990: Eolian transport measurements, winds, and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes. In Coastal Dunes. Edited by F. Nordstrom.
- Greeley, R., 1985: Aeolian landforms: laboratory simulations and field studies. In Aeolian Geomorphology. WG Nickling (ed): 195-211. Boston: Allen and Unwin.
- Greeley, R.; Blumberg, D.G. y Williams, S.H., 1996: Field measurements of the flux and speed of wind-blown sand. Sedimentology, 43: 41-52.
- Guillén, J., 1992 : Dinámica y balance sedimentario en los ambientes fluvial y litoral del delta del Ebro. Tesis doctoral. Univ. Polit. de Catalunya. Barcelona. 580 :
- Guillen, J. y Jimenez, J.A., 1995: Processes behind the longshore variation of the sediment grain size in the Ebro delta coast. J. Coastal Res., 11(1) : 205-218.
- Hallermeier, R.J., 1978: Uses for a calculated limit depth to beach erosion. Proc. 16th Conf. Coastal Eng., ASCE, 1493-1512.

- Hallermeier, R.J., 1981: Profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. Coastal Eng., 4: 253-277.
- Hanna, S.R., 1969: The formation of longitudinal sand dunes by large helical eddies in the atmosphere. J. Appl. Meteorol., 8 : 874-883.
- Hattori, M. y Kawamata, R., 1980: Onshore-offshore transport and beach profile change. Proc. 17th Coastal Eng. Conf., ASCE, 1175-1193.
- Hedegaard, I.B.; Deigaard, R. y Fredsøe, J., 1991: Onshore/offshore sediment transport on morphological modelling of coastal profiles. Proc. Coastal Sediments'91, Seattle, 643-657.
- Heezen, B. C. y Menard, H. W., 1966: Topography of the deep sea floor. In: The Sea, M. N. Hill (Ed.), Interscience Publ., 3:233-280.
- Homsi, A., 1978: Wave climate in some zones off the Brazilian coast. Coastal Engineering, 114-133.
- Howard, A.D.; Morton, J.B.; Gad-el-Hak, M. y Pierce, D.B., 1978: Sand transport model of barchan dune equilibrium. Sedimentology, 25: 307-338.
- Hsu, S.A., 1971: Wind stress criteria in eolian sand transport. J. Geophys. Res., 76:8684-8686.
- Hsu, S.A., 1988: Coastal meteorology. Academic Press, London. 260p.
- Inman, D.L., 1949: Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. J. Sediment Petrol., 19(2):51-60.
- Inmann, D.L. y Bagnold, R.A., 1963: Littoral processes. in: The sea. Ed. M.N. Hill, vol.3, : 529-553, Interscience, New York.
- Inman, D.L.; Zampol, J.A.; White, T.E.; Hanes, D.M.; Waldorf, B.W. y Kastens, K.A., 1980: Field measurements of sand motion in the surf zone. Proc. 17th Conf. Coastal Eng., ASCE. pp 1215-1234.
- INPH–Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviarias, 1992: Estudo do transpasse de sedimentos em torno do porto de Fortaleza. Relatorio. 50p.
- INPH–Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviarias, 1994: Levantamento topohidrográfico da baía de evolução e canal de acesso ao terminal petrolífero e ao porto de Mucuripe em Fortaleza- estado de Ceará. Relatorio 01/94. 20p.
- Jiménez, J.A. y Sánchez-Arcilla, A., 1992: Simulación de cambios a corto plazo en la línea de costa. Revista de Obras Públicas, 3315:41-51.
- Jimenez, J.A., 1996: Evolución costera en el delta del Ebro. Un proceso a diferentes escalas de tiempo y espacio. Tesis Doctoral. UPC.

Bibliografía

- Jiménez, J.A. ; Sánchez-Arcilla, A. y Valdemoro, H.I., 1997: Predicción de los cambios en el perfil de playa utilizando parámetros adimensionales sencillos. Revista de Obras Publicas, 3362:29-39.
- Johnson, J.W., 1952: Sand transport by littoral current. Wave Research Laboratory, University of California, Technical Report, Series 3.
- Joppert, M., 1936: O pôrto do Ceará. Revista do Club de Engenharia, março de 1936, 20p.
- Kadib, A.A., 1964: Sand movement by wind. US Army, Coast Eng. Res. Cent. Technical Memo: 64-69.
- Katoh, K. y Yanagishima, S., 1995: Changes of sand grain distribution in the surf zone. Coastal Dynamics 95, 639-650.
- Kawamura, R., 1951: Study of sand movement by wind. Institute of Science and Technology, Tokyo, Report 5, : 95-112.
- Kegel, W., 1957: Reprint (1981) Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Col. Mossoroense, 167: 55-104.
- Kempf, M., 1970: A plataforma continental de Pernambuco (Brasil). Nota preliminar sobre a natureza do fundo. Trab. Oceanogr., UFPe, 9(11):111-124.
- Kjerfve, B. y Lacerda, L.D., 1993: Mangrove of Brazil. In: Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa regions. Okinawa. 28p.
- Komar, P.D. y Inman, D.L., 1970: Longshore sand transport on beaches. J. Geoph.Res. 75(30): 5914-5927
- Komar, P.D., 1988: Environmental controls on litoral sand transport. Proc. 21th Conf. Coastal Eng., ASCE, 1238-1252.
- Kriebel, D.L. y Dean, R.G., 1985: Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion. Coastal Eng., 9:221-245.
- Lacerda, L.D.,1993: Environmental status of mangrove forests of Rio de Janeiro state, SE-Brazil. In: Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa regions. Okinawa. 28p.
- Lamparelli, C.C.; Rodrigues, F.O. y Moura, D.O., 1993: Structure and function of oil impacted mangrove forests: Sao Paulo, Brazil. In: Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa regions. Okinawa. 28p.
- Leatherman, S.P., 1978: A new eolian trap design. Sedimentology, 25: 303-306.

- Lettau, K. y Lettau, H., 1977: Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In: Exploring the World's Driest Climate. ed. K. Lettau, y H. Lettau, H. University of Wisconsin Press. Madison.
- Leys, J.F. y Mctainsh, G.H., 1996: Sediment flux and particle grain-size characteristics of Wind-eroded sediments in southern Australia. Earth Surface Proces. Landform, 21: 661-671.
- Lo Presti, A.C., 1994: Modelado del transporte longitudinal de sedimentos. Tesis Doctoral. Universidade Politecnica da Catalunya. 353p.
- Mabesoone, J.M. y Tinoco, I.M., 1967: Shelf off Alagoas and Sergipe (Northeastern Brazil). Trab. Oceanogr., UFPE. 7(8). :151-186.
- Mabesoone, J. M. y Coutinho, P. N., 1970: Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil. Trab. Oceanogr., Univ. Fed. Pernambuco. (I 2):1-214.
- Mabesoone, J. M., Kempf, M. y Coutinho, P. N., 1972: Characterization of surface sediments on the northern and eastern Brazilian shelf. Trab. Oceanogr., Univ. Fed. Pernambuco, 13:41-48.
- Maia, L.P., 1993: Controle tectônico e evolução geológica/sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe. Dissertação de Mestrado, UFPE, 144.
- Maia, L.P.; Morais, J.O.; Irion, G y Wunderlich, G.F., 1993: The tectonic control of the Jaguaribe river runoff and its seaward approaches, Ceará state, Northeastern Brazil. JOPS-I Workshop, Niteroi.
- Maia, L.P.; Morais, J.O. y Irion, G., 1993: Evolução Quaternária da região da desembocadura do Rio Jaguaribe. VII Cong. ABEQUA, São Paulo.
- Maia, L.P.; Morais, J.O. y Coutinho, P.N., 1994: Coastal and marine geology in the east littoral of Ceará state, northeast Brazil. 14th Int. Cong. Sedimen., Recife.
- Maia, L. P. ; Sabadia, J.A; Freire, J.S.S y Serra, J., 1997: Caracterização geoquímica e diagenética da cimentação carbonática dos beachrocks e eolianitos da região costeira do Ceará. Bol. XVII Simp. Geol. Nord. 177-181.
- Maia, L. P. ; Jimenez, J.A.; Serra, J y Morais, J.O., 1998: The Fortaleza (NE Brazil) waterfront. Port versus coastal management. Journal of Coastal Research.
- Martin, L.; Flexor, J.M.; Vilas Boas, G.S.; Bittencourt, A.C.S.P. y Guimarães, M.M.M., 1979: Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). Atas do Inter. Simp. Coastal Evolution Quater.: 264-274. São Paulo.

Bibliografia

- Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P. y Vilas Boas, G.S., 1982: Primeira ocorrencia de corais pleitocenicos da costa braisleira: Dtação do máximo da penultima transgressao. Ciencias da Terra, 3:16-17.
- Martins, L. R., Urien, C.M. y Butler, L., 1972: Províncias fisiográficas e sedimentos da margem continental atlântica da América do Sul. Anais XXVI Congr.Bras. Geologia., Belém (2):105-114.
- Masselink, G., 1993: Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. J. Coastal Res., 15:180-197.
- Masselink, G. y Short, A. D., 1993: The effects of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. J. Coastal Res., 9(3): 785-800.
- McEvan, I.K. y Willets, B.B., 1994: Adaptation of the near-surface wind to the development of sand transport. J. Fluid Mech., 252: 99-115.
- McLaren, P., 1981: An interpretation of trende in grain size measures. J.Sed.Petrol, 51:611-624.
- McLaren, P. y Bowles, D., 1985: The effect of sediment transport on grain-size distributions. J.Sed.Petrol, 55:457-470.
- Meireles, A.J.A., 1991: Mapeamento geológico-geomorfológico do Quaternário costeiro de Icapui - Extremo leste do estado do Ceará. Dissertação de Mestrado, UFPE,133.
- Melo, U., Summerhayes, C. P. y Ellis, J. P., 1975: Upper continental margin sedimentation of Brazil. Part IV. Salvador to Vitoria, Southeastern Brazil. Contr. Sedimentology, Stuttgart, 4:78-116.
- Milliman, J. D., 1974: Marine carbonates, Spring-Verlag, Berlin, 375p.
- Millman, J. D., 1975: Upper continental margin sedimentation off Brazil- Part 6. A syntesis. Contr. Sedimentol., Stuttgart, 4:15 1-175.
- Millot, G., 1963: Geologie des argiles. Paris, 449 p.
- Molinari,R.L. y Johns, E., 1994: Upper layer temperature stucture of the western tropical atlantic. J.Geoph.Research, 99:18125-18233.
- Morais, J.O. y Pitombeira, E.S., 1974: Processos migratorios na embocadura do Rio Maceiozinho (Fortaleza-Ceará-Brasil). Bol. Cienc. Mar., 27: 1-9.
- Morais, J. O., 1980: Aspectos da geología ambiental costeira do municipio de Fortaleza. Tese de Professor Titular. UFC.

- Morais, J.O. y Tintelnot, M., 1996: Late quaternary changes on the Ne-Brazilian continental margin as revealed by clay mineral and calcium carbonate fluctuations. JOPS-II, 96-115.
- Myer, W. B., 1991: Urban heat island and urban health: Early American perspective. Professional Geographer, 43 (1): 38-48.
- Nicholls, C.K. y Mc Dougal, W.G., 1996: The effects of seawalls on the beach: Part I, An updated literature review. J.Coastal Res., 12(3):691-701.
- Nickling, W.G., 1983: Grain-size characteristics of sediment transport during dust storms. J. Sediment. Petrol., 53 : 1011-1024.
- Nielsen, P., 1992: Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Advanced Series on Ocean Engineering, vol. 4. World Scientific.
- NUGA/UECE/GTZ, 1983: Contribuição ao estudo integrado das paisagens dos ecossistemas da área do município de Aquiraz. Departamento de Geociências, Núcleo de Geografia Aplicada NUGA e Cooperação técnica da República Federal da Alemanha. Fortaleza, Rio de Janeiro, 1983, Relatório Final, Vol. 1, 644p.
- O'Brien, M.P. y Rindlaub, B.D., 1936: The transport of sand by wind. Civil Eng., 6: 325-337.
- Olsen, E.J., 1980: Beach nourishment project report for Captiva Island, Florida. Tetra Tech. Report, Pasadena, California.
- Paiva, J.B.D., 1988: Avaliação dos modelos matemáticos de cálculo do transporte de sedimentos em rios. Tese de Doutorado. USP – Sao Carlos, 151p.
- Pèrès, J. M. y Picard, J., 1964: Nouveau manuel de bionomie benthique de la Méditerranée. Rec.Trav. Sta.Mar.Endoume, 31(47): 5-137
- Philander, S.G.H.y Pacanowski, R.C., 1986a: The mass and heat budget in a model of the tropical atlantic ocean. J.Geoph.Research, 91: 14212-14220.
- Philander, S.G.H.y Pacanowski, R.C., 1986b: A model of the seasonal cycle in the tropical atlantic ocean. J.Geoph.Research, 91:14192-14206.
- Pol, E., 1994: La apropiación del espacio. Revista Familia y Sociedad, 42: 233-249.
- Pritchard, D.W., 1967: Observations of circulation in coastal plain estuaries. In: Estuaries, G.H. Lauff (ed.). Americas Association for Advancement of Science. Washington, DC, : 37-44.
- Projeto REMAC, 1975: Reconhecimento global da margem continental brasileira. Petrobras-DNPM, Rio de Janeiro.
- Pye, K., 1983: Coastal dunes. Prog. Phy. Geogr., 7:531-557.

Bibliografía

- Russel, R.D., 1939: Effectes of transportation on sedimentary particles. In: Recent Marin Sediments, P.D. Trask (ed.), AAPG, Tulsa, OK, 32-47.
- Sainz, L.T. y Ripa, B.T., 1992: Análisis de sedimentos con microscopio electrónico de barrido: exoscopía del cuarzo y sus aplicaciones a la geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, Geoforma Ediciones. 21p.
- Sarre, R.D., 1988: Evaluation of eolian sand transport equation using intertidal zone measurements, Saunton Sands, England. Sedimentology, 35 (4): 671-821.
- Savage, R.P., 1959: Laboratory study of the effect of groin in the rate of littoral transport. Tech. Mem. N°114. Beach erosion Board, U.S. Army Corps of Engs., 55p.
- Sayao, O.J. y Graham, J.E., 1991: On the prediction of beach profile. Associate Committee on Shorelines, 5(1):14-23.
- Servain, J. y Legler, D.M., 1986: Empirical orthogonal function analyses of tropical atlantic wind stress. J.Geoph.Research, 91:14181-14191.
- Seymour, R.J.; Domura, G.W. y Pirir, D.M., 1980: Sediment trapping experiments at Santa Cruz-CA. Proc.17th Conf. on Coastal Eng., ASCE, 1416-1435.
- Sherman, R., 1990: Aeolian sediment transport theory and measurement. In: Coastal dunes, form and process, 17-33p.
- Shields, A., 1936: Anwendung der ähnlichkeitsmechanik und der turbulenzforschung auf die geschiebebewegung, Mitteil. Preuss.Versuchsanst. Wasser. Erd. Schiffsbau, Berlin, n26. (traducción para el portugues)
- Short, A.D. y Hesp, P.A., 1982: Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. Mar.Geol.,48: 259-284.
- Silvester, R., 1974: Coastal Engineering. Elsevier. Amsterdam.
- Simons, D.B. y Senturk, F., 1977: Sediment transport technology. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.
- Soares, E.M.C., 1998: Los manglares brasileños. Perespectivas de desarrollo sostenible. No publicado.
- Sogreah, 1957: Proteção do Porto contra ondas e o assoreamento. Estudos em modelos reduzidos. Relatorio 4575. Grenoble.
- Sonu, C.J., 1973: Three-dimensional beach changes. J. Geol., 81: 42-46
- Sorensen, M., 1991: An analitical model of wind-blown sand transport. Acta Mech. Suppl., 1: 67-82.
- Stanistreet, I.G. y McCarthy, T.S., 1993: The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. Sedimentary Geology, 85: 115-133.

- Stone, W.G.; Stapor, F.W.; May, J.P. y Morgan, J.P., 1992: Multiple sediment sources and cellular, non-integrated, longshore drift system: Northwest Florida and southesat Alabama coast, USA. Mar. Geol., 105: 141-154.
- SUDENE – ASMIC, 1967: Estudo geral de base do vale do Jaguaribe. Hidrogeologia 7. 245 p. Recife
- Suguio, K., 1980: Rochas Sedimentares. Editora Edgard Blucher. 500 p. São Paulo.
- Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M. y Azevedo, A.E.G., 1985: Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geol. 15(4): 273-286.
- Summerhayes, C. P. Coutinho, P. N., França, A. M. C. y Ellis, J. P., 1975: Upper continental margin sedimentation off Brazil. Part III. Salvador to Fortaleza, Northeastern Brazil. Contr. Sedimentology, Stuttgart, 4:44-78.
- Sunamura, T., 1973: Coastal Cliff Erosion Due tô Waves - Field Investigations and Laboratory Experiments ; Journal of the Faculty of Engineering, University of Tokyo, 32(1): 1-85.
- Sunamura, T. y Horikawa, K., 1974: Two-dimensional beach transformation due to waves. Proc.14th. Conf. On Coastal Eng., ASCE, 920-938.
- Svasek, J.N. y Terwindt, J.H.L., 1974: Measurements of sand transport by wind on a natural beach. Sedimentology 21:311-322.
- Swart, D.H., 1975: Coastal sediment transport. Computation of longshore transport. Delf Hydraulics Lab., Rep.nº R968, part1.
- Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman, R.W. y Thorne, J.A. (eds.), 1991: Shelf sand and sandstone bodies. Special Publication nº14, IAS, Blackwell Scientific Publications, Oxford. 532 p.
- Taney, N.E., 1961: Geomorphology of the south shore of Long Island, New York. Tech. Mem. Nº128. Beach erosion Board, U.S. Army Corps of Engs., 60p.
- Toffaleti, F.B., 1969: Definitive computations of sand discharge in rivers. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 95:225-246.
- Van Dick, P.M. y Stroosnijder, L., 1996: The influence of rainfall on transport of beach sand by wind. Earth Surface Proces. Landform, 21: 341-352.
- VanRijn, L.C., 1984a: Sediment transport Part I. Bed Load transport. J.Hydraul.Eng. 110(10):1431-1456

Bibliografía

- VanRijn, L.C., 1984b: Sediment transport Part II. Suspended Load transport. J.Hydraul.Eng. 110(11):1613-1641
- VanRijn, L.C., 1984c: Sediment transport Part III. Bed forms and alluvial roughness. J. Hydraul. Eng. 110(12):1733-1754.
- Vellum, P.F., y Hoaglin, D.C., 1981: Applications, Basics, and Computing of Exploratory Data Analysis, Duxbury Press, 354:
- Vilas Boas, G.S.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P. y Flexor, J.M., 1979: Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the quaternary in the northern half of the state of Bahia. Proc.1978 Inter. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary, Sao Paulo, :254-263.
- Ward, P.R.B., 1984: Measurement of sediment yield. In: Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling. R.F. Hadley and D.E. Walling (eds.) Geo Books, University Press, Cambridge, : 37-70
- Watts, G.M., 1953: Development and field tests of a sampler for suspended sediment in wave action. Tech. Mem. N°34. Beach erosion Board, U.S. Army Corps of Engs., 41p.
- Wells, J., 1992: Expériences sur les impacts liquide-solide et le soulèvement de particules par un tourbillon annulaire: application à l'érosion des sols et au transport des sédiments. Tesis doctoral. Université Joseph Fourier de Grenoble.
- White, B.R., 1979: Soil transports by wind on Mars. J. Geophys. Res., 84:4643-4651.
- Willets, B.R. y Rice, M.A., 1986: Collision in aeolian saltation. Acta Mechanica, 63: 255-265.
- Willets, B.R.; McEwan, I.K. y Rice, M.A., 1991: Initiation of motion of quartz sand grains. Acta Mechanica, 1: 123-134.
- Wilson, I.G., 1972: Aeolian bedforms: Their development and origins. Sedimentology, 19:173-210.
- Woolum, C. A., 1964: Notes from a study of the microclimatology of the Washington, DC, area for the winter and spring seasons. Weatherwise, 17, No. 6.
- Wright, L.D., 1982: Field observations of long-period surf zone oscillations in relation to contrasting beach morphologies. Aust. J.Mar.Freshwater Res., 33:181-201.
- Wright, L.D. y Short, A.D., 1983: Morphodynamics of beach and surf zone in Australia. In: C.R.C. Handbook of coastal processes and erosion. P.D. Komar (ed.), C.R.C. Press., London, 35-64.

- Wright, L.D. y Short, A.D., 1984: Morphodynamic variability of surf zone and beaches: A synthesis. Mar.Geol., 56:93-118.
- Ximenes, V.M.; Maia, L.P. y Gois, C.W.L., 1997: Los aspectos sociales del impacto ambiental en función de la implantación de un plan de desarrollo regional en la población de sao gonçalo do amarante (nordeste de Brasil). Cong. Psicologia Amb.
- Yang, C.T., 1973: Incipient motion and sediment transport. Journal of the hydraulics division, ASCE, 99:1679-1701.
- Zingg, A.W., 1952: Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. Proc. 5th Hydraul.Conf., Iowa University, 34:11-135.