



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**SOBRE LA EVOLUCIÓN TEMPORAL DE
PERFILES DE PLAYA GRANULARES**

T E S I S

Como requisito para obtener el título de

Ingeniero Civil

Presenta

DELGADILLO CALZADILLA MIGUEL ANGEL



**Director de Tesis
Dr. Rodolfo Silva Casarín**

MÉXICO, DF

JUNIO 2008

Agradecimientos

A mis padres Clementina y Marcelo, por su apoyo e incondicional amor, por los innumerables desvelos que han compartido conmigo.

A mis hermanos Héctor, Marcelo, Carlos y Hugo, por los consejos y vivencias que juntos hemos compartido.

A mi tía Cata.

Al Dr. Rodolfo Silva, por la oportunidad, confianza y sobre todo paciencia que hasta hoy me ha brindado, sin olvidar el conocimiento que ha generado en mí.

Al Dr. Edgar Mendoza, por la infinita paciencia, para la entrega de este trabajo, y sobre todo por las correcciones y revisiones, de todo mi trabajo en el Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos.

A los amigos, compañeros y profesores, con los que compartí la escuela, y que generaron conocimiento en mí.

Al Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos del Instituto de Ingeniería, por el amable recibimiento y compañerismo.

A mis excompañeros de ICA FLUOR, con los que compartí la que hasta hoy es mi mejor experiencia profesional, y por enseñarme a trabajar con la mayor calidad posible.



INDICE

INDICE

LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABLAS	9
LISTA DE SÍMBOLOS	11
INTRODUCCIÓN.....	15
OBJETIVOS	16
ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO	17
II OLEAJE	21
II.1 INTRODUCCIÓN	21
II.2 CLASIFICACIÓN DEL OLEAJE.....	21
II.3 PRINCIPALES PARÁMETROS PARA CARACTERIZAR UNA ONDA	21
II.4 PROCESOS DE TRANSFORMACIÓN DEL OLEAJE.....	23
II.4.1 Refracción.....	23
II.4.2 Difracción.....	24
II.4.3 Reflexión.....	24
II.4.4 Rotura.....	25
II.5 TEORÍAS DE COMPORTAMIENTO DEL OLEAJE.....	25
II.6 FUENTES DE DATOS DEL OLEAJE.....	26
II.7 DESCRIPCIÓN ESTADÍSTICA	27
II.7.1 Hipótesis básicas.....	27
II.7.2 Análisis temporal de estados de mar.....	28
II.7.3 Determinación de la dirección del oleaje.....	36
II.7.4 Análisis espectral de estados de mar.....	36
II.7.5 Estimación de la dirección del oleaje.....	43
III TIPOS DE PLAYA	47
III.1 INTRODUCCIÓN	47
III.2 MORFOLOGÍA DE LA PLAYA	47
III.2.1 Dimensiones de las playas.....	47
III.3 PLAYA EN PERFIL	49
III.4 PLAYAS DE MATERIALES GRANULARES	50
III.4.1 Origen y ejemplos de playas de grava.....	51
III.5 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	51
III.6 PERFIL DE EQUILIBRIO.....	52
III.6.1 Modelo Matemático.....	52
IV EXPERIMENTACIÓN EN LABORATORIO	59
IV.1 DESCRIPCIÓN DE LA INSTALACIÓN EXPERIMENTAL	59
IV.2 ARREGLO EXPERIMENTAL Y MODELOS	59
IV.2.1 Cribado del material.....	60
IV.2.2 Construcción de la playa.....	61
IV.3 METODOLOGÍA DE LOS ENSAYOS	64
V ANÁLISIS DE RESULTADOS	69
V.1 VARIACIÓN DEL PERFIL TRANSVERSAL	69
V.1.1 Variación del perfil, para un tren de olas con período $T = 1$ s y para diferentes alturas de ola	69
V.1.2 Variación del perfil, para un tren de olas con período $T = 2$ (s) y para diferentes alturas de ola.	77
V.2 CRECIMIENTO O REDUCCIÓN DE LA PLAYA SECA.....	80
V.2.1 Período $T = 1$ s, y alturas de ola de 0.10 hasta 0.18 m.....	81

INDICE

V.2.2	<i>Período $T = 2$ s, y alturas de ola de 0.10 y 0.12 m.</i>	84
V.3	EVOLUCIÓN DE LA REFLEXIÓN	86
V.4	COMPARACIÓN ENTRE PERFILES TEÓRICOS Y EXPERIMENTALES	87
CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO		95
FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO		95
ANEXO A CÁLCULO DE LAS COMPONENTES DE FOURIER.....		97
A.1	ESTIMACIÓN DEL ESPECTRO	102
A.1.1	<i>Diversas formas de presentar el espectro $S(\sigma)$, $S(f)$, $S(T)$</i>	102
BIBLIOGRAFÍA		105

Lista de figuras

Figura II.1 Oleaje tipo SEA	22
Figura II.2 Oleaje tipo SWELL.....	22
Figura II.3 Parámetros que caracterizan una onda	23
Figura II.4 Refracción del oleaje	24
Figura II.5 Difracción del oleaje	24
Figura II.6 Reflexión del oleaje debido a la presencia de rompeolas	25
Figura II.7 Tipos de rotura del oleaje	25
Figura II.8 Parámetros que definen al oleaje (Tomada de Silva, 2005)	29
Figura II.9 Marea Semidiurna (Tomada de Silva, 2005).	31
Figura II.10 Definición de olas por el método de pasos descendentes. (Tomada de Silva, 2005).....	34
Figura II.11 Definición de olas por el método de distancia entre crestas. (Tomada de Silva, 2005).....	34
Figura III.1 Sistema Playa.	48
Figura III.2 Perfiles de erosión y acumulación.	50
Figura IV.1 a) Riel del sistema generador de oleaje, b) Servo motor del sistema generador, c) Pala del sistema generador de oleaje y d) Vista lateral del canal.....	60
Figura IV.2 Tamices empleados para separar la grava.....	60
Figura IV.3 Muestras del material (Sup) y construcción de la playa (Inf).	61
Figura IV.4 Dimensiones de la playa y diagrama de las variables que se midieron durante las pruebas preliminares	62
Figura IV.5 Arreglo, en planta, de los sensores de nivel.	63
Figura IV.6 Arreglo de los sensores de presión dentro de la playa, en planta y en perfil... 63	
Figura IV.7 Pantalla de entrada de datos para la calibración de los sensores de oleaje. .. 65	
Figura V.1 Variación de los perfiles 1 a 5, para altura de ola $H = 0.10$ m, y periodo $T = 1$ s.	70
Figura V.2 Variación de los perfiles 6 a 9, para altura de ola $H = 0.12$ m y periodo $T = 1$ s.	70
Figura V.3 Variación de los perfiles 10 a 14, para altura de ola $H = 0.14$ m y periodo $T = 1$ s.....	71
Figura V.4 Variación de los perfiles 15 a 19, para altura de ola $H = 0.16$ m, y periodo $T = 1$ s.....	71
Figura V.5 Variación de los perfiles 20 a 24, para altura de ola $H = 0.18$ m, y periodo $T = 1$ s.....	72
Figura V.6 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.10$ m, y $T = 1$ s.	73
Figura V.7 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 1$ s.	74
Figura V.8 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.14$ m, y $T = 1$ s.	75
Figura V.9 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.16$ m y $T = 1$ s.....	75
Figura V.10 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.18$ m, y $T = 1$ s.	76
Figura V.11 Variación del porcentaje de acumulación, contra el número de Iribarren, para periodo $T = 1$. (s).rotura iribarren.....	77
Figura V.12 Variación de los perfiles 31 a 35; $H = 0.10$ (m), y periodo $T = 2$. (s).....	78

Figura V.13 <i>Variación de los perfiles 26 a 30 para altura de ola $H = 0.12$ (m), y periodo $T = 2$. (s).</i>	78
Figura V.14 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.10$ m y $T = 2$ s.</i>	79
Figura V.15 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 2$ s.</i>	80
Figura V.16 <i>Diagrama del área de crecimiento de la playa seca.</i>	80
Figura V.17 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H=0.10$ m y $T=1$ s.</i>	82
Figura V.18 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H=0.12$ m y $T=1$ s.</i>	82
Figura V.19 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H = 0.14$ m y $T = 1$ s.</i>	83
Figura V.20 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H = 0.16$ m y $T = 1$ s.</i>	84
Figura V.21 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H = 0.18$ m y $T = 1$ s.</i>	84
Figura V.22 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H=0.10$ m y $T = 2$ s.</i>	85
Figura V.23 <i>Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H=0.12$ m y $T = 2$ s.</i>	86
Figura V.24 <i>Comparación del coeficiente de reflexión para $T=1$ s.</i>	86
Figura V.25 <i>Comparación del coeficiente de reflexión para $T=2$ s.</i>	87
Figura V.26 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 5 experimental, que corresponde a una $H=0.10$ m y $T=1$ s.</i>	88
Figura V.27 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 9 experimental, que corresponde a una $H=0.12$ m y $T=1$ s.</i>	88
Figura V.28 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 14 que corresponde a una $H=0.14$ m y $T=1$ s.</i>	89
Figura V.29 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 19 que corresponde a una $H=0.16$ m y $T=1$ s.</i>	89
Figura V.30 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 24 que corresponde a una $H=0.18$ m y $T=1$ s.</i>	90
Figura V.31 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 35 que corresponde a una $H=0.10$ m y $T=2$ s.</i>	90
Figura V.32 <i>Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 29 que corresponde a una $H=0.12$ m y $T=2$ s.</i>	91

Lista de tablas

Tabla III.1 <i>Valores Recomendados para "A"</i>	55
Tabla III.2 <i>Ecuaciones de Perfil de Equilibrio</i>	55
Tabla IV.1 <i>Resultados preliminares</i>	62
Tabla IV.2 <i>Distancias de los sensores de presión</i>	63
Tabla IV.3 <i>Distancias de los piezómetros medidas desde la pala</i>	64
Tabla IV.4 <i>Estados de oleaje y programa experimental</i>	65
Tabla V.1 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.10$ m y $T = 1$ s</i>	73
Tabla V.2 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 1$ s</i>	74
Tabla V.3 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.14$ m y $T = 1$ s</i>	74
Tabla V.4 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.16$ m y $T = 1$ s</i>	75
Tabla V.5 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.18$ m y $T = 1$ s</i>	76
Tabla V.6 <i>Variación del porcentaje de acumulación, contra el número de Iribarren</i>	77
Tabla V.7 <i>Variación del porcentaje de acumulación, contra el tren de olas, para $H = 0.10$ m y $T = 2$ s</i>	79
Tabla V.8 <i>Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 2$ s</i>	79
Tabla V.9 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.10$ m y $T = 1$ s</i>	81
Tabla V.10 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.12$ m y $T = 1$ s</i>	82
Tabla V.11 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.14$ m y $T = 1$ s</i>	83
Tabla V.12 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.16$ m y $T = 1$ s</i>	83
Tabla V.13 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.18$ m y $T = 1$ s</i>	84
Tabla V.14 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.10$ m y $T = 2$ s</i>	85
Tabla V.15 <i>Crecimiento de la playa seca $H = 0.120$ m y $T = 2$ s</i>	85

Lista de Símbolos

A,a, α	Amplitud de la ola
a_n, b_n, A_n, B_n	Coefficientes de Fourier
A_0, A_1	Coefficientes de ajuste lineal
B_0, B_1, B_2	Coefficientes de ajuste parabólico
β	Factor de corrección
C	Celeridad de la onda
ε	Función de error
e_L	Escala de longitud
e_v	Escala de velocidad
e_T	Escala de tiempo
e_W	Escala de peso
ν	Anchura espectral
Δf	Intervalo de frecuencia
f_c	Frecuencia de Nyquist
g	Aceleración debida a la gravedad
H	Altura de ola
H_{IA}	Altura de ola de inicio de avería
H_{AI}	Altura de ola de avería de Iribarren
H_d	Altura de ola de destrucción
h	Profundidad o tirante de agua
H_{rms}	Altura cuadrática media
H_{m_0}	Altura de ola asociada la momento de orden cero
\bar{H}	Altura media
k	Número de onda
L	Longitud de onda
m_n	Momento de orden n
m_0, m_1, m_2	Momento de orden cero, uno y dos
N	Número de datos que integran la señal
N_r, Y_r	Parámetros empleados en el ajuste lineal
N_0	Número de ondas individuales en todo el registro
η	Perfil de la superficie libre del agua
$\bar{\eta}_n$	Promedio aritmético del perfil corregido
$\eta_{máx}$	Punto más alto del registro de la señal
$\eta_{mín}$	Punto más bajo del registro de la señal
η_{rms}	Variación media cuadrática de la superficie libre del agua
$\eta(t^*)$	Perfil una vez aplicada la función ventana
T	Periodo asociado a la onda

t	Tiempo
Δt	Intervalo de tiempo
U_x	Componente en x de la velocidad orbital
U_y	Componente en y de la velocidad orbital
Δx	Separación entre sensores
σ, ω	Frecuencia angular
θ	Ángulo de incidencia
z_I	Componentes complejas del espectro incidente
z_R	Componentes complejas del espectro reflejado
$ R , K_R(j\Delta f)^2$	Coefficiente de reflexión
$\varphi(j\Delta f)$	Fase
Ir	Número de Iribarren
E	Porcentaje de acumulación
Tt	Longitud temporal del tren de olas
k	Número de onda

Capítulo I

Introducción

Introducción

El equilibrio de un sistema playa está en función del oleaje, el clima y sobre todo del tamaño del sedimento que se encuentra cerca de la costa, o que en muchos casos a sido arrastrado por corrientes que desembocan en el mar, y que por efecto del oleaje los sedimentos son transportados y a su vez van cambiando su forma y características físicas. Las playas en muchos casos, deben su forma a la topografía y al relieve del fondo marino que se encuentra cercano a la costa.

A pesar de que las playas se desarrollan en todas las latitudes también existen peculiaridades debidas al medio morfoclimático.

- Las playas que se encuentran en *climas fríos*, se ven favorecidas por la abundancia de materiales sueltos, de gran tamaño; que a pesar de la presencia de hielo en la línea de costa, que hace difícil la acumulación de sedimentos.
- Las playas de la *zona tropical*, se caracterizan por su longitud y la finura de sus materiales, aportados por los grandes ríos y/o el desgaste de material proveniente de acantilados, arrecifes o conchuela.
- Las playas de los dominios de la zona templada tienen gran cantidad de formas heredadas, sobre todo de formaciones periglaciares y glaciares. Pero además, las características del oleaje varía con las estaciones, lo que provoca períodos constructivos y destructivos, y gran movilidad de los depósitos.

Las playas corresponden al espacio en el que se desplazan los sedimentos transportados por la acción del oleaje cercano a la costa. Dicho espacio comprende desde los puntos extremos alcanzados por los guijarros lanzados por las olas más fuertes hasta las profundidades donde la oscilación, provocada por los grandes oleajes, aún moviliza los sedimentos más finos sobre el fondo.

Varios factores ayudan a explicar el sistema de distribución, si bien en primer lugar, es necesario identificar las posibles fuentes de aporte de los materiales de playa. La primera constituye una pared del acantilado y la plataforma costera adyacente, sometidas a una activa erosión del oleaje. La segunda, proviene del material transportado a la costa por los agentes que actúan en el proceso de arrastre. La tercera es el sedimento desplazado lateralmente a lo largo de la costa. La última fuente de material posible, es el sedimento suelto de la zona frente a la costa.

La procedencia de los depósitos de gravas se puede deducir estudiando la litología de los cantos. La mayoría son por lo general de procedencia local; no obstante, en muchas playas se observa también una pequeña proporción de componentes procedentes de zonas muy alejadas, que han recorrido largas e intrincadas rutas desde que fueron erosionadas por primera vez.

Cualesquiera que sea la morfología de las playas, se organizan según un perfil transversal más o menos regular pero, generalmente cóncavos. Su pendiente varía de modo sensible en función de las condiciones ofrecidas por el relieve costero submarino, de la fuerza de las olas, y más aún, del calibre de los elementos que estas movilizan.

La formación de las playas es resultado fundamentalmente de la acción del oleaje y de las derivas litorales, debidas sobre todo a la oblicuidad de éste en relación con la línea de costa que hacen posibles transferencias de materiales a lo largo de las costas, diferenciando distintos tipos de playas. Vistas en planta, las playas aparecen por lo general como curvas suaves con el lado cóncavo hacia el mar. Esto es evidente en pequeñas playas de bahía, pero se puede observar también a una escala mucho mayor en costas de transporte libre.

No hay duda alguna de que el perfil está controlado fundamentalmente por la acción de las olas. Se dice que son las olas potentes las capaces de mover, mayores cantidades de materiales y de mayor tamaño y las que ejercen una mayor influencia sobre la playa ya que tiende a adoptar una alineación paralela a la cresta de estas olas dominantes.

Los perfiles de las playas varían de acuerdo con la naturaleza de los materiales que las componen, se puede distinguir tres tipos comunes de playa; las compuestas por arena, las de gravas, y aquellas otras en las que existe un cordón de gravas que forma el margen más inferior o continental de un amplio abanico de arenas.

En el momento inicial de la acumulación se dan todas las condiciones favorables para que resulte frenada la propagación de olas y, consecuentemente disminuya su capacidad de transporte y su competencia erosiva. Al irse desplazando progresivamente desde mar abierto hacia las costas, todos los obstáculos que se presentan, tanto sumergidos (altos fondos, escollos, campos de algas) como emergidos (islas, cabos, puntas), provocan una acción de freno como consecuencia de la refracción, la difracción o de la reflexión que sufre el oleaje. De ello resulta la edificación de bancos litorales, que acaban por emerger. Cuando esto ocurre, las olas trituran los sedimentos y remodelan la acumulación con la energía liberada por la ruptura.

En la realidad, este perfil sigue siendo notablemente inestable y es retocado de forma continúa en función de la fuerza de las olas y del tamaño del material disponible.

Las playas de grava tienen un perfil con una pendiente muy inclinada, y con una berma muy pronunciada, por lo que en muchos casos caen dentro del tipo de playa reflectiva; la rotura del oleaje es del tipo voluta y colapso. Las bermas sobresalen del agua. Las mareas son parámetros importantes con respecto a la formación de las bermas y crestas.

Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es analizar el comportamiento hidráulico y morfológico de playas de grava sujetas a diversas condiciones de oleaje, a través del desarrollo de un

programa experimental encaminado a la revisión y medición de fenómenos como la interacción entre la playa y el oleaje, los cambios en el perfil transversal que genera el oleaje y la consecución de un eventual perfil de equilibrio para cada estado de oleaje.

En este sentido, los objetivos particulares que se han planteado son los siguientes:

- Determinar las variables en una playa de grava, que hacen que exista el posible arrastre de sedimentos.
- Identificar la acción de los trenes de ola sobre el perfil de la playa.
- Hallar los fenómenos de los que depende el crecimiento o la erosión de la playa seca.
- Observar y cuantificar la evolución de la reflexión.

Organización del trabajo

La presente Tesis se encuentra organizada en cinco capítulos, cuyo contenido se describe brevemente a continuación.

Capítulo I. Se presentan los conceptos fundamentales que permiten la representación matemática del oleaje, su caracterización y metodología de análisis. Entre los temas desarrollados se encuentra el análisis temporal y espectral del oleaje, técnicas que son de gran relevancia en el trabajo experimental que se presenta en los capítulos siguientes.

Capítulo II. Se describe de manera general el sistema playa, el origen de los sedimentos, de transporte y se hace énfasis en los perfiles de playa. El tema central de este capítulo es el concepto de perfil de equilibrio y la presentación de algunas expresiones que se encuentran en la literatura especializada para el cálculo de perfiles de equilibrio en playas.

Capítulo III. Se describe la instalación en la que se llevaron a cabo los experimentos, el tipo de modelos que se construyeron y las condiciones generales del diseño y preparación de los experimentos.

Capítulo IV. Se presenta el análisis de resultados en los temas de variación del perfil transversal, evolución de la reflexión y comparación del perfil medido en el laboratorio con perfiles teóricos.

Capítulo V. Se listan las principales conclusiones que se gestaron luego del análisis de los resultados experimentales y se indican las futuras líneas de trabajo que complementarían esta Tesis.

Capítulo II

Oleaje

II Oleaje

II.1 *Introducción*

Una onda es una perturbación periódica de una variable física, que evoluciona en el tiempo y en el espacio. En la realidad, se presentan formas complejas que se pueden idealizar como la superposición de formas simples. Los métodos analíticos, generalmente se desarrollan para ondas simples, considerando una celeridad y una repetición en el espacio, las cuales son características del movimiento ondulatorio.

Las ondas se clasifican según el tipo de movimiento, con respecto a la dirección de propagación, en ondas transversales y longitudinales; las ondas de mar se clasifican de acuerdo con la configuración de su superficie y con el movimiento de las partículas del fluido.

El oleaje es el resultado de perturbaciones inducidas por la acción de fuerzas que se presentan en la naturaleza sobre la superficie del mar, durante un periodo de tiempo, y que dan como resultado una serie de ondas de forma compleja. La más importante de estas fuerzas es la acción del viento.

II.2 *Clasificación del oleaje.*

La capacidad del oleaje para transformar su perfil es uno de los aspectos más característicos del mismo. Éste está formado simultáneamente por olas de alturas y períodos muy diferentes, moviéndose en diversas direcciones, generando patrones muy complejos en la forma de la superficie libre del mar (oleaje tipo *sea* Figura II.1). Por lo que, la irregularidad es una característica inherente al oleaje. Una vez que las olas abandonan la zona de influencia del viento que lo generó, cobran un estado más ordenado (oleaje tipo *swell* Figura II.2), reagrupándose y adquiriendo patrones más regulares, siendo capaces de viajar grandes distancias.

II.3 *Principales parámetros para caracterizar una onda*

Para entender el comportamiento del oleaje, se han desarrollado un sin fin de teorías, en un intento de explicar el fenómeno mediante modelos matemáticos. Así, para entender la generación y transformación del oleaje y consecuentemente el desarrollo de modelos, es necesario definir los parámetros necesarios y suficientes para su caracterización. Estos se describen a continuación (Figura II.3).

- ⊕ *Altura de ola (H)*, se define como la distancia vertical entre la cresta y el valle, en donde la cresta es la parte mas alta de la ola y el valle es la parte mas baja.
- ⊕ *Longitud de onda (L)*, es la distancia horizontal medida entre dos crestas o valles consecutivos.
- ⊕ *Periodo (T)*, tiempo que transcurre entre el paso de dos crestas consecutivas por el mismo punto.
- ⊕ *Celeridad (C)*, la velocidad de propagación, se calcula dividiendo la longitud de onda entre el periodo $C = \frac{L}{T}$.
- ⊕ *Profundidad (h)*, es la distancia vertical medida a partir del nivel del agua en reposo.
- ⊕ *Perfil de la superficie de agua (η)*, es desplazamiento de la superficie del agua con relación al nivel de aguas tranquilas.
- ⊕ *Amplitud de la ola(A)*, es igual a la mitad de la altura de la ola.



Figura II.1 Oleaje tipo SEA



Figura II.2 Oleaje tipo SWELL

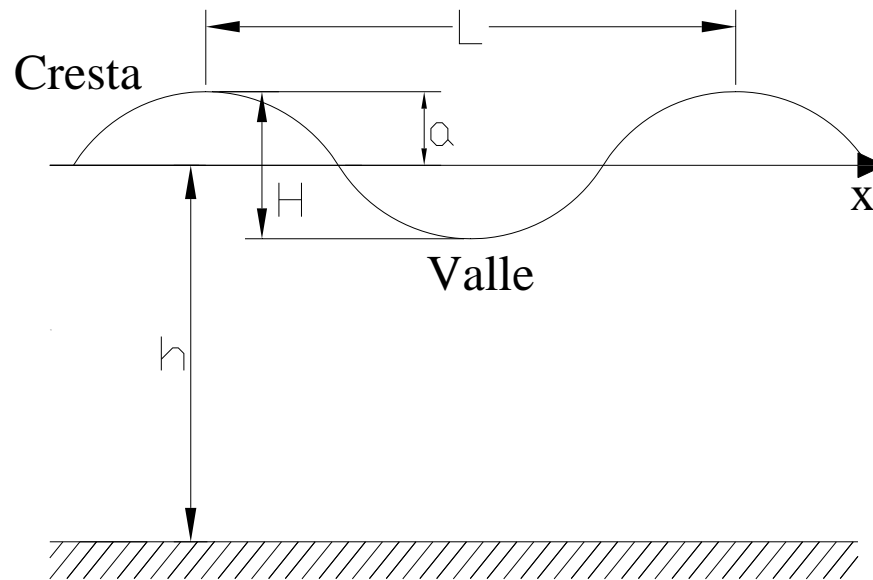


Figura II.3 Parámetros que caracterizan una onda

II.4 Procesos de transformación del oleaje

Durante su propagación el oleaje presenta transformaciones respecto de las condiciones con que fue generado. Estas afectaciones del oleaje se deben, al cambio en la batimetría del fondo y a la presencia de obstáculos, como escolleras, rompeolas o instalaciones portuarias.

Así, la predicción del oleaje, es decir, la estimación de sus características sobre las playas, la línea de costa y mar adentro, es de suma importancia para decidir y realizar un buen diseño de las obras marítimas.

Los principales procesos de transformación son refracción, difracción, reflexión, rotura, someramiento o la combinación de estos, dichos cambios se traducen en una variación de la altura de la ola, la disminución de la longitud de onda y en ocasiones, cambios en la dirección de propagación.

II.4.1 Refracción

Es el proceso de modificación de la orientación de las crestas de las olas por influencia del fondo (Figura II.4). En la práctica esta transformación es importante porque genera concentración o disipación de la energía del oleaje en ciertos tramos de la costa. En geomorfología litoral, explica el hecho de que para un mismo tipo de ola, la energía liberada en algunos sectores es mayor que en otros y esto tiene consecuencias en las formas de la línea de costa.



Figura II.4 Refracción del oleaje

II.4.2 Difracción

La difracción de las ondas es un fenómeno que ocurre cuando la propagación del oleaje es interrumpido por un obstáculo, por ejemplo, un rompeolas, instalaciones portuarias, escolleras o pequeñas islas, que genera una sesión de energía lateral.

El cálculo de los efectos de la difracción son importantes, ya que la distribución de la altura del oleaje, por ejemplo, en una bahía protegida o un puerto afecta directamente la navegación, así mismo el apropiado diseño y localización de la entrada a un puerto para evitar el rebase y la resonancia requiere el conocimiento de los efectos de la difracción.

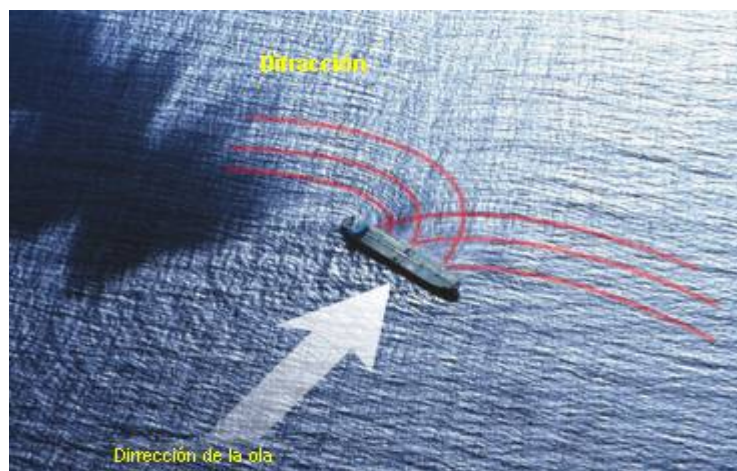


Figura II.5 Difracción del oleaje

II.4.3 Reflexión

El estudio de la reflexión es tan importante como los fenómenos antes descritos, cuando las olas encuentran un obstáculo (muro, espigón), éstas son reflejadas, es decir, re-enviadas en la dirección exactamente opuesta de la dirección de incidencia. Si las olas atacan oblicuamente el obstáculo, el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión. Además, si la estructura contra la que choca la ola es impermeable, la reflexión es máxima pudiendo

ocurrir resonancia, en cambio si el medio es permeable parte de la energía se disipa por los efectos de percolación, además de disminuir el efecto de la reflexión.



Figura II.6 Reflexión del oleaje debido a la presencia de rompeolas

II.4.4 Rotura

Cuando disminuye la profundidad, a medida que la ola se acerca a la costa, el fondo hace que la ola se deforme aumentando su altura y disminuyendo la longitud de la onda. Esto ocurre, de manera general, cuando el valor de la profundidad es cercano a la mitad de la longitud de onda. Una ola rompe cuando la parte delantera de la ola se hace muy abrupta debido al exceso de deformación. La rotura de las ondas ha sido clasificada dentro de cuatro grupos, *Decrestamiento*, (*Spilling*), *Voluta*, (*Plunging*), *Colapso*, (*Collapsing*) y *Oscilación* (*Surging*). Los cuatro tipos de rotura pueden ocurrir en aguas bajas, de acuerdo con la pendiente de la playa, pero solamente los tipos de rotura *Spilling* y el *Plunging* ocurren en aguas profundas normalmente inducidas por el efecto del viento.

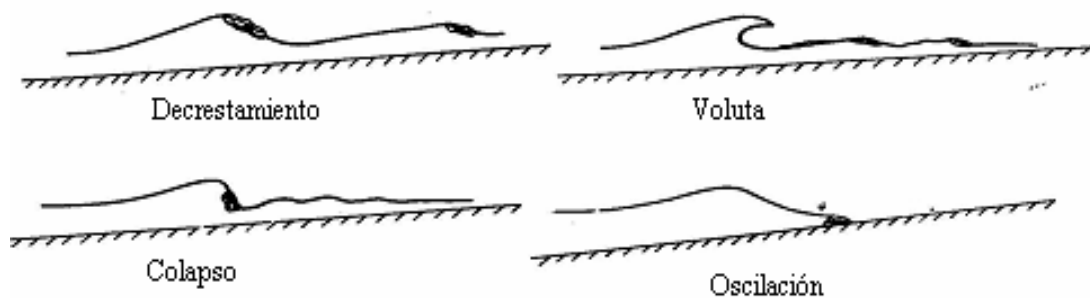


Figura II.7 Tipos de rotura del oleaje

II.5 Teorías de comportamiento del oleaje

Para poder analizar el oleaje es preciso utilizar un modelo que lo represente adecuadamente. Este modelo debe predecir con fiabilidad el comportamiento de las olas que se generan en la naturaleza o de forma sintética en el laboratorio, y debe

preferentemente, además, ser sencillo. Para ello son necesarias ciertas simplificaciones de la realidad. De hecho, el modelo más utilizado, tanto en la generación del oleaje como en su análisis, deriva de la teoría lineal del oleaje o teoría de pequeña amplitud. Pero la situación que presenta en la naturaleza o se reproduce en el laboratorio, al aplicar la teoría lineal podría alejarse de la realidad y sería necesaria la aplicación de otras teorías de propagación del oleaje.

La propagación de oleaje en un fluido es un proceso no lineal. Por lo que, para poder aplicar un modelo que represente fácilmente su comportamiento es necesario que se realicen algunas consideraciones o simplificaciones para su análisis físico y matemático, las más comunes son las siguientes:

- ⊕ La propagación del oleaje es un problema tridimensional pero puede ser simplificado en uno de dos dimensiones donde u y w expresan las componentes verticales y horizontales de la velocidad de las partículas de agua.
- ⊕ El agua puede ser considerada como un fluido incompresible y sin viscosidad
- ⊕ El comportamiento del fluido es prácticamente irrotacional
- ⊕ El fondo es fijo e impermeable
- ⊕ La única fuerza exterior que tiene efecto sobre el fluido es la gravedad de la tierra
- ⊕ La ola es periódica y regular
- ⊕ El efecto de Coriolis es despreciable
- ⊕ La tensión superficial es despreciable

Las teorías de onda que más se utilizan para el diseño de obras marítimas son:

- ☞ Teoría lineal o de Airy
- ☞ Teoría de Stokes (segundo, tercer o quinto orden)
- ☞ Teoría Senoidal
- ☞ Teoría de la función flujo gradiente
- ☞ Teoría hiperbólica de ondas
- ☞ Teoría de la onda solitaria

II.6 Fuentes de datos del oleaje.

Existen muchas maneras de obtener estos datos, lo más común es que se realice a través de equipos que registran la variación de la superficie libre del agua de forma directa o indirecta. Sin embargo, un aspecto importante es saber tratar las señales digitales que son enviadas a través de los equipos, para caracterizar al oleaje a través de modelos estadísticos o analíticos. Cabe señalar que a grandes rasgos las fuentes de datos más comunes pueden ser de los siguientes tipos:

Instrumental directo

- Medidores de resistencia (sensores de nivel)
- Equipos acústicos (hidrófonos)
- Sensores de presión

No instrumental o instrumental directo

- Equipos ópticos (cámaras de video y satelitales)
- Datos visuales (medidos por barcos en ruta)
- Retroanálisis o predicción basados en información de datos meteorológicos (p.e. a través de modelos paramétricos y de tercera generación como el WAM, *wave action model*).

II.7 Descripción estadística

II.7.1 Hipótesis básicas.

II.7.1.1 El oleaje como proceso estocástico.

En general, las olas en el mar no son regulares, es decir no tienen regularidad con respecto al tiempo, sino que, por el contrario, el oleaje es un proceso esencialmente aleatorio. El oleaje puede ser considerado en términos prácticos como un conjunto de ondas viajando en diferentes direcciones, θ_i , con diferentes amplitudes, a_i , frecuencias, σ_i , y fases, ε_i , de tal forma que puede ser estudiado como una superposición lineal de ondas armónicas simples, es decir que el perfil de la superficie libre, $\eta_i(x,y,t)$, puede ser descrito como:

$$\eta(x, y, t) = \sum a_i \cos \left[\frac{\sigma_i^2}{g} (x \cos \theta_i + y \sin \theta_i) - \sigma_i t + \varepsilon_i \right] \quad (\text{II.1})$$

donde

a	amplitud
σ	frecuencia angular ($2\pi/T$)
T	periodo de la onda
θ	ángulo de incidencia con respecto al eje X
ε	fase
x,y	posición espacial de la onda
t	tiempo

Dado que el oleaje es un fenómeno aleatorio, debe de realizarse un análisis estadístico, considerándolo como un proceso estocástico, resultado de un experimento, en el cual no es un número sino una función. En el caso del oleaje una realización corresponde a una muestra, la cual es resultado de una observación o medición.

La superficie del mar $\eta(t)$, en un instante, t_i , es claro que es una variable aleatoria, ahora considerando para n instantes, $\eta(t)$, es una variable enedimensional, de tal manera que si se conoce su distribución de probabilidad, el proceso queda definido. Estas distribuciones deben, satisfacer las condiciones de simetría y de compatibilidad. Con estas condiciones el proceso $\eta(t)$ queda definido, sin embargo es necesario conocer todas las funciones de

distribución para cualquier η . Con la teoría de correlación se simplifica el estudio de estos procesos, ya que ésta toma en cuenta los dos primeros momentos del proceso:

El valor medio, $\mu_{\eta}(k)$, queda definido como

$$\mu_{\eta}(k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} \eta_k(t) dt \quad (\text{II.2})$$

La función de correlación (o autocorrelación), $R_{\eta\eta}(k)$, se expresa como

$$R_{\eta\eta}(k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T \eta_k(t) \eta_k(t + \tau) dt \quad (\text{II.3})$$

La media y la función de autocorrelación determinan completamente al proceso $\eta(t)$, si se considera que todas las distribuciones son gaussianas. Aun así el proceso es bastante complejo, por lo cual es necesario considerar dos hipótesis más: *estacionariedad* y *ergodicidad*.

II.7.1.2 El oleaje como un proceso estacionario

Se puede considerar estacionario aun fenómeno físico, cuando las características externas que influyen en él permanecen constantes durante cierto período de tiempo, durante este tiempo se dice que debido a la inercia del fenómeno, existe un cierto equilibrio entre las fuerzas generadoras y restauradoras que intervienen, este período de tiempo es conocido como estado de mar. Admitida la estacionariedad en el oleaje, se deduce que el valor medio es una constante dada por:

$$\mu(k) = \mu \quad (\text{II.4})$$

Y la función de correlación depende sólo de la diferencia $\tau = t + \tau$.

$$R_{\eta\eta}(k) = R_{\eta\eta} \quad (\text{II.5})$$

II.7.1.3 El oleaje como proceso ergódico.

“Si un proceso aleatorio $\eta(t)$ es estacionario y $\mu(k)$ y $R_{\eta\eta}(k)$ definido en las ecuaciones (II.4)(II.4) y (II.5) no difiere cuando se calcula en diferentes muestras, se dice que el proceso es ergódico” (ref 3). La descripción de un proceso de un estado de mar a partir de un único registro temporal se basa en admitir que se trata de un proceso ergódico y estacionario.

II.7.2 Análisis temporal de estados de mar

La caracterización del clima marítimo y sus estados de mar a partir de señales de oleaje medidas en campo o en el laboratorio a partir de simulaciones, puede ser realizada bajo dos perspectivas de análisis, una temporal y otra frecuencial, ambas complementarias y no excluyentes.

El análisis en el dominio del tiempo (temporal) considera las propiedades estadísticas, parámetros y distribuciones con respecto al desplazamiento de la superficie libre. Mientras que el análisis espectral o en el dominio de la frecuencia (frecuencial) basa su tratamiento en el concepto de superposición lineal de las ondas en la señal de oleaje, bajo este supuesto, a través de la transformada rápida de Fourier (FFT), se estima la función de distribución espectral para obtener propiedades y parámetros que permitan definir un estado de mar.

II.7.2.1 La muestra

Generalmente, la muestra que se utiliza para realizar la descripción estadística temporal de un estado de mar es un registro de oleaje medido por un aparato, por lo general un sensor de presión, ubicado en algún punto del mar, normalmente en profundidades someras no muy lejos de la costa o bien en el laboratorio si se trata de la realización de modelos.

Se admite entonces, que estos registros tendrán un aspecto similar al de la Figura II.8, en la que se muestran los parámetros fundamentales que definen al oleaje, tales como: la altura de ola (H) y su período asociado (T).

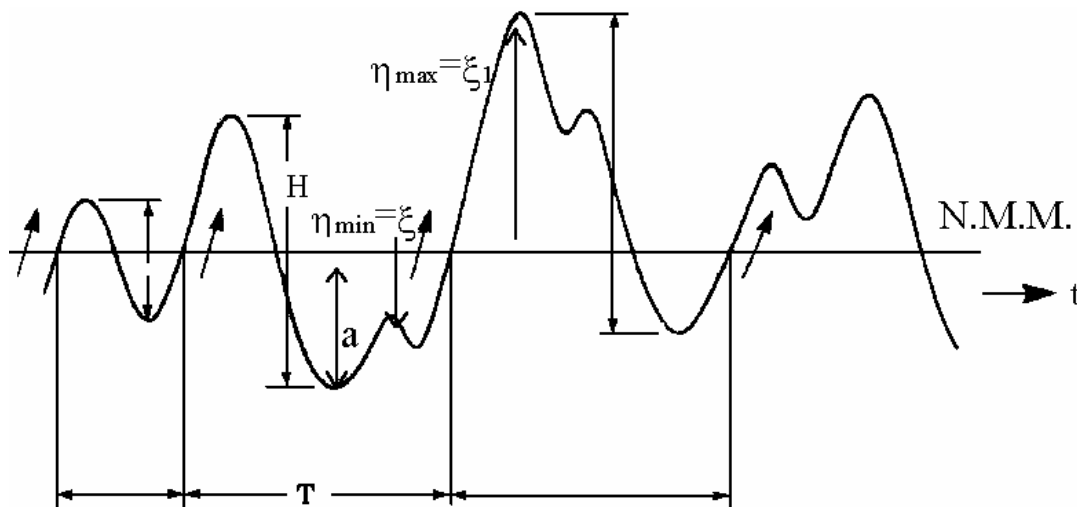


Figura II.8 Parámetros que definen al oleaje (Tomada de Silva, 2005)

Como primer término se considera el análisis estadístico de la muestra, con lo que se calculan, para el caso de las alturas y períodos de ola, los parámetros estadísticos que se indican a continuación:

Número de sucesos

N

Media	$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$
Media cuadrática	$X_m^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i^2$
Media de los N/n valores mayores	$X_{1/n}$
Casos particulares	$X_{1/3}$ valor significativo o $X_{1/10}$ valor un décimo
Valor máximo del parámetro en la muestra	$X_{máx}$

Antes evaluar los parámetros descritos anteriormente, es necesario realizar algunas operaciones matemáticas que ayuden a evitar errores en el cálculo de los parámetros, sin alterar la información estadística contenida en la muestra, para ello se considera la siguiente metodología, bajo el dominio del tiempo:

1. Corrección del nivel medio
2. Caracterización de la señal (separa H y T)
3. Estimación de cruces
4. Evaluación de parámetros y velocidades orbitales.
5. Determinación de la dirección del oleaje

A continuación se describe a detalle cada uno de los pasos y métodos existentes para llevar a cabo un análisis temporal.

II.7.2.2 Corrección del nivel medio

Generalmente, los registros de oleaje están afectados por la influencia de la variación de la marea, en algunos casos el impacto que tiene sobre el nivel medio del registro es muy grande. Es por ello que se hace necesario realizar la corrección de dicho nivel, y de esa forma evitar distorsiones en el análisis estadístico.

Existen tres procedimientos fundamentales para llevar a cabo esta corrección.

Media aritmética o corrección de orden cero. Consiste en obtener la media aritmética de la superficie libre para todo el registro, para posteriormente restarla a cada dato.

$$\bar{\eta}_n = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \eta_n \quad (\text{II.6})$$

Este procedimiento es adecuado cuando los efectos de marea no tiene gran impacto el registro del oleaje, es decir cuando es de magnitud pequeña, relativa a la profundidad a la que se mide.

Corrección lineal o de orden uno. La ecuación para realizar esta corrección se obtiene por medio del método de mínimos cuadrados, tal que:

$$\bar{\eta}_n = A_0 + A_1 n \quad : \quad n = 1, 2, \dots, N \quad (\text{II.7})$$

donde,

$$A_0 = \frac{N_2 Y_0 - N_2 Y_1}{N_0 N_2 - N_1^2} \quad (\text{II.8})$$

$$A_1 = \frac{N_0 Y_1 - N_1 Y_0}{N_0 N_2 - N_1^2} \quad (\text{II.9})$$

$$N_r = \sum_{n=1}^N n^r \quad (\text{II.10})$$

$$Y_r = \sum_{n=1}^N n^r \eta_n \quad (\text{II.11})$$

N denota el número de puntos en la muestra

Esta corrección es adecuada si se tiene un registro de oleaje superpuesto a una onda de marea semidiurna y además tiene una duración menor a que el periodo de la marea, y si se encuentra en la franja de ascenso, zona 1 de la Figura II.9.

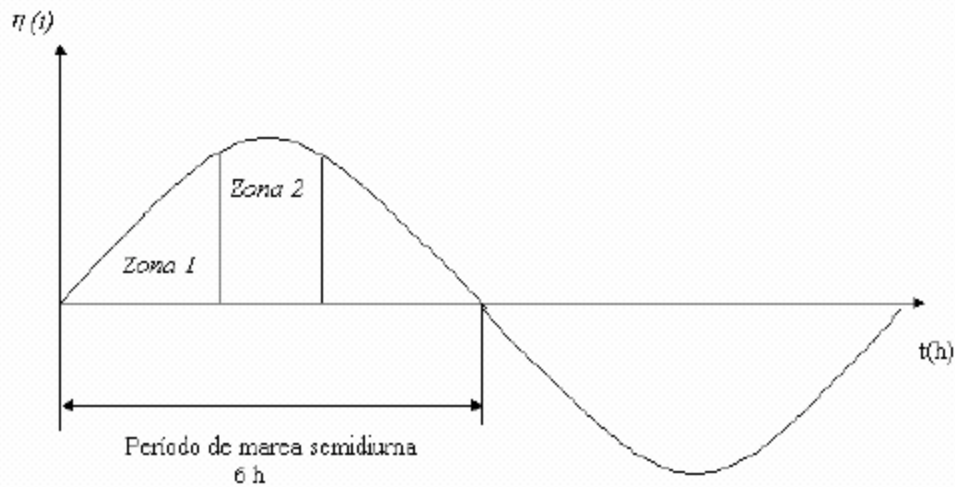


Figura II.9 Marea Semidiurna (Tomada de Silva, 2005).

Corrección Parabólica o de segundo orden. Siguiendo una metodología similar a la corrección lineal, se obtiene una expresión de segundo grado. Esta corrección queda expresada de la forma siguiente:

$$\bar{\eta}_n = B_0 + B_1 n + B_2 n^2, \quad n = 1, 2, \dots, N \quad (\text{II.12})$$

$$\begin{aligned}
B_0 &= \frac{1}{\Delta} \left[Y_0 (N_2 N_4 - N_3^2) + Y_1 (N_2 N_3 - N_1 N_4) + Y_2 (N_1 N_3 - N_2^2) \right], \\
B_1 &= \frac{1}{\Delta} \left[Y_0 (N_2 N_3 - N_1 N_4) + Y_1 (N_0 N_4 - N_2^2) + Y_2 (N_1 N_2 - N_0 N_3) \right] \\
B_2 &= \frac{1}{\Delta} \left[Y_0 (N_1 N_3 - N_2^2) + Y_1 (N_1 N_2 - N_0 N_3) + Y_2 (N_0 N_2 - N_1^2) \right] \\
\Delta &= N_0 N_2 N_4 + 2 N_1 N_2 N_3 - N_2^3 - N_0 N_3^2 - N_1^2 N_4
\end{aligned} \tag{II.13}$$

Si un registro indica la presencia de variaciones de largo período, del orden de minutos, en el nivel medio, se deberá aplicar un filtro numérico

Está se emplea, cuando, además de que la influencia de ondas largas es importante, la muestra se encuentra en la zona 2.

Una vez que se ha aplicado cualquiera de las metodologías descritas anteriormente, la corrección se realiza restando el valor medio del valor original de cada uno de los datos, lo que queda expresado en la siguiente ecuación:

$$\eta_{icorregida} = \eta_{ideregistro} - \bar{\eta}_{ipromediocorregido} \tag{II.14}$$

II.7.2.3 Parametrización de la señal

Una vez que se ha corregido el nivel medio, se debe parametrizar la señal, esto es, calcular las alturas y períodos de ola. Para este propósito existen diversos métodos, los cuales se enuncian a continuación:

II.7.2.3.1 Método de pasos ascendentes por cero

Este método se basa en definir las olas en el cambio de signo de negativo a positivo, a través del siguiente criterio:

$$\eta_i \cdot \eta_{i+1} < 0 \qquad \eta_{i+1} > 0 \tag{II.15}$$

donde η_i representa el iésimo dato de la elevación de la superficie después de la corrección del nivel medio.

El periodo, T, en el cual cruza el nivel medio se determina por medio de una interpolación lineal entre el tiempo de muestreo de η_i y η_{i+1} . La diferencia en tiempo de este punto al siguiente paso ascendente define el período, y se expresa como:

$$t_a = \frac{\eta_{i+1} t_i - \eta_i t_{i+1}}{\eta_{i+1} - \eta_i} \quad ; \quad t_b = \frac{\eta_{i+1} t_i - \eta_i t_{i+1}}{\eta_{i+1} - \eta_i}$$

$$T = t_b - t_a \quad (\text{II.16})$$

La condición para definir un máximo en el perfil es:

$$\eta_{i-1} < \eta_i \quad \text{y} \quad \eta_i > \eta_{i+1} \quad (\text{II.17})$$

Para eliminar el problema de subestimación del máximo real entre dos puntos discretos, se deben estimar el tiempo y la elevación máxima después de ajustar la curva parabólica en función de los tres puntos η_{i-1} , η_i y η_{i+1} . La ecuación para el ajuste parabólico se puede expresar mediante las formulas siguientes:

$$\eta_{\max} = C - \frac{B^2}{4A} \quad (\text{II.18}) \quad \text{y} \quad t_{\max} = t_i - \frac{\Delta t B}{2A} \quad (\text{II.19})$$

donde,

$$A = \frac{1}{2}(\eta_{i-1} - 2\eta_i + \eta_{i+1}) \quad ; \quad B = \frac{1}{2}(\eta_{i+1} - \eta_{i-1}) \quad ; \quad C = \eta_i$$

Para determinar la altura de ola, el punto más alto sobre la elevación de la superficie libre debe ser encontrado dentro del intervalo entre dos pasos ascendentes. Una vez que se identificó este punto, se denota como η_i y entonces η_{\max} es estimada por medio de las ecuaciones anteriores. El punto más bajo o valle de la elevación, η_{\min} es calculado por medio de un proceso similar.

La altura de ola se calcula como la diferencia del valor máximo, η_{\max} , menos el mínimo, η_{\min} .

$$H = \eta_{\max} - \eta_{\min} \quad (\text{II.20})$$

II.7.2.3.2 Método de pasos descendentes por cero

Este método es análogo al de pasos ascendentes por cero, la única diferencia es que las olas se definen en el cambio de signo de positivo a negativo, como se puede ver en la Figura II.10.

II.7.2.3.3 Método de distancia entre crestas

Debido a la asimetría natural que se presenta en el oleaje, es decir, que no se tiene el mismo número de puntos del lado positivo que del negativo, el IAHR recomendó en 1986 que una altura de ola se debe definir a partir de la distancia entre cresta y cresta de la serie, tal como se muestra en la siguiente Figura II.11.

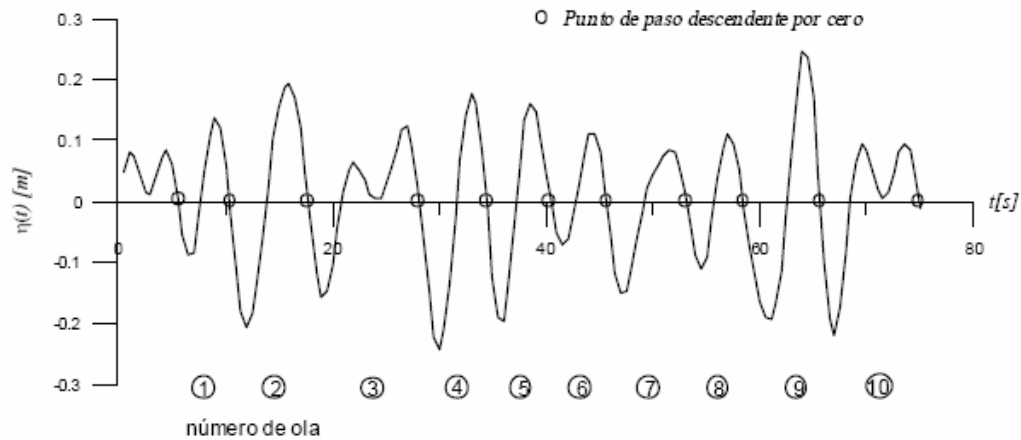


Figura II.10 Definición de olas por el método de pasos descendentes. (Tomada de Silva, 2005)

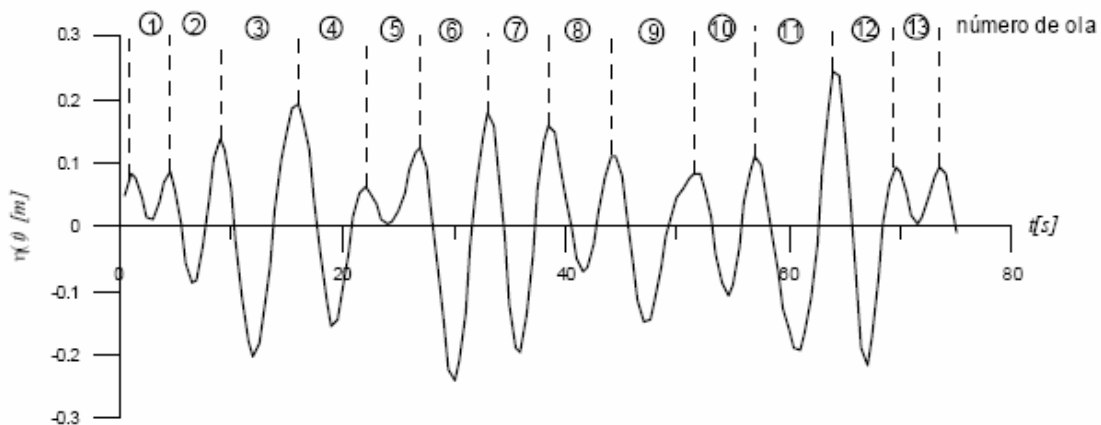


Figura II.11 Definición de olas por el método de distancia entre crestas. (Tomada de Silva, 2005)

II.7.2.3.4 Método de distancia entre valles

Este método es semejante al anterior, solo que en este método es necesario encontrar los mínimos para separar las olas.

Estos dos últimos métodos no son de aplicación extendida, pues presentan el inconveniente de agregar a la estadística olas pequeñas que tenderán a distorsionar los resultados.

II.7.2.4 **Determinación de los parámetros del oleaje**

Corregido el nivel medio será necesario determinar los parámetros estadísticos más importantes que definen a un estado de mar a partir de una serie de tiempo y son:

Variación del nivel medio del mar (set-up ó set-down):

$$\bar{\eta}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i \quad (\text{II.21})$$

donde,

η_i elevación de la superficie libre del mar en el tiempo t_i .
 N número de eventos o datos que componen la muestra.

La variación de la media cuadrática (la varianza) de superficie del agua, η_{rms}^2 :

$$\eta_{rms}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i^2 \quad (\text{II.22})$$

La altura media y el período medio:

$$\bar{H} = \frac{1}{N_0} \sum_{i=1}^{N_0} H_i \quad (\text{II.23}) \quad ; \quad \bar{T} = \frac{1}{N_0} \sum_{i=1}^{N_0} T_i \quad (\text{II.24})$$

donde,

N_0 número de olas individuales de todo el registro.
 H_i altura de ola.
 T_i período de ola.

La altura cuadrática media:

$$H_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N_0} \sum_{i=1}^{N_0} H_i^2} \quad (\text{II.25})$$

La falta de oblicuidad o asimetría se calcula mediante la siguiente expresión:

$$Skw = \frac{1}{N_0 \eta_{rms}^3} \sum_{i=1}^{N_0} \eta_i^3 \quad (\text{II.26})$$

II.7.2.5 Parámetros relevantes

Existen otros parámetros importantes que caracterizan a un estado de mar tales como: altura significativa o un tercio, ola un medio, así como sus periodos asociados, para calcularlos se realiza el ordenamiento de mayor a menor de los valores correspondientes de altura-periodo de ola. Se define, $H_{1/3}$ como la media aritmética del 33% de las alturas de ola más altas y

$H_{1/2}$ representa el 50% de las olas más altas, de la misma forma para $H_{1/10}$, $H_{1/100}$, $H_{1/1000}$. Para alturas de oleaje que se ajustan a una distribución tipo Rayleigh, se cumple:

$$\begin{aligned} H_{1/3} &= 1.41H_{rms} & H_{1/100} &= 2.36H_{rms} \\ H_{1/10} &= 1.80H_{rms} & H_{rms} &= \left[\frac{\sum H_i^2 \cdot f}{\sum f} \right]^{1/2} \end{aligned} \quad (\text{II.27})$$

donde,

f frecuencia.
 H_i altura del registro i -ésimo.

En los casos en los que los equipos de medición proporcionen datos de corriente es conveniente determinar la media y el valor máximo para ambas componentes, a partir de las siguientes expresiones:

$$\bar{Ux} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Ux_i \quad (\text{II.28})$$

$$\bar{Uy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Uy_i$$

II.7.3 Determinación de la dirección del oleaje

Si se observa la naturaleza, resulta claro que el oleaje no se propaga en una dirección específica, sino que se distribuye a lo largo de varias direcciones, dependiendo de la intensidad del viento o de la zona de generación.

A continuación, se describe la metodología recomendada para determinar la dirección del oleaje:

1. Procesar y almacenar ambas velocidades orbitales, Ux y Uy .
2. Estimar los valores medios por registro
3. Dibujar ambas velocidades en el sistema de referencia del aparato XY
4. Rotar el sistema de referencia XY los grados que indica la brújula en el aparato.
5. Determinar el sentido del oleaje de acuerdo con la posición de la costa.

II.7.4 Análisis espectral de estados de mar

Este tipo de análisis, se basa en el estudio del espectro, el cual tiene un sin fin de formas, y representa como está distribuida la energía del oleaje en función de las frecuencias de la señal, y sus propiedades en el dominio de la frecuencia.

El modelo matemático del oleaje que se utiliza supone que una señal de superficie libre del mar es resultado de una suma de un gran número de ondas sinusoidales cuyas amplitudes vienen dadas por:

$$a_{2j+1}^2 = 2S(\omega_{2j+1})[(\omega_{2j+2} - \omega_{2j})] \quad (\text{II.29})$$

o bien,

$$a_i^2 = 2S(\omega_i)\Delta\omega_i \quad (\text{II.30})$$

Bajo esta consideración es consistente el uso de la teoría lineal de Airy, siendo posible afirmar que la energía contenida en la banda de frecuencia $\Delta\omega_i$ está asociada a una onda obtenida por unidad de superficie definida como:

$$\frac{1}{8}\rho g H^2 = \frac{1}{2}\rho g a^2 = \frac{1}{2}\gamma a^2 \quad (\text{II.31})$$

donde γ representa el peso específico del agua de mar.

De las ecuaciones anteriores se tiene que la energía por unidad de superficie contenida en la banda de frecuencias $\Delta\omega_i$, queda expresada como:

$$\frac{1}{2}\gamma[2S(\omega_i)\Delta\omega_i] \quad (\text{II.32})$$

Por lo que la energía total del oleaje por unidad de superficie será:

$$\frac{1}{2}\gamma\left[\sum_i 2S(\omega_i)\Delta\omega_i\right] \quad (\text{II.33})$$

o bien,

$$\text{Energía} = \frac{1}{2}\gamma \int_0^\infty 2S(\omega)d\omega \quad (\text{II.34})$$

El fenómeno queda perfectamente definido mediante el espectro si se aceptan las hipótesis estadísticas que permiten estudiarlo. La precisión en el cálculo de la función de distribución espectral es muy importante para la validación del estudio a través de este tipo de análisis. El tratamiento al cual será sometida la serie es, en consecuencia, bastante subjetiva y en cada caso debe estudiarse la resolución espectral y el nivel de confianza que se desea tener para la estimación de los parámetros.

Para calcular los valores del espectro se hace uso de las series de Fourier. Para simplificar este procedimiento se utiliza la transformada rápida de Fourier (FFT), con lo que se reduce en gran medida el número de operaciones necesarias para su obtención más cortas.

La condición necesaria recomendable, para realizar un análisis adecuado, es que los registros contengan mínimo 100 olas y que el intervalo, Δt , de muestreo sea de una décima a una vigésima parte del período significativo, $T_{1/3}$, para así poder estimar la máxima frecuencia, conocida como *frecuencia de Nyquist*:

$$f_c = \frac{1}{2\Delta t} \quad (\text{II.35})$$

A continuación se presenta la metodología para realizar el análisis espectral del oleaje:

1. Corrección del nivel medio
2. Aplicación de una función ventana
3. Estimación de las componentes de Fourier
4. Cálculo del espectro de energía
5. Suavizado de espectro de energía
6. Parámetros espectrales
7. Estimación de la dirección del oleaje

De manera semejante a lo que se describió en el análisis temporal, antes de determinar los parámetros que caracterizan al oleaje, es necesario realizar correcciones al registro para evitar la presencia de distorsiones en el espectro denominado *efecto de solapamiento o aliasing*.

II.7.4.1 Corrección del nivel medio

Debido a la presencia de mareas o de ondas largas en el registro es necesaria la corrección del nivel medio. Esto se realiza mediante la aplicación de un filtro espectral, que consiste en eliminar o filtrar la energía debida a la influencia de mareas o de ondas largas, generalmente menores a 0.02Hz. y se acepta que el oleaje está formado por una suma de ondas sinusoidales, tal que la superficie libre se representa como:

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^{N/2} [a_n \cos(2\pi f_n t) + b_n \sin(2\pi f_n t)] \quad \text{para} \quad 0 \leq t < t_{\text{máx}} \quad (\text{II.36})$$

a_n y b_n son los coeficientes de Fourier.

Si no existe la influencia de ondas largas la corrección se puede realizar empleando las correcciones consideradas para el análisis temporal.

II.7.4.2 Función Ventana

Con al finalidad de evitar las discontinuidades que se pudieran presentar al unir los extremos de la señal y antes de realizar un análisis armónico, una vez que se ha corregido el nivel medio, se procede a la corrección de los datos que conforman a dicha señal. Este proceso es conocido como la aplicación de una función ventana y se expresa como:

$$\eta(t_*) = b(t)\eta(t) \quad (\text{II.37})$$

donde,

$\eta(t_*)$ perfil una vez aplicado una función ventana (corregido).

$b_i(t)$ se le conoce como profundidad de peso, $i = 1, 2$.

$\eta(t)$ perfil sin corrección.

Las funciones ventana mas utilizadas son las siguientes:

$$\text{Ventana tipo trapezoide} \quad b_1(t) = \begin{cases} \frac{t}{l} & : 0 \leq t \leq l \\ 1 & : l \leq t \leq N-l \\ \frac{N-t}{l} & : N-l < t \leq N \end{cases}$$

$$\text{Ventana tipo coseno} \quad b_2(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 - \cos\left(\frac{\pi t}{l}\right) \right] & : 0 < t < l \\ 1 & : l \leq t \leq N-l \\ \frac{1}{2} \left[1 - \cos\left(\frac{\pi(N-t)}{l}\right) \right] & : N-l < t \leq N \end{cases}$$

donde,

$l = 0.1N$

t instante analizado, $t = 1, 2, 3, \dots, N$

N total de datos que constituyen a la muestra.

Cuando se aplica la función ventana a una señal, el espectro de energía decrece, y los valores estimados son mucho menores que los reales, por lo que se deben multiplicar por un factor de corrección antes de evaluar la función de densidad espectral. Dicho factor se calcula como:

$$\beta = \frac{N}{\sum_{n=1}^N [b(t_i)^2]} \quad (\text{II.38})$$

II.7.4.3 Cálculo de los coeficientes de Fourier

El cálculo se hace usando la técnica de la transformada rápida de Fourier ,FFT por sus siglas en ingles, sin embargo, los algoritmos convencionales para su cálculo presentan una limitación en cuanto a que la longitud del registro debe ser una potencia de 2, esto es, el número de puntos o datos N del registro debe cumplir: $N = 2^m$. Por lo tanto cuando se programan los aparatos de medición de oleaje se procura que los datos cumplan con esta restricción, y en caso contrario el número de datos se ajusta ya sea eliminando el exceso de datos de la parte inicial o final del registro, o añadiendo los ceros necesarios al final del registro.

El problema fundamental de la adición de ceros es que se reduce el nivel de la energía total. La corrección a este problema se puede tratar de forma análoga al de la función ventana.

El algoritmo de cálculo de la transformada rápida de Fourier se incluye como anexo A de este trabajo.

II.7.4.4 Cálculo del espectro

La función de densidad espectral $S(f_n)$, es calcula da mediante la FFT de las serie de datos de superficie libre $\eta(t)$, y se define a través de las siguientes expresiones:

$$S(f_n) = 0 \quad \text{para } n = 0 \quad (\text{II.39})$$

$$S(f_n) = \frac{1}{2\Delta f} |2F(f_n)|^2 \quad \text{para } n = 1, \dots, \frac{N}{2} \quad (\text{II.40})$$

donde $f_n = n\Delta f$. El intervalo de frecuencia Δf , se define a partir de la duración de la serie de tiempo, t_{\max} , tal que:

$$\Delta f = \frac{1}{t_{\max}} = \frac{1}{N\Delta t} \quad (\text{II.41})$$

El espectro obtenido a partir de este procedimiento tiene una gran resolución estadística, sin embargo, para los casos de señales que contienen mucho ruido, es decir perturbaciones, la fiabilidad estadística disminuye.

Es por este motivo es conveniente emplear un procedimiento de suavizado del espectro, con el fin de aumentar la fiabilidad a costa de perder resolución.

II.7.4.5 Suavizado del espectro

Ya que se ha estimado el espectro, se observa que los valores fluctúan en torno a los valores del espectro real, para atenuar este comportamiento se realiza un suavizado del espectro utilizando una función de peso. Siendo las de mayor uso las siguientes:

Filtro rectangular

$$W_1(f_j) = \frac{1}{m}; \quad -\left[\frac{(m-1)}{2}\right] \leq j \leq \left[\frac{m}{2}\right]$$

m representa el número de valores no suavizados que se utilizaron para el promedio.

Filtro triangular

$$W_2(f_j) = \frac{1}{W_2} \left\{ 1 - \frac{|j|}{\left[\frac{(m-1)}{2}\right]} \right\}; \quad -\left[\frac{(m-1)}{2}\right] \leq j \leq \left[\frac{m}{2}\right]$$

Filtro parabólico

$$W_3(f_j) = \frac{1}{W_3} \left\{ 1 - \left(\frac{j}{\left[\frac{(m-1)}{2}\right]} \right)^2 \right\}; \quad -\left[\frac{(m-1)}{2}\right] \leq j \leq \left[\frac{m}{2}\right]$$

Una vez determinada la función de peso está es aplicada al espectro, que en la práctica se calcula como un promedio ponderado y deforma discreta:

$$\hat{S}(f) = \sum_{j=k-m}^{j=k+m} W(f_k - f_j) S(f_j) \quad (\text{II.42})$$

donde,

- $\bar{S}(f)$ espectro suavizado.
- W función de peso utilizada.
- $S(f_i)$ es el espectro sin suavizar.

Cuando el registro es suficientemente largo, algunos tramos del mismo pueden considerarse representativos del estado de mar que se está estudiando. Es posible elegir varios segmentos de la misma longitud y promediar las estimaciones obtenidas para cada uno de ellos:

$$\hat{S}(f_*) = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^{n_s} S_n(f_j) \quad (\text{II.43})$$

donde,

- n_s número de segmentos tomados.
- $\hat{S}(f_*)$ espectro de energía promediado.
- $S_n(f_j)$ espectro de energía j-ésimo.

II.7.4.6 Parámetros espectrales

Todos los parámetros espectrales se calculan a partir de sus diferentes momentos. El momento de orden “ n ” respecto al origen se define mediante la siguiente expresión:

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n S(f) df \quad (\text{II.44})$$

donde $S(f)$ es la función densidad espectral y f es la frecuencia.

También se puede expresar en forma discreta como:

$$m_n = \Delta f \sum_{i=1}^N f_i^n S(f_i) \quad (\text{II.45})$$

Anchura Espectral

Cartwright y Longuet-Higgins en 1956 proponen un parámetro para describir la anchura espectral \mathcal{E}

$$\mathcal{E} = \left[1 - \frac{m_2^2}{m_0 m_4} \right]^{1/2} \quad (\text{II.46})$$

Si el espectro es de banda angosta \mathcal{E} tiende a 0, si es de banda ancha \mathcal{E} tiende a 1.

Dado a que la estimación del momento de cuarto orden es muy sensible en los valores que se tienen en altas frecuencias, para espectros que definen un estado de mar este parámetro algunas ocasiones no es representativo ya que puede inducir a fuertes errores. Para hacer más claro este problema, Longuet-Higgins propuso otro parámetro de anchura espectral, el cual depende de los momentos de orden inferior.

$$\nu = \left[\frac{m_0 m_2}{m_1^2} - 1 \right]^{1/2} \quad (\text{II.47})$$

Agudeza del pico Q_p

Este parámetro define la forma del espectro y fue propuesto por Goda, señalando que el valor es cercano a dos para olas generadas por viento.

$$Q_p = \frac{2}{m_0} \int_0^{\infty} f (S(f))^2 df \quad (\text{II.48})$$

o en su forma discreta:

$$Q_p = \frac{2}{m_0} \sum_{n=1}^k f_i (S(f_i))^2 \quad (\text{II.49})$$

Goda (1985) señala que Qp es cercano a 2 para olas generadas por viento.

Variación cuadrática media de la superficie

$$\eta_{rms} = \sqrt{m_0} \quad (\text{II.50})$$

Altura de ola

Altura de ola media cuadrática

$$H_{rms} = \sqrt{8m_0} \quad (\text{II.51})$$

Altura de ola de momento cero

$$H_{m_0} = 4.004\sqrt{m_0} \quad (\text{II.52})$$

Periodo

Es posible estimar el período medio de las olas a partir del espectro, de tal forma que se tienen dos ecuaciones para estimarlo y son:

$$T_{01} = \frac{m_0}{m_1} \quad (\text{II.53})$$

$$T_{02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (\text{II.54})$$

II.7.5 Estimación de la dirección del oleaje

El oleaje generado por el viento no se propaga en una sola dirección, por el contrario, su energía se distribuye a lo largo de varias direcciones, esto es, la energía asociada a las frecuencias con un valor cercano a la frecuencia modal se propagan principalmente con la dirección del viento, mientras que la energía asociada con frecuencias mayores o menores, se distribuye sobre un rango de diferentes direcciones.

Un análisis direccional del oleaje consiste en determinar la forma en que se distribuye su energía sobre frecuencias (o números de onda) y direcciones de propagación, de forma simultánea, es decir una distribución espectral y angular.

Para realizar este análisis existen varias metodologías como el método estocástico, análisis del espectro cruzado, métodos paramétricos, método de máxima verosimilitud, método de máxima entropía, método bayesiano, entre otros. Además, recientemente se han

desarrollado otros métodos que han comprobado ser más eficaces, en la caracterización, entre los que se encuentra el agrupamiento del oleaje, modelos paramétricos de predicción del oleaje y análisis largo plazo.

Capítulo III
Tipos de Playa

III Tipos de playa

III.1 *Introducción*

La formación de una playa está ligada al arrastre de sedimentos, ya sea por medio de ríos o escurrimientos hacia la costa. Una vez que los sedimentos han llegado a la costa, estos tienen contacto con el oleaje y con las mareas, y al existir este contacto, el oleaje o las mareas transportan y transforman al sedimento, según el tamaño y sus propiedades físicas principalmente.

Las playas son sistemas físicos dinámicos, que por sus características están en continuo movimiento, pero siempre van a ser dependientes del oleaje, las mareas, el viento y por supuesto la acción del hombre. El transporte de sedimentos en las playas tiene ocurrencia en todas las latitudes del planeta, independientemente del clima; su movimiento al reacomodar el sedimento repercute en las mareas y el viento.

Las playas de grava tienen material que va desde 2 a 256 mm. Este tipo de playas comúnmente se encuentran en latitudes altas, como en el noroeste de Europa, este del Norte de América y norte del Pacífico. En México existen playas de este tipo en zonas como Quintana Roo, Sonora y Baja California, por cierto muy poco estudiadas. Generalmente este tipo de costas son muy irregulares y se caracterizan por tener acantilados.

Las playas de grava son de poco interés para actividades recreativas, sin embargo, son extremadamente eficientes para disipar energía, debido a su alta permeabilidad, y para la protección de costas.

III.2 *Morfología de la playa*

La generación y transporte de sedimentos es función de la forma y del tamaño del sedimento principalmente, pero también de la temperatura y de la concentración de minerales que tenga el agua del mar, ya que son factores que pueden erosionar rocas. Es sabido que normalmente en climas fríos las playas están conformadas por material grueso, y en climas cálidos las playas tienen material fino.

Una playa se define como el depósito de sedimento que se encuentra entre la línea de costa y la zona en donde las aguas dejan de ser someras.

III.2.1 Dimensiones de las playas.

Dentro de la clasificación espacial, una playa se define por sus dos dimensiones principales, longitud y ancho. El sistema playa es donde los procesos del oleaje interactúan con los sedimentos y su forma dependerá del tipo y características de los mismos.

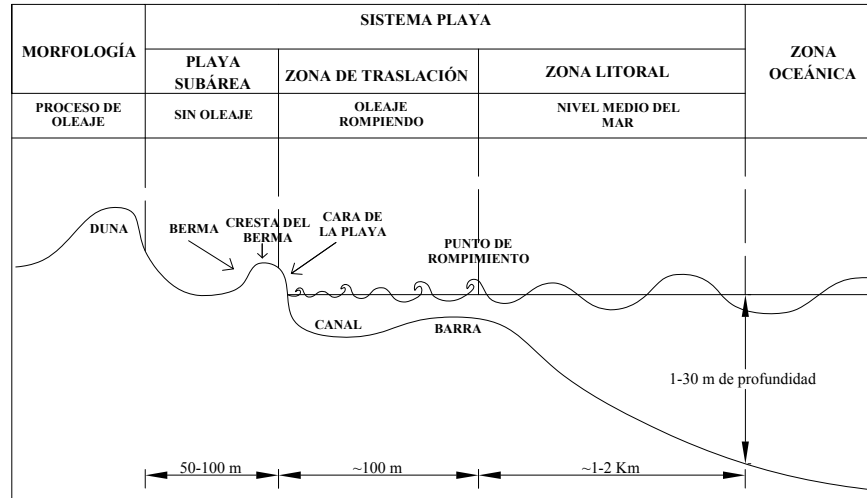


Figura III.1 Sistema Playa.

La morfología del sistema playa (Figura III.1) se subdivide en playa subárea, que es aquella en la que se depositan los sedimentos de tamaño más grueso, en esta zona no existe interacción con el oleaje aquí solo se deposita el material, una pendiente y material de tamaño fino indica la zona de traslación, en esta zona el oleaje rompe y es donde el perfil de la playa sufre las principales deformaciones de acuerdo al periodo del oleaje y al tamaño del material. La zona litoral es donde se presenta la profundidad más grande y su extensión llega hasta los 2 km.

El perfil transversal de la playa se forma con el paso del tiempo y, de acuerdo a la intensidad del oleaje y a las características del material, toma una pendiente que suele ser muy semejante a la pendiente de reposo del sedimento. Cuando el sedimento ya no tiene movimiento para un periodo de oleaje y una altura de ola dados, se dice que la playa ha llegado a su perfil de equilibrio.

El perfil en planta de una playa, se caracteriza por presentar una concavidad hacia el lado del mar, de igual manera el oleaje y las características físicas del sedimento, son las principales variables que hacen que una playa tenga cierto perfil en planta, y según estas variables, los sedimentos logran moverse longitudinalmente ya sea hacia el mar o hacia tierra.

La clasificación temporal de las playas, se refiere al acomodamiento de los sedimentos, según el tiempo desde instantáneo hasta milenario, es por eso que las playas se pueden estudiar en varias escalas de tiempo dependiendo de su proceso de formación. El transporte de sedimento instantáneo es representado por una capa delgada que tiene su origen en el fondo marino y se extiende con un espesor muy delgado hacia la playa seca. Más allá de que el oleaje no interactúa con el fondo marino de la zona oceánica, en muchas ocasiones se llega a extender esta capa, debido al incremento del periodo y de la altura de ola. En una escala mayor de tiempo, la interacción que tiene el oleaje con los sedimentos, y de acuerdo a la manera de como haya cambiado el perfil, se formará la morfología de la playa y la morfoestratigrafía de la playa.

III.3 *Playa en perfil*

La forma en perfil de una playa es producto de la interacción de los agentes dinámicos que actúan sobre ella y de las propias características físicas de la costa, siendo necesario que las olas tengan gran trascendencia; se clasifican en:

- Olas destructivas
- Olas constructivas.

Las olas destructivas se caracterizan por romper en voluta, y por que tienen una zona de barrido muy débil. Las olas constructivas, se caracterizan por proyectar corrientes de agua sobre la playa.

El predominio de olas constructoras o destructoras, son responsables del movimiento de sedimentos, pero hay que tener en cuenta que la presencia de estas olas es dependiente de la estación y de los medios climáticos, así como de los tipos de oleaje.

Los cambios en el perfil de playa suelen asociarse a dos tipos de estado: i) perfil de erosión y, ii) perfil de acumulación o reflexivo (Figura III.2).

Estudios sucesivos en los perfiles de las playas revelan diferentes ciclos, en algunos se nota el cambio de estación con diferencias entre las formas de invierno y verano.

El perfil de erosión se produce bajo la acción de tormentas, en las que el oleaje actúa en la playa, es de gran contenido energético. En estas condiciones se produce una erosión de la parte interna del perfil retrocediendo la línea de orilla y, transportándose el material mar adentro, siendo depositado la mayor parte de las veces en forma de barras sumergidas. El resultado es el cambio de la pendiente ya que disminuye.

El perfil de acumulación se produce bajo la acción de las olas constructoras, de bajo contenido energético y, generalmente asociado a la acción del swell. En estas condiciones el material que está en las barras se transporta hacia la costa, reconstruyendo la berma y haciendo avanzar la línea de orilla. El resultado es nuevamente el cambio de la pendiente, ya que aumenta.

La escala temporal a la que se producen estos cambios es del orden de horas para el caso del perfil de erosión y, mucho más lento para el de acumulación, llegando a veces al orden de meses.

En algunos casos, la acción del oleaje constructor puede ser insuficiente para eliminar de forma efectiva las barras longitudinales formadas. Este puede ser el caso del Mediterráneo, donde las barras tienen un carácter estacionario o permanente, con pequeñas oscilaciones pero sin una migración efectiva hacia la costa. Este hecho se asocia a la práctica ausencia de swell o de oleaje de período largo, en un año tipo.

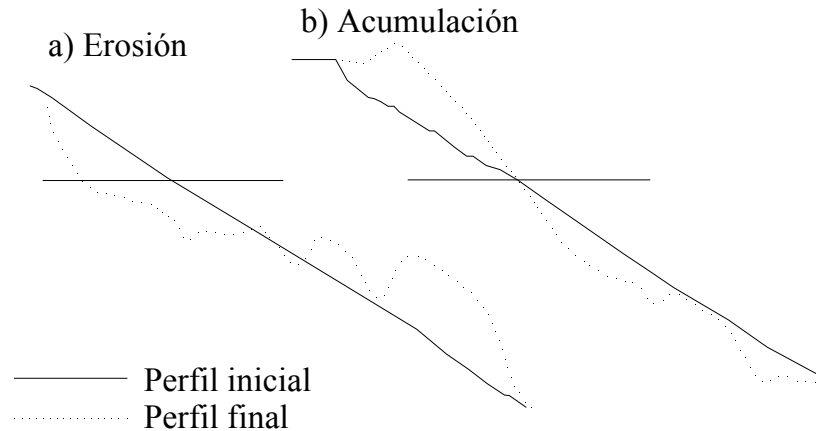


Figura III.2 *Perfiles de erosión y acumulación.*

Las playas de grava tienen un perfil con una pendiente muy inclinada, y con una berma muy pronunciada, por lo que en muchos casos caen dentro del tipo de playa reflectiva; la rotura del oleaje es del tipo voluta y colapso. Las bermas sobresalen del agua. Las mareas son parámetros importantes con respecto a la formación de las bermas y crestas.

Las playas formadas por gravas tienden a presentar un perfil rectilíneo o ligeramente cóncavo hacia arriba de la cresta de la playa a donde llega el oleaje, existe material uniforme grueso. Muchos perfiles de grava o de rocas largas son casi planos (con pendientes 1:3 y 1:5) y tienen profundidades de 2 a 3 m debajo del nivel medio del mar. Los perfiles son más cóncavos si el sedimento es perceptiblemente más fino; la inclinación de la pendiente depende de las condiciones del oleaje.

III.4 Playas de materiales granulares

Los sedimentos de las playas de grava generalmente se originan bajo acantilados de roca, que son erosionados por la acción del oleaje y del viento; y en otros casos por el transporte de los ríos de montaña que se encuentran muy cercanos a la costa y que desembocan sobre ella.

El término playa de grava se le da a la costa que tiene: sedimentos de forma angular a redonda y un diámetro aproximado entre 64 y 256 mm. La grava de las playas tiene cuarzo o basalto. La grava de cuarzo suele ser más redonda y parecida a un disco, mientras que la de basalto es de una forma elipsoidal. La de basalto es más fácil que se fragmente o fracture producto del impacto de una partícula con otra. Los granos que conforman la grava de basalto tienen un grosor equivalente al 40% de su longitud y su amplitud es un 70% de su longitud, esta forma la obtienen durante el proceso de transporte al que se ve afectada.

El oleaje en una playa de grava actúa como una máquina trituradora, ya que las partículas más grandes cuando chocan con otras hacen que se fracturen y figuren; y de esta manera se

generan partículas más pequeñas. Las partículas más finas son llevadas por el oleaje hacia mar adentro o hacia la tierra.

III.4.1 Origen y ejemplos de playas de grava.

La grava proviene de:

- Rocas que están en acantilados y en la costa.
- Depósitos glaciares, que se acumularon y consolidaron cerca de la costa, estos depósitos proveen gran cantidad de grava a la playa, por la erosión que provoca el viento y el oleaje.
- Ríos de la era de hielo que desembocaban en el mar, y que arrastraban material grueso que se encontraba en su camino.
- Depósitos que se colocaron en la era glacial, recientes estudios demuestran que material de 64 a 256 mm, que está mar adentro a profundidades de 3 a 9 m, se puede mover hacia la tierra, por el movimiento asimétrico de las olas, y a lo largo sobre distancias de 2 km, en tan solo un mes. Muchos de esos depósitos se presipitaron en tierra cuando existía un nivel de mar relativamente más bajo que el actual.

Los acantilados son sedimentos que se han acumulado a lo largo del tiempo, estos sedimentos al erosionarse son depositados en la playa formando una pendiente que se transforma según la intensidad del oleaje, este perfil que se forma naturalmente, tiende a moverse hasta llegar al equilibrio según el oleaje, para que se llegue al perfil de equilibrio, depende de que tanto sedimento es depositado y de sus características físicas.

Existen islotes que son depósitos de sedimentos gruesos, que se originaron en la época glacial, este tipo de islotes se caracterizan por tener una altura de 10 metros o más; vistos en planta tienen una forma de ovalo, su máxima longitud ronda los 1 000 metros, generalmente estos islotes se encuentran en conjunto como es el caso de Clew-Bay, al oeste de Irlanda. Los sedimentos de estos islotes son finos y en gran medida también existen gruesos. El material más fino es llevado a aguas más profundas. La grava que está mezclada con arena, se mueve a lo largo de la costa de los islotes, las rocas más grandes y que no se pueden mover, se acumulan al pie del islote, estas rocas protegen al islote de la constante erosión.

La grava y la arena se deposita a los lados del islote, produciendo barreras entre los islote que están juntos. Cuando se genera una barrera se abre la posibilidad de que exista una transferencia lateral de sedimentos de un islote a otro. Durante los eventos en los que se presenta la mayor tormenta, la grava es llevada mar adentro, pero regresa durante los periodos de post- tormenta.

III.5 Transporte de sedimentos.

El transporte de sedimentos ha sido objeto de estudio durante muchos años y con diferentes técnicas: pintando la grava, etiquetándola con isótopos radioactivos, depositando material

de otro sitio de diferente era geológica, o material artificial ya sea de aluminio, metal forrado de plástico, etc. De estos estudios se obtuvo información del movimiento del material bajo la acción del oleaje y de las fuerzas que ejerce la corriente; pero no se ha podido obtener información del transporte en masa, ya que no se conoce el grosor de la capa de material que se mueve.

La grava en las playas es movida, casi exclusivamente por la acción del oleaje; las mareas o las corrientes no son tan efectivas para mover grava.

La dinámica de las partículas de grava en una playa es hacia arriba al límite del run-up, se acomodan las partículas más grandes y nuevamente se mueven hacia abajo, durante el backwash debido a la pendiente de la playa y de la gravedad. Este movimiento es muy parecido a los dientes de un serrucho. Cuando existe oleaje de período largo en playas muy empinadas, las velocidades que puede alcanzar el sedimento son de 5 a 10 m/s.

La acumulación se presenta cuando el movimiento del sedimento se realiza hacia arriba de la playa, y cuando el movimiento se realiza hacia abajo es cuando la playa se erosiona. El movimiento de partículas de 20 a 40 mm de diámetro a lo largo de la costa es de 1 000 m por día aproximadamente cuando se presenta oleaje de tormenta.

Las partículas de grava en aguas poco profundas y en la zona donde rompe el oleaje, se mueven pareciendo una capa, la velocidad orbital que se genera cerca de la capa de sedimento en dirección de la tierra es mayor que en dirección del mar, por lo tanto las partículas serán transportadas hacia la tierra durante cada ciclo del oleaje.

Los granos más finos, pueden estar en suspensión producto de la rotura del oleaje y ser transportado hacia el mar o hacia la tierra, dependiendo de la fuerza con la que actúe el oleaje; o también pueden ser sacados de la capa de sedimento y puestos en suspensión, en la zona de rotura, debido a los fuertes gradientes de presión.

III.6 Perfil de equilibrio

El perfil de equilibrio es la forma que toma una playa para un oleaje y tamaño de sedimento dado, ya que, aunque Dean (1977) mostró que la forma del perfil depende únicamente del tamaño del grano; la altura y periodo de la ola determinan la posición de la línea de costa.

III.6.1 Modelo Matemático

Se han propuesto varios modelos para representar los perfiles de equilibrio. Algunos de estos se han basado en el estudio de las características geométricas de perfiles encontrados en la naturaleza, y otros intentan representar, grosso modo, las fuerzas que actúan en la formación del perfil. Una aproximación que se ha utilizado es reconocer las fuerzas constructivas y suponer el dominio de las fuerzas destructivas que actúan sobre un perfil.

Dean (1977), examinó las formas de los perfiles de equilibrio resultantes si la fuerza destructiva fuera una de las siguientes:

- a) Disipación de energía de ola por unidad de volumen de agua
- b) Disipación de energía de ola por unidad de superficie
- c) Esfuerzo cortante medio uniforme en la zona de rompientes costera

Para el caso a) el modelo asume que la turbulencia en la zona de oleaje, creada por los procesos de rotura $D^*(d)$, es la fuerza destructiva dominante. La turbulencia se representa por la energía disipada por unidad de volumen de agua. Esta disipación uniforme de energía por unidad de volumen se expresa, en términos de la conservación de energía:

$$\frac{1}{h} \frac{dF}{dx'} = -D_*(d) \quad (\text{III.1})$$

Donde x' es la distancia normal en dirección a la costa. La ecuación (III.1) establece que cualquier cambio en el flujo de energía de la onda, sobre cierta distancia dividida por la profundidad del agua, debe ser igual al promedio de disipación de energía de ola por unidad de volumen para el cual el sedimento es estable. Si se considera que para un perfil de equilibrio la disipación de energía por unidad de volumen F está en función del tamaño del sedimento (d) y no es una función de la distancia, entonces, de la ecuación (III.1), se tiene que

$$\frac{d\left(\frac{1}{8}\rho g k^2 h^2 \sqrt{gh}\right)}{dx'} = -hD_*(d) \quad (\text{III.2})$$

Derivando y simplificando, la disipación de energía por unidad de volumen es

$$D^*(d) = \frac{5}{16} \rho g^{3/2} k^2 h^{1/2} \frac{dh}{dx} \quad (\text{III.3})$$

Que depende directamente de la pendiente de la playa y la raíz cuadrada de la profundidad del agua. (El signo negativo se cambia al invertir la dirección de la normal a la costa, es decir, fuera de la costa). En la ecuación (III.2) se aprecia que la profundidad d es la única variable que cambia con respecto a la dirección x , por lo que al integrar con respecto de d se tiene que la ecuación para un perfil de equilibrio es

$$h(x) = \left(\frac{24D_*(d)}{5\rho\sqrt{gk}} \right)^{2/3} x^{2/3} = A(d)x^{2/3} \quad (\text{III.4})$$

Donde x está orientada en dirección fuera de costa, con el origen en el nivel de agua en reposo. El parámetro dimensional A es el factor de escala del perfil y es función de la

disipación de energía e indirectamente del tamaño del sedimento. Esta ecuación describe una curva cóncava hacia arriba, por lo que el perfil de playa tendrá esa forma.

En el caso de la disipación de energía por unidad de superficie, partiendo de la ecuación II.2 sin el término $1/h$, con un procedimiento similar al anterior, se tiene que el perfil de equilibrio es:

$$h = Ax^{2/5} \quad (III.5)$$

Si el esfuerzo cortante es constante en la zona de transformación de las olas, entonces la fuerza equilibrante en dirección paralela a la costa debida a la rompiente será

$$\tau_b = -\frac{dS_{xy}}{dx} \quad (III.6)$$

Donde τ_b es el esfuerzo cortante medio, utilizando las ecuaciones de aguas someras para el termino de la distribución del esfuerzo y las leyes de Snell, tenemos que

$$\tau_b = -\frac{1}{8} \frac{d\left(\rho g k^2 h^2 \sqrt{gh} \left(\frac{\sin \Theta}{C}\right)\right)}{dx} \quad (III.7)$$

Finalmente, al integrar con respecto de la profundidad tenemos que

$$d = \left(\frac{8\tau_b}{\rho g k^2 \sqrt{g} \sin \Theta} \frac{C}{x^{2/5}} \right)^{2/5} = Ax^{2/5} \quad (III.8)$$

En las ecuaciones (III.4) y (III.8) se aprecia que el termino “x” esta elevado a los 2/5, factor que no presenta resultados satisfactorios cuando se comparan con estudios de campo en los perfiles de playa.

Bowen (1980), utilizando los modelos de transporte de sedimentos de Bagnold, desarrolló dos modelos matemáticos, el primero con base en el transporte de sedimentos suspendidos, obteniendo la ecuación

$$d = Ax^{2/3} \quad (III.9)$$

Donde “A”

$$A = \left(\frac{(7.5\omega)^2}{g} \right)^{1/3} \quad (III.10)$$

Mostrando una dependencia de la velocidad de caída de la partícula “ ω ”. Debido a que profundizar en este tema no es objeto del presente trabajo se presenta, como referencia de valores del parámetro A, la Tabla III.1. Por otra parte, en la Tabla III.2 se puede encontrar un resumen de las expresiones matemáticas que se emplearán más adelante para calcular algunos perfiles de equilibrio teóricos.

Tabla III.1 Valores Recomendados para "A".

Valores de "A" Recomendados ($m^{1/5}$)										
D(mm)	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.1	0.0630	0.0672	0.0714	0.0756	0.0798	0.0840	0.0872	0.0904	0.0936	0.0968
0.2	0.1000	0.1030	0.1060	0.1090	0.1120	0.1150	0.1170	0.1190	0.1210	0.1230
0.3	0.1250	0.1270	0.1290	0.1310	0.1330	0.1350	0.1370	0.1390	0.1410	0.1430
0.4	0.1450	0.1466	0.1482	0.1498	0.1514	0.1530	0.1546	0.1562	0.1578	0.1594
0.5	0.1610	0.1622	0.1634	0.1646	0.1658	0.1670	0.1682	0.1694	0.1706	0.1718
0.6	0.1730	0.1742	0.1754	0.1766	0.1778	0.1790	0.1802	0.1814	0.1826	0.1838
0.7	0.1850	0.1859	0.1868	0.1877	0.1886	0.1895	0.1904	0.1913	0.1922	0.1931
0.8	0.1940	0.1948	0.1956	0.1964	0.1972	0.1980	0.1988	0.1996	0.2004	0.2012
0.9	0.2020	0.2028	0.2036	0.2044	0.2052	0.2060	0.2068	0.2076	0.2084	0.2092
1.0	0.2100	0.2108	0.2116	0.2124	0.2132	0.2140	0.2148	0.2156	0.2164	0.2172

Como ejemplo de utilización; el valor "A" para un tamaño de partícula de 0.24 mm es $A=0.1120 m^{1/5}$

Tabla III.2 Ecuaciones de Perfil de Equilibrio.

Autores	Expresión Matemática
Brunn-Dean (1977)	$d = Ax^{2/3}$
Read y Shaw (1979)	$d = Ax^{0.98}$
Bowen (1980)	$d = Ax^{2/5}$
Sayao (1982)	$d = Ax^{0.633}$
Vellinga (1983)	$d = Ax^{0.78}$

Capítulo IV

Experimentación en laboratorio

IV Experimentación en laboratorio

IV.1 *Descripción de la instalación experimental*

La fase experimental, se realizó en el laboratorio de Costas y Puertos del Instituto de Ingeniería de la UNAM. El canal de oleaje tiene una longitud de 37 metros de largo por 80 centímetros de ancho y 120 centímetros de alto. Para su construcción se utilizó lámina de acero inoxidable, en uno de los costados y en el fondo; en el otro lado se utilizó vidrio templado, en los extremos el canal tiene acero inoxidable.

El canal tiene una capacidad máxima de 24,000 litros de agua, pero para condiciones normales de operación normalmente se requieren aproximadamente de 15,000 litros. Esta cantidad de líquido es posible almacenarla en una cisterna y es recirculada para evitar su desperdicio. Para ser posible el llenado del canal, se cuenta con un sistema de bombeo de tres bombas de 10 hp, las cuales están instaladas en paralelo; el arreglo del sistema permite suministrar agua de la cisterna al canal por cualquiera de los extremos y si se desea hacerlo simultáneamente. En caso de ser necesario, esta operación se puede invertir para realmacenar el agua en la cisterna.

La generación del oleaje es proporcionada por un sistema que consta de un generador tipo pistón, una placa de acero inoxidable que es la que transmite la energía del pistón al agua, un riel que sostiene la placa, una estructura de acero que sostiene al riel, una interfase computacional llamada HR WaveMaker cuyo propósito es controlar la máquina con la que se simulan los estados de mar usados en el modelado físico, este sistema se muestra en la Figura IV.1.

IV.2 *Arreglo experimental y modelos*

Se definieron en esta fase, los siguientes parámetros como variables.

- Altura de ola.
- Periodo de ola.
- Tiempo de acción del oleaje.

Como parámetros constantes:

- Pendiente inicial de la playa.
- Profundidad relativa.
- Dimensiones de la playa.
- Diámetro del material de la playa.



Figura IV.1 a) Riel del sistema generador de oleaje, b) Servo motor del sistema generador, c) Pala del sistema generador de oleaje y d) Vista lateral del canal.

IV.2.1 Cribado del material

Se realizó el cribado de la grava, haciéndola pasar por cuatro tamices de aperturas de: 1/2, 1, 1 ½, y 2 pulgadas. La Figura IV.2 muestra los tamices empleados durante esta tarea.



Figura IV.2 Tamices empleados para separar la grava.

IV.2.2 Construcción de la playa

Se realizó la construcción de la playa, con el material de diámetro nominal de 1/2 pulgada, el cual tiene las siguientes características físicas:

Densidad relativa, $S_s = 2.5916$.

Ángulo de reposo, $\theta = 25^\circ$.

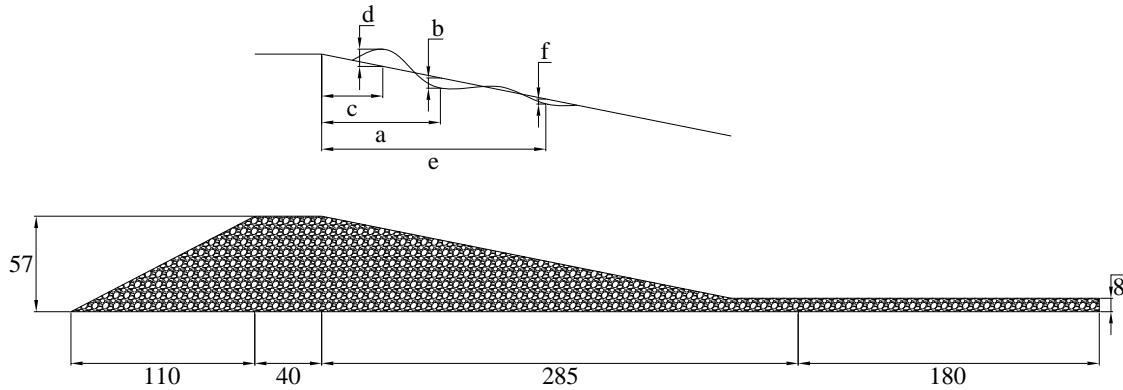
La Figura IV.3 presenta imágenes con diferentes acercamientos al material de la playa y del proceso de construcción de la misma. La playa en su estado inicial tiene una altura de 57 centímetros, con una pendiente constante hacia la zona de interacción con el oleaje de 1:5. Al pie de la playa se construyó, con el mismo material, una cama de 1.8 metros de largo y 8 centímetros de altura, en dirección de la pala.



Figura IV.3 Muestras del material (Sup) y construcción de la playa (Inf).

Se realizaron exhaustivas pruebas para determinar la posición de los sensores de presión dentro de la playa. Las pruebas se hicieron para periodos de ola de 1, 2, 3 y 4 segundos, para cada período se varió la altura de ola desde 10 hasta 18 centímetros. La profundidad relativa del agua dentro del canal se fijó en 40 centímetros. El tiempo de acción del oleaje sobre la playa para cada prueba fue de 25 minutos, durante los cuales se tomaron

fotografías cada 5 minutos para observar los cambios que sufría el perfil; al concluir la prueba se midieron las alturas y profundidades de las bermas y las socavaciones formadas por el perfil, respectivamente, así como las distancias horizontales a partir de la cresta de la playa, y en dirección contraria al oleaje, tal como se muestra en la Figura IV.4.



Acotaciones en cm.

Figura IV.4 Dimensiones de la playa y diagrama de las variables que se midieron durante las pruebas preliminares

Los resultados de las pruebas, se muestran en la Tabla IV.1.

Tabla IV.1 Resultados preliminares.

h (m)	H (m)	T (s)	f(Hz)	a (m)	b(m)	c (m)	d(m)	e (m)	f(m)
0.4	0.1	1	1	1	0.025	0.76	0.03		
0.4	0.12	1	1	1.07	0.03	0.73	0.04		
0.4	0.14	1	1	1.05	0.03	0.7	0.035		
0.4	0.16	1	1	1.075	0.03	0.67	0.035		
0.4	0.18	1	1	1.08	0.03	0.65	0.035		
0.4	0.1	2	0.5	1	0.035	0.74	0.06		
0.4	0.12	2	0.5			0.54	0.11	1.56	0.06
0.4	0.14	2	0.5			0.44	0.11	1.77	0.065
0.4	0.16	2	0.5	1.18	0.025	0.44	0.11	1.91	0.06
0.4	0.18	2	0.5	1.19	0.03	0.38	0.1	1.9	0.06
0.4	0.1	3	0.333333333	1.14	0.02	0.74	0.05		
0.4	0.12	3	0.333333333	1.09	0.035	0.45	0.12	1.31	0.08
0.4	0.14	3	0.333333333	1.1	0.03	0.62	0.09	1.5	0.07
0.4	0.16	3	0.333333333						
0.4	0.18	3	0.333333333	1.16	0.04	0.67	0.13	1.55	0.085
0.4	0.1	4	0.25	1.13	0.05	0.48	0.09	1.84	0.03
0.4	0.12	4	0.25	1.07	0.04	0.41	0.1	1.845	0.03
0.4	0.14	4	0.25	1.03	0.04	0.31	0.125	1.85	0.03
0.4	0.16	4	0.25	1	0.04	0.22	0.13	1.78	0.07
0.4	0.18	4	0.25	0.98	0.05	0.15	0.14	1.75	0.08

- h Profundidad relativa.
- H Altura de ola.
- T Período de ola.
- $F = 1/T$ Frecuencia de la ola.

De acuerdo con estos resultados, se determinó el siguiente arreglo de sensores, tanto de presión, como de nivel, tal como se muestra en la Figura IV.5 y la Figura IV.6.

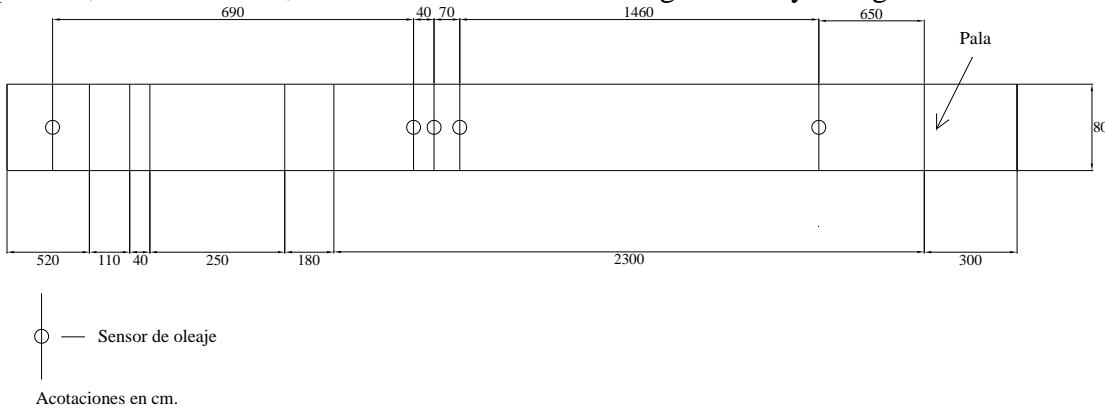


Figura IV.5 Arreglo, en planta, de los sensores de nivel.

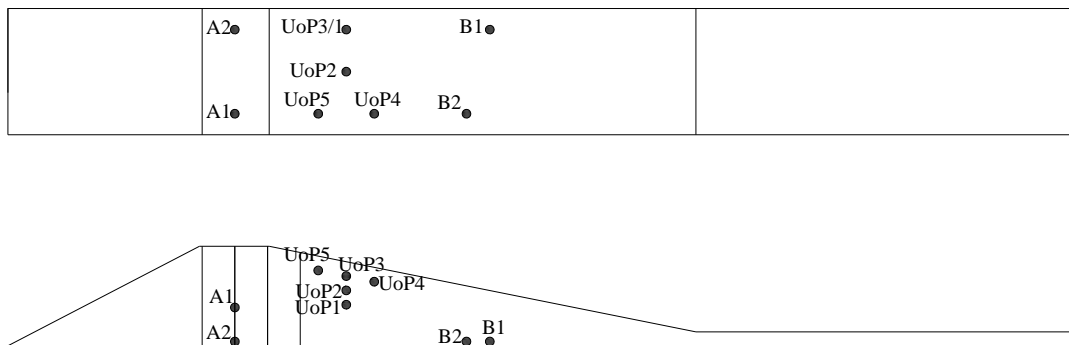


Figura IV.6 Arreglo de los sensores de presión dentro de la playa, en planta y en perfil

Cada sensor fue adherido a una malla de 25 cm por 25 cm, para evitar movimientos indeseados verticalmente y horizontalmente; las distancias de cada sensor, medidas desde la pala se muestran en la Tabla IV.2. Los sensores B1, B2 y A2, se colocaron en el fondo del canal, el sensor A1 se colocó 10 cm por arriba del fondo, los sensores UoP5, UoP3 y UoP4 se colocaron, 10 cm debajo de la cara de la playa, con la misma pendiente (1:5), los sensores UoP2 y UoP1, están separados 10 cm de cada uno.

Tabla IV.2 Distancias de los sensores de presión.

Sensor	Distancia desde la pala (m)
B1	26.40
B2	26.00
UoP1	27.10
UoP2	27.10
UoP3	27.10

UoP4	26.95
UoP5	27.25
A1	28.10
A2	28.10

Se colocaron también, cuatro piezómetros, dentro de la playa, entre los sensores “A” y los “UoP”, para ayudar a monitorear los cambios que ocurren en el nivel freático. Las distancias a las que se colocaron se muestran en la *Tabla IV.3*. La autoreferencia al marcador no es válida..

Tabla IV.3 *Distancias de los piezómetros medidas desde la pala.*

Piezómetro	Distancia medida desde la pala (m)
1	27.50
2	27.80
3	28.10
4	28.40

Por otro lado, se instalaron tres cámaras de video fuera del canal, dos de ellas a un costado para registrar el nivel freático dentro de la playa y una tercera, colocada arriba de la instalación a fin de obtener información respecto del el run-up y el run-down.

IV.3 Metodología de los ensayos

Cada uno de los experimentos requiere de procesos de calibración y acomodo del equipo de medición, en forma resumida, el procedimiento que se siguió es el que se enlista a continuación:

- Calibrar sensores de nivel
- Introducir las condiciones del oleaje al programa HR Wallingford Wavemaker
- Preparar las cámaras de video grabación
- Iniciar el tren de oleaje
- Empezar a video grabar
- Detener la acción del oleaje
- Detener las video grabaciones
- Tomar una fotografía fija del perfil
- Medir el perfil con la estación total
- Reconstruir la playa una vez que se ha alcanzado el perfil de equilibrio, lo cual ocurre una vez que se ha obtenido el mismo perfil luego de dos trenes de olas sucesivos.

Para calibrar los sensores de nivel, se utiliza la rutina de MATLAB “calib” que fue codificada en el Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos (GICYP) del Instituto de Ingeniería, misma que despliega una ventana similar a la mostrada en la Figura IV.7. Es necesario que todos los sensores de nivel estén colocados a la misma profundidad, y

dependiendo de la altura de ola, se introduce en la casilla de primera posición el valor máximo posible, el mínimo en la segunda y el cero en la tercera. Con este procedimiento se genera un archivo con las curvas de calibración de cada uno de los sensores.

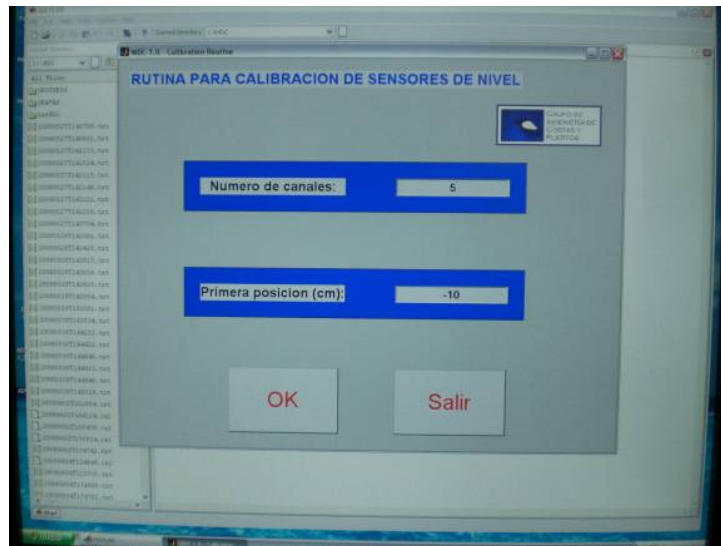


Figura IV.7 Pantalla de entrada de datos para la calibración de los sensores de oleaje.

La información que registra cada uno de los sensores se adquiere y almacena en una PC, vía la rutina de MATLAB “WDC” que fue codificada en el GICYP.

En la Tabla IV.4 se presenta a manera de resumen, el programa experimental general para periodo de 1 segundo, el mismo programa se ejecutó para 2, 3 y 4 segundos.

Tabla IV.4 Estados de oleaje y programa experimental.

f (Hz)	H (cm)	CONDICIONES DEL OLAJE Y REGISTRO DE DATOS.			
		DURACIÓN DEL OLAJE CON LA PALA (min)	INTERVALO DE MUESTREO (Hz)	NÚMERO DE DATOS	DURACIÓN DEL VIDEO EN CADA POSICIÓN (s)
1	10	1	100	9216	20
		2	100	15360	40
		4	100	30208	80
		7	100	48128	120
		10	100	66048	120
	12	1	100	9216	20
		2	100	15360	40
		4	100	30208	80
		7	100	48128	120
		10	100	66048	120

14	DURACIÓN DEL OLEAJE CON LA PALA (min)	INTERVALO DE MUESTREO (Hz)	NÚMERO DE DATOS	DURACIÓN DEL VIDEO EN CADA POSICIÓN (s)
	1	100	9216	20
	2	100	15360	40
	4	100	30208	80
	7	100	48128	120
	10	100	66048	120
16	DURACIÓN DEL OLEAJE CON LA PALA (min)	INTERVALO DE MUESTREO (Hz)	NÚMERO DE DATOS	DURACIÓN DEL VIDEO EN CADA POSICIÓN (s)
	1	100	9216	20
	2	100	15360	40
	4	100	30208	80
	7	100	48128	120
	10	100	66048	120
18	DURACIÓN DEL OLEAJE CON LA PALA (min)	INTERVALO DE MUESTREO (Hz)	NÚMERO DE DATOS	DURACIÓN DEL VIDEO EN CADA POSICIÓN (s)
	1	100	9216	20
	2	100	15360	40
	4	100	30208	80
	7	100	48128	120
	10	100	66048	120

Capítulo V

Análisis de Resultados

V Análisis de resultados

Es importante señalar que los resultados que se presentan en el presente capítulo corresponden al avance actual del programa experimental que se muestra en la Tabla IV.4, es decir, la fase experimental sigue en curso. Los datos y análisis de interés para esta tesis son: la variación del perfil transversal de la playa, el crecimiento o reducción en la playa seca que se obtiene de dicha variación y la evolución de la reflexión de la playa en su conjunto. Como último resultado se presenta una comparación entre los perfiles de equilibrio obtenidos y los estimados con algunas expresiones teóricas.

V.1 *Variación del perfil transversal*

Como se dijo antes el modelo de playa de gravas que se ensayó, tiene una pendiente inicial, en el lado de mar, de 1:5. Se espera que este tipo de talud recto no corresponda con el equilibrio, esto es, en la medida que la energía del oleaje actúe sobre la playa, se presentará algún tipo de deformación de la misma. Parte importante de este estudio radica en investigar para qué climas de oleaje al talud recto inicial le “sobra” o “falta” material. Dicha condición determinará si el comportamiento general de la playa es con tendencia a la erosión o a la acreción.

V.1.1 **Variación del perfil, para un tren de olas con período $T = 1$ s y para diferentes alturas de ola**

A continuación (Figura V.1 a Figura V.5) se presentan los perfiles de la playa, medidos con la estación total, después de hacer incidir trenes de olas con alturas de 0.10, 0.12, 0.14, 0.16 y 0.18 metros, respectivamente, todos con periodo de 1 segundo. En dichos diagramas se puede observar que la playa inicial resulta con material en exceso, es decir, con tendencia al crecimiento de la parte seca. Esto se verifica mediante la aparición de una pequeña berma, de forma casi triangular, cuya cota más alta se encuentra algunos centímetros (entre 3 y 5) por arriba del nivel inicial de perfil; en sentido horizontal dicha berma se ubica entre los 1.2 y 1.4 metros desde el origen del eje correspondiente.

Es interesante señalar que dadas las características del material con que se construyó este modelo de playa, la deformación ocurre luego del paso de pocas olas, es decir, la respuesta de la playa a la acción del oleaje es relativamente rápida. Por ello, para poder medir la evolución del perfil se hicieron una serie de pruebas preliminares a fin de hallar el número de olas adecuado que se debían dejar pasar antes de detener el generador y llevar a cabo el registro del perfil.

La metodología que mejores resultados permitió tener consistió en hacer trenes de duración variable y aumentando a medida que el perfil se acerca al equilibrio, de este modo, para cada altura de ola, se ejecutaron trenes de 1, 2, 4, 7 y 10 minutos, respectivamente. Con esta metodología se garantiza el registro de la evolución del perfil en todo su desarrollo y, adicionalmente, se asegura que al término de los cinco trenes o incluso antes se alcanza la condición de equilibrio para el clima de oleaje correspondiente.

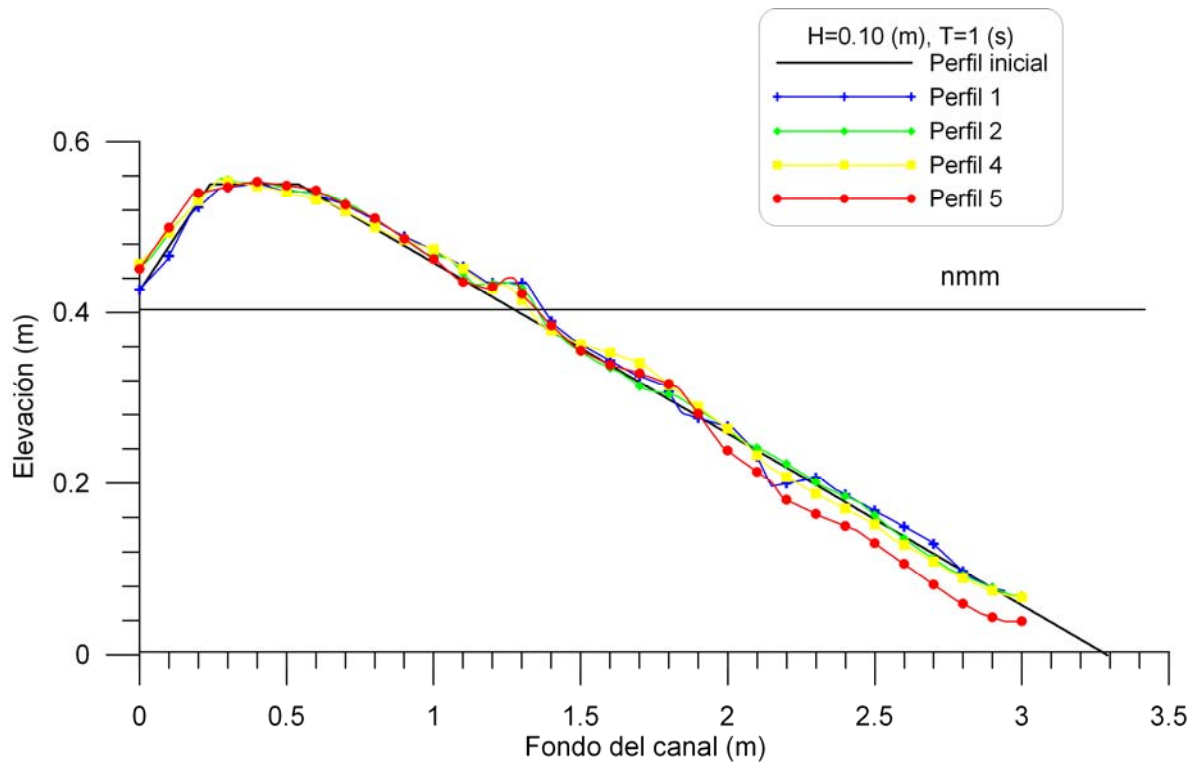


Figura V.1 Variación de los perfiles 1 a 5, para altura de ola $H = 0.10$ m, y periodo $T = 1$ s.

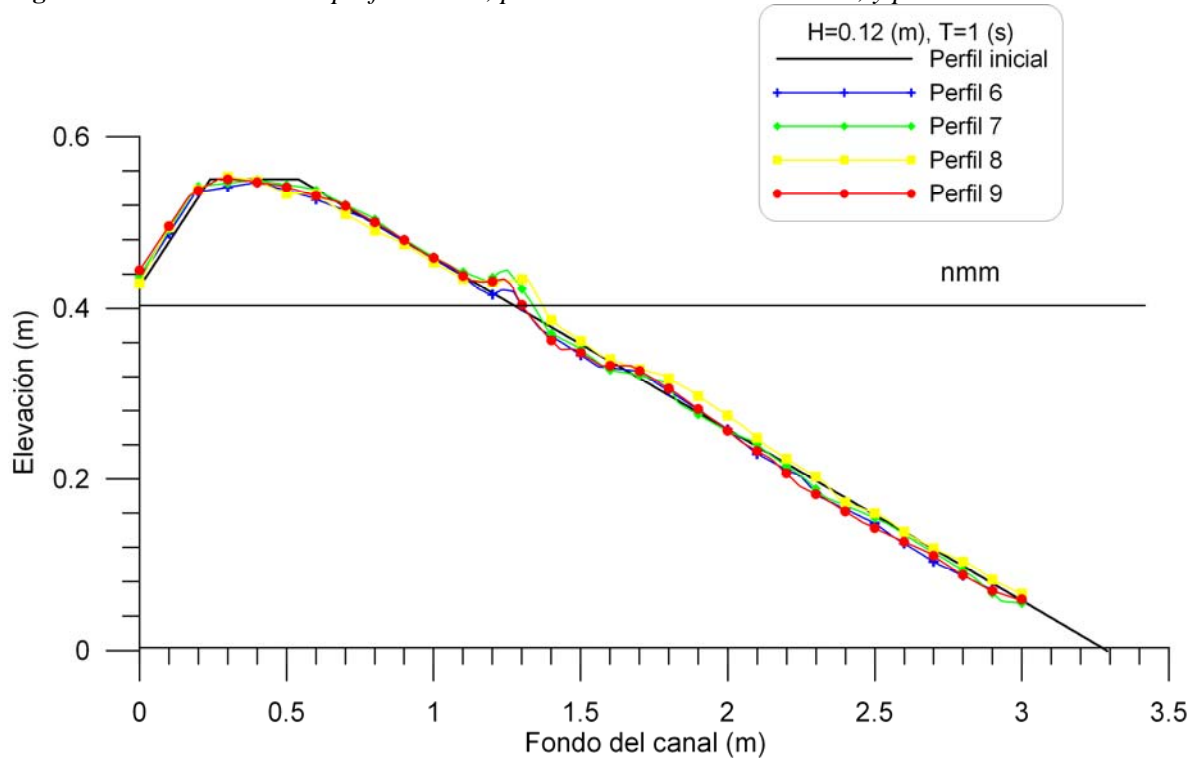


Figura V.2 Variación de los perfiles 6 a 9, para altura de ola $H = 0.12$ m y periodo $T = 1$ s.

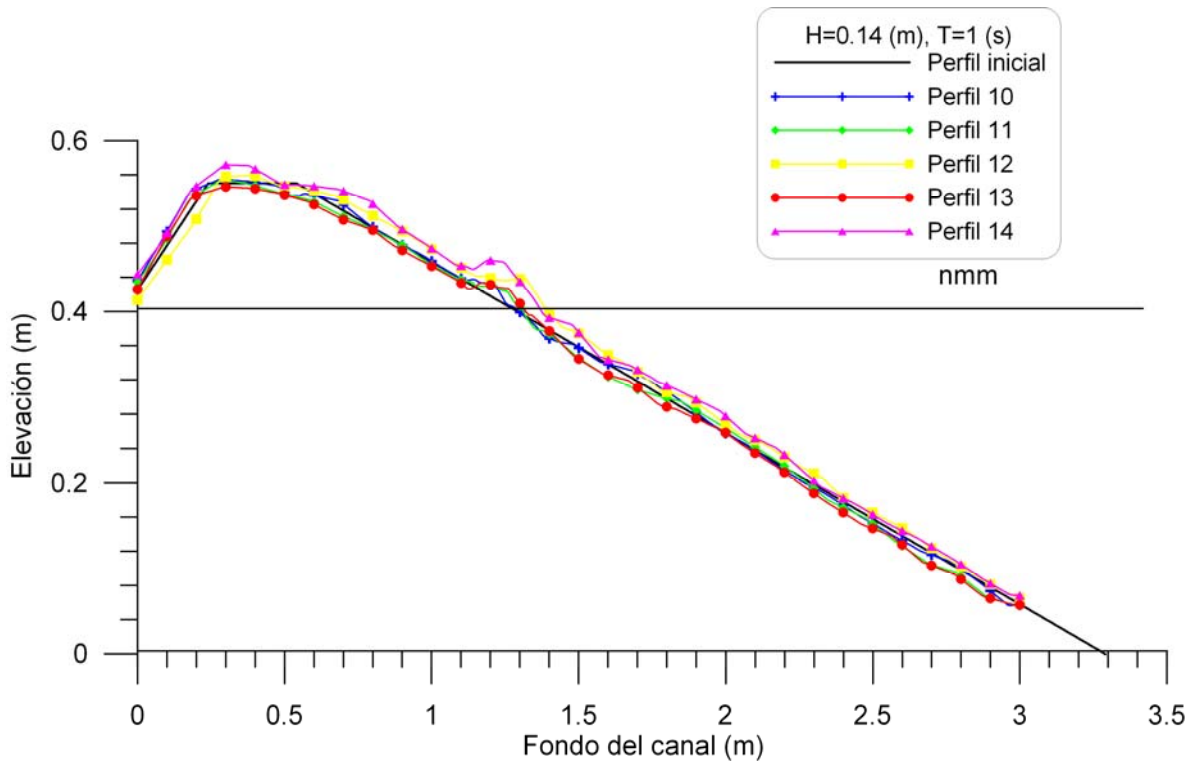


Figura V.3 Variación de los perfiles 10 a 14, para altura de ola $H = 0.14$ m y periodo $T = 1$ s.

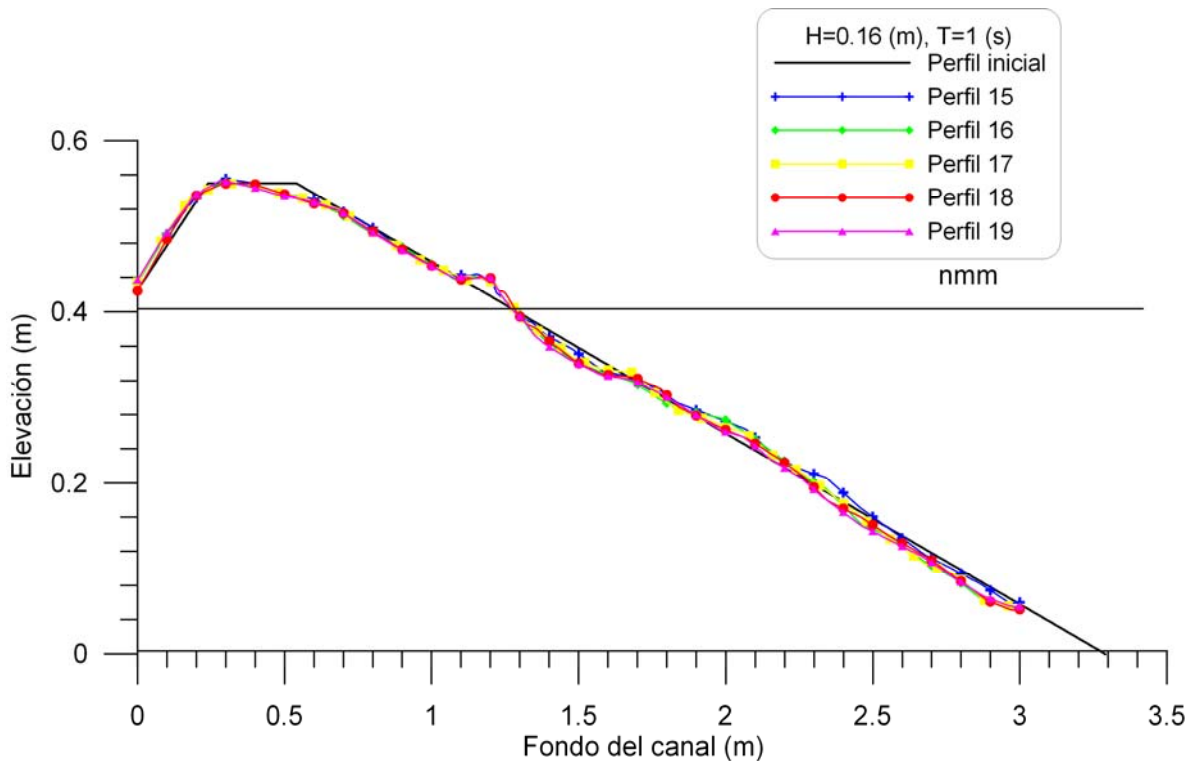


Figura V.4 Variación de los perfiles 15 a 19, para altura de ola $H = 0.16$ m, y periodo $T = 1$ s.

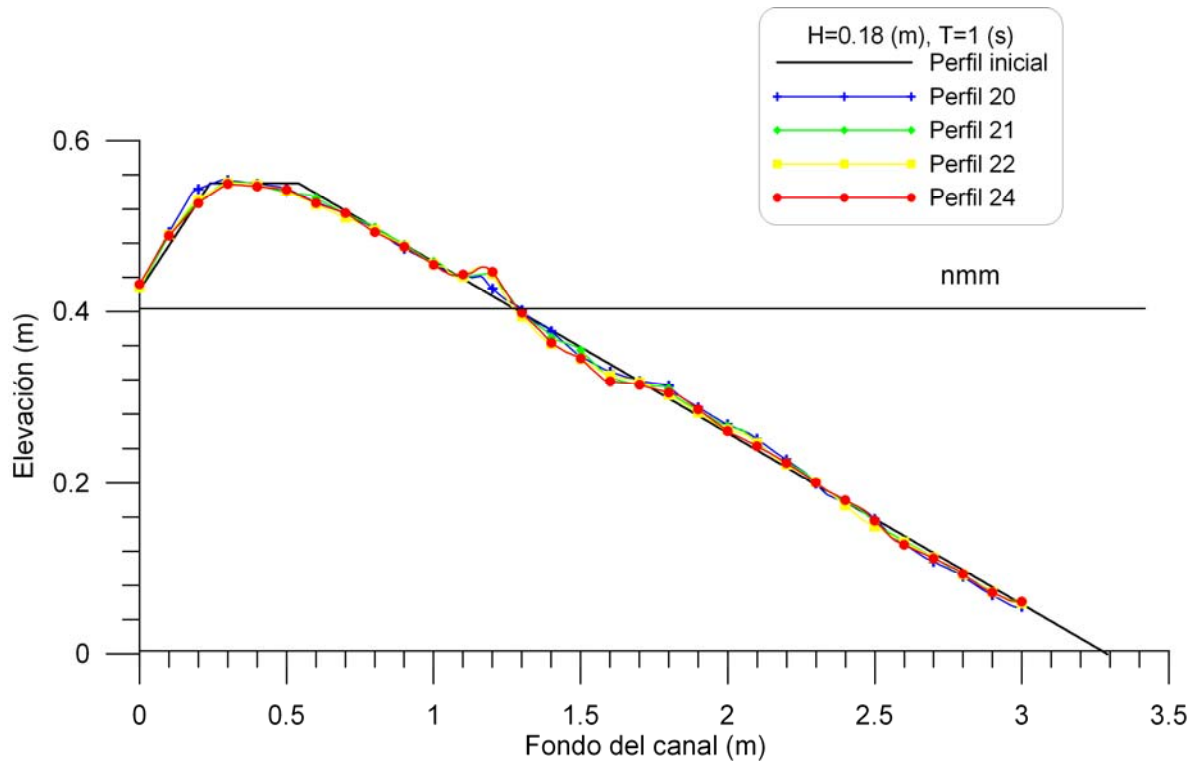


Figura V.5 Variación de los perfiles 20 a 24, para altura de ola $H = 0.18$ m, y periodo $T = 1$ s.

Al comparar los perfiles finales obtenidos para cada altura de ola se percibe que esta playa es poco sensible a cambios en la altura de ola, puesto que el tamaño de la berma cambia poco en función de dicho parámetro. Si acaso, se detecta un ligero corrimiento de la berma hacia la parte de tierra a medida que la altura de ola incrementa, fenómeno que refleja la realidad al ser el comportamiento registrado en numerosas playas durante la ocurrencia de tormentas (aumento en la altura de ola).

V.1.1.1 Tren de olas contra porcentaje de acumulación $T = 1$ s

Para realizar una comparación entre los perfiles obtenidos en el proceso de estabilización y, a la vez, aportar información respecto de la rapidez de variación de los mismos, se calculó el porcentaje de acumulación de material, en función de la longitud temporal acumulada del tren de olas. Para ello fue necesario introducir el concepto de la frecuencia angular, σ , que multiplicada por la duración del tren de olas permite obtener un número adimensional. La frecuencia angular se define como:

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} \quad (\text{V.1})$$

De manera que el número adimensional empleado en este trabajo queda definido como:

$$\sigma T_i = \frac{2\pi}{T} T_i \quad (\text{V.2})$$

En la que T_i es la duración de los trenes de olas individuales.

Por su parte, el porcentaje de acumulación se calculó, como:

$$E = \left| \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1} \right| \times 100 \quad (\text{V.3})$$

Donde

- Z_1 es la elevación de un punto (m)
 Z_2 es la elevación medida después de un tren de olas (m)

En la

Tabla V.1 a la Tabla V.6 se presentan las variaciones porcentuales obtenidas, mientras que en la Figura V.6 a la Figura V.11, se observa dicha variación dibujada en función de la duración acumulada de los trenes de olas.

Tabla V.1 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.10$ m y $T = 1$ s.

Perfiles	T (s)	E (%)	T_t (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I - 1	1	3.222821	60	60	376.991
1 - 2	1	3.067906	240	300	1884.955
2 - 4	1	2.878093	480	780	4900.884
4 - 5	1	8.124705	600	1380	8670.795

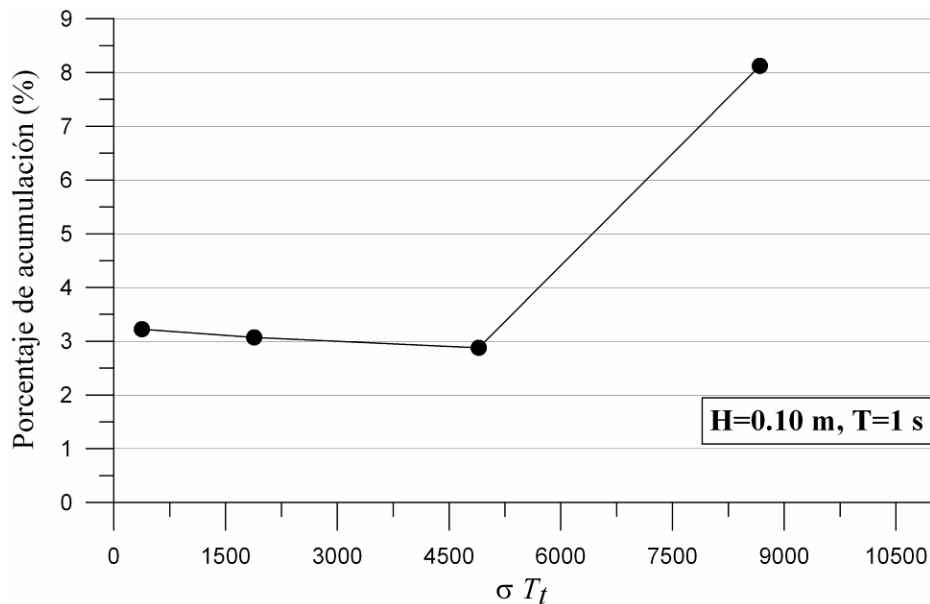
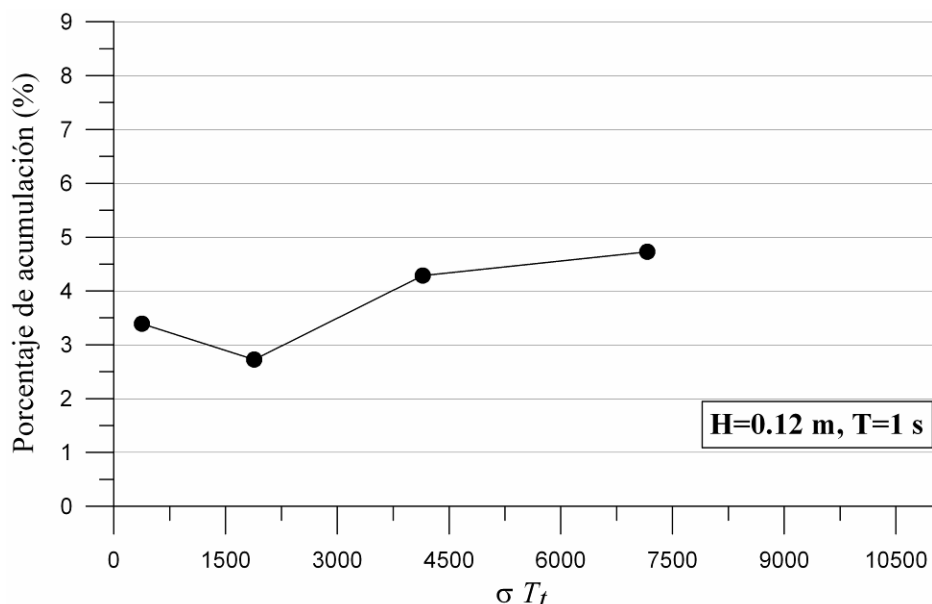


Figura V.6 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.10$ m, y $T = 1$ s.

En este primer caso (Figura V.6) se observa que la respuesta de las variaciones del perfil presenta una fuerte dependencia a la duración de los trenes de olas, lo cual se evidencia con el aumento considerable en el porcentaje de variación entre los perfiles. Cabe señalar que esta condición de oleaje es la menos energética y de ahí que se requiera un mayor número de olas para deformar el perfil y llevarlo a la estabilidad.

Tabla V.2 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 1$ s.

Perfiles)	T (s)	E (%)	T_t (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I – 6	1	3.392330	60	60	376.911
6 – 7	1	2.723778	240	300	1884.955
7 – 8	1	4.287660	360	660	4146.902
8 – 9	1	4.726613	480	1140	7162.831

**Figura V.7** Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 1$ s.

El aumento en la altura de ola supone un clima de oleaje más energético, por lo que lo mostrado en la Figura V.7 corresponde a una variación entre perfiles un poco más errática (cambios de pendiente negativa a positiva) pero más repartida a lo largo de la prueba, esto es, en el caso anterior, prácticamente toda la deformación ocurrió con el último tren de olas, mientras que en este segundo caso la deformación se presenta en los dos últimos.

Tabla V.3 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.14$ m y $T = 1$ s.

Perfiles	T (s)	E (%)	T_t (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I – 10	1	1.790014	60	60	376.991
10 – 11	1	2.443452	240	300	1884.955
11 – 13	1	1.557081	480	780	4900.884
13 – 14	1	8.291536	600	1680	10555.751

El caso con 14 cm de altura de ola es muy similar al de 10 cm en el sentido que la deformación más importante se presenta en el último tren de olas, sin embargo, el comportamiento al inicio no es tan parecido ya que aunque la altura de ola es mayor, los porcentajes de variación son menores.

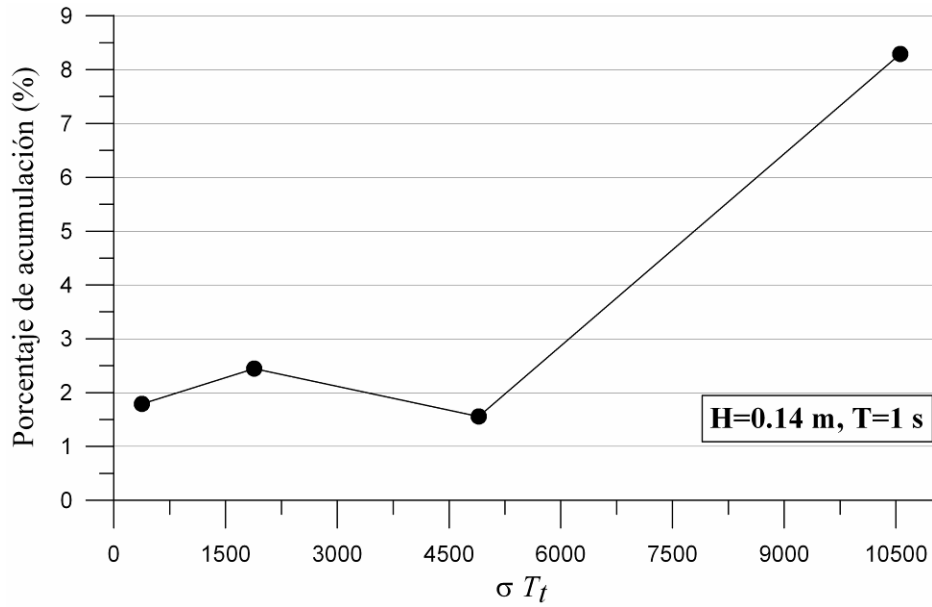


Figura V.8 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.14$ m, y $T = 1$ s.

Tabla V.4 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.16$ m y $T = 1$ s.

Perfiles)	T (s)	E (%)	Tt (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I – 15	1	2.373284	60	60	376.991
15 – 16	1	3.007569	150	210	1319.469
16 – 17	1	1.227710	180	390	2450.442
17 – 18	1	1.405182	240	630	3958.407
18 – 19	1	1.367621	480	1110	6974.336

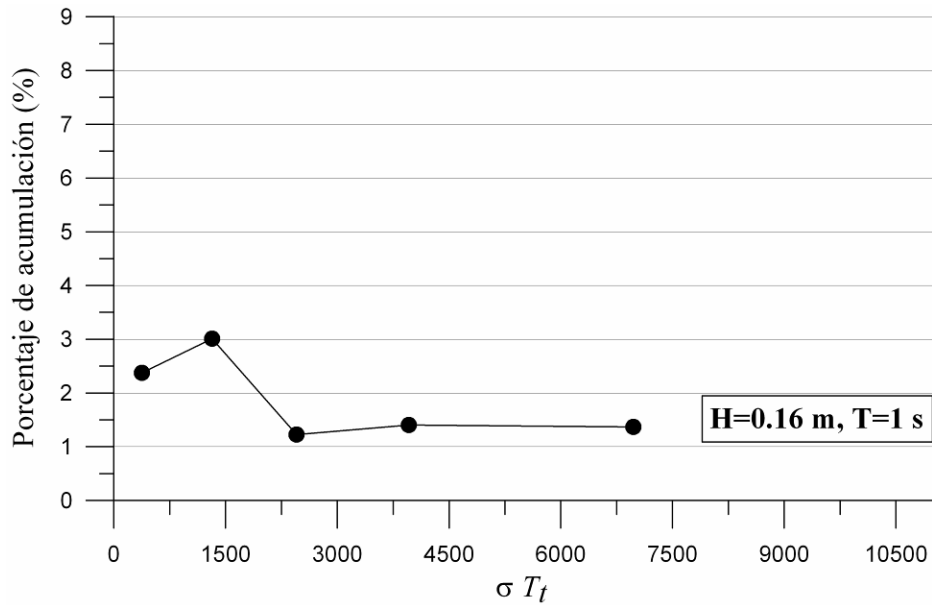


Figura V.9 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.16$ m y $T = 1$ s.

Los trenes de olas con 16 y 18 cm de altura de ola presenta un comportamiento similar. En ellos, la mayor variación ocurre al inicio de la prueba y se mantiene muy regular hacia el final de la misma. Esta regularidad luego de un alto número de olas da indicios de un

equilibrio no estático, es decir, aunque el perfil ya no se modificará significativamente su forma para la misma altura de ola, existe movimiento de las partículas que forman la playa.

Tabla V.5 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.18$ m y $T = 1$ s.

Perfiles)	T (s)	E (%)	Tt (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I – 20	1	3.017062	60	60	376.991
20 – 21	1	1.614192	150	210	1319.469
21 – 22	1	1.174653	180	390	2450.442
22 – 24	1	1.229491	480	870	5466.371

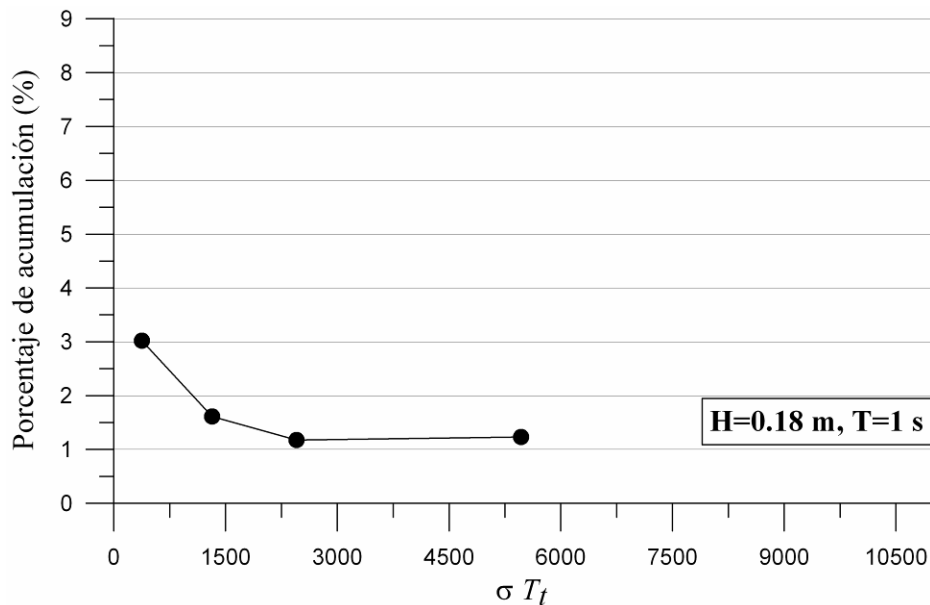


Figura V.10 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.18$ m, y $T = 1$ s.

Otra forma de evaluar las variaciones del perfil es a través del número de Iribarren. El número de Iribarren es un parámetro que puede aportar información respecto de la interacción de la playa, desde el punto de vista de la pendiente original y el oleaje. Adicionalmente, este parámetro permite relacionar los fenómenos de morfo-dinámica del modelo con el tipo de rotura que se presenta durante la modelación. Así pues, el número de Iribarren (también conocido como parámetro de “surf”) se calcula con la siguiente expresión:

$$Ir = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\frac{H}{L}}} \quad (\text{V.4})$$

en la que

- α es el ángulo de la playa con respecto a la horizontal.
- H es la altura de ola en m.
- L es la longitud de onda en m.

La Tabla V.6 y la Figura V.11, muestran la evolución del porcentaje de acumulación respecto del número de Iribarren. Es claro que para el grupo de ensayos considerado en este trabajo, el porcentaje de acumulación presenta un máximo para números de Iribarren cercanos a 0.6, que corresponde al límite de rotura en descrestamiento.

Tabla V.6 Variación del porcentaje de acumulación, contra el número de Iribarren.

H (m)	T (s)	L (m)	k	E (%)	I_r
0.1	1	1.4637	4.292672889	6.74371198	0.765166649
0.12	1	1.4637	4.292672889	4.642771047	0.698498389
0.14	1	1.4637	4.292672889	28.95691604	0.646683849
0.16	1	1.4637	4.292672889	34.76667178	0.60491735
0.18	1	1.4637	4.292672889	1.441420614	0.570321547

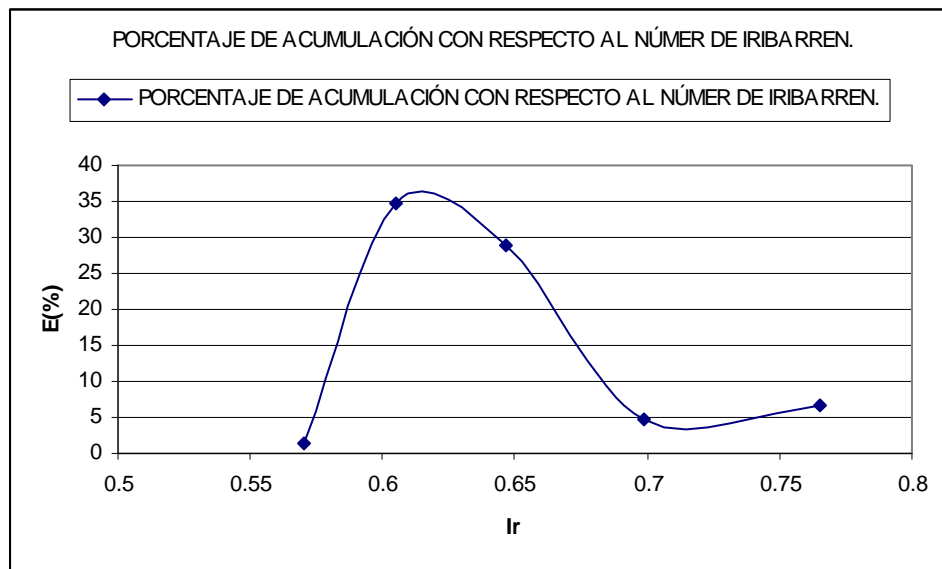


Figura V.11 Variación del porcentaje de acumulación, contra el número de Iribarren, para periodo $T = 1$. (s).rotura iribarren

V.1.2 Variación del perfil, para un tren de olas con período $T = 2$ (s) y para diferentes alturas de ola.

En las siguientes gráficas (Figura V.12 y Figura V.13) se presentan los resultados para los perfiles ensayados con un periodo de ola $T = 2$ s y alturas de ola $H = 0.10$ y 0.12 m, respectivamente. En este caso y tomando como referencia el caso anterior, se observa que al aumentar el período a 2 s, aparece nuevamente una berma, lo cual indica que existe un exceso de material. La berma que aparece para el periodo de 2 s es más grande que la berma que apareció en los ensayos que corresponden a periodo de 1 s, ya que la energía inducida por el oleaje sobre la playa es mayor.

Por otro lado, es notorio que la variación entre los perfiles es mayor, es decir, la berma no aparece en su totalidad desde el inicio de las pruebas sino que requiere de un mayor tiempo de acción del oleaje para desarrollarse por completo.

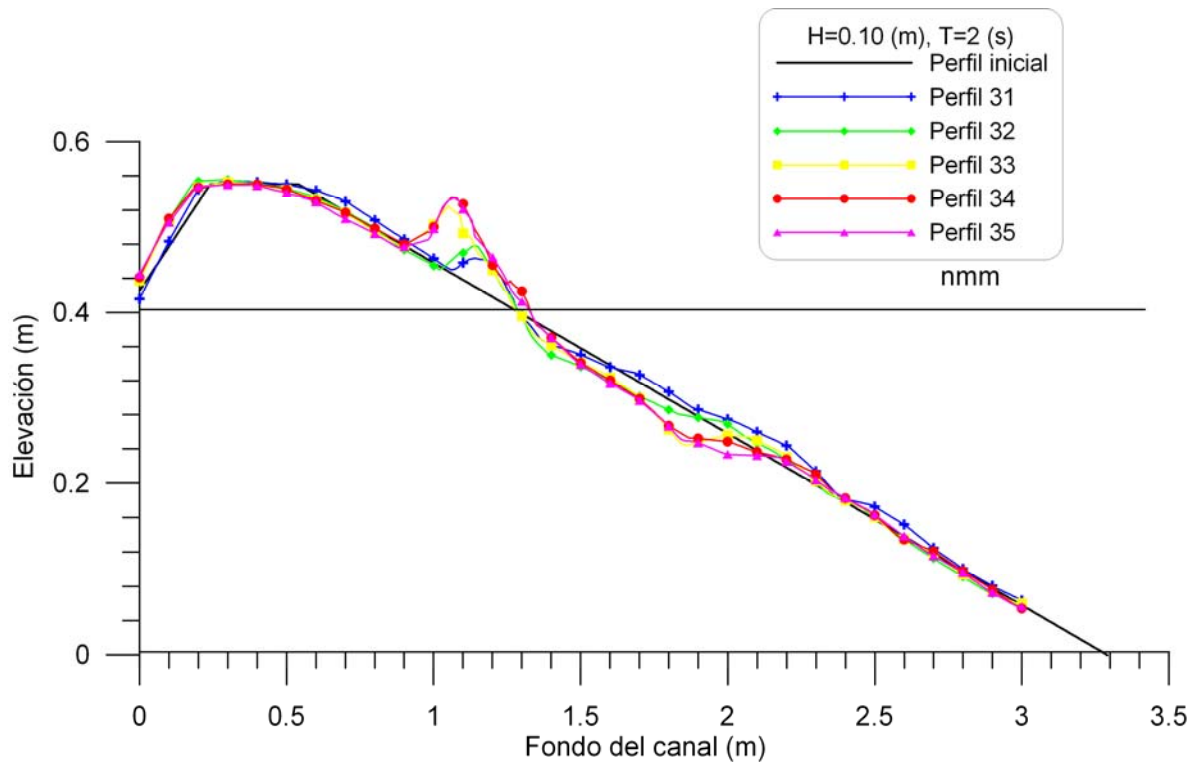


Figura V.12 Variación de los perfiles 31 a 35; $H = 0.10 \text{ (m)}$, y periodo $T = 2. \text{ (s)}$.

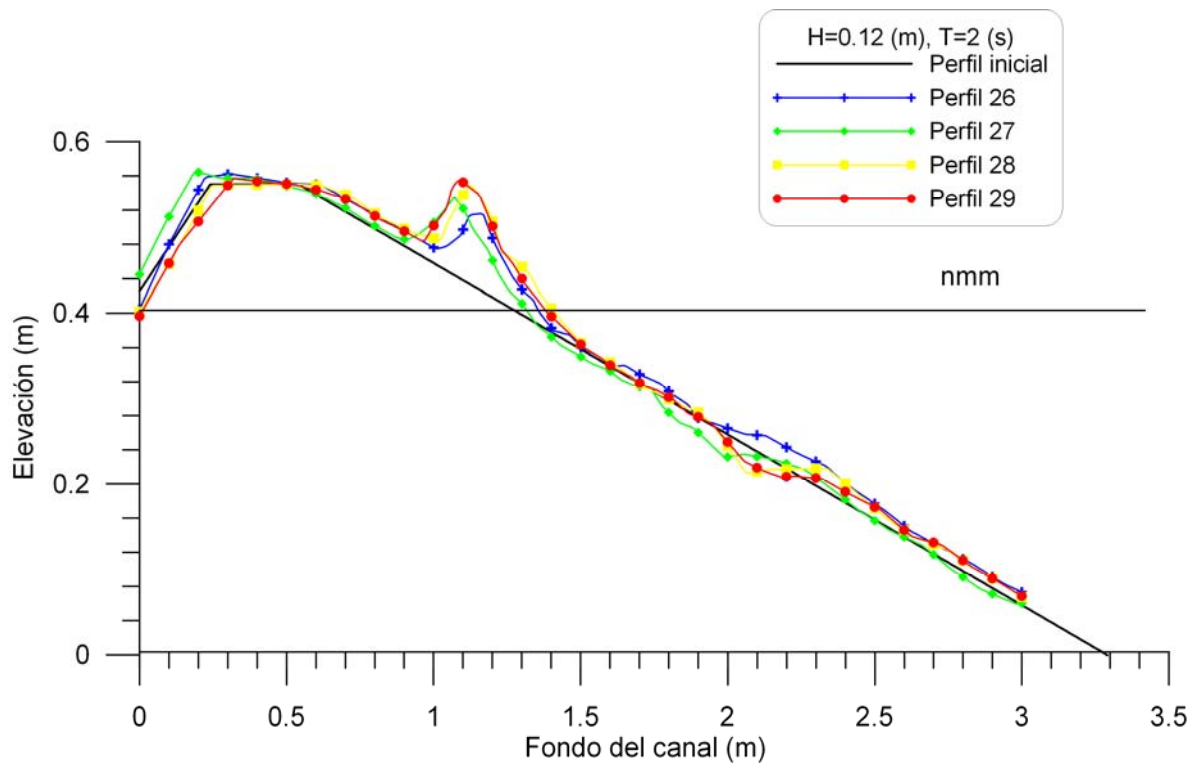


Figura V.13 Variación de los perfiles 26 a 30 para altura de ola $H = 0.12 \text{ (m)}$, y periodo $T = 2. \text{ (s)}$.

La Figura V.12 y la Figura V.13 muestran una dinámica mucho mayor a lo largo de los experimentos, en adición al crecimiento de la berma generada por el reacomodo del material en exceso, se presenta un corrimiento de la misma hacia la parte seca de la playa. Este fenómeno hace que la forma final de la berma sea menos acusada, es decir, con mayor tendencia a generar una zona de lavado casi horizontal como la que se observa en numerosas playas en la naturaleza.

V.1.2.1 Tren de olas contra porcentaje de acumulación.

En la Tabla V.7 (Figura V.14) y Tabla V.8 (Figura V.15) se presenta la variación del porcentaje de acumulación contra la longitud del tren de olas para $T = 2$ s y $H = 0.10$ m, respectivamente. En dichas tablas (Figura V.14 y Figura V.15) se observa que cuando el número de olas que contiene el tren de olas aumenta el porcentaje de acumulación decrece, esto en virtud que el perfil se va acercando al equilibrio y el movimiento de piezas es menor.

Tabla V.7 Variación del porcentaje de acumulación, contra el tren de olas, para $H = 0.10$ m y $T = 2$ s.

Perfiles	T (s)	E (%)	Tt (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I – 31	2	3.776010	60	60	188.4955
31 – 32	2	4.406162	150	210	659.7345
32 – 33	2	2.399863	180	390	1225.221
33 – 34	2	1.793808	240	630	1979.2035
34 – 35	2	1.404851	480	1110	3487.168

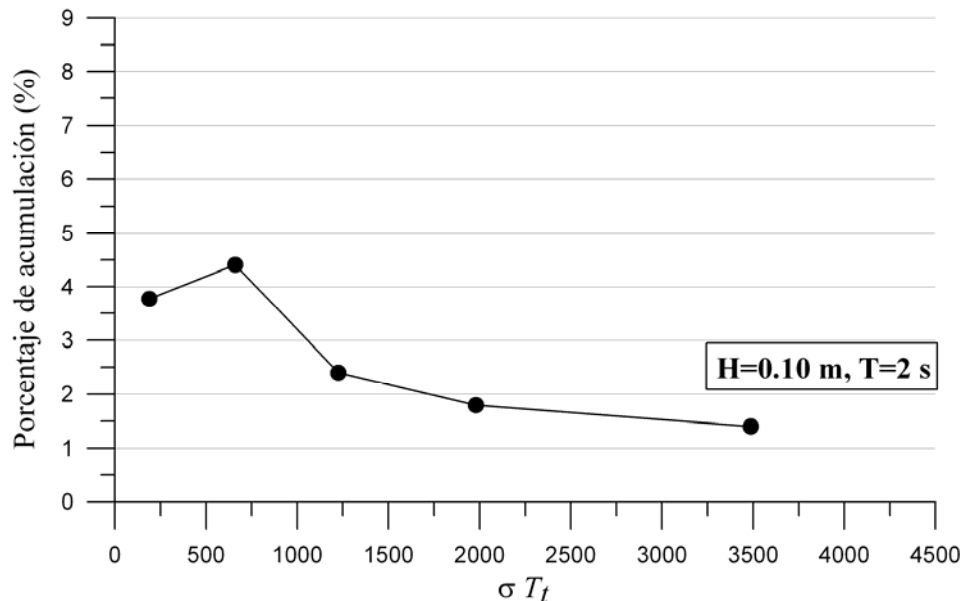


Figura V.14 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.10$ m y $T = 2$ s.

Tabla V.8 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 2$ s.

Perfiles	T (s)	E (%)	Tt (s)	ΣT_t (s)	$\sigma \Sigma T_t$
I – 26	2	6.744327	60	60	188.4955
26 – 27	2	6.938874	150	210	659.7345

27 – 28	2	7.065491	180	390	1225.221
28 – 29	2	1.596373	240	630	1979.2035

Para los dos trenes de olas que se ensayaron con periodo de dos segundos, la variación del perfil es parecida, en ambos casos se presenta una gran acumulación de material al inicio y disminuye a medida que se alcanza el equilibrio. Es interesante notar que en el segundo caso (Figura V.15) la variación se mantiene en valores altos, alrededor de 7%, y no desciende sino hasta que alcanza el equilibrio haciéndolo de forma muy dramática.

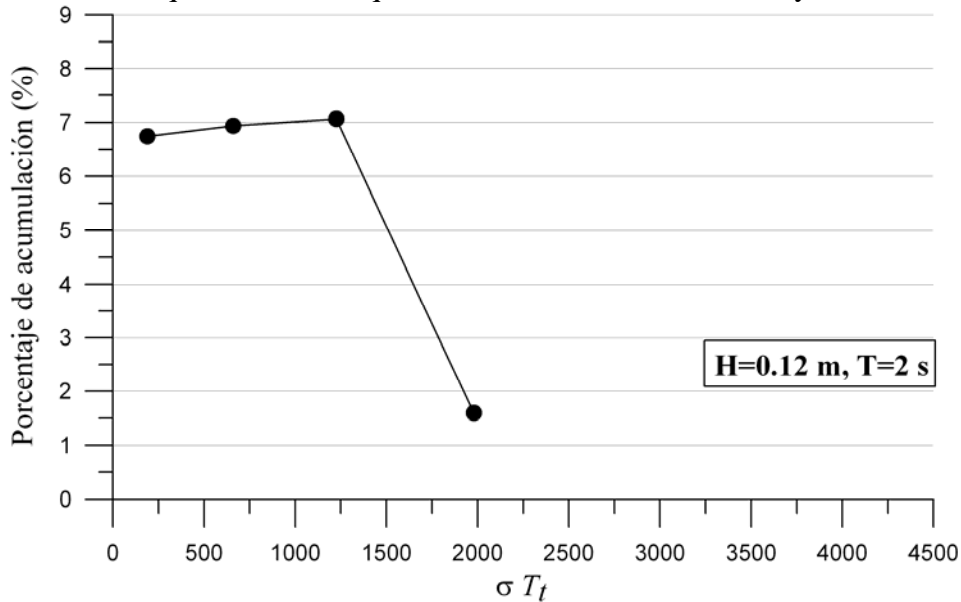


Figura V.15 Variación del porcentaje de acumulación, $H = 0.12$ m y $T = 2$ s.

V.2 Crecimiento o reducción de la playa seca

El crecimiento de la playa seca, fue medido a partir del volumen de material desplazado y depositado por arriba del nivel medio del mar. (Figura V.16).

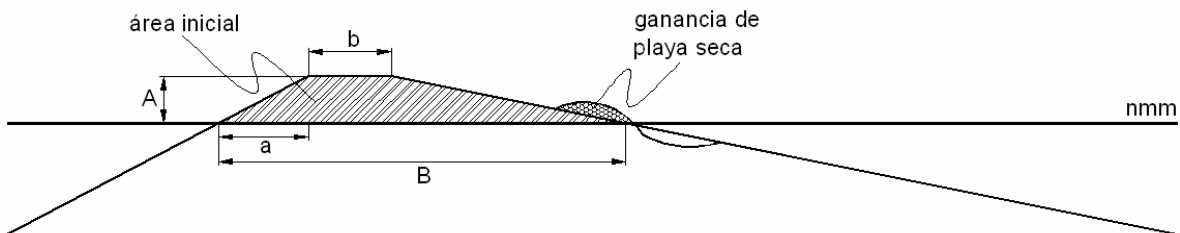


Figura V.16 Diagrama del área de crecimiento de la playa seca.

Para determinar dicho volumen se calcularon las áreas de la sección transversal del modelo inicial (talud recto 1:5) y al término de cada tren de olas. La estimación del área transversal inicial se realizó idealizando el polígono formado por el material colocado por arriba del nivel medio del mar (área dentro de las líneas b, B y los taludes del modelo. Figura V.16). Así, el área se puede estimar como:

$$A_{inicial} = (b + (B - a)) \frac{A}{2} + \frac{Aa}{2} \quad (V.5)$$

En todos los casos, siendo que se parte de la misma playa en talud recto, el área inicial es de 0.6383 m².

El área después de un tren de olas fue calculada mediante el concepto de altura media entre dos cotas (aproximación de un área dividiéndola en trapecios), esto es:

$$A_{final} = \sum A_i = \sum (z_i + z_{i+1}) \frac{\Delta x}{2} \quad (V.6)$$

Donde

- A_{final} área transversal luego de un tren de olas.
- A_i área entre dos cotas sucesivas.
- Δx separación entre cotas (0.01 m en este trabajo).

Finalmente, el volumen de crecimiento de la playa seca se calculó como la diferencia entre las áreas, multiplicada por el ancho del canal, esto es:

$$V = (\sum A_{final} - A_{inicial}) * 0.8 \quad (V.7)$$

A continuación se muestran los resultados obtenidos.

V.2.1 Período T = 1 s, y alturas de ola de 0.10 hasta 0.18 m

En la Tabla V.9 a la

Tabla V.13 y la Figura V.17 a la Figura V.21 se presentan los resultados de crecimiento, en volumen, de la playa seca para un período de ola de 1 s y alturas de ola variando desde 0.10 hasta 0.18 m.

Tabla V.9 Crecimiento de la playa seca $H = 0.10$ m y $T = 1$ s.

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
1	0.6821	0.0351
2	0.6738	0.0284
4	0.6239	0.01929
5	0.6734	0.02812

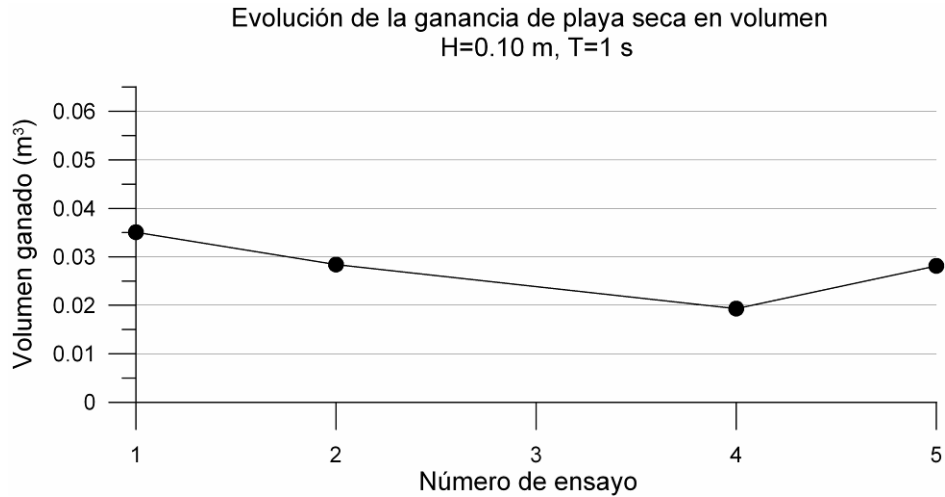


Figura V.17 Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca H=0.10 m y T = 1 s.

Contrario a lo que podría pensarse inicialmente, el volumen de material que es depositado en la parte seca de la playa no muestra una tendencia creciente todo el tiempo, esto es evidencia de que la consecución del perfil de equilibrio no es un proceso que se lleve a cabo siempre erosionando o creciendo, sino que una playa tendrá etapas de acreción y etapas de pérdida de material antes de llegar a una forma estable. La Figura V.17 es un ejemplo de lo anterior; en ella se observa una acumulación inicial de material del que el siguiente tren de olas toma una parte y lo devuelve a la parte sumergida. El siguiente tren también es erosivo (respecto del material ya ganado) y el último, con el que se alcanza el equilibrio, vuelve a depositar material en la parte seca.

Tabla V.10 Crecimiento de la playa seca H = 0.12 m y T = 1 s.

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
6	0.0020	0.0016
7	0.0271	0.0217
8	0.0342	0.0274
9	0.0083	0.0066

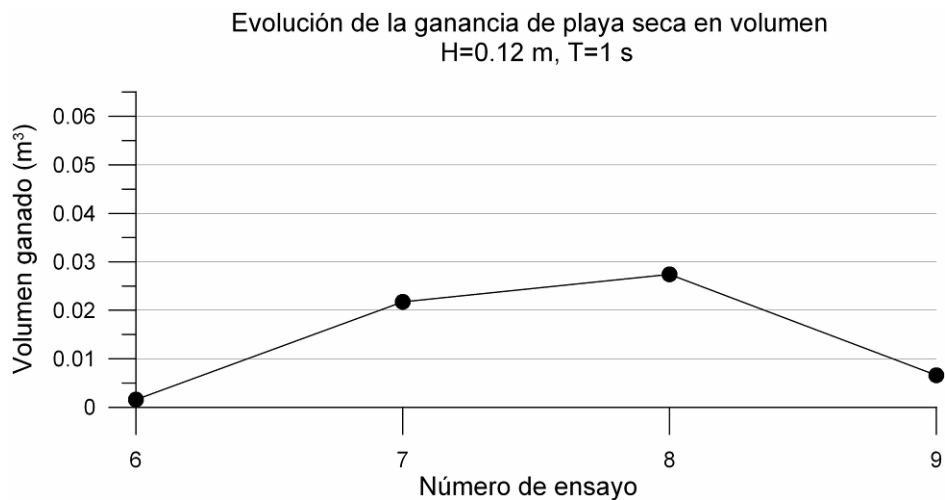


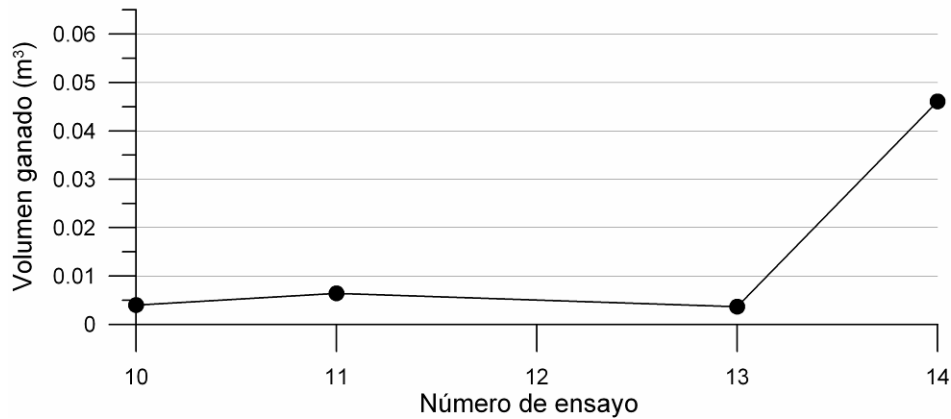
Figura V.18 Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca H=0.12 m y T = 1 s.

Tabla V.11 *Crecimiento de la playa seca $H = 0.14$ m y $T = 1$ s.*

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
10	0.0050	0.0040
11	0.0080	0.0064
13	0.0047	0.0037
14	0.0577	0.0461

Es interesante que para la altura de ola de 12 cm (Figura V.18), el proceso es a la inversa del descrito anteriormente, es decir, al inicio hay un a acumulación casi nula, luego se acumula gran cantidad de material y al final, para llegar al equilibrio, parte de ese material tuvo que ser acarreado hacia la zona sumergida de la playa.

Evolución de la ganancia de playa seca en volumen
 $H=0.14$ m, $T=1$ s

**Figura V.19** *Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H = 0.14$ m y $T = 1$ s.***Tabla V.12** *Crecimiento de la playa seca $H = 0.16$ m y $T = 1$ s.*

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
15	0.0001	0.0001
16	0.0029	0.0023
17	0.0018	0.0014
18	0.0004	0.0003
19	0.0065	0.0052

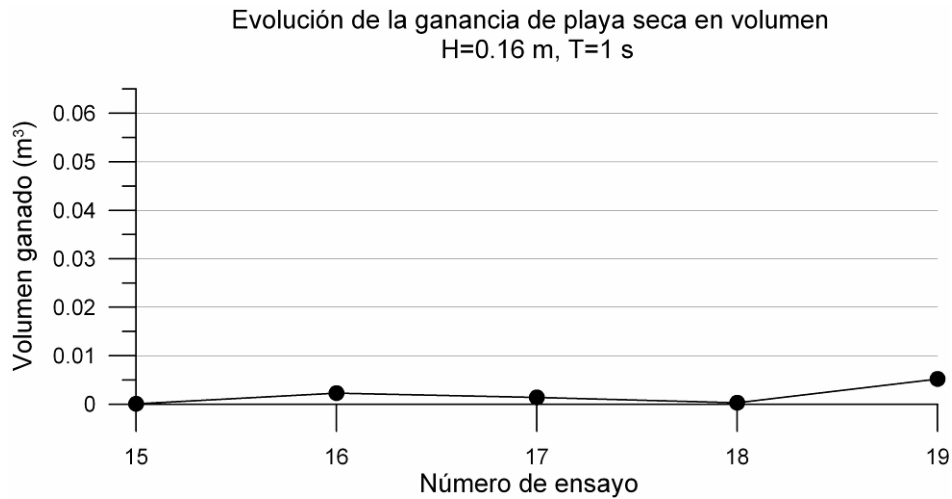


Figura V.20 Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H = 0.16$ m y $T = 1$ s.

Tabla V.13 Crecimiento de la playa seca $H = 0.18$ m y $T = 1$ s.

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
20	0.0058	0.0046
21	0.0016	0.0013
22	0.0064	0.0051
24	0.0001	0.0001

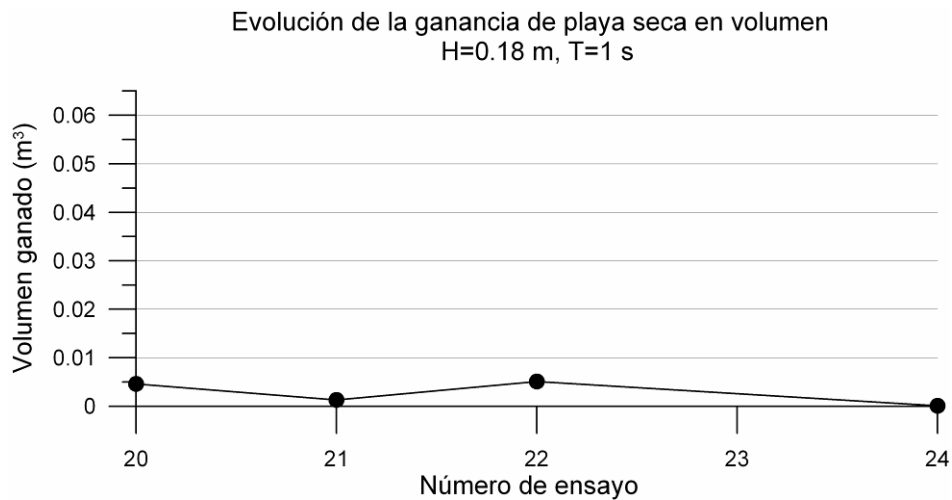


Figura V.21 Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H = 0.18$ m y $T = 1$ s.

En los trenes correspondientes a las aturas de ola de 14, 16 y 18 cm se presenta poca acumulación de material, esto se debe a que el tipo de rotura que se presenta para estos casos es más disipativo y la energía que queda en el flujo luego de que rompen las olas no es capaz de subir el material por el talud.

V.2.2 Período $T = 2$ s, y alturas de ola de 0.10 y 0.12 m.

La Tabla V.14 y Tabla V.15, así como la Figura V.22 y Figura V.23 presentan los resultados de crecimiento de la playa seca para los trenes con período de ola de 2 s y alturas de ola desde 0.10 y 0.12 m, respectivamente.

Tabla V.14 Crecimiento de la playa seca $H = 0.10$ m y $T = 2$ s.

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
31	0.0110	0.0088
32	0.0119	0.0096
33	0.0178	0.0142
34	0.0395	0.0316
35	0.0315	0.0252

El comportamiento de la evolución de la ganancia de playa seca en el caso con 10 cm de altura de ola y 2 s de periodo (Figura V.22) es distinto de los antes analizados. Este es el único, de entre los resultados que se presentan en este trabajo, que mantiene una tendencia de crecimiento en el volumen de material solo hasta poco antes de alcanzar el equilibrio.

Es claro, tanto en este caso como en el correspondiente a 12 cm de altura de ola (Figura V.23), que el aumento en el periodo impacta directamente en la energía que llega hasta la playa y se manifiesta como un importante incremento en el volumen añadido a la parte seca del modelo. Adicionalmente, el incremento en la altura de ola en el último caso, genera el movimiento de mucho más material que en los casos anteriores, es decir, una berma de mayor tamaño.

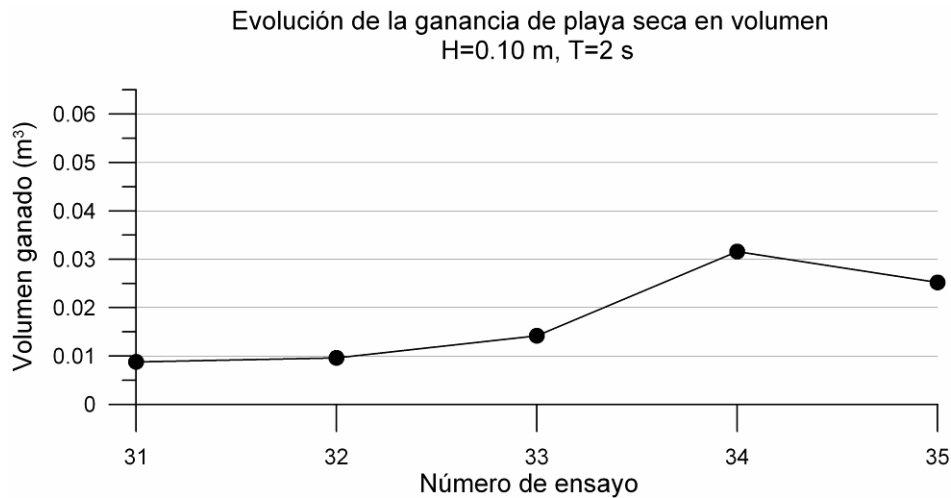


Figura V.22 Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca $H=0.10$ m y $T = 2$ s.

Tabla V.15 Crecimiento de la playa seca $H = 0.120$ m y $T = 2$ s.

ENSAYO	ÁREA FINAL (m ²)	V (m ³)
26	0.0545	0.0436
27	0.0405	0.0324
28	0.0779	0.0623
29	0.0634	0.0507

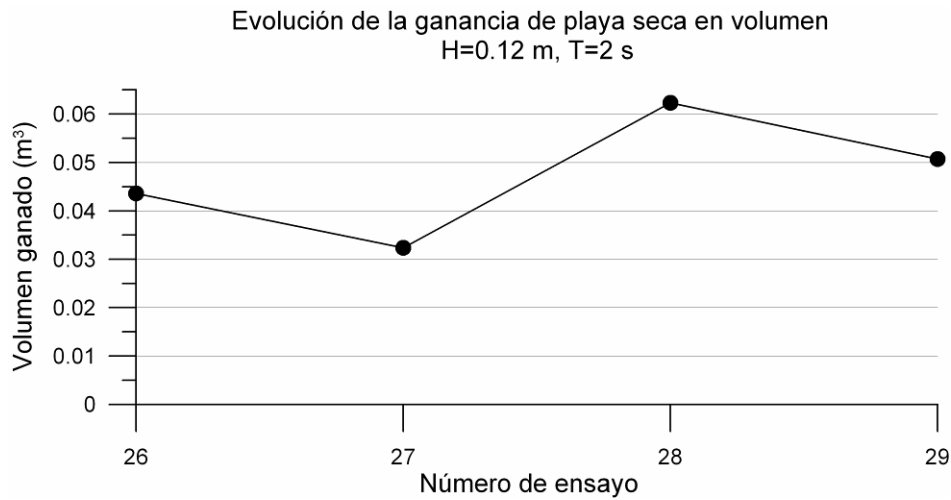


Figura V.23 Comparación del volumen de crecimiento de la playa seca H=0.12 m y T = 2 s.

V.3 Evolución de la reflexión

La evolución del coeficiente de reflexión fue evaluada utilizando la metodología desarrollada por Baquerizo (2005). En la Figura V.24 y Figura V.25 se presenta la evolución en función del número de ensayos del coeficiente de reflexión para los casos ensayados con 1 y 2 s. Como puede observarse en estas figuras, la reflexión del oleaje, en general, disminuye a medida que los perfiles fueron alcanzando su estado de equilibrio, lo cual era de esperarse si se recuerda que el perfil de equilibrio corresponde a la condición en que el sistema debe soportar menores esfuerzos.

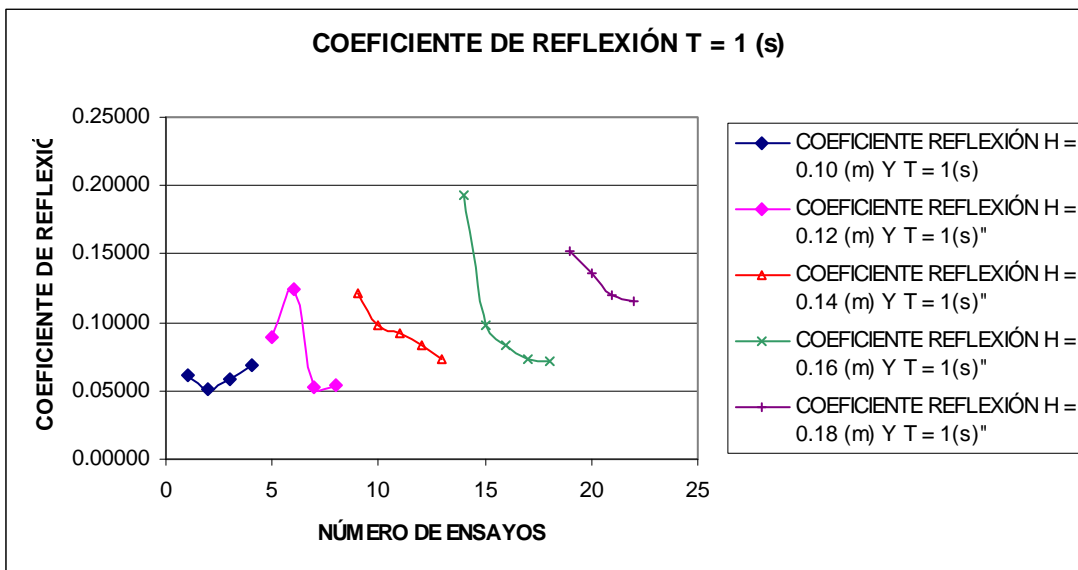


Figura V.24 Comparación del coeficiente de reflexión para T=1 s.

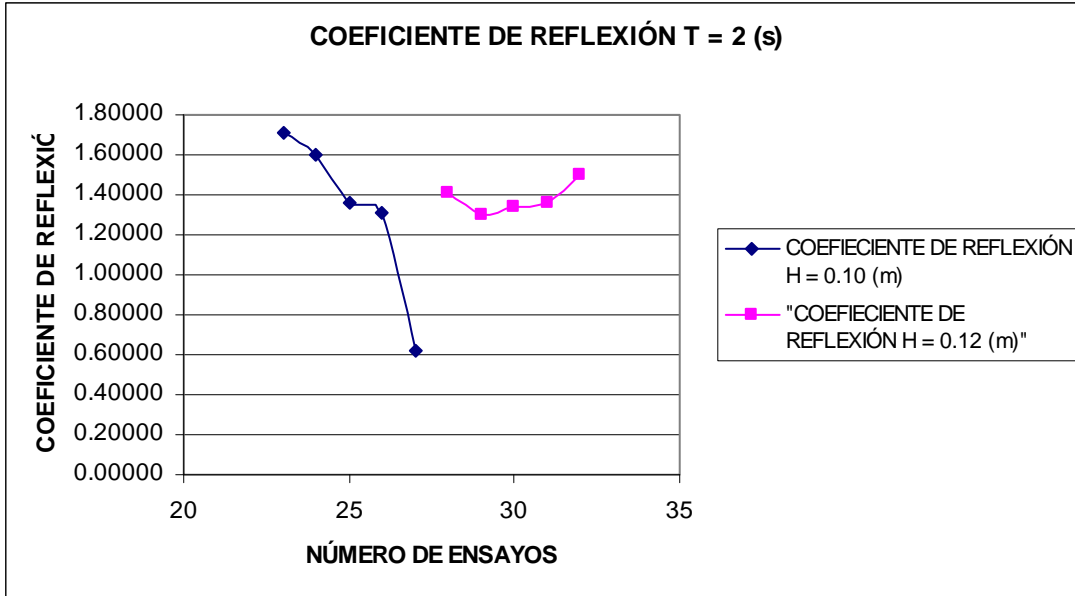


Figura V.25 Comparación del coeficiente de reflexión para $T=2$ s.

Al igual que con el volumen de ganancia de playa seca, las variaciones que se observan en el coeficiente de reflexión obedecen a la historia de deformación que sufre el perfil desde la forma de talud recto hasta el equilibrio y, como se dijo antes, durante este proceso la playa puede pasar por etapas de mayor y menor reflexión hasta que encuentra su forma de mayor disipación de energía.

V.4 Comparación entre perfiles teóricos y experimentales

Retomando las ecuaciones de la Tabla III.2, en este apartado se llevará a cabo una comparación entre perfiles teóricos y experimentales. Por ser de entre los de mayor uso y aplicación ingenieril, en el presente trabajo solo se consideran los perfiles definidos por Dean y Vellinga, a saber,

Autores	Expresión Matemática
Brunn-Dean (1977)	$d = Ax^{2/3}$
Vellinga (1983)	$d = Ax^{0.78}$

En la Figura V.26 a la Figura V.32 se muestran las comparaciones entre los perfiles obtenidos como perfiles de equilibrio para cada altura de ola y los calculados con las formulaciones propuestas por Dean y Vellinga, respectivamente.

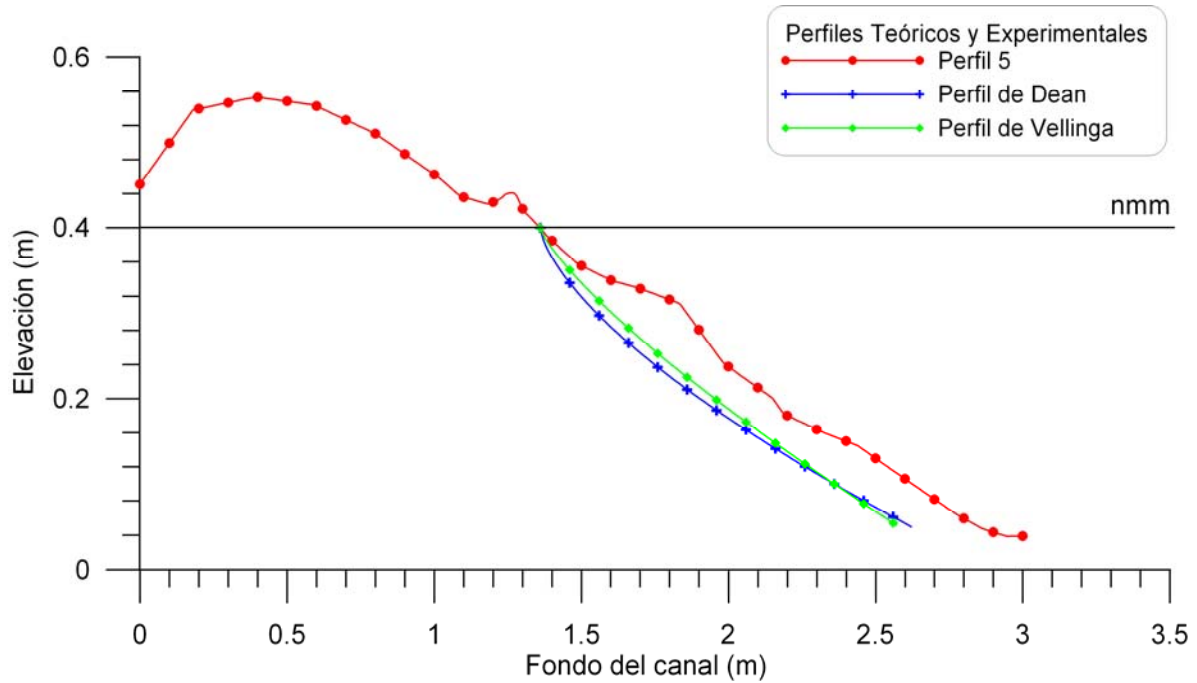


Figura V.26 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 5 experimental, que corresponde a una $H=0.10$ m y $T=1$ s.

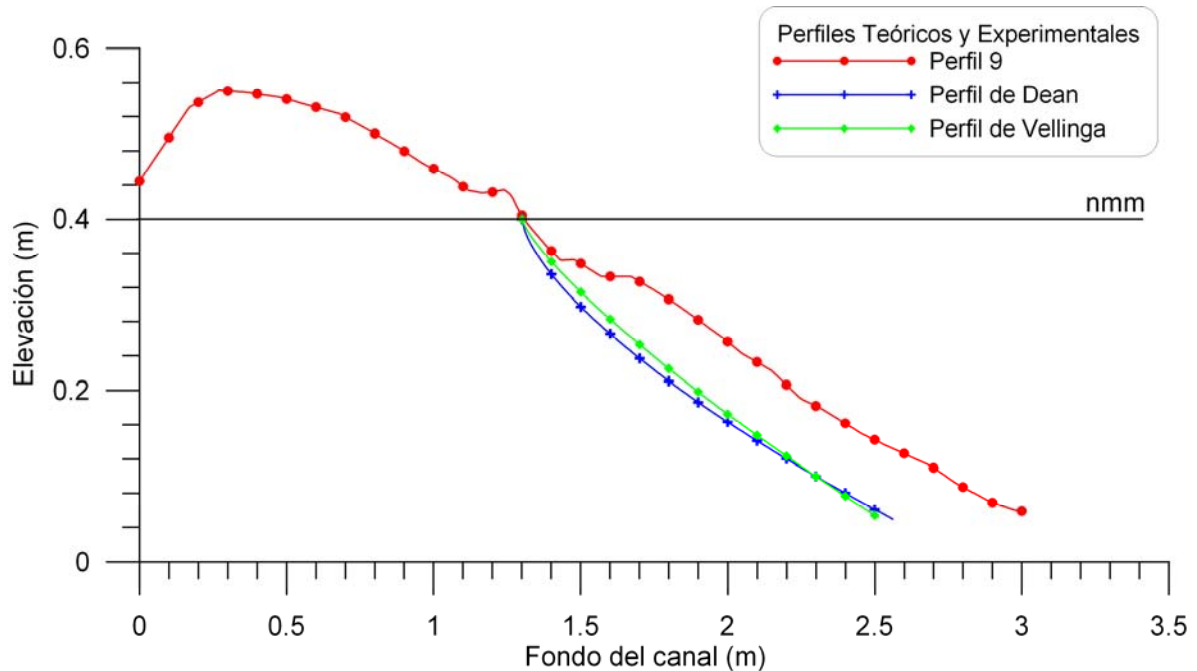


Figura V.27 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 9 experimental, que corresponde a una $H=0.12$ m y $T=1$ s.

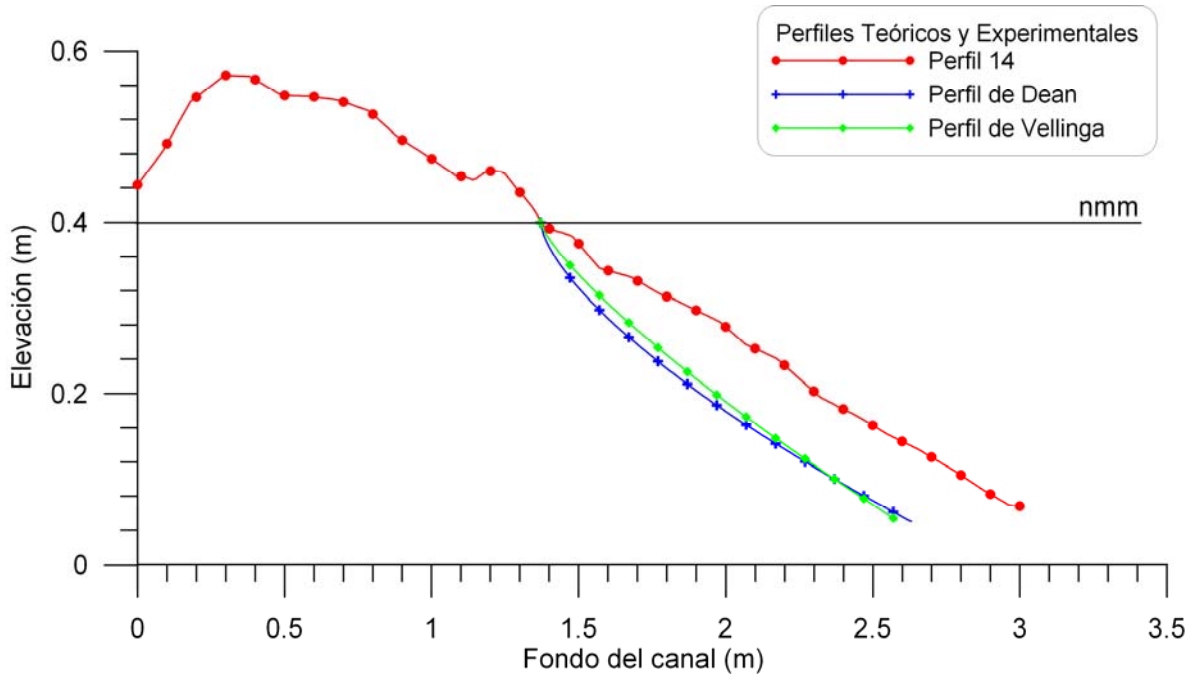


Figura V.28 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 14 que corresponde a una $H=0.14$ m y $T=1$ s.

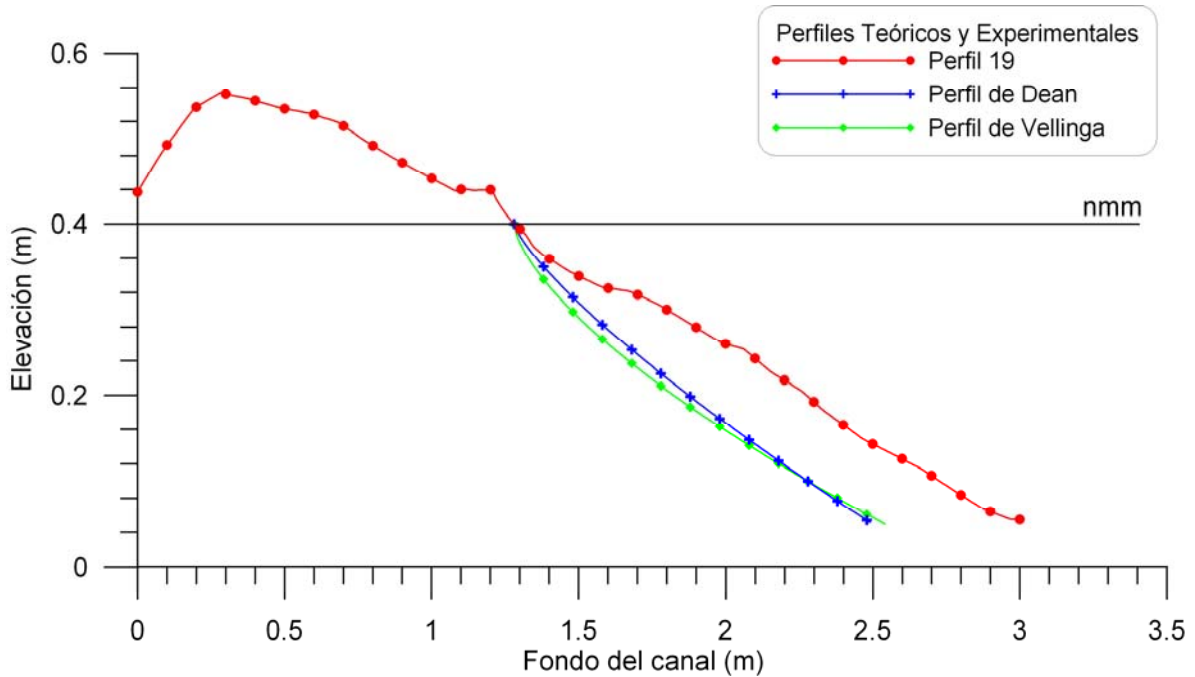


Figura V.29 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 19 que corresponde a una $H=0.16$ m y $T=1$ s.

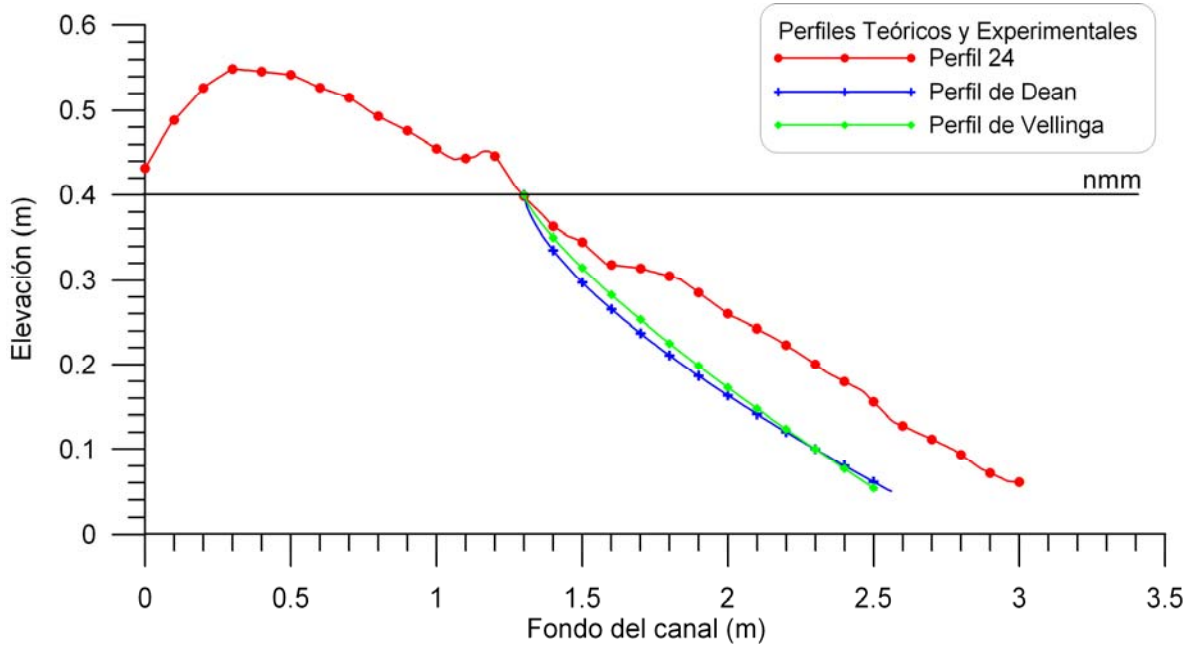


Figura V.30 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 24 que corresponde a una $H=0.18$ m y $T=1$ s.

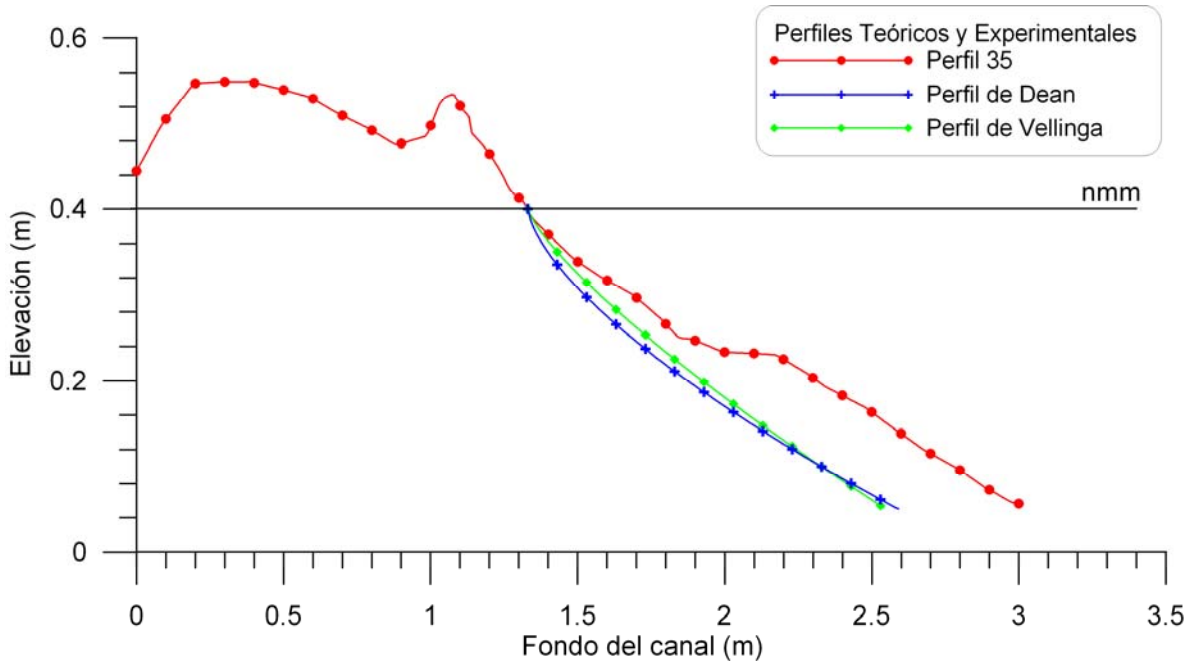


Figura V.31 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 35 que corresponde a una $H=0.10$ m y $T=2$ s.

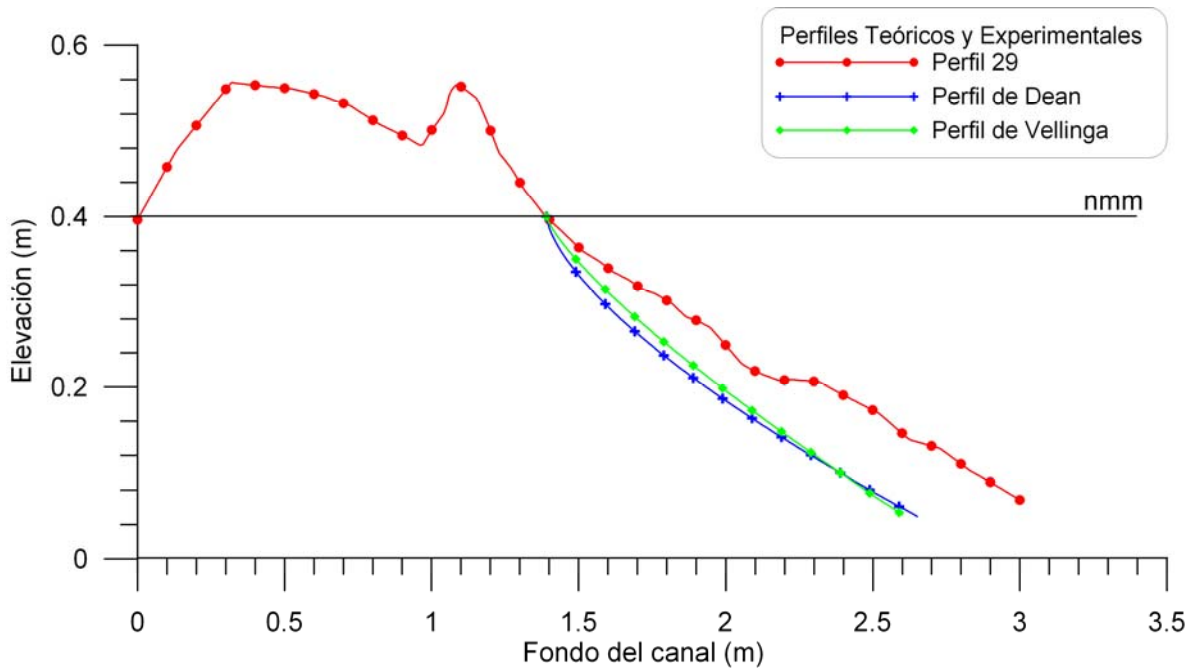


Figura V.32 Comparación de los perfiles teóricos de DEAN y VELLINGA contra el perfil 29 que corresponde a una $H=0.12$ m y $T=2$ s.

De la Figura V.26 a la Figura V.30, al comparar los perfiles teóricos, contra los perfiles experimentales (perfil 5, 9, 14, 19 y 24), se observa que la concavidad que se produce por del oleaje, es considerable en la parte sumergida, sin embargo resulta poco semejante a las curvas teóricas que se proponen como perfiles de equilibrio. Se observa claramente que los perfiles experimentales asumidos como de equilibrio, presentan una parábola muy cerrada y con una concavidad considerable que se extiende unos 50 cm hacia el fondo del canal a partir del nivel de agua quieta. En los primeros 20 cm el perfil experimental se asemeja bastante a las curvas teóricas, sin embargo en los 30 cm restantes la curva experimental se despega bastante, esto se atribuye principalmente a las etapas de acreción y de erosión que presenta la playa antes de llegar a su condición de equilibrio para estas condiciones de oleaje (periodo de 1 s y alturas de ola de 10 a 18 cm), en las que se desarrolla muy poca energía capaz de mover más partículas.

En la Figura V.31 y Figura V.32, las cuales corresponden a un periodo de 2 s y a alturas de ola de 10 y 12 cm respectivamente, los perfiles experimentales asumidos como de equilibrio, son mas semejantes a las curvas teóricas ya que los perfiles experimentales presentan una parábola menos cerrada y con una concavidad que se extiende aproximadamente 90 cm hacia el fondo del canal, y es en los primeros 40 cm en donde el perfil experimental se asemeja más a los teóricos. Esto se debe a que la energía es mayor provocando un arrastre de partículas de una profundidad mayor hacia la playa seca, dando como resultado una ganancia considerable, y una semejanza notable con respecto a los perfiles de equilibrio teóricos.

Conclusiones y Futuras Líneas de Trabajo.

Conclusiones y futuras líneas de trabajo

La forma y comportamiento energético de las playas de grava son tan dependientes del tamaño del grano como de las condiciones del oleaje que estén actuando, en menor medida a la altura de ola y mayor al periodo de las olas.

El modelo empleado para estos experimentos (talud recto 1:5) corresponde a una playa con exceso de material, lo cual se concluye luego de observar que para todos los climas de oleaje ensayados la tendencia de la playa seca es a la acreción. Por su parte, si se observa el perfil en su totalidad, el exceso de material se entiende como el acarreo de material y la formación de una berma, por arriba del nivel medio del agua.

La variación del perfil debido a la acción de trenes de ola consecutivos, puede ser alta, mientras no se alcance el perfil de equilibrio; por lo tanto la variación del perfil de una playa de grava, para una altura de ola dada, disminuye en la medida que se acerca al equilibrio.

A lo largo del trabajo experimental se observó que la reflexión de la playa es función de la variación del perfil, es decir, de acuerdo a cómo varíe el perfil, la reflexión también lo hará. Es de notar que este proceso puede no ser en una sola dirección, de tal suerte que la reflexión puede aumentar o disminuir dependiendo de la forma semi-aleatoria que tome el perfil. En toda caso, el perfil de equilibrio es corresponde a la forma menos reflejante y más disipativa que se puede alcanzar para un tamaño de grano, calado y clima de oleaje dados.

La reducción o el crecimiento de la playa seca depende, del período, de la duración del tren de olas y de la altura de ola, ya que para altura de 0.16 y 0.18 m, el crecimiento fue mayor que para altura de ola de 0.10 y 0.12 m. Cabe resaltar que en los últimos trenes de ola el crecimiento fue menor, debido a que el perfil se acerca más al equilibrio. El período de ola, al ser más energético, hace que la playa seca sea más grande.

El perfil de equilibrio, tiene una relación bastante estrecha con el periodo y la altura de ola, la combinación de estas condiciones hace incidir la energía del oleaje contra la playa y según sea la energía será capaz de arrastrar más sedimento desde una profundidad considerable hacia la playa seca, que se ve reflejado en una ganancia de playa seca y en un perfil de equilibrio bastante semejante a las curvas teóricas de Dean y Vellinga.

Futuras líneas de trabajo

El primer trabajo que ha quedado pendiente es la finalización del programa experimental, esto es, terminar los trenes de olas con dos, tres y cuatro segundos de periodo y llevar a cabo un análisis de resultados.

Queda también pendiente experimentar con el nivel freático y la profundidad relativa del agua, para determinar de qué manera influye la variación de estas condiciones sobre el

perfil de la playa, para las mismas condiciones del oleaje que fueron establecidas en este trabajo.

Otra investigación a futuro, es que con oleaje de menor energía hacerlo incidir sobre la playa y observar el posible transporte de sedimentos y en qué dirección ocurre, esto nos ayudaría a establecer bases para determinar el crecimiento o disminución de la playa seca.

Investigar con daño acumulado, y con trenes de ola más largos, para determinar el porcentaje de acumulación entre cada condición del oleaje.

Con el fin de contar con un panorama más amplio de experimentos se pueden construir playas para los diferentes diámetros de grava que fueron cribados y hacer los respectivos experimentos, para obtener relaciones entre el diámetro, la pendiente inicial, las condiciones del oleaje y el perfil de equilibrio, la reflexión, la playa seca y el flujo de agua a causa de la variación del nivel freático.

ANEXO A Cálculo de las componentes de Fourier

Mediante el análisis en el dominio de la frecuencia una función periódica puede ser descompuesta en sus componentes armónicas. Si $\eta(t)$ es una función periódica del tiempo, t , con duración T_r , $\eta(t)$ se puede expresar como una serie infinita de términos trigonométricos de la siguiente manera:

$$\eta(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos \frac{2\pi n t}{T_r} + b_n \text{sen} \frac{2\pi n t}{T_r} \right) \quad (\text{I.1})$$

en donde a_0 expresa el valor del nivel medio, a_n y b_n son los coeficientes de Fourier, $a_n \neq b_n$, constantes expresados de la siguiente manera:

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{T_r} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) dt \\ a_n &= \frac{2}{T_r} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \cos \frac{2\pi n t}{T_r} dt \\ b_n &= \frac{2}{T_r} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \text{sen} \frac{2\pi n t}{T_r} dt \end{aligned} \right\} \quad n \geq 1 \quad (\text{I.2})$$

Si se ha realizado previamente la corrección del nivel medio, entonces el coeficiente a_0 será igual a cero y los valores a_n y b_n serán diferentes entre sí.

La frecuencia angular del enésimo coeficiente queda definido como:

$$\sigma_n = \frac{2\pi n}{T_r} \quad (\text{I.3})$$

La distancia entre armónicos adyacentes es:

$$\Delta\sigma = \frac{2\pi}{T_r} \quad (\text{I.4})$$

De la ecuación (I.4) se puede observar que entre mayor sea el período del registro, T_r , el espacio $\Delta\sigma$ se hace más pequeño y los coeficientes de Fourier estarán menos separados. Sustituyendo las ecuaciones (I.2) en la ecuación (I.1) e integrando, para $a_0 = 0$ se tiene:

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{2}{T_r} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \cos \frac{2\pi n t}{T_r} dt \right\} \cos \frac{2\pi n t}{T_r} + \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{2}{T_r} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \text{sen} \frac{2\pi n t}{T_r} dt \right\} \text{sen} \frac{2\pi n t}{T_r} \quad (\text{I.5})$$

Ahora, sustituyendo las ecuaciones (I.3) y (I.4) en la ecuación (I.5), se tiene:

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{\Delta\sigma}{\pi} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \cos \sigma_n t dt \right\} \cos \sigma_n t + \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{\Delta\sigma}{\pi} \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \text{sen} \sigma_n t dt \right\} \text{sen} \sigma_n t \quad (\text{I.6})$$

Si $T_r \rightarrow \infty$ entonces $\Delta\sigma \rightarrow d\sigma$ y la función se convierte en una integral con límites $\sigma = 0$ y $\sigma = \infty$, por tanto,

$$\eta(t) = \int_{\sigma=0}^{\infty} \frac{d\sigma}{\pi} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) \cos \sigma t dt \right\} \cos \sigma t + \int_{\sigma=0}^{\infty} \frac{d\sigma}{\pi} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) \sin \sigma t dt \right\} \sin \sigma t \quad (\text{I.7})$$

Si se hacen las siguientes consideraciones:

$$A(\sigma) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) \cos \sigma t dt; \quad B(\sigma) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) \sin \sigma t dt \quad (\text{I.8})$$

Sustituyendo (I.8) en (I.7), se obtiene la siguiente relación:

$$\eta(t) = 2 \int_0^{\infty} A(\sigma) \cos \sigma t d\sigma + 2 \int_0^{\infty} B(\sigma) \sin \sigma t d\sigma \quad (\text{I.9})$$

En donde $A(\sigma)$ y $B(\sigma)$ son las componentes de la transformada de Fourier de $\eta(t)$. La ecuación (I.9) es una representación de $\eta(t)$ mediante una integral de Fourier, conocida como transformada inversa de Fourier.

La teoría clásica del análisis de Fourier introduce la siguiente condición:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)| dt < \infty \quad (\text{I.10})$$

la cual debe cumplirse para que la ecuación (I.9) sea cierta. Esta teoría es válida solamente para funciones que tienden a cero cuando $|t| \rightarrow \infty$, de forma que satisfaga la ecuación (I.10).

Una integral de Fourier puede ser considerada como el límite formal de una serie de Fourier cuando el período tiende a infinito.

La manera más frecuente de representar las ecuaciones (I.8) y (I.9) es en forma compleja, para lo cual es necesario hacer las siguientes consideraciones:

$$e^{i\theta} = \cos \theta + i \sin \theta \quad (\text{I.11})$$

$$F(\sigma) = A(\sigma) - iB(\sigma) \quad (\text{I.12})$$

donde $i = \sqrt{-1}$ y θ es el argumento del exponencial.

Haciendo uso de las ecuaciones (I.11) y (I.12), la ecuación (I.8) se puede expresar como:

$$F(\sigma) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) e^{i\sigma t} dt \quad (\text{I.13})$$

Si se sustituye la ecuación (I.8) en la ecuación (I.7), se obtiene:

$$\eta(t) = \int_{-\infty}^{\infty} A(\sigma) \cos \sigma t d\sigma + \int_{-\infty}^{\infty} B(\sigma) \sin \sigma t d\sigma \quad (\text{I.14})$$

donde los límites de las integrales van de $-\infty$ a $+\infty$ en lugar de 0 a ∞ y el factor "2" desaparece, ya que $A(\sigma)$ es una función par y $\sin \sigma t$ es una función impar de σ , $A(\sigma) \sin \sigma t$ es una función impar, por lo tanto se tiene:

$$\int_{-\infty}^{\infty} A(\sigma) \sin \sigma t d\sigma = 0 \quad (\text{I.15})$$

y de manera similar,

$$\int_{-\infty}^{\infty} B(\sigma) \cos \sigma t d\sigma = 0 \quad (\text{I.16})$$

Si se suman las integrales (I.15) y (I.16) a la ecuación (I.14), sin que esto altere el valor $\eta(t)$, después de operar se tendrá:

$$\eta(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\sigma) e^{i\sigma t} d\sigma = 2 \int_0^{\infty} F(\sigma) e^{i\sigma t} d\sigma \quad (\text{I.17})$$

Las ecuaciones (I.13) y (I.17) reciben el nombre de par transformado de Fourier, donde $F(\sigma)$ es la transformada compleja de Fourier de $\eta(t)$. Es frecuente encontrar en la literatura que la transformada de Fourier, ecuación (I.13), esté expresada en función de la frecuencia, f , en lugar de la frecuencia angular, σ (donde $\sigma = 2\pi f$), de la siguiente forma:

$$F(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) e^{-i\sigma t} dt \quad (\text{I.18})$$

En la práctica, los datos producto de mediciones están siempre registrados de forma discreta y tienen una longitud finita, por lo que es más conveniente expresar las ecuaciones (I.13) y (I.17) de esa forma. En particular, la ecuación (I.13), puede ser representada, para el caso de tener datos con un espaciamiento regular, de forma discreta como:

$$F(\sigma_j) = \frac{1}{N} \frac{1}{2\pi} \sum_{n=0}^{N-1} \eta_n e^{-i\sigma_j n \Delta t} \quad j = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (\text{I.19})$$

o considerando la ecuación (I.18)

$$F(f_j) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \eta_n e^{-i2\pi f_j n \Delta t} \quad j = 0, 1, 2, \dots, N/2 \quad (\text{I.20})$$

donde N es el número total de datos de la señal a analizar y Δt es el intervalo de muestreo. La frecuencia angular σ_j , y la frecuencia f_j , se pueden evaluar a través de la siguiente relación:

$$\sigma_j = 2\pi f_j = \frac{2\pi j}{T} = \frac{2\pi j}{N\Delta t} = 2\pi j \Delta f \quad (\text{I.21})$$

Una forma muy sencilla para calcular los coeficientes de Fourier, una vez corregido el nivel medio, es como sigue:

1. Inicie con un valor de $j = 0$
2. Evalúe $f_j = j \Delta f$
3. Calcule $F(f_j)$
4. Incremente j en 1
5. Vuelva al paso 2 hasta que $j = N/2$

Dado que las componentes de Fourier son simétricas, $F(f_j) = F(-f_j)$, no es necesario calcular las componentes para las frecuencias negativas.

Cuando se tiene un número de datos muy grande, este método estándar de cálculo puede consumir mucho tiempo de cómputo, ya que el número de operaciones son del orden de N^2 . En la actualidad, este cálculo se hace usando la técnica de la transformada de rápida de Fourier, sin embargo, los algoritmos convencionales para su cálculo presentan una limitación en cuanto a que la longitud del registro debe ser una potencia de 2, esto es, el número de puntos N debe cumplir: $N = 2^m$. Por lo tanto, cuando se programan los aparatos de medición de oleaje se procura que los datos cumplan con esta restricción, y en caso contrario el número de datos es ajustado, ya sea eliminando el exceso de datos de la parte inicial o final del registro o añadiendo los ceros necesarios al final del registro.

La adición de ceros es normalmente realizada en la parte final del registro, después de la aplicación de una ventana, en caso que ésta sea aplicada. El problema fundamental de la adición de ceros es que se reduce el nivel de la energía total. La corrección a este problema se puede tratar de forma análoga al de la función ventana, $b(t^*) = 0$, para los valores que se encuentren más allá de la longitud original del registro.

A.1 Estimación del espectro

La función de densidad espectral $S(f_n)$, se calcula a través de la transformada rápida de Fourier de la serie de datos de superficie libre $\eta(t)$, y se define a partir de las siguientes expresiones:

$$S(f_n) = 0 \quad \text{para } n = 0 \quad (\text{I.22})$$

$$S(f_n) = \frac{1}{2\Delta f} |2F(f_n)|^2 \quad \text{para } n = 1, \dots, \frac{N}{2} \quad (\text{I.23})$$

donde $f_n = n\Delta f$. El intervalo de frecuencia Δf , se define a partir de la duración de la serie de tiempo, t_{max} , tal que:

$$\Delta f = \frac{1}{t_{max}} = \frac{1}{N\Delta t} \quad (\text{I.24})$$

En la práctica, el espectro obtenido a partir de este procedimiento tiene una gran resolución estadística, sin embargo, para los casos de señales que contienen mucho ruido, es decir perturbaciones, la fiabilidad estadística disminuye. Es por este motivo que en ocasiones es conveniente emplear un procedimiento de suavizado del espectro, con el fin de aumentar la fiabilidad a costa de perder resolución.

A.1.1 Diversas formas de presentar el espectro $S(\sigma)$, $S(f)$, $S(T)$

En la literatura especializada se pueden encontrar diversas formas de representar al espectro de energía, todas ellas están relacionadas a través de la definición de la frecuencia angular:

$$\sigma = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} \quad (\text{I.25})$$

Con base en lo anterior, el espectro se puede expresar en función de la frecuencia, de la frecuencia angular o del período. La condición que debe cumplirse es que se conserve la energía, es decir que la energía asociada a la banda de frecuencias $(\sigma_1, \sigma_1 + d\sigma)$ debe ser igual a la correspondiente en períodos o frecuencias, o sea,

$$\int_{\sigma_1}^{\sigma_1+d\sigma} S(\sigma) d\sigma = \int_{f_1}^{f_1+df} S(f) df = \int_{T_1}^{T_1+dT} S(T) dT \quad (\text{I.26})$$

y teniendo en cuenta que:

$$df = \frac{d\sigma}{2\pi} \quad (\text{I.27})$$

$$dT = -\frac{2\pi}{\sigma^2} d\sigma \quad (\text{I.28})$$

se obtiene,

$$\int_{\sigma_1}^{\sigma_1+d\sigma} S(\sigma) d\sigma = \int_{f_1}^{f_1+\frac{d\sigma}{2\pi}} S(f) df = \int_{T_1}^{T_1-\frac{2\pi}{\sigma^2}d\sigma} S(T) dT \quad (\text{I.29})$$

$$S(\sigma_1) d\sigma = S_f(f_1) \frac{d\sigma}{2\pi} = S_T(T_1) \frac{2\pi d\sigma}{\sigma^2} \quad (\text{I.30})$$

y por tanto, se pueden establecer las relaciones entre dichos espectros como,

$$S_f(f) = 2\pi S(2\pi f) \quad (\text{I.31})$$

$$S_T(T) = \frac{2\pi}{T^2} S\left(\frac{2\pi}{T}\right) \quad (\text{I.32})$$

$$S(\sigma) = \frac{1}{2\pi} S_f\left(\frac{\sigma}{2\pi}\right) = \frac{2\pi}{\sigma^2} S_T\left(\frac{2\pi}{\sigma}\right) \quad (\text{I.33})$$

$$\int_0^{\infty} S(\sigma) d\sigma = \int_0^{\infty} S(f) df = \int_0^{\infty} S(T) dT \quad (\text{I.34})$$

Bibliografía

Baquerizo, A. (1995). Reflexión del oleaje en playas. Métodos de evaluación y de predicción. Tesis doctoral. Universidad de Cantabria, España. 180 pp.

Dean, Robert G (2004). "Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists". Advanced Series on Ocean Engineering. Volume 2. World Scientific.

Short, Andrew D (1999). "Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics". John Wiley & Sons, LTD.

Silva, Rodolfo. (2005) "Análisis y descripción estadística del oleaje". Serie Docencia, Instituto de Ingeniería, UNAM.

Meneses, Ana L (2006). "Efecto de la reflexión en la estabilidad de rompeolas exentos" Tesis de Licenciatura. UNAM.

Serrano, Héctor A (2008). "Diseño Geométrico de un Dispositivo para el Aprovechamiento del Oleaje en Zonas Costeras" Tesis de Licenciatura. UNAM.