

Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México



EFFECTOS DE LOS PASTOS MARINOS EN LA ESTABILIDAD DE PLAYAS

TESIS

que para obtener el grado académico de
**Maestro en Ciencias, con especialidad en
Oceanografía Física**

Presenta

José Antonio Hoil Baeza

Director de Tesis:

Dr. Rodolfo Silva Casarín

Comité Tutorial:

Dra. Brigitta I. van Tussenbroek Ribbing.

Dr. Ismael Mariño Tapia.

Dr. Martín Merino Ibarra.

Dr. Miguel Ángel Alatorre Mendieta.

MÉXICO, DF

Junio 2012

*At mis padres,
Daniel y Ana Maria
....les debo lo que soy.*

Agradecimientos

Palabras sobran para agradecer a mi familia: mi papá Daniel Hoil, mi mamá Ana María Baeza y mi hermano Miguel Ángel. Por estar desde siempre al pendiente de mi crecimiento y educación moral, espiritual y profesional. Gracias por confiar en mí, que a pesar de lo costoso que en un principio les ha sido mantener mi educación profesional, ahora pueden ver con el presente trabajo, parte de su esfuerzo. Solo resta decirles que los amo y que hoy y siempre corresponderé a su amor.

Al **Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología** (PCML) de la UNAM por aprobar y confiar en mi capacidad para realizar la maestría. A la coordinación del Posgrado y a mis profesores del posgrado, por hacer un esfuerzo extra para que aprenda. Al **CONACyT** por accederme una beca durante estos dos años de preparación.

A mis primeras y grandiosas amigas del PCML; Liliana García, Pamela Becerra e Iza Canales. Las admiro y tengo en alta estima. Agradezco su amistad, sinceridad y apoyo, pero sobre todo agradezco los momentos graciosos que juntos pasamos y sin duda serán inolvidables.

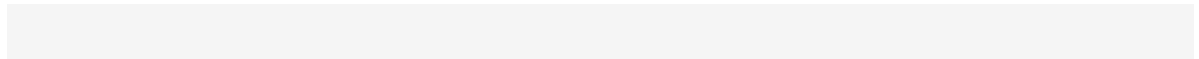
Al **Instituto de Ingeniería de la UNAM**, a su línea de Investigación: Grupo de Puertos y Procesos Costeros, por brindarme sus instalaciones necesarias para realizar mi tesis. Mis amigos de cubículo los ingenieros, que directa o indirectamente me dieron su apoyo en el tiempo que estuve con ellos. Los Ingenieros Xavier Chávez (mijo), por su amistad, sus malos y buenos consejos; Jesús Monroy (chucho UNAM), por su amistad y patrocinio de muchos viajes de campo; Alejandro Bustos (oso polar); Jesús Pinedo (Chucho POLI “el Judío”); Miguel Delgadillo; Jair del Valle (El arquitecto); Alejandro Ruiz (el prolenomeno) y Cesar Gutierrez (el compita). La ingenieras, Mireille Escudero y Dalila

Ruíz; Oceanologas Abril Ichel y Leticia Chamorro (Tisha), mi colaboradora. A Modesto Bernal (Don Modesto), por su amistad y por las taquizas que organizaba.

A mis directores de tesis, Dr. Rodolfo Silva Casarín y Dr. Edgar Mendoza Baldwin, este trabajo sin ustedes no hubiera dado a flote agradezco su esfuerzo al darme un lugar en su grupo de trabajo, por su confianza y paciencia que a pesar de no ser ingeniero me adoptaron como tal, y definitivamente por su amistad. Una vez más a Xavier, porque siempre me apoyo en reforzar la enseñanza dado por nuestros tutores de tesis, por aclarar muchas dudas ingenieriles y por proporcionarme su perrudo programa *SUAVI* v. 2011.

A mis revisores de tesis, la Dra. Brigitta van Tussenbroek, y a los Doctores: Miguel Alatorre, Ismael Mariño y Martín Merino, les agradezco sus oportunas revisiones y por su aporte profesional para mejorar la calidad este manuscrito y sobre todo al interés prestado en el tema de mi tesis.

Por último a tres personas que directamente o indirectamente influenciaron en realizar la maestría en esta gran ciudad de México DF; mi amiga Mariana Tovar Hernández, Yuri Solís Espinoza y a my Miros.



RESUMEN

Se hizo un experimento modelando unidades de pastos marinos artificiales de un metro cuadrado, con tres diferentes densidades (500, 800 y 1500 haces foliares) dentro de un canal de oleaje. El objetivo fue observar la capacidad de estas plantas en disminuir la energía de oleaje incidente y así proteger a las playas de la erosión. Para ello inducimos diferentes condiciones de energía de oleaje (baja, moderada y alta energía) a diferentes profundidades. Se caracterizó la morfología de las hojas de un pasto marino natural, *Thalassia testudinum*, para simular nuestro pasto sintético ya que presentan mayor abundancia y biomasa de hojas en las regiones costeras cercanas a la Península Yucatán, además que son capaces de abarcar grandes extensiones de área. Se obtuvo el coeficiente de disipación de altura del oleaje, el decaimiento de velocidad y la pérdida de energía cinética total. Los resultados anteriores mostraron una disminución de altura y velocidad de oleaje después de pasar por los diferentes parches de pastos. La pérdida de energía cinética total, en el perfil vertical, fueron mayores cercano al fondo y disminuyeron gradualmente hacia la superficie libre, cerca de la interface agua/dosel. Los valores de velocidad y de energía cinética turbulenta fueron inversamente proporcionales a la pérdida de energía cinética total, mostrando que los valores de velocidad y turbulencia disminuyen hacia el fondo, habiendo condiciones mayor quietud de flujo hidrodinámico. Los resultados mostraron que cuando las densidades de pastos incrementan (500 a 1500 haces foliares), estas plantas son capaces de reducir entre un 65-99 % de energía del oleaje incidente, en condiciones de baja energía, un 18-80 %, en condiciones de moderada energía y de 3-45 %, para condiciones de alta energía. Esto permite nos concluir que las grandes extensiones y densas praderas de pastos marinos adyacentes a la zona costera, son propicios a estabilizar y proteger las playas de la erosión.

ABSTRACT

Experimental artificial seagrass units were modelled with three different densities 500, 800 and 1500 leaves per square meter in a wave flume. The objectives were to assess the ability of these plants in reducing incident wave energy and protecting the beaches from erosion. Different conditions of wave energy (low, moderate and high energy) were induced, at different depths. Morphology of natural seagrass leaves, *Thalassia testudinum*, were simulated and employed, as they have greater abundance and biomass of leaves in coastal regions near the Yucatan Peninsula, they are also able to occupy wide areas of extension. Dissipation coefficient wave heights, velocity rate decay and the total kinetic energy loss were obtained. Results showed a decrease in wave height and speed, after passing through the different patches of seagrass. Total kinetic energy loss, in vertical profile, was higher near the bottom and gradually decreased toward the free surface near the interface water/canopy. The velocity and turbulent kinetic energy were inversely proportional to the total kinetic energy loss, showing a decrease of velocity and turbulence ranges towards the bottom due to hydrodynamic calm flow conditions. The results showed that when seagrass densities increase from 500 to 1500 leaves per square meter, they are able to reduce incident wave energy by 65-99%, at low energy conditions; 18-80% in moderate energy and 3-45% in high energy conditions. This leads us to conclude that large, dense seagrass beds adjacent to a coastal zone, are suitable to stabilize and protect beaches from erosion.

Índice General

INDICE DE FIGURAS.....	XV
INDICE DE TABLAS.....	XVII
LISTA DE SÍMBOLOS	XIX
1. INTRODUCCIÓN.....	21
2. JUSTIFICACIÓN.....	27
3. OBJETIVOS.....	29
3.1. OBJETIVO GENERAL:	29
3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	29
4. LOS PASTOS MARINOS	31
4.1. CLASIFICACIÓN DE LOS PASTOS MARINOS	31
4.2. BIOGEOGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN DE LOS PASTOS MARINOS	32
4.3. REPRODUCCIÓN	32
4.4. DIVERSIDAD DE LAS PRADERAS DE LOS PASTOS MARINOS	33
4.5. ARQUITECTURA DE LOS PASTOS MARINOS	34
4.5.1. Hojas	34
4.5.2. Raíces	35
4.5.3. Rizomas	35
4.6. REQUERIMIENTOS GENERALES DEL HÁBITAT DE LOS PASTOS MARINOS	36
4.6.1. Requerimientos del hábitat en <i>Thalassia testudinum</i>	37
4.7. PROPIEDADES DEL SEDIMENTO	37
4.8. CAUSAS DE MUERTE EN LOS PASTOS MARINOS.....	40
5. ESTADO DEL ARTE.....	41
5.1. CLASIFICACIÓN DE LOS AGENTES HIDRODINÁMICOS MARINOS	41
5.1.1. Oscilaciones de periodo corto.....	41
5.1.2. Oscilaciones de periodo intermedio.....	42
5.1.3. Oscilaciones de periodo largo	42
5.1.4. Distribución de la energía de las oscilaciones.....	43
5.2. PRINCIPALES PARÁMETROS PARA CLASIFICAR A UNA ONDA	43
5.3. DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE.....	45
5.4. CLASIFICACIÓN DEL OLEAJE DE ACUERDO CON LA PROFUNDIDAD RELATIVA	46

5.5.	TIPOS DE OLEAJE:.....	47
5.6.	TRANSFORMACIÓN DEL OLEAJE EN AGUAS SOMERAS.....	48
5.6.1.	<i>Refracción</i>	48
5.6.2.	<i>Difracción</i>	48
5.6.3.	<i>Reflexión</i>	49
5.6.4.	<i>Disipación</i>	49
5.6.5.	<i>Resonancia</i>	50
5.6.6.	<i>Rotura</i>	50
5.6.7.	<i>Someramiento</i>	50
5.7.	TEORÍAS DEL COMPORTAMIENTO DEL OLEAJE:	51
5.8.	ESTIMACIÓN DE LA REFLEXIÓN DEL OLEAJE	52
5.8.1.	<i>Reflexión del oleaje</i>	52
5.8.2.	<i>Método de Mansard y Funke (modificado por Baquerizo, 1995)</i>	53
5.8.3.	<i>Definición del coeficiente de reflexión (Tomado de Meneses, 2006)</i>	57
6.	METODOLOGÍA	59
6.1.	ELABORACIÓN DE PASTOS SINTÉTICOS.....	59
6.1.1.	<i>Material para elaboración de pastos sintéticos:</i>	59
6.1.2.	<i>Arreglos de hojas en relación a su edad</i>	60
6.1.3.	<i>Obtención del pasto marino artificial</i>	61
6.2.	DISPOSITIVOS DE MEDICIÓN.....	64
6.2.1.	<i>Arreglo de los sensores de nivel</i>	64
6.2.2.	<i>Descripción de los ensayos</i>	69
6.2.3.	<i>Análisis de datos</i>	71
7.	RESULTADOS	73
7.1.	ALTURAS DE OLEAJE.....	73
7.2.	VELOCIDADES.....	75
7.3.	PÉRDIDA DE ENERGÍA TOTAL	78
7.4.	VELOCIDADES Y PÉRDIDA DE ENERGÍA TOTAL EN EL PERFIL VERTICAL:	81
7.5.	ENERGÍA CINÉTICA TURBULENDA	85
8.	DISCUSIÓN	91
8.1.	VARIACIONES ESPACIALES EN EL PERFIL VERTICAL DEL FLUJO, PÉRDIDA DE ENERGÍA TOTAL Y ENERGÍA CINÉTICA TURBULENDA.	92

8.1.1.	<i>Variaciones verticales en la dinámica del flujo y sus efectos en el transporte de sedimentos.</i>	94
8.2.	EVALUACIÓN DE LA DINÁMICA DEL OLEAJE EN EL CANAL Y DE LAS UNIDADES DE PASTOS ARTIFICIALES.	95
9.	CONCLUSIONES	97
10.	FUTURAS LINEAS DE INVESTIGACIÓN	99
11.	ANEXOS	101
11.1.	INFRAESTRUCTURA Y RECURSOS MATERIALES.....	101
11.1.1.	<i>Canal de oleaje</i>	101
11.1.2.	<i>Instrumentos de medición</i>	104
11.2.	FOTOGRAFÍAS DE LAS DENSIDADES DE PASTOS	107
11.3.	RUTINA PARA CALIBRAR EN EL PROGRAMA WDC DE MATLAB.....	109
12.	LITERATURA CONSULTADA	113

Índice de Figuras

FIGURA 1. PERIODO ENERGÍA DE LAS ONDAS SEGÚN KINSMAN (1965).....	44
FIGURA 2. ESTRUCTURA DEL OLEAJE ALEATORIO	46
FIGURA 3: A) CINTA DE POLIPROPILENO B) MALLA PLÁSTICA EXTRUIDA C) ARREGLO DE LAS HOJAS POR SU EDAD; D) BROTES SUJETAS A LA MALLA PLÁSTICA.	60
FIGURA 4. PARTES DE PASTO MARINO.	61
FIGURA 5. MODELO DE PASTO MARINO ARTIFICIAL CON 500 HACES FOLIARES POR METRO CUADRADO.	62
FIGURA 6. MODELO DE PASTO ARTIFICIAL BAJO EL AGUA.	63
FIGURA 7. MODELO DE PASTO MARINO ARTIFICIAL CON 1500 HACES FOLIARES POR METRO CUADRADO CON H= 40 CM; H=9 CM Y T=1.25s.....	63
FIGURA 8. CANAL DE OLEAJE Y ORDENACIÓN EN EL POSICIONAMIENTO DEL EQUIPO DE MEDICIÓN, PARA OBTENER LOS VALORES DE DISIPACIÓN DE ENERGÍA POR LOS PASTOS SINTÉTICOS.	69
FIGURA 9. DIAGRAMA QUE PRESENTA EL PROCESO DE LA SEÑAL REGISTRADO POR LOS SENSORES DE NIVEL HASTA OBTENER LOS REGISTROS NECESARIOS PARA INTERPRETAR LOS RESULTADOS.	72
FIGURA 10. PORCENTAJE DE DISIPACIÓN DE LA ENERGÍA DEL OLEAJE GRAFICADO CONTRA UNA VARIABLE UNIDIMENSIONAL $L*H/(Hp)^2$: SE MUESTRAN TRES DIFERENTES DENSIDADES DE HACES FOLIARES: 500 (CÍRCULO VERDE); 800 (CÍRCULO AZUL) Y 1500 (CÍRCULO ROJO VERDE).....	74
FIGURA 11. SEÑAL DE LA VELOCIDAD HORIZONTAL ANTES Y DESPUÉS DE PASAR POR EL PARCHE DE PASTO MARINO EN UN TIEMPO DE 30 SEGUNDOS. A) 500; B) 800 Y C) 1500 HACES FOLIARES, DONDE: H (PROFUNDIDAD); H (ALTURA DE OLA) Y T ES EL PERIODO DE OLEAJE.....	76
FIGURA 12. PRESENTACIÓN DE TODOS LOS ENSAYOS DEL PORCENTAJE DE DISIPACIÓN Y DECAIMIENTO DE LA VELOCIDAD HORIZONTAL, DESPUÉS DE PASAR EL PARCHE DE PASTOS DE 500, 800 Y 1500 DE HACES FOLIARES.	77
FIGURA 13. PÉRDIDA DE ENERGÍA TOTAL LAS DIFERENTES DENSIDADES DE HACES FOLIARES POR METRO CUADRADO (Hfmc), GRAFICADO CONTRA EL PERIODO DE OLEAJE.	81
FIGURA 14. PÉRDIDA DE ENERGÍA TOTAL, VELOCIDADES ANTES Y DESPUÉS DE PASAR POR EL PARCHE DE PASTOS SINTÉTICOS EN EL PERFIL VERTICAL SOBRE EL FONDO (5, 10, 14 Y 20 CM) EN 0.25 METROS DE COLUMNA DE AGUA (H) Y DIFERENTES ALTURAS, PERIODOS DE OLAS Y DENSIDADES: 500Hf (CÍRCULO VERDE); 800Hf (CÍRCULO AZUL) Y 1500Hf (CÍRCULO ROJO).....	82
FIGURA 15. PÉRDIDA DE ENERGÍA TOTAL, VELOCIDADES ANTES Y DESPUÉS DE PASAR POR EL PARCHE DE PASTOS SINTÉTICOS EN EL PERFIL VERTICAL SOBRE EL FONDO (5, 10, 14, 20, 25 Y 30 CM) EN 0.35 METROS DE COLUMNA DE AGUA (H) Y DIFERENTES ALTURAS, PERIODOS DE OLAS Y DENSIDADES: 500Hf (CÍRCULO VERDE); 800Hf (CÍRCULO AZUL) Y 1500Hf (CÍRCULO ROJO).....	83
FIGURA 16. PERFIL VERTICAL DE LA ENERGÍA CINÉTICA TURBULENTA ANTES (A) Y DESPUÉS (B) DE PASAR POR EL PARCHE DE LOS TRES TIPOS DENSIDADES DE HACES FOLIARES Y EN TRES DIFERENTES TIPOS DE NIVELES	

DE ENERGÍA DE OLEAJE (BAJO, MODERADO Y ALTO) A UNA PROFUNDIDAD DE 0.25 METROS. CIRCULO VERDE REPRESENTA 500 Hf; CÍRCULO AZUL REPRESENTA 800Hf Y CÍRCULO ROJO REPRESENTA 1500Hf.

..... 87

FIGURA 17. PERFIL VERTICAL DE LA ENERGÍA CINÉTICA TURBULENTA ANTES (A) Y DESPUÉS (B) DE PASAR POR EL PARCHE DE LOS TRES TIPOS DENSIDADES DE HACES FOLIARES Y EN TRES DIFERENTES TIPOS DE NIVELES DE ENERGÍA DE OLEAJE (BAJO, MODERADO Y ALTO) A UNA PROFUNDIDAD DE 0.35 METROS. CIRCULO VERDE REPRESENTA 500 Hf; CÍRCULO AZUL REPRESENTA 800Hf Y CÍRCULO ROJO REPRESENTA 1500Hf.

..... 89

Índice de Tablas

TABLA 1. CLASIFICACIÓN DE LAS ONDAS POR SU PERIODO (JOHNSON <i>ET AL</i> , 1978).....	43
TABLA 2. ARREGLOS DE LOS SENSORES DE NIVEL CONSIDERANDO LA PROFUNDIDAD Y EL PERIODO DEL OLEAJE GENERADO.....	65
TABLA 3. ARREGLO NÚMERO UNO Y DOS DE LOS SENSORES DE NIVEL (2-3 Y 3-4), TOMANDO EN CUENTA LA PROFUNDIDAD Y LAS ALTURAS Y PERIODOS DEL OLEAJE GENERADO.	66
TABLA 4. ARREGLO NÚMERO TRES DE LOS SENSORES DE NIVEL (2-3 Y 3-4), TOMANDO EN CUENTA LA PROFUNDIDAD Y LAS ALTURAS Y PERIODOS DEL OLEAJE GENERADO.	66
TABLA 5. ALTURAS DE CALIBRACIÓN CONSIDERANDO LA PROFUNDIDAD (H) Y LA ALTURA DE OLEAJE (H).....	70
TABLA 6. PERDIDA DE LA ENERGÍA TOTAL EN DIFERENTES DENSIDADES DE HACES FOLIARES Y PROFUNDIDADES (H); ALTURAS DE OLA (H) Y PERIODOS DE OLEAJE (T).	80

Lista de símbolos

$A, a, \alpha =$	Amplitud de la ola
A_0, A_1	Coefficientes de ajuste lineal
β	Factor de corrección
B_0, B_1, B_2	Coefficientes de ajuste parabólico
C	Celeridad de la onda
κ	Numero de onda
L	Longitud de onda
ε	Función de error
v	Anchura espectral
Δf	Intervalo de frecuencia
h	Profundidad
H	Altura de ola
N	Número de datos que integran la señal
N_r, Y_r	Parámetros empleados para el ajuste lineal
N_0	Numero de ondas individuales en todo el registro
η	Perfil de la superficie libre del agua
$\eta_{m\grave{a}x}$	Punto más alto de registro de la señal

η_{min}	Punto más bajo de registro de la señal
$S(f)$	Función de densidad espectral
$\bar{S}(f)$	Espectro suavizado
T	Periodo asociado a la onda
t	Tiempo
Δx	Separación entre sensores
σ, ω	Frecuencia angular
θ	Angulo de incidencia
$ R , K_R, (j\Delta f)^2$	Coefficiente de reflexión
Z_R	Componentes complejas del espectro incidente
Z_I	Componentes complejas del espectro incidente
$\varphi(j\Delta f)$	Fase

CAPITULO I

1. INTRODUCCIÓN

Los pastos marinos son plantas especializadas que presentan flores y frutos y permanecen sumergidos en ambientes marinos y estuarinos poco profundos en todo el océano mundial.

La capacidad de crecimiento bajo concentraciones mínimas de oxígeno y nutrientes; capacidad para vivir en amplias tazas de salinidad; contar con un sistema rizomas con raíces que le permite anclarse firmemente al sedimento ante los movimientos del agua; un mecanismo de polinización evolutivamente relacionado con la morfología de la planta y la dinámica del fluido; y la capacidad de competir con otras especies en su ambiente, todo ello en conjunto, les han permitido a los pastos marinos a habitar los diferentes ambientes marinos (Ackerman, 2000; Spalding *et al*, 2003). Cuando ocupan áreas de gran extensión, son referidos como camas o praderas de pastos marinos. Aunque hay relativamente pocas especies de pastos marinos, las estructuras de los pastos proporcionan un entorno tridimensional tan complejo que son capaces de soportar una gran biomasa y diversidad de especies epífitas asociadas. Sirven como refugio y sitios de reproducción de peces, crustáceos e invertebrados y también son fuente de alimento para manatíes, peces, tortugas marinas y aves acuáticas. Short y Coles, 2001). Las praderas de pastos marinos son consideradas como los ecosistemas marinos de baja profundidad más importantes y juegan un papel fundamental en la producción pesquera, y por medio de su sistema radicular proporcionan retención y consolidación del sedimento, ofreciendo protección contra la erosión costera.

Hace tan solo cuatro décadas el estudio de los pastos marinos virtualmente no existía en el campo de la biología, ecología y otras ramas de la investigación y fue a partir de los años 70s cuando inició su estudio con trabajos enfocados a su origen, evolución, taxonomía, biogeografía y distribución (Den Hartog, 1970), y también aspectos de su biología y fisiología (Patriquin, 1973; Buesa, 1974). Hoy en día, en la mayoría de los

campos de la investigación se han obtenido mayores y mejores conocimientos sobre estas plantas, debido, en parte, a las nuevas técnicas de investigación que se han desarrollado. Por ejemplo en el campo de la hidrodinámica, que es el objeto del presente trabajo de investigación, se ha podido conocer cómo la morfología, la abundancia y el arreglo espacial de estas especies interviene en el cambio del régimen de las corrientes y el oleaje, creando microambientes heterogéneos (Heiss *et al.*, 2000; Hamilton y Spencer, 2007). Estudios relacionados con la interacción de energía del oleaje y corrientes dentro de las praderas de pastos marinos se encuentran en boga buscando determinar cómo el flujo y la generación de turbulencia cambian en el ambiente físico circundante, cómo es el depósito de partículas, el movimiento de sedimentos, la erosión de sustrato y la formación de agujeros “blowouts” (Hamilton y Spencer, 2007; Lynn y Croft, 2006; Lefebvre, *et al.*, 2010). Incluso se han desarrollado modelos matemáticos que integran la información de las variables hidrodinámicas y morfológicas de los pastos, para representar la interacción entre los pastos marinos y el flujo. Sin embargo, aún falta mucho por avanzar en estos estudios debido a la complejidad del ambiente físico y biológico circundante (Backhaus y Verduin, 2008).

El dosel de pastos marinos permite que los sedimentos precipiten debido a la reducción de la velocidad, intensidad y turbulencia de las corrientes y oleaje que al final permita una disminución de la resuspensión de sedimentos (Grady, 1981; García y Duarte, 2001; López y García, 1998). La fijación y acumulación de los sedimentos dependen de la densidad de sus rizomas y raíces (Ginsburg y Lowenstam, según Heiss *et al.*, 2000 y 1958).

La variación de tamaño de las hojas intervienen en la tasa de deposición de sedimentos y hojas de mayor longitud y anchura (e.g. *Thalassia testudinum*), facilitan mayores tasas de suspensión de sedimento fino. Praderas de pastos con menor tamaño foliar tal como *Zostera novazelandica* acumulan en menor grado sedimentos finos (Fonseca y Fisher, 1986; Heiss *et al.*, 2000).

El movimiento del agua tiene efecto sobre el desarrollo de los pastos y en la estructura del hábitat (Fonseca *et al.*, 1983; Worcester, 1995; Hamilton y Spencer, 2007). A bajas velocidades, la anchura y la altura de hoja tienen un ligero aumento con el incremento de la velocidad de la corriente debido adecuado para la absorción de nutrientes

e incremento de los niveles metabólicos por aumento del oxígeno (Conover, 1968; Fonseca y Kenworthy, 1987).

La dinámica de fluidos es muy importante en la biología, ecología y ecofisiología de los pastos marinos ya que afecta a los pastos marinos en la obtención de nutrientes (Thomas *et al.*, 2000; Short y Wyllie-Echeverria, 1996), polinización (Ackerman, 1986), dispersión de semillas (Mc Millan, 1988) transporte de materia orgánica (Fonseca y Fisher, 1986), atenuación de la luz (Koch, 1994; Fonseca y Kenworthy, 1987) y hasta para los organismos benthicos, como transporte de larvas (Eckman *et al.*, 1981).

Las velocidades del flujo son reducidas dentro del dosel debido a los efectos de fricción de las hojas que provoca deflexión en las corrientes y la pérdida del momentum dentro del dosel (Fonseca *et al.*, 1982; Fonseca y Fisher, 1986). En aguas someras la reducción del flujo ocasionado por las hojas de los pastos marinos resultada en olas unidireccionales.

Dependiendo de la especie del pasto marino, la velocidad de la corriente dentro de la pradera de pastos puede ser de dos a diez veces más lenta que afuera de una pradera (Ackerman, 1986; Gambi *et al.*, 1990).

Las velocidades de flujo en praderas de pastos marinos varían entre a 10 cm s^{-1} hasta 100 cm s^{-1} (Fonseca *et al.*, 1983). Fonseca y Cahalan (1992) mostraron que la atenuación del flujo en un canal artificial varió del 23 al 40 % en un tapete de *Thalassia testudinum* de un metro cuadrado y que ocupaba la columna entera del agua. Estudios *in situ* han medido valores hasta 80 % de atenuación en praderas de *Thalassia testudinum* en la bahía de Florida (Prager y Halley, 1999). En general la atenuación de las olas es mayor cuando el pasto marino ocupa una porción amplia (>50 %) de la columna de agua (Fonseca y Cahalan, 1992).

Algunos pastos marinos son afectados por los grandes rangos de flujo hidrodinámico. Debido a su flexibilidad pueden tolerar el flujo cuando la velocidad aumenta y de ese modo reduce su resistencia, minimizando el área de la hoja expuesta al flujo (Sand-Jesen, 2003).

Las olas y las corrientes intensas provocan movilidad de los sedimentos finos, lo que llega a formar ondulaciones de arena, lo cual resulta poco adecuado para el crecimiento de las plantas. Los procesos de arrastre de sedimentos causan continuamente entierro y erosión y, dependiendo del tamaño y frecuencia de estos eventos en relación a los ciclos de vida y capacidad de crecimiento de las plantas, pueden causar mortalidad en las plantas (Hemminga y Duarte, 2000).

Tormentas o huracanes, a menudo ocasionan el desplazamiento de un gran volumen de sedimento, provocando que los pastos se entierren en algunos lugares y en otros se erosionen (Fourqurean y Rutten, 2004; Van Tussenbroek *et al.*, 2008). Los pastos marinos sobreviven el entierro y aumentan el crecimiento vertical, como observaron Gallegos *et al.*, (1993) y Van Tussenbroek (1994) después del paso huracán Gilberto en 1988 Quintana Roo. Marbà y Duarte (1993) en un experimento con plántulas individuales de *Cymodocea nodosa* sembradas en cilindros de PVC, mencionan que la respuesta de crecimiento al entierro y erosión de estas plantas se da en la longitud de los brotes sobre segmentos internodales, la longitud de la vaina, la tasa de aparición de hojas nuevas y el crecimiento vertical de las hojas, todas incrementan únicamente en rangos donde los niveles de erosión son mínimos y los niveles de entierro máximos (7cm).

En las costas de la península de Yucatán, México, se encuentran seis especies de pastos marinos. Las más dominantes son: *Thalassia testudinum*, *Syringodium filiforme* y *Halodule wrightii*, *Halophila decipiens* y *Halophila engelmannii* y *Ruppia maritima* se encuentra en aguas poco profundas y salobres de la laguna costera de Términos, Celestún, Chelem, Dzilám, Ría Lagartos, Nichupté, Bahía Ascensión y Chetumal. *Halodule wrightii* se encuentra ampliamente distribuido en la península de Yucatán. *Thalassia testudinum* es el más dominante y alcanza una biomasa total por encima de los 1000 a 2000 gr. de peso seco m² y la densidad de brotes alcanzan los 1222 brotes m⁻² (Gallegos *et al.*, 1993; Onuf *et al.*, 2003).

En el Pacífico Mexicano se tienen registro de seis especies de pastos marinos, entre los más importantes que se encuentran: *Zostera marina*, *Halodule wrightii*, *Ruppia maritima*, *Halophila decipiens*, *Phyllospadix scouleri* y *Phyllospadix torreyi*. (Phillips y Meñez, 1998; Short *et al.*, 2001).

En el Caribe Mexicano las praderas de pastos marinos presentan aproximadamente una cobertura de 500 km² (Creed *et al.*, 2003). *Thalassia testudinum*, la más abundante, desarrolla una producción anual de 1500 a 4500 g seco m⁻² (Gallegos *et al.*, 1993). Es una planta robusta con rizomas gruesos, presentan vaina en la base y sus hojas son en forma de cinta con sus puntas ovaladas. Las hojas suelen presentar entre 5-20 mm de ancho y 10-50 cm de longitud legando alcanzar hasta un metro (Creed *et al.*, 2003).

En la Laguna arrecifal de Puerto Morelos esta especie tiene abundancias promedio de 547-743 brotes y 1133-1473 hojas m⁻². El crecimiento de las hojas, las tasas de iniciación y producción primaria incrementan o disminuyen estacionalmente en función de la cantidad de tiempo de luz y la temperatura del agua. Los haces foliares pueden vivir de 6-20 años dependiendo el sitio (Van Tussenbroek, 1994; Van Tussenbroek, 1995; Gallegos *et al.*, 1993).

CAPITULO II

2. JUSTIFICACIÓN

Las costas están en un ciclo permanente de erosión y acreción debido a las fuerzas periódicas e impulsivas asociadas a eventos de viento, oleaje, tormentas y procesos tectónicos (Short y Neckles, 1999). Los arrecifes, manglares, y lechos de algas marinas y pastos marinos proporcionan estabilidad y amortiguamiento de las zonas costeras (Burke *et al.*, 2001).

A nivel mundial, las praderas de los pastos marinos desaparecen por asentamientos humanos y sus actividades en las costas. Por ejemplo en Estados Unidos se ha perdido cerca del 50 % de cobertura en Bahía Tampa; 76 % en Mississippi y el 90 % en Bahía Galveston. Parte de estas pérdidas son atribuidas a la contaminación del agua (Short y Wyllie-Echeverria, 1996; NOAA, según Burke *et al.*, 2001 y 1999b:19).

En el Instituto de Ingeniería de la UNAM, en el Laboratorio de Costas y Puertos, se realizan proyectos sobre el diseño de soluciones para el control de la erosión de costas. Para esto, se mide la eficiencia que presentan las diferentes estructuras ingenieriles en la atenuación de los efectos intensos del oleaje, marea de tormenta, y corrientes.

El presente estudio propone emplear a los pastos marinos como una “estructura” alternativa para la disipación de la energía de oleaje y sus flujos. Para esto se utilizarán metodologías similares a las usadas para calcular la energía antes y después de pasar por una estructura de disipación de energía tales como diques, geotubos, espigones y WAD (Wave Attenuation Device), entre otros.

Actualmente los estudios de pastos marinos han cobrado un interés particular por su eficacia en incrementar la acumulación de sedimento y por su destacado desempeño como disipadores de energía de corrientes y oleaje, características que los distinguen como buenos estabilizadores del sedimento en costas pudiendo evitar la erosión de playas,

además de los beneficios ecológicos que conlleva la presencia de estos organismos en el medio marino.

CAPITULO III

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL:

Evaluar la disipación del oleaje de praderas de pastos marinos para determinar sus posibles efectos en la dinámica costera.

3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Evaluando dos aspectos de reducción de energía del oleaje (disipación de oleaje y decaimiento de la velocidad inducida por el oleaje), se pretende:

1) Saber la eficiencia de los pastos sintéticos en la disipación del oleaje al inducirle diferentes estados de mar (periodos y alturas de olas) con diferentes profundidades relativas.

2) Saber cuál es el porcentaje de reducción de velocidad al pasar el parche de pastos sintéticos con diferentes densidades de haces foliares.

3) Determinar la pérdida de energía total en función de las condiciones de oleaje incidente para diferentes densidades de pastos.

4) Estimar como afectan las diferentes densidades de haces foliares y la turbulencia dentro y afuera del dosel de pastos.

5) Demostrar con estos resultados cómo actúan los pastos marinos en la protección de costas al atenuar el oleaje y por ende la erosión costera.

CAPITULO IV

4. LOS PASTOS MARINOS

4.1. Clasificación de los pastos marinos

Los pastos marinos comprenden cerca del 0.02 % de las plantas fanerógamas mundiales, y alcanzan a ser 72 especies en todo el mundo (Short et al. 2011). Los pastos marinos pertenecen a cinco familias (Zosteraceae, Cymodoceaceae, Posidoniaceae, Ruppiaceae y Hydrocharitaceae) distribuidos en 12 géneros (Short *et al.*, 2011). Estas especies no tienen un origen evolutivo único, sino que tiene un origen polifilético (que deriva de dos o más especies ancestrales). Las claves taxonómicas que se utilizan para la clasificación a nivel especie, se formulan en relación a las diferencias en la forma de los márgenes y a la venación de sus hojas (Den Hartog, según Hemminga y Duarte, 2000 y 1970; Phillips y Meñez, 1988). Otro criterio de identificación más exacto, está dado por la estructura de los órganos reproductivos, sin embargo, estos órganos son muy reducidos en los pastos marinos y difíciles de encontrar.

Hay evidencia de las primeras angiospermas marinas desde hace 100 millones de años (Den Hartog, 1970). Se considera que los pastos marinos simplemente han seguido un camino evolutivo conservador indicado por el bajo número de especies (Short *et al.*, 2007).

Existen muchas teorías que intentan asignar el ancestro común de los pastos marinos; entre algunas teorías se plantea que los pastos marinos provienen de plantas que viven cercanas a las costas (plantas del pantano o de los manglares, Den Hartog 1970). Mientras que otra teoría menciona que deben su origen a las hidrofítas de agua dulce (Larkum y Den Hartog, 1989). Hasta la fecha análisis de secuencia molecular de ADN revelan que los pastos marinos tienen un origen polifilético que incluyen ancestros agua dulce y de estuarios (Les *et al.*, 1997).

4.2. Biogeografía y distribución de los pastos marinos

Los pastos marinos se distribuyen en todos los lugares del mundo, pudiéndolos encontrar en aguas templadas con límites más al norte como Noruega, Rusia y Alaska, y límites más al sur en Chile. Seis bioregiones globales se han reconocido: cuatro son templadas y dos tropicales. Las regiones templadas incluyen el Atlántico Norte, Pacífico Norte, Mediterráneo y Océano Austral. El Atlántico Norte tiene la menor diversidad de pastos y la especie más común es *Zostera marina* y habita normalmente en estuarios y lagunas. El Pacífico Norte tiene mucha diversidad de pastos, dominando *Zostera spp.* y *Phyllospadix spp.*, en estuarios y lagunas. La región del Mediterráneo presenta aguas claras y praderas de pastos marinos con moderada diversidad de especies templadas y subtropicales, siendo la principal *Posidonia oceánica*. El Océano Austral, abarca la costa sur de Australia, África y Sur de América. Extensas praderas desde baja a alta diversidad de pastos marinos son encontradas en esta bioregión, dominadas por varias especies de como *Posidonea spp.* y *Zostera spp.* (Short *et al.*, 2007).

Las regiones del Atlántico tropical y Indo-pacífico tropical, están expuestas a mucha herbivoría por parte de las tortugas y sirénidos. El Atlántico tropical presenta aguas claras con una gran diversidad de pastos en zonas adyacentes a los arrecifes dominados por *Thalassia testudinum*. La región tropical Indo-pacífica tiene la mayor diversidad de pastos marinos en el mundo, con más de 14 especies creciendo en zonas adyacentes a los arrecifes (Short *et al.*, 2007).

4.3. Reproducción

Los pastos marinos pueden reproducirse sexual y asexualmente. La reproducción sexual se da por la producción de semillas. Igual que las plantas terrestres, las flores poseen estambres y pistilos que son los órganos masculinos y femeninos respectivamente. A diferencia de las plantas terrestres, los pastos marinos presentan polinización bajo el agua (polinización hidrófila). Una de las extraordinarias adaptaciones que presentan los pastos marinos para poder llevar a cabo polinización hidrófila es la morfología del polen. Los géneros *Halodule* y *Syringodium* poseen polen filiforme, el cual asemeja pequeños y delgados hilos blancos, mientras que los géneros *Thalassia* y *Halophila* tienen granos de polen esféricos o elipsoides, los cuales están unidos por mucílago. Esta forma alargada

(granos de polen filiformes o hilos de mucílago con polen) aumenta la probabilidad de hacer contacto con los estigmas de alguna flor femenina en el medio acuático. Una excepción es *Ruppia maritima* cuyo polen en forma de bumerang es liberado en la superficie (Van Tussenbroek, 2010). Una vez fecundada la flor, el pistilo se transforma en un fruto que produce una o múltiples semillas. Algunas semillas presentan larga duración de vida que pueden formar bancos de semillas (Mc Millan, 1983). Las semillas caen por lo general cerca de la planta madre y su capacidad de desplazamiento es limitada debido a que en la mayoría de las especies, las semillas tienen poca adaptación para su dispersión en el medio marino, esto permite que el flujo de genes sea restringido (Den Hartog, según Hemminga y Duarte, 2000 y 1970; Short *et al.*, 2007; Van Dijk *et al.*, 2009). Entre el 10 al 15% de los frutos de *Thalassia testudinum* el desplazamiento máximo es del >1 a 360 km, debido a que presentan un potencial de flotabilidad de >1 a 10 días permitiendo que el flujo de genes sea alto y haya bajas poblaciones genéticas, sin embargo es más el porcentaje de frutos que tienen un desplazamiento muy bajo (>1-10 m: Van Dijk *et al.*, 2009).

La reproducción asexual ocurre por medio del crecimiento horizontal de sus rizomas (clonación). Los módulos (o rametos) pueden ser fisiológicamente independiente pero son genéticamente idénticos a la planta madre, aun cuando están en algunos casos fragmentados y a la deriva (e.g. *Zostera marina*) (Ewanchuk y Williams, 1996).

La reproducción asexual (clonal) contribuye a la persistencia de la planta en un área. Además permite una recuperación local relativamente rápida después de los eventos de tormenta, enfermedades o daños causados por actividades humanas (Spalding *et al.*, 20003). Sin embargo, no proporciona potencial evolutivo (Short *et al.*, 2011).

4.4. Diversidad de las praderas de los pastos marinos

Las praderas de los pastos marinos forman grandes áreas dominadas por una o varias especies y la distribución de biomasa generalmente está sesgada; con una o más especies conformando la mayor parte de la biomasa de la comunidad (Terrados *et al.*, 1997). El índice de diversidad de Shannon-Weaver (H'') normalmente es de 0 (es decir una especie) pero se han obtenido valores $H''= 1.56$ reportados en la región del Indo-Pacífico. Esto indica que la diversidad de especies, incluso de la comunidad de pastos marinos más

diversa, es relativamente baja comparada con la que presentan las comunidades de plantas terrestre (Margalef, 1980).

4.5. Arquitectura de los pastos marinos

Los pastos marinos son plantas que tienen raíces, tallos y hojas. Las raíces y los tallos horizontales (llamados rizomas) se encuentran bajo el sedimento. A la formación de nuevos meristemos de tallos verticales se les conocen como brotes y se desarrollan generalmente bajo el sedimento y crecen hacia la superficie del sedimento, y son quienes sustentan a las hojas. Las raíces pueden ser simples o ramificadas. El pedicelo contiene las flores o frutos, dependiendo de la época de reproducción. Todas las especies (con excepción de *Halophila spp*), presentan una vaina.

4.5.1. Hojas

Casi todas las especies tienen hojas en forma de tiras largas y angostas, aunque hay excepciones y también pueden ser de forma ovalada (*Halophila spp*) o cilíndrica (*Syringodium spp*). Por lo general presentan una venación paralela, unidas por muy finas secciones entrecruzadas y varían en tamaño. Se pueden encontrar desde los dos centímetros de longitud (*Halophila decipiens*), hasta a más de cuatro metros (*Zostera caulescens*; Aioi y Nakaoka, 2003).

Algunas especies tienen hojas de dos capas delgadas de células, con un grosor de 90 μm aproximadamente (*Halophila spp.*) y otras especies tienen hojas más gruesas (hasta 500 μm) con muchas capas de células (*Enhalus spp.*: Enríquez *et al.*, 1992). Agusti *et al.*, (1994) encontraron que el espesor de los tejidos fotosintéticos es importante para la recolección de la luz solar y la foto-adaptación.

Las hojas y otros órganos de los pastos marinos presentan un gran número de espacios lacunales que permiten el flujo del gas (Kuo y McComb, 1989). El aire en los espacios lacunales permite la acumulación y un flujo controlado de los gases. De esta manera, el oxígeno es transportado hacia los órganos que lo necesitan (Pedersen *et al.*, 1998) y el dióxido de carbono de la respiración es reciclado internamente para la fotosíntesis (Roberts y Moriarty, 1987). Estos espacios además permiten la flotabilidad de las hojas para permanecer erguidos en el agua. Vainas

Las vainas son las partes basales de las hojas. Tienen forma de tubo ya que el tejido foliar de la vaina esta doblado. La vaina carece de clorofila en la epidermis y por lo general está cubierta por sedimento. Su función principal es encerrar y proteger a los meristemos y a las nuevas hojas (Kuo y den Hartog, 2006).

4.5.2. Raíces

Las raíces de los pastos marinos presentan un sistema lacunal en medio de su corteza (Kuo y McComb, 1989), permitiendo el flujo de oxígeno a presión, impulsado desde la parte fotosintética hasta la raíz (Pedersen *et al.*, 1998; Connell *et al.*, 1999).

Este flujo es importante para tener un suministro de oxígeno que mantenga la respiración de la raíz, particularmente en el meristemo y mandar oxígeno a la rizosfera de tal modo que evite la acumulación de fitotoxinas proveniente del metabolismo anaerobio (Hemminga, 1998).

Las raíces de los pastos marinos son adventicias, surgen en el ápice de los rizomas a partir de los primordios formados en la región meristemática (Hemminga y Duarte, 2000).

Las raíces de los pastos marinos varían considerablemente en tamaño y forma, dependiendo de la especie se puede tener un grosor de 0.18 mm a 3.5 mm y su longitud puede ser desde diminutas incluso llegan alcanzar los 5 metros o más como en el noreste del Pacífico (*Zostera marina*: Duarte *et al.*, 1998; Aioi y Nakaoka, 2003).

Algunas especies presentan raíces no ramificadas (*Enhalus acoroides* y *Thalassia testudinum* y *Halodule spp.*), mientras que otras especies presentan una densa ramificación (*Syringodium spp.* y *Cymodocea spp.*: Hemminga y Duarte, 2000).

4.5.3. Rizomas

Los rizomas de los pastos marinos son tallos horizontales y verticales que se desarrollan debajo de la superficie del sedimento y son responsables de la distribución espacial de estas plantas. Los rangos de crecimiento de los rizomas varía desde los pocos centímetros por año (*Posidonia oceanica*) a más de cinco metros al año (*Halophila ovalis*) (Duarte, 1991; Marbà y Duarte, 1998). Existe una relación negativa entre el crecimiento del rizoma y el tamaño de los pastos y pequeñas especies de pasto muestran rápido crecimiento

horizontal y producción de nuevos haces foliares (Duarte, 1991). Los rizomas se ramifican ocupando un espacio bidimensional (Brouns, 1987; Marbà y Duarte, 1998) y tridimensional, ya que ocupa distintos niveles en el sedimento (Cruz-Palacios y Van Tussenbroek 2005). Esta ramificación, según la especie, puede ser monopodial (ramificación a partir de un solo ápice de rizoma) o simpodial (ramificación lateral con ápice de rizoma terminal).

La geometría del arreglo clonar de los pastos y su eficiencia en la ocupación de espacio les permite tener una gran cobertura con el mínimo gasto de energía para su expansión, sin embargo, mucho depende del ángulo con que se ramifica el rizoma. A un ángulo de 30 grados hay mejor eficiencia en la ocupación del espacio disponible con el mínimo crecimiento de rizoma (Stevens, según Hemminga y Duarte, 2000 y 1974). La mayoría de los pastos presentan ángulos de 40 grados y, en algunos casos, con variaciones que van de los 19 a los 81 grados (Marbà y Duarte, 1998).

4.6. Requerimientos generales del hábitat de los pastos marinos

Algunos pastos son capaces de soportar amplios rangos de salinidad, habiendo pastos que viven en condiciones de agua dulce (*Ruppia maritima*) y estuarinos, marinos e hipersalinos (*Halodule wrightii*; Onuf *et al.*, 2003), sin embargo la mayoría son eurihalinos.

Los pastos marinos de regiones tropicales generalmente tienen una poca tolerancia a altas temperatura bajas comparada a las zonas templadas donde los pastos toleran temperaturas altas y bajas (Van Tussenbroek *et al.*, 2006). Muchos de los pastos tropicales son encontrados a profundidades menores a 10 m y solo pocas especies ocurren en profundidades mayores a 20 m. Especies del género *Halophila* comúnmente encontrados en el Indo-Pacífico tropical viven a altas profundidades de aproximadamente 35 m (e.g. *Halophila spinulosa*, *Halophila ovalis*, *Halophila tricostata* y *Halophila capricorni*) e incluso los que pueden realizar fotosíntesis por debajo de los 58 m de profundidad, ya que necesitan poca luz para crecer como *Halophila* spp (Van Tussenbroek *et al.*, 2006; Coles *et al.*, según Short *et al.*, 2007 y 2000).

El estrés y limitaciones de los pastos marinos en el trópico son diferentes a los templados y regiones subárticas. En los intermareales, están expuestas a las altas

temperaturas y desecación de la sobre exposición al aire caliente la incidencia de radiación solar y exposición a rayos UV. Pero *Halophila ovalis* y *Thalassia hemprichii* han sido encontrados que toleran hasta 40°C (Coles *et al.*, 2003).

4.6.1. Requerimientos del hábitat en *Thalassia testudinum*

El rango de salinidad óptimo de *Thalassia testudinum* es de 24-35 ups, aunque por breves momentos puede tolerar incluso hasta 60 ups, pero se ha visto que a tales exposiciones hacen que pierda sus hojas. El daño que puede causar la entrada de agua dulce a los pastos marinos es incluso más dañino que los efectos causados por el oleaje generado por los fuertes vientos (Van Tussenbroek *et al.*, 2006).

Thalassia testudinum no puede tolerar grandes exposiciones de temperaturas altas, ni plazos largos de desecación en mareas bajas. Es capaz de vivir a temperaturas de 20-30 °C al sur de Florida, no obstante que la temperatura óptima es de 23-31°C, aunque toleran hasta 33-35 °C pero sin crecimiento (Van Tussenbroek *et al.*, 2006).

Por lo general, la *Thalassia testudinum* se encuentra desde la zona intermareal superior hasta una profundidad de 10-15 m, en estuarios y lagunas arrecifales, pero se encuentra a profundidades de 1-2 m cuando el hábitat es turbio (Van Tussenbroek *et al.*, 2010).

4.7. Propiedades del sedimento

La distribución de los pastos marinos es determinada por la presencia de sedimento aunque algunas especies (*Phyllospadix spp.*), pueden crecer sobre rocas *(las especies que crecen sobre rocas es común que tengan raíces robustas y lo usan para penetrar las grietas de las rocas). La mayoría de las especies de pastos habitan sedimentos arenosos y lodosos,

En general los sedimentos proporcionan un hábitat hostil para los pastos, ya que no tienen oxígeno. Bajo estas condiciones anóxicas las bacterias facultativas anaerobias y obligadas utilizan compuestos orgánicos oxidados como terminal receptor de electrones para descomponer la materia orgánica especialmente nitrato, nitrito, óxido férrico y de manganeso, sulfato y dióxido de carbono (Laanbroek, 1990). Los grandes niveles de

reducción de sulfato permiten la formación y acumulación de sulfuro de hidrogeno, un componente fitotóxico (Hemminga, 1998). Los pastos marinos pueden contrarrestar este estrés bombeando oxígeno dentro del sedimento por medio de sus raíces, de tal modo que mantiene una relativa oxidación en la rizosfera (Pedersen *et al.*, 1998).

Algunos pastos como *Thalassia testudinum*, requiere de materia orgánica para su óptimo crecimiento, y en ambientes oligotróficos depende de la actividad bacteriana para obtener nutrientes.

Los sedimentos de los pastos marinos son muy anóxicos y por eso muchas de las bacterias que se encuentran tienen un metabolismo anaerobio. La reducción del sulfato es el proceso último para la utilización del carbono orgánico en sedimentos marinos. La reducción de sulfato a sulfuro, que depende de los compuestos orgánicos que se pueden fermentar, es rápido cerca de las raíces, con rangos de magnitud de 1 a 2 veces a los 5 cm del sedimento, comparado a los 5 a 10 cm de profundidad (Moriarty, *et al.*, 1985b). El oxígeno que se difunde de las raíces causa que exista una zona oxigenada de aproximadamente 1 mm de alrededor de las raíces y rizomas pero más allá de esta zona el sedimento es anóxico (Moriarty y Boon, 1989).

Los pastos marinos crecen en sedimentos con potenciales redox que abarcan de gran oxidación a estados moderadamente reducidos (> -100 mV), sin embargo, en casos excepcionales pueden crecer potenciales redox negativos (Terrados *et al.*, 1999). La reducción del sulfato y producción bacteriológica del metano, desarrolla un potencial redox debajo de los -120 mV y -140 mV respectivamente (Stumm y Morgan, según Hemminga y Duarte, 2000 y 1981), que resulta ser tóxico para la mayoría de las plantas. La misma presencia de los pastos marinos aumenta la concentración de materia orgánica, no solo por la acumulación de su propio detritus, sino también por las partículas que logran atrapar y sedimentar sus hojas (Duarte *et al.*, 1999; García *et al.*, 1999).

Transporte de O_2 y precipitación de $CaCO_3$.

Los pastos marinos transportan oxígeno dentro del sedimento y de esta manera pueden liberar carbono (como CO_2) fijado en la materia orgánica. En sedimentos

carbonatados, este proceso disminuye la concentración de los iones carbonatos en las aguas intersticiales, resultando en la dilución de carbonato de calcio del sedimento calcáreo

Burdige y Zimmerman (2002) mostraron una producción de oxígeno de 60 a 110 μMol (por gramo de peso seco de hoja) $^{-1} \text{ h}^{-1}$ de *Thalassia testudinum*. Con este dato y suponiendo que la fotosíntesis duró entre 10 horas en aguas poco profundas y claras, se pudo obtener una producción aproximada de oxígeno de 60-400 $\mu\text{Mol O}^2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ con bajas y altas densidades de pastos marinos respectivamente, donde las mediciones de los rangos de disolución de carbonato fueron de 4-11 $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Concluyeron que para promover la disolución de carbonato en el sedimento, se necesita liberar, al menos, el 15 % del oxígeno producto de la fotosíntesis de las hojas del pasto al sedimento.

Las praderas de pastos marinos también sirven como hábitat de otros organismos entre ellos calcáreos, los cuales son importantes ya que producen carbonato de calcio después de su muerte. Se ha podido registrar en altas densidades de *Thalassondendron ciliatum* y *Thalassia hemprichii*; que la producción de carbonato de estas algas en bajas densidades es de aproximadamente 43.9 y 33.4 $\text{g CaCO}_3 \text{ m}^{-2}$ al año respectivamente, incluso llegándose a reportar producciones de 815 $\text{g CaCO}_3 \text{ m}^{-2}$ al año en una laguna arrecifal en Puerto Morelos, México (Perry *et al.*, 2005; Van Tussenbroek y Van Dijk, 2007).

De la misma manera que los manglares y corales, los pastos marinos estabilizan el ambiente, que resulta ser un importante soporte biológico y físico para otras comunidades, existe una importante interacción entre las tres comunidades. Las barreras arrecifales protegen las líneas de costa y permiten el desarrollo de los manglares y los pastos marinos (Creed *et al.*, 2003). Estos últimos retienen los sedimentos y reducen el movimiento del agua, evitando la re-suspensión del sedimento y beneficiando a los arrecifes de coral al permitirle que haya una reducción de carga sedimentaria en la columna de agua. (Amesbury y Francis, 1988).

Los bancos de arena acumulados por los pastos marinos eventualmente forman sustrato que puede ser colonizado por los manglares. Todas esas tres comunidades atrapan y mantienen los nutrientes, desacelerando la dispersión de los escasos nutrientes hacia las aguas oceánicas (Hemminga *et al.*, 1994).

4.8. Causas de muerte en los pastos marinos

La destrucción o pérdida de pastos frecuentemente es debido a causas naturales como enfermedades, o por una gran energía generada por tormentas y huracanes., Sin embargo, *Thalassia testudinum* en sistemas arrecifales se ha visto poco afectado por la disminución de sus poblaciones a causa de estos temporales, aunque sí sufren daños secundarios (Van Tussenbroek, 2008).

Recientemente las actividades humanas causan la reducción de las poblaciones de los pastos marinos, entre ellas están las descargas de desechos que causan eutrofización y resuspensión de sedimentos provocando contaminación y reducción en la disponibilidad de luz. Actividades de manejo y cambios en el uso del suelo como el dragado, relleno y construcción en la línea de costa como muelles, embalses y diques (que alteran el régimen de las mareas). Actividades asociadas con sobre-explotación comercial de los recursos costeros (e.g. uso de redes, maricultivo y minería de CaCO_3). Actividades recreacionales de navegación acuática que causan turbiedad debido a las hélices de barcos y dragado debido a los cascos de los barcos (Short y Wyllie Echeverria, 1996).

CAPITULO V

5. ESTADO DEL ARTE

5.1. Clasificación de los agentes hidrodinámicos marinos

Un agente hidrodinámico marino es un fenómeno que produce perturbaciones en la superficie del mar, o en la velocidad de las corrientes. La reacción física inmediata del agua ante la acción de dicho agente es un desplazamiento de la superficie libre por arriba y abajo de algún nivel de referencia fijo; esta oscilación suele caracterizarse por su amplitud y periodo. En función de este último, en el presente trabajo adoptaremos la siguiente clasificación de los agentes marinos:

- Periodo corto (entre 3 y 300 segundos)
- Periodo intermedio (entre 5 y 180 minutos)
- Periodo largo (mayor de tres horas)

Prácticamente cualquier registro real del desplazamiento vertical de la superficie libre del mar con respecto a un nivel de referencia fijo se puede descomponer en alguna de estas clases.

5.1.1. Oscilaciones de periodo corto

Se trata de oscilaciones muy irregulares que existen en, al menos, tres escalas que se clasifican según su longitud: ondas capilares, oleaje y grupos de olas. Las primeras son las que aplicaremos para nuestro trabajo, y se caracterizan por tener periodos menores de tres segundos y que su peralte y celeridad se encuentran limitadas por la fuerza de gravedad y por la tensión superficial. El oleaje se define con periodos entre 3 y 30 segundos; éste junto con los grupos de olas, cuyos periodos caen en el rango entre 60 y 300 segundos (ondas de infragravedad), son los responsables de las variaciones rápidas del nivel del mar.

Cuando el viento empieza a soplar sobre el agua, por efectos de fricción con la superficie, se produce un cierto arrastre que da lugar a la formación de rizaduras en la superficie del agua. Estas formaciones se conocen como ondas u olas capilares y tienen amplitudes de sólo unos milímetros de altura y hasta poco menos de 2 cm de longitud de onda, su principal característica es el choque entre partículas que ascienden y descienden. A medida que el viento sigue soplando y el efecto de fricción se intensifica, las ondas capilares inician una transformación hacia oscilaciones con amplitudes del orden de centímetros de altura y periodos menores de tres segundos, llamadas ondas de ultragravedad, las trayectorias de las partículas son casi circulares y, si el viento sigue actuando, las pequeñas rizaduras desaparecen para dar lugar a las ondas de gravedad. Las fuerzas que tienden a restaurar la forma lisa de la superficie del agua, y que al intentarlo provocan el avance de la deformación, son la tensión superficial y la gravedad. Las ondas capilares se mantienen esencialmente por la primera, mientras que la gravedad es la fuerza que tensa y mueve las olas más grandes.

5.1.2. Oscilaciones de periodo intermedio

Los periodos de estas oscilaciones van de los 5 minutos a las 3 horas, también se les suele llamar infragravitatorias lejanas ya que su frecuencia es menor que la de las ondas de gravedad. Este grupo incluye ondas como maremotos, metemaremotos y pulsaciones barométricas. En el caso de instalaciones portuarias, las oscilaciones dentro de las zonas confinadas son variaciones de periodo intermedio.

5.1.3. Oscilaciones de periodo largo

Comprenden las ondas con periodos mayores a 3 horas, es decir, las mareas meteorológicas y astronómicas. Estas oscilaciones son las responsables de la variación horaria de la profundidad, esto es, determinan el nivel medio del mar. En este grupo están incluidas otras ondas con periodos del orden de días y semanas que por su poca amplitud no contribuyen significativamente en la variación del nivel del mar.

5.1.4. Distribución de la energía de las oscilaciones

Las ondas que componen un registro de oleaje son de una amplia gama de periodos, alturas y longitudes. En función a las fuerzas de las oscilaciones y las fuerzas que la generan, en la Tabla 1 y Figura 1 se ilustra cómo se distribuye la energía del mar.

En virtud que las ondas de gravedad u oleaje, son las oscilaciones con mayor energía y las cuales gobiernan los procesos hidrodinámicos en las zonas costeras, a partir del siguiente apartado se detallarán algunos aspectos relevantes de las mismas.

Tabla 1. Clasificación de las ondas por su periodo (Johnson *et al*, 1978)

NOMBRE	PERIODO (T)	LONGITUD (L)	ALTURA (H)	FUERZA GENERADORA	FUERZA RESTAURADORA
Capilares	0 a 0.1 s	2 a 7 mm	1 a 2 mm	Viento	Tensión superficial
Ultragravedad	0.1 a 1 segundos	Centímetros	Centímetros	Viento	Tensión superficial y gravedad
Gravedad	1 a 30 segundos	Metros a cientos metros	Centímetros a 15 m	Viento	Gravedad
Infragravedad	30s a 300 segundos	100 a 200 m	Pequeña	Viento	Gravedad, fuerza de Coriolis
Periodo largo	5 minutos a 24 horas	Puede llegar a ser de escala planetaria	1 a 5 metros	Sismo, derrumbes, atracción de cuerpos celestes	Gravedad, fuerza de Coriolis
Transmarea	Más de 24 h		0 a 12 m	Oscilaciones climáticas	Gravedad, fuerza de Coriolis

5.2. Principales parámetros para clasificar a una onda

En un intento de explicar el comportamiento del oleaje se han desarrollado muchas teorías mediante modelos matemáticos, sin embargo para aspectos prácticos en la física costera, en un principio es suficiente para su caracterización la utilización de los siguientes parámetros asociados a una onda regular equivalente:

Altura de ola (H), se define como la distancia vertical entre la cresta y el valle, en donde la cresta es la parte más alta de la ola y el valle es la más baja.

Longitud de onda (L), es la distancia horizontal medida entre dos crestas o valles consecutivos.

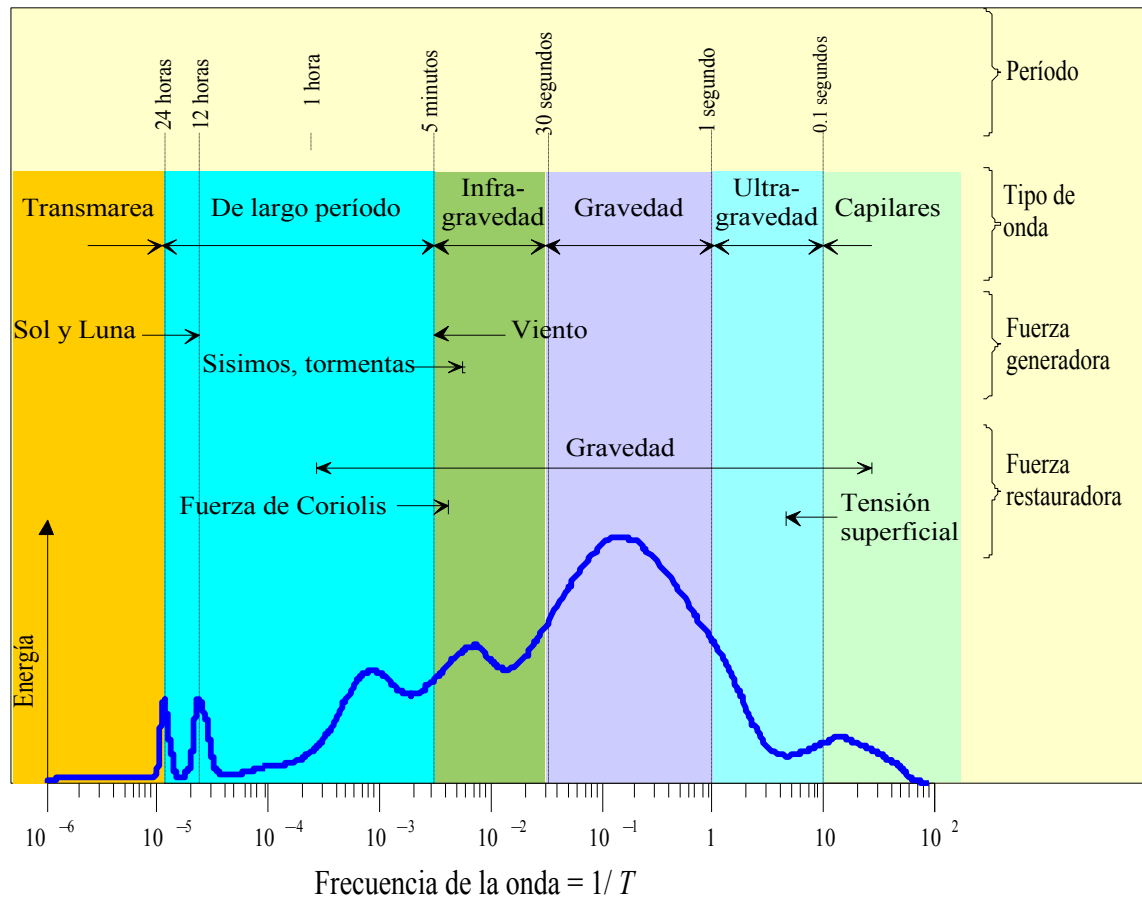


Figura 1. Periodo energía de las ondas según Kinsman (1965)

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 $C=L/T$

Profundidad (h), es la distancia vertical medida a partir del nivel de aguas en reposo.

Perfil de superficie de agua (η), es el desplazamiento de la superficie del agua con relación al nivel de aguas tranquilas.

5.3. Descripción del oleaje

Una onda es una perturbación periódica de una variable física, que evoluciona en el tiempo y en el espacio. Se presentan en formas complejas que no son más que la superposición de formas simples. Con respecto a la dirección de propagación, por el tipo de movimiento las ondas se clasifican en ondas transversales y longitudinales.

Las olas en el mar no son regulares, es decir, no tienen periodicidad 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

$$\eta(x, y, t) = \sum_i \frac{H_i}{2} \cos \left[\frac{\sigma_i^2}{g} (x \cos \theta_i + y \operatorname{sen} \theta_i) - \sigma_i t + \varepsilon_i \right]$$

donde

σ frecuencia angular ($2\pi/T$)

θ ángulo de incidencia con respecto al eje X

ε fase

x, y posición espacial de la onda

t tiempo

En la ecuación anterior, las amplitudes y fases son consideradas aleatorias. El concepto del oleaje como una superposición de ondas regulares de diferentes amplitudes y frecuencias puede ser entendido más claramente observando la Figura 2.

Como se ha mencionado, el oleaje generalmente es el resultado de perturbaciones inducidas por la acción de la fuerza de la naturaleza en cualquier superficie de agua durante

un periodo y tiempo. Por mucho tiempo, se ha intentado estudiar al oleaje desde diferentes variantes; sin embargo no ha sido fácil representarlo con modelos sencillos como los modelos de onda, debido a que este fenómeno no se repite en el espacio ni en el tiempo y cuando se observa una altura de ola en un punto dado del mar, no se puede precisar cuál será la altura del oleaje siguiente en ese punto.

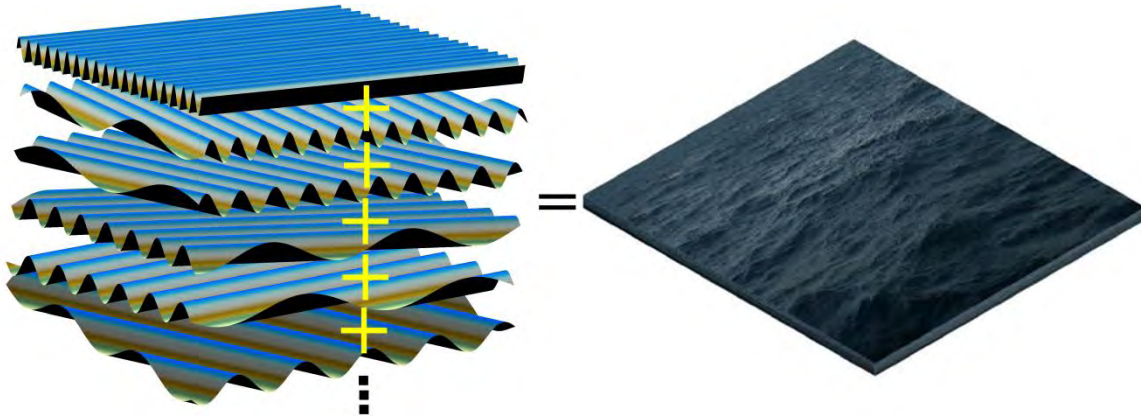


Figura 2. Estructura del oleaje aleatorio

Los principales fenómenos de transformación del oleaje están en función de la longitud de onda y profundidad en la cual se propaga. A medida que el oleaje se acerca a la costa y la profundidad es más somera, la única propiedad que se conserva en el oleaje es el periodo de onda.

5.4. Clasificación del oleaje de acuerdo con la profundidad relativa

Considerando como válida la teoría lineal para representar al oleaje, las ecuaciones que lo representan en cualquier profundidad relativa, h/L , se denomina de ondas en aguas intermedias o en zona de transición. Frecuentemente, este tipo de ecuaciones se simplifican asumiendo que las ondas sólo son dependientes de su longitud o periodo y de la profundidad. Esto conlleva a dos extremos de aproximaciones según su proximidad relativa:

Aguas profundas: cuando la profundidad es igual o mayor que la mitad de su longitud de onda, L , el oleaje no experimenta modificaciones debidas a la profundidad.

Aguas poco profundas: cuando la profundidad h es igual o menor que un vigésimo de su longitud de onda, L , el oleaje está completamente controlado por la profundidad.

5.5. Tipos de oleaje:

De acuerdo con su génesis, se distinguen dos tipos extremos de oleaje, entre los cuales existen un sinnúmero de estados intermedios. Se denominan por las palabras inglesas, universalmente aceptadas, *sea* (oleaje local o mar de viento) y *Swell* (oleaje distante o mar de fondo).

El oleaje tipo *Sea* se genera en alta mar y raramente se aprecian crestas de cierta longitud y es difícil observar un periodo bien definido. Las características que definen este tipo de oleaje son:

- La superficie es caótica ya que la altura de la superficie líquida es impredecible y carece de periodicidad.
- Asimetría o gran desigualdad entre la forma del valle y la cresta de las olas.
- Gran peralte de las olas.

En el oleaje tipo *Swell*, las olas presentan una altura relativamente grande para su longitud de onda. Cuando el oleaje se propaga y abandona el área de generación ocurren tres fenómenos:

- Pierden energía ya que al alejarse de la zona de acción del viento las olas viajan a expensas de su propia energía, a esto se le llama decaimiento
- El oleaje sufre una doble dispersión, una angular, en la que las olas se dispersan en todas direcciones, y otra radial, debida a que la velocidad es función directa del período, por lo que las olas más largas viajan más rápido que las más cortas, por lo tanto, se produce un filtrado de olas
- Fenómeno de soldadura, según el cual las ondas de periodos cercanos se fusionan en largas crestas de onda, lo que origina que la superficie caótica se simplifique.

Al envejecer el oleaje y especialmente cuando abandona el área de generación, va tendiendo a un oleaje distante o de tipo *swell*. Este tipo de oleaje se puede observar sobre la plataforma costera, especialmente en profundidades reducidas, donde a los fenómenos

descritos anteriormente se añade la refracción, que hace que las olas tiendan a progresar en forma paralela a las líneas batimétricas. Así, el oleaje que se acerca a la costa es más regular, forma frentes de cresta muy largos y las diferencias entre periodos y longitudes de ondas consecutivas son mínimas, es decir, surge una periodicidad y presenta una dirección predominante.

5.6. Transformación del oleaje en aguas someras

El oleaje durante su propagación presenta transformaciones respecto a las condiciones iniciales que tenía. Estas afectaciones del oleaje se deben, al cambio en la batimetría del fondo y a la presencia de obstáculos, como escolleras, rompeolas, espaldones o instalaciones portuarias.

Estas transformaciones son la refracción, difracción, reflexión, resonancia, rotura y someramiento o la combinación de estos y permiten que haya variación en la altura de ola, disminución de la longitud de onda y cambios en la dirección de propagación.

5.6.1. Refracción

Es el proceso de modificación de la orientación de las crestas de las olas por influencia del fondo. Se presenta cuando un frente de ondas cruza una frontera que divide a dos áreas con velocidades de transmisión distintas.

La refracción provoca que las olas tiendan a desviarse en bajas profundidades, por lo que se presenta el caso en el que las olas reflejadas en la costa regresan nuevamente por la refracción y las olas queden atrapadas en una zona.

5.6.2. Difracción

En hidrodinámica el proceso de difracción se presenta cuando, en su propagación, el oleaje se encuentra con un obstáculo sumergido o emergido, ya que parte de su energía se transferirá lateralmente de zonas más energéticas hacia la zona protegida con menor energía. Es decir, este fenómeno se refiere a la difusión de energía hacia las zonas de sombra. Ejemplos de este fenómeno se presentan detrás de rompeolas, pilas y rompeolas flotantes.

Frecuentemente la difracción del oleaje rige muchos procesos en la costa, tales como el transporte de sedimentos, la agitación en zonas abrigadas y la generación de oscilaciones con periodos infragravitorios.

5.6.3. Reflexión

La reflexión es el proceso por el cual parte de la energía no disipada de un determinado tren de olas genera otro tren en sentido contrario al incidir sobre un obstáculo. Cualquier estructura marítima o disminución de la profundidad provoca que el oleaje incidente experimente un proceso de reflexión y su intensidad depende en gran medida del poder disipador del medio con el cual interactúa. Dependiendo del tipo de material y forma del obstáculo, el coeficiente de reflexión, K_R , puede variar entre 0 (completamente absorbente) y 1 (completamente reflejante).

5.6.4. Disipación

Antes de la zona de rompientes, la disipación debida a la fricción en el fondo es el proceso principal de atenuación energética. La disipación de energía ocurre principalmente en aguas poco profundas e induce una reducción de la altura de ola. Los efectos de fricción varían con el tipo de material en el fondo, así como de las características del oleaje, profundidad relativa y distancia de recorrido del oleaje, entre otros. Cuando las olas se propagan a través una zona relativamente amplia y poco profunda, su energía es disipada de forma importante. La disipación puede ser causada por el incremento de fricción en el fondo, la infiltración en los intersticios de estructuras porosas o fondos arenosos, el movimiento de fondos marinos cohesivos y por la resistencia inducida por la vegetación. Los mecanismos de disipación pueden provocar una disminución en la altura de las olas mayor que la estimada con métodos convencionales para fondos impermeables o arenosos. Los métodos disponibles se basan en el análisis de los parámetros que tienen una amplia gama de valores y puede ser de difícil estimación de manera fiable. El enfoque general para cuantificar la disipación puede implicar el uso de datos empíricos, posiblemente recogidos en el lugar de estudio o disponibles en un sitio similar. En la mayoría de situaciones, la cantidad de disipación será pequeña y el esfuerzo necesario para analizar los procesos de disipación puede ser grande.

A partir de la zona de rompientes, los efectos turbulentos dominan el proceso de disipación de energía y los efectos de fricción y percolación son menos importantes. La caracterización del proceso de rotura se aborda en la próxima sección.

5.6.5. Resonancia

Consiste en que el periodo de oscilación natural de un puerto o bahía coincide con la de la ola incidente y con poca energía la ola se amplifica notablemente.

El origen de la resonancia puede ser muy diverso, los más frecuentes generadores de resonancia son: efectos meteorológicos, fluctuaciones del campo de vientos y pulsaciones barométricas, sismicidad o tsunamis

5.6.6. 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 su longitud. Esto comienza a ocurrir cuando el valor de la profundidad es igual o menor a la mitad de la longitud de onda. La ola llega a romperse cuando la cresta de la ola se vuelve inestable debido a que la altura de la ola no puede mantenerse más por efecto de la gravedad. Han sido clasificados cuatro tipos de rotura y son descrestamiento (*spilling*), voluta (*plunging*), colapso (*collapsing*) y oscilación (*surging*). Los cuatro tipos de rotura pueden ocurrir en aguas someras de acuerdo con la pendiente de la playa, pero solamente los tipos de rotura de descrestamiento y voluta ocurren en aguas profundas.

5.6.7. Someramiento

Cuando el oleaje se propaga desde aguas profundas hacia aguas someras, se produce un efecto debido a la presencia del fondo marino por el que la velocidad a la que se transporta se ve modificada. Ante la ausencia de mecanismos de disipación, la celeridad y la longitud de las ondas decrecen a medida que la profundidad se reduce, mientras que el periodo permanece constante. Dado que el flujo de energía se conserva y la celeridad de grupo disminuye, la densidad de energía por área superficial unitaria tiene que aumentar. Como consecuencia, el oleaje experimenta un incremento gradual de su altura; este proceso se conoce como someramiento del oleaje.

5.7. Teorías del comportamiento del oleaje:

Existen varios enfoques para el estudio del oleaje:

Análisis teórico del oleaje. Asume válida la hipótesis de que una onda simple puede representar un estado de mar y ciertas condiciones como: profundidad, amplitud, longitud de onda entre otras.

El análisis de una señal medida en campo, laboratorio o generada sintéticamente se puede estudiar bajo dos vertientes: la temporal y la espectral.

Caracterización de una señal mediante distribuciones de probabilidad de los desplazamientos de la superficie libre, altura de ola, periodo de ola y altura y periodo de ola conjunta.

Distribuciones espectrales: Estimación del oleaje en función de condiciones meteorológicas y físicas del medio, donde se han desarrollado teorías empíricas, paramétricas y dinámicas de primer, segundo y tercer orden.

Para poder analizar el oleaje es importante utilizar un modelo que lo represente. Tal modelo debe predecir con fiabilidad el comportamiento de las olas que se generan en laboratorio y además debe ser sencillo. Para ello son necesarias ciertas simplificaciones de la realidad. De hecho el modelo utilizado tanto en la generación del oleaje como en su medición, deriva de la teoría lineal del oleaje o teoría de pequeña amplitud. Sin embargo la teoría lineal podría alejarse de la realidad debido a que la propagación del 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, los modelos más comunes son (Meneses, 2006):

La propagación del oleaje es un problema tridimensional pero puede ser simplificado en uno de dos dimensiones donde u y w expresan las componentes horizontal y vertical de la velocidad de las partículas de agua.

- a) El agua puede ser considerada como un fluido incomprensible y sin viscosidad.
- b) El comportamiento del fluido es prácticamente irrotacional.
- c) El fondo es fijo e impermeable.

- d) La única fuerza exterior que tiene efecto sobre el fluido es la gravedad de la tierra.
- e) La ola es periódica e irregular.
- f) El efecto de Coriolis es despreciable.
- g) La tensión superficial es despreciable.

Las teorías de onda para fondo horizontal que más se utilizan son:

- a) Teoría lineal de Airly.
- b) Teoría de Stokes (segundo y tercer orden).
- c) Teoría Cnoidal.
- d) Teoría de la función flujo gradiente.
- e) Teoría hiperbólica de ondas.
- f) Teoría de onda solitaria.

5.8. Estimación de la reflexión del oleaje

5.8.1. Reflexión del oleaje

La reflexión de un tren de olas es un proceso por la cual parte de la energía no disipada del tren al incidir sobre un obstáculo, genera otro tren de olas en sentido contrario al incidente. La superposición de los dos trenes de oleaje compone la ola total. La formación de esta ola total dependerá de factores como el coeficiente de reflexión, la distancia respecto a la estructura, el periodo, la profundidad y la pendiente del talud. Para poder obtener estos coeficientes de reflexión pueden utilizarse métodos de separación del oleaje total en incidente y reflejado.

Existen diferentes métodos empleados para la separación de la onda incidente y reflejada. Dependiendo del número de puntos de medición que se consideren para precisar el nivel de la superficie libre, estos métodos se dividen en dos grupos importantes:

- *Análisis en dos dimensiones 2D*, que contemplan dos registros temporales de la superficie libre.
- *Análisis entre tres dimensiones 3D*, consideran tres o más series de oleaje.

Otra clasificación se basa en el tipo de oleaje para el que fueron desarrollados, y se dividen en:

- Unidireccionales, estos métodos consideran que el oleaje incidente y reflejado se propagan en sentidos opuestos, así mismo consideran que un tren de ondas irregulares pueden representarse como la superposición de un número finito de ondas incidentes lineales con diferentes características y que son reflejadas por la estructura.
- Multidireccionales, consideran que la propagación y reflexión de las ondas, se da en diferentes direcciones y con diferentes características, es decir presentan un comportamiento totalmente aleatorio.

Todas las técnicas de separación trabajan en el dominio de la frecuencia y asumen la validez de la teoría lineal de ondas, desarrollada por Airy (1886), para que el estudio del oleaje y se acepta la validez de las técnicas utilizadas dentro del análisis espectral del oleaje.

Los métodos de mayor aceptación y uso para la separación de la onda incidente y reflejada en dos dimensiones son el propuesto por Mansard y Funke (1980) y el de Goda y Suzuki (1975), existiendo otros, como los desarrollados por Zelt y Skjelbreia, Frigaard y Brorsen. Mientras que para el análisis en tres dimensiones se usan métodos como el de máxima probabilidad, autovectores, máxima entropía y, máxima verosimilitud, entre otros. Sin embargo para este trabajo solo se utilizará el método de Mansard y Funke (1980), para el estudio de la reflexión, ya que de todos ellos es el más robusto para $2D$ (Silva, 2005).

5.8.2. Método de Mansard y Funke (modificado por Baquerizo, 1995)

Este método se considera dentro del grupo de análisis de dos dimensiones y unidireccional, sin embargo, utiliza tres puntos de medición de la superficie libre del agua, con lo que es posible mejorar los resultados de los métodos que sólo utilizan dos puntos de medición. Las hipótesis que se plantean para su desarrollo son las siguientes:

- a) Se tiene un fondo horizontal
- b) La incidencia del oleaje sobre la estructura es normal a ésta.
- c) La distancia entre los puntos de medición y la estructura se considera conocida.

Este método utiliza la técnica de mínimos cuadrados para obtener las amplitudes complejas del oleaje incidente y reflejado. Se admite que la serie medida puede escribirse de la forma:

$$\eta_m(t) = \sum_{j=1}^N B_j^m e^{-i\omega_j t} \quad m=1, 2, 3 \quad (5.1)$$

donde, B_j^m son los coeficientes complejos de Fourier de la función, el oleaje puede escribirse como:

$$\eta(x_m, t) = \sum_{j=1}^N (Z_I^j e^{ik_j x_m} + Z_R^j e^{-ik_j x_m}) e^{-i\omega_j t} \quad (5.2)$$

Para cada frecuencia angular ω_j , se tiene que cumplir la función error dada por:

$$\varepsilon_j^m Z_I^j e^{ik_j x_m} + Z_R^j e^{-ik_j x_m} - B_j^m \quad m= 1,2,3 \quad (5.3)$$

En general estas funciones tendrán valores complejos y no serán nulas debido a los errores que se comenten en la medición, dichos errores pueden ser ocasionados por ruidos y aspectos no lineales que se presentan en los sensores, así como por efectos no lineales de propagación del oleaje y efectos viscosos.

El objetivo del método es encontrar Z_I^j, Z_R^j tal que el error dado sea mínimo para cada componente j .

Se considera la función suma de los cuadrados de los módulos de los errores cometidos en cada uno de los N sensores y para cada una de las M frecuencias:

$$E_j = E_j(Z_I^j, Z_R^j) = \sum |\varepsilon_j^m|^2 \quad (5.4)$$

Debido a que E_j toma valores no negativos, tiene sentido matemático y físico buscar un punto $Z_0^j = (Z_I^j, Z_R^j)$ que minimice la función aunque Z_I^j, Z_R^j , sean valores complejos. Se denota que la parte real e imaginaria del número complejo como $\Re\{z\}$ y $\Im\{z\}$ respectivamente.

Este mínimo se debe verificar:

$$\frac{\partial E_j}{\partial \Re\{Z_I^j\}} = 0 \quad ; \quad \frac{\partial E_j}{\partial \Im\{Z_I^j\}} = 0 \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial E_j}{\partial \Re\{Z_R^j\}} = 0 \quad ; \quad \frac{\partial E_j}{\partial \Im\{Z_R^j\}} = 0$$

Lo que equivale resolver:

$$\frac{\partial E_j}{\partial Z_I^j} = 0 \quad ; \quad \frac{\partial E_j}{\partial Z_R^j} = 0 \quad (5.6)$$

Al operar el sistema dado por la ecuación E_j , se tiene:

$$\begin{cases} MZ_I^j + S_+ Z_R^j - B_I = 0 \\ MZ_R^j + S_+ Z_I^j - B_I = 0 \end{cases} \quad (5.7)$$

donde

$$S_+ = \sum_{m=1}^M e^{2ik_x^j x_{ml}} \quad S_- = \sum_{m=1}^M e^{-2ik_x^j x_{ml}} \quad (5.8)$$

$$B_I = \sum_{m=1}^M \overline{B_j^m} e^{i(-k_x^j x_{ml} + k_y^j y)} \quad B_R = \sum_{m=1}^M \overline{B_j^m} e^{i(-k_x^j x_{ml} + k_y^j y)} \quad (5.9)$$

La solución al sistema está dada por:

$$\overline{Z_I^j} = \frac{B_R M - B_I S_-}{M^2 - S_+ S_-} \quad \overline{Z_R^j} = \frac{B_I M - B_R S_-}{M^2 - S_+ S_-} \quad (5.10)$$

La técnica del análisis se puede resumir en los siguientes puntos:

1. Calcular es espectro de las series de oleaje total, obtenidas en cada punto, tal que para cada $\eta_1(t), \eta_2(t), \eta_3(t)$, se tienen los espectros suavizados:

$$S_1(k, \Delta f), S_2(k, \Delta f), S_3(k, \Delta f).$$

2. Obtener la amplitud de cada espectro por medio de:

$$A_1(k, \Delta f) = \sqrt{2S_1(k, \Delta f) \cdot \Delta f}$$

3. Determinar el espectro cruzado en forma polar para las siguientes combinaciones:

$$\eta_1(t) \text{ con } \eta_2(t), \quad \eta_1(t) \text{ con } \eta_3(t)$$

4. Obtener la fase del espectro a partir del espectro cruzado, tal que: $PH_{12}(k, \Delta f), PH_{13}(k, \Delta f)$ y para el caso $PH_{11}(k, \Delta f) = 0$ para todo K .

5. Hacer pares entre los espectros cruzados y las amplitudes.

6. Evaluar las series incidente y reflejada Z_I^j, Z_R^j con el sistema de ecuaciones presentado.

7. Evaluar los espectros de las series incidentes y reflejada con:

$$S_I(k, \Delta f) = \frac{\{z_I(k, \Delta f)\}^2}{2 \Delta f} \quad S_R(k, \Delta f) = \frac{\{z_R(k, \Delta f)\}^2}{2 \Delta f} \quad (5.11)$$

8. Determinar el coeficiente de reflexión a partir de la siguiente ecuación:

$$R(k, \Delta f) = \frac{z_R(k, \Delta f)}{z_I(k, \Delta f)} \quad (5.12)$$

Limitaciones:

Existen dos limitaciones en la aplicación del método, que se deben a la pérdida de coherencia entre señales y a que el sistema de ecuaciones (5.7) no tiene solución para ciertas frecuencias.

Perdida de coherencia. Este método utiliza, al menos, tres series temporales y supone que entre ellas existe una gran correlación. Físicamente esto significa que las series registradas son manifestaciones del mismo fenómeno. Una forma de verificar esta correlación es mediante la función de coherencia $\gamma_{ij}(f)$, que se define como:

$$\gamma_{ij}(f) = \left(\frac{|S_{ij}(f)|^2}{S_{ii}(f)S_{jj}(f)} \right) \quad (5.13)$$

Donde $S_{ij}(f)$ es el espectro cruzado entre las señales de los sensores i, j . $S_{ii}(f)$, $S_{jj}(f)$ son los correspondientes espectros suavizados de las series temporales. La función $\gamma_{ij}(f)$ toma valores 0 y 1. Los valores de $\gamma_{ij}(f)$ cercanos a uno corresponden a frecuencias para las que las señales están muy correlacionadas.

Casos en los que no existe solución. Los coeficientes complejos de Fourier de los trenes incidente Z_I^j y el reflejado Z_R^j , dados por la ecuación (5.11) resultan del cálculo del cociente de dos determinantes. Cuando el denominador de esta ecuación es nulo, el sistema se indetermina y por lo tanto no tiene solución.

Ambos problemas se pueden solucionar si se colocan de forma adecuada los sensores de medición y si se toma en cuenta lo siguiente:

1. Que los sensores no estén muy alejados unos de otros, para que exista coherencia entre señales.
2. Se debe evitar que los sensores estén uniformemente espaciados.

5.8.3. Definición del coeficiente de reflexión (Tomado de Meneses, 2006)

A partir de las amplitudes complejas incidente, Z_I^j y reflejada Z_R^j , se pueden obtener las soluciones al sistema de ecuaciones dado por (5.7) y por lo tanto los espectros de las componentes incidente y reflejada del oleaje tal que:

$$S_I(k, \Delta f) = \frac{|z_I^j|^2}{2\Delta f} \quad (5.14) \quad S_R(k, \Delta f) = \frac{|z_R^j|^2}{2\Delta f} \quad (5.15)$$

Donde Δf es el intervalo de frecuencia.

El cociente entre las amplitudes complejas de dichas componentes dado por $K_R(f)$, es un número complejo que por consecuencia tiene un módulo expresado como $|K_R(f)|$ que se denomina coeficiente de reflexión, que depende de la frecuencia y una fase $\phi(f)$, si se expresa este número en su forma polar, se tiene:

$$K_R(f) = |K_R(f)|e^{i\phi(f)} \quad (5.16)$$

Finalmente, el coeficiente de reflexión queda definido como:

$$K_R(j\Delta f)^2 = \frac{|z_R^j|^2}{|z_I^j|^2} \quad (5.17)$$

Otra forma de calcular este coeficiente es por medio del cociente de la altura de la ola media cuadrática reflejada entre la altura de la ola media cuadrática incidente.

$$|R| = \frac{H_{rmsR}}{H_{rmsI}} \quad (5.18)$$

Por último, la fase se define por medio de la siguiente ecuación:

$$\phi(j\Delta f) = \text{ang tan} \left(\frac{z_R^j}{z_I^j} \right) \quad (5.19)$$

CAPITULO VI

6. METODOLOGÍA

6.1. Elaboración de pastos sintéticos

El presente trabajo inició con el diseño y fabricación unidades pastos marinos artificiales, (ASUs pos sus siglas en ingles) tomando como modelo la representación de pasto marino llamado *Thalassia testudinum* y tratando de lograr la mayor similitud posible. Se optó por representar este pasto, debido a que es una especie muy representativa del Caribe y Golfo de México además de poseer grandes niveles de abundancia, densidad y tamaño.

Los principales módulos que se tomaron en cuenta de la especie, fueron el tamaño, longitud, grosor y el arreglo del crecimiento alométrico de las hojas, densidad de los haces foliares y su vaina.

Para la fabricación de *Thalassia testudinum* artificial se emplearon densidades de 500, 850 y 1,600 haces foliares por metro cuadrado.

6.1.1. Material para elaboración de pastos sintéticos:

(Figura 3 a y b)

- ✓ Cinta polipropileno de 1.15 cm de ancho y 1.1 mm de grosor^o.
- ✓ Tijeras
- ✓ Malla de plástica extruida con abertura de 1.1 cm, con longitud y anchura de 0.8 m y 1.25 m, respectivamente.
- ✓ Pistola de etiquetado con pasadores de 0.7cm.

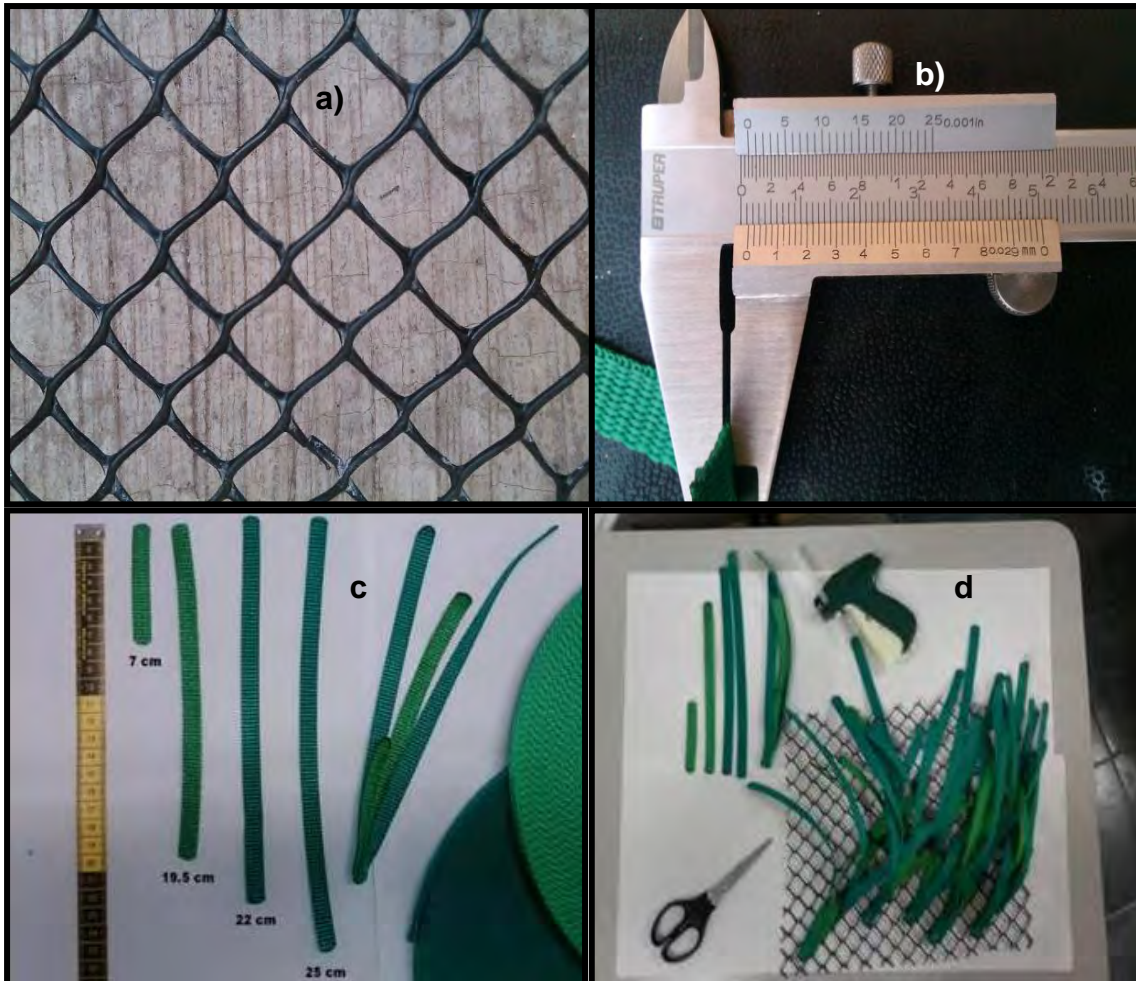


Figura 3: a) Cinta de polipropileno b) malla plástica extruida c) Arreglo de las hojas por su edad; d) Brotes sujetas a la malla plástica.

6.1.2. Arreglos de hojas en relación a su edad

Los tamaños de las hojas se eligieron conforme a una relación media de tamaño-edad (Figura 3 c y d; Figura 4) de la siguiente forma:

- ✓ Primera hoja; “nueva”, 7 cm,
- ✓ Segunda hoja; 19.5 cm,
- ✓ Tercera hoja; 22 cm y

✓ Cuarta hoja; “vieja” 25 cm.

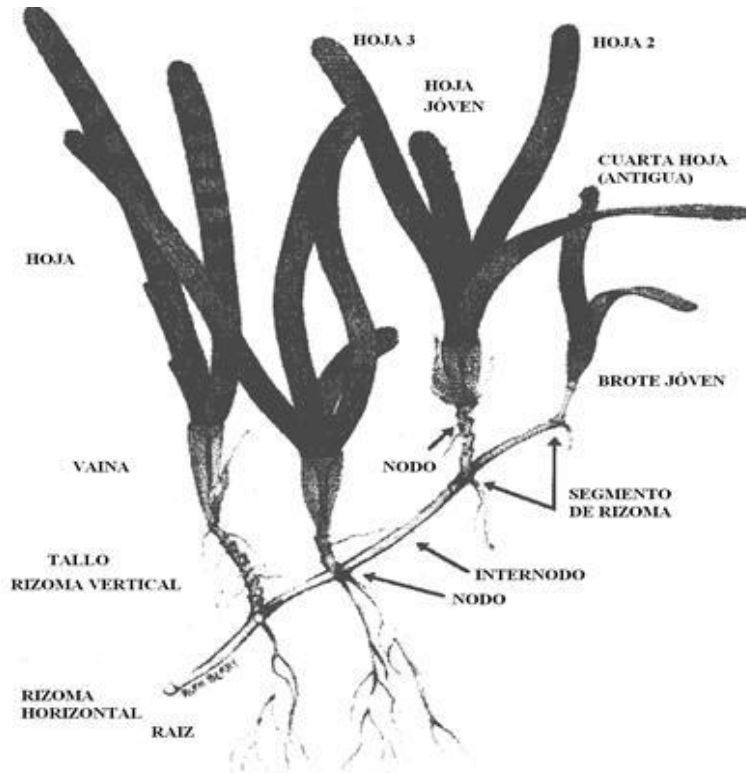


Figura 4. Partes de pasto marino.

6.1.3. Obtención del pasto marino artificial

Durante el diseño del pasto artificial, se buscó que existiera congruencia en los tamaños de los pastos de *T. testudinum* naturales. De modo que se obtuvieron los porcentajes promedios de las diferentes longitudes de las hojas en, aproximadamente, 20 haces foliares de *Thalassia testudinum* colectados en Holbox, Quintana Roo y en las costas de Puerto Progreso, Yucatán en julio de 2010. De tal modo que para la hoja 1, 2 y 3 se obtuvieron porcentajes de 28 %, 76 % y 88 % respecto del tamaño de la hoja cuatro, que representa la longitud máxima. Las razones por las que se escogió una longitud de 25 cm de altura del dosel de pasto son: para acoplarse a alturas de ola que genera del canal de oleaje y para tener tamaños consistentes con experimentos disponibles en la literatura.



Figura 5. Modelo de pasto marino artificial con 500 haces foliares por metro cuadrado.

Con la finalidad de hacer ilustrativamente comprable el diseño de pasto marino artificial con la arquitectura un pasto marino natural (*Thalassia testudinum*), en la Figura 5, Figura 6 y Figura 7 se presenta uno de los modelos fabricados.

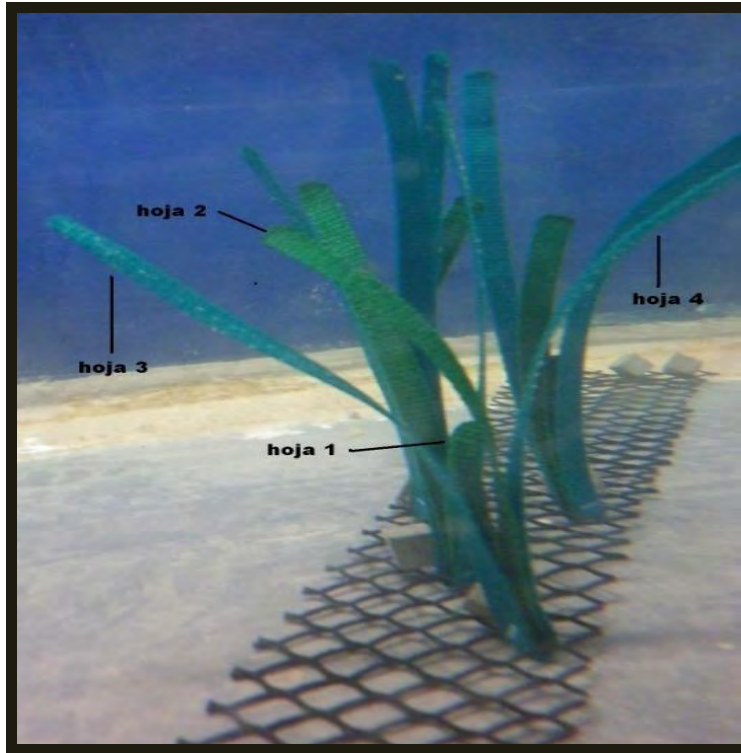


Figura 6. Modelo de pasto artificial bajo el agua.

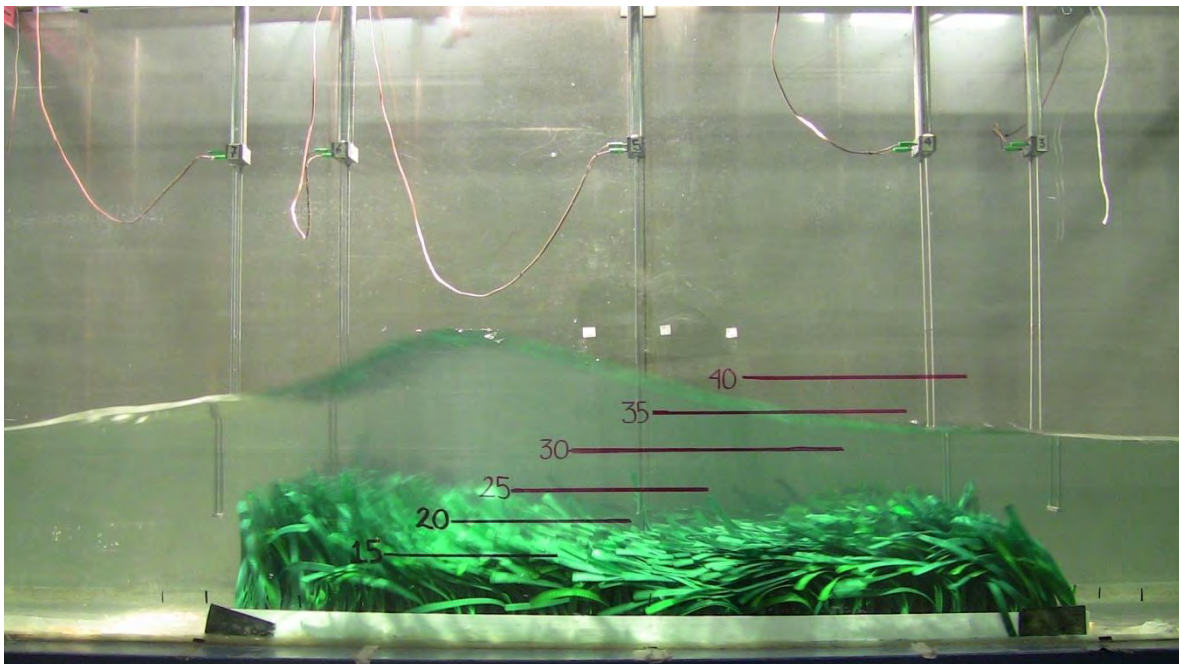


Figura 7. Modelo de pasto marino artificial con 1500 haces foliares por metro cuadrado con $h=40$ cm; $H=9$ cm y $T=1.25$ s.

6.2. Dispositivos de medición

6.2.1. Arreglo de los sensores de nivel

Con la finalidad de obtener datos, y posteriormente realizar análisis de los mismos, se utilizaron sensores para medir la superficie libre del agua. Estos dispositivos son ocho sensores de nivel colocados de forma estratégica, tal que permitan la aplicación del método descrito para la separación de ola incidente y ola reflejada.

Separación entre sensores: el método utilizado para la separación de onda incidente y reflejada, recomienda una distancia máxima y mínima entre sensores para la obtención de lecturas confiables, tal separación debe encontrarse dentro del intervalo $\frac{\pi}{10} \leq k\Delta x \leq \frac{9\pi}{10}$, por

lo que las distancias correspondientes son las siguientes:

$$\Delta x_{min} = \frac{\pi}{10k}$$

$$\Delta x_{max} = \frac{9\pi}{10k}$$

donde,

Δx_{min} Separación mínima entre sensores

Δx_{max} Separación máxima entre sensores

k Número de onda

El arreglo de estos dispositivos de medición es el siguiente:

Se utilizaron ocho sensores de nivel a lo largo de los 28 metros de longitud del canal de oleaje, para registrar la energía incidente, transmitida y reflejada de las olas con objeto de calcular la disipación de energía de las diferentes densidades de pastos. El sensor más cercano a la pala generadora del oleaje corresponde al número uno, y así sucesivamente, hasta llegar al más alejado, que es el número 8. El primer sensor se colocó a 7 m de la pala para que mida directamente el nivel de la ola cuando es generada. De la fórmula aplicada para separar la altura de ola incidente de la reflejada para diferentes profundidades y

periodos se obtuvieron 3 tipos de arreglos entre los sensores 2, 3 y 4 (Tabla 2 y Figura 8). El primer arreglo tuvo un espaciamiento de 10-17 cm; el segundo fue de 17-30 cm (Tabla 3), y el tercero de 50-70cm (Tabla 4). El sensor 5 fue se ubicó para medir el oleaje en la parte media del tapete de pastos. Los sensores 6, 7 y 8 fueron colocados de la misma forma de espaciamiento como las de los sensores 2, 3 y 4, con el fin que el arreglo fuese equidistante, tales sensores fueron utilizados para la obtener la energía trasmitida.

Tabla 2. Arreglos de los sensores de nivel considerando la profundidad y el periodo del oleaje generado.

Sensores	Arreglo 1 (m)	Arreglo 2 (m)	Arreglo 3 (m)
1	7	7	7
2	20.553	20.423	20.23
3	20.653	20.593	20.73
4	20.723	20.723	20.93
5	21.433	21.433	21.43
6	22.143	22.143	21.93
7	22.213	22.273	22.13
8	22.313	22.443	22.63

Para medir la velocidad del fluido, se utilizaron dos ADVs (Acoustic Doppler Velocimeter). Estos fueron fue ubicados 65 cm antes de llegar al parche de pastos y 65 cm después de finalizar el parche. Ambos fueron posicionados a una altura de 14 cm encima del fondo.

Tabla 3. Arreglo número uno y dos de los sensores de nivel (2-3 y 3-4), tomando en cuenta la profundidad y las alturas y periodos del oleaje generado.

Profundidad (cm)	Altura de ola (m)	Periodo (seg)	Absorción	Arreglo sensores: 2-3 y 2-4
15	0.03	0.5	Sí	Arreglo 1
15	0.03	0.75	Sí	Arreglo 2
15	0.03	1	Sí	Arreglo 2
15	0.03	1.25	Sí	Arreglo 2
15	0.03	1.5	Sí	Arreglo 2
15	0.04	0.75	Sí	Arreglo 2
15	0.04	1	Sí	Arreglo 2
15	0.04	1.25	Sí	Arreglo 2
15	0.04	1.5	Sí	Arreglo 2
15	0.05	0.75	Sí	Arreglo 2
15	0.05	1	Sí	Arreglo 2
20	0.05	0.75	Sí	Arreglo 2
20	0.05	1	Sí	Arreglo 2
20	0.05	1.25	Sí	Arreglo 2
20	0.06	0.75	Sí	Arreglo 2
20	0.06	1	Sí	Arreglo 2
20	0.06	1.25	Sí	Arreglo 2
20	0.07	1	Sí	Arreglo 2
20	0.07	1.25	Sí	Arreglo 2
25	0.07	0.75	Sí	Arreglo 2
25	0.07	1	Sí	Arreglo 2
25	0.08	1	Sí	Arreglo 2
25	0.09	1	Sí	Arreglo 2
25	0.1	0.75	No	Arreglo 2
25	0.1	1	No	Arreglo 2
25	0.11	1	No	Arreglo 2
25	0.12	1	No	Arreglo 2
30	0.08	1	Sí	Arreglo 2
30	0.09	1	Sí	Arreglo 2
30	0.1	1	Sí	Arreglo 2
30	0.13	1	No	Arreglo 2
30	0.14	1	No	Arreglo 2
35	0.15	1	No	Arreglo 2
40	0.18	1	No	Arreglo 2

Tabla 4. Arreglo número tres de los sensores de nivel (2-3 y 3-4), tomando en cuenta la profundidad y las alturas y periodos del oleaje generado.

Profundidad (cm)	Altura de ola (m)	Periodo (seg)	Absorción	Arreglo sensores: 2-3 y 2-4
20	0.05	1.5	Sí	Arreglo 3
20	0.05	1.75	Sí	Arreglo 3
20	0.05	2	Sí	Arreglo 3
20	0.06	1.5	Sí	Arreglo 3
20	0.06	1.75	Sí	Arreglo 3
25	0.07	1.25	Sí	Arreglo 3
25	0.07	1.5	Sí	Arreglo 3
25	0.07	1.75	Sí	Arreglo 3
25	0.07	2	Sí	Arreglo 3
25	0.08	1.25	Sí	Arreglo 3
25	0.08	1.5	Sí	Arreglo 3
25	0.08	1.75	Sí	Arreglo 3
25	0.09	1.25	Sí	Arreglo 3
25	0.1	1.25	No	Arreglo 3
25	0.1	1.5	No	Arreglo 3
25	0.1	1.75	No	Arreglo 3
25	0.1	2	No	Arreglo 3
25	0.11	1.25	No	Arreglo 3
25	0.11	1.5	No	Arreglo 3
25	0.11	1.75	No	Arreglo 3
25	0.11	2	No	Arreglo 3
25	0.12	1.25	No	Arreglo 3
25	0.12	1.5	No	Arreglo 3
30	0.08	1.25	Sí	Arreglo 3
30	0.08	1.5	Sí	Arreglo 3
30	0.08	1.75	Sí	Arreglo 3
30	0.08	2	Sí	Arreglo 3
30	0.09	1.25	Sí	Arreglo 3
30	0.09	1.5	Sí	Arreglo 3
30	0.09	1.75	Sí	Arreglo 3
30	0.09	2	Sí	Arreglo 3
30	0.1	1.25	Sí	Arreglo 3
30	0.1	1.5	Sí	Arreglo 3
30	0.13	1.25	No	Arreglo 3
30	0.13	1.5	No	Arreglo 3
30	0.13	1.75	No	Arreglo 3
30	0.13	2	No	Arreglo 3
30	0.14	1.25	No	Arreglo 3
30	0.14	1.5	No	Arreglo 3
30	0.14	1.75	No	Arreglo 3

30	0.15	1.25	No	Arreglo 3
30	0.15	1.5	No	Arreglo 3
35	0.15	1.25	No	Arreglo 3
35	0.15	1.5	No	Arreglo 3
35	0.15	1.75	No	Arreglo 3
35	0.15	2	No	Arreglo 3
35	0.16	1.25	No	Arreglo 3
35	0.16	1.5	No	Arreglo 3
35	0.16	1.75	No	Arreglo 3
35	0.17	1.25	No	Arreglo 3
35	0.17	1.5	No	Arreglo 3
40	0.18	1.25	No	Arreglo 3
40	0.18	1.5	No	Arreglo 3
40	0.18	1.75	No	Arreglo 3
40	0.18	2	No	Arreglo 3
40	0.19	1.25	No	Arreglo 3
40	0.19	1.5	No	Arreglo 3
40	0.19	1.75	No	Arreglo 3
40	0.19	2	No	Arreglo 3
40	0.2	1.5	No	Arreglo 3
40	0.2	1.75	No	Arreglo 3
40	0.2	2	No	Arreglo 3

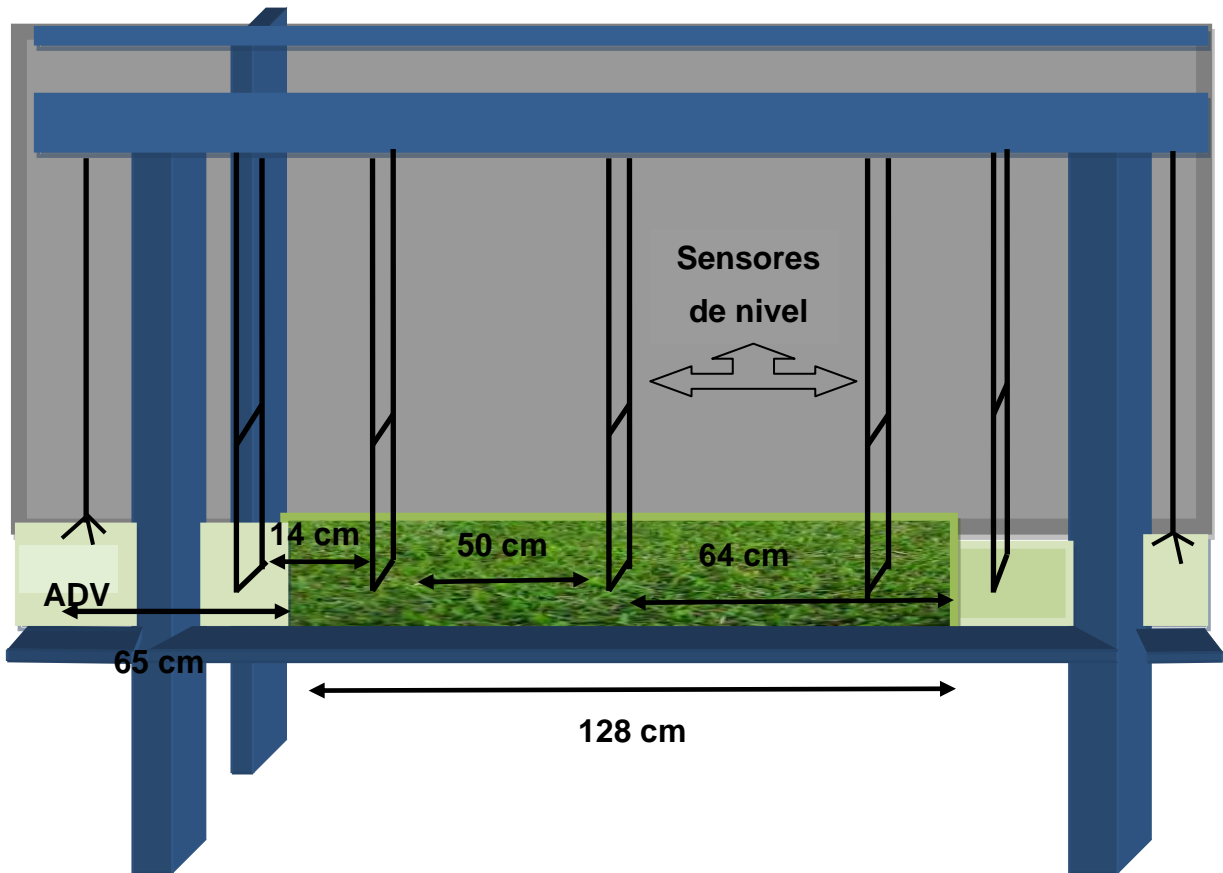


Figura 8. Canal de oleaje y ordenación en el posicionamiento del equipo de medición, para obtener los valores de disipación de energía por los pastos sintéticos.

6.2.2. Descripción de los ensayos

Cuando el tapete de pastos haya sido colocado y verificado que los sensores de nivel estén adecuadamente ubicados, se prosigue a llenar el canal a diferentes profundidades (Tabla 5).

Cada vez que se tiene diferentes profundidades es necesario calibrar los sensores de nivel. Es necesario tener tres posiciones verticales de cada sensor para que la lectura de los datos sea correcta. Este procedimiento rutinario presenta los siguientes pasos:

- Ingresar al programa WDC de MATLAB, donde desplegará una ventana donde se ingresará el número de sensores que se utilizarán.
- La primera posición medirá una profundidad cero, y será calibrado por medio de un voltímetro, será importante percatarse durante este procedimiento el agua esté

quieta. Una vez calibrados todos los sensores al primer nivel “cero”, se guarda la calibración 0 (ver anexo Figura 9).

- La segunda y tercera posición serán equidistantes pero con los signos (+/-), según las condiciones h y H que se esté usando. Estas distancias se emplearán por igual para todos los sensores (ver anexo Figura 10 y Figura anexo 11).
- Una vez terminada la rutina de calibración de los tres niveles, el programa arrojará un fichero donde se puede observar si la calibración fue correctamente hecha.

Si la calibración no fue exitosa es necesario repetir el procedimiento.

Una vez que la calibración haya sido exitosa se ingresará al programa el comando WDC, que desplegará una ventana donde se ingresan el número datos que se obtendrán por segundo de tiempo (Intervalo de muestreo Hz) y también se ingresará el tiempo de durará el ensayo (Número de datos) (ver Figura anexo 12).

Después de haber calibrado correctamente se ubican todos los sensores a la primera posición “cero”.

Tabla 5. Alturas de calibración considerando la profundidad (h) y la altura de oleaje (H)

Profundidad (cm)	Altura de Oleaje (cm)	Altura calibración (+/- cm)
15	3-5	4
20	5-7	6
25	7-12	10
30	8-15	12
35	15-17	14
40	18-20	16

Una vez estando bien posicionados los sensores, ya se puede ingresar a otro software las medidas necesarias (profundidad, periodo y altura de ola). Dicho programa enviará una orden a una pala mecánica que se encargará de generar el oleaje (ver Figura anexo 13).

El periodo de oleaje comprende entre los 0.5, 0.75, 1, 1.25, 1.5, 1.75 y 2 segundos, dependiendo de la altura de oleaje a generar, también en los ensayos se utilizó un oleaje regular e irregular para otros casos.

6.2.3. Análisis de datos

Cuando los datos de los cambios de nivel de la superficie libre ya han sido obtenidos de los sensores, se prosigue a realizar una conversión de voltaje a unidades en centímetros con el programa LEEWDC y que además realiza el análisis temporal de la señal.

Posteriormente se introducen los archivos con la señal corregida a otro programa llamado REFLAB_v_1. Tal programa calcula el valor de los coeficientes de Fourier para que luego, por medio del método de Mansard y Funke modificado por Baquerizo, se pueda separar la ola incidente y reflejada.

En la Figura 9, se presenta un ejemplo del procedimiento del manejo de los datos, su conversión y lo que se obtiene.

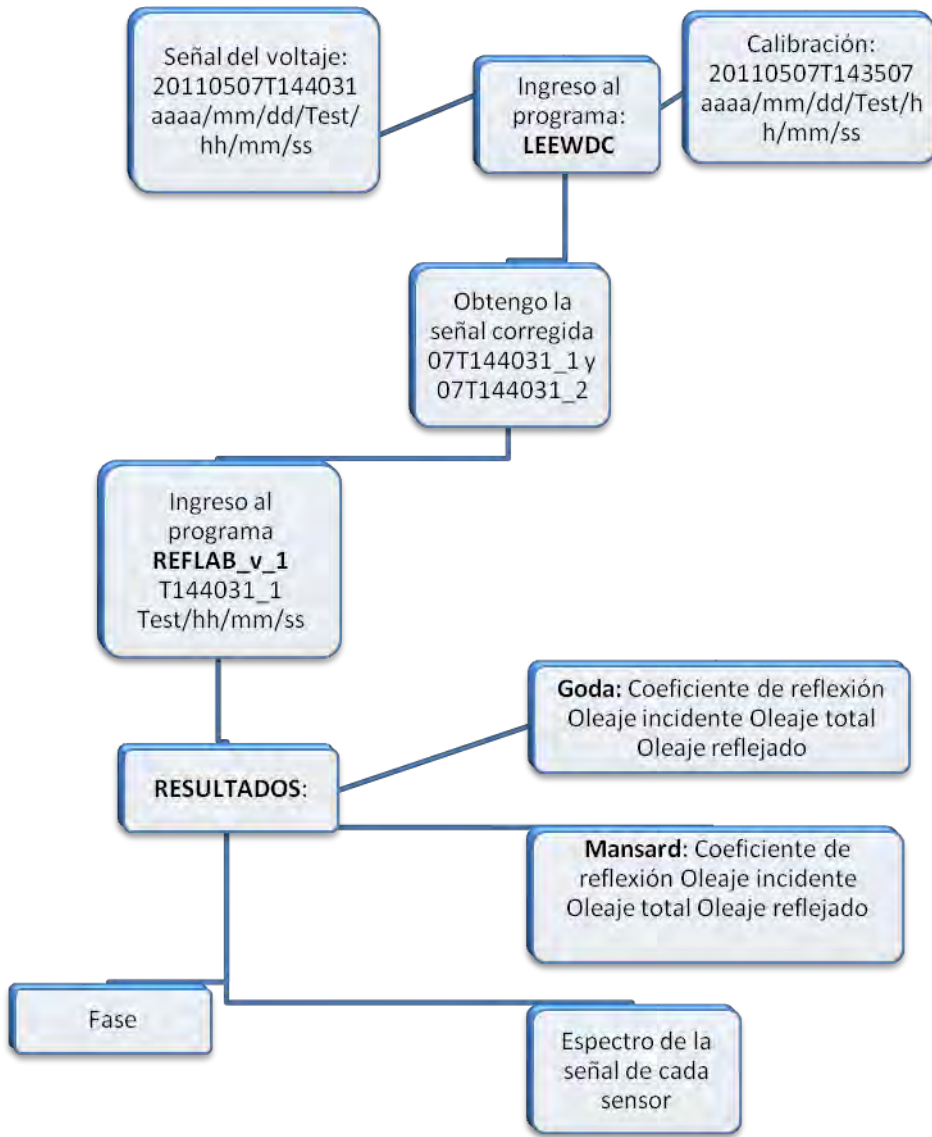


Figura 9. Diagrama que presenta el proceso de la señal registrado por los sensores de nivel hasta obtener los registros necesarios para interpretar los resultados.

CAPITULO VII

7. RESULTADOS

Se realizaron un total de 297 ensayos, distribuidos en tres densidades de haces foliares con arreglos regulares, 17 alturas de oleaje, 7 periodos de ola y 6 profundidades diferentes. Esto permitió obtener diferentes niveles de energía de oleaje, con el fin de saber cómo interactúa esta energía después de pasar por un parche de pastos artificiales de 0.25 m de longitud.

7.1. Alturas de oleaje

El coeficiente de disipación (K_D) fue tomado de los coeficientes de transmisión y reflexión:

$$K_D = 1 - (K_R)^2 - (K_T)^2$$

El coeficiente de reflexión (K_R) fue obtenido con el programa REFLAB_v_1., y el coeficiente de transmisión (K_T) fue calculado con el cociente de las raíces cuadráticas medias (RMS) de la altura de ola transmitida (HT_{RMS}), de los sensores 6, 7 y 8; dividido entre las raíces cuadráticas medias de la altura de oleaje incidente (HI_{RMS}), obtenido con el método de Mansard.

En la Figura 10 se muestra el porcentaje de K_D para cada ensayo contra una variable unidimensional $\left(\frac{L \cdot h}{(H_p)^2}\right)$ en el eje X, esta variable aumenta su valor conforme los valores de h y L aumentan, H_p es un valor constante. Donde L es la longitud de onda, h es la profundidad y H_p es la altura del pasto.

Cuando la columna de agua fue menor a la longitud de las hojas y con periodo cortos (e.g. 0.5 y 1 segundos), los valores de disipación del oleaje alcanzaron, en algunos

casos, poco más del 90 %. En cambio, cuando la columna de agua estuvo al nivel de la altura de las hojas, alcanzó valores de disipación alrededor de 27-53 %, 39-61 % y 42-79 % en densidades de 500, 800 y 1500 Hf, respectivamente.

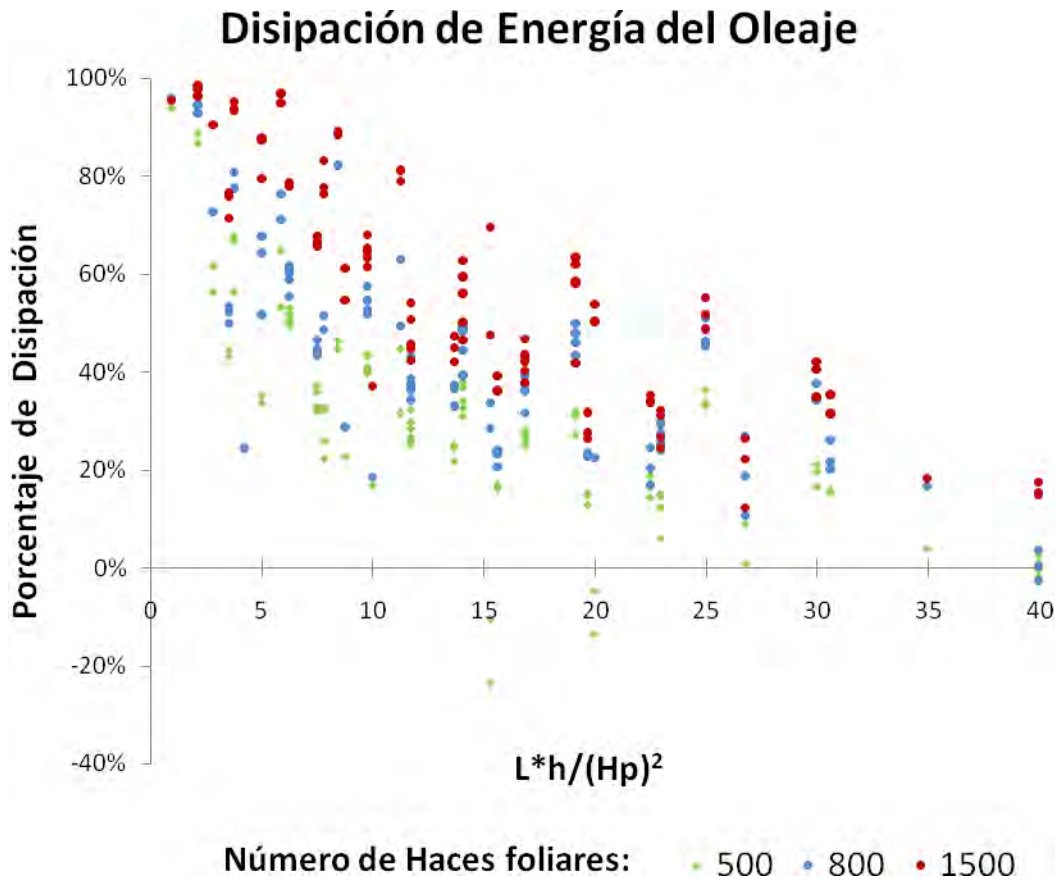


Figura 10. Porcentaje de disipación de la energía del oleaje graficado contra una variable unidimensional $L*h/(Hp)^2$: Se muestran tres diferentes densidades de haces foliares: 500 (círculo verde); 800 (círculo azul) y 1500 (círculo rojo verde).

Conforme la profundidad, alturas y periodos del oleaje aumentaron, por ejemplo: cuando el dosel ocupó un 60 % de la columna de agua ($h= 0.40$ m), y las alturas y periodo del oleaje fueron de 15 a 17 cm, y 1.5 a 2 s respectivamente, la energía de oleaje aumentó, y todavía fue posible observar valores de disipación de 1-25 %, 11-37 % y 12-60 % en densidades de 500, 800 y 1500 Hf.

7.2. Velocidades

La velocidad horizontal, transversal y vertical media (U_m , V_m , W_m), fueron medidas por los ADVs (Velocímetro Acústico Doppler). Debido que en algunos casos la señal de velocidad presentó exceso de ruido, los datos fueron suavizados con el programa *SUAVI v. 2011* para obtener una señal de velocidad (U , V , W) más limpia, la velocidad transversal, las velocidades en el eje Y no fueron tomadas en cuenta para análisis de pérdida de energía total como será descrito posteriormente debido a que la condición del oleaje generado y el canal permiten que las mediciones sean bi-dimensionales (X-Z) y el valor Y prácticamente cero.

En Figura 11 (a-c) se puede observar que las velocidades horizontales antes del pasar el parche de pasto marino, son mayores que la velocidad después de pasar por el parche. Las velocidades llegaron a ser de hasta 40 cm s^{-1} , cuando la energía del oleaje aumentó (Figura 11 a, b, c).

También se observa, en algunos casos, que las velocidades registrados por los ADVs, aumentaron después de pasar el parche de pasto marino. Lo anterior se ve en la Figura 11 b, sobre todo en el periodo de tiempo de 28 segundos (eje x), que muestra velocidades de 10 cm s^{-1} antes de pasar por el parche y de 20 cm s^{-1} después de pasar.

El decaimiento de la velocidad fue obtenido mediante la diferencia de los valores de las velocidades cuadráticas media, antes y después de pasar por el parche de pasto. El porcentaje de decaimiento expresa la energía de la velocidad del oleaje perdida después de pasar por el parche de pasto.

En la Figura 12 se presenta una serie de comparaciones de los valores de decaimiento de velocidad y disipación de energía. Del lado derecho de las gráficas se muestra el decaimiento de la velocidad horizontal obtenido para las tres densidades de haces foliares. Y del lado izquierdo de las gráficas se muestra la disipación de energía para las tres densidades propias.

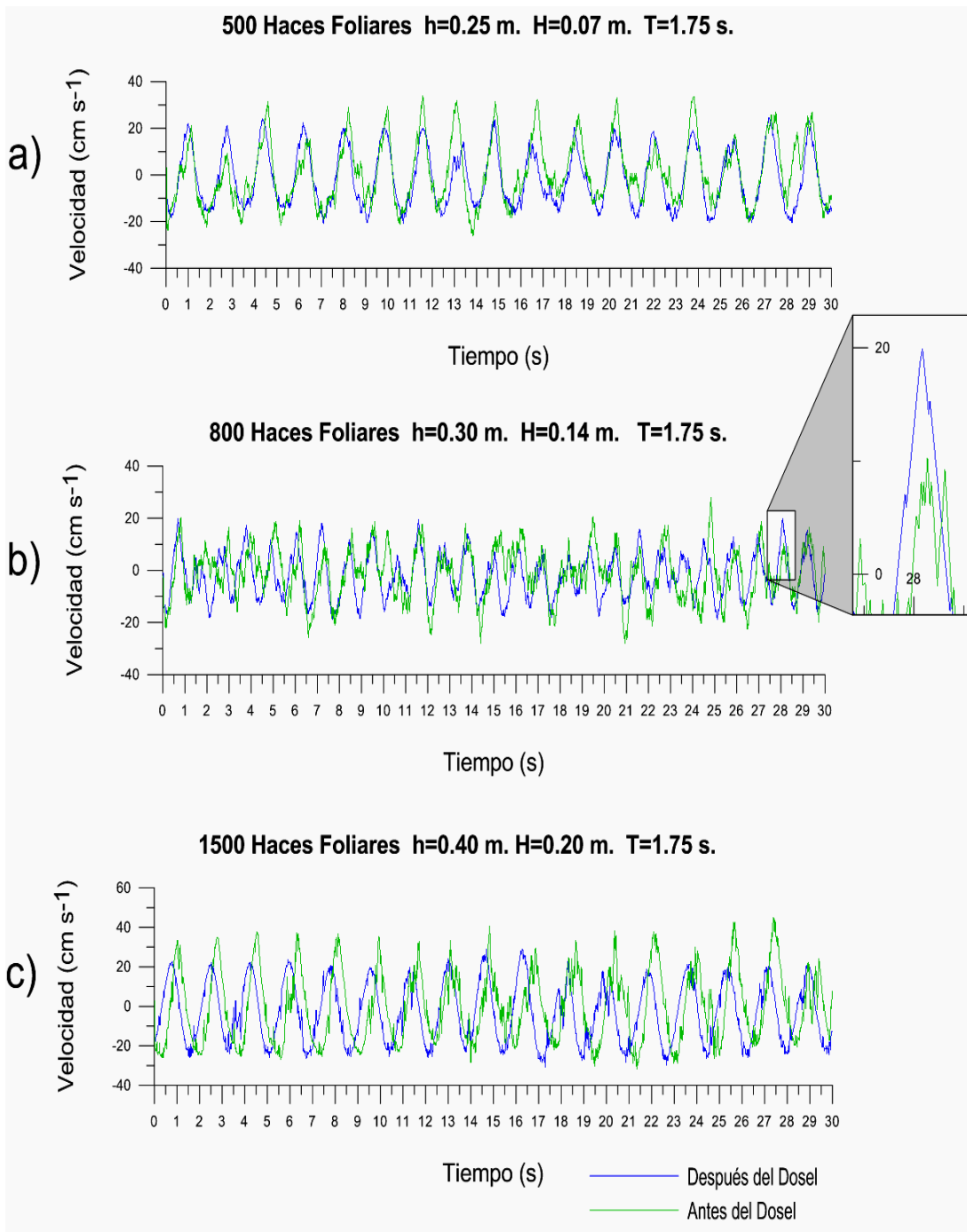


Figura 11. Señal de la velocidad horizontal antes y después de pasar por el parche de pasto marino en un tiempo de 30 segundos. a) 500; b) 800 y c) 1500 haces foliares, donde: h (profundidad); H (Altura de ola) y T es el periodo de oleaje.

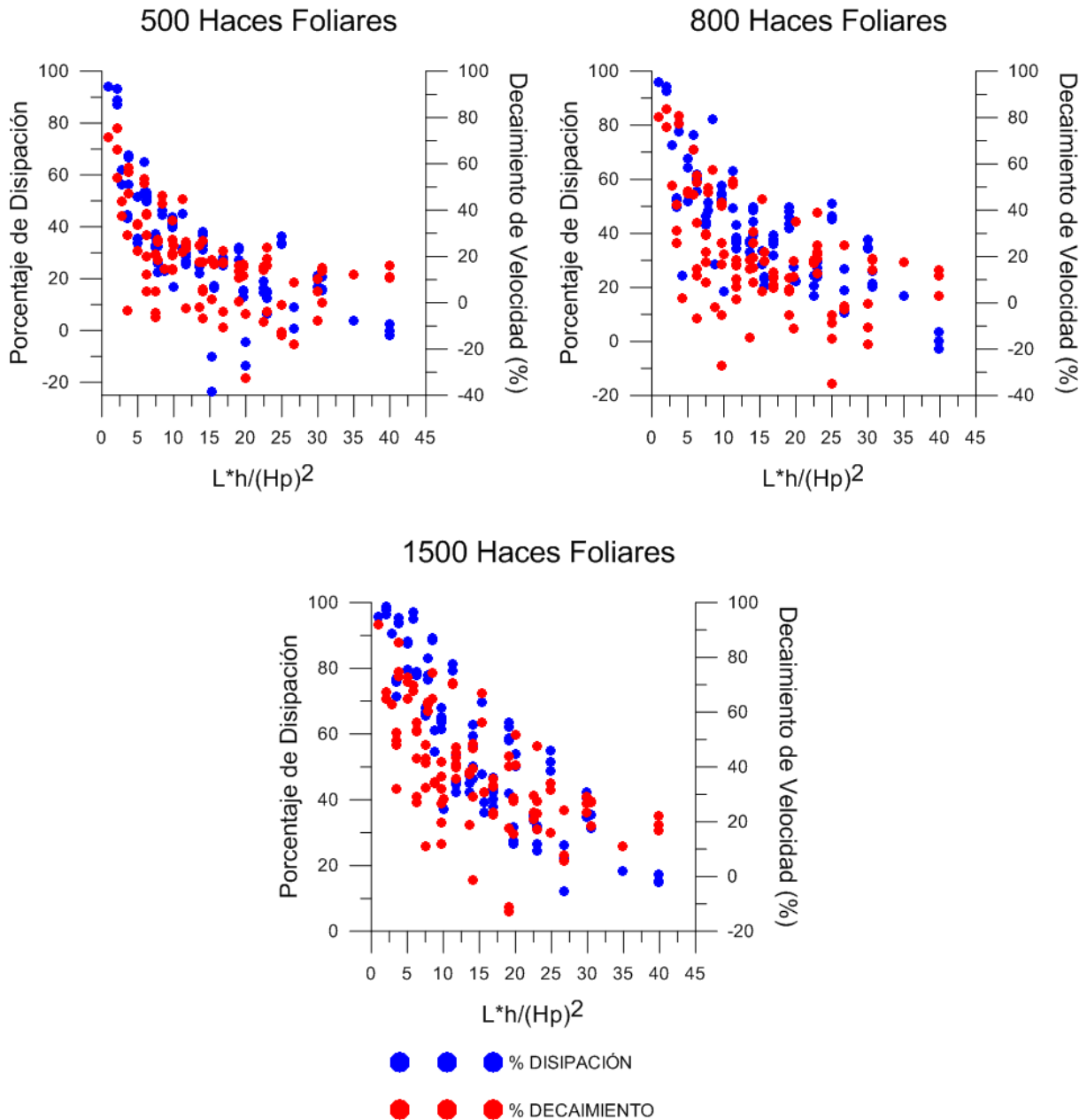


Figura 12. Presentación de todos los ensayos del porcentaje de disipación y decaimiento de la velocidad horizontal, después de pasar el parche de pastos de 500, 800 y 1500 de haces foliares.

El decaimiento de velocidad alcanzó valores máximos entre 70-90 % cuando la profundidad fue entre 0.15-0.20 metros y la densidades variaron de 800 a1500 Hf Cuando la profundidad fue de 0.25 m., el valor máximo del decaimiento de la velocidad fue de 56% a una densidad de 1500 Hf. Cuando la profundidad y energía inducida fue aumentando al

grado que la altura del pasto ocupó un 60 % de la columna de agua y las alturas y periodos de oleaje fueron entre los 15 a 17 cm y 1-2 s, el decaimiento se fue convirtiendo menos marcado, llegando alcanzar valores de 0-25 %, 3-22 % y 16-31 % en densidades de 500, 800 y 1500 Hf, respectivamente.

En las Figura 10 y Figura 12, se tienen valores favorables de reducción de la energía, y fue debido a que las señales de la altura y velocidad del oleaje disminuyeron gradualmente, tras pasar por el parche de pasto. Sin embargo, no en todos los ensayos sucedió así. En ambas mediciones, en algunos casos, la disipación de la altura del oleaje y decaimiento de la velocidad aumentaron en lugar de disminuir después de pasar por el parche de pastos, esto fue mostrado también en la Figura 11. Estos casos mencionados anteriormente fueron pocos (e.g. 16 casos para 500 Hf; 14 casos para 800 Hf; 2 casos para 1500 Hf), pero ocurrió con mayor frecuencia en los registros realizados con velocidades, sobre todo cuando la densidad de haces foliares fue pequeña y las condiciones de energía (altura y periodo) fueron elevados para cada profundidad en particular.

De la forma en cómo fue observado el proceso en que fueron disipadas las alturas de oleaje a través de las diferentes densidades de pastos, también hubo un decaimiento de las velocidades del 46-72 %, 46-83 % y 64-92 % cuando la densidad de Hf fue de 500, 800 y 1500 y en niveles de energía bajos ($h=0.15$ m; $H=0.03-0.05$ m; $T=0.5-1.5$ s).

7.3. Pérdida de energía total

Se calculó la pérdida de energía total (PET), sumando los dos tipos energía obtenidas (alturas de oleaje y velocidades), para observar salida de energía tras pasar por las diferentes densidades de pastos marinos Para esto desarrollaron las formulas que a continuación se explican.

Se obtuvo la energía total antes (E_A) y después (E_D) de pasar por el parche de pasto, para evaluar el porcentaje de pérdida de energía total:

$$PET = 1 - \left(\frac{E_D}{E_A} \right) * 100$$

$$\text{Energía total } (E) = KE + PE$$

Donde:

KE = Energía cinética

PE = Energía potencial

Debido que los ADVs, solo miden velocidades puntuales, se usó una función de transferencia de energía (FT), antes y después del parche de pastos, para las velocidades puntuales medidas (U , W) y para la velocidad de la teoría lineal ** (U_{TL} , W_{TL}), con el fin ser calculado junto con la energía cinética:

$$KE = \frac{1}{16} \rho g h^2 * FT$$

donde

$$FT = \frac{(U/100)^2 + (W/100)^2}{U_{TL}^2 + W_{TL}^2}$$

Teoría lineal de las velocidades horizontales y verticales:

$$U_{TL} = \frac{agk}{\sigma} * \frac{\cosh k (h + z)}{\cos k(kh)} \cos(\sigma t)$$

$$W_{TL} = \frac{agk}{\sigma} \frac{\sinh k (h + z)}{\cos k(kh)} \cos(\sigma t)$$

** Para el cálculo de las velocidades en teoría lineal, no se tomaron en cuenta las velocidades puntuales V_{TL} , debido que las características del canal de oleaje solo nos permite generar oleaje unidireccional y por consiguiente, las mediciones de velocidad son tomadas en dos dimensiones (X,Z) donde los valores de la velocidad Y son considerados como cero.

La energía potencial fue obtenida también de la teoría lineal, siendo H , las alturas de oleaje incidente y transmitida.

$$PE = \rho g \frac{H^2}{16}$$

La Figura 13 se muestra que cuando la profundidad, altura y periodo de oleaje fueron pequeños y la densidades del pasto fue mayor, las pérdidas de energía total que se lograron tener estuvieron por encima del 65-94 %, 77-97 % y 91-99 %, en densidades de 500, 800 y 1500 Hf, respectivamente. Cuando la profundidad fue igual a la longitud de la hoja y la altura de ola y su periodo fueron entre 7-12 cm, y de 1 a 2 segundos respectivamente, la perdida de energía total osciló entre 18-57 %, 22-70 % y 38-80 % en densidades de 500, 800 y 1500 Hf. Por último cuando los pastos ocupan el 60 % de la columna de agua y las alturas y periodos de oleaje aumenta (e.g. $H=0.17$ m y $T= 1.75$ s), PET presentó valores ente 3-30 %, 1-31 % y 23-45 % para 500, 800 y 1500 Hf respectivamente.

Se nota que la perdida de energía total estuvo relacionado al periodo del oleaje, de modo que cuando estos eran pequeños (e.g. 0.5 a 1.5 s), los valores de PET aumentaban, pero cuando el periodo del oleaje fue más grande (e.g. 1.75 a 2 s), los valores de PET disminuyeron. En tales aumentos de periodo del oleaje, fue donde incluso encontramos un aumento de la energía (3 casos) después de pasar por el parche 500 Hf (Tabla 6).

Tabla 6. Perdida de la energía total en diferentes densidades de haces foliares y profundidades (h); alturas de ola (H) y Periodos de oleaje (T).

Profundidad (cm)	Densidad 500 haces foliares		
	H (cm)	T (s)	(%)
20	5	2	-8.7
20	6	1.75	-13.8
35	15	1.75	-12.5

La Tabla 6 muestra con más claridad los ensayos donde la pérdida de energía total aumentó después de pasar por el parche de pastos entre periodos de 1.75 a 2 segundos.

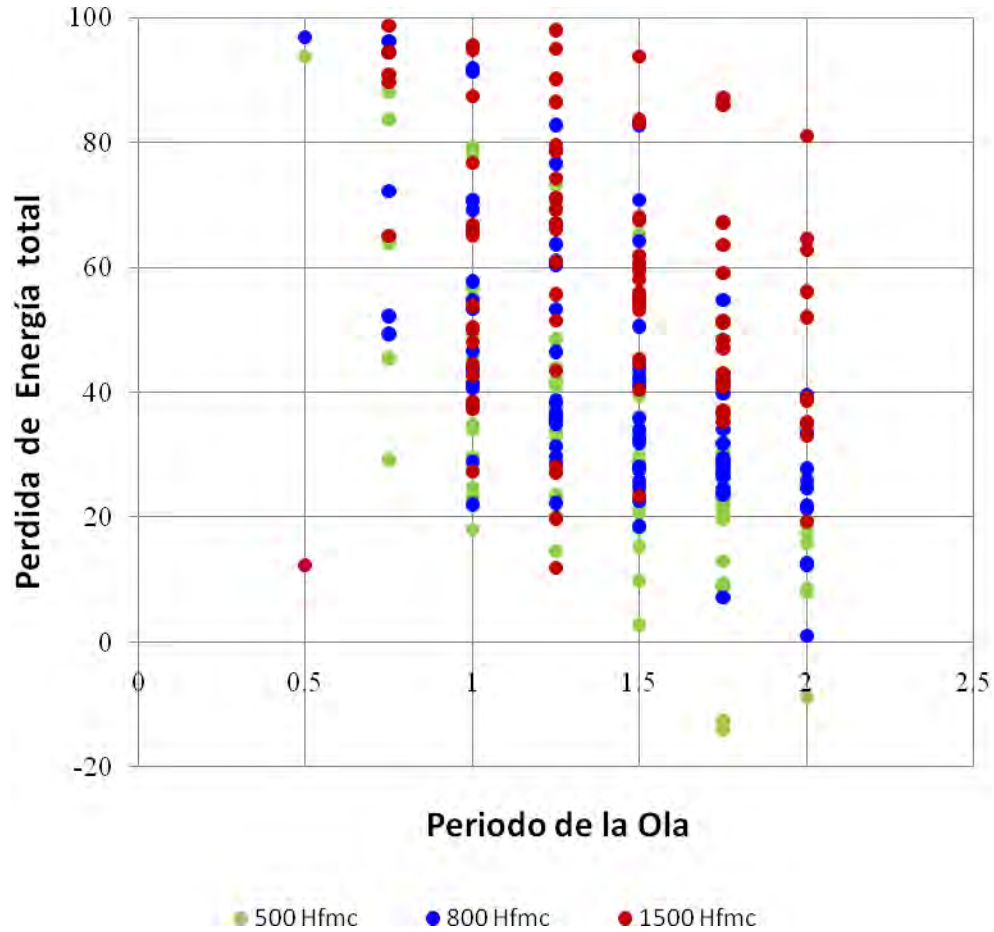


Figura 13. Pérdida de energía total las diferentes densidades de haces foliares por metro cuadrado (Hfmc), graficado contra el periodo de oleaje.

7.4. Velocidades y pérdida de energía total en el perfil vertical:

Las velocidades en el perfil vertical fueron evaluadas tomando en cuenta un arreglo irregular de haces foliares. En total se hicieron 87 ensayos de velocidades, ejecutados a diferentes alturas a partir del fondo (5, 10, 14, 20, 25 y 30 cm) y en tres diferentes tipos de energía de oleaje, a las que llamaré de oleaje de: baja, moderada y alta energía, a una profundidad de 0.25 o 0.35 metros (Figura 14 y Figura 15).

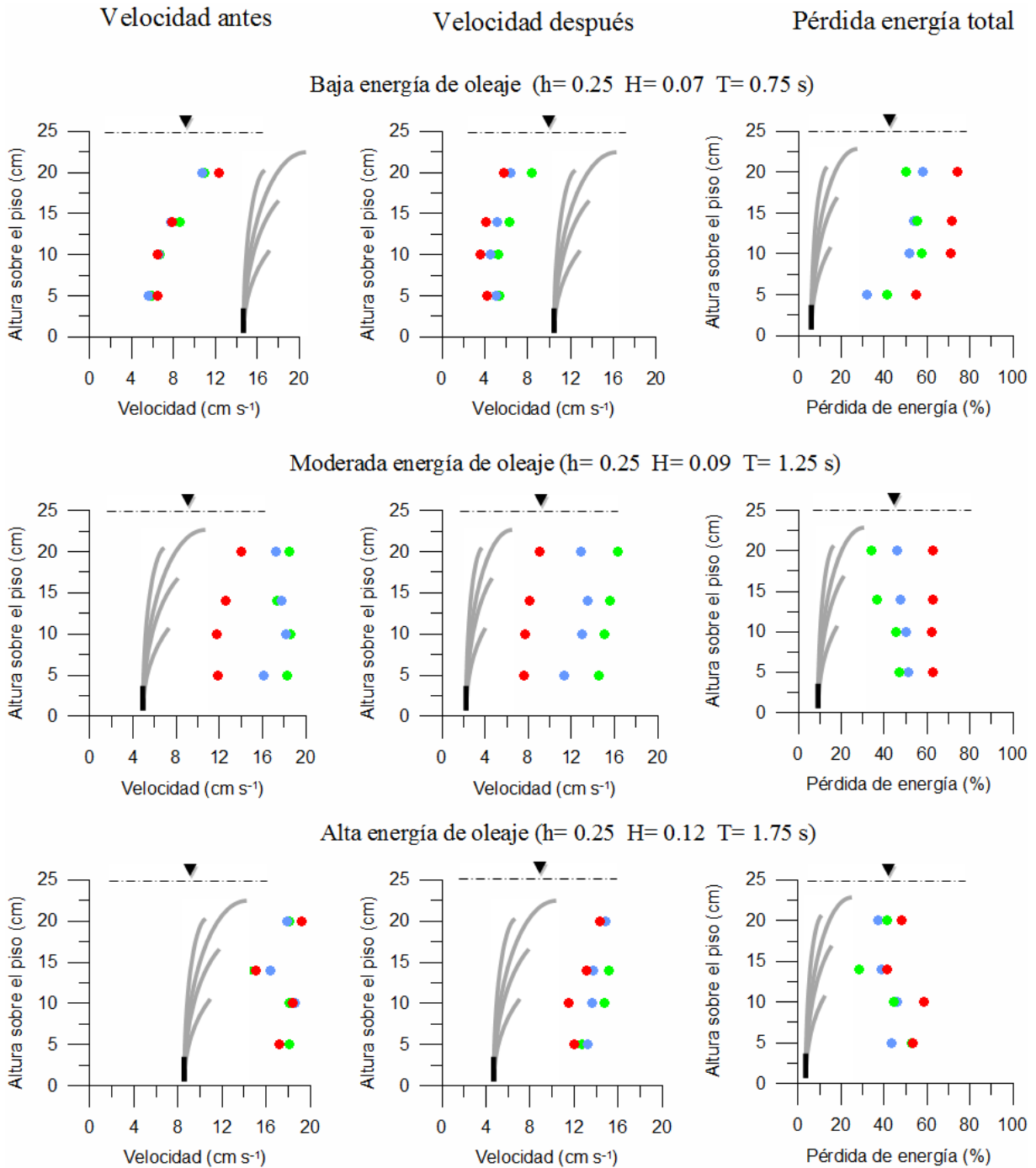


Figura 14. Pérdida de energía total, velocidades antes y después de pasar por el parche de pastos sintéticos en el perfil vertical sobre el fondo (5, 10, 14 y 20 cm) en 0.25 metros de columna de agua (h) y diferentes alturas, periodos de olas y densidades: 500Hf (círculo verde); 800Hf (círculo azul) y 1500Hf (círculo rojo); -..▼..- superficie libre del agua.

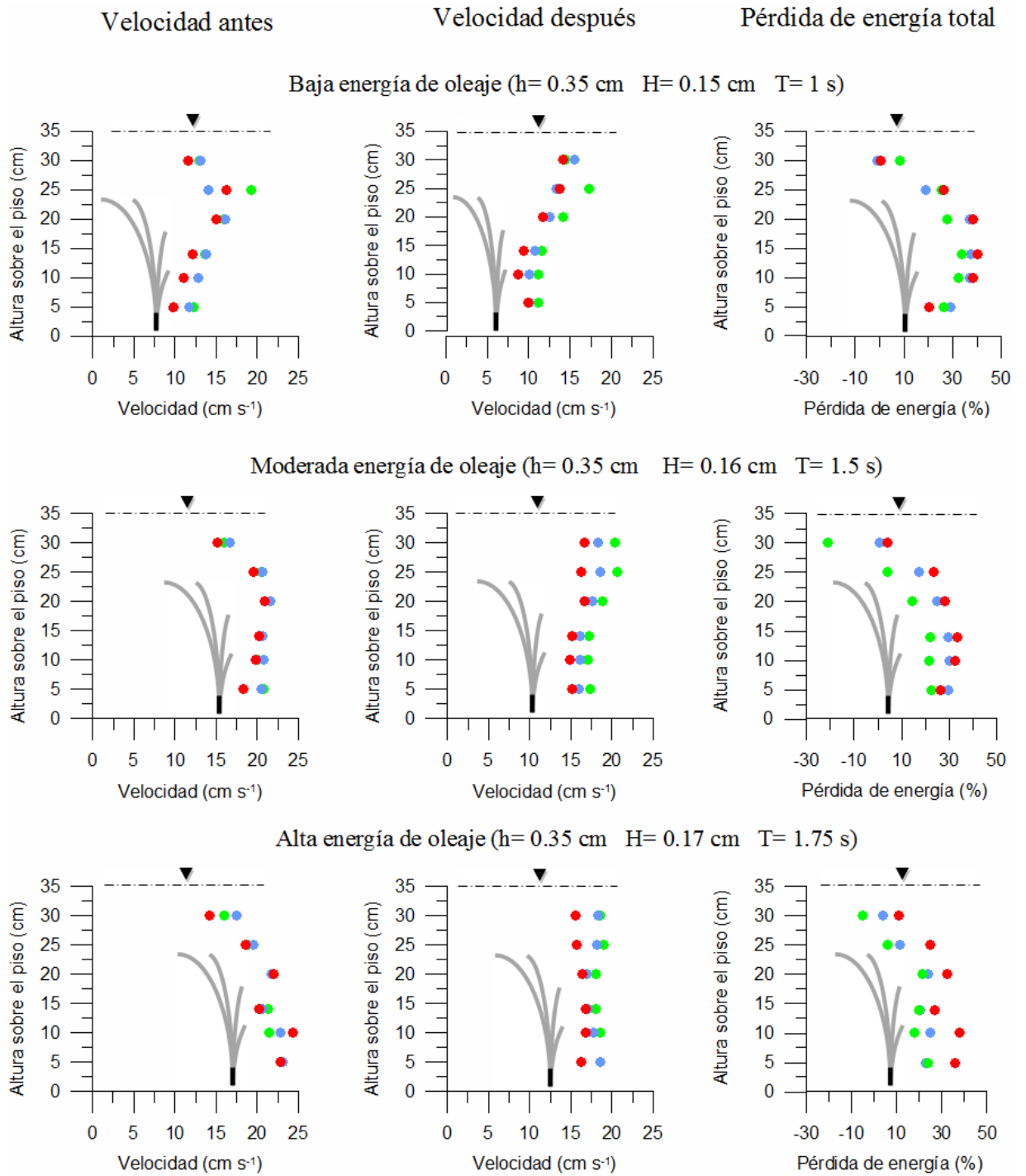


Figura 15. Pérdida de energía total, velocidades antes y después de pasar por el parche de pastos sintéticos en el perfil vertical sobre el fondo (5, 10, 14, 20, 25 y 30 cm) en 0.35 metros de columna de agua (h) y diferentes alturas, periodos de olas y densidades: 500Hf (círculo verde); 800Hf (círculo azul) y 1500Hf (círculo rojo); $-\text{---}\blacktriangledown\text{---}$ superficie libre del agua.

El comportamiento de las velocidades en el perfil vertical antes y después de pasar por las diferentes densidades de pastos tiende a aumentar conforme aumenta la distancia desde el fondo hasta una altura de 20 cm (Figura 14 y Figura 15). A partir de los 25 cm de distancia sobre el fondo hasta los 30 cm observamos un incremento en las velocidades después de pasar por el dosel de pastos. Estos incrementos de velocidad para niveles de baja energía de oleaje fueron de 1, 2 y 2.5 cm s⁻¹ en 500, 800 y 1500 Hf respectivamente; en niveles de moderada energía fueron de 4 cm s⁻¹ en 500 Hf y de 1.5 cm s⁻¹ para 800 y 1500 Hf y en niveles de alta energía fue de 3, 1 y 1.5 cm s⁻¹ para 500, 800 y 1500 Hf (Figura 15).

En la Figura 14, después de pasar por las diferentes densidades, el perfil vertical de velocidad disminuyó continuamente hasta alcanzar su valor mínimo a los 10 cm de altura a partir del fondo en niveles de baja y alta energía. Conforme la distancia aumentó de los 10 cm hasta los 20 cm, las velocidades llegaron a ser máximas. Cuando la energía del oleaje fue moderado, los cambios de las velocidades en el perfil vertical fueron menos variables en todas las densidades, pero siempre con tendencia a aumentar cuando la distancia sobre el fondo avanzó hasta alcanzar los 20 cm.

En la Figura 14, el porcentaje de pérdida de energía total aumentó, en la mayoría de los regímenes de energía, conforme más densidad de haces foliares hubo. En el perfil vertical, con niveles de baja energía de oleaje, PET aumentó cuando la distancia sobre el fondo fue más distante, este aumento, es más notorio a los 14 cm de altura en densidades de 500 y 800 Hf, pero a partir de los 14 cm hasta los 20 cm sobre el fondo, la energía aumenta con más letargo, incluso disminuye (e.g. 500 Hf). En niveles de moderada energía de oleaje, los PET por lo general no varían cuando las densidades son de 1500 Hf. Donde existe una ligera disminución a partir del fondo hasta los 20 cm, es en 800 Hf, pero fue más claro observarlo en 500 Hf. En niveles de alta energía de oleaje, observamos un ligero aumento de energía a partir del fondo hasta los 14 cm sobre éste, a partir de los 14 cm hasta los 20 cm, se encontró que PET aumenta en 500 y 1500 Hf, y solamente disminuye en 800 Hf.

En la Figura 15, para las densidades de 800 y 1500 Hf, cuando los niveles de energía son bajos y moderados, las velocidades, después de pasar por el parche de pastos,

fueron aumentando hasta los 25 cm sobre el fondo, seguidamente a partir de esta altura hasta los 30 cm, las velocidades disminuyeron gradualmente. Lo anterior no ocurrió con densidades de 500 Hf, donde continuó aumentando hasta los 30 cm sobre el fondo en bajas condiciones de energía de oleaje. En niveles de alta energía de oleaje las velocidades disminuyen continuamente a partir del fondo hasta alcanzar valores más bajos a los 30 cm en 1500 Hf. En 500 y 800 Hf los valores de velocidad más bajos lo alcanzaron a los 20 cm sobre el fondo, a partir de los 20 cm a los 25 cm por lo general se alcanza las mayores velocidades, seguidamente a partir de los 25 cm a los 30 cm sobre el fondo la velocidad presenta dos tendencias; la primera es que continua aumentando (800 Hf) y la segunda es que vuelve a disminuir (500 Hf).

En la Figura 15, se puede observar que el porcentaje de pérdida de energía aumenta cuando la densidad de haces foliares aumenta. En el perfil vertical, a partir del fondo hasta los 14 cm, para todos los niveles de energía del oleaje baja, moderada y alta y diferentes densidades, se puede ver que hay un aumento de PET, o cuando menos en algunos (eg. 500 y 800 Hf, con moderada energía), PET aparenta ser constante. A partir de los 20 cm sobre el fondo, hay una reducción en PET conforme aumenta la distancia hasta alcanzar los 30 cm. En todos los niveles de energía y densidades, excepto para 500 Hf y bajo regímenes de baja energía, cuando la altura sobre el fondo alcanza los 30 cm se encontraron valores negativos de porcentaje de pérdida de energía. Estos valores negativos, para condiciones de baja y moderada energía, llegan a tomar valores de hasta -5 % aproximadamente en 800 y 1500 Hf. Los valores máximos de aumento de PET se presentan en densidades de 500 Hf, bajo condiciones de moderada y alta energía y alcanzan valores de -25 % y -20 % respectivamente.

7.5. Energía Cinética Turbulenta

Para la obtención del análisis de la turbulencia, se utilizó la velocidad instantánea en un tiempo (t) en la dirección X (U_t), y también para las direcciones Y (V_t) y Z (W_t) que viene expresado de la descomposición de Reynolds como la suma de la velocidad media ($\overline{U_t}$) y la velocidad de fluctuación instantánea debida a la turbulencia (U'_t):

$$U_t = \overline{U_t} + U'_t$$

La energía cinética turbulenta (TKE por sus siglas en inglés), está asociado a las fluctuaciones en torno a la velocidad media y nos da una estimación de la frecuencia del movimiento del agua en todas las direcciones, y con frecuencia se utiliza para evaluar el movimiento de la intensidad turbulenta dentro de un fluido cortante o también bajo olas que rompen (Butt Tonny *et al.*, 2004).

$$\text{TKE} = \frac{1}{2} \rho (\overline{U'^2} + \overline{V'^2} + \overline{W'^2})$$

Donde:

ρ = es la densidad del fluido

U', V' y W' = Velocidad en la componente horizontal, longitudinal y vertical

$\bar{\quad}$ (barra) = Denota tiempo promedio durante un periodo de tiempo corto.

Se obtuvo la energía cinética turbulenta en Joules por metro cubico (J m^{-3}), de un grupo de olas que varió entre 240 olas para periodos cortos ($T=0.75$ s) y 100 olas para periodos largos ($T= 1.75$ s).

La energía turbulenta total fue medida en el perfil vertical antes y después de pasar por el parche de pastos, en tres tipos de energía del oleaje (baja, moderada y alta) y dos profundidades 0.25 y 0.35 metros.

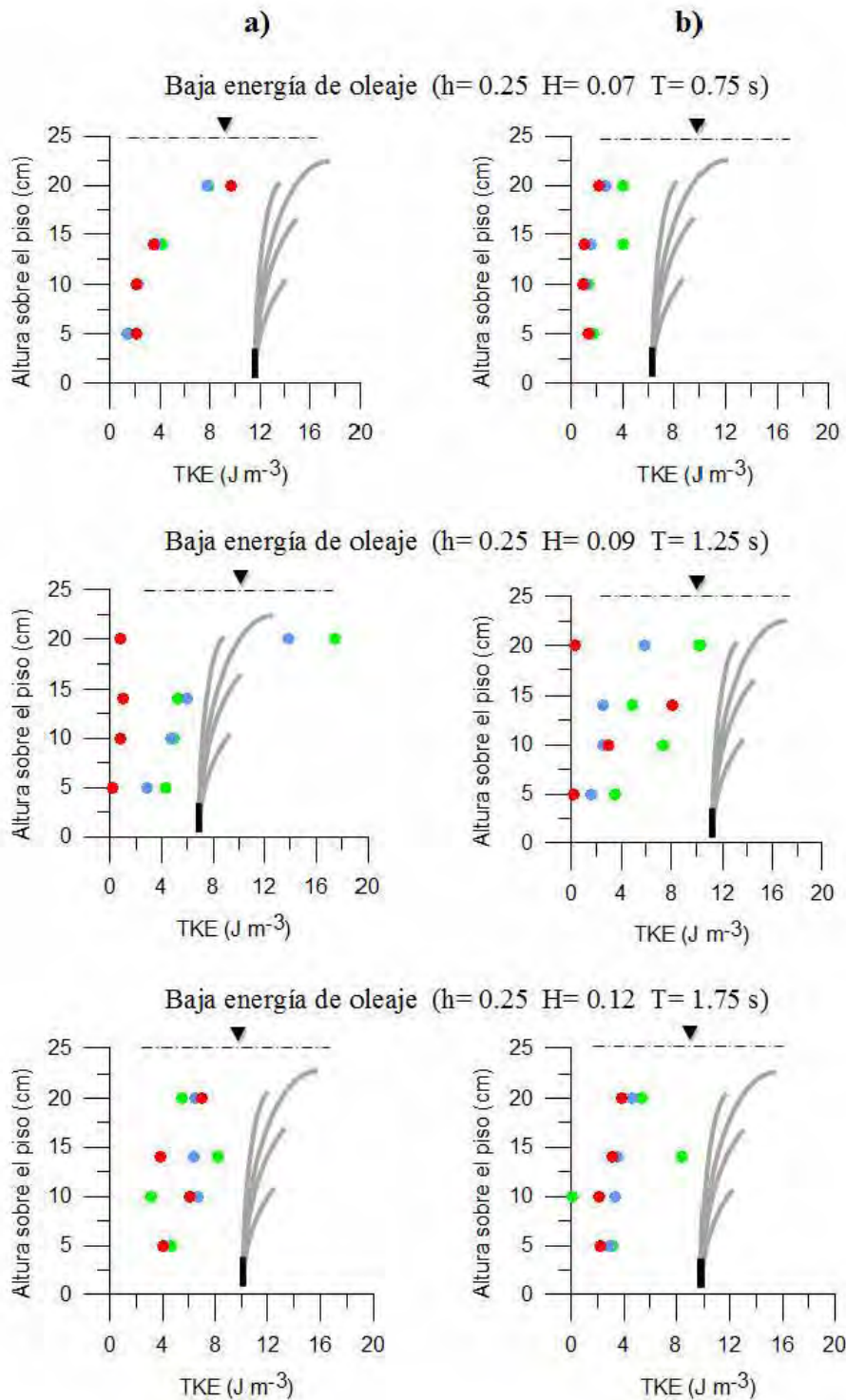


Figura 16. Perfil vertical de la energía cinética turbulenta antes (a) y después (b) de pasar por el parche de los tres tipos densidades de haces foliares y en tres diferentes tipos de niveles de energía de oleaje (bajo, moderado y alto) a una profundidad de 0.25 metros. Circulo verde representa 500 Hf; círculo azul representa 800Hf y círculo rojo representa 1500Hf; — ▼ — superficie libre del agua.

En la Figura 16 se observa que por lo general la TKE se redujo después de pasar por las diferentes densidades de pastos. En el perfil vertical (antes de pasar por el parche), TKE aumentó en general conforme la distancia sobre el fondo se hacía más distante. Los valores máximos alcanzados fueron de 8–10 J m^{-3} en baja energía y en moderada energía de oleaje fue de 13-17 J m^{-3} , en la mayoría de las diferentes densidades, con excepción de 1500 Hf en niveles moderados donde TKE fue casi constante para todos los perfiles de altura (1 J m^{-3}). Cuando el nivel de energía de oleaje fue alto, no se pudo encontrar una tendencia tan clara de TKE en los perfiles verticales en las tres densidades (Figura 16 a).

Después de pasar por el parche, el perfil vertical, en condición de baja energía de oleaje, TKE disminuyó incluso no hubo mucha variación vertical en todas las densidades, solo en 500 Hf hubo un ligero aumento de 2 a 4 J m^{-3} a partir de los 14 cm sobre el fondo y se mantuvo constante hasta los 20 cm.

En condiciones de moderada energía TKE, en el perfil vertical varió. En 500 Hf hubo un continuo aumento hasta los 10 cm, a los 14 cm se redujo y seguidamente obtuvo su mayor valor a los 20 cm; en 800 Hf, por lo general notamos un incremento de estos valores a partir del fondo; en 1500 Hf el incremento de TKE fue de constante aumento hasta los 14 cm (donde alcanzó su mayor valor), a partir de esa distancia TKE disminuyó hasta alcanzar el valor más bajo hasta los 20 cm. Para las condiciones de alta energía de oleaje, TKE en 800 y 1500 Hf tuvo un ligero pero constante aumento desde el fondo hasta los 20 cm. En 500 Hf, TKE fue variable ya que tendió a disminuir en los primeros 10 cm y aumentar a los 14 cm y disminuir de nuevo a los 20 cm sobre el fondo (Figura 15 b).

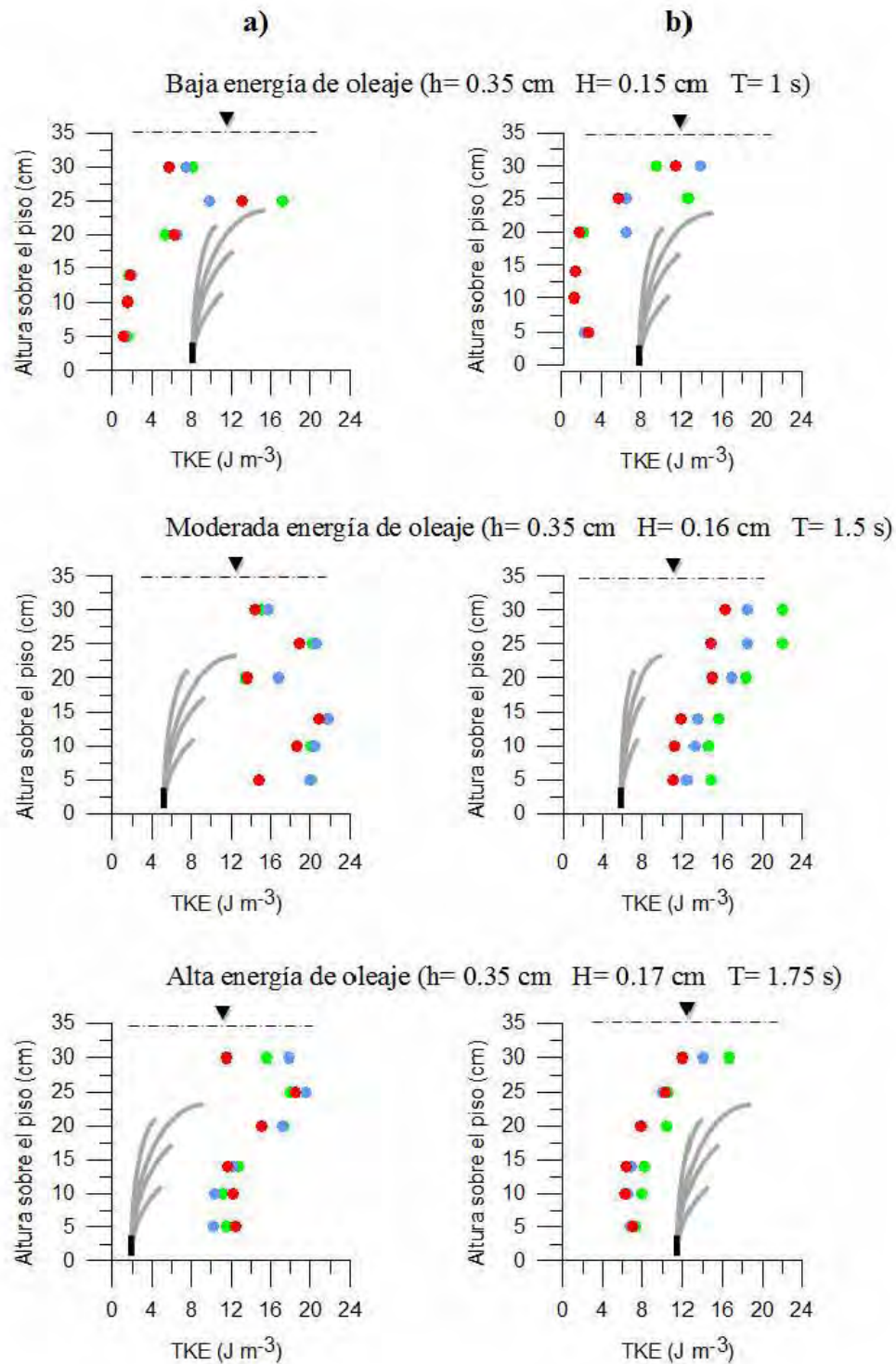


Figura 17. Perfil vertical de la energía cinética turbulenta antes (a) y después (b) de pasar por el parche de los tres tipos densidades de haces foliares y en tres diferentes tipos de niveles de energía de oleaje (bajo, moderado y alto) a una profundidad de 0.35 metros. Circulo verde representa 500 Hf; círculo azul representa 800Hf y círculo rojo representa 1500Hf; ▼ superficie libre del agua.

En la Figura 17 a, los valores máximos de TKE antes de pasar por las diferentes densidades de pastos, varió entre $9-17 \text{ J m}^{-3}$ para condiciones de baja energía de oleaje y de $17-19 \text{ J m}^{-3}$ para condiciones de alta energía. En regímenes de moderada energía de oleaje, no fue claro observar un valor máximo de TKE bien definido. Los perfiles verticales en regímenes de baja y alta energía de oleaje, TKE aumentó conforme la distancia sobre el fondo crece hasta llegar a los 25 cm. En condiciones de moderada energía TKE es inconstante en el perfil vertical, sin embargo a partir de los 25 cm hasta los 30 cm, se registra que TKE disminuye en las tres diferentes densidades y condiciones de energía (Figura 17 a).

Después de pasar por las diferentes densidades de pastos, TKE tuvo una tendencia, en todos los regímenes de oleaje, de aumentar conforme aumentó la distancia a partir del fondo hasta los 35 cm, con excepción de 500 Hf en condiciones de baja energía, donde hubo una disminución de TKE (Figura 17 b).

En las tres diferentes densidades de pastos, existe un aumento del valor de TKE, después de pasar por el parche, a los 30 cm sobre el dosel. Estos incrementos para condiciones de baja energía de oleaje fueron de 1, 7 y 6 J m^{-3} , en 500, 800 y 1500 Hf respectivamente; en condiciones de moderada energía fueron de 7, 4 y 3 J m^{-3} y para alta energía fueron de 1, 4, 1 J m^{-3} (Figura 16 y 17).

CAPITULO VIII

8. DISCUSIÓN

Efecto de los pastos en los parámetros de reducción de energía ante variaciones del oleaje y profundidad.

El efecto de los pastos artificiales generan un importante aumento sobre los parámetros de disipación del oleaje y decaimiento de la velocidad, especialmente cuando las profundidades fueron bajas y a mayores densidades de haces foliares. A una densidad de 1500 haces foliares, con variaciones de profundidades de 0.15 y 0.20 m y alturas de oleaje de 0.03 a 0.05 m, la reducción de energía fue $> 90 \%$. Esta elevada reducción de energía se presentó debido a que las hojas crearon un efecto de barrera ya que la profundidad fue menor a la altura del pasto, permitiendo que las hojas se inclinaran y ocuparan mayor masa acumulada en la superficie del agua.

Conforme gradualmente aumentamos la energía del oleaje y la profundidad (0.25 a 0.40 m), la disipación del oleaje y decaimiento de la velocidad, se redujeron entre 50 a 0 %. La atenuación fue muy baja a una densidad de 500 haces foliares, pero la reducción de energía aumentó a densidades de 800 y 1500 Hf. Hubieron tres casos en que se registraron valores negativos de pérdida de energía (disipación del oleaje y atenuación de la velocidad y pérdida de energía total calculada), que coincidieron cuando los periodos de oleaje aumentaron a 1.75 y 2 segundos, las densidades de los haces fueron bajas (500 haces foliares) y la profundidad excedió la altura de los pastos (e.g. 0.30 m). En estos casos se observaron mayores velocidades en la superficie libre del agua. Además en estos casos se observaron también aumentos en energía cinética turbulenta (TKE) y reducción de la pérdida de energía total (PET).

Los resultados de este estudio demostraron que los pastos disminuyen la altura de oleaje incidente y sus velocidades, sobre todo cuando se encuentran en condiciones de

semi-emersión, a mayor densidad de haces foliares y menores condiciones de energía de oleaje (altura y periodo. Esto resultados concuerda con estudios realizados en *Halodule wrightii*, *Syringodium filiforme*, *Thalassia testudinum* y *Zostera marina*, bajo diferentes regímenes oleaje y flujo de agua, el cual son reducidos cuando las densidades aumentan y donde la altura del dosel es igual a la profundidad (Fonseca y Cahalan, 1992; Peterson *et al.*, 2004).

8.1. **Variaciones espaciales en el perfil vertical del Flujo, Pérdida de Energía Total y Energía Cinética Turbulenta.**

Los aumentos de velocidad y TKE, y disminución de PET por encima de la interface agua/dosel, después de pasar por el parche de pastos, pudieron ocurrir por el continuo movimiento hacia atrás y hacia adelante de las hojas, que causan una desviación en el flujo (proveniente dentro del dosel de pastos), hacia alrededor y por encima de la pradera. Backhaus y Verduin (2008), señalan que la permeabilidad del dosel tiene efecto en las velocidades que se generan por encima el dosel. Cuando el pasto es más disipativo la permeabilidad ejercida por el pasto ante el flujo disminuye, es decir; cuando hay mucha velocidad, el dosel se vuelve más impermeable y empieza actuar como un obstáculo que desvía el flujo, causando un aumento de velocidades sobre el dosel.

Lo mencionado por Backhaus y Verduin (2008), discrepa al concepto del régimen de flujo oscilatorio, donde se considera que bajo efecto de largos periodos de oleaje las hojas permanecen inclinadas por corto tiempo antes de volver adquirir su forma vertical después del paso de la ola. Estas constantes inclinaciones a que están sujetas las hojas hacen que haya un mayor aumento de amplitud en los movimientos de ondulatorios de las hojas, causando variaciones de velocidades, llegándose a presentar aumentos de velocidades de hasta un 50 % (Ghisalberti y Nepf, 2002).

Este fenómeno es conocido también como monami, del Japonés mo= planta acuática; nami= ola (Ackeman y Okubo, 1993; Grizzle *et al.*, 1996).

Nuestras comparaciones muestran que los efectos de ganancia de energía en la superficie libre del agua se presentaron solamente a bajas densidades de pastos. Si tal el de

pérdida de permeabilidad conforme un aumento de la disipación se hubiese dado, los parches con más densidades hubiesen tenido repetidos aumentos de velocidades sobre el dosel y esto contradecirían nuestros resultados.

Por lo tanto la hipótesis de los movimientos oscilatorios de las hojas explica mejor estos aumentos de velocidades encima del dosel. En los ensayos este efecto se magnifica con periodos de 1.75 a 2 segundos, que es cuando hubo una ganancia de energía en la superficie.

En el perfil vertical de velocidades hubo una zona ubicado entre 0.1 a 0.14 m, llamado zona de transición, donde se presenta una reducción de velocidad (Figura 14 y Figura 15). A partir de esta zona se notan dos perfiles de velocidad que aumentan; uno hacia el fondo y el segundo hacia la superficie libre del agua. Desde la zona de transición hacia el fondo, el perfil de velocidades presentó un ligero incremento que es más notorio observarlo cuando la densidad haces foliares se torna más denso. El otro perfil abarca desde la zona de transición hasta los 0.20 m y hay un incremento continuo de velocidades y sus valores son más elevados que el perfil anterior.

En la zona que abarca del punto de transición hasta los 20 m., el aumento del perfil de velocidades y de energía cinética turbulenta, se debió principalmente al movimiento oscilatorio del agua, el cual es máximo en las zonas cercanas a la superficie libre. El aumento de TKE fue dado por los efectos de fricción causados del movimiento de las hojas.

En la zona del punto de transición la baja velocidad del flujo y aumento de PET, pudo deberse al poco movimiento de las hojas a tales profundidades, concordando con los valores mínimos del perfil de TKE, a causa de la poca fricción generada.

En la zona donde el perfil abarcó del punto de transición hasta el fondo, el aumento de la velocidad, TKE y disminución de PET, pudo ser a dos situaciones: la primera fue por escaso movimiento de las bases de las hojas situadas a 3 cm, que actuaron como obstáculo y permitió que haya redirección del flujo, y por ende mayor turbulencia (Verduin y Backhaus, 2000). En la segunda situación, el incremento de la energía cinética turbulenta debió ser producto de los altos gradientes de velocidad, provocados por la presencia del fondo que impone condiciones de fricción. Similares resultados han llegado otros estudios y han relacionado estos aumentos de energía con los efectos de la fricción de fondo, que

tiende a ser mayor cuando pasa de un lugar no habitado por pastos a uno habitado por pastos debido a que se crea un fondo más áspero (Fonseca et al., 1983). Sin embargo en nuestro estudio no obtuvimos datos de fricción de fondo, debido a que solo medimos la energía cinética y potencial, que entraba y salía del dosel de pasto, como un conjunto, sin medir y calcular por separado otros factores que afectan cambio del flujo y su energía como son la fricción provocada por el fondo y también por la arquitectura de la planta.

8.1.1. Variaciones verticales en la dinámica del flujo y sus efectos en el transporte de sedimentos.

Los aumentos de velocidad, energía cinética turbulenta y disminución de la pérdida de energía total en la interface agua/dosel y en el fondo, han sido también observados en otros estudios y son los factores causantes de que el tiempo de resuspensión del sedimento sea más prolongado y el transporte de sedimentos aumente (Koch, 1999; Koch y Gust, 1999; van Keulen y Borowitzka, 2003). Por lo tanto, cuando los pastos ocupan la columna entera de agua y el perfil vertical de biomasa de hojas es muy denso, la velocidad de la corriente se reduce y los sedimentos tienden acumularse dentro de la pradera. Cuando la densidad de las hojas es menor y la profundidad del agua es mayor que la altura máxima del dosel, la atenuación es menos eficiente y el sedimento si es depositado, pero igualmente resuspendido (Ward *et al.*, 1984; Fonseca y Fisher, 1986).

Si únicamente ocurriera depósito de sedimento dentro de las praderas de pastos, se podrían formar grandes bancos de arena, sin embargo esto no sucede. Los pastos marinos que son capaces de reducir una parte considerable de la energía del oleaje, como *Thalassia testudinum*, permiten la acumulación de sedimento dentro y alrededor de las praderas, y por lo tanto una región pueda ser más somera hasta una la profundidad donde la sedimentación, la erosión, e incluso en la mortalidad de las plantas llegan a un estado de equilibrio como lo observó Koch (1999) en praderas de *Thalassia testudinum* situados en aguas poco profundas (0.6 a 2 m), en Mullet Key, Florida.

En caso de un desequilibrio entre las fuerzas constructoras como el esfuerzo del oleaje en dirección a la costa, las velocidades de la capa límite y el transporte selectivo de partículas por la cresta de las olas, y las fuerzas destructoras tales como la gravedad, las

turbulencia y las corrientes de resaca, dejaría una playa disipativa o en “equilibrio dinámico”, seguir conservando dicha estabilidad. Cuando esto ocurre, el volumen de sedimento deja de tener balance en el transporte de sedimento, permitiendo que el volumen de sedimento en una región deje de ser constante (Kobayashi y Tega, 2002).

Los papeles del oleaje en la suspensión de sedimentos y de las praderas de pastos para crear ambientes de baja energía permiten aumentar la retención de materiales más finos y materia orgánica, induciendo un aumento en los niveles de depósito de sedimento. Los niveles de disturbio causados por los impactos de oleaje extremos, pueden disminuir o en ocasiones favorecer el depósito de sedimentos, ya que cuando los pastos son arrancados, los sedimentos depositados y estabilizados dentro de la pradera, son erosionados y transportados a otras praderas vecinas o a la playa (Hine *et al.*, 1987).

Las variaciones en los perfiles de velocidad dentro y sobre el dosel de pastos afectan los procesos de suspensión de sedimentos debido a la turbulencia y también los procesos de sedimentación a causa de la reducción de energía del oleaje en las regiones cercanas al fondo, todos estos procesos contribuyen integralmente a la distribución regular e irregular del transporte de sedimentos en playas disipativas (Aagaard y Hughes 2006; Butt *et al.*, 2004).

El ligero aumento en el perfil vertical de la velocidad y energía cinética turbulenta registrado desde la zona de transición hacia el fondo, pueden determinar la resuspensión y permitir cambios en la concentración y tiempo de residencia del carbono, nutrientes e incluso remoción de sustancias dañinas dentro de la pradera de pastos. Por lo tanto, la resuspensión de sedimentos forme parte integral de los procesos de sedimentación de las praderas de pastos marinos.

8.2. Evaluación de la dinámica del oleaje en el canal y de las unidades de pastos artificiales.

Biomecánicamente no cuantificamos y comparamos las características físicas de los pastos artificiales (e.g. flexibilidad, fricción y densidad de hojas), con las características físicas de las hojas de *Thalassia testudinum*, sin embargo, el material que utilizamos adoptó

las características utilizadas para ASUs de otros estudios que simulaban a *Thalassia testudinum* (Virnstein y Curran, 1986; Johnson y Heck, 2006).

Las altura del dosel del pasto elegidos para representar los diferentes niveles de sumersión de los pastos (e.g. emergidas, semi-sumergidas y totalmente sumergidas), nos permitió representar las condiciones en que se encuentran estas praderas en aguas someras, ya que los regímenes de profundidad y energía de oleaje que manejamos en el canal de oleaje fue a escala 1:5, y trajo a representar alturas mínimas y máximas de oleaje real entre 0.15 m a 1 m, en profundidades de 0.75 m a 2 m respectivamente.

Estos regímenes de oleaje y tamaño de pasto modelados, aunque necesariamente no cumplen con el tamaño de pasto en la zona de lavado (aproximadamente 0.14 m. de longitud de hoja, a escasos metros de la costa), pudieran válidas en la zona de resaca, ya que puede ser comparado con las condiciones que se presenta en la línea de costa hacia el mar antes de llegar a la zona de rompientes.

CAPITULO IX

9. CONCLUSIONES

A partir de un total de 384 ensayos se concluye que:

1. La disipación del oleaje, atenuación de velocidades y pérdida de energía total calculada incrementaron a una mayor densidad de haces foliares.
2. Bajo condiciones de alta energía de oleaje, bajas densidades de pastos y aumento de la profundidad, la capacidad de los pastos en disminuir la energía del oleaje es prácticamente nulo.
3. Largos periodos de oleaje sobre bajas densidades de haces foliares, aunado al movimiento superficial ondulatorio de las hojas y aumento de la energía cinética turbulenta en la interface agua/dosel, permiten que haya ganancia de energía en lugar de pérdida de energía, después de pasar por el parche de pasto.
4. Los regímenes de baja energía de oleaje, poca profundidad y altas densidades de los pastos, en conjunto nos ofrecen protección a la playa.
5. En general hubo una disminución de velocidades y energía cinética turbulenta en el perfil vertical cercano al fondo, resultando, por lo consiguiente, la creación de un ambiente de baja energía, que relativamente podría permitir una disminución en la resuspensión y transporte de sedimentos dentro del parche.
6. Por lo general las hojas de los pastos fueron capaces de reducir buena parte de la energía incidente del oleaje. El modelo de pasto que usamos solamente abarcó una pequeña porción de área, con respecto a las grandes praderas que se encuentran en las regiones naturales.

7. Todo anterior nos permite concluir, que las grandes extensiones y densas praderas de pastos marinos adyacentes a la zona costera, son propicios a estabilizar y proteger las playas de la erosión.

CAPITULO X

10. FUTURAS LINEAS DE INVESTIGACIÓN

En los modelos de pasto realizado con diferentes densidades de haces foliares, satisfactoriamente se pudo observar la disipación de la energía del oleaje. Sin embargo, para futuros ensayos sería adecuado considerar el utilizar modelos con diferentes tamaños de parches, a lo largo del canal de oleaje.

También es importante modelar diferentes longitudes de hojas, sobre todo si se intenta acoplar mejor el comportamiento de las praderas en aguas someras, donde las hojas son más cortas, aproximadamente 14 cm de longitud.

Es mejor considerar que el arreglo espacial de haces foliares no deben ser regulares (como fueron manejados en la mayoría de nuestro ensayos), ya que en zonas naturales, lo común es encontrar arreglos irregulares. Aunque se observó que al comparar los valores de pérdida de energía total, en ambos tipos de arreglos no hubo variaciones muy grandes (observación personal).

Por último sería importante obtener los índices de fricción que ejercen de las hojas y su doblamiento en los pastos artificiales y compararlos con las de las hojas de *Thalassia Testudinum*, para conocer qué tanto afecta el flujo y energía del oleaje, y de este modo poder validar mejor los resultados obtenidos.

CAPITULO XI

11. ANEXOS

11.1. INFRAESTRUCTURA Y RECURSOS MATERIALES

11.1.1. Canal de oleaje

Canal de oleaje del laboratorio de costas y puertos, del Instituto de Ingeniería de la UNAM, con una longitud de 37m; anchura de 80 cm y 1.20 m de profundidad y montado a una altura de 80 cm sobre el piso, que es soportado por una estructura de acero. En uno de sus costados, en el primer metro “donde empieza y termina el canal”, y su piso está construido con lámina de acero inoxidable, mientras que el otro costado está compuesto de vidrio con un espesor de 20 mm (Fig. A1).



Figura A1. Canal de oleaje del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

El canal puede ser llenado hasta una profundidad de 80 centímetros que equivale a aproximadamente 24000 litros de agua, y es almacenada en una cisterna ubicado dentro del laboratorio donde es recirculada, para evitar su desperdicio, por medio de 3 bombas conectadas en paralelo con una potencia de 10 hp cada una, el arreglo del sistema de tubos permite suministrar el agua al canal por ambos extremos, mismas donde nuevamente regresado a la cisterna.

El canal cuenta con un sistema de generación de oleaje adquirido a la empresa HR Wallingford y que es capaz de generar oleaje regular y oleaje irregular bajo dos diferentes espectros Moskowitz y JONSWAP.

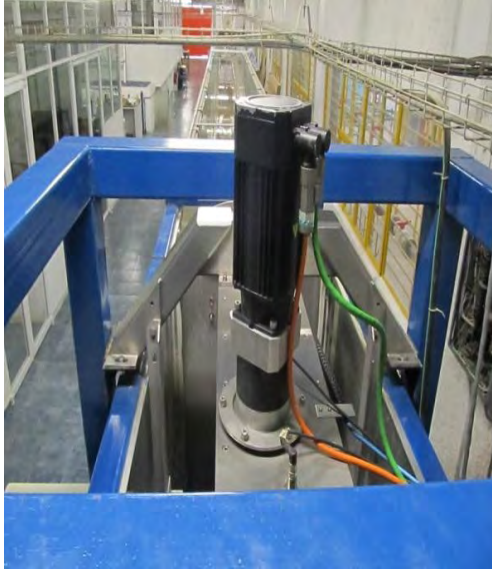
El motor se encuentra sostenido por un riel, es de tipo pistón de inercia baja, necesaria para operar frecuencias altas y con la ayuda de un diseño de engranes controladas por una computadora. Puede trabajar a velocidades altas empujando la placa de acero (Fig. A2.1 y Fig. A3.1), con un movimiento hacia adelante y atrás.

En general, el sistema de generación de oleaje esta sostenido por una estructura que se encuentra fija al piso del laboratorio (Fig. A2.2).

La placa de acero puede alcanzar un desplazamiento máximo de 85 centímetros a una velocidad de 0.81 cm/s y con una fuerza de 3.5 KN. El motor eléctrico es controlado por el software (HR Wave-Maker), que permite controlar las características del oleaje.

El sistema de generación de oleaje cuenta con un sistema de absorción que de oleaje reflejado para crear olas continuamente similares. Y funciona manera que el sistema cuenta con dos sensores de nivel adheridos a la pala, que registran mediciones de la superposición del oleaje generado por la placa y el oleaje reflejado durante el ensayo. Estos registros se comparan con el tipo de oleaje que se desea generar y al final obtener, el desplazamiento horizontal de la pala necesario para absorber la diferencia de niveles. Al mismo tiempo que se registra este nivel, el controlador de posición registra la posición de la pala. Con esta medida y el desplazamiento calculado, se obtiene la nueva posición de la pala (Fig. A3.2).

1)

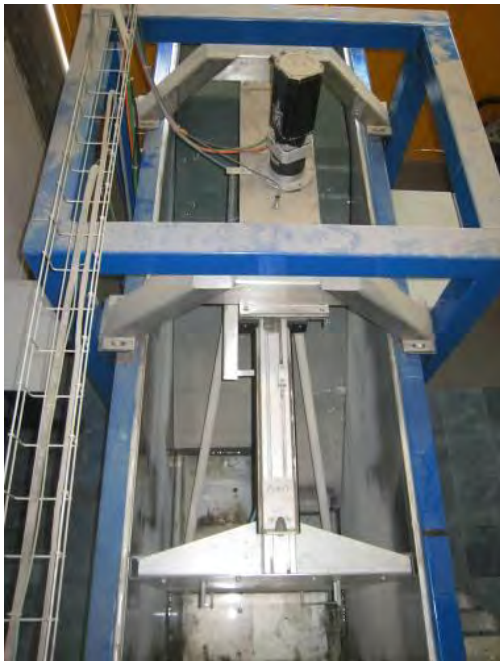


2)



Figura A2. Soporte del sistema de generación de oleaje (1) y motor eléctrico (2).

1)



2)



Figura A3. Placa de acero y sistema de absorción.

11.1.2. Instrumentos de medición

A continuación se presentan los diferentes instrumentos que utilizaremos en el laboratorio de costas y puertos.

Sensores de nivel:

En el laboratorio hay 11 sensores de nivel, su mecanismo de funcionamiento es el siguiente: para registrar un nivel de superficie del agua en un instante determinado, utiliza las propiedades conductivas del agua y las propiedades aislantes del aire, de este modo genera un voltaje en dicho sensor. El circuito se cierra solo en la parte sumergida, de acuerdo con esto, se puede obtener la relación entre el voltaje y la longitud sumergida y como consecuencia determina la profundidad en cada tiempo dado, su rango de operación está de acuerdo con su longitud y es de 60 cm y cuentan con una precisión de 0.01mm (Fig.A4).



Figura 4. Sensores de nivel.

Velocímetro Acústico Doppler (ADV)

El Vectrino es un velocímetro acústico de alta resolución que mide velocidades 3D en una amplia variedad de usos, desde un laboratorio e incluso en el mar. La tecnología que utiliza es el efecto doppler de pulso coherente, caracterizada por un valor umbral próximo a cero y una gran precisión.

El principio de operación se basa en el envío de una señal acústica que después de rebotar en las partículas del agua de un volumen de control ubicado cinco centímetros arriba de la fuente sonora, es registrada por tres transductores. La velocidad del fluido se puede medir relacionando la frecuencia de la onda inicial con las frecuencias deformadas que son captadas (Fig. A5).



Figura A5. Velocímetro Doppler (sonda flexible vertical).

Las ventajas funcionales que ofrece el Vectrino son:

- Tamaño reducido de la electrónica integrada en una pequeña carcasa.
- Sensor reducido minimizando la intrusión en la medida.
- Un cuarto receptor mejora las medidas de turbulencia y proporciona un valor Z redundante.

- Alta velocidad de muestreo minimizando el ruido en la señal.
- Rango de velocidad máxima extendido
- Registro de la configuración de la sonda en la memoria interna, lo que simplifica el intercambio de sondas.
- Sensor de temperatura integrado

11.2. FOTOGRAFÍAS DE LAS DENSIDADES DE PASTOS

Se tomaron fotografías de las diferentes densidades de pastos sintéticos donde también se pueden ver el arreglo de los sensores de nivel (Fig. A6) y nivel de energía (Fig. A7 y Fig. A8).

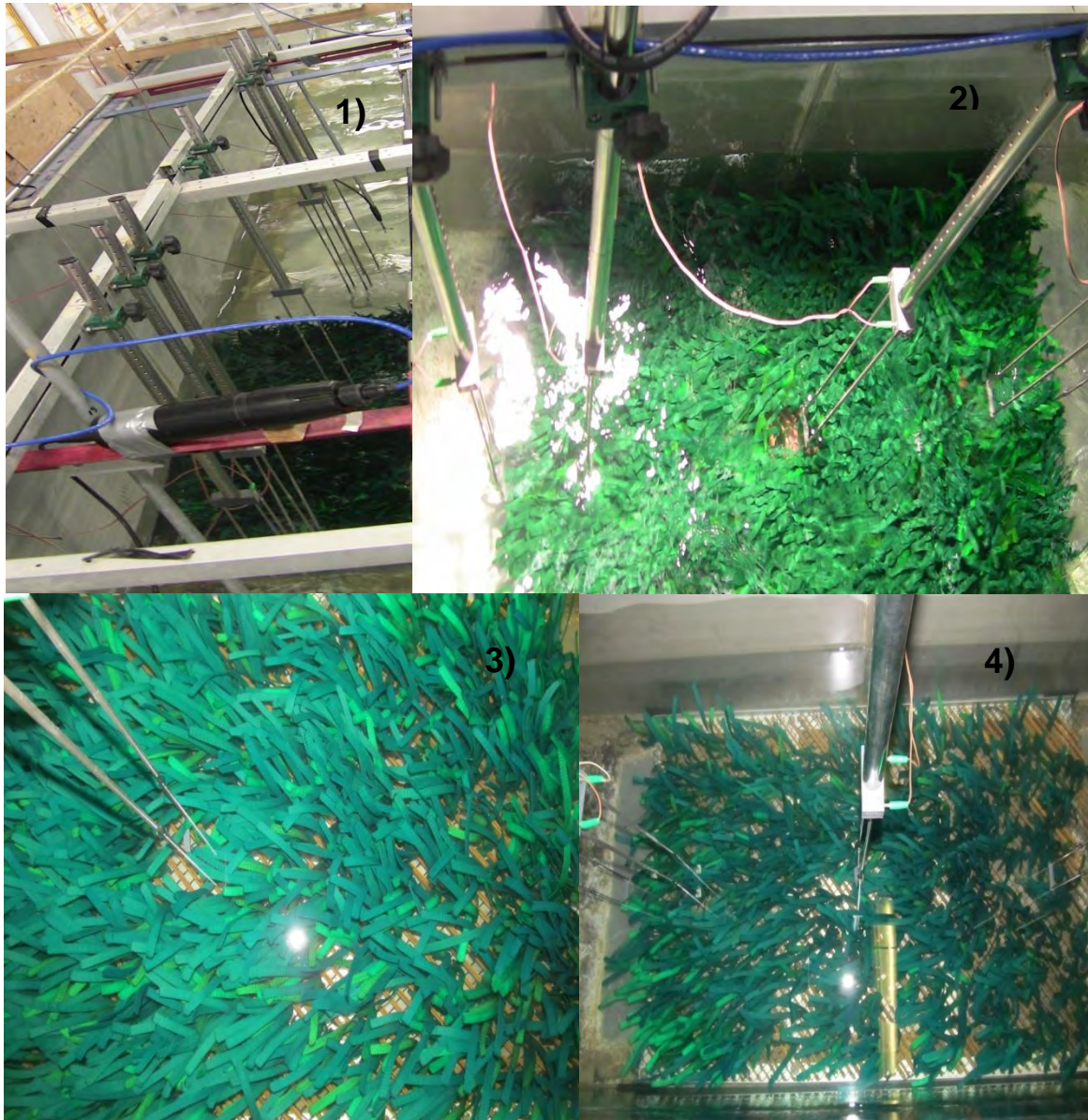


Figura A6. 1) Distribución de los sensores de nivel y vectrinos en el parche de pastos; 2) 1500 haces foliares; 3) 800 haces foliares y 4) 500 haces foliares.

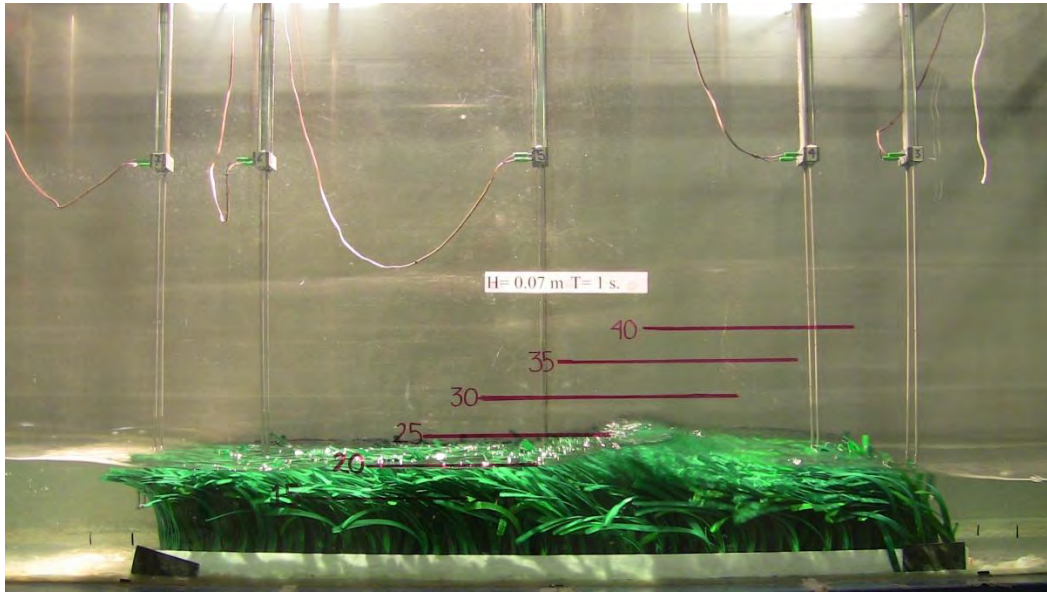


Figura A7. Energía baja de oleaje ($h=0.25\text{m}$; $H= 0.07\text{m}$; $T=1\text{s}$).

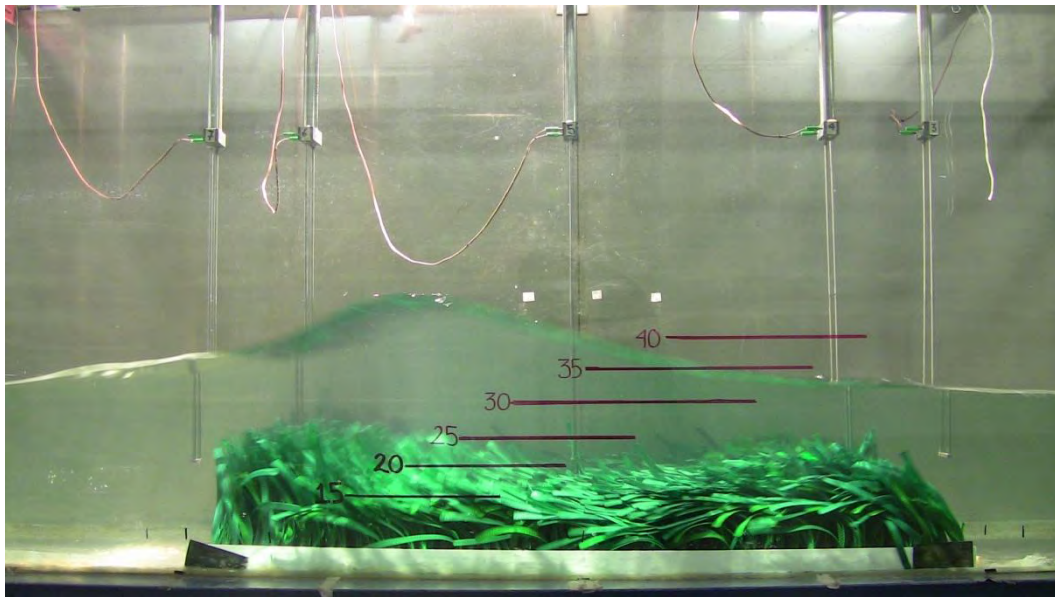


Figura A8. Energía alta de oleaje ($h=0.35\text{m}$; $H= 0.16\text{m}$; $T=2\text{ s}$).

11.3. RUTINA PARA CALIBRAR EN EL PROGRAMA WDC DE MATLAB



Figura A9. Ventana del programa WDC, donde se ingresarán el número de sensores o canales que se utilizarán y la primera posición (0) de calibración.

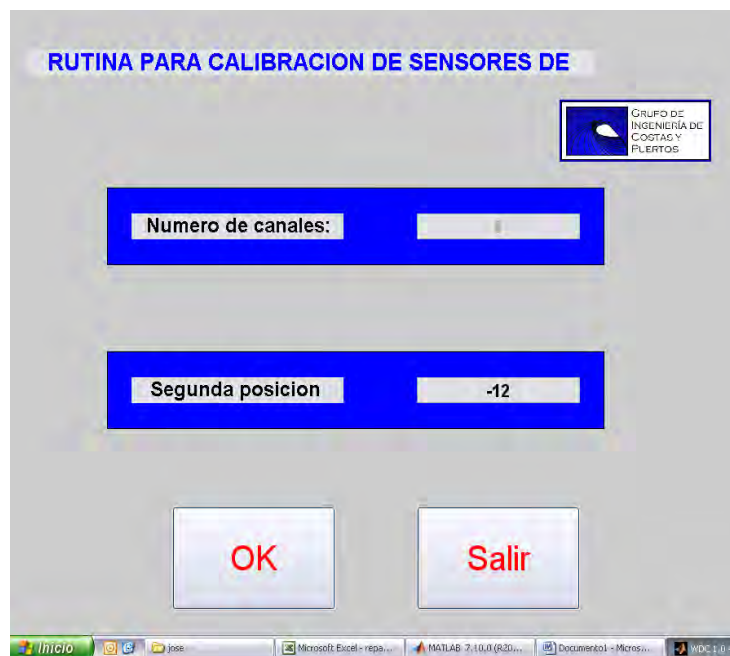


Figura A10. Ventana del programa WDC, donde se ingresará la segunda posición (-12 cm) de calibración.



Figura A11. Ventana del programa WDC, donde de ingresarán de la tercera posición (+12 cm) de calibración.



Figura A12. Ventana del programa WDC, donde de ingresarán el número de datos obtenidos por cada segundo de tiempo y el tiempo de duración del ensayo.

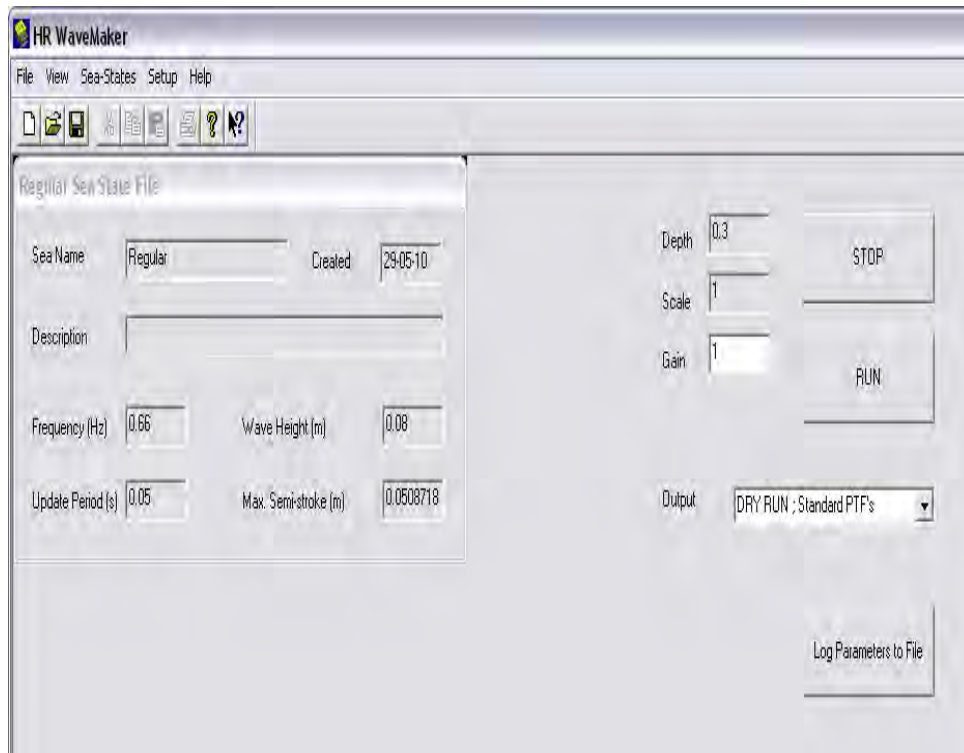


Figura A13. Ventana donde se ingresará los datos de h , T y H : Con esto se podrá generar el oleaje.

CAPITULO XII

12. LITERATURA CONSULTADA

Ackerman, J.D. (1986). Mechanistic implications for pollination in marine angiosperm, *Zostera marina* L. *Aquat. Bot.* 24:343-353.

Ackerman, J.D. (1986). Abiotic pollen and pollination: Ecological, functional, and evolutionary perspectives. *Plant. Syst. Evol.* 222: 167-185.

Ackerman, J.D. y A. Okubo. (1993). Reduced mixing in a marine macrophyte canopy. *Funct. Ecol.* 7:305-309.

Aagaard, T. y M.G. Hughes. (2006). Sediment suspension and turbulence in the swash zone of dissipative beaches. *Mar. Geol.* 228:117-135.

Agustí, S., S. Enríquez, H. Frost-Christensen, K. Sand-Jensen y C.M. Duarte. (1994). Light harvesting among photosynthetic organism. *Funct. Ecol.* 8:273-279.

Aioi, K. y M. Nakaoka. (2003) The seagrass of Japan. In *World Atlas of Seagrasses*. Ed. E.P.Green y F.T. Short. p. 185-192. University of California Press.

Airy, G.B. (1886). Tides and waves, *Encycl. Metrop. Art.* 192:241-396.

Amesbury, S.S., J.H. Francis. (1988). The role of seagrass communities in the biology of coral reef fishes: experiments whit artificial seagrass beds. *Quarterly University of Hawaii Sea Grant College Program.* 10:6pp.

Backhaus, J.O., J.J. Verduin. (2008). Simulating the interaction of seagrasses with their ambient flow. *Est. Coast. Shelf. Sci.* 80:563-572.

Brouns, J.J.W.M. (1987). Growth patterns in some Indo-West- Pacific seagrasses. *Aquat. Bot.* 28:39-61.

Buesa, R.J. (1974). Population and biological data on turtle grass (*Thalassia testudinum* König, 1805) on the NorthWestern Cuban Shelf. *Aquaculture.* 4: 207-226.

Butt, T., P. Russell, J. Puleo, J. Miles y G. Masselink. (2004). The influence of bore turbulence on sediment transport in the swash and inner surf zones. *Cont. Shelf Res.* 24:757-771.

Burdige, D.J. y R.C. Zimmerman. (2002). Impact of sea grass density on carbonate solution in Bahamian sediments. *Limnol. Oceanogr.* 47(6):1751-1763.

Burke, L., Y. Kura, K. Kassen, C. Revenga, M. Spalding y D. McAllister. (2001). Pilot Global Analysis of Global Ecosystems: Shoreline Stabilization. p. 26-30.

Burkholder, J.M., K.M. Mason y H.B. Glasow Jr. (1992). Water-column nitrate enrichment promotes decline of eelgrass *Zostera marina*: evidence from seasonal mesocosm experiments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 81:163-178.

Connell, E.L., T.D. Colmer y D.I. Walker. (1999). Radial oxygen loss from intact roots of *Halophila ovalis* as a function of distance behind the root tip and shoot illumination. *Aquat. Bot.* 63: 219-228.

Coles, R.G., W.J. Lee Long, L. McKenzie, A. Roelofs, G. De'ath. (2000). Stratification of seagrasses in the Great Barrier Reef world heritage area, northeastern Australia, and the implications for management. *Biol. Mar. Mediterr.* 7, 345-348.

Coles, R.G., L. McKenzie, S. Campbell, M. Fortes y F. Short. (2003). The seagrasses of the Western Pacific Islands. In: *World Atlas of Seagrasses*. Ed. E.P. Green y F.T. Short, p. 161-170 University of California Press.

Conover, J.T. (1968). The importance of natural diffusion gradients and transport of substrate to benthic marine metabolism. *Bot. Mar.* 11:1-19.

Creed, J.C., Phillips R.C. y B.I. Van Tussenbroek. (2003). The seagrasses of the Caribbean. In *World Atlas of Seagrasses*. Ed. E.P. Green y F.T. Short, p. 234-242. University of California Press.

Cruz-Palacios, V. y B.I. Van Tussenbroek. (2005). Simulation of hurricane-like disturbances on a Caribbean seagrass bed. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 324:44-60.

Den Hartog, C. (1970). *The sea-grasses of the World*. Amsterdam: North Holland Publishing Company. 275pp.

- Duarte, C.M. (1991). Seagrass depth limits. *Aquat. Bot.* 40:363-377.
- Duarte, C.M., M. Merino, N.S.R. Agawin, J. Uri, M.D. Fortes, M.E. Gallegos, N. Marbà y M. Hemminga. (1998). Root production and belowground seagrass biomass. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 171: 97-108.
- Duarte, C.M., E. Benavent y M.C. Sánchez. (1999). The microcosm of particles within seagrass (*Posidonia oceanica*) canopies. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 181:289-295.
- Eckman, J.E., A.R.M. Nowell y P. A. Jumars. (1981). Sediment destabilization by animal tubes. *Journal of Marine Research.* 39: 361-374.
- Enríquez, S., S. Austi y C.M. Duarte. (1992). Light absorption by seagrass *Posidonia oceanica* leaves. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 86: 201-204.
- Ewanchuk, P.S. y S.L. Williams. (1996). Survival and re-establishment of vegetative fragments of eelgrass (*Zostera marina*) Canadian J. Bot. 74:1584-1590.
- Fonseca, M.S., y J.A. Cahalan. (1992). A preliminary evaluation of wave attenuation for four species of seagrass. *Est. Coast. Shelf. Sci.* 35:565-576.
- Fonseca, M.S. y J.S. Fisher. (1986). A comparison of Canopy friction and sediment movement between four species of seagrass with referente to their ecology and restoration. *Mar Ecol. Prog. Ser.* 29:15-22.
- Fonseca, M.S., J.S. Fisher, J.C. Zieman y G.W. Thayer. (1982). Influence of the seagrass, *Zostera marina* L., on the current low. *Est. Coast. Shelf. Sci.* 15:351-364.
- Fonseca, M.S. y W.J. Kenworthy. (1987). Effects of currents on photosynthesis and distribution on seagrasses. *Aquat. Bot.* 27:59-78.
- Fonseca, M.S., J.C. Zieman, G.W. Thayer y J.S. Fisher. (1983). The role of current velocity in structuring eelgrass (*Zostera marina* L.) meadows. *Est. Coast. Shelf. Sci.* 17:367-380.
- Fourqurean, J.W. y L.M. Rutten. (2004). The impact of hurricane Georges on soft-bottom, back reef communities: site and species-specific effects in South Florida seagrass beds. *Bull. Mar. Sci.* 75(2):239-257.

Gallegos, L.M., M. Merino, N. Marbà y C.M. Duarte. (1993). Biomass and dynamics of *Thalassia testudinum* in the Mexican Caribbean: elucidating rhizome growth. Mar. Ecol. Prog. Ser. 95:185-192.

Gambi, M.C, A.R.M Nowell y P.A. Jumars. (1990). Flume observations on flow dynamics in *Zostera marina* (eelgrass) beds. Mar Ecol. Prog. Ser. 61:159-169.

García, E. y C.M. Duarte. (2001). Sediment retention by Mediterranean *Posidonia oceanica* meadow: the balance between deposition and resuspension. Est. Coast. Shelf. Sci. 52:505-514.

García, E., T. Granata y C.M. Duarte. (1999). An approach to the measurement of particle flux and sediment retention within seagrass (*posidonia oceanica*) meadows. Aquat. Bot. 65:255-268.

Ginsburg, R.N., y H.A. Lowenstam. (1958). The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. J. Geol. 66:159-169.

Ghisalberti, M. y M. Nepf. (2002). Mixing layers and coherent structures in vegetated aquatic flows. J. Geophys. Res. Vol. 107, No. C2, 10.1029/2001JC000871.

Goda, Y. y Y. Suzuki. (1975). Computation of refraction and diffraction of seas waves with Mitsuyasu's directional spectrum. Tech, Note of Port and Harbour. Res. Inst. 45 pp.

Grady, J.R. (1981) Properties of seagrass and sand flat sediments from the intertidal zone of St. Andrew Bay, Florida. Estuaries. 4:335-344.

Grizzle, E.R., T.F. Short, R.C. Newell, H. Hoven y L. Kindblom. (1996). Hydrodynamically induced synchronous waving of seagrasses: „monami“ and its possible effects on larval mussel settlement. J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 206:165-177.

Hamylton, S., y T. Spencer. (2007). Classification of seagrass habitat structure as a response to wave exposure at Etoile Cay, Seychelles. EARSel Proceedings 6(2): 94-100.

Heiss, W.M, A.M. Smith y P.K. Probert. (2000). Influence of the small intertidal seagrass *Zostera novazelandica* on lineal water flow and sediment texture. N. Z. J. Mar. Fresh. Res. 34: 689-694.

Hemminga, M.A. (1998). The root/rhizome system of seagrasses: an asset and a burden. *J. Sea. Res.* 39:183-196.

Hemminga, M.A. y C.M. Duarte. (2000). *Seagrass Ecology*. Cambridge UK. Cambridge University. 1-26 pp.

Hemminga, M.A., F.J. Slim, J. Kazungu, G.M. Ganssen, J. Nieuwenhuize y N.M. Kruyt. (1994). Carbon outwelling from a mangrove forest with adjacent seagrass beds and coral reefs (Gazi Bay, Kenya). *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 106:291-301.

Hine, A.C., M.W. Evans, R.A. Davis y D.F. Belknap. (1987). Depositional response to seagrass mortality along a low-energy, barrier-island a coast: West-Central Florida. *J. Sed. Petrol.* 57(3):431-439.

Johnson, M.W., y K.L Heck. (2006). Effects of habitat fragmentation per se on decapods and fishes inhabiting seagrass meadows in the northern Gulf of Mexico. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 306:233-246.

Johnson, R., E. Mansard y J. Ploeg. (1978). Effects of wave grouping on breakwater stability. *Int. Conference on Coastal Engineering, ASCE, Hamburgo*.

Kinsman, B. (1965). *Wind waves*. Printice-Hall, Englewood Cliffs, Nueva Jersey.

Kobayashi, N. y Y. Tega. (2002). Sand suspension and transport on equilibrium beach. *J. Water., Port, Coastal, Ocean. Eng.* 128(6):238-248.

Koch, E.W. (1994). Hydrodynamics, diffusion-boundary layers and photosynthesis of the seagrasses *Thalassia testudinum* and *Cymodocea nodosa*. *Mar. Biol.* 118: 767-776.

Koch, E.W. (1996). Hydrodynamics of a shallow *Thalassia testudinum* bed in Florida, USA. In: *Seagrass biology: proceedings of an international workshop*. Ed. J. Kuo, R.C. Phillips, D.I. Walker y H. Kirkman, p.105-109. The Univ. of Western Australia, Perth.

Koch, E.W. (1999). Sediment resuspension in a shallow *Thalassia testudinum* banks ex König bed. *Aquat. Bot.* 65:269-280.

Koch, E.W. y G. Gust. (1999). Water flow in tide and wave dominated beds of the seagrass *Thalassia testudinum*. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 184:63-72.

Kuo, J. y A.J. McComb. (1989). Seagrass Taxonomy, Structure and Development. In Biology of seagrasses. Ed. A.W.D. Larkum, A.J. McComb y S.A. Sheperd, p. 6-73. Amsterdam. Elsevier.

Kuo, J. y C. den Hartog. (2006). Seagrass Morphology, Anatomy and Ultrastructure. In: Seagrasses Biology, Ecology and Conservation. Ed. A.W.D. Larkum, R.J. Orth y C.M. Duarte, p. 51-87. Dordrecht, The Netherlands. Springer.

Laanbroek, H.J. (1990). Bacterial cycling of minerals that effects plant growth in waterlogged soils: a review. *Aquat. Bot.* 38:109-125.

Larkum, A.W.D., G. Roberts, J. Kuo y S. Strother. (1989). Gaseous movement in seagrasses. In Biology of seagrasses. Ed. A.W.D. Larkum, A.J. McComb y S.A. Sheperd, p. 686-722. Amsterdam: Elsevier

Les, D.H. M.A. Cleland y M.A. Waycott. (1997). Phylogenetic studies in Allismatidae. II. Evolution of marine angiosperms (seagrasses) and hydrophyllity. *Syst. Bot.* 22:443- 463.

Lefebvre, A., C.E.L. Thompson y C.L. Amos. (2010). Influence of *Zostera marina* canopies on unidirectional flow, hydraulic roughness and sediment movement. *Cont. Shelf Res.* 30:1783-1794.

Lynn AL., AL. Croft. (2006). The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. *Est. Coast. Shelf. Sci.* 69: 325-336.

López, F. y M. García. (1998). Open channel flow through simulated vegetation: suspended sediment transport modeling. *Water. Resour. Res.* 34:2341-2352.

Madsen, J.D., P.A. Chambers, W.F. James, E.W. Koch y D.F. Westlake. (2001). The interaction between water movement, sediment dynamics and submersed macrophytes. *Hydrobiologia.* 444: 71-84.

Mansard, E.P.D. y E.R. Funke. (1980). The measurement of incident and reflected spectra using a least square method. In: *Proc. 17th Coastal Eng. Conf.*, American Society of Civil Engineers, Reston VA, USA. pp. 154–172.

Marbà, N., y M.C. Duarte. (1993). Growth response of *Cymodocea nodosa* response to experimental burial. Mar. Ecol. Prog. Ser. 174: 269-280.

Marbà, N., y M.C. Duarte. (1998). Rhizome elongation and seagrass clonal growth. Mar. Ecol. Prog. Ser. 174: 269-280.

Margalef, R. (1980). Ecología. Barcelona: Omega.

Meneses-Fernández, A.L. (2006). Efecto de la reflexión en la estabilidad de rompeolas exentos. UNAM. 105pp.

McMillan, C. (1983). Morphological diversity under controlled conditions for the *Halophilla ovalis*- *H. minor* complex and the *Halodule uninervis* complex from Shark Bay, Western Australia. Aquat. Bot. 17:29-42.

McMillan, C. (1988). The seed reserve, of *Halophila engelmannii* (Hydrocharitaceae) in Redfish Bay, Texas. Aquat. Bot. 30:253-259.

Moriarty, D.J.W. y P.I. Boon. (1989). Interactions of seagrasses with sediment and water, In: Biology of seagrasses. Eds. AWD Larkum, A.J. McComb, S.A. Shepherd, p. 500-535 .Elsevier, The Netherlands.

Moriarty, D.J.W., P.C. Pollard, y W.G. Hunt. (1985). Temporal and spatial variation in bacteria production in the water column over a coral reef. Mar. Biol. 85:285-292.

Patriquin, D.G. (1973). Estimation of growth rate, production and age of the marine angiosperm *Thalassia testudinum* Köning. Carib. J. Sci. 13: 111-123.

Pedersen, O, J. Borum, C.M. Duarte y M.D. Fortes. (1998). Oxigen dynamics in the rhizosphere of *Cymodocea rotundata*. Mar. Ecol. Prog. Ser. 169:283-288.

Perry, C.T. y S.J. Beavington-Penney. (2005). Epiphytic calcium carbonate production and facies development within sub-tropical seagrass beds, Inhaca Island, Mozambique. Sediment. Geol. 174: 161–176.

Peterson, C.H., R.A. Luetlich Jr., F. Micheli, G.A. Skillerter. (2004). Attenuation of water flow inside seagrass canopies of differing structure. Mar. Ecol. Prog. Ser. 268:81-92.

Phillips, R.C. (2003). The seagrasses of the Arabian Gulf and Arabian region. In: World Atlas of seagrasses. Ed. E.P. Green y F.T. Short. p. 74-81. University of California Press.

Phillips, R.C. y E.G. Meñez. (1988). Seagrasses. Smithsonian Contrib. Mar. Sci. 34. Washington DC: Smithsonian Institution Press. pp: 1-104.

Prager, E.J. y R.B. Halley. (1999). The influence of seagrass on shell layers and Florida mudbanks. J. Coastal Res. 15:1151-1162.

Roberts, D.G. y D.J.W. Moriarty. (1987). Lacunal gas discharge as a measure of productivity in the seagrasses *Zostera capricorni*, *Cymodocea serrulata* and *Syringodium isoetifolium*. Aquat. Bot. 28:143-160.

Sand-Jesen, K. (2003). Drag and reconfiguration of fresh waters macrophytes. Fresh. Biol. 48:271-283.

Short, F.T y S. Wyllie-Echeverria. (1996). Natural and human-induced disturbances of seagrasses. Env. Cons. 17-27.

Short, F.T y H.A. Neckles. (1999). The effects of global climate change of seagrasses. Aquat. Bot. 63:169-196.

Short FT., R.G. Coles y C. Pergent-Martini. (2001). Global seagrass distribution. In Global Seagrass Research Methods. Ed. FT., Short, RG. Coles .p: 5-30. Elsevier Science.

Short, F.T., W.D. Carruthers, y M. Waycott. (2007). Global seagrass distribution and diversity: A bioregional model. J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 350: 3–20.

Short, F.T., B. Polidoro, S.R. Livingstone, K.E. Carpenter, Salomão Bandeira, J.S. Bujang, H.P. Calumpong, T.J.B. Carruthers, R.G. Coles, W.C. Dennison, P.L.A. Erftemeijer, M.D. Fortes, A.S. Freeman, T.G. Jagtap, A.H.M. Kamal, G.A. Kendrick, W.J. Kenworthy, Y.A. La Nafie, I.M. Nasution, R.J. Orth, A. Prathep, J.C. Sanciangco, B. van Tussenbroek, S.G. Vergara, M. Waycott y J.C. Zieman. (2011). Extinction risk assessment of the world's seagrass species. Biol. Cons. 144 1961–1971.

Silva-Casarrín, R. (2005). Análisis y descripción estadística del oleaje. Instituto de Ingeniería UNAM. 179pp.

Spalding, M. M. Taylor, C, Ravilious, F. Short y E. Green. (2003). The distribution and status of seagrasses. In World Atlas of Seagrasses. Ed. E.P. Green y F.T. Short, p. 5-26. University of California Press.

Stevens, P.S. (2000). Seagrass architectural features. In: Seagrass Ecology. Ed. M.A. Hemminga y C.M. Duarte, p. 1-26. Cambridge UK., Cambridge University.

Stumm, W. y J.J. Morgan. (1981). Aquatic Chemistry. New York: John Wiley.

Terrados, J., C.M. Duarte y W.J. Kenworthy. (1997). Is the apical growth of *Cymodocea nodosa* dependent on clonal integration?. Mar. Ecol. Prog. Ser. 158:103-110.

Thomas, F.I.M., C.D. Cornelisen y J.M. Zanden. (2000). Effects of water velocity and canopy morphology on ammonium uptake by seagrass communities. Ecology. 81(10):2704-2713.

Van Dijk, J.K., B.I. Van Tussenbroek, K. Jiménez-Durán, G.J. Márquez-Guzmán, J. Ouborg. (2009). High levels of gene flow and low population genetic structure related to high dispersal potential of a tropical marine angiosperm. Mar. Ecol. Prog. Ser. 390: 67–77

Van Katwijk, M.M., L.H.T. Vergeer, G.H.W. Schmitz y J.G.M. Roelofs. (1997). Ammonium toxicity in eelgrass *Zostera marina*. Mar. Ecol. Prog. Ser. 157:159-173.

Van Keulen, M., y M.A. Borowitzka. (2003) Dynamics of sediments along an exposure in a monospecific seagrass meadow in Shoalwater Bay, Western Australia. Est. Coast. Shelf. Sci. 57:587-592.

Van Tussenbroek, B.I. (1994). The impact of Hurricane Gilbert on the vegetative growth of *Thalassia testudinum* in Puerto Morelos coral reef lagoon, Mexico: a retrospective study. Bot. Mar. 37:421-428.

Van Tussenbroek, B.I. (1995). *Thalassia testudinum* leaf dynamics in a Mexican Caribbean coral reef lagoon. Mar. Biol. 122:33-40.

Van Tussenbroek, B.I., M.G. Barba-Santos, J.G.R. Wong, J.K. Van Dijk y M. Waycott. (2010). Guía de los pastos marinos tropicales del Atlántico oeste. PCMyL. UNAM. 75p.

Van Tussenbroek, B.I., J.A. Vonk, J. Stapel, P.L.A. Erftemeijer, J.J. Middelburg y J.C. Zieman. (2006). The Biology of *Thalassia*. In: Seagrasses Biology, Ecology and Conservation. Ed. A.W.D. Larkum, R.J. Orth y C.M. Duarte, p. 409-439. Dordrecht, The Netherlands. Springer.

Van Tussenbroek, B.I., M.G. Barba Santos, J.K. Van Dijk, S.N.M. Sanabria Alcaraz y M.L. Téllez-Calderón. (2008) Selective elimination of rooted plants from a tropical seagrass bed in a back-reef lagoon: a hypothesis tested by hurricane Wilma (2005). *J. Coast. Res.* 24(1): 278-281.

Van Tussenbroek, B.I., y Van Dijk. (2007). Spatial and temporal variability in biomass and production of psammophytic *Halimeda incrassata* (Bryopsidales, chlorophyta) in a Caribbean reef lagoon. *J. Phycol.* 43(1):69-77.

Verduin, J.J. y J.O. Backhaus. (2000). Dynamics of plant-flow interaction for the seagrass *Amphibolis Antarctica*: field observations and model simulations. *Est. Coast. Shelf. Sci.* 50:185-204

Virnstein, R.W. y M.C. Curran. (1986). Colonization of artificial seagrass versus time and distance from source. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 29:279-288.

Ward, L.G., W.M. Kemp y R.B. Walter. (1984). The influence of waves and seagrass communities on suspended particulates in an estuarine embayment. *Mar. Geol.* 59:85-103.

Worcester, S.E. (1995). Effects of eelgrass beds on advection and turbulent mixing in low current and low shoot density environments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 126: 223-232.