

TESIS DEFENDIDA POR
Héctor García Nava
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Director del Comité

Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina
Miembro del Comité

Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Miembro del Comité

Dr. Guillermo Gutiérrez de Velazco
Miembro del Comité

Dr. Luis Zavala Sansón
Miembro del Comité

Dr. Juan Manuel López Mariscal
*Coordinador del programa de posgrado
en Oceanografía Física*

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de Estudios de Posgrado

13 de enero de 2006

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

**EVALUACIÓN DEL FLUJO DE MOMENTO ENTRE LA ATMÓSFERA
Y EL OCÉANO BAJO DIFERENTES CONDICIONES DE OLEAJE.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

HÉCTOR GARCÍA NAVA

RESUMEN de la tesis de **Héctor García Nava**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. Enero de 2006.

Evaluación del flujo de momento entre la atmósfera y el océano bajo diferentes condiciones de oleaje.

Resumen aprobado por:

Dr. Francisco J. Ocampo Torres
Director de Tesis

El flujo de momento entre la atmósfera y el océano es una componente clave tanto en la descripción como en la simulación de fenómenos atmosféricos y oceánicos. Generalmente se le parametriza como una función de la velocidad del viento y un coeficiente de arrastre que depende directamente de la magnitud del viento. Sin embargo, diversos estudios han evidenciado que las condiciones del oleaje pueden modificar esta relación.

En el presente estudio se analizan datos del esfuerzo del viento y del campo de oleaje, medidos de forma directa y simultánea, en la parte central del Golfo de Tehuantepec, Oaxaca, México entre febrero y abril de 2005.

Durante el período de observaciones ocurrieron eventos de chorros de vientos intensos típicos de la zona, conocidos como *Tehuano*s, con intensidades entre 10 y 19 m/s. El campo de oleaje estuvo dominado por el oleaje libre bajo vientos débiles y por el oleaje local bajo vientos intensos. La presencia del oleaje libre tiene un efecto, tanto en la magnitud como en la dirección del esfuerzo del viento, que depende inversamente de la intensidad del viento. El oleaje libre causó desviaciones de la dirección del esfuerzo del viento respecto al viento promedio de hasta 180° y coeficientes de arrastre entre 2 y 6 veces mayores a los predichos por relaciones paramétricas clásicas. Los datos sugieren que la forma en que el oleaje libre modifica al viento, es por medio de la inclusión de un esfuerzo asociado al oleaje que modifica directamente la turbulencia.

Palabras clave: Esfuerzo del viento, coeficiente de arrastre, oleaje libre, rugosidad superficial, turbulencia, eventos *Tehuano*s.

ABSTRACT of the thesis of **Héctor García Nava**, presented like a partial requirement for the obtention of the MASTER IN SCIENCES degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY . Ensenada, Baja California. January 2006.

Evaluation of momentum flux between the atmosphere and ocean under different sea conditions.

The flux of momentum between the atmosphere and the ocean is a key component in the description and simulation of atmospheric and oceanographic processes. Generally it is parameterized like a function of the wind speed and a drag coefficient that depends on wind magnitude. However, several studies have shown that the wave conditions can modify this relation.

In this study wind stress and wave field data, measured directly and simultaneously in the central part of the Gulf of Tehuantepec during February and April 2005, are analyzed.

During the data acquisition period wind jet events with wind speeds between 10 m/s and 19 m/s, known as *Tehuanos*, occurred over the study area. The wave field was dominated by swell in low wind conditions and by locally generated waves (wind sea) in strong winds. The presence of swell has an effect, over both wind stress magnitude and direction, which depends inversely on wind speed. Swell caused deviations of wind stress with respect to mean wind of almost 180° and drag coefficients between 2 and 6 times greater than predicted by classical bulk formulas. It is suggested that swell modify the wind by means of a wave coherent stress that modify the turbulence.

Key words: Wind stress, drag coefficient, swell, roughness length, turbulence, *Tehuanos* events.

DEDICATORIA

A mi familia: Tere, Juanjo y Moy.

A pesar de la distancia siempre están presentes en mi corazón.

A la mujer de mi vida: Lucy.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis mas sinceros agradecimientos a Paco, mi director de tesis, por su gran apoyo, guía y amistad durante todo este tiempo. A mi comité de tesis: Miguel, Luis, Reginaldo y Guillermo, por sus aportaciones y comentarios para esta tesis.

A Will Drennan, por sus invaluable comentarios e inagotable paciencia. A Hans Graber y Mark Donelan por el apoyo para la realización de la estancia en RSMAS que marco definitivamente esta tesis.

A Mike, Joe, Sergio, Diego y Angel por su importante participación en los preparativos y anclaje de la boya.

A la Secretaría de Marina, de forma particular a la Estación Oceanográfica de Salinacruz y al personal del Buque Draga ARM Bahía Tepoca, por su colaboración en las labores de anclaje y recuperación.

Al financiamiento de CONACYT a través de la beca para estudios de maestría y el proyecto “Análisis del intercambio entre el océano y la atmósfera (IntOA) mediante mediciones directas y observaciones remotas” (CONACYT SEP-2003-C02-44718).

A mi familia, por su incondicional soporte emocional y económico.

A Lucy, por su enorme apoyo anímico en los momentos difíciles, y a todos mis amigos, especialmente a Alfredo, Maria, César, Xavier, Jenny, Fernando y Miguel.

A todos MUCHAS GRACIAS.

Contenido

	Página.
I. Introducción	1
II. Objetivos	6
III. Área de estudio	7
IV. Método	8
IV.1. Mediciones oceanográficas	8
IV.2. Procesamiento de datos	13
IV.2.1. Corrección por movimiento.	14
IV.2.2. Flujo de momento	16
IV.2.3. Oleaje	20
IV.2.4. Otras variables	21
V. Resultados y discusiones	23
V.1. Condiciones promedio	23
V.2. Flujo de momento	26
V.3. Dirección relativa del esfuerzo del viento.	35
V.4. Coeficiente de arrastre	45
V.4.1. Vientos débiles	48
V.4.2. Vientos intensos	61
VI. Conclusiones	68

Índice de figuras

Figura	Página
1. Orografía y batimetría del área de estudio	8
2. Fotografía de la boya ASIS en el Golfo de Tehuantepec.	9
3. Fotografía del anclaje de la boya ASIS	10
4. Esquema de la boya ASIS	11
5. Condiciones promedio que se presentaron durante las mediciones en el Golfo de Tehuantepec correspondientes a la magnitud y la dirección del viento, así como a la magnitud del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar.	24
6. Condiciones promedio que se presentaron durante las mediciones en el Golfo de Tehuantepec correspondientes a la temperatura del aire, la temperatura subsuperficial, la humedad relativa y la estratificación atmosférica.	25
7. Condiciones promedio que se presentaron durante las mediciones en el Golfo de Tehuantepec correspondientes a la altura significativa del oleaje, el inverso de la edad del oleaje local y de la dirección del pico espectral del oleaje.	27
8. Evolución de los espectros de frecuencia del oleaje y del esfuerzo del viento en función del tiempo	28
9. Magnitud del esfuerzo del viento como función del viento promedio	29
10. Espectros de frecuencia del oleaje y de las componentes turbulentas del viento u' y w' , en diferentes estados del mar	32

Figura	Índice de figuras (continuación)	Página
11.	Espectros de frecuencia de los casos de oleaje local dominante graficados en las escalas universales de Miyake <i>et al.</i> (1970)	34
12.	Espectro de frecuencias del oleaje promedio para casos identificados como oleaje local dominante.	35
13.	Espectros de frecuencia de la componente turbulenta del viento u' en la escala universal de Miyake <i>et al.</i> (1970) para casos dominados por oleaje libre en diferentes rangos de viento	36
14.	Espectros de frecuencia de la componente turbulenta del viento w' en la escala universal de Miyake <i>et al.</i> (1970) para casos dominados por oleaje libre en diferentes rangos de viento	37
15.	Espectros de frecuencia del esfuerzo del viento en la escala universal de Miyake <i>et al.</i> (1970) para casos dominados por oleaje libre en diferentes rangos de viento	38
16.	Ángulo entre el esfuerzo del viento y el viento promedio como función de la velocidad del viento, para diferentes condiciones de oleaje	39
17.	Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función de la importancia relativa del oleaje libre	41
18.	Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función de la pendiente típica del oleaje libre para casos en que el oleaje libre es predominante	42
19.	Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función de la dirección relativa del oleaje libre para casos en los que el oleaje libre es dominante	44

Figura	Indice de figuras (continuación)	Página
20.	Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función del flujo de calor y z/L para datos con oleaje local dominante . . .	46
21.	Coefficiente de arrastre como función de la velocidad del viento	47
22.	Esfuerzo observado contra el esfuerzo calculado con el coeficiente de arrastre obtenido a través de la ecuación (26)	48
23.	Coefficiente de arrastre alineado con el viento como función de la velocidad del viento	51
24.	Coefficiente de arrastre para campos de oleaje dominados por oleaje libre	52
25.	Comparación del coeficiente de arrastre observado con el calculado a partir de la descomposición del coeficiente de arrastre en sus partes turbulenta y asociada al oleaje libre (Ec. 28)	55
26.	Esfuerzo observado contra el esfuerzo calculado con el coeficiente de arrastre obtenido a través de la ecuación 28.	56
27.	Comparación del coeficiente de arrastre observado con el asociado al efecto de flujo liso	58
28.	Número de Reynolds rugoso Re_* como función de la velocidad del viento.	59
29.	Coefficiente de arrastre como función de la velocidad del viento para vientos mayores a 7 m/s	61
30.	Rugosidad superficial adimensional como función del inverso de la edad del oleaje local.	63
31.	Inverso de la edad del oleaje local como función de la velocidad del viento para condiciones de vientos intensos	66

Figura	Indice de figuras (continuación)	Página
32.	Comparación del coeficiente de arrastre observado y el asociado al efecto de la edad del oleaje local.	67

Índice de tablas

Tabla	Página.
I. Instrumentación utilizada para la adquisición de datos.	13
II. Clasificación del campo de oleaje de acuerdo con la procedencia de la energía del oleaje.	21
III. Relaciones paramétricas del coeficiente de arrastre y la rugosidad superficial.	49

I. Introducción

El intercambio de propiedades entre la atmósfera y el océano determina el estado del tiempo y del mar, interviene en la formación y evolución de tormentas y juega un papel importante en el clima global. Por ello, para la comprensión y predicción del clima y la circulación oceánica, es indispensable un buen conocimiento de los flujos de momento, calor y masa; así como de los factores que los afectan.

El flujo de momento, o esfuerzo del viento, es relevante en procesos de diversas escalas de tiempo y espacio, tales como la circulación superficial del océano, la formación de la capa de mezcla y la generación y evolución de ondas capilares y gravitatorias. Por tanto representa un componente clave en los modelos de simulación de la circulación oceánica y del oleaje.

El cálculo directo del esfuerzo sobre la superficie del mar requiere de la determinación de las componentes turbulentas de la velocidad del viento, tarea nada sencilla en el ambiente marino. De una manera simplificada, en la mayoría de los modelos de simulación se supone que la magnitud del esfuerzo del viento es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento y se parametriza como

$$\boldsymbol{\tau} = \rho C_D |\mathbf{U}| \mathbf{U} \quad (1)$$

donde $\boldsymbol{\tau}$ es el esfuerzo superficial del viento, ρ la densidad del aire, \mathbf{U} la velocidad del viento y C_D el coeficiente de arrastre.

En la práctica se ha observado que el coeficiente de arrastre depende de la estabilidad atmosférica y de la altura a la que se realiza la medición de la velocidad del viento.

Sin embargo, para eliminar la dependencia de la estratificación de la atmósfera usualmente se calcula la velocidad del viento en condiciones atmosféricas neutrales utilizando el parámetro de estabilidad z/L , donde L es la distancia de Monin-Obukhov (Rieder *et al.*, 1994) y z la altura de medición de la velocidad del viento. Para descartar la dependencia de la altura de medición se utiliza el perfil logarítmico del viento en condiciones neutrales para referir la velocidad a una altura estándar de 10 m.

De acuerdo con la teoría de Monin-Obukhov, en condiciones atmosféricas neutrales, el coeficiente de arrastre está relacionado con la escala de rugosidad superficial z_0 a través de

$$C_{D_{zN}} = \kappa^2 [\log(z/z_0)]^{-2} \quad (2)$$

donde κ es la constante de von Kármán, z_0 la escala de rugosidad y el subíndice N indica condiciones neutrales (Donelan, 1990). La escala de rugosidad se supone directamente relacionada con los elementos de rugosidad física de la superficie, es decir, las olas. Es por esto que es común discutir el comportamiento del coeficiente de arrastre en términos de la escala de rugosidad superficial.

Con base en un análisis dimensional, Charnock (1955) propuso una parametrización de la escala de rugosidad superficial como

$$z_0 = \alpha u_*^2 / g \quad (3)$$

donde u_* es la escala de velocidad turbulenta o velocidad de fricción, y g la aceleración debida a la gravedad. Charnock (1955) supuso $\alpha = \text{constante}$, lo que implica que el

coeficiente de arrastre depende solamente de la altura del anemómetro y de la velocidad del viento a esa altura.

Durante las últimas décadas se han propuesto diversas parametrizaciones del coeficiente de arrastre como una función de la velocidad del viento (e.g. Smith (1980); Large y Pond (1981); Yelland y Taylor (1996)). Sin embargo existen discrepancias importantes entre las varias curvas propuestas y una gran parte de la dispersión observada en los datos no puede ser explicada por medio de estas parametrizaciones.

El avance de la tecnología en instrumentación ha permitido la realización simultánea de mediciones directas del flujo de momento y del campo de oleaje en el océano. Estas mediciones han demostrado que el esfuerzo del viento depende en gran medida del estado del mar y no solamente de la velocidad del viento (Huang y DeLeonibus, 1986).

Para incluir el efecto del estado del mar en la parametrización del esfuerzo del viento se ha propuesto que α en la ecuación (3) depende de la “edad de la ola”, definida como la razón entre la rapidez de fase de la ola y la velocidad de fricción (Donelan, 1990). Este enfoque representa de manera adecuada el comportamiento de la rugosidad superficial, y del coeficiente de arrastre, en casos en los que el oleaje generado localmente por el viento (oleaje local) domina el estado del mar (Drennan *et al.*, 2003). Sin embargo se ha observado que la presencia de oleaje proveniente de otras áreas de generación (oleaje libre ó *swell*), i.e. no generado por el viento local, impide encontrar una relación entre la edad de la ola y la rugosidad superficial (Donelan *et al.*, 1993).

De acuerdo con Donelan y Dobson (2001), el oleaje libre modifica el esfuerzo del viento de dos formas: interactúa directamente con el viento funcionando como elemento de rugosidad y modifica el espectro del oleaje local, modificando a su vez la rugosidad superficial. El efecto que tiene el oleaje libre al interactuar directamente con el viento

depende de su dirección relativa al viento. El coeficiente de arrastre se incrementa cuando el oleaje libre y el viento tienen direcciones contrarias y disminuye cuando tienen la misma dirección. Donelan *et al.* (1997) observaron un incremento notorio del coeficiente de arrastre en casos con oleaje libre con dirección contraria al viento; en cambio Drennan *et al.* (1999) observaron que en condiciones de vientos débiles con oleaje libre intenso con dirección contraria al viento el coeficiente de arrastre disminuye, e incluso observaron valores negativos que indican que el flujo de momento es del océano a la atmósfera.

Además del efecto que tiene el oleaje libre sobre la magnitud del esfuerzo se ha propuesto que este ocasiona desviaciones en la dirección del esfuerzo relativa a la dirección del viento promedio; y puede llegar incluso a tener una dirección contraria al viento promedio (Geernaert *et al.*, 1993; Rieder *et al.*, 1994).

Una alternativa al uso de la edad de la ola para incluir el efecto del oleaje en la parametrización del esfuerzo del viento es representar la rugosidad superficial a través de la pendiente característica del oleaje (Taylor y Yelland, 2001), definida como la razón entre la altura significativa y la longitud asociada al pico espectral. De acuerdo con Drennan *et al.* (2005), esta parametrización es preferible cuando el oleaje presenta condiciones mixtas, con componentes de oleaje local y oleaje libre equiparables. Igualmente proponen que en condiciones en las que el oleaje libre es más importante se utilice una parametrización del coeficiente de arrastre como función del viento (e.g. Smith (1980)), ya que tanto el uso de la edad de la ola como el de la pendiente típica del oleaje son incapaces de reproducir el comportamiento del coeficiente de arrastre en estas condiciones.

A pesar de que se han realizado grandes avances en la comprensión de los efectos del estado del mar sobre el flujo de momento, aún se requiere una descripción más detallada del efecto del oleaje libre sobre el coeficiente de arrastre. De la misma manera se requiere

entender el efecto del oleaje sobre el esfuerzo del viento en diversas situaciones, como en zonas con eventos de vientos fuertes o muy débiles (Hauser *et al.*, 2003), y en zonas costeras donde las condiciones meteorológicas y oceanográficas locales juegan un papel importante.

En el presente trabajo se describe el flujo de momento y su relación con el oleaje con observaciones realizadas en la parte central del Golfo de Tehuantepec, de febrero a abril de 2005. Se investiga la relación existente entre el campo del oleaje y el flujo de momento en un intervalo amplio de condiciones de viento, con énfasis en el efecto del oleaje libre sobre el esfuerzo del viento. Además se presentan resultados que contribuyen al entendimiento de los procesos inducidos por los *Tehuano*s en la región y se propone una parametrización del esfuerzo del viento que permitirá el mejoramiento de modelos locales de simulación atmosférica y oceánica.

Actualmente en el Golfo de Tehuantepec se realizan observaciones oceanográficas y meteorológicas como parte del Programa para el Estudio del Golfo de Tehuantepec (PEGoT), a través de diversos proyectos de investigación científica con fines específicos. Esta tesis representa una contribución al PEGoT como un resultado parcial del proyecto “Análisis del intercambio entre el océano y la atmósfera (IntOA) mediante mediciones directas y observaciones remotas” (CONACYT SEP-2003-C02-44718).

II. Objetivos

- Cuantificar el flujo de momento entre la atmósfera y el océano bajo diferentes condiciones de viento y oleaje.
- Determinar la influencia del oleaje libre en el esfuerzo del viento.
- Describir a través de relaciones paramétricas el efecto de las condiciones de oleaje observadas en el flujo de momento.

III. Área de estudio

El Golfo de Tehuantepec se encuentra ubicado en el Pacífico al sur de México, entre los 93° y 96° de longitud oeste y los 15° y 16° de latitud norte (Fig. 1). De noviembre a mayo la región es afectada intermitentemente por chorros de vientos muy intensos conocidos como “*Tehuanos*”.

Los *Tehuanos* ocurren al desplazarse un frente frío, generado sobre la parte norte del continente americano, hacia el Golfo de México, lo que ocasiona un incremento de la presión atmosférica en esta zona. La Sierra Madre Occidental, con una altura promedio de 2000 metros, separa la alta presión del Golfo de México de la baja presión existente en el Golfo de Tehuantepec. Sin embargo, en la parte central del Istmo de Tehuantepec, existe una depresión orográfica de 40 km de ancho (“Paso de Chivela”) donde la sierra tiene una altura máxima de 250 m (Fig. 1). Este estrecho permite el paso del aire frío y seco hacia el Golfo de Tehuantepec en forma de chorros orientados de forma perpendicular a la costa (Barton *et al.*, 1993; Romero *et al.*, 2003).

Los *Tehuanos* tienen una duración típica de tres a cuatro días, durante los cuales la velocidad del viento puede alcanzar valores superiores a 20 m/s. La respuesta del océano al forzamiento del viento es rápida, con un descenso del nivel del mar en la costa casi simultáneo con la variación temporal del viento (Trasviña *et al.*, 1995). El abordamiento de la capa superficial y la mezcla turbulenta ocasionan un descenso de la temperatura superficial de hasta 10° C; el agua que emerge cerca de la costa es acarreada en chorros de agua fría que desarrollan giros anticiclónicos de mesoescala (Lavín *et al.*, 1992; Barton *et al.*, 1993).

IV. Método

IV.1. Mediciones oceanográficas

Para la adquisición de datos se instaló una boya estable ASIS (acrónimo del inglés *Air-Sea Interaction Spar*) (Fig. 2) en la parte central del Golfo de Tehuantepec, del 22 de febrero al 24 de abril de 2005.

La boya se instaló en los 16° latitud norte y 95° longitud oeste, en una zona de 60 m de profundidad. Durante el periodo de estudio la boya ASIS se mantuvo sujeta a una boya de marcación por medio de cable de acero (Fig. 3), de tal forma que le permitió orientarse con el viento promedio. La boya de marcación se ancló al fondo con un peso muerto y cadena.

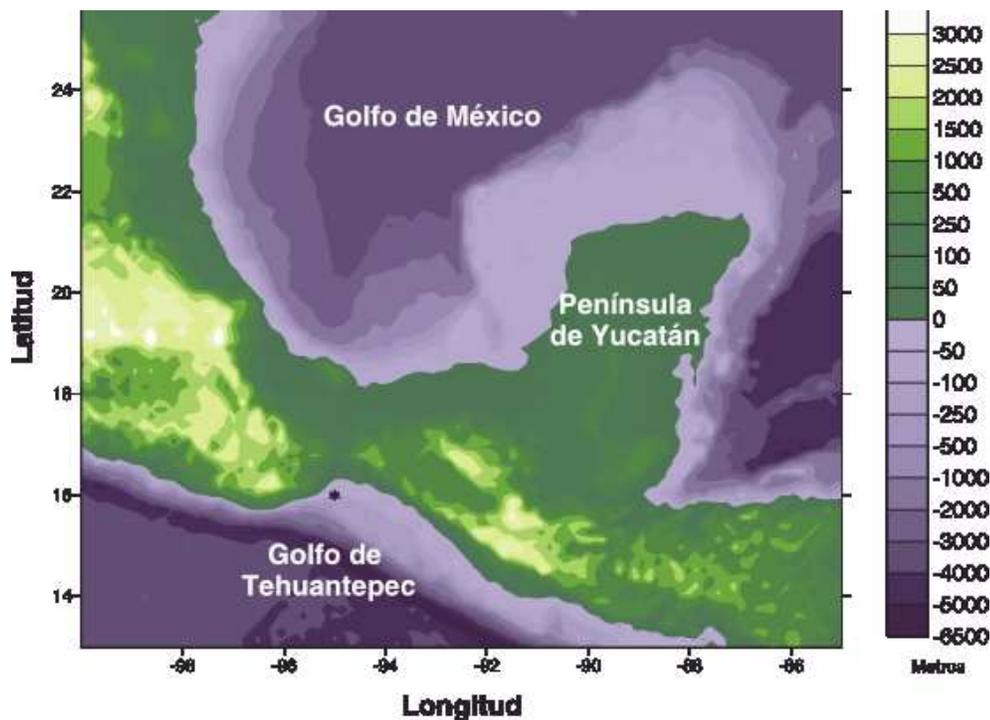


Figura 1: Orografía y Batimetría del área de estudio. El asterisco denota el lugar de anclaje de la boya ASIS.



Figura 2: Fotografía de la boya ASIS en el Golfo de Tehuantepec.

La boya ASIS es una estructura diseñada para la medición simultánea de condiciones atmosféricas y oceánicas cerca de la superficie del mar. Su gran estabilidad y poca distorsión del flujo del aire y de la superficie del mar, la hacen una plataforma ideal para la medición precisa de flujos turbulentos y del campo de oleaje (Graber *et al.*, 2000).

La boya consta de tres partes principales (Fig. 4): un mástil de 4 m de longitud que da soporte a los sensores atmosféricos, una estructura pentagonal de 4 m de longitud y 2 m de diámetro para la medición de oleaje y un pie de 4 m de longitud que proporciona estabilidad a la boya y da soporte a los sensores de movimiento, a la unidad de adquisición y almacenamiento de datos y a las baterías.

Sensores

Para la medición de las componentes turbulentas del viento y del campo de oleaje



Figura 3: Fotografía del anclaje de la boya ASIS, con la boya de marcación en la parte inferior izquierda de la foto y la boya ASIS en la superior derecha.

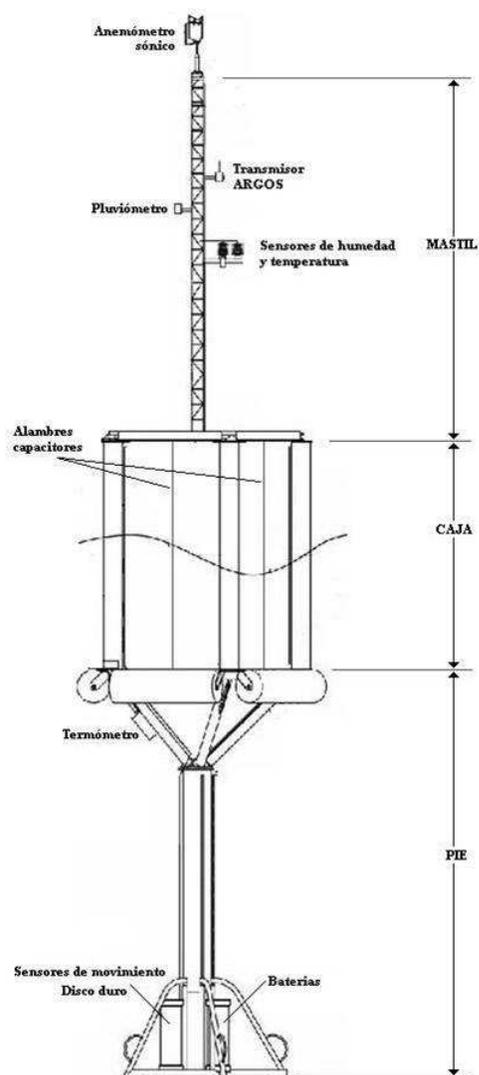


Figura 4: Esquema de la boya ASIS donde se muestra la estructura, sus partes principales y la disposición de los instrumentos en la boya.

se utilizaron sensores de respuesta rápida de viento, oleaje y movimiento de la boya, programados para adquirir datos simultáneamente a una tasa de muestreo de 20 Hz.

El viento se midió con un anemómetro sónico instalado en la parte superior del mástil de la boya, orientado de tal forma que el eje principal del instrumento quedó alineado con el eje de sujeción de la boya (eje con el que se alinea la boya al viento promedio), con la finalidad de evitar que las estructuras de la boya y del anemómetro afectaran las mediciones. El anemómetro se programó para medir las tres componentes de velocidad del viento en coordenadas cartesianas (u, v, w) y la velocidad del sonido.

Para la medición del oleaje se instalaron ocho alambres capacitores en un arreglo pentagonal; un alambre en cada vértice del pentágono y tres alambres en el centro (separados 0.03 m entre si). Cada alambre registró la elevación de la superficie del mar en función del tiempo.

El movimiento de la boya se registró utilizando un acelerómetro linear tridimensional, 3 girómetros y un compás, con los cuales se midió la aceleración y la inclinación de la boya en las tres direcciones de movimiento (x, y, z) y la orientación del eje de la boya respecto al norte magnético terrestre. La finalidad de registrar el movimiento de la boya es la de poder transformar la velocidad del viento y las variaciones de la superficie del mar a un marco de referencia estacionario; es decir, eliminar las componentes de velocidad y las variaciones del nivel del mar ocasionadas por el desplazamiento e inclinación de la boya.

Adicional y simultáneamente se obtuvieron datos de variables atmosféricas y subsuperficiales a una tasa de muestreo menor. Se registraron la temperatura del aire, la humedad relativa, la presión atmosférica, la temperatura del agua cerca de la superficie y la corriente subsuperficial.

En la tabla I se encuentran la marca y el modelo de los instrumentos utilizados, así como la frecuencia de muestreo y la altura a la que se colocó cada instrumento respecto al nivel del mar. En la figura (4) se observa la disposición de los instrumentos en la boya.

Todos los datos se grabaron en bloques de una hora en el disco duro de la boya, excepto los de temperatura del agua y de la corriente subsuperficial, que se grabaron en la memoria interna del respectivo instrumento.

Tabla I: Instrumentación utilizada para la adquisición de datos.

Sensor	Marca	Modelo	Frecuencia de muestreo	altura respecto al nivel del mar [m]
Anemómetro sónico	Gill	R3A	20 Hz	6.5
Alambres capacitores	CCIW		20 Hz	± 1.25
Acelerómetro lineal	Columbia Res. Lab.	SA-307HPTX	20 Hz	-7
Clinómetros	Systron Donner In. Div.	GC1-00050-100	20 Hz	-7
Compás	Precision Navigation Inc.	TCM-2	1 Hz	-7
Sonda (Temp./Hum.)	Jautering Int. Corp.	MP101A	1 Hz	4.5
Barómetro	Setra	270	1 Hz	2.5
Termógrafo	Richard Brancker Res.	TR-1050P	5 s	2.5
Corrientímetro	General Oceanics Inc.	UCM-600L	bloques 10 min	-6

IV.2. Procesamiento de datos

El procesamiento de los datos se realizó en bloques de 30 minutos.

La señal de cada sensor se grabó en formato binario en el disco duro de la boya; por lo que el primer paso fue convertir los datos a voltaje y utilizar los coeficientes de calibración correspondientes de cada sensor para transformarlos a las unidades físicas correspondientes i.e. metros/segundos, metros, grados centígrados, etc.

IV.2.1. Corrección por movimiento.

Para transformar la velocidad del viento y las alturas del nivel del mar registradas con los alambres a un marco de referencia estacionario, se realizó una corrección utilizando las mediciones del movimiento de la boya. Siguiendo a Anctil *et al.* (1994) se utilizó un sistema coordenado cartesiano de mano derecha. Se definió el eje x positivo en la dirección de sujeción de la boya, el eje y positivo a la izquierda del eje x y el eje z positivo hacia arriba. El vector velocidad en el sistema estacionario es expresado por la ecuación:

$$\mathbf{U}_{real} = \mathbf{T}\mathbf{U}_{obs} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{L} + \mathbf{U}_{tras} \quad (4)$$

donde \mathbf{U}_{real} es la velocidad en el sistema coordenado estacionario, \mathbf{U}_{obs} es la velocidad medida en el sistema coordenado de la boya, \mathbf{U}_{tras} es la velocidad de traslación de la boya respecto al sistema coordenado estacionario, \mathbf{T} es la matriz de transformación del sistema coordenado de la boya al estacionario, $\boldsymbol{\Omega}$ es la velocidad angular de la boya, y \mathbf{L} es la posición del anemómetro respecto a los sensores de movimiento.

La matriz de transformación en el sistema descrito está dada por:

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} \cos \theta \cos \psi & \sin \theta \sin \phi \cos \psi - \cos \phi \sin \psi & \cos \phi \sin \theta \cos \psi + \sin \phi \sin \psi \\ \cos \theta \sin \psi & \sin \phi \sin \theta \sin \psi + \cos \phi \cos \psi & \cos \phi \sin \theta \sin \psi - \sin \phi \cos \psi \\ -\sin \theta & \sin \phi \cos \theta & \cos \phi \cos \theta \end{bmatrix} \quad (5)$$

donde θ es el ángulo de rotación sobre el eje x (cabeceo), ϕ el ángulo de rotación sobre el eje y (balanceo) y ψ el ángulo de rotación sobre el eje z (guiñada).

El vector velocidad angular $\boldsymbol{\Omega}$ es:

$$\boldsymbol{\Omega} = \begin{bmatrix} -\dot{\theta} \sin \psi + \dot{\phi} \cos \theta \cos \psi \\ \dot{\theta} \cos \psi + \dot{\phi} \cos \theta \sin \psi \\ \dot{\psi} - \dot{\psi} \sin \theta \end{bmatrix} \quad (6)$$

donde los puntos representan la derivada en el tiempo de los ángulos eulerianos.

La velocidad de traslación (\mathbf{U}_{tras}) se calculó integrando las aceleraciones medidas y transformándolas al sistema estacionario:

$$\mathbf{U}_{tras} = \mathbf{T} \int \mathbf{a} dt \quad (7)$$

de donde sustituyendo (7) en (4) se obtiene

$$\mathbf{U}_{real} = \mathbf{T}\mathbf{U}_{obs} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{L} + \mathbf{T} \int \mathbf{a} dt \quad (8)$$

De forma similar, en el sistema estacionario, la altura real de la superficie del mar está dada por

$$\mathbf{Z}_{real} = \mathbf{T}\mathbf{Z}_{obs} + \int [\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{L}] dt + \mathbf{T} \iint \mathbf{a} dt dt \quad (9)$$

donde \mathbf{Z}_{real} es la altura de la superficie del mar en el sistema coordenado estacionario, \mathbf{Z}_{obs} es la altura medida en el sistema coordenado de la boya y la matriz de transformación se reduce a $\mathbf{T} = [\cos \theta \cos \psi, \cos \theta \sin \psi, -\sin \theta]$ (Drennan *et al.*, 1994).

IV.2.2. Flujo de momento

Para el cálculo del flujo de momento a través de la superficie del mar se utilizó el método de correlación de las fluctuaciones turbulentas, que determina directamente el esfuerzo del viento al medir las componentes turbulentas de la velocidad del viento. Este método se basa en utilizar la descomposición de Reynolds de la ecuación de momento y en suponer que el esfuerzo es independiente de la altura dentro de la capa límite atmosférica.

Teoría

Utilizando la descomposición de Reynolds en la ecuación de momento se obtiene

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - g[1 - \alpha(\bar{T} - T_0)]\delta_{i3} \quad (10)$$

donde U es la velocidad media del viento, ρ la densidad del aire, P la presión atmosférica, g la aceleración debida a la gravedad, \bar{T} la temperatura promedio del aire, T_0 una temperatura de referencia, $i, j=1, 2, 3$ y

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) - \rho \overline{u'_i u'_j} \quad (11)$$

es el esfuerzo del viento; con μ el coeficiente de viscosidad molecular, u' la componente turbulenta de la velocidad del viento, y la barra indica el promedio temporal de la correlación entre u'_i y u'_j (Kundu, 1990).

Suponiendo que el flujo del aire es horizontal i.e. $\bar{W} = 0$, la ecuación de momento se reduce a su forma horizontal. Y si se alinea el flujo medio con la dirección x y se supone que dentro de la capa límite atmosférica el flujo es estacionario y horizontalmente homogéneo, el lado izquierdo de la ecuación desaparece dando lugar a un balance entre

el gradiente horizontal de presión y el corte vertical del esfuerzo del viento (Donelan, 1990)

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{i3}}{\partial z} = 0 \quad (12)$$

donde i se reduce a $i=1,2$.

En la capa límite atmosférica los cambios horizontales de la presión son muy pequeños i.e. $\frac{\partial P}{\partial x_i} \sim 0$; por tanto

$$\frac{\partial \tau_{i3}}{\partial z} = 0 \quad (13)$$

lo que indica que el esfuerzo del viento es independiente de la altura, entonces

$$\tau_{i3} = \mu \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} - \rho \overline{u'_i w'} = \tau_0 \quad (14)$$

donde τ_0 es el fuerza del viento sobre la superficie (Monin y Yaglom, 1971).

Muy cerca de la superficie, dentro de la subcapa viscosa, los efectos de la viscosidad son importantes. En la capa límite atmosférica el ancho de la subcapa viscosa es del orden de centímetros (Lykossov, 2001). Fuera de esta capa, el efecto de la viscosidad es despreciable y el esfuerzo superficial del viento está dado sólo por la contribución turbulenta

$$\boldsymbol{\tau} = (\tau_x, \tau_y) = -\rho \left(\overline{u'w'} \hat{\mathbf{i}} + \overline{v'w'} \hat{\mathbf{j}} \right) \quad (15)$$

Método.

Una vez que las componentes de velocidad del viento fueron referidas a un sistema estacionario, i.e. corregidas por el movimiento de la boya, se calculó la dirección hori-

zontal promedio del viento y se realizó una rotación de coordenadas para alinear el eje x con esta dirección; de tal forma que el promedio de la componente de velocidad en el eje y es cero ($\overline{V} = 0$). Posteriormente se calculó el ángulo entre la velocidad horizontal promedio y la velocidad vertical promedio y se aplicó una corrección para forzar el promedio de velocidad vertical a cero ($\overline{W} = 0$) (Drennan *et al.*, 2003). Para cada media hora de observaciones se calculó la media de la velocidad, mientras que la dirección se encontró como la suma de la dirección del viento respecto al eje de la boya (calculada antes de la rotación de coordenadas) y la dirección del eje de la boya respecto al norte (medida con el compás).

Las componentes turbulentas se obtuvieron al restar el promedio de la velocidad del viento a las velocidades instantáneas del viento. El esfuerzo superficial se calculó de acuerdo con la ecuación (15) a través del promedio de media hora de la correlación de las componentes turbulentas horizontales y la componente turbulenta vertical, de forma que

$$\tau_x/\rho = -(\overline{u'w'}) \quad \tau_y/\rho = -(\overline{v'w'}) \quad (16)$$

donde τ_x es la componente del esfuerzo en la dirección del viento promedio y τ_y la componente perpendicular al eje del viento.

La dirección relativa (Θ) entre el esfuerzo y el viento promedio se calculó como:

$$\Theta = \arctan(\overline{u'w'}/\overline{v'w'}) \quad (17)$$

Para eliminar el efecto de la flotabilidad del cálculo del coeficiente de arrastre, la velocidad del viento medida se transformó al valor correspondiente a condiciones neutrales

(U_{zN}) a través de la relación, $\psi_u(z/L)$ propuesta por Donelan (1990)

$$U_{zN} = U_z + (u_*/\kappa)\psi_u(z/L) \quad (18)$$

donde κ es la constante de von Kármán ($\kappa \sim 0.41$), u_* es la velocidad de fricción ($u_* = (|\boldsymbol{\tau}|/\rho)^{1/2}$), L es la longitud de Monin-Obukhov y ψ_u está dada por:

$$\psi_u = 2 \ln \left(\frac{(1+X)^{1/4}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+X^2}{2} \right) - 2 \tan^{-1} X + \frac{2}{\pi} \quad (19)$$

para condiciones inestables ($z/L < 0$), con $X = (1 - 17(z/L))^{1/4}$; y

$$\psi_u = -5.4(z/L) \quad (20)$$

para condiciones estables ($z/L > 0$).

Una vez calculada la velocidad del viento en condiciones neutrales se utilizó un perfil logarítmico del viento para referirla a una altura de 10 m (Donelan, 1990)

$$U_{10N} = U_{zN} + \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{10}{z} \quad (21)$$

El coeficiente de arrastre se calculó de (1) y (15) como

$$C_{D10N} = \frac{(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/2}}{U_{10N}^2} \quad (22)$$

IV.2.3. Oleaje

Las fluctuaciones verticales de la superficie del mar se obtuvieron restando el promedio a las alturas de la superficie registradas en cada alambre. Para cada media hora se calculó la altura significativa (H_s), el espectro de frecuencia ($S(f)$) y la frecuencia asociada al pico espectral (f_p). La altura significativa se calculó como $H_s = 4\sigma_\eta$, donde σ_η es la desviación estándar de la altura de la superficie.

Debido a fallas en los alambres capacitores sólo existe información continua y simultánea de al menos 3 de ellos hasta el 9 de marzo; por tanto sólo se cuenta con información direccional del oleaje hasta esa fecha.

El espectro direccional del oleaje ($S(f, \theta)$) se calculó con el método de máxima verosimilitud (Capon, 1969) como está descrito por Drennan *et al.* (1994). Las series de datos se promediaron para reducir la frecuencia de muestreo de 20 Hz a 2 Hz; con lo que la frecuencia de corte es de 1 Hz, aproximadamente la resolución espacial del arreglo de los alambres (~ 1 m).

Para cada espectro direccional se calcularon la frecuencia y dirección asociadas al pico espectral, la dirección de máxima energía y la altura significativa, calculada como

$$H_s = 4 \left(\iint S(f, \theta) d\theta df \right)^{1/2} \quad (23)$$

El campo de oleaje se clasificó de acuerdo a la procedencia de la energía del oleaje en: “oleaje local” cuando el principal aporte de energía fue el oleaje generado localmente por el viento y “oleaje libre” cuando el principal aporte de energía fue el oleaje proveniente de áreas de generación diferentes a la del oleaje local. Adicionalmente se subclasificaron en “oleaje local dominante” cuando la energía del oleaje local fue mucho mayor que la energía del oleaje libre y “oleaje libre dominante” en el caso contrario (Tabla II).

Para determinar la procedencia de la energía del campo de oleaje se realizó una partición del espectro de frecuencia utilizando una frecuencia de corte (f_c). Bajo el supuesto de que el oleaje local no puede tener una rapidez de fase mayor a la velocidad del viento, la frecuencia de corte se estableció como $f_c = 0.83g/2\pi U$ (Drennan *et al.*, 2003). La parte del espectro de frecuencia correspondiente al oleaje local está representada por las frecuencias mayores a la frecuencia de corte y la parte correspondiente al oleaje libre por las menores. Para cada una de las particiones se calculó la energía total como $E = \int S(f_{part})df$, donde f_{part} indica las frecuencias de cada una de las partes del espectro, la frecuencia asociada al pico y la altura significativa (Ec. 23). Adicionalmente, para el periodo en que se cuenta con información direccional del oleaje a cada parte del espectro se le calculó la dirección del pico espectral y la dirección de máxima energía.

Tabla II: Clasificación del campo de oleaje de acuerdo con la procedencia de la energía del oleaje.

Clasificación	Criterio	No. de casos
Oleaje local dominante	$E_{local} > 5E_{libre}$	48
Oleaje local	$E_{local} > E_{libre}$	300
Oleaje libre	$E_{local} < E_{libre}$	685
Oleaje libre dominante	$5E_{local} < E_{libre}$	390

IV.2.4. Otras variables

A la temperatura del aire, la humedad relativa, la presión atmosférica y la temperatura subsuperficial, se les calculó el promedio y la desviación estándar para cada media hora.

El cálculo del parámetro de Monin-Obukhov L se realizó a través de un algoritmo

iterativo, a partir de los flujos de calor sensible y latente estimados con fórmulas promedio (*“bulk”*) con números de Dalton y Stanton de 0.0012 (Large y Pond, 1981).

V. Resultados y discusiones

V.1. Condiciones promedio

A lo largo del período de estudio la intensidad promedio del viento fue de 7 m/s, con valores entre 10 m/s y 19 m/s durante condiciones de viento con dirección al sur y menores a 10 m/s en condiciones de viento con dirección al norte (Fig. 5). El viento presentó como direcciones predominantes al norte ($0^\circ \pm 30^\circ$) durante un 40 % del total del tiempo y al sur ($180^\circ \pm 30^\circ$) durante el 37.7 %.

La temperatura del aire osciló entre 26°C y 33.5°C , con una fluctuación diaria de alrededor de 3°C ; la temperatura subsuperficial del agua presentó una variación diaria menos evidente y en general se mantuvo entre los 25°C y 28°C . La diferencia entre la temperatura del agua y la temperatura del aire varió entre los 2°C y 6°C (Fig.6).

Como se observa en las figuras 5 y 6, durante el período de mediciones, se identificaron dos comportamientos sinópticos de las variables atmosféricas y oceánicas: a) durante los *Tehuano*s y b) en los periodos inter-*Tehuano*s.

Se identificaron 8 eventos de vientos *Tehuano*s con duración entre menos de un día hasta tres y medio días. Dichos eventos se caracterizaron por vientos predominantes con una velocidad superior a los 10 m/s, alcanzando en algunos casos los 19 m/s, con dirección hacia el sur (i.e. viento proveniente del norte) y por incrementos de la velocidad y esfuerzo del viento acompañados por un cambio drástico de la dirección del mismo al inicio y al final del evento (Fig. 5). Durante los *Tehuano*s el aire proveniente del Golfo de México ocasionó descensos de la temperatura y la humedad relativa, y caracterizó los periodos más fríos, menos húmedos y con mayores diferencias entre las temperaturas del aire y del agua. Por otra parte, durante estos períodos la capa límite atmosférica

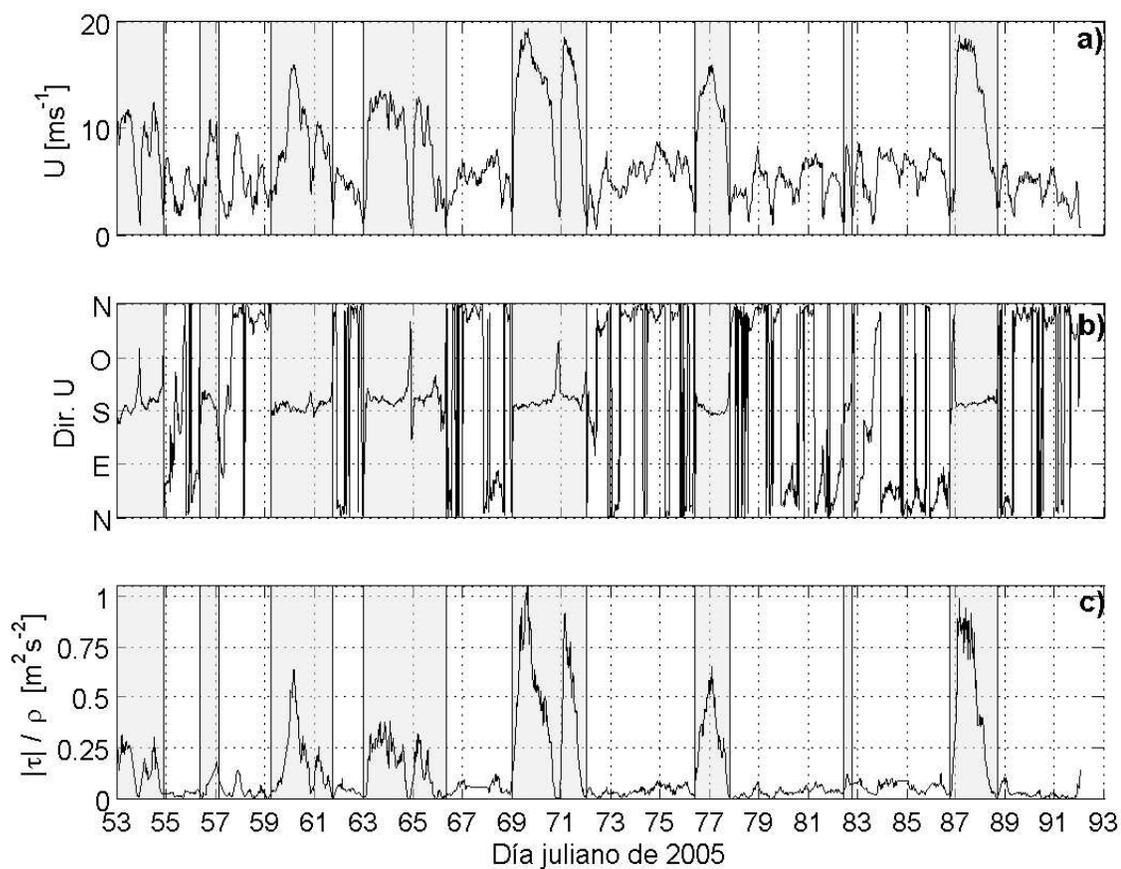


Figura 5: Condiciones promedio que se presentaron durante las mediciones en el Golfo de Tehuantepec correspondientes a la magnitud (panel a) y la dirección del viento (panel b), así como a la magnitud del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar (panel c). El tiempo se representa en días julianos de 2005 y las áreas sombreadas indican los períodos de vientos *Tehuano*s.

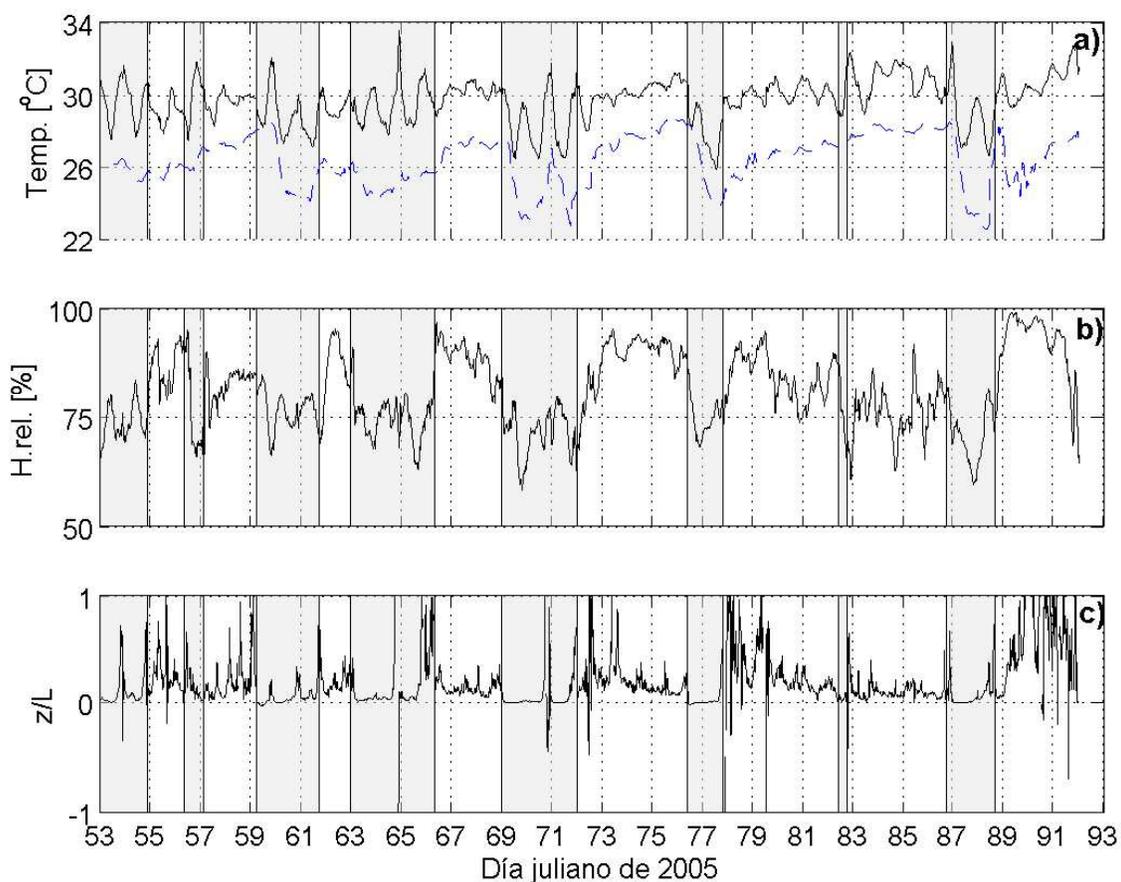


Figura 6: Condiciones promedio que se presentaron durante las mediciones en el Golfo de Tehuantepec correspondientes a la temperatura del aire (panel a, línea continua) la temperatura subsuperficial (panel a, línea segmentada), la humedad relativa (panel b) y la estratificación atmosférica (panel c). El tiempo se representa en días julianos de 2005 y las áreas sombreadas indican los períodos de vientos *Tehuano*s.

presentó condiciones neutrales de acuerdo con el parámetro de estabilidad ($z/L \sim 0$) (Fig. 6).

Durante los periodos inter-Tehuano los vientos presentaron intensidades menores a 10 m/s con dirección predominante al norte y la temperatura del aire, la temperatura subsuperficial y la humedad relativa fueron mayores que las observadas durante los *Tehuano*s (Figs. 5 y 6). Durante estos períodos la atmósfera presentó una estratificación estable la mayor parte del tiempo.

La altura significativa del oleaje fluctuó entre 0.5 m y 2.5 m, con un promedio de 1.2 m (Fig. 7). En general fue más alta durante los *Tehuano*s, aunque no alcanzó valores típicos para las velocidades de viento observadas debido a que la boya se ubicó a 20 km de la costa, por lo que existió un área de generación limitada para vientos del norte. Durante la mayor parte del tiempo se observó la presencia de oleaje libre con periodos entre 10 s y 20 s y con una dirección de propagación, al menos hasta el 3 de marzo, al norte y noreste. La energía del oleaje en la mayor parte del periodo de estudio corresponde a la presencia de oleaje libre, excepto durante los *Tehuano*s cuando la energía del oleaje local es similar o mayor a la del oleaje libre (Fig. 8a).

V.2. Flujo de momento

En la figura (5) se observa que la magnitud del esfuerzo del viento responde a las variaciones de la magnitud del viento promedio. De acuerdo con la ecuación (1) se espera que el esfuerzo sea proporcional al cuadrado de la magnitud del viento; esto se ilustra en la figura (9) donde la línea continua indica el esfuerzo calculado con el cuadrado de la magnitud del viento multiplicado por la constante de proporcionalidad (coeficiente de arrastre C_D) propuesta por Large y Pond (1981) para vientos menores a 10 m/s. En esta

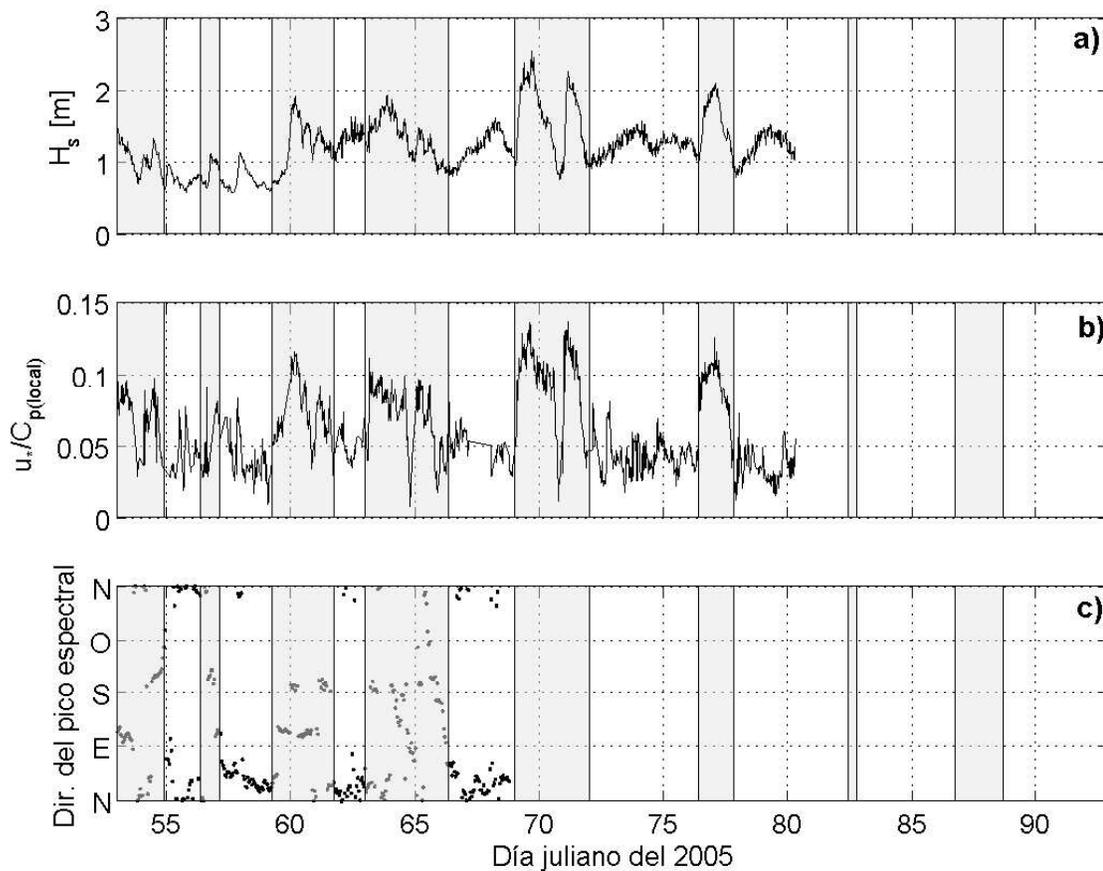


Figura 7: Condiciones promedio que se presentaron durante las mediciones en el Golfo de Tehuantepec correspondientes a la altura significativa del oleaje (Panel a), el inverso de la edad de la ola del oleaje local (panel b) y de la dirección del pico espectral del oleaje (panel c). El tiempo se representa en días julianos de 2005 y las áreas sombreadas indican los periodos de vientos *Tehuano*s.

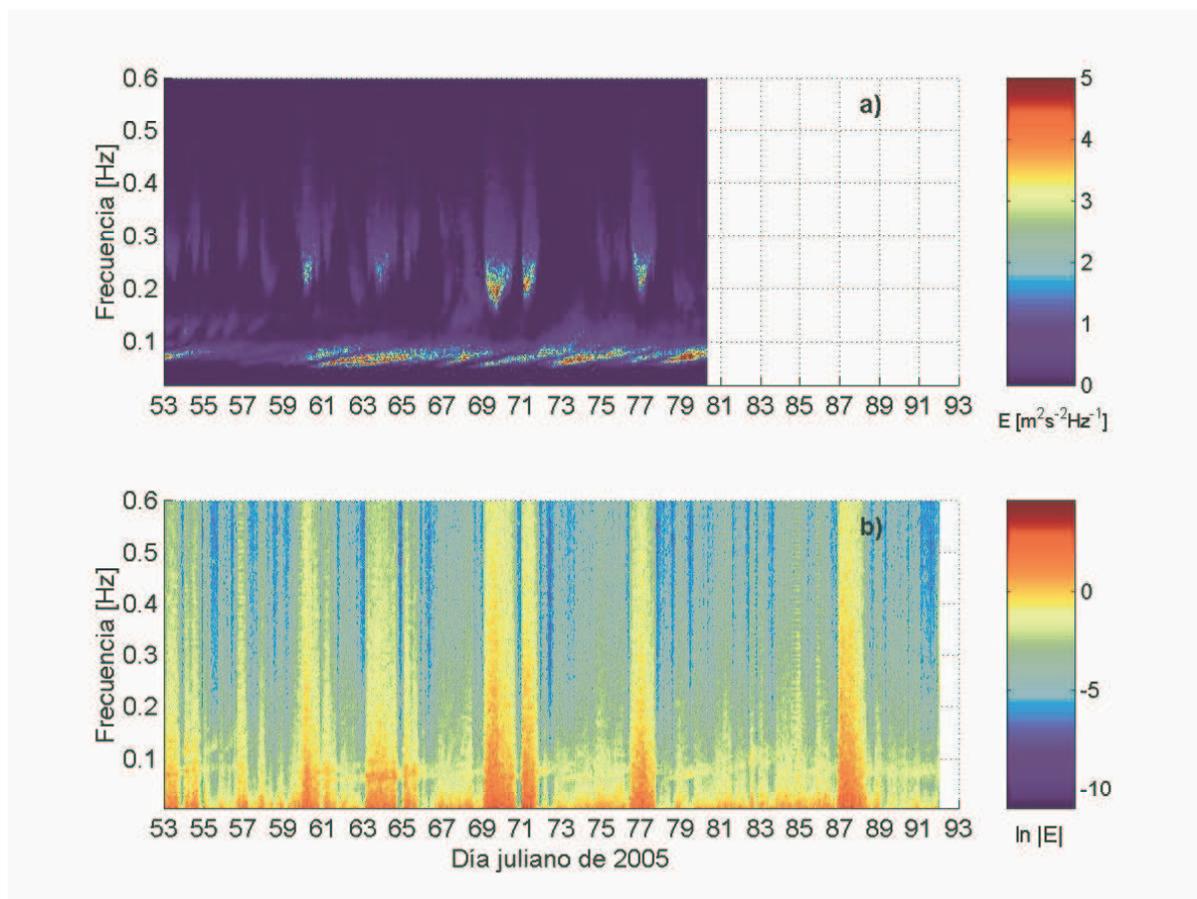


Figura 8: Evolución de los espectros de frecuencia del oleaje (panel a) y del esfuerzo del viento (panel b) en función del tiempo. La barras de color representan la densidad de energía del espectro en m^2Hz^{-1} para el oleaje y $\ln(\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{Hz}^{-1})$ para el esfuerzo del viento.

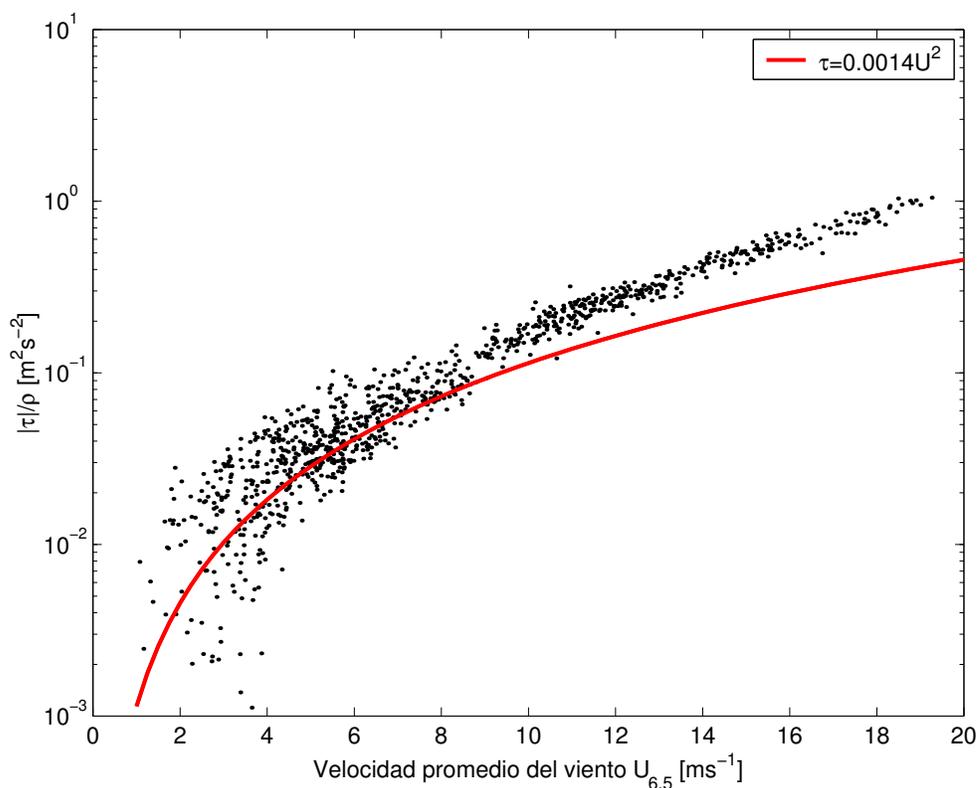


Figura 9: Magnitud del esfuerzo del viento como función del viento promedio. La línea continua ilustra el esfuerzo calculado con la ecuación (1) y el coeficiente de arrastre propuesto por Large y Pond (1981) para vientos menores a 10 m/s.

misma figura es importante notar que en condiciones de vientos débiles existe una gran variabilidad en el esfuerzo observado; mientras que, con vientos moderados a intensos la diferencia entre el esfuerzo observado y el calculado, con un C_D constante, se incrementa de forma directa con la magnitud de la velocidad. Lo que indica que el coeficiente de arrastre depende de la magnitud del viento, como se discutirá más adelante.

Como resultado de la importancia del viento promedio, a lo largo del periodo de estudio, se observó que la mayor densidad de energía del esfuerzo del viento se encuentra en las frecuencias bajas, menores a las dominantes en el campo de oleaje (Fig. 8b). A pesar de que la mayor parte de la energía del esfuerzo del viento se encuentra en las

frecuencias bajas, puede observarse que existe energía en las bandas de frecuencia del oleaje libre entre 0.05 Hz y 0.1 Hz (Fig. 8 a y b). La presencia de energía en estas bandas de frecuencia coincide con los periodos de oleaje libre más intenso y este aporte al esfuerzo total del viento es más importante en periodos de vientos débiles. Esto sugiere que el efecto del oleaje libre sobre el esfuerzo del viento será mayor en vientos débiles con oleaje libre intenso, tal y como se ha observado en otros estudios (e.g. Donelan *et al.* (1997); Drennan *et al.* (1999)).

Una parte del esfuerzo total puede asociarse al oleaje libre a través del llamado *esfuerzo coherente con el oleaje* ó esfuerzo asociado al oleaje. Entonces, el esfuerzo superficial del viento puede descomponerse en tres partes: el esfuerzo turbulento (τ_t), el esfuerzo debido a fuerzas viscosas (τ_ν) y el esfuerzo asociado al oleaje (τ_w), ocasionado por movimientos inducidos por la presencia del oleaje. El esfuerzo total está dado por la suma de los tres componentes (Bye *et al.*, 2001)

$$\tau = \tau_t + \tau_\nu + \tau_w \quad (24)$$

El esfuerzo viscoso es importante solamente en la subcapa viscosa, que tiene una altura típica de 1 cm (Lykossov, 2001) y puede despreciarse a la altura de las mediciones realizadas (6.5 m).

El esfuerzo asociado al oleaje es despreciable lejos de la superficie, donde el esfuerzo turbulento domina el esfuerzo total; no obstante, es importante dentro de la capa límite del oleaje. Se estima que la capa límite del oleaje tiene una altura del orden de 1 m cuando el oleaje presente es el generado localmente por el viento (Drennan *et al.*, 2003), pero puede extenderse a alturas superiores a los 12 metros con la presencia de oleaje libre (Drennan *et al.*, 1999). Por lo tanto, si el esfuerzo total no varía con la altura (Ec. 13), la existencia de un esfuerzo asociado al oleaje dentro de la capa límite del oleaje

implica un cambio del esfuerzo turbulento.

A través de un análisis conceptual, Bye *et al.* (2001) proponen que el esfuerzo sobre la superficie puede ser descrito por

$$\boldsymbol{\tau} \sim \rho C_{DR} |\mathbf{U} - \mathbf{U}_L| (\mathbf{U} - \mathbf{U}_L) \quad (25)$$

donde C_{DR} es el coeficiente de arrastre relacionado con la escala de rugosidad común al océano y la atmósfera en la superficie z_R y \mathbf{U}_L es la rapidez de fase integral del oleaje.

De la ecuación (25) se desprende que en ausencia de viento existirá un esfuerzo negativo, i.e del océano a la atmósfera, debido al oleaje libre. Además las variaciones del esfuerzo turbulento debidas al esfuerzo del oleaje dependerán de la dirección relativa entre el oleaje libre y el viento, y el esfuerzo total sólo estará alineado al viento promedio cuando la rapidez integral del oleaje tenga la misma dirección que el viento; es decir la dirección del esfuerzo será diferente a la del viento cuando el oleaje libre (con dirección diferente al viento) domine el campo de oleaje.

La presencia de un esfuerzo coherente con el oleaje implica la existencia de variaciones de la velocidad del viento asociadas al oleaje; lo que supone la modificación de las características de la turbulencia. En la figura (10) se puede observar que los espectros de frecuencia de las componentes turbulentas de la velocidad del viento u' y w' presentan una respuesta a la presencia de oleaje libre que es menos evidente conforme pierde importancia el oleaje libre.

Bajo las suposiciones de la teoría de Monin-Obukhov la turbulencia tiene una forma espectral universal al utilizar la normalización propuesta por Miyake *et al.* (1970), también conocida como “*escalas universales de Miyake*”. En general se ha observado que las escalas de Miyake representan de forma adecuada la turbulencia en condiciones

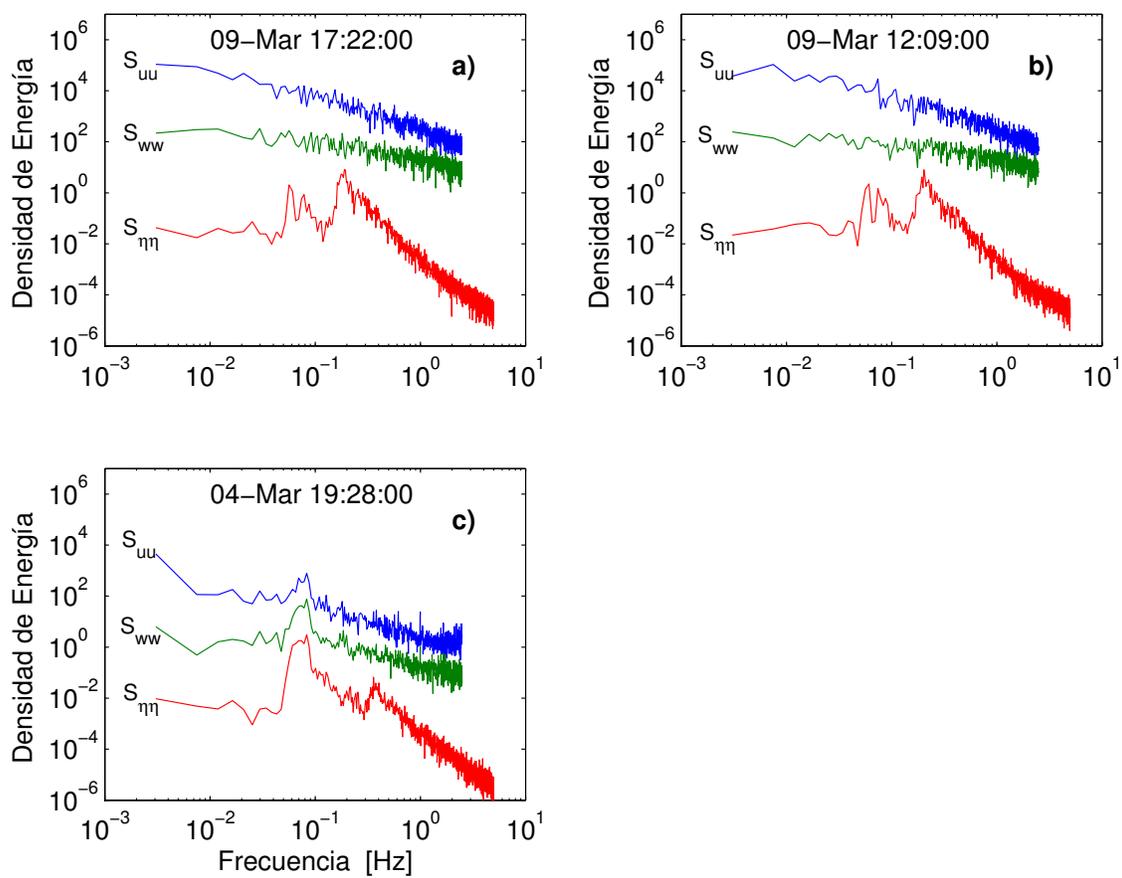


Figura 10: Espectros de frecuencia del oleaje ($S_{\eta\eta}$) y de las componentes turbulentas del viento u' ($S_{uu} \times 1000$) y w' ($S_{ww} \times 100$), para diferentes estados del mar; a) oleaje local dominante, b) oleaje mixto y c) oleaje libre dominante

dominadas por el oleaje local y que la presencia de oleaje libre puede modificar significativamente la forma espectral universal (Drennan *et al.*, 1999).

En los casos identificados como oleaje local dominante (Tabla II) el promedio de los espectros de frecuencia de las componentes turbulentas u' y w' y del esfuerzo del viento (Fig. 11, línea continua) coinciden con los valores reportados por Miyake *et al.* (1970) (Fig. (11, línea segmentada). Sin embargo los espectros presentan una dispersión alrededor del promedio ligeramente mayor que la observada por Drennan *et al.* (1999) en condiciones similares. Esto último puede ser debido a la presencia de oleaje libre, ya que la definición de casos de oleaje local dominante utilizada en este estudio (Tabla II) no implica la ausencia de oleaje libre.

Como se observa en la figura (12), en los casos de oleaje local dominante existe un pico espectral correspondiente al oleaje libre en una frecuencia de 0.07 Hz, que en la escala de Miyake corresponde a una frecuencia adimensional fz/U de 0.03 ($U_{local}=15$ m/s, $z=6.5$ m); alrededor de este valor de fz/U ocurre una mayor dispersión de los datos en el coespectro de $u'w'$ (Fig. 11c).

En los casos de oleaje libre dominante la dispersión de los datos es mucho mayor y en general no presentan la forma espectral universal, aunque tienden a la curva de Miyake al incrementar la velocidad del viento (Figs. 13, 14 y 15). De acuerdo con estos resultados la presencia del oleaje libre modifica la turbulencia en frecuencias iguales y mayores a las del oleaje libre en vientos moderados e intensos, y en todas las frecuencias en eventos de oleaje libre energético con viento débil c.f. Drennan *et al.* (1999).

Lo expuesto a lo largo de esta sección permite especular que durante las mediciones la presencia del oleaje libre ocasionó que la capa límite del oleaje se extendiera hasta una altura superior a los 6.5 m, aún durante vientos intensos, ocasionando que el esfuerzo

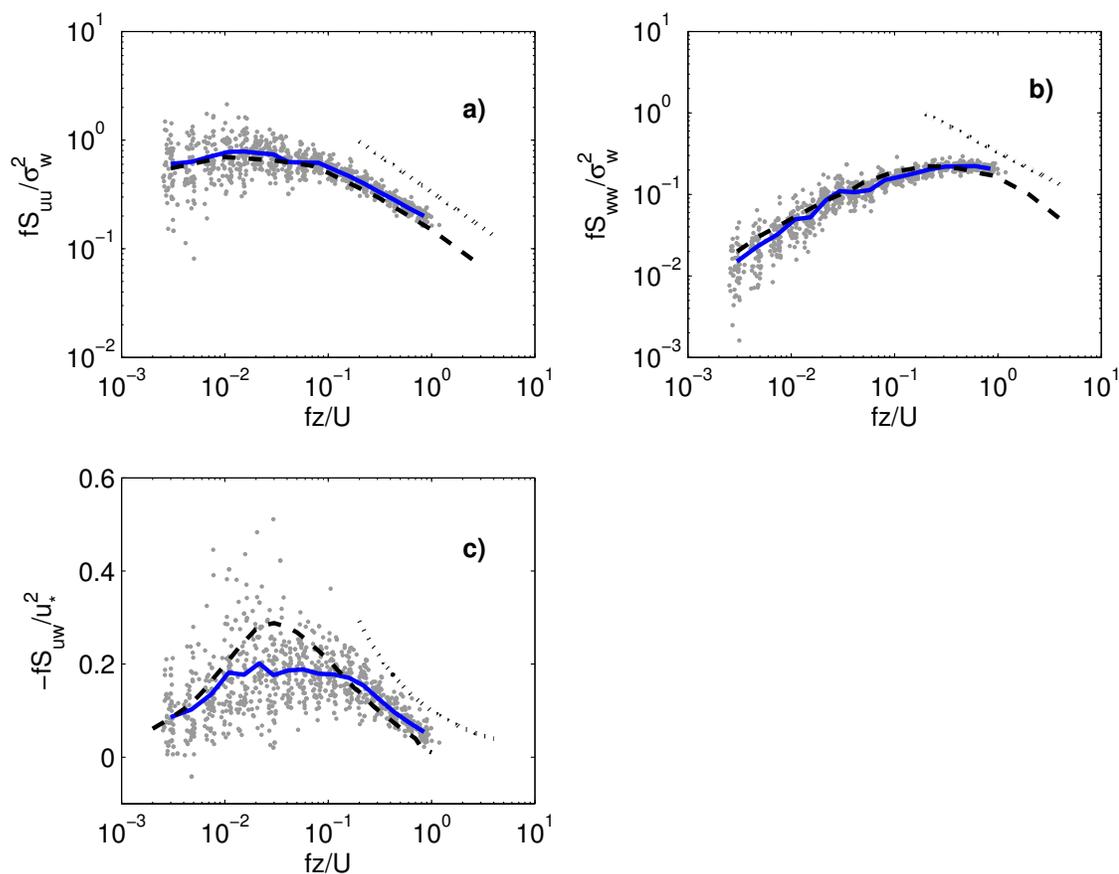


Figura 11: Espectros de frecuencia de los casos de oleaje local dominante graficados en las escalas universales de Miyake *et al.* (1970) correspondientes a la componente turbulenta u' (Panel a), la componente turbulenta w' (panel b) y el esfuerzo del viento (Panel c). Las líneas corresponden al espectro promedio de los casos de oleaje local dominante (línea continua), al espectro promedio observado por Miyake *et al.* (1970) (línea segmentada) y a una pendiente $f^{-5/3}$ en el rango sub-inercial (línea punteada).

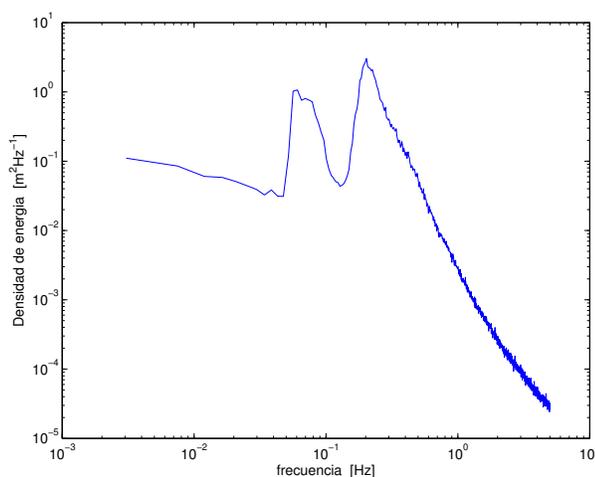


Figura 12: Espectro de frecuencias del oleaje promedio para casos identificados como oleaje local dominante.

asociado al oleaje libre modificara la turbulencia y, por tanto, el flujo de momento.

V.3. Dirección relativa del esfuerzo del viento.

Durante la mayor parte del tiempo la componente del esfuerzo perpendicular al viento promedio (τ_y) presentó valores diferentes de cero; en otras palabras, el vector del esfuerzo del viento no se encuentra alineado con el viento promedio. En la figura (16) se observa que la magnitud de la desviación de la dirección del esfuerzo con respecto a la dirección del viento promedio depende inversamente de la velocidad del viento; i.e. las mayores desviaciones ocurren con vientos débiles y el vector del esfuerzo tiende a alinearse con el viento promedio bajo vientos intensos. En la mayoría de los casos, con desviaciones superiores a los 30° , las condiciones del oleaje fueron dominadas por oleaje libre como se espera de la ecuación (25).

La desviación de la dirección del esfuerzo depende en gran medida de la importancia relativa del oleaje libre (L_r), expresada como la razón de la energía del oleaje local entre la energía del oleaje libre ($L_r = E_{local}/E_{libre}$) (Fig. 17). El aumento en la desviación de la

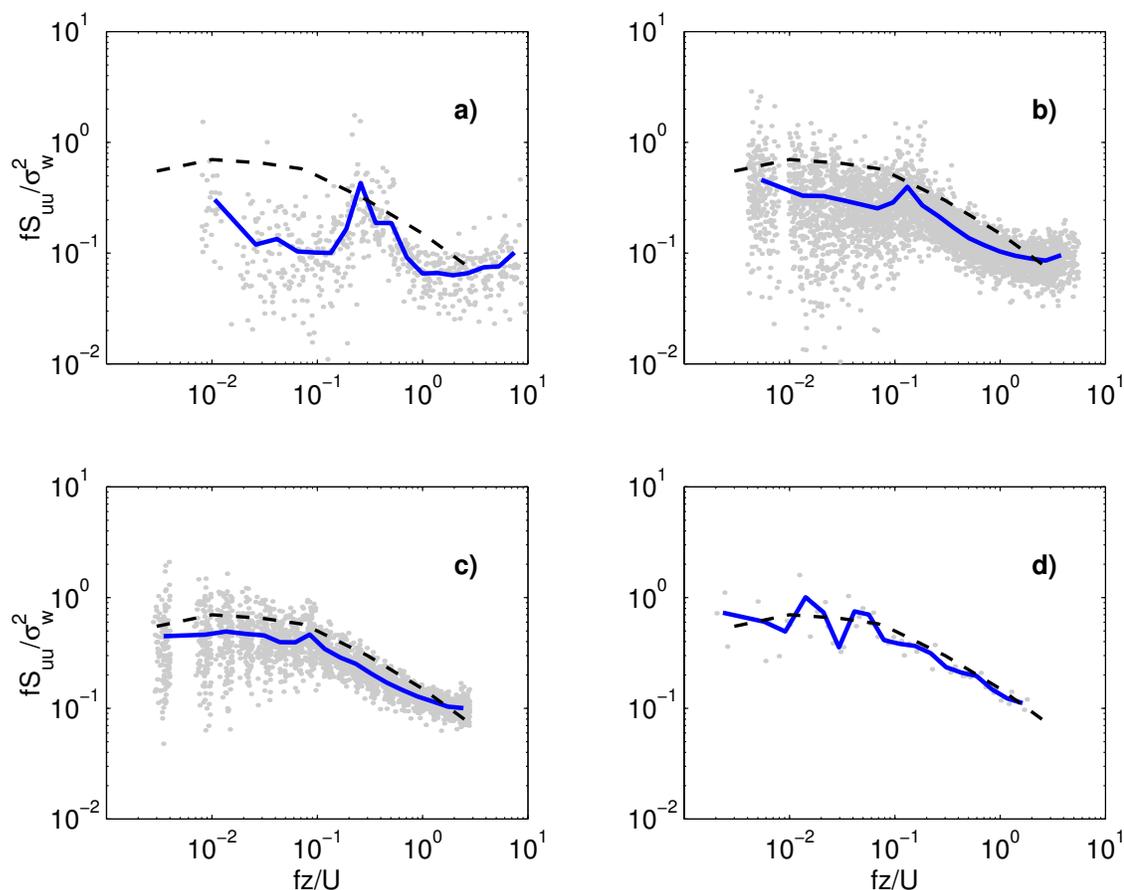


Figura 13: Espectros de frecuencia de la componente turbulenta del viento u' en la escala universal de Miyake *et al.* (1970) para casos dominados por oleaje libre en diferentes rangos de viento $U < 2.5$ m/s (panel a), 2.5 m/s $< U < 5$ m/s (panel b), 5 m/s $< U < 7.5$ m/s (panel c) y $U > 7.5$ m/s (panel d). Las líneas corresponden al espectro promedio de los casos de oleaje local dominante (línea continua) y al espectro promedio observado por Miyake *et al.* (1970) (línea segmentada).

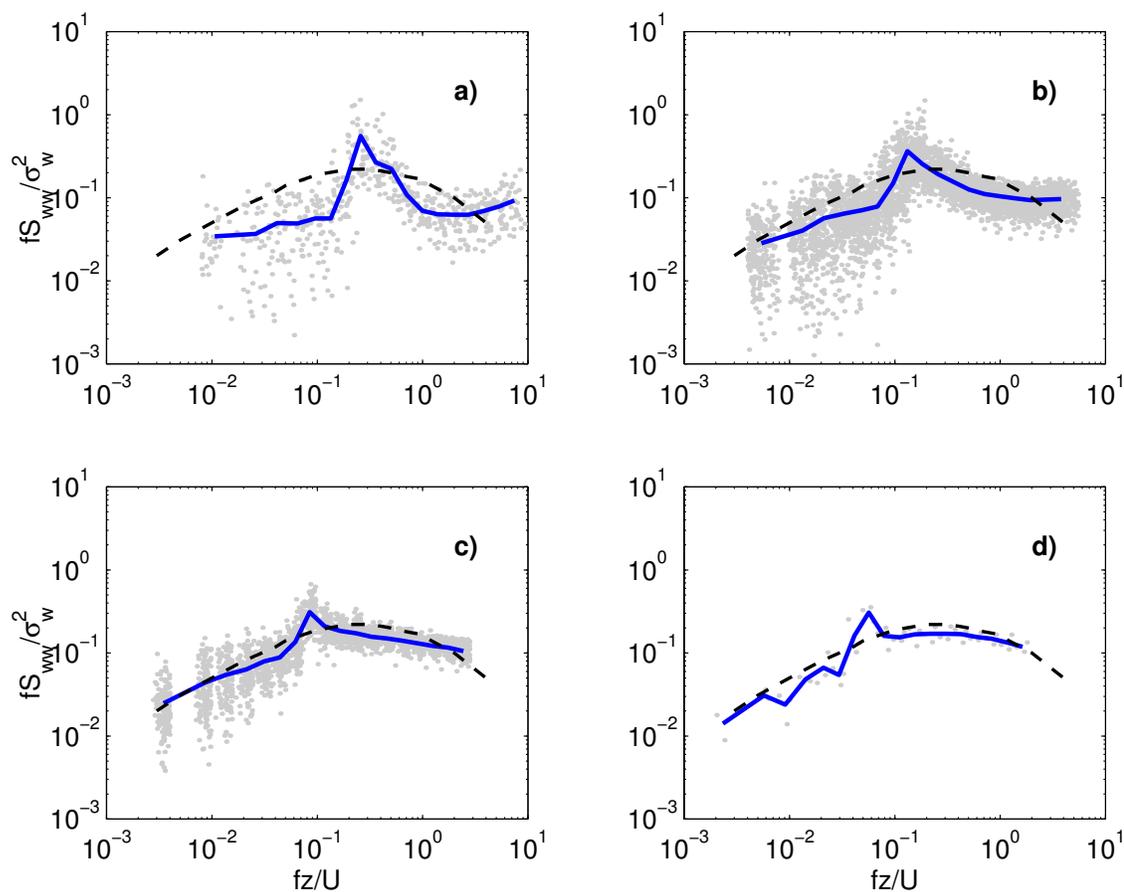


Figura 14: Espectros de frecuencia de la componente turbulenta del viento w' en la escala universal de Miyake *et al.* (1970) para casos dominados por oleaje libre en diferentes rangos de viento $U < 2.5$ m/s (panel a), 2.5 m/s $< U < 5$ m/s (panel b), 5 m/s $< U < 7.5$ m/s (panel c) y $U > 7.5$ m/s (panel d). Las líneas corresponden al espectro promedio de los casos de oleaje local dominante (línea continua) y al espectro promedio observado por Miyake *et al.* (1970) (línea segmentada).

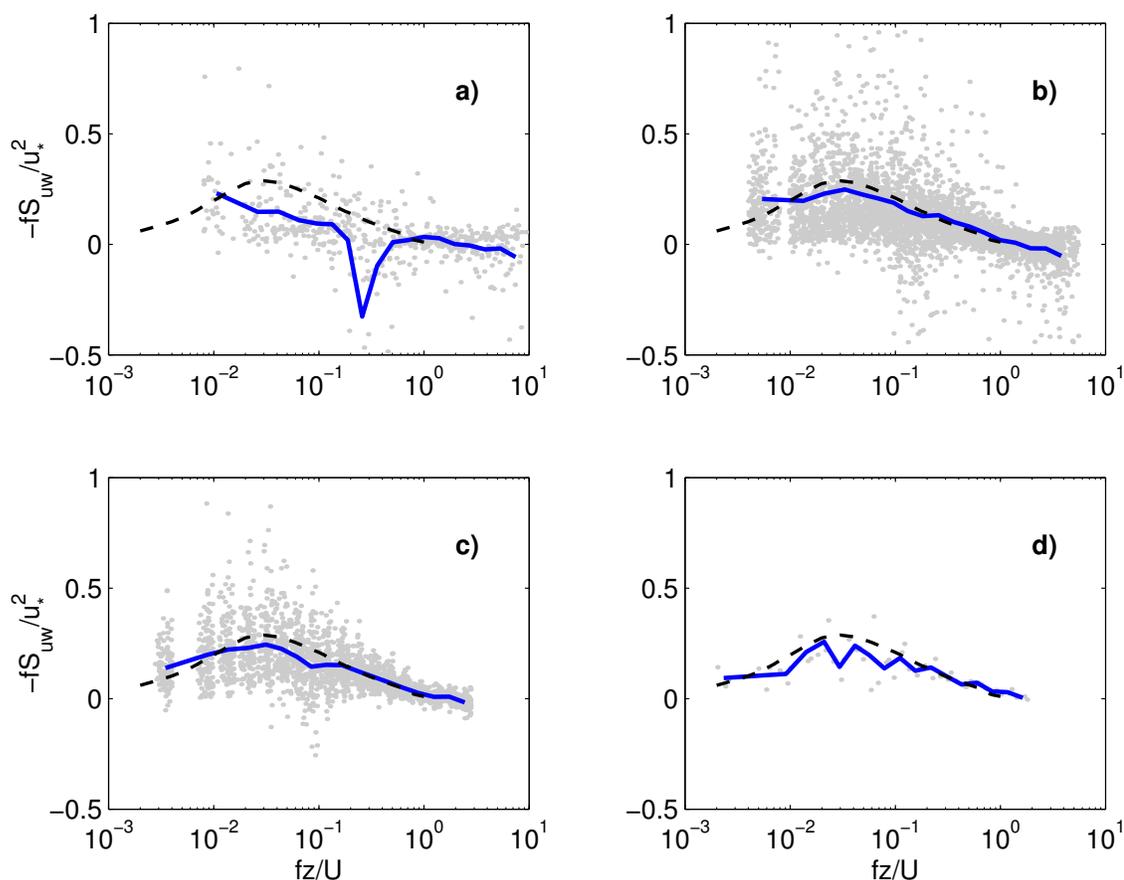


Figura 15: Espectros de frecuencia del esfuerzo del viento en la escala universal de Miyake *et al.* (1970) para casos dominados por oleaje libre en diferentes rangos de viento $U < 2.5$ m/s (panel a), 2.5 m/s $< U < 5$ m/s (panel b), 5 m/s $< U < 7.5$ m/s (panel c) y $U > 7.5$ m/s (panel d). Las líneas corresponden al espectro promedio de los casos de oleaje local dominante (línea continua) y al espectro promedio observado por Miyake *et al.* (1970) (línea segmentada).

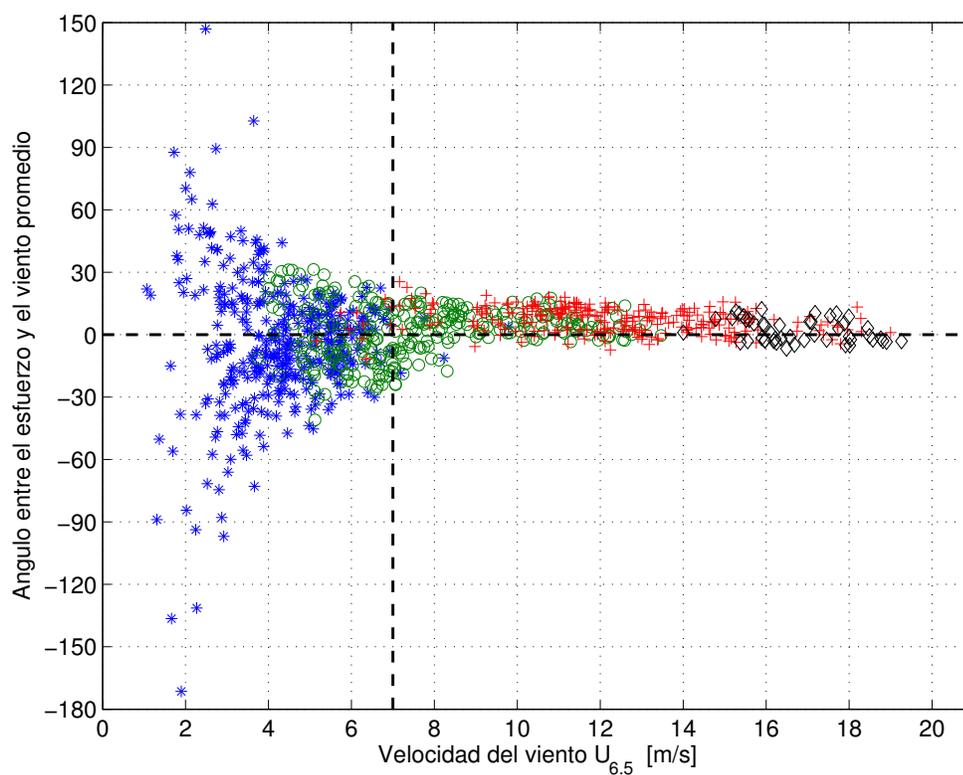


Figura 16: Ángulo entre el esfuerzo del viento y el viento promedio como función de la velocidad del viento, para diferentes condiciones de oleaje: oleaje local dominante (rombos), oleaje local (cruces), oleaje libre (círculos) y oleaje libre dominante (asteriscos).

dirección del esfuerzo hacia valores pequeños de L_r indica una clara influencia del oleaje libre y sugiere que las mayores desviaciones son causadas por oleaje libre más energético. Si las desviaciones de la dirección del esfuerzo observadas son debidas a la interacción directa entre el oleaje libre y el viento, es posible suponer que la forma física del oleaje libre juega algún papel en la relación. Bajo esta suposición, al definir una pendiente típica como la razón de la altura entre la longitud de onda asociadas al pico espectral del oleaje libre (H_p/λ_p), se esperaría que el oleaje libre con mayor pendiente ocasione mayores desviaciones del esfuerzo. Al parecer (Fig. 18), la tendencia propuesta describe razonablemente bien lo observado cuando el viento y el oleaje libre presentan direcciones contrarias ($|\alpha| > 150^\circ$). Sin embargo, esta se invierte al considerar solamente los casos en que el oleaje libre y el viento tienen la misma dirección ($|\alpha| < 30^\circ$).

Durante los casos de viento con la misma dirección que el oleaje libre las variaciones de λ_p fueron del 15 % alrededor del promedio, mientras que H_p presentó variaciones de más del 50 %. Esto indica que se trata de ondas de diferentes alturas que se desplazan a velocidades similares en la dirección de un viento débil ($4 \pm 1m/s$), y que por tanto no existe físicamente un motivo aparente para que las olas más altas generen desviaciones menores en el esfuerzo del viento.

Geernaert *et al.* (1993) y Rieder *et al.* (1994) proponen que la dirección del esfuerzo oscila entre la dirección del viento promedio y la del oleaje libre; por tanto es de esperarse que la desviación máxima causada por el oleaje libre cuando se propaga en la misma dirección que el viento ($|\alpha| < 30^\circ$) sea menor a 30° , y que desviaciones mayores sean causadas por otros factores, tales como la estabilidad atmosférica y el flujo de calor (Geernaert, 1988).

Geernaert (1988) reportó desviaciones de la dirección relativa del esfuerzo del viento

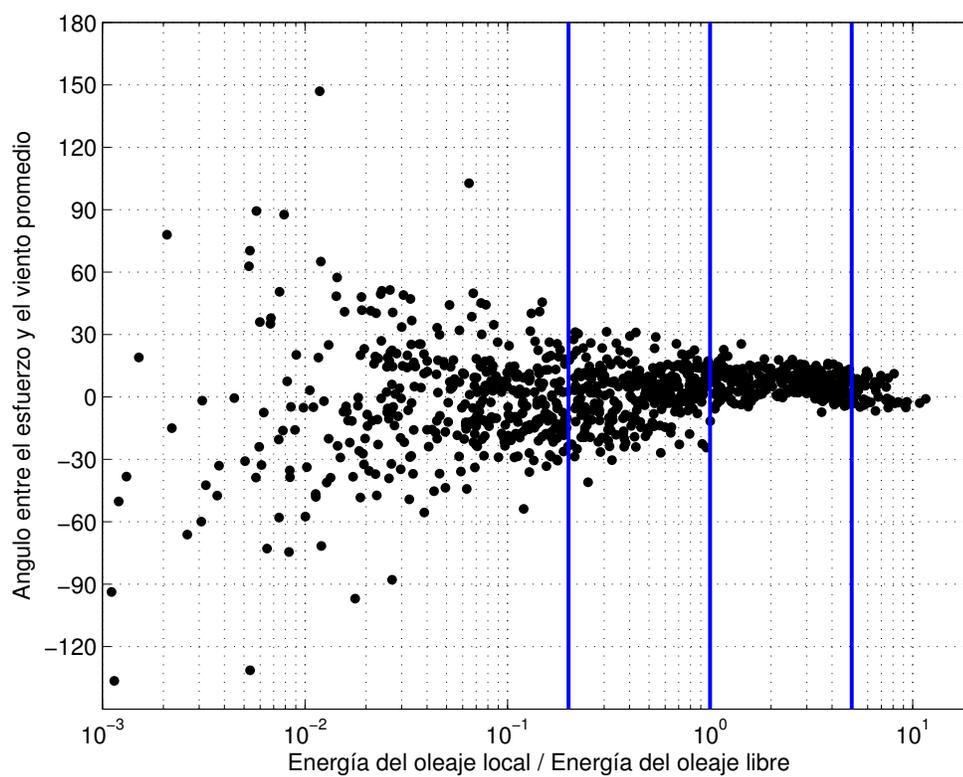


Figura 17: Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función de la importancia relativa del oleaje libre, representada como la razón entre la densidad de energía del oleaje local entre la densidad de energía del oleaje libre.

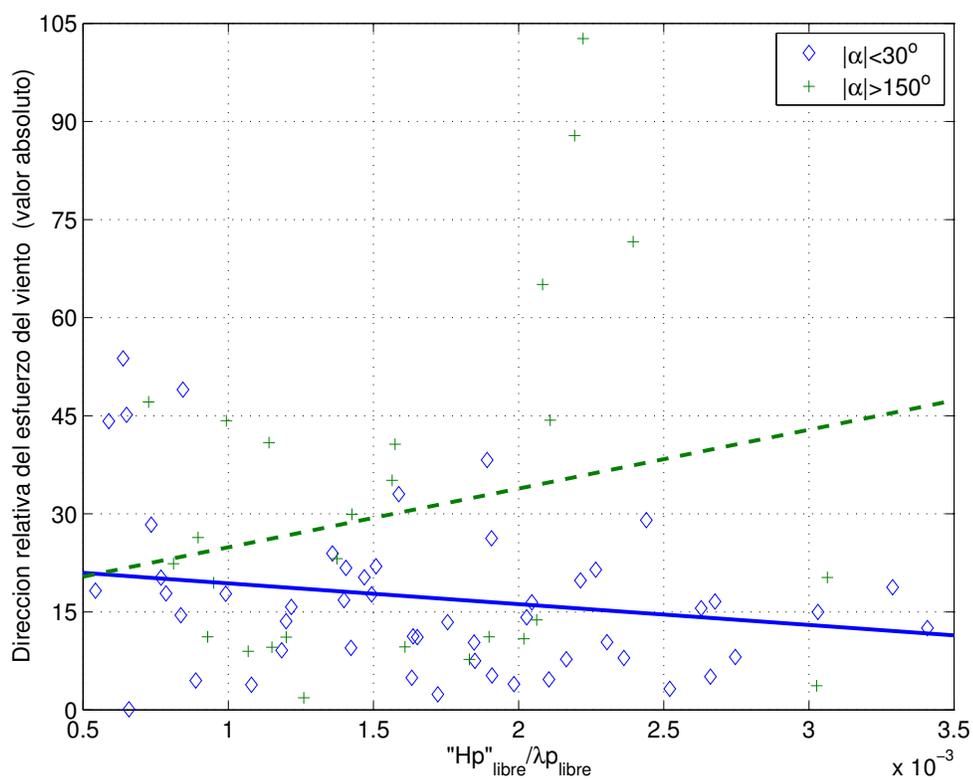


Figura 18: Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función de la pendiente típica del oleaje libre (H_p/λ_p), para casos en que el oleaje libre es predominante, con dirección de propagación a favor (rombos y línea continua) y contraria al viento (cruces y línea segmentada).

de hasta 30° bajo condiciones estables ($z/L < 0.03$), mientras que en condiciones de oleaje libre propagándose en la misma dirección del viento, la atmósfera presentó condiciones de estables a muy estables (z/L entre 0.05 y 0.9 con un promedio de 0.22). Esto sugiere que la estabilidad atmosférica desempeña un papel importante en los valores medidos de la desviación del esfuerzo, y que la relación inversa entre la pendiente del oleaje libre y la desviación del esfuerzo, observada cuando el oleaje libre se propagó en la misma dirección que el viento, no es debida a la interacción entre el oleaje libre y el viento.

Si el esfuerzo tiende a presentar una dirección entre el viento promedio y el oleaje libre, a mayores desviaciones de la dirección del oleaje libre respecto al viento promedio corresponden mayores desviaciones del esfuerzo en la misma dirección i.e. con el mismo signo (Rieder *et al.*, 1994). En la figura (19) no se distingue una tendencia clara al considerar el total de los casos de oleaje libre dominante. Sin embargo, al minimizar los efectos de la flotabilidad (casos de oleaje libre dominante con $|z/L| < 0.1$), se observan mayores desviaciones del esfuerzo correspondientes con mayores desviaciones de la dirección relativa del oleaje libre, como observaron Geernaert *et al.* (1993) y Rieder *et al.* (1994) para $\alpha < 60^\circ$ en condiciones neutrales ($|z/L| < 0.01$).

Este resultado debe tomarse con cautela debido al número limitado de datos considerados en el ajuste, y a que pueden existir desviaciones debidas a efectos de la flotabilidad. Además, cuando el viento y el oleaje libre tienen una dirección contraria ($\alpha \sim \pm 180^\circ$) la desviación del esfuerzo debida a la interacción con el oleaje libre puede ser de cualquier magnitud y signo, por lo que este dependerá en gran medida de parámetros físicos y cinemáticos del oleaje libre como pueden ser la pendiente típica y la edad del oleaje (C_p/U). No obstante para esclarecer este punto se requiere de un mayor número de mediciones en casos con oleaje libre de diferentes características en condiciones atmosféricas neutrales.

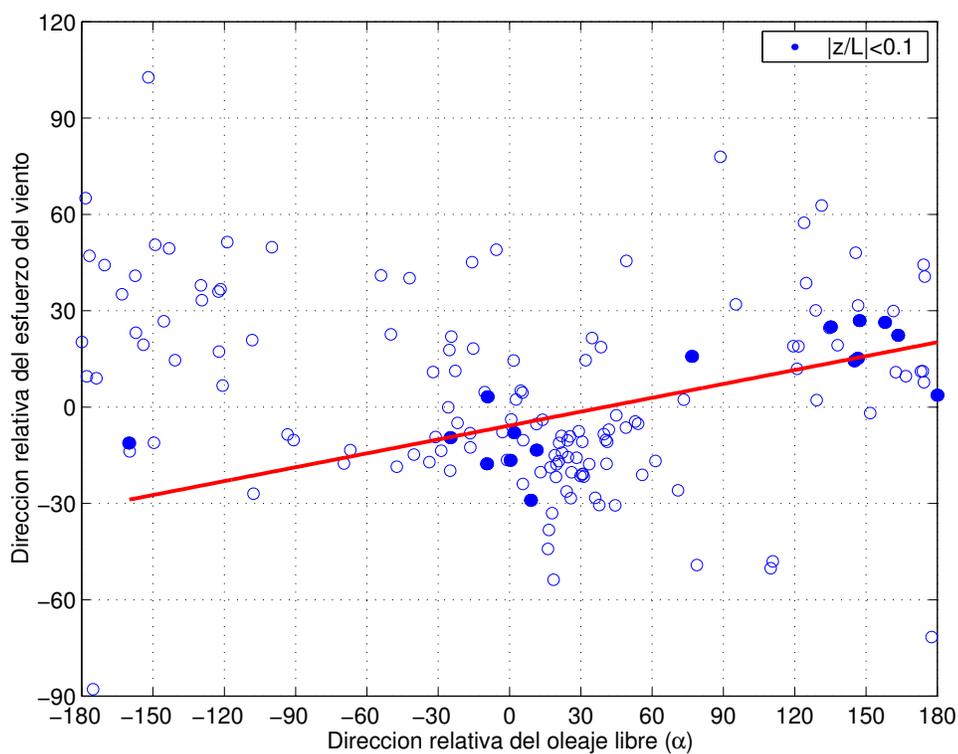


Figura 19: Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función de la dirección relativa del oleaje libre (α) para casos en los que el oleaje libre es dominante. Los círculos oscuros representan los casos en que la estratificación atmosférica fue cercana a neutral ($|z/L| < 0.1$) y la línea el ajuste a dichos datos.

De acuerdo con Geernaert (1988), en condiciones atmosféricas cercanas a neutrales, la dirección relativa del esfuerzo respecto al viento promedio depende del flujo de calor y en general son negativas en condiciones estables debido a la advección de aire caliente ocasionada por la transferencia de calor hacia la superficie. En la figura (20) se presenta el ángulo entre el esfuerzo del viento y el viento promedio como función del flujo de calor, utilizando solamente los datos correspondientes a condiciones dominadas por oleaje local para minimizar el efecto ocasionado por el oleaje libre. Dado que el flujo de calor no se midió directamente, se represento por su aproximación mediante $U_{10}(T_0 - T_{10})$ (Geernaert, 1988).

Durante condiciones de estratificación estable las desviaciones del esfuerzo respecto al viento promedio son pequeñas ($< 7^\circ$), al compararlas con las ocasionadas por el oleaje libre ($\sim 30^\circ$ a 180°), y en general son negativas (a la izquierda del flujo del viento) y tienden a aumentar con la intensidad del flujo de calor (Fig. 20), como observó Geernaert (1988). En cambio, en condiciones neutrales se observa desviaciones entre 0° y 12° con variaciones mínimas del flujo de calor (Fig. 20).

V.4. Coeficiente de arrastre

El coeficiente de arrastre (C_D), calculado a través de la ecuación (22), disminuyó al aumentar la velocidad promedio en condiciones de vientos menores a 7 m/s (Fig. 21). Los valores de C_D observados en estas condiciones (entre 1.5×10^{-3} y 7.7×10^{-3} , en promedio) son mucho mayores que el valor constante de 1.14×10^{-3} que proponen Large y Pond (1981) para vientos menores a 10 m/s y que los valores que resultan de extender la relación de Smith (1980) a vientos menores a 5 m/s ($C_D \sim 1 \times 10^{-3}$).

Para velocidades del viento mayores a 7 m/s se observó que el C_D aumenta linealmen-

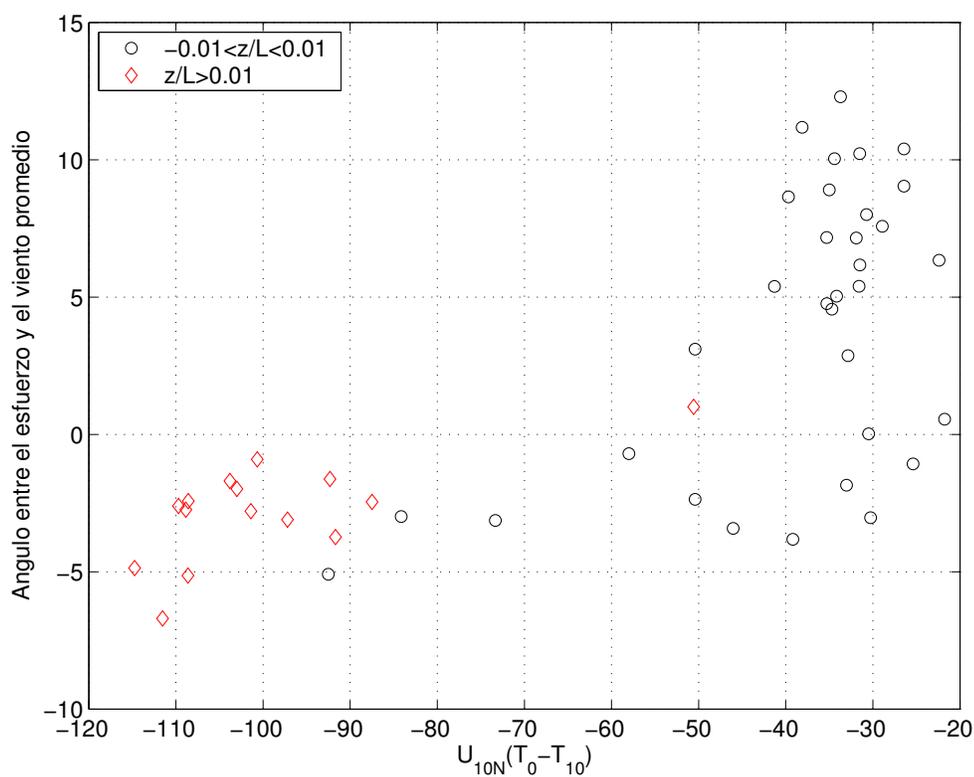


Figura 20: Dirección relativa del esfuerzo del viento respecto al viento promedio como función del flujo de calor y z/L para datos con oleaje local dominante. Los círculos representan condiciones atmosféricas neutrales ($|z/L| < 0.01$) y los rombos condiciones atmosféricas estables ($z/L > 0.01$).

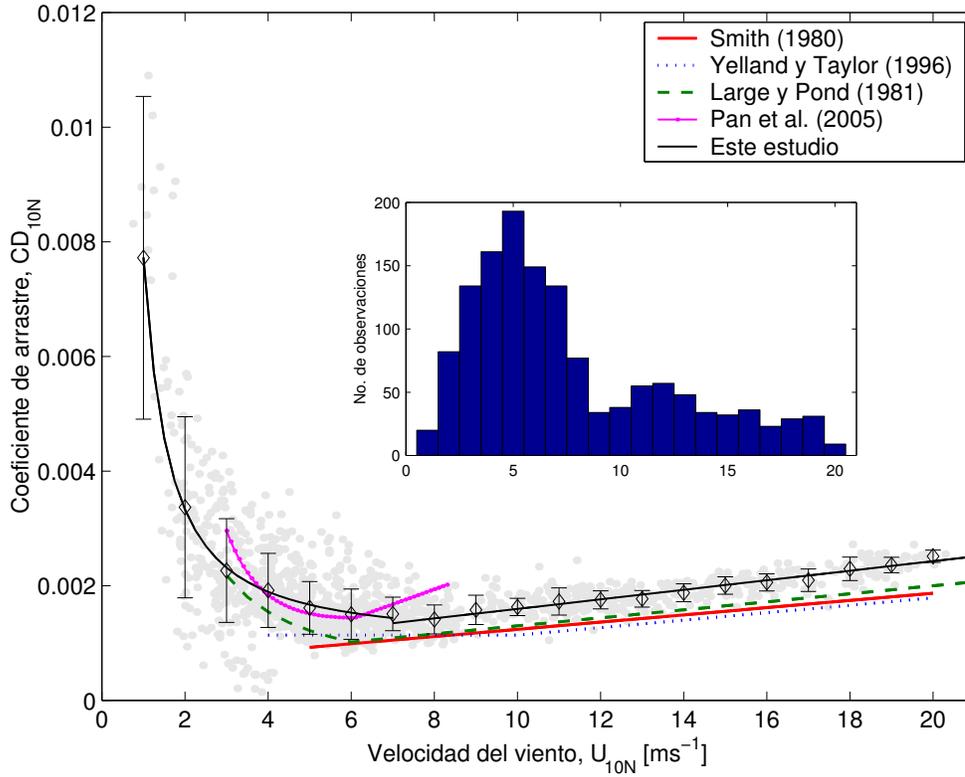


Figura 21: Coeficiente de arrastre como función de la velocidad del viento. Los barras indican el promedio \pm una desviación estándar para intervalos de viento de 1m/s, las líneas corresponden con las relaciones paramétricas de la tabla (III). La gráfica de barras indica el número de observaciones para cada intervalo de viento.

te con la velocidad del viento (Fig. 21), de forma similar a la predicha por las relaciones paramétricas de Smith (1980) y Large y Pond (1981), aunque los valores de C_D obtenidos son ligeramente mayores a los predichos por estas relaciones.

Con ajuste de los datos de la figura (21) se obtiene que

$$C_{D_{10N}} = \begin{cases} 4.1 \times 10^{-3} + 2.7 \times 10^{-3}/U_{10N} + 1 \times 10^{-3}/U_{10N}^2 & U_{10N} < 7m/s \\ 0.73 \times 10^{-3} + 0.083 \times 10^{-3}U_{10N} & U_{10N} > 7m/s. \end{cases} \quad (26)$$

Al calcular el esfuerzo (Ec. 1) con esta aproximación del coeficiente de arrastre, las observaciones se representan de forma adecuada (coeficiente de correlación entre esfuerzo

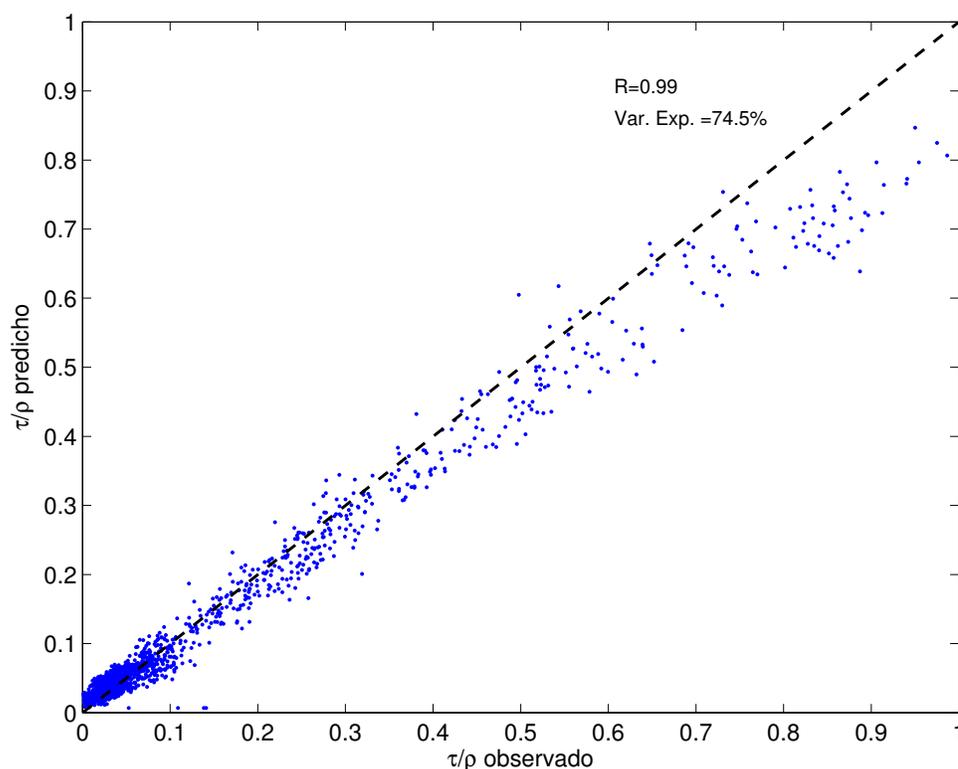


Figura 22: Esfuerzo observado contra el esfuerzo calculado con el coeficiente de arrastre obtenido a través de la ecuación (26)

observado y el calculado $R = 0.99$) y se explica el 74.5% de la varianza presente en los datos (Fig. 22).

V.4.1. Vientos débiles

En todos los casos con velocidades de viento menor a 7 m/s las condiciones de oleaje corresponden a oleaje libre u oleaje libre dominante (Tabla II). Con base en lo expuesto en la sección V.2, esto sugiere que el comportamiento del C_D observado bajo vientos débiles puede ser debido a la presencia de oleaje libre, y que una velocidad del viento de 7 m/s representa el umbral hasta donde los efectos del oleaje libre son más importantes. Esta suposición es consistente con lo observado para las desviaciones de la dirección

Tabla III: Relaciones paramétricas del coeficiente de arrastre y la rugosidad superficial.

Referencia	Variable	Parametrización	U_{10N} [m/s]
Smith (1980)	$1000C_{D_{10N}}$	$0.61+0.063U_{10N}$	6-22
Large y Pond (1981)	$1000C_{D_{10N}}$	$0.49+0.065U_{10N}$	4-11
		$0.49+0.065U_{10N}$	11-25
Yelland y Taylor (1996)	$1000C_{D_{10N}}$	$0.29+3.1/U_{10N}+7.7/U_{10N}^2$	3-6
		$0.6+0.07U_{10N}$	6-26
Pan <i>et al.</i> (2005)	$1000C_{D_{10N}}$	$2.82-16.96/U_{10N}+52.13/U_{10N}^2$	3-6
		$-0.14+0.26U_{10N}$	6-8.3
Este estudio	$1000C_{D_{10N}}$	$4.1+2.7/U_{10N}+1/U_{10N}^2$	1-7
		$0.73+0.083U_{10N}$	7-20
Charnock (1955)	z_0	$\alpha u_*^2/g$ con $\alpha = cte.$	
Este estudio	z_0	$0.24u_*^2/g$	7-20
Smith (1988)	z_0	$\alpha u_*^2/g+0.11\nu/u_*$	
Drennan <i>et al.</i> (2003)	z_0g/u_*	$1.7(u_*/C_p)^{1.7}$	
Donelan (1990)	z_0/σ_η	$1.84(u_*/C_p)^{2.53}$	
Drennan <i>et al.</i> (2003)	z_0/σ_η	$13.4(u_*/C_p)^{3.4}$	

relativa del esfuerzo respecto al viento promedio (Fig. 16). Un comportamiento similar del coeficiente de arrastre en función del viento ha sido reportado por Yelland y Taylor (1996) y por Pan *et al.* (2005), quienes observaron que el C_D decrece al aumentar la velocidad hasta 6 m/s (Fig. 21).

Pan *et al.* (2005) atribuyen este comportamiento a la presencia de oleaje libre que se propaga en dirección contraria al viento. Drennan *et al.* (1999) percibieron también coeficientes de arrastre mayores cuando el oleaje libre se propaga en dirección contraria al viento, y Donelan *et al.* (1997) observaron que bajo vientos moderados con oleaje libre intenso, con la misma dirección que el viento, el C_D es menor e incluso puede ser negativo, indicando que el flujo de momento es del océano a la atmósfera.

El presentar el coeficiente de arrastre calculado con la ecuación (1) (Fig. 21) oculta la

existencia de valores negativos del C_D , debido a que en el cálculo se utiliza la magnitud del esfuerzo que es por definición positiva. Por lo tanto es preferible calcular el C_D de la parte del esfuerzo alineada con el viento promedio $C_{D_{x_{10N}}} = \overline{u'w'}/U_{10N}^2$.

En la figura (23) se muestra la parte del coeficiente de arrastre correspondiente a las fluctuaciones de la componente de velocidad alineada con el viento promedio (C_{D_x}) como función de la magnitud del viento. Se observa la existencia de valores negativos de C_{D_x} en vientos entre 2 m/s y 3 m/s. Desafortunadamente estos eventos ocurrieron durante el período de mediciones en el que no se cuenta con información del oleaje; pero, todos ocurrieron en condiciones de viento con dirección hacia el norte (entre 350° y 10°) por lo que se puede suponer que corresponden a casos con oleaje libre que se propaga en la dirección del viento. Durante el período en el que se cuenta con información direccional del oleaje, el coeficiente de arrastre no presentó una dependencia marcada respecto a la dirección relativa del viento (Fig. 24). Sin embargo, existe una ligera tendencia de aumento del coeficiente de arrastre cuando el oleaje libre se propaga en dirección contraria al viento. Experimentos similares realizados por Yelland y Taylor (1996) concluyeron que no existe un efecto del estado del mar en sus observaciones y atribuyen parte del comportamiento observado en vientos débiles a la suposición de que las mediciones fueron realizadas fuera de la capa límite durante vientos menores a 3 m/s.

De acuerdo con Geernaert y Plant (1990), el ancho de la capa límite atmosférica se puede estimar a partir de $\delta_s = AU_{10N}$, donde δ_s es el grosor de la capa, A es una constante de alrededor de 10 s y U_{10N} la velocidad del viento en condiciones neutrales. De esta expresión se deduce que el valor mínimo de la velocidad del viento, para el cual las mediciones presentadas en este estudio se consideran como realizadas dentro de la capa límite, es de 0.65 m/s, o menor si se considera que el ancho de la capa aumenta

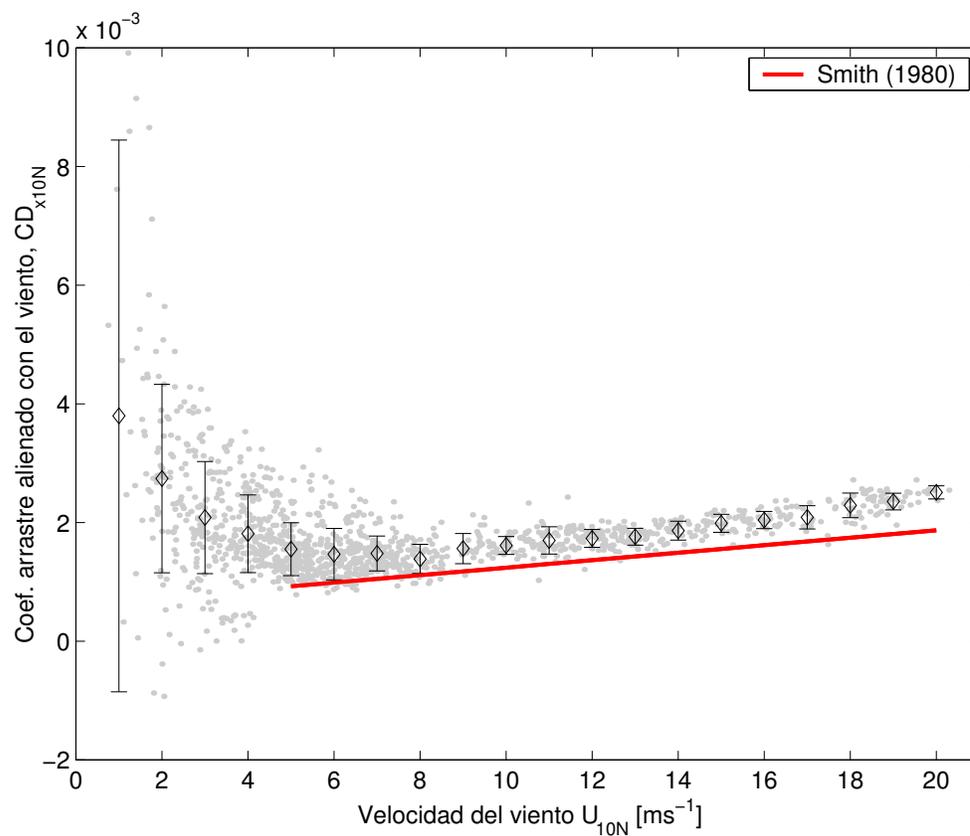


Figura 23: Coeficiente de arrastre alineado con el viento como función de la velocidad del viento. Los barras indican el promedio \pm una desviación estándar para intervalos de viento de 1m/s y la línea la relación propuesta por Smith (1980).

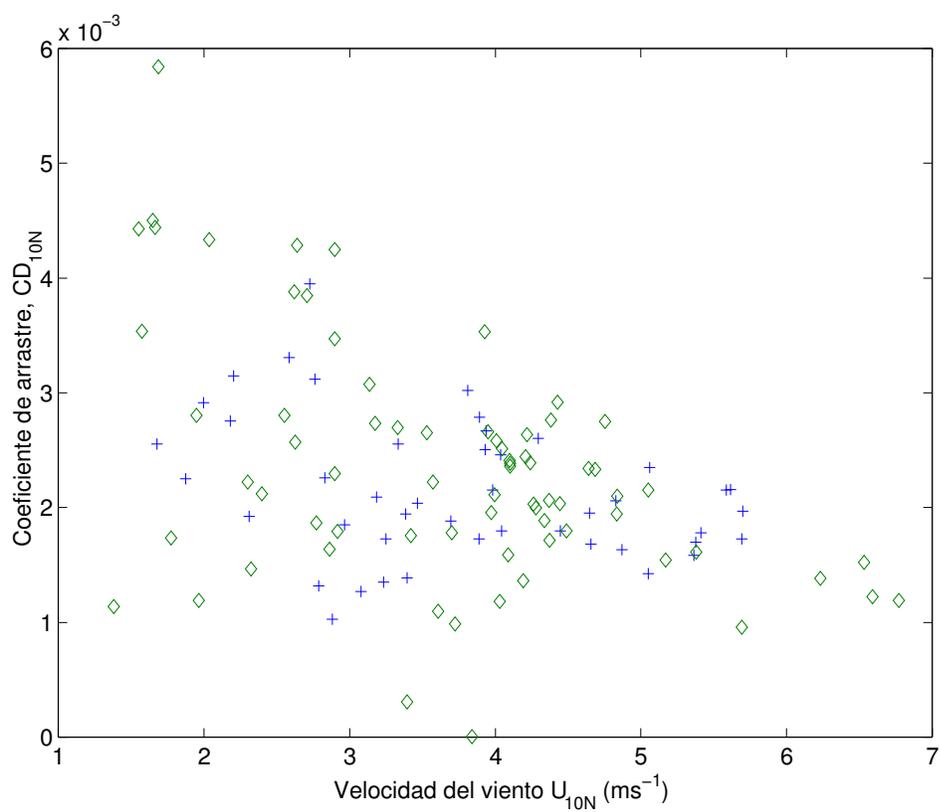


Figura 24: Coeficiente de arrastre para campos de oleaje dominados por oleaje libre propagándose en la misma dirección del viento (cruces) y en dirección contraria al viento (rombos).

en condiciones estables (Geernaert y Plant, 1990). Por tanto, desde un punto de vista conservador, es posible esperar que las mediciones realizadas en este estudio se obtuvieron dentro de la capa límite en velocidades del viento superiores a 1 m/s.

Por otra parte Yelland y Taylor (1996) reportaron alturas significantes entre 3 m y 4.5 m en vientos menores que 6 m/s, mientras que las alturas típicas del oleaje asociadas a un mar completamente desarrollado corresponden a valores menores a 1 m. Esto sin duda indica la presencia de oleaje libre intenso (con una altura entre 2 m y 3 m) que podría ser la causa de la disminución del C_D al aumentar la velocidad promedio en vientos débiles observada en sus datos, tal como observaron Pan *et al.* (2005) y como se sugiere en este estudio.

Bajo el supuesto de que el cálculo del esfuerzo a través del método de disipación inercial es incapaz de tomar en cuenta los efectos del oleaje libre (c.f. Drennan *et al.* (1999)) Pan *et al.* (2005), realizaron un cálculo del coeficiente de arrastre asociado al oleaje libre y lo parametrizaron en términos de la pendiente (H_s/λ_p) y el inverso de la edad de la ola (U_{10N}/C_p), asociadas al pico espectral del oleaje libre a través de

$$C_{W_{10N}} = 5.1 \times 10^{-2} \frac{(H_s/\lambda_p)^{1.6}}{(U_{10N}/C_p)^{2.6}} \quad (27)$$

Si se supone una descomposición del coeficiente de arrastre similar a la propuesta para el esfuerzo del viento (Ec. 24), y se utilizan la relación de Smith (1980) para representar el coeficiente de arrastre asociado al esfuerzo turbulento y la fórmula paramétrica de Pan *et al.* (2005) para representar el coeficiente de arrastre asociado al oleaje libre, el coeficiente de arrastre puede representarse como

$$C_{D_{10N}} = [0.61 + 0.063U_{10N}] + C_{W_{10N}} \quad (28)$$

En la figura (25) se observa que esta aproximación describe de forma adecuada la tendencia del $C_{D_{10N}}$ observada en condiciones de vientos débiles. En términos generales, el ajuste es mejor entre 3 m/s y 6 m/s y tiende a sobreestimar el valor del C_D en vientos menores que 3 m/s y a subestimarlos en vientos mayores que 6 m/s, esto es debido en parte a que la mayoría de los datos de Pan *et al.* (2005) corresponden a condiciones de viento con velocidades entre 4 m/s y 6 m/s. Por otra parte la presencia de oleaje libre puede modificar el perfil logarítmico del viento (Drennan *et al.*, 1999), lo que implica un cierto grado de incertidumbre al referir los cálculos del C_D a una altura de 10 m (Pan *et al.* (2005) realizaron mediciones atmosféricas a una altura de 1.5 metros).

El esfuerzo calculado con el coeficiente de arrastre representado por la ecuación (28) reproduce de forma adecuada al esfuerzo observado (coeficiente de correlación entre ambos $R = 0.99$) y se explica cerca del 60 % de la varianza observada en los datos (Fig. 26).

Lo expuesto con anterioridad sugiere que el oleaje libre es la causa de la tendencia observada. Sin embargo existen otros procesos, revisados a continuación, que pueden ocasionar un incremento del coeficiente de arrastre en vientos débiles.

Flujo liso.- En vientos débiles, conforme $U \rightarrow 0$, la rugosidad superficial disminuye y una parte del esfuerzo del viento es debido a efectos de la viscosidad. Si los elementos de rugosidad son lo suficientemente pequeños como para no sobrepasar la subcapa viscosa, el flujo se vuelve aerodinámicamente liso (número de Reynolds rugoso, $Re_* = u_* z_0 / \gamma < 0.13$, donde γ es la viscosidad cinemática del aire) (Jones *et al.*, 2001). En este tipo de flujos, la escala de rugosidad superficial está dada por $z_0 = 0.11\gamma/u_*$. Esto implica que la rugosidad superficial, al igual que el coeficiente de arrastre, disminuye con la velocidad del viento. Para flujos aerodinámicamente rugosos ($Re_* > 2.2$), donde los efectos viscosos

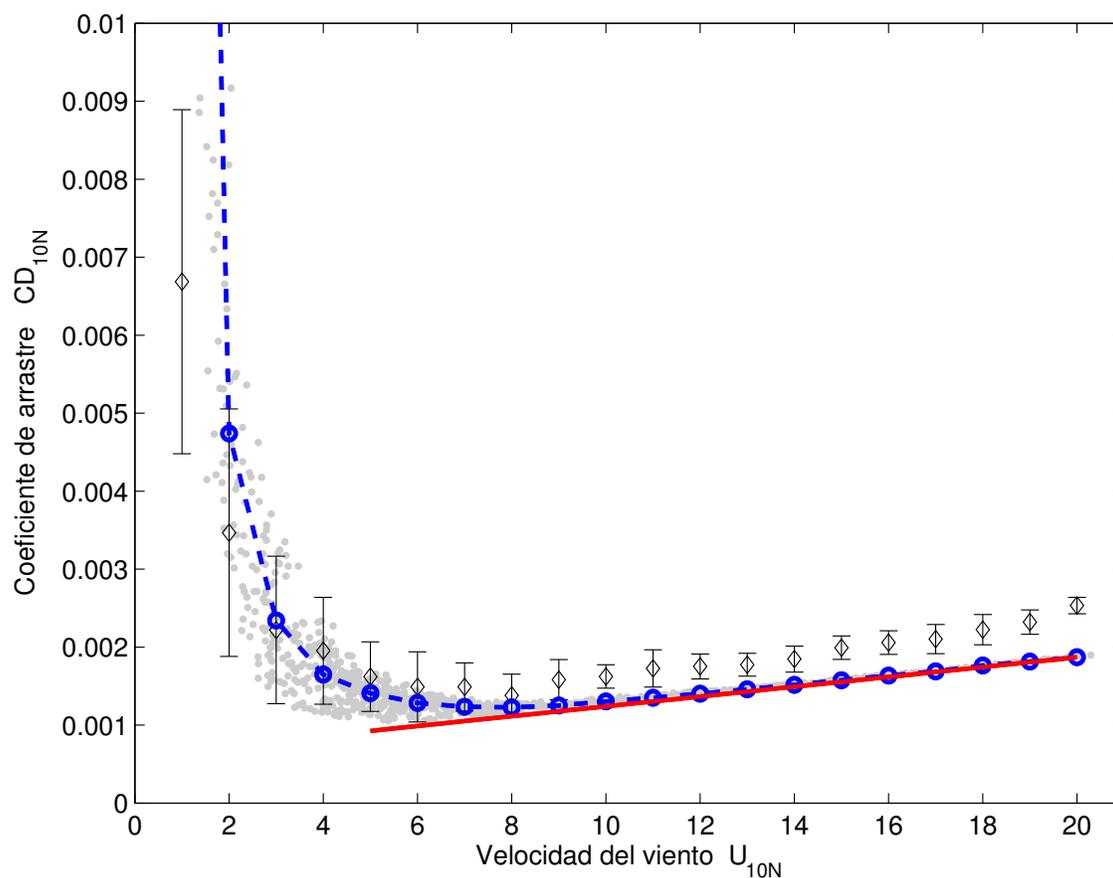


Figura 25: Coeficiente de arrastre como función de la velocidad del viento, se incluyen el promedio y \pm una desviación estándar (rombos y barras, respectivamente) para intervalos de viento de 1 m/s. También se muestran el coeficiente de arrastre calculado con la ecuación 28 (puntos) y su promedio para intervalos de viento de 1 m/s (círculos y línea segmentada), y la relación de Smith (1980) (línea continua).

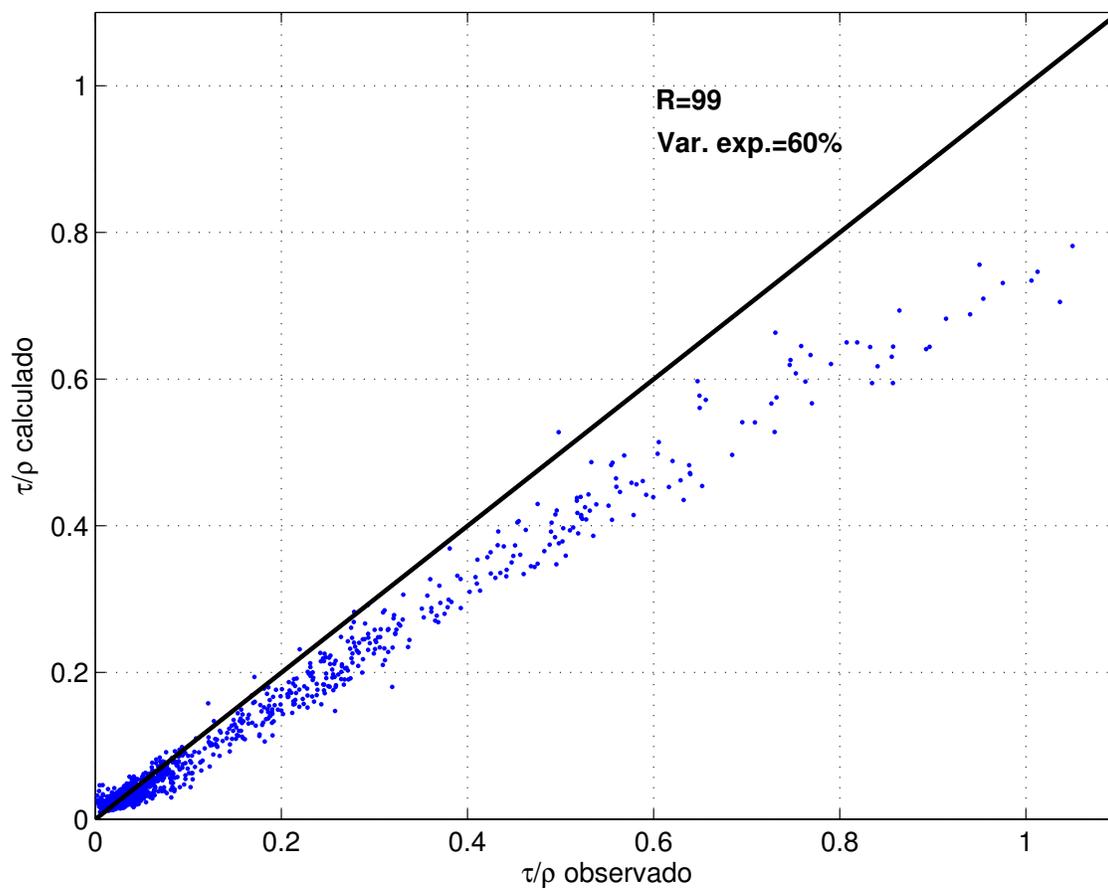


Figura 26: Esfuerzo observado contra el esfuerzo calculado con el coeficiente de arrastre obtenido a través de la ecuación 28.

son despreciables, se supone que la rugosidad superficial es debida totalmente a ondas gravitatorias y se utiliza la parametrización de Charnock (1955) para describirla. Para flujos intermedios ($0.13 < Re_* < 2.2$), Smith (1988) sugiere que la rugosidad es la suma de la rugosidad asociada al flujo liso más la rugosidad asociada al flujo rugoso, lo que ocasiona la ocurrencia de coeficientes de arrastre mayores que en vientos débiles, y que disminuyen conforme aumenta la velocidad del viento. En contraste, Wu (1994) sugiere que incluir los efectos de la tensión superficial ocasiona que la rugosidad aumente en vientos débiles y la superficie sea aerodinámicamente rugosa, sin importar la intensidad del viento.

Durante todo este estudio el número de Reynolds rugoso fue superiores a 0.13 y sólo durante algunas ocasiones, principalmente en vientos entre 5 m/s y 7 m/s, fue menor que el valor crítico para un flujo rugoso ($Re_* < 2.2$). Por otra parte, el C_D asociado a un flujo liso disminuye al aumentar el viento, pero los valores obtenidos de esta aproximación son mucho menores que los observados (Fig. 27).

Cabe señalar que resulta inesperado observar los valores mínimos del número de Reynolds rugoso en vientos entre 6 m/s y 8 m/s (Fig. 28), por el contrario es de esperarse que los valores mínimos de Re_* ocurrieran con velocidades del viento cercanas a cero, en las que los efectos viscosos adquieren mayor importancia al mismo tiempo que la velocidad de fricción y la rugosidad superficial disminuyen. No obstante, Wu (1994), observó un mínimo del número de Reynolds en velocidades del viento de 5 m/s, mismo que atribuyó a un incremento de la rugosidad ocasionado por la presencia de ondas capilares.

La existencia de valores altos de Re_* en vientos debiles, y que disminuyen al aumentar la velocidad del viento, puede ser el reflejo del funcionamiento del oleaje libre como

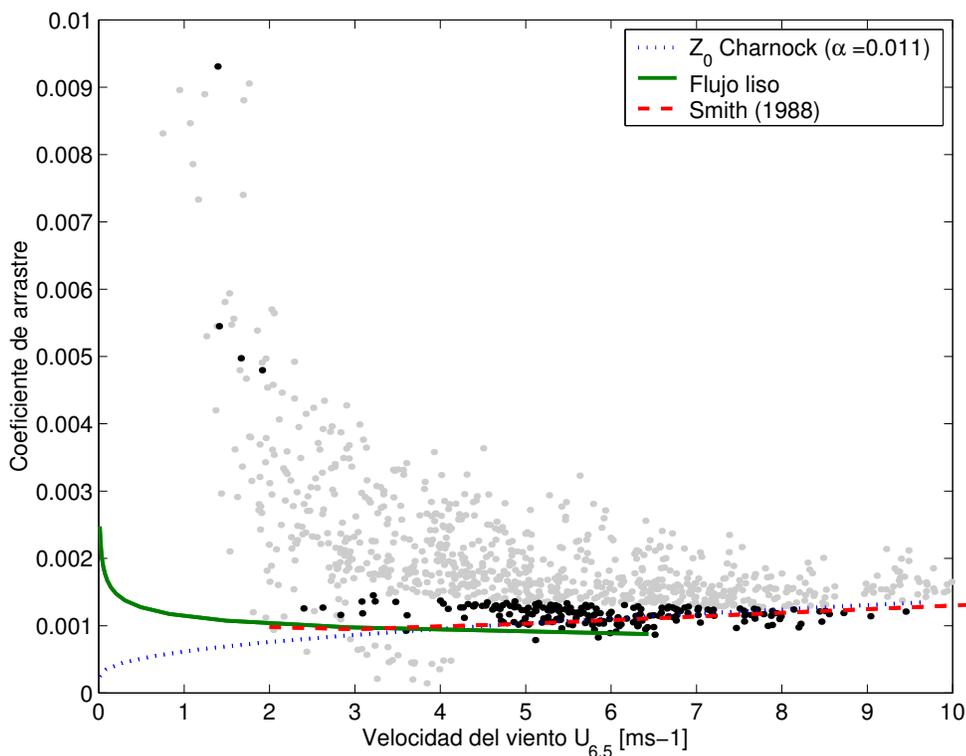


Figura 27: Coeficiente de arrastre en función de la velocidad del viento. Los puntos oscuros corresponden a los casos con $Re_* < 2.2$. La línea continua es la solución para un flujo liso; la línea segmentada es la relación de Smith (1988) que incluye una corrección por flujo liso; y la línea punteada corresponde a un flujo rugoso con un coeficiente de Charnock constante de 0.011.

elemento de rugosidad y de la importancia del esfuerzo asociado al oleaje libre bajo estas condiciones de viento. Estas razones podrían incrementar el número de Reynolds rugoso al ocasionar incrementos de la rugosidad superficial y de la velocidad de fricción.

Ondas capilares.- Se ha sugerido (Wu, 1994) que las ondas capilares provocan un aumento en la rugosidad superficial en condiciones de vientos débiles; lo que ocasiona que, en velocidades del viento menores a 4 m/s, ocurran coeficientes de arrastre mayores a los estimados por las relaciones lineales entre C_D y U (Drennan, 2005). Sin embargo, el incremento del C_D ocasionado por la presencia de ondas capilares es pequeño (Drennan, 2005) y no es suficiente para representar los valores observados.

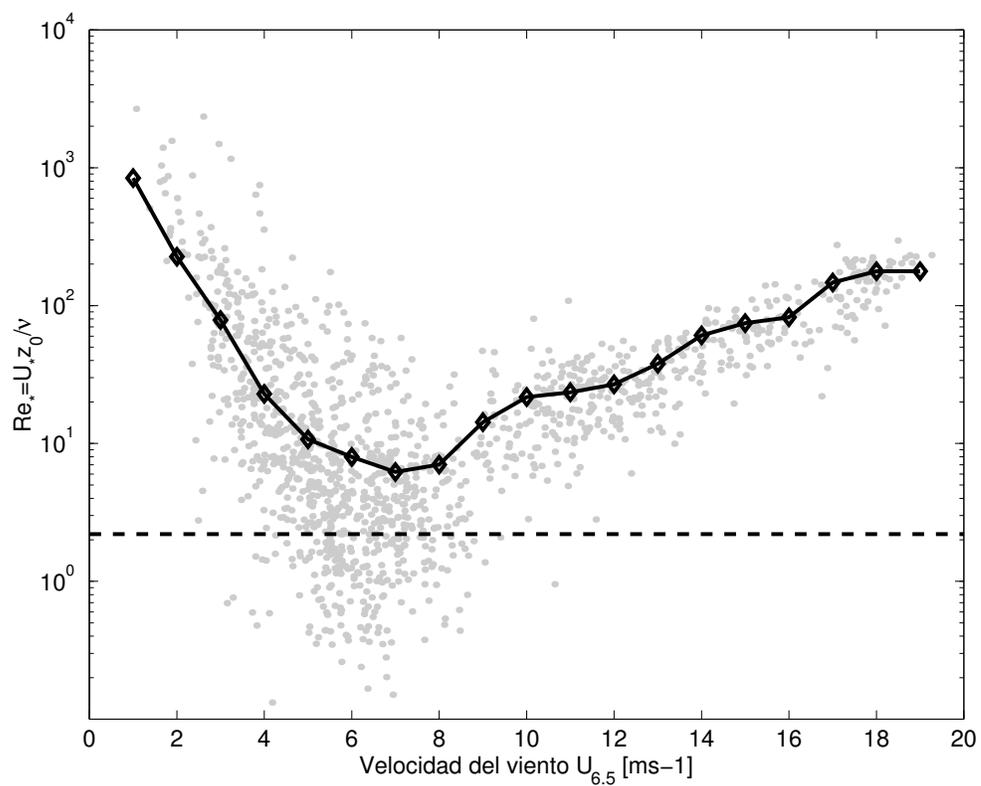


Figura 28: Número de Reynolds rugoso Re_* como función de la velocidad del viento. Se muestran el promedio para intervalos de viento de 1 m/s (rombos y línea continua) y el valor límite para que un flujo sea considerado como rugoso (línea segmentada).

Efecto de ráfagas.- Otro proceso que puede incrementar el coeficiente de arrastre en condiciones de vientos débiles es el conocido como efecto de ráfagas (*gustiness*) en el que la convección generada por los efectos de la flotabilidad (convección libre) ocasiona la aparición intermitente de velocidades intensas del viento, asociadas a estructuras de escalas mayores a la turbulencia (Drennan, 2005). Típicamente la escala de tiempo de las ráfagas es del orden de 100 s (Toba y Jones, 2001). El efecto de las ráfagas ocurre cuando la velocidad del viento se acerca al límite para convección forzada ($U \rightarrow 0$) donde el corte de la velocidad se vuelve despreciable y la convección libre es un proceso dominante (Drennan, 2005).

Al existir estructuras coherentes de escalas mayores a las de la turbulencia la velocidad de fricción deja de ser útil como escala de velocidad y en su lugar se utiliza la velocidad de convección $w_* = (u_* F_B z_i)^{1/3}$, donde F_B es el flujo de flotabilidad y z_i el ancho de la capa límite. Para incluir el efecto de las ráfagas en el campo de velocidades, se utiliza una velocidad efectiva U_E definida como $U_E = (U^2 + w_G^2)^{1/2}$, donde w_G es la velocidad de las ráfagas, $w_G = \beta w_*$, con $\beta = constante$ (Godfery y Beljaars, 1991).

De acuerdo con Grachev y Fairall (1997), los efectos de las ráfagas son importantes cuando la razón $w_G/U > 0.5$. Dado que la razón w_G/U , a lo largo del período de estudio, se mantuvo alrededor de 0.05 (i.e. un orden de magnitud por debajo del valor crítico) y solamente en una ocasión sobrepasó dicho límite, se considera que el efecto de las ráfagas es nulo en este estudio y no tiene relación con los valores altos del coeficiente de arrastre observados en condiciones de vientos débiles.

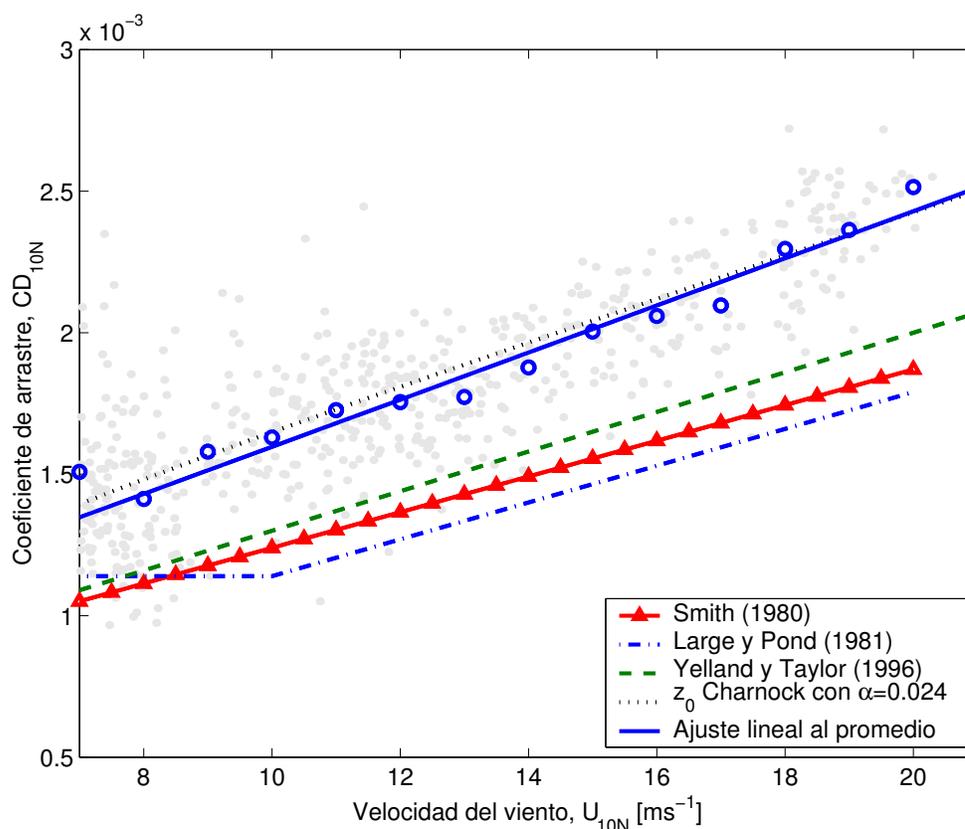


Figura 29: Coeficiente de arrastre como función de la velocidad del viento para vientos mayores a 7 m/s. Los círculos indican el promedio y las líneas corresponden a algunas de las relaciones paramétricas de la tabla (III).

V.4.2. Vientos intensos

La variación lineal del C_D en función de la velocidad del viento para casos de $U > 7\text{ m/s}$, coincide cualitativamente con diversas formulaciones (Fig. 29). Sin embargo, en promedio los valores observados en este trabajo son entre 30% y 40% mayores a los estimados por las relaciones paramétricas de la tabla (III)(Fig. 29).

Puesto que el oleaje libre estuvo presente durante todo el período de observaciones (Fig. 8) se espera que tenga una contribución persistente al esfuerzo (sección V.2) que induce un aumento del coeficiente de arrastre al compararlo con el estimado para el

océano abierto (representado por la relación de Smith (1980)). Sin embargo, el coeficiente de arrastre asociado al oleaje libre (C_W) calculado para vientos mayores que 8 m/s es muy pequeño ($\sim 1 \times 10^{-4}$) e insuficiente para ser la causa de las diferencias entre las observaciones y la relación de Smith (1980) (Fig. 25). Es necesario subrayar que la relación de Pan *et al.* (2005) es un ajuste a datos entre 3 m/s y 8.5 m/s, por lo que puede no representar de forma adecuada la contribución del oleaje libre al coeficiente de arrastre en vientos mayores a 8 m/s.

En las regiones cercanas a la costa ocurren coeficientes de arrastre mayores debido a las limitaciones del área de generación de oleaje por viento (Drennan, 2005). A este fenómeno se le conoce como “efecto de la edad de la ola” y predice que la presencia de olas más “jóvenes” ocasiona que la superficie del mar sea más rugosa y por tanto exista un arrastre mayor en el viento, i.e. un C_D mayor. En la figura (30) se observa que existió una tendencia a la ocurrencia de una mayor rugosidad en olas más jóvenes y que la relación propuesta por Drennan *et al.* (2003) refleja en buen grado las observaciones. Nótese que sólo se grafican los valores para vientos mayores a 8 m/s que corresponden a condiciones de oleaje local; la inclusión de los casos de oleaje libre generan una gran dispersión de los datos, similar a la observada por Donelan *et al.* (1993) y Drennan *et al.* (2003) en condiciones semejantes.

Por otra parte, la rugosidad en los casos correspondientes a oleaje local dominante, parece ser sistemáticamente menor a la rugosidad estimada a través de la relación de Drennan *et al.* (2003). Esto resulta un tanto inesperado puesto que dicha relación es un ajuste a una recopilación de casos seleccionados con el mismo criterio utilizado en este estudio para identificar los casos de oleaje local dominante (Tabla II).

La tendencia de los datos observada en la figura 30 podría tener influencia de au-

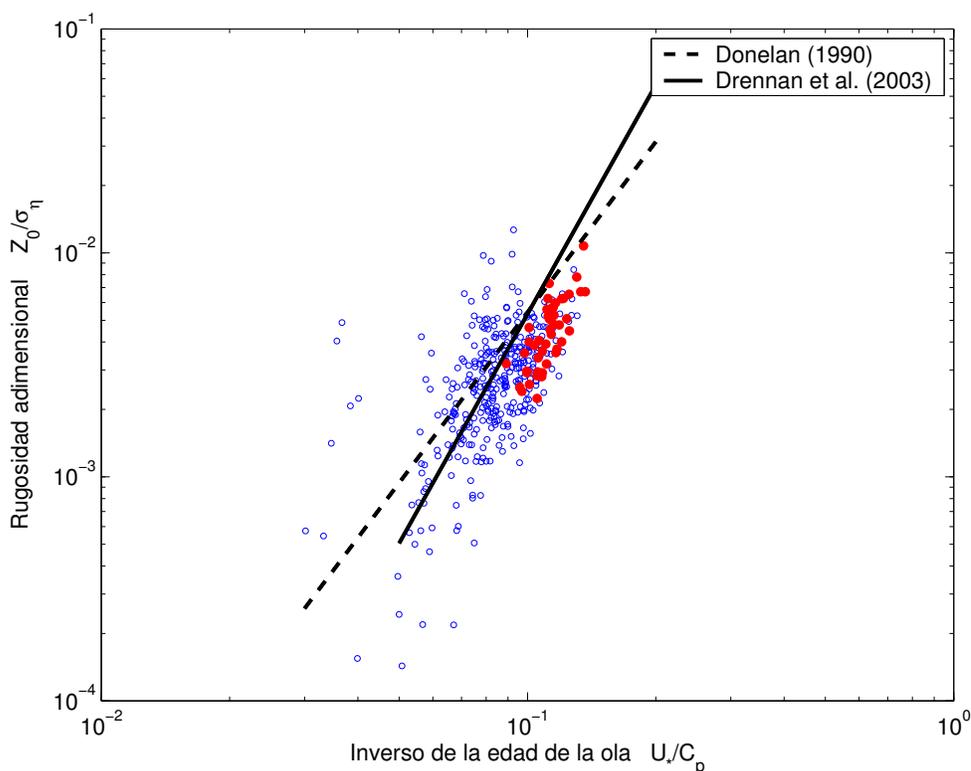


Figura 30: Rugosidad superficial, adimensionalizada con la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ_w , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local u_*/C_p , para los casos con vientos mayores a 7 m/s. Se muestran los casos correspondientes a oleaje local dominante (puntos rojos) y las relaciones de Donelan (1990) (línea segmentada) y Drennan *et al.* (2003) (línea continua).

torrelación entre variables, debido a que para el cálculo de la rugosidad (z_0) y de la edad de la ola (C_p/u_*) se utiliza la velocidad de fricción (u_*). No obstante es posible suponer que el efecto de autocorrelación es bajo, atendiendo a la buena concordancia con la relación de Drennan *et al.* (2003) quienes minimizaron este efecto al utilizar un intervalo muy amplio de variación tanto de u_* como de C_p .

La edad del oleaje local disminuyó de 20 ($u_*/C_p = 0.05$) en vientos de 8 m/s hasta 7.7 ($u_*/C_p = 0.13$) en vientos de más de 20 m/s y en promedio fue de 11.4 ($u_*/C_p = 0.088$) en condiciones de vientos intensos (Fig. 31). La aparición de olas más jóvenes con vientos

de mayor intensidad es debido a que al aumentar la intensidad del viento, la longitud del fetch crítico (i.e. el área necesaria para que el oleaje alcance su máximo desarrollo) también aumenta y por tanto la cercanía de la costa ocasiona que el oleaje generado no alcance su estado de máximo desarrollo.

El efecto del fetch limitado (o bien el efecto de la edad de la ola) en el coeficiente de arrastre se puede observar en la figura (32); los círculos corresponden al coeficiente de arrastre calculado a partir del promedio de la edad de la ola, para intervalos de viento de 1 m/s, con la relación (Drennan *et al.*, 2003)

$$z_0/u_*^2 = 1.7(u_*/C_p)^{1.7} \quad (29)$$

y la ecuación (2). Las líneas representan el C_D esperado para diferentes valores constantes de la edad de la ola.

El C_D calculado con la edad de la ola es del orden de magnitud de los observados en condiciones de vientos intensos, aunque para vientos mayores a 13 m/s el valor del C_D calculado es mayor que los observados (Fig. 32). Una posible causa de esta sobreestimación del C_D es la menor rugosidad observada en casos de oleaje local dominante comparada con la predicha por la relación de Drennan *et al.* (2003) (Fig. 30), ya que todos los casos de oleaje local dominante corresponden a vientos entre 13 m/ y 20 m/s y la ecuación (29) es equivalente a la relación utilizada en la figura (30).

Por otra parte, en la figura (32) se observa que el C_D correspondiente a un valor constante de 0.08 del inverso de la edad de la ola representa de forma adecuada el promedio de las observaciones para vientos intensos. Una edad de la ola constante implica que la rugosidad puede representarse con la parametrización de Charnock con un valor de α constante. El valor de α correspondiente a $u_*/C_p = 0.08$ es 0.23 (Ec. 29), muy

cercano al valor promedio calculado para condiciones de vientos intensos ($\alpha = 0.024$).

De acuerdo con estos resultados, el efecto de fetch limitado puede ser causante de la diferencia entre los coeficientes observados en vientos intensos y los predichos por otras relaciones. Sin embargo, el hecho de que la rugosidad pueda representarse de forma adecuada a través de la parametrización de Charnock con α constante implica que una buena parte de la variabilidad observada en los datos no puede explicarse sólo a partir del efecto de la edad de la ola. Una posible respuesta es que la rugosidad del oleaje local se encuentre en cierta forma modulada por la presencia de oleaje libre que, si bien no es dominante, se ha observado que puede modificar de forma importante al oleaje generado por viento (Donelan, 1987).

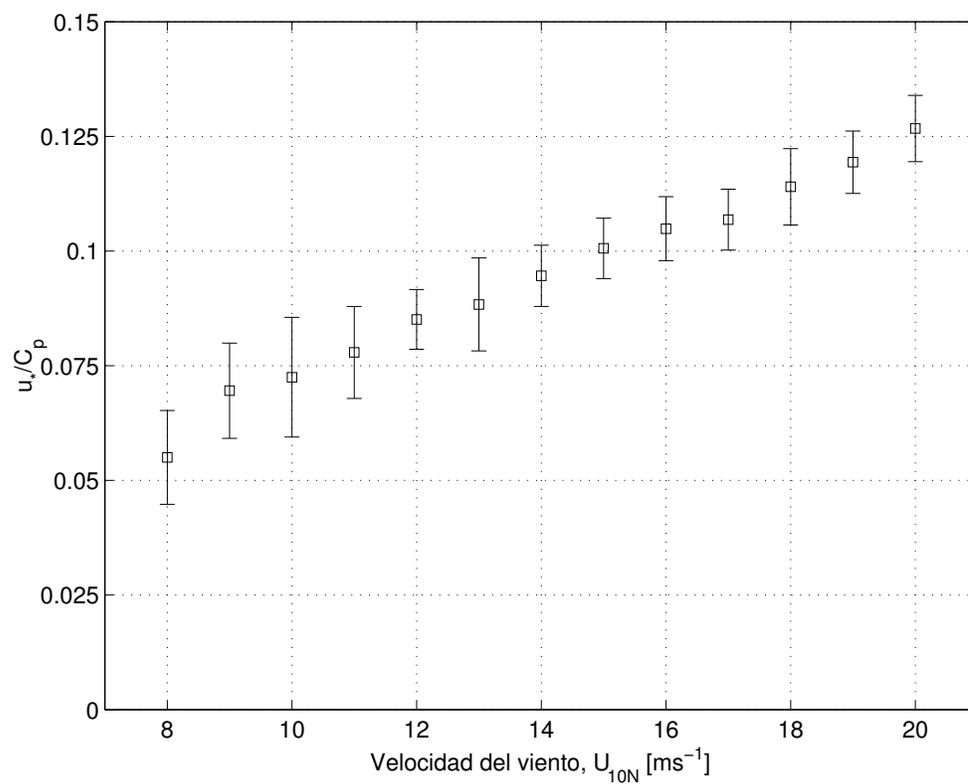


Figura 31: Inverso de la edad del oleaje local u^*/C_p como función de la velocidad del viento para condiciones de vientos intensos. Se muestran el promedio (cuadrados) \pm una desviación estándar (barras).

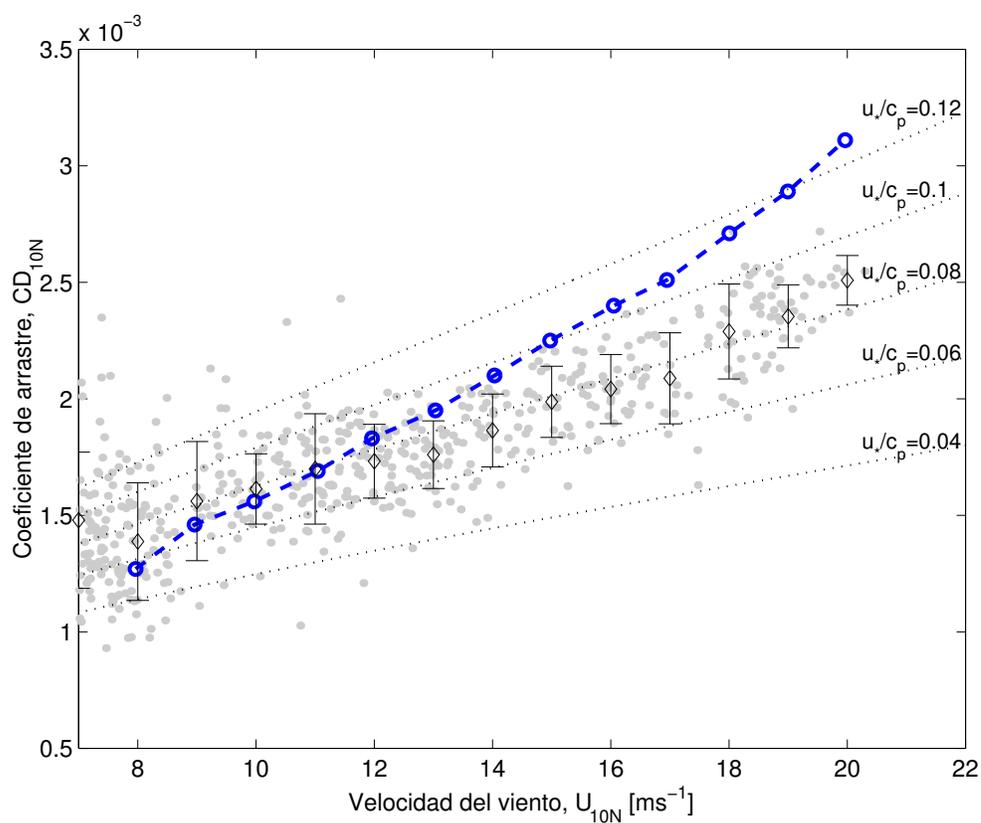


Figura 32: Coeficiente de arrastre calculado con la edad del oleaje local u_*/C_p , a través de la relación propuesta por Drennan *et al.* (2003), en promedios para intervalos de viento de 1m/s (círculos y línea segmentada). También se muestran los valores observados del coeficiente de arrastre (puntos) y su promedio \pm una desviación estándar para intervalos de viento de 1 m/s (rombos y barras, respectivamente).

VI. Conclusiones

A través de los capítulos anteriores se ha comprobado que las condiciones dominantes del campo de oleaje alteran de forma significativa al esfuerzo del viento. En particular, la presencia de oleaje libre durante la mayor parte del período de estudio permitió demostrar que éste modifica la turbulencia misma, afectando de este modo al esfuerzo del viento.

Se sugiere que la forma en que el oleaje libre modifica al viento es por medio de la inclusión de un esfuerzo asociado al oleaje. Esto implica que la presencia de las ondas largas del oleaje libre (con una longitud entre 200 m y 400 m) ocasionan que la capa límite del oleaje se extienda a una altura superior a los 6.5 m.

La presencia de oleaje libre tiene un efecto tanto en la magnitud como en la dirección del esfuerzo del viento, y que depende inversamente de la intensidad del viento. En particular, se observa que en vientos menores a 7 m/s su influencia es mayor.

El oleaje libre ocasionó desviaciones del esfuerzo respecto al viento promedio de hasta 180°. Aún cuando se demostró que las mayores desviaciones son debidas a la interacción entre el viento y el oleaje libre, se observó que la estratificación atmosférica juega un papel importante.

Debido a la gran influencia del esfuerzo asociado al oleaje libre durante vientos débiles, se observaron coeficientes de arrastre hasta 8 veces mayores que los predichos por las relaciones paramétricas comúnmente utilizadas en modelos de simulación oceánica (Smith, 1980; Large y Pond, 1981). Bajo vientos intensos se dedujo que el efecto del oleaje libre sobre el coeficiente de arrastre es menor, y se sugiere que los valores observados son debidos al incremento de la rugosidad del oleaje libre ocasionado por el efecto de la edad de la ola modulado por la presencia de oleaje libre.

En general se observó que el coeficiente de arrastre depende inversamente del cuadrado de la velocidad del viento cuando el oleaje libre tiene una influencia mayor (i.e. en vientos menores a 7 m/s), que presenta una tendencia lineal respecto a la intensidad del viento cuando esta influencia es menor. Se propone la utilización de la ecuación (26) para representar al coeficiente de arrastre en condiciones similares a las observadas en este estudio.

Literatura citada

- Anctil, F., Donelan, M. A., Drennan, W. M., y Graber, H. C. (1994). Eddy-correlation measurements of air-sea fluxes from a discus buoy. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**: 1144–1150.
- Barton, E. D., Argote, M. L., Brown, J., Kosro, P. M., Lavín, M. F., Robles, J. M., Smith, R. L., Trasviña, A., y Velez, H. S. (1993). Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, **6**(1): 23–30.
- Bye, J., Makin, V., Jenkins, A. y Huang N. E. (2001). Coupling Mechanisms. En: Jones I. S. F. y Y. Toba (eds.). *Wind Stress Over The Ocean*. Cambridge University Press. 142-154.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, **57**: 1408–1418.
- Charnock, H. (1955). Wind stress on water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**: 639–640.
- Donelan, M. (1990). Air-sea interaction. En: LeMehaute B. and D. M. Hanes (ed.). *The Sea*. John Wiley and Sons. 239-292.
- Donelan, M. A. (1987). The effect of swell on the growth of wind waves. *Johns Hopkins APL Technical Digest*, **8**(1): 18–23.
- Donelan, M. A. y Dobson, F. W. (2001). The influence of swell on the drag. En: Jones I. S. F. y Y. Toba (eds.). *Wind Stress Over The Ocean*. Cambridge University Press. 181-190.

- Donelan, M. A., Dobson, F. W., Smith, S. D., y Anderson, R. J. (1993). On the dependence of sea surface roughness on wave development. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**: 2143–2149.
- Donelan, M. A., Drennan, W. M., y Katsaros, K. B. (1997). The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**: 2087–2099.
- Drennan, W. M. On parameterisations of air-sea fluxes. Manuscrito en preparación.
- Drennan, W. M., Donelan, M. A., Madsen, N., Katsaros, K. B., Terray, E. A., y Flagg, C.N. (1994). Directional wave spectra from a swath ship at sea. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**: 1109–1116.
- Drennan, W. M., Khama, K. K., y Donelan, M. A. (1999). On momentum flux and velocity spectra over waves. *Boundary Layer Meteorol.*, **92**: 489–513.
- Drennan, W. M., Graber, H. C., Hauser, D., y Quentin, C. (2003). On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3): FET 10 (1–13).
- Drennan, W. M., Taylor, P. K., y Yelland, M. J. (2005). Parameterizing the sea surface roughness. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**: 835–848.
- Geernaert, G. L. (1988). Measurements of the angle between the wind vector and the wind stress vector in the surface layer over the north sea. *J. Geophys. Res.*, **93**(C7): 8215–8220.
- Geernaert, G. L. y Plant, W. J. (1990). *Surface Waves and Fluxes*, volumen 1: Current theory. Kluwer Academic. 352 pp.

- Geernaert, G. L., Hansen, F., y Courtney, M. (1993). Directional attributes of the ocean surface wind stress vector. *J. Geophys. Res.*, **98**(C9): 16571–16582.
- Godfery, J. S. y Beljaars, A. C. M. (1991). On the turbulent fluxes of bouyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. *J. Geophys. Res.*, **96**: 22043–22048.
- Graber, H. C., Terray, E. A., Donelan, M. A., Drennan, W. M., Leer, J. C. V., y Peters, D. B. (2000). ASIS-A New Air-Sea Interaction Spar Buoy: Design and Performance at Sea. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **17**(5): 708–720.
- Grachev, A. A. y Fairall, C. W. (1997). Dependence of the Monin-Obukhov stability parameter on the buk Richardson number over the ocean. *J. App. Meteorol.*, **36**: 406–415.
- Hauser, D., Branger, S., Bouffies-Cloch e, S., Despiau, S., Drenann, W. M., Dupuis, H., Durand, P., de Madron, X. D., Estournel, C., Eymard, L., Flamant, C., Graber, H. C., Guérin, C., Kahma, K., Lachaud, G., Lefèvre, J. M., Pelon, J., Petterson, H., Piguet, B., Queffelou, P., Tailliez, D., Tournadre, J., y Weill, A. (2003). The fetch experiment: An overview. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3): FET 1 (1–14).
- Huang, N. E. y DeLeonibus, P. S. (1986). A study of the relationship among wind speed, sea state, and drag coeficient for a developing wave field. *J. Geophys. Res.*, **91**(C6): 7733–7742.
- Jones, I. S. F., Volkov, Y., Toba, Y., Larsen, S., y Huang, N. E. (2001). Overview. En: Jones I. S. F. y Y. Toba (eds.). *Wind Stress Over The Ocean*. Cambridge University Press. 1-31.

- Kundu, P. K. (1990). *Fluid Mechanics*. Academic Press. 638 pp.
- Large, W. G. y Pond, S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 324–336.
- Lavín, M. F., Robles, J. M., Argote, M. L., Barton, E. D., Smith, R., Brown, J., Kosro, P. M., Trasviña, A., Velez, H. S., y García, J. (1992). Física del Golfo de Tehuantepec. *Ciencia y Desarrollo*, **18**(103): 97–108.
- Lykossov, V.N. (2001). Atmospheric and oceanic boundary layer physics. En: Jones I. S. F. y Y. Toba (eds.). *Wind Stress Over The Ocean*. Cambridge University Press. 54-81.
- Miyake, M., Stewart, R. W., y Burling, R. W. (1970). Spectra and cospectra of turbulence over water. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **96**: 138–143.
- Monin, A. S. y Yaglom, A. M. (1971). *Statistical Fluid Mechanics: Mechanism of turbulence*. The MIT Press. 769 pp.
- Pan, J., Wang, D. W., y Hwang, P. A. (2005). A study of wave effects on wind stress over the ocean in a fetch-limited case. *J. Geophys. Res.*, **110**: C02020 1–15.
- Rieder, K. F., Smith, J. A., y Weller, R. A. (1994). Observed directional characteristics of the wind, wind stress, and surface waves on the open ocean. *J. Geophys. Res.*, **99**(C11): 22,589–22,596.
- Romero, R., Zavala, J., Gallegos, A., y O'Brien, J. J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate*, **16**: 2628–2639.

- Smith, S. D. (1980). Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**: 709–726.
- Smith, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**: 15467–15472.
- Taylor, P. K. y Yelland, M. J. (2001). The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**: 572–590.
- Toba, Y. y Jones, I. S. F. (2001). The influence of unsteadiness. En: Jones I. S. F. y Y. Toba (eds.). *Wind Stress Over The Ocean*. Cambridge University Press. 190-2005.
- Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M., y Smith, R. L. (1995). Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.*, **100**: 20649–20663.
- Wu, J. (1994). The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary Layer Meteorol.*, **69**: 149–158.
- Yelland, M. y Taylor, P. K. (1996). Wind stress measurements from the open ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**: 541–555.
- Zemba, J. y Friehe, C. A. (1987). The marine atmospheric boundary layer jet in the coastal ocean dynamics experiment. *J. Geophys. Res.*, **92**(C2): 1489–1496.