

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Efecto del oleaje en la transferencia de momento a través de
la interfase océano atmósfera**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Diego Larios Rodríguez

Ensenada, Baja California, México

2019

Tesis defendida por

Diego Larios Rodríguez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Director del Comité

Dr. José Pedro Osuna Cañedo

Dr. Juan García Abdeslem



Dr. José Gómez Valdés

Coordinador del Programa de Posgrado en
Oceanografía Física

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

Diego Larios Rodríguez © 2019

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y el director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Diego Larios Rodríguez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Efecto del oleaje en la transferencia de momento a través de la interfase océano atmósfera

Resumen aprobado por:

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Director de tesis

El océano y la atmósfera evolucionan de manera simultánea, por tanto para entender y modelar ambos sistemas y sus procesos, es necesario conocer su interacción. El esfuerzo superficial del viento es relevante en procesos de diversas escalas de espacio y tiempo como el intercambio de gases (CO_2) y calor, corrientes superficiales y dispersión de contaminantes en el mar, la profundidad de la capa mezclada, la inyección de turbulencia al océano, el clima y sus cambios. El oleaje es el componente clave en el acoplamiento de la capa inferior atmosférica y la capa superficial del océano; y diversos estudios han evidenciado que tiene efectos directos e indirectos sobre el esfuerzo superficial del viento. En el presente estudio se presentan mediciones del flujo de momento y variables meteorológicas en la interfase entre el océano y la atmósfera empleando una Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM1) entre noviembre de 2017 y febrero de 2018. El análisis de los resultados indica que en condiciones de viento débil ($U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$) cuando el campo de oleaje dominante es el generado por tormentas lejanas, se presentan desviaciones de la dirección del esfuerzo del viento respecto al viento promedio de hasta 150° y coeficientes de arrastre entre 4 y 5 veces mayores a los calculados por otras relaciones paramétricas. Se sugiere que este incremento del esfuerzo del viento se debe a que el proceso dominante durante estas condiciones es la interacción directa del swell con el flujo de aire. En contraste, en condiciones de vientos moderados ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) donde se presentan condiciones de estado de mar mixtas (swell que interactúa con el oleaje generado localmente), se presenta una disminución de la rugosidad asociada al oleaje local de mayor pendiente, los datos sugieren que la presencia de swell ocasiona una disminución del arrastre superficial al modificar la rugosidad asociada al oleaje libre a través de la atenuación del oleaje local. Simultáneamente se presenta un mayor esfuerzo del viento que el correspondiente oleaje local puro (Drennan *et al.*, 2003), por interacción directa del swell con el flujo de aire. Los datos sugieren que durante estas condiciones el proceso de reducción de la rugosidad asociada al oleaje local por la presencia de swell es de igual magnitud que el incremento del esfuerzo del viento por interacción directa del swell con el viento, esto ocasiona que el campo de oleaje se comporte como se esperaría en condiciones de oleaje local puro y parece no existir ningún efecto del swell.

Palabras Clave: **Oleaje, flujo de momento, esfuerzo del viento.**

Abstract of the thesis presented by **Diego Larios Rodríguez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Effect of the wind waves in the momentum transfer over the ocean atmosphere interface

Abstract approved by:

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Thesis director

The ocean and the atmosphere evolve in a bilateral manner, therefore to understand and to model both systems and their processes it is necessary to know its interaction. The sea surface wind stress is relevant in processes of different scales of space and time such as the exchange of gases(CO_2)and heat, the surface currents and its relation with the dispersion of pollutants in the sea, the depth of the mixed layer, the turbulence injection into the ocean, and the climate and its changes. The wind waves are the key component in the coupling of the lower layer of the the atmosphere and the surface layer of the ocean, and various studies have shown the direct and indirect effects on the surface wind stress. In the present study, we present the measurements of the momentum flux and the results meteorological variables at the interface between the ocean and the atmosphere, by using and Oceanographic and Marine Meteorology Buoy (BOMM1) between November 2017 and February 2018. The analysis of the results shows that in weak wind conditions ($U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$) in which the dominant wave field is generated by distant storms, caused deviations of the direction of the wind stress with respect to the mean wind speed (up to 150°) and drag coefficients between 4 and 5 times higher than those calculated by other proposed parametric relationships. In contrast, during moderate wind conditions ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) in which mixed sea state conditions occur (swell that interacts with locally generated waves) we found a decrease of the roughness length related to wind sea of higher slope, the data suggest that the presence of swell alters the windsea part of the spectrum, which leads to a change in the aerodynamic roughness of the sea surface. It can induce a reduction of the energy level of the wind-generated waves, hence reducing the wind sea associated roughness. During well developed waves conditions, there is and increase of the surface stress due to direct interaction of the wind flow and swell with higher slope, being greater than the parametrization proposed by (Drennan *et al.*, 2003) for pure wind sea conditions. The data of this work suggests that during these conditions, the mechanism of reduction of the roughness of the windsea due to the presence of swell is of the same magnitude that the increase of the wind stress by direct interaction, so both processes are the same magnitude and the wavefield acts as if it were only pure wind sea waves.

Keywords: **wind–waves, momentum flux, wind stress.**

Dedicatoria

A Lisa

Agradecimientos

A mis padres, que siempre confiaron en mí.

A mis amigos.

A Paco Ocampo, Pedro Osuna, Héctor García Nava y Juan García Abdeslem por el tiempo dedicado.

Al grupo de oleaje, en especial a Daniel Zapata Peláez, Marco Larrañaga, Francisco Herrera, Nicolás Rasclé, Laura Pérez, Lucía Robles, Melissa Jaramillo y Jessica Simental; por su interés y apoyo en este trabajo.

A Camilo Espinosa por su valioso aporte en estos resultados.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Al Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM) por el apoyo financiero como beca para concluir mi programa de posgrado.

Este estudio es una contribución del proyecto No. 201441 "Implementación de redes de observación oceanográficas (físicas, geoquímicas y ecológicas) para la generación de escenarios ante posibles contingencias relacionadas con la exploración y producción de hidrocarburos en aguas profundas del Golfo de México", financiado por el fondo sectorial SENER-CONACyT de Hidrocarburos.

Índice

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria.	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras.	vii
Lista de tablas	xi
Capítulo 1: Introducción.	1
1.1. Antecedentes.	1
Capítulo 2: Objetivos.	6
Capítulo 3: Métodos.	7
3.1. Campaña de mediciones.	7
3.2. Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina - BOMM.	8
3.3. Procesamiento de datos.	9
3.4. Corrección por el movimiento de la plataforma de mediciones.	11
3.4.1. Cálculo de las componentes del viento en el marco de referencia inercial.	11
3.5. Cálculo del flujo de momento entre la atmósfera y el océano.	15
3.6. Estimación del espectro direccional del oleaje.	17
3.6.1. Método para realizar la partición del espectro direccional.	21
3.6.2. Identificación del oleaje que se genera localmente.	22
3.7. Variables atmosféricas.	23
Capítulo 4: Resultados y discusión.	24
4.1. Condiciones atmosféricas y oceánicas prevalecientes.	24
4.1.1. Condiciones de oleaje.	27
4.2. Dirección del esfuerzo del viento relativa al viento promedio.	29
4.3. Análisis del coeficiente de arrastre observado.	31
4.3.1. Vientos débiles.	33
4.3.2. Vientos moderados.	37
4.3.3. Dependencia del esfuerzo superficial con el estado del mar.	41
4.3.4. Dependencia del coeficiente de arrastre y del estado del mar.	49
Capítulo 5: Conclusiones	58
5.1. Conclusiones	58
Literatura citada	60

Lista de figuras

Figura	Página
1. El punto negro muestra la localización de la BOMM, cercano a la Isla Todos Santos, en Ensenada, Baja California, México.	7
2. La Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM1), midió de forma continua de noviembre 2017 a febrero 2018, instalada cerca de la Isla Todos Santos, en Ensenada, Baja California, México.	8
3. a) Arreglo geométrico de los alambres de capacitancia para la estimación de los espectros direccionales. b) Coarreglo del arreglo geométrico.	9
4. Marco de referencia de una BOMM respecto a la tether. Se definió el eje x positivo en dirección hacia la tether, el eje y positivo a la izquierda del eje x y el eje z positivo hacia arriba.	10
5. a) Serie de tiempo de la componente horizontal de la velocidad del viento medida y corregida por el movimiento de la boya. b) Los dos términos utilizados para calcular la velocidad corregida por las velocidades inducidas por el movimiento de la boya: contribución de la velocidad inducida por las rotaciones (línea negra), contribución de la velocidad inducida por los desplazamientos lineales (línea gris).	13
6. Espectros de las componentes verticales de la velocidad del viento observadas (línea continua gris) en el marco de referencia de la boya, la velocidad inducida por la aceleración lineal de la boya (línea punteada negra) y la velocidad inducida por la rotación de la boya (línea punteada gris). Los tres términos se utilizaron para calcular la velocidad del viento referida al sistema inercial (ecuación 4) correspondientes a la serie de tiempo de la figura 5.	14
7. Espectros del desplazamiento vertical de la superficie libre corregido $\mathbf{X}$ por el movimiento de la boya (línea negra continua) y sin corregir $\mathbf{TX}_{\text{obs}}$ (línea punteada).	15
8. Espectro direccional del oleaje correspondiente a las 11:30 hrs. del día 27 de noviembre del 2017. Los valores de energía de la matriz espectral que se encuentren dentro de la región (línea azul) definida por las ecuaciones (26) y (27) corresponden a oleaje generado localmente.	23
9. Series de tiempo de algunas variables observadas durante el experimento, rapidez promedio del viento U_{10N} (panel superior), dirección del viento en convención atmosférica (panel central) y la altura significativa (panel inferior) del swell (puntos negros) y de oleaje generado localmente (puntos grises), durante noviembre 2017-febrero 2018	25
10. Series de tiempo de algunas variables observadas durante el experimento. Temperatura del agua (panel superior, puntos negros) y del aire (panel superior, puntos grises), humedad relativa (panel central) y el parámetro de estabilidad atmosférica z/L (panel inferior) durante noviembre 2017-febrero 2018.	26

11. Evolución del espectro de frecuencia del oleaje (panel superior) y del esfuerzo del viento (panel inferior) en función del tiempo. La escala de colores representa el $\log_{10}$ de la densidad de energía del espectro en $\log_{10}(\text{m}^2\text{Hz}^{-1})$ para el oleaje y $\log_{10}(\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{Hz}^{-1})$ para el esfuerzo del viento. 27
12. Dirección del esfuerzo del viento relativa a la del viento U_{10N} promedio como función de la intensidad del viento. La escala de grises representa el $\text{wsf} = E_{ws}/(E_{ws} + E_{swell})$ 30
13. Descripción del coeficiente de arrastre como función de la velocidad del viento. Cada punto representa el C_{D10N} calculado a partir de las fluctuaciones turbulentas. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. Las líneas corresponden a las relaciones paramétricas propuestas por: (Smith, 1980) línea roja, (Ocampo-Torres *et al.*, 2011) línea azul, (Pan *et al.*, 2005) línea segmentada gris. El histograma de barras indica el número de observaciones para cada intervalo de clase de 1 ms^{-1} 32
14. Coeficiente de arrastre alineado con el viento promedio como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. Las líneas corresponden a las relaciones paramétricas propuestas por: Smith (1980) línea roja, Ocampo-Torres *et al.*, (2011) línea azul. La barra de color indica la importancia relativa de la energía del oleaje generado localmente (wsf) 35
15. Coeficiente de arrastre perpendicular con el viento promedio como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. Las líneas corresponden a las relaciones paramétricas propuestas por: Smith (1980) línea roja, Ocampo-Torres *et al.*, (2011) línea azul. La barra de color indica la importancia relativa de la energía del oleaje generado localmente (wsf) 36
16. Número de Reynolds rugoso $Re_* = u_* z_0 / \nu$ como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. La línea segmentada representa el valor crítico para que un flujo sea considerado como rugoso. 37
17. Edad de la ola del oleaje local como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. 39

18. Resultados del C_{D10N} calculado a partir de las observaciones de este trabajo (puntos grises). Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. La línea segmentada azul y círculos azules C_{Dws} corresponde a condiciones de oleaje local puro (círculos y línea segmentada azul) de acuerdo con la relación paramétrica de Drennan *et al.* (2003). Las líneas punteadas representan el C_D considerando un valor de edad de la ola constante que se obtiene través de la relación de Drennan *et al.* (2003). 40
19. Distribución de la velocidad de fase c_{pws} en función de la velocidad de fricción u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) (puntos azules) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$ (puntos rojos). La línea continua negra representa el umbral para un oleaje desarrollado. 42
20. Parámetro Charnock en función de la edad del oleaje local para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los coeficientes de regresión de los ajustes se presentan en la Tabla 4. Los ajustes corresponden a Smith *et al.*(1992)(línea punteada), Johnson *et al.*(1998)(línea segmentada negra), Drennan *et al.* (2003)(línea segmentada roja) y este estudio (línea continua azul). El color indica la importancia relativa de la energía del oleaje local (wsf). 44
21. Rugosidad superficial adimensional con respecto a la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función de la edad de la ola del oleaje local c_{pws}/u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los coeficientes de regresión de los ajustes se presentan en la Tabla 5. Los ajustes corresponden a Smith *et al.*(1992)(línea punteada), Johnson *et al.*(1998)(línea segmentada negra), Drennan *et al.* (2003)(línea segmentada roja) y este estudio (línea continua azul). El color indica el valor de wsf. 46
22. Rugosidad superficial adimensional con respecto a la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local c_{pws}/u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil con $6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$ y condiciones de viento moderado b) con $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los datos son agrupados en base a la velocidad de fricción u_* y los coeficientes obtenidos a partir de la regresión se presentan en la Tabla 6. El color en escala de grises indica el valor de u_* 47

Figura	Página
23. Rugosidad superficial adimensional con respecto a la la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local $c_{p_{ws}}/u_*$, para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los datos son agrupados en base a la pendiente ζ_{swell}	51
24. Rugosidad superficial adimensional con respecto a la la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local $c_{p_{ws}}/u_*$, para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los datos son agrupados en base a la pendiente ζ_{ws}	52
25. Histogramas de frecuencia y su PDF asociada para las pendientes del a) oleaje libre (swell) y el b) oleaje generado localmente (wind sea), para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) en color azul y condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$) en color naranja. Los promedios y desviación estándar son dados en la Tabla 8.	53

Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Características de los sensores instalados en la BOMM1, la tasa de muestreo y su posición sobre el nivel medio del mar.	9
2.	Relaciones paramétricas del coeficiente de arrastre y la rugosidad aerodinámica obtenidas por diversos autores	38
3.	Rangos de las variables medidas en este estudio y en el experimento presentado por Drennan <i>et al.</i> (2003).	43
4.	Referencias con los coeficientes y exponentes de parametrizaciones de la forma $z_0 g / u_*^2 = a(u_*/c_p)^b$	45
5.	Referencias de parametrizaciones de la forma $z_0/\sigma = a(u_*/c_p)^b$	47
6.	Constantes de la regresión $\log(a)$ y b para la relación $z_0/\sigma = a(u_*/c_p)^b$ para diferentes rangos de u_*	48
7.	Altura significativa y longitud de onda del oleaje libre (swell) y oleaje local (wind sea) en condiciones de viento débil y moderado.	53
8.	Pendiente ($\zeta = H_s/\lambda_p$ y ak) del oleaje libre (swell) y oleaje local (wind sea) en condiciones de viento débil y moderado.	54

Capítulo 1. Introducción.

1.1. Antecedentes.

Los flujos de calor, masa y momento son consecuencia de la interacción entre la atmósfera y el océano, y su acomplamiento está determinado por las características en ambos lados de la superficie libre del mar. Es fundamental conocer el flujo de momento en esta frontera para comprender su influencia en otros procesos como el intercambio de gases, corrientes superficiales, profundidad de la capa mezclada y la inyección de turbulencia al océano; procesos muy importantes en la generación de tormentas, el clima y sus cambios.

El flujo de momento es la tasa de transporte de momento entre el agua y el aire por unidad de área. Este flujo puede ser en cualquier dirección, principalmente del viento al oleaje y a las corrientes oceánicas y bajo ciertas condiciones de estado del mar, se ha observado que el flujo es de las olas o corrientes hacia la atmósfera. Si consideramos a la superficie del océano como una frontera bien definida entre dos fluidos con diferentes propiedades, se puede modelar el flujo de momento de uno de los fluidos al otro como una fuerza de arrastre por unidad de área en la superficie del mar, éste es el esfuerzo de corte superficial (Jones y Toba, 2001). Además las olas que se propagan en la superficie libre del océano pueden transportar momento horizontalmente. Si existe una variación en las propiedades de las olas, podemos esperar un gradiente horizontal del flujo vertical de momento y este gradiente puede ser modelado como una fuerza en la frontera por unidad de área en la superficie. A esta fuerza asociada se le conoce como esfuerzo de forma o esfuerzo de presión y depende de las características de las olas. Las olas que se desplazan más lento que el viento, actúan como obstáculos al flujo de aire, lo que ocasiona una fuerza de arrastre debida a una diferencia de presión entre la parte frontal y la parte posterior de la ola. Las propiedades físicas (pendiente) y cinemáticas (velocidad y dirección de propagación respecto al viento) del oleaje tienen un gran impacto en el acoplamiento entre el océano y la atmósfera.

El buen conocimiento del esfuerzo del viento (flujo vertical de momento horizontal) bajo distintas condiciones de oleaje es componente clave para incorporarlo adecuadamente en su

forma paramétrica en los modelos de simulación de la circulación oceánica y del oleaje. Las mediciones directas del esfuerzo del viento sobre la superficie libre del mar son difíciles de obtener, por lo tanto se requiere una parametrización entre la fuerza por unidad de área y una cantidad fácilmente medible, como la velocidad del viento a cierta distancia sobre la superficie del mar. Por ello son necesarias las mediciones simultáneas del campo de oleaje y el flujo de momento, para poder relacionarlo con procesos de interés en diferentes escalas, como el intercambio de gases (CO_2), la generación de tormentas, formación de la capa de mezcla, el clima y sus cambios.

La parametrización que comúnmente se utiliza para estimar el esfuerzo del viento τ es el método “bulk” aerodinámico que utiliza el coeficiente de arrastre (C_D) y el cuadrado de la rapidez promedio del viento (U_z), donde z indica la altura a la que se realizan las mediciones sobre el nivel del mar, de tal forma que,

$$\tau = \rho C_D |U_z|^2 = \rho u_*^2 \quad (1)$$

o, de forma equivalente

$$u_*^2 = C_D |U_z|^2 \quad (2)$$

donde ρ es la densidad del aire, y $u_* = \sqrt{|\tau|/\rho}$ es la velocidad de fricción del viento. El C_D es en sí mismo una función de la velocidad del viento y la altura a la que se realiza la medición, pero también depende de la estabilidad atmosférica y el estado del mar. Para eliminar la dependencia de la estabilidad atmosférica en el cálculo del esfuerzo del viento, la velocidad del viento se transforma a condiciones atmosféricas con estabilidad neutral utilizando el parámetro de estabilidad z/L , donde z es la altura del anemómetro y L es la escala de longitud de Obukhov (Rieder *et al.*, 1994). Se sabe que en condiciones de estabilidad atmosférica neutral existe una relación única entre el C_D y la escala de rugosidad superficial z_0 , también conocida como rugosidad aerodinámica, este parámetro (z_0) representa la altura sobre la superficie libre, en la cual el viento promedio $U_z = 0$, al extrapolar el perfil logarítmico de la velocidad del viento hacia la superficie libre del océano, por ésto es común discutir el comportamiento del C_D en términos de z_0 , de tal forma que se puede escribir

$$C_{DN} = k^2 [\log(z/z_0)]^{-2} \quad (3)$$

donde k es la constante de von Kármán, usualmente 0.41, y el subíndice N indica condiciones de estabilidad atmosférica neutral (Donelan, 1990). Por lo tanto, en condiciones de flujo aerodinámicamente rugoso el coeficiente de arrastre es determinado casi totalmente por las características de las olas (ec.3) y ante mayor rugosidad aerodinámica se espera un coeficiente de arrastre mayor.

Uno de los factores que afecta la rugosidad aerodinámica z_0 es el grado de desarrollo del oleaje generado localmente por el viento (oleaje local) que puede representarse como la edad de la ola (razón entre la velocidad de fase asociada al máximo espectral y la velocidad de fricción del viento) ' c_p/u_* '. El oleaje 'joven' o en desarrollo se caracteriza por presentar valores de $c_p/u_* < 20$, mientras que el oleaje 'viejo' o desarrollado se presenta valores de $c_p/u_* \geq 20$. En algunos estudios han observado (Drennan *et al.*, 2003) que el oleaje 'joven', presenta una mayor rugosidad al compararlo con oleaje desarrollado y se ha tratado de incluir este efecto en el cálculo del esfuerzo del viento describiendo a z_0 como una función de la edad de la ola. Estas formulaciones describen en buena forma el comportamiento del esfuerzo del viento en condiciones en que el oleaje que es generado localmente ('wind sea') domina el campo de oleaje y se ha observado que la presencia de oleaje que proviene de otras áreas de generación, conocido como oleaje libre o swell, enmascara la relación entre la edad de la ola y la rugosidad aerodinámica (Drennan *et al.*, 2005).

El oleaje libre (swell) puede modificar el esfuerzo del viento al menos de dos formas: directa e indirectamente. Lo modifica directamente al actuar como elemento de rugosidad e intercambiar momento con el viento, e indirectamente al modificar las características del oleaje local, lo que genera cambios en la rugosidad superficial (Donelan, 2001). En general, la presencia de swell modifica el esfuerzo del viento dependiendo de la velocidad del viento y las propiedades del swell (Pan *et al.*, 2005). De acuerdo a estudios previos, los efectos del swell dependen de la dirección relativa entre el viento y el swell. Cuando el swell se propaga en la misma dirección del viento, tiende a disminuir el C_D , al compararlo con condiciones de oleaje en ausencia de swell (Drennan *et al.*, 1999). Por el contrario, si se tiene swell propagando en sentido opuesto a la dirección del viento, se produce un aumento del C_D (Larsén *et al.*, 2003).

Además, el swell con mayor pendiente (razón entre la longitud de ola y la altura “ λ_p/H_s ”) interactúa más con el viento, por lo tanto, tiene un efecto mayor en el esfuerzo del viento que el swell con menor pendiente (Pan *et al.*, 2005).

También se sabe que el swell puede modificar la distribución espacial y las características del oleaje local, por lo que se cree que ocasiona cambios en la rugosidad superficial asociada al oleaje local y consecuentemente en el esfuerzo del viento. El mecanismo por el cual el swell modifica el oleaje local no ha sido comprendido totalmente, sin embargo se ha observado que la presencia de swell disminuye la energía del oleaje local (Donelan, 1987). La pérdida de energía por parte del oleaje local podría generar una reducción de la rugosidad superficial, que a su vez ocasionaría una disminución del esfuerzo del viento (García-Nava *et al.*, 2012).

Ocampo-Torres *et al.* (2011) estudiaron el efecto del estado del mar en una zona cercana a la costa, con énfasis en el efecto que tiene el swell al modificar la rugosidad asociada con el oleaje generado localmente en condiciones de viento intensos, a partir de mediciones detalladas del campo de oleaje y el esfuerzo del viento realizadas desde una boya estable tipo ASIS para estudios de la interacción océano atmósfera (Air Sea Interaction Spar) en el Golfo de Tehuantepec. Ellos aportan evidencia de que la presencia de swell ocasiona una atenuación de la energía del oleaje local. Por otro lado, el análisis realizado en condiciones de vientos débiles sugiere que la presencia de swell ocasiona un incremento del coeficiente de arrastre, como se ha observado previamente (Yelland y Taylor, 1996; Pan *et al.*, 2005).

A pesar de que se han realizado avances en la comprensión de los efectos del estado del mar sobre el esfuerzo del viento, aún se requiere una descripción detallada del efecto del swell. Se requiere entender el efecto conjunto del oleaje sobre el esfuerzo del viento en diversas condiciones. La finalidad de este trabajo es describir la importancia del oleaje en la transferencia de momento, determinando la influencia del oleaje libre y oleaje generado localmente en el esfuerzo del viento, con énfasis en el efecto que tiene el swell al modificar la rugosidad asociada al oleaje local en condiciones de vientos moderados ($8 - 13 \text{ ms}^{-1}$). Para ello se utilizan mediciones detalladas del oleaje y del flujo de aire obtenidas cerca de la Isla Todos Santos, Ensenada, Baja California. Los análisis realizados indican que en condiciones de vientos débiles la presencia de swell ocasiona un aumento del esfuerzo del viento en comparación a condiciones en ausencia de swell. En condiciones de vientos moderados e intensos la

combinación de oleaje local en desarrollo y la presencia de swell ocasiona que el esfuerzo del viento sea mayor que el correspondiente a un mar completamente desarrollado, pero menor que el correspondiente a condiciones de oleaje local en desarrollo en ausencia de swell. Esto debido a que el swell causa una disminución de la rugosidad asociada al oleaje local a través de la atenuación de las olas de alta frecuencia.

El trabajo está organizado de la siguiente manera: en el capítulo 2 se presentan los objetivos del trabajo, en el capítulo 3 se presenta una descripción de la campaña de mediciones, así como las características de la Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM) y la metodología utilizada para el procesamiento de datos, la estimación del espectro direccional y el cálculo del flujo de momento. En el capítulo 4 se presentan los resultados y discusiones del efecto del estado del mar en el coeficiente de arrastre observado y finalmente en el capítulo 5 se presentan las conclusiones del trabajo.

Capítulo 2. Objetivos.

General.

- Describir la importancia del estado del mar (oleaje) en la transferencia de momento entre el océano y la atmósfera.

Particulares.

- Evaluar el efecto de diferentes condiciones de oleaje (swell dominante y swell que interactúa con el oleaje generado localmente) en la transferencia de momento.
- Determinar la influencia del oleaje libre y el oleaje generado localmente en el esfuerzo del viento.
- Describir a través de relaciones paramétricas el efecto de las condiciones de oleaje observadas en el flujo de momento.

Capítulo 3. Métodos.

3.1. Campaña de mediciones.

En esta sección se presenta la metodología llevada a cabo para las mediciones, y se describe el método para el procesamiento de los datos. Para comprender los mecanismos de acoplamiento entre el océano y la atmósfera, así como los procesos físicos que ocurren entre la capa inferior de la atmósfera y la capa superficial del océano, se realizaron mediciones simultáneas de viento y oleaje, de noviembre de 2017 a febrero de 2018, en una zona cercana a la Isla Todos Santos, Ensenada (Fig. 1). El objetivo es el estudio del intercambio de propiedades entre la atmósfera y el océano, con énfasis en el efecto que tiene el oleaje en la transferencia de momento durante condiciones de estado del mar en que el swell de periodo largo que proviene del Océano Pacífico y que interactúa con el oleaje generado localmente.

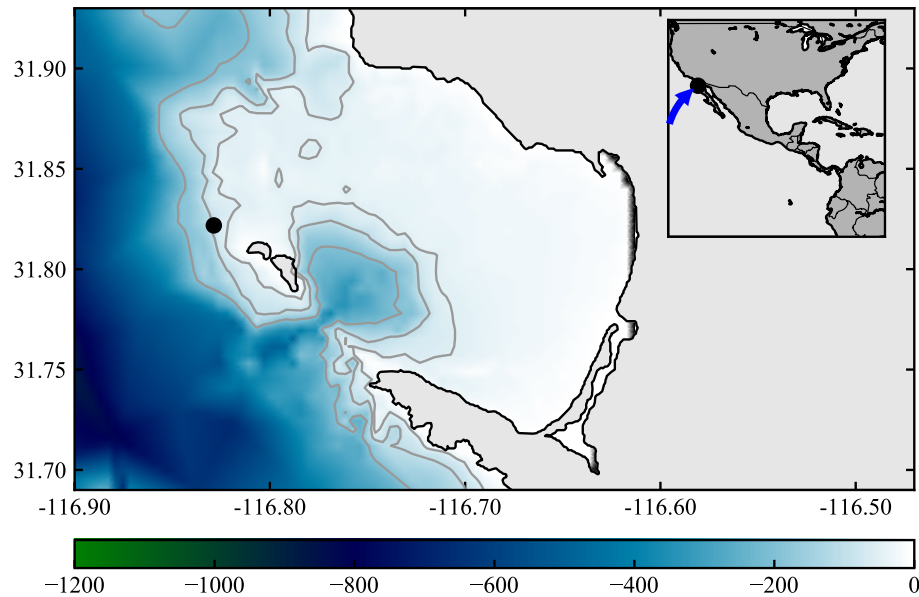


Figura 1: El punto negro muestra la localización de la BOMM, cercano a la Isla Todos Santos, en Ensenada, Baja California, México.

3.2. Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina - BOMM.

Las mediciones fueron realizadas utilizando una Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM). Esta es una plataforma estable para estudios de la interacción océano-atmósfera del tipo ASIS (Air Sea Interaction Spar) diseñada para obtener mediciones simultáneas y de alta resolución del campo de oleaje y las condiciones atmosféricas (Graber *et al.*, 2000). La BOMM1 se instaló cerca de la Isla Todos Santos en Ensenada, Baja California, en las coordenadas $30^{\circ} 49.332' \text{ N}$ y $116.30^{\circ} 50.178' \text{ W}$, con una profundidad aproximada de 100 m. (Fig. 1). La BOMM1 (Fig. 2) midió de forma continua la velocidad del viento, el campo de oleaje, la temperatura y la humedad del aire, la presión atmosférica y la temperatura subsuperficial del agua, velocidad de las corrientes subsuperficiales, pH, salinidad, oxígeno y concentración de CO_2 del agua y del aire, además de los 6 grados de libertad del movimiento de la boya a una alta resolución. En la Tabla 1, se muestra información detallada de los sensores utilizados en la campaña.



Figura 2: La Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM1), midió de forma continua de noviembre 2017 a febrero 2018, instalada cerca de la Isla Todos Santos, en Ensenada, Baja California, México.

Tabla 1: Características de los sensores instalados en la BOMM1, la tasa de muestreo y su posición sobre el nivel medio del mar.

Sensor	Marca	Tasa de muestreo [Hz]	Altura snm [m]
Anemómetro sónico	Gill R3-100	100	6
Estación meteorológica	Gill Maximet GMX	1	4.5
Alambres de capacitancia	OSS Wave Staff OSSI	20	+1.5
Sensor de movimiento	SBG Systems Ekinox2-M	100	-7.8
CTD+ pH +O ₂	RBR-Concerto	0.001	-7.8

3.3. Procesamiento de datos.

En esta sección se describe el método para el cálculo de los flujos turbulentos de momento a partir de las mediciones del anemómetro ubicado a ~ 6.0 m. sobre el nivel medio del mar. La velocidad del viento $\mathbf{U}_{\text{obs}} = (u, v, w)$, se midió con un anemómetro sónico y la elevación de la superficie libre se midió con un arreglo pentagonal de 6 alambres de capacitancia (Fig. 3a). La velocidad del viento y las elevaciones de la superficie se corrigieron para sustraer las componentes de velocidad y las variaciones del nivel del mar ocasionadas por el desplazamiento e inclinación de la boya.

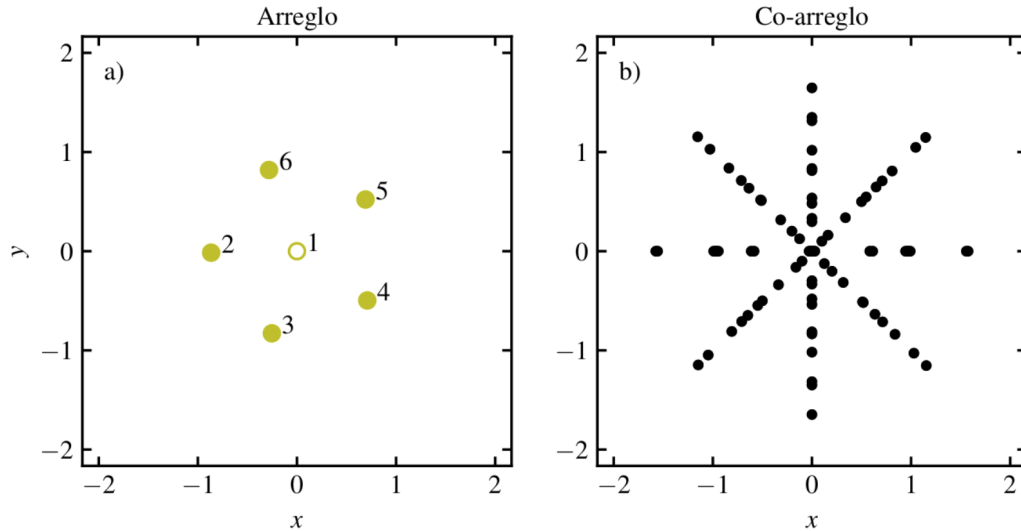


Figura 3: a) Arreglo geométrico de los alambres de capacitancia para la estimación de los espectros direccionales. b) Coarreglo del arreglo geométrico.

Se instalaron 6 alambres de capacitancia OSS WaveStaff de 3.5 m. de longitud, para realizar mediciones de la elevación de la superficie libre con una tasa de muestreo de 20 Hz. Los alambres están dispuestos en un arreglo que permite calcular el espectro del oleaje en función de la frecuencia, la dirección y el número de onda. La precisión en la estimación

del espectro depende de la distribución espacial de los alambres (Fig. 3a) y del llamado co-arreglo (Fig. 3b), que se define como el rezago espacial de la posición de los alambres en cada dirección, entre mayor número de puntos contenga el co-arreglo y más uniforme sea su distribución, mejor se podrá resolver el espectro para una dirección específica (Young, 1994). La distribución de puntos en este co-arreglo (Fig 3b) indica que las olas que se propagan en la dirección y estarán mejor resueltas que aquellas que vayan en dirección x , puesto que esta dirección tiene mayor número de puntos y con mejor distribución.

La BOMM1 se aseguró por medio de un cabo, a otra estructura para evitar que la boya derive libremente, esta estructura conocida como ‘tether’ (Fig. 4), se encuentra anclada en una profundidad de ~ 100 m. y permite que la BOMM1 orbite alrededor de ésta por efectos del viento y las corrientes superficiales.

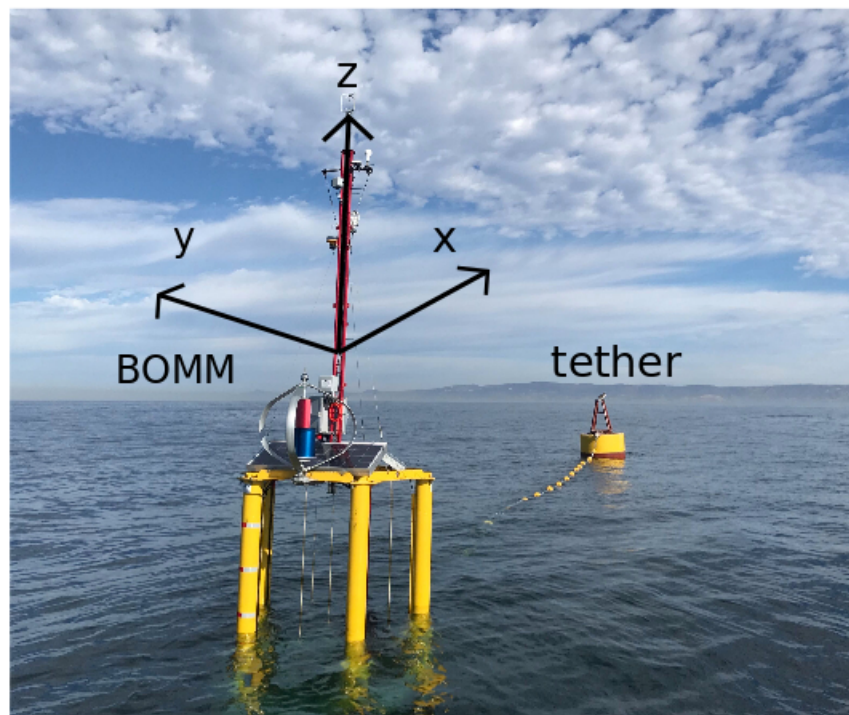


Figura 4: Marco de referencia de una BOMM respecto a la tether. Se definió el eje x positivo en dirección hacia la tether, el eje y positivo a la izquierda del eje x y el eje z positivo hacia arriba.

3.4. Corrección por el movimiento de la plataforma de mediciones.

Cuando se realizan mediciones sobre una estructura que se encuentra en movimiento, es necesario corregir las mediciones, para representarlas en un sistema de referencia inercial. De manera particular, en el estudio de los procesos de interacción entre el océano y la atmósfera es indispensable contar con la determinación de las fluctuaciones turbulentas del viento y con la elevación de la superficie libre del mar en un sistema de referencia inercial. Cada una de las observaciones realizadas debe corregirse en función al efecto que induce el movimiento de la boya. El método de la correlación de las fluctuaciones turbulentas se utiliza para determinar el flujo de momento, calor etc. que ocurre entre el océano y la atmósfera, y requiere mediciones sobre un intervalo de tiempo adecuado, además de instrumentos con resolución suficiente para determinar las fluctuaciones de las componentes verticales y horizontales de la velocidad del viento. Si se conoce el movimiento de la boya, que son los tres desplazamientos angulares y lineales, las mediciones del anemómetro en la boya pueden corregirse y obtener el vector de velocidad del viento, referido a un sistema inercial tal como se describe en la siguiente sección. En este vector de velocidad se incluyen las fluctuaciones turbulentas del viento.

3.4.1. Cálculo de las componentes del viento en el marco de referencia inercial.

El movimiento de la boya se registró utilizando un sensor integral de alta resolución y respuesta rápida para detectar aceleraciones angulares y lineales en las tres direcciones de movimiento (x, y, z) . Aunque en esta sección se describe el método para corregir la velocidad del viento observada en un marco de referencia inercial, se utiliza un método similar para realizar la corrección de las mediciones de las fluctuaciones del nivel del mar para la determinación del oleaje. Se definió el eje x positivo en dirección hacia la tether y el eje y positivo a la izquierda del eje x , mientras que el eje z positivo hacia arriba. El vector velocidad $\mathbf{U} = (u, v, w)$ en el sistema inercial se expresa según Anctil *et al.* (1994) como:

$$\mathbf{U} = \mathbf{T}\mathbf{U}_{\text{obs}} + \mathbf{T} \int \mathbf{a} dt + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{T}\mathbf{L} \quad (4)$$

donde $\mathbf{T}$ es la matriz de rotación, que se utiliza para transformar las mediciones correspondientes del sistema de referencia en movimiento, al sistema de referencia de la tierra $\mathbf{U}_{\text{obs}}$ es la velocidad observada en el sistema en movimiento, $\mathbf{a}$ es la aceleración detectada por el sensor de movimiento, $\boldsymbol{\Omega}$ es la velocidad angular, el vector $\mathbf{L} = [Lx, Ly, Lz]$ representa la posición del anemómetro respecto al sensor de movimiento. El primer término del lado derecho representa las observaciones transformadas al sistema inercial, el segundo representa la velocidad inducida por la traslación de la boya, y el tercero la velocidad inducida por la rotación de la boya. La matriz de rotación $\mathbf{T}$ está dada por:

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

donde $\theta(t)$, $\phi(t)$ y $\psi(t)$ representan el *pitch*, *roll* y *yaw*, que son definidos como las rotaciones de la boya alrededor de los ejes x , y y z , respectivamente. De manera similar se definen los desplazamientos *surge*, *sway* y *heave*, respectivamente. La velocidad angular $\boldsymbol{\Omega}$ está dada por:

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

Análogamente, es necesario considerar la aceleración y traslación de la boya en las mediciones que se obtuvieron con el arreglo de alambres de capacitancia para detectar la variación de la elevación de la superficie libre del mar y proceder a la estimación del espectro direccional del oleaje. El vector de posición de un alambre de capacitancia es $\mathbf{X} = (x, y, \eta)$ donde $\eta(t)$ es la elevación de la superficie libre y $x(t)$ y $y(t)$ representan la posición de cada alambre. Este vector en el sistema de referencia inercial se escribe como:

$$\mathbf{X} = \mathbf{T}\mathbf{X}_{\text{obs}} + \mathbf{T} \iint \mathbf{a} dt dt + \int \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{T}\mathbf{L} dt$$

El sensor de movimiento instalado en la boya mide las aceleraciones lineales y la tasa de cambio de las rotaciones, por lo tanto es necesario integrar las aceleraciones para encontrar las velocidades y realizar una doble integración de las aceleraciones para determinar los

desplazamientos. Se utiliza la transformada de Fourier y se hace una integración de la serie de tiempo de las aceleraciones en el dominio de la frecuencia, la ventaja de la integración en el dominio de la frecuencia es que se pueden filtrar las oscilaciones de baja frecuencia. En este caso se realizó la integración sobre el dominio de frecuencias mayores que 0.04 Hz, es decir, descartando los movimientos con periodos mayores que 25 segundos.

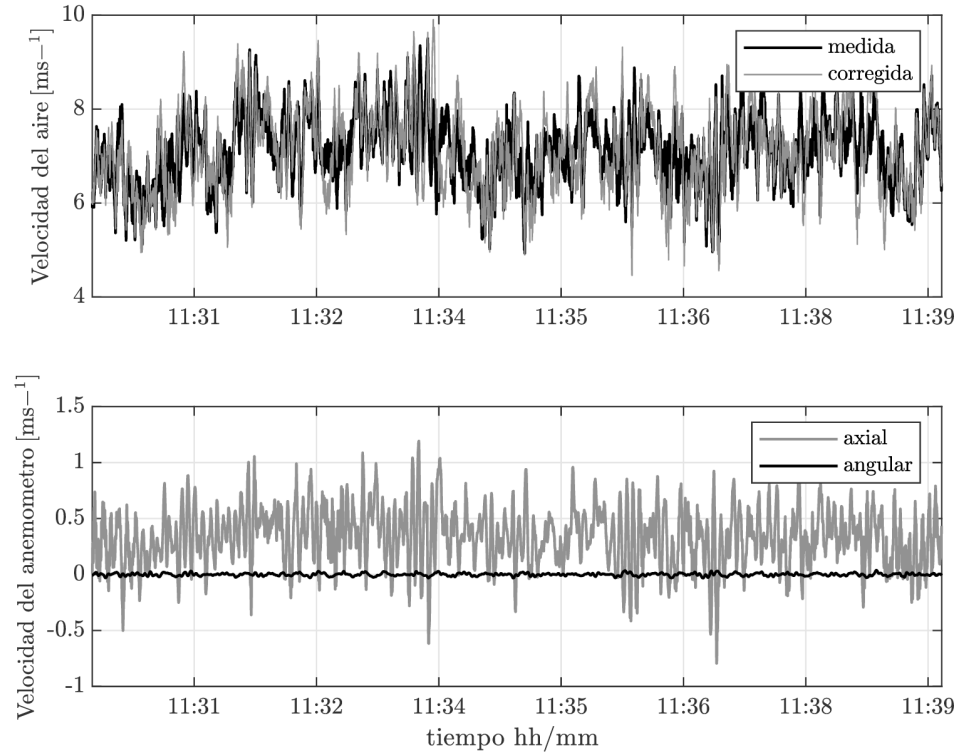


Figura 5: a) Serie de tiempo de la componente horizontal de la velocidad del viento medida y corregida por el movimiento de la boya. b) Los dos términos utilizados para calcular la velocidad corregida por las velocidades inducidas por el movimiento de la boya: contribución de la velocidad inducida por las rotaciones (línea negra), contribución de la velocidad inducida por los desplazamientos lineales (línea gris).

Como ejemplo de la corrección de la velocidad del viento observada $\mathbf{U}_{\text{obs}}$, en la figura 5 (superior) se presentan los primeros 600 segundos de la serie de tiempo para el día 27 noviembre 2017 de las 11:30 hrs. a las 11:40 hrs. de la componente horizontal velocidad del viento $\mathbf{U}_{\text{obs}}$ (línea negra) medida en el marco de referencia del anemómetro y multiplicada por la matriz rotación $\mathbf{T}$. La línea gris es la velocidad del viento en marco de referencia inercial $\mathbf{U}$. En la figura 5 (inferior) se muestra la velocidad inducida por las rotaciones de la boya (línea negra) y las velocidades inducidas por el movimiento axial de la boya (línea gris). De la figura 5 se puede observar que la componente horizontal de la velocidad del viento medida se encuentra alterada de manera significativa por las contribuciones de velocidad axial

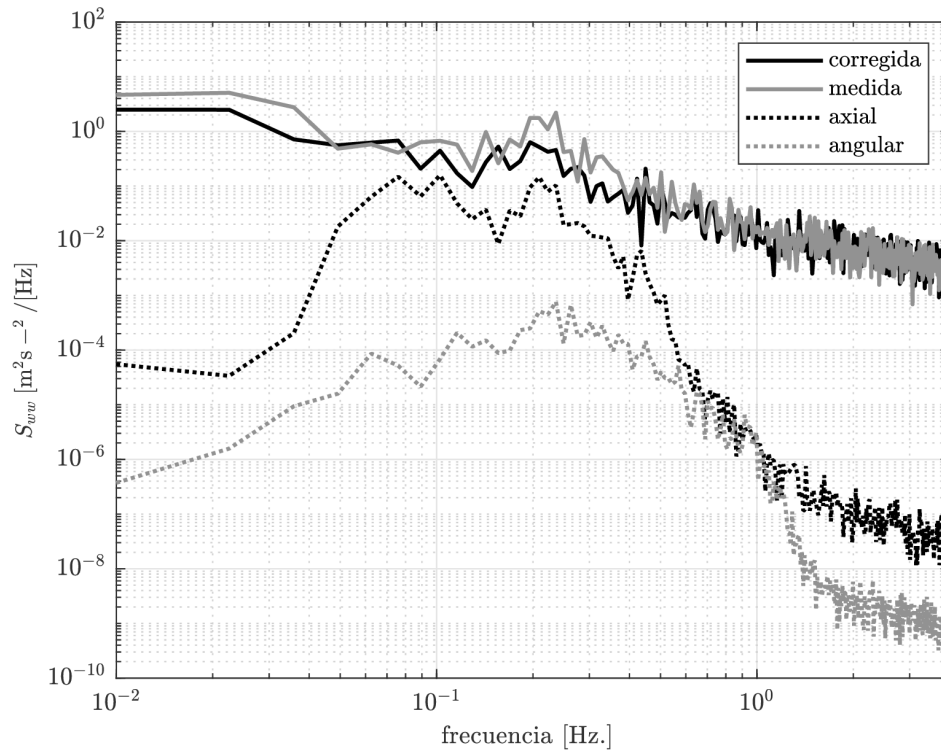


Figura 6: Espectros de las componentes verticales de la velocidad del viento observadas (línea continua gris) en el marco de referencia de la boya, la velocidad inducida por la aceleración lineal de la boya (línea punteada negra) y la velocidad inducida por la rotación de la boya (línea punteada gris). Los tres términos se utilizaron para calcular la velocidad del viento referida al sistema inercial (ecuación 4) correspondientes a la serie de tiempo de la figura 5.

inducidas por el movimiento de la boya, mientras que la contribución de la velocidad angular en la velocidad horizontal del aire es mucho menor. Durante estas condiciones, la velocidad promedio del viento medida fue de 7 ms^{-1} , la altura significativa de 1 m y el periodo que corresponde al máximo espectral fue 9 s. La velocidad del viento corregida es resultado de la suma de la velocidad del viento medida y las velocidades inducidas (axial y angular) por el movimiento de la boya, una vez aplicada la matriz de rotación para representar la velocidad en el sistema de coordenadas terrestre.

En la figura 6 se ilustra el espectro de la componente vertical de la velocidad medida y de la corregida; además del espectro de cada contribución a la componente vertical del viento, asociadas con las velocidades axiales y angulares de la boya. La representación espectral muestra que las señales difieren donde se encuentra la mayor energía de las olas en el dominio de las frecuencias (0.05 Hz - 0.01 Hz.), el movimiento axial (heave) de la boya es la causa principal de esto. En la figura 7 se muestra como ejemplo el espectro del desplazamiento de la superficie libre (aceleración vertical integrada dos veces) corregida por el movimiento de

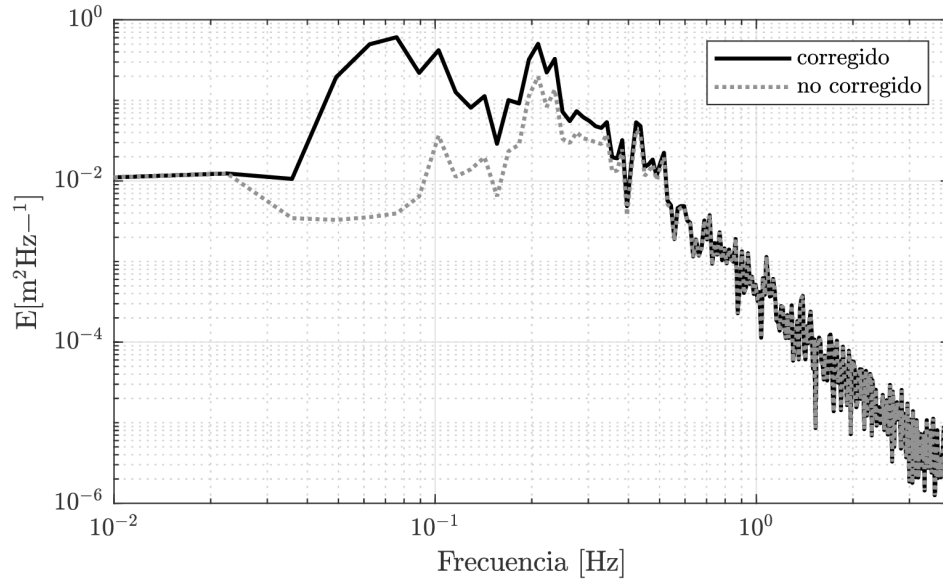


Figura 7: Espectros del desplazamiento vertical de la superficie libre corregido $\mathbf{X}$ por el movimiento de la boya (línea negra continua) y sin corregir $\mathbf{TX}_{\text{obs}}$ (línea punteada).

la boya (línea negra continua) y no corregida $\mathbf{TX}_{\text{obs}}$ (línea punteada gris) para ilustrar la relación entre el campo de oleaje y la elevación de la superficie libre. Se observa que el espectro del desplazamiento de la elevación de la superficie libre corregida tiene mayor densidad de energía que el espectro de la señal no corregida, esto se debe a que la corrección incorpora la señal de ondas largas registradas por el sensor de movimiento y que no es detectado por los alambres de capacitancia.

3.5. Cálculo del flujo de momento entre la atmósfera y el océano.

Muy cerca de la superficie del mar, dentro de la subcapa viscosa del aire, 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, de forma que

$$\boldsymbol{\tau} = -\rho(\overline{u'w'}\mathbf{i} + \overline{v'w'}\mathbf{j}) \quad (5)$$

donde $\boldsymbol{\tau}$ es el esfuerzo del viento, ρ es la densidad del aire y las componentes turbulentas $\mathbf{u}' = (u', v', w')$ se obtuvieron al restar el promedio de la velocidad del viento a las velocidades

instantáneas del viento, de tal forma que $\mathbf{U} = \overline{\mathbf{U}} + \mathbf{u}'$.

Una vez que las componentes de velocidad del viento fueron referidas a un sistema inercial, i.e. corregidas por el movimiento de la boya, se calculó la dirección de la velocidad horizontal del viento promedio y se realizó una rotación de coordenadas para alinear el eje x de la boya con esta dirección; con lo que se obtiene que el promedio de la componente de velocidad en el eje y es prácticamente nula ($\overline{V} = 0$). 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). A partir de cada 10 minutos de observaciones se calculó la velocidad promedio del viento y la orientación del eje x de la boya respecto al marco de referencia terrestre, como la suma de la dirección del viento respecto al eje x de la boya (antes de la rotación de coordenadas) y la dirección del eje x de la boya respecto al norte.

El esfuerzo superficial se calculó de acuerdo con la ecuación (5) a través de la correlación de las componentes turbulentas horizontales y la componente turbulenta vertical (intervalos de 10 minutos), de forma que es posible obtener

$$\tau_x/\rho = -(\overline{u'w'}) \quad \& \quad \tau_y/\rho = -(\overline{v'w'}) \quad (6)$$

dónde τ_x/ρ es la componente del esfuerzo en la dirección del viento promedio y τ_y/ρ la componente perpendicular a la dirección promedio del viento. La dirección relativa (θ) entre el esfuerzo y el viento promedio se calculó como:

$$\theta = \arctan(\overline{u'w'}/\overline{v'w'}) \quad (7)$$

A partir de la ecuación (1) y de la determinación directa de τ , es posible obtener el coeficiente de arrastre C_D . Para esto es necesario eliminar el efecto de la flotabilidad en el cálculo, de modo que la velocidad del viento medida se transformó al valor correspondiente a condiciones neutrales (U_{zN}) a través de la relación propuesta por Donelan (1990):

$$U_{zN} = U_z + (u_*/k)\psi_u(z/L) \quad (8)$$

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

$$\psi_u = 2 \ln\left(\frac{(1+X)^{1/4}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+X^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}X + \frac{2}{\pi} \quad (9)$$

en condiciones atmosféricas inestables ($z/L < 0$), los flujos son positivos (del océano hacia la atmósfera), con $X = (1.17(z/L))^{1/4}$, de lo contrario

$$\psi_u = -5.4(z/L) \quad (10)$$

para condiciones estables $z/L > 0$ y los flujos son negativos (de la atmósfera al océano). Una vez calculada la velocidad del viento en condiciones neutrales se supone un perfil logarítmico del viento para referir la velocidad del viento a una altura de 10 m. (Donelan, 1990), de forma que:

$$U_{10N} = U_{zN} + \frac{u_*}{k} \ln \frac{10}{z} \quad (11)$$

Finalmente el C_D puede ser calculado a partir de (1) y (5) como :

$$C_{D_{10N}} = \frac{(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/2}}{U_{10N}^2} \quad (12)$$

3.6. Estimación del espectro direccional del oleaje.

El espectro direccional del oleaje se puede expresar en términos del espectro en frecuencia $S(f)$, como $E(f, \theta) = S(f)D(f, \theta)$, donde $D(f, \theta)$ es una función que describe la distribución de la energía con respecto a la dirección y a la frecuencia. Es llamada función de distribución direccional de la energía (Young, 1994), y debe satisfacer que,

$$\int_0^{2\pi} D(f, \theta) d\theta = 1 \quad (13)$$

para garantizar que la energía del espectro se conserva en cada frecuencia. Mediante observaciones con boyas direccionales o arreglos de sensores, algunos autores han propuesto diferentes formas para la función de distribución direccional (Donelan *et al.*, 1985; Hasselmann *et al.*, 1980; Longuet-Higgins *et al.*, 1963). Por otra parte, existen diferentes aproximaciones para obtener el espectro direccional del oleaje. Las más utilizadas son: el FEM (Fourier Expansion Method; Hasselmann *et al.*, 1980; MEM (Maximum Entropy Method; Capon, 1969) y MLM (Maximum Likelihood Method; Lygre y Krogstad, 1980).

En esta tesis se utilizó el método de máxima verosimilitud para obtener el espectro direccional del oleaje a partir de las mediciones de la elevación de la superficie del mar. Si consideramos un arreglo de N sensores de capacitancia (WaveStaffs), cada uno localizado en la posición x_n del arreglo, a partir de la serie de tiempo de la elevación de la superficie libre medida en cada WaveStaff se calcula la densidad espectral cruzada $N \times N$ entre las señales.

La representación de la elevación de la superficie libre en función del espacio y del tiempo se expresa como,

$$\eta(\mathbf{x}, t) = \int \int e^{i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} Z(\mathbf{k}, \omega) d\mathbf{k} d\omega \quad (14)$$

donde $Z(\mathbf{k}, \omega)$ representa los coeficientes de Fourier complejos de cada componente con número de onda $\mathbf{k}$ y frecuencia ω . La versión más completa del espectro del oleaje en frecuencia y el vector número de onda puede representarse en términos de los coeficientes complejos de Fourier por

$$S(\mathbf{k}, \omega) d\mathbf{k} d\omega = \langle Z(\mathbf{k}, \omega) Z^*(\mathbf{k}, \omega) \rangle \quad (15)$$

donde el paréntesis angular indica el promedio y el asterisco el complejo conjugado. Usualmente la elevación de la superficie del mar η no se mide directamente, pero se puede determinar con alguna cantidad xi que puede ser relacionada con η (ej. presión o pendiente η_x). En general xi puede relacionarse con η a través de la definición de una función de transferencia

H , tal que:

$$H(\mathbf{k}, \omega) = (\cos \theta)^\alpha (\sin \theta)^\beta G(k, \omega) \quad (16)$$

en donde los valores de α , β y G dependen de la variable ξ que se mide. En nuestro caso la variable medida es la superficie libre (η), por lo que α , $\beta = 0$ y $G=1$. Si sustituimos la ec. (16) en la ec. (14) tenemos que,

$$\xi(\mathbf{x}, t) = \int \int H(\mathbf{k}, \omega) e^{i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} Z(\mathbf{k}, \omega) d\mathbf{k} d\omega \quad (17)$$

El espectro cruzado $\Phi_{mn}(\omega)$ entre cualquiera de las variables medidas $\xi_m(x_m, t)$ y $\xi_n(x_n, t)$ es:

$$\Phi_{mn}(\omega) = \left\langle \int H_m(\mathbf{k}, \omega) e^{i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}_m)} Z(\mathbf{k}, \omega) d\mathbf{k} \times H_n^*(\mathbf{k}', \omega) e^{i(\mathbf{k}' \cdot \mathbf{x}_n)} Z^*(\mathbf{k}', \omega) d\mathbf{k}' \right\rangle \quad (18)$$

debido a que Z es una variable aleatoria $\langle Z(\mathbf{k}, \omega) Z^*(\mathbf{k}', \omega) \rangle = 0$ para $\mathbf{k} \neq \mathbf{k}'$, y la ec. (18) puede escribirse como

$$\Phi_{mn}(\omega) = \int H_m(\omega) H_n^*(\omega) e^{i(\mathbf{k} \cdot (\mathbf{x}_n - \mathbf{x}_m))} F(\omega, \theta) d\theta \quad (19)$$

en donde se utilizó relación de dispersión para incorporar el espectro en función de la frecuencia y la dirección $F(\omega, \theta)$ en lugar del espectro en función del vector número de onda y la frecuencia $S(\mathbf{k}, \omega)$.

Con el método MLM se determina el espectro direccional que tiene la máxima probabilidad de conformar el número limitado de estimaciones espectrales cruzadas. Ese método fue desarrollado por Isobe *et al.*, (1984), con el que se evalúa la energía que se propaga en la dirección θ , minimizando la influencia de las componentes con otras direcciones. La minimización se logra a través de la teoría multiplicativa de Lagrange, y el resultado es,

$$F(\omega, \theta) = \frac{Q(\omega)}{\sum_m \sum_n \Phi_{mn}^{-1}(\omega) H_m^*(\omega) H_n(\omega) e^{i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{x}_n - \mathbf{x}_m)}} \quad (20)$$

donde $Q(\omega)$ es un factor de normalización de tal manera que el total de la energía del espectro direccional es equivalente a la energía del espectro unidimensional.

En el caso de un arreglo geométrico de alambres de capacitancia, $H_m = H_n = 1$ en la ec.

(20), y por lo tanto

$$F(\omega, \theta) = Q(\omega) \left[\sum_m \sum_n \Phi_{mn}^{-1}(\omega) e^{ikR_n \cos \theta_n} e^{-ikR_m \cos \theta_m} \right]^{-1} \quad (21)$$

donde ϕ_n es el ángulo entre el alambre de capacitancia n y θ es la dirección de propagación de la componente de onda y R_n es la distancia del alambre de capacitancia de componente con un origen fijo. Si se conoce la matriz de densidad espectral cruzada y la geometría del arreglo, la ecuación 21 puede evaluarse. De esta forma el espectro direccional $F(\omega, \theta)$ puede estimarse en las frecuencias discretas, ω y en las direcciones θ , a partir de las series de tiempo de la elevación de la superficie libre $\eta(t)$ en los n_p ($l = 1, n_p$) alambres de capacitancia situados con coordenadas cartesianas R_{lx} , R_{ly} . A partir de la señal de cada alambre de capacitancia se estima la transformada de Fourier, $Z_l(\omega)$, y se puede entonces evaluar la matriz de densidad espectral cruzada, de forma que

$$\Phi'_{mn}(\omega) = \frac{Z_m(\omega) Z_n^*(\omega)}{|Z_m(\omega)| |Z_n(\omega)|} \quad (22)$$

Para cada alambre de capacitancia y cada ángulo discreto de incidencia del oleaje θ , el desfase complejo entre el alambre de capacitancia y el origen del arreglo geométrico es,

$$X_l(\omega, \theta) = \exp[-ik(R_{lx} \cos \theta + R_{ly} \sin \theta)] \quad (23)$$

y la ecuación (23) se puede evaluar utilizando la matriz

$$F(w, \theta) \propto [X_l^T(\omega, \theta) \Phi'^{-1}_{mn}(\omega) X_l(\omega, \theta)]^{-1} \quad (24)$$

donde X_l^T es la transpuesta de la matriz unidimensional X_l . A partir de la constante de proporcionalidad en la ecuación (24) se puede determinar la energía espectral del oleaje $E(\omega) = \int F(\omega, \theta) d\theta$. El espectro direccional del oleaje ($F(\omega, \theta)$) se calculó con el método de maxima verosimilitud (Capon, 1969) como se describe en Drennan *et al.*, (1994).

3.6.1. Método para realizar la partición del espectro direccional.

Para cuantificar la energía de los distintos sistemas del oleaje presentes en el espectro direccional del oleaje, se utiliza un esquema para llevar a cabo una identificación o descomposición del espectro direccional del oleaje en diferentes partes del dominio espectral (frecuencia y dirección). El primer algoritmo conceptual para la partición del espectro fue presentado por Gerling (1992). Este algoritmo consiste en encontrar el valor más bajo del umbral de energía con el que los máximos de energía del espectro se desconectan entre si. Este proceso se repite hasta que todos los sistemas de oleaje se detectan y se representan como máximos relativos en el espectro direccional. Para determinar si cada partición es significativa o no, se comparan los parámetros (promedios) integrales del oleaje con cada componente espectral en puntos vecinos y en tiempos subsecuentes, y si estas persisten en el espacio y el tiempo las particiones se consideran significativas.

Hasselmann *et al.* (1996) propusieron un esquema para la partición del espectro donde la idea básica es similar al esquema de Gerling (1992). En este esquema un espectro direccional del oleaje puede considerarse como un área de captación invertida, en analogía con conceptos hidrológicos, donde las diferentes subcuencas de esta área de captación principal se determinan al asociar cada punto de la malla espectral con un único valor vecino, el que tiene el nivel más alto de energía. Los puntos de la malla espectral que corresponden al mismo máximo local se agrupan y cada uno de estos grupos define a una partición. Con el fin de evaluar la importancia de cada una de las particiones, algunas de sus características morfológicas se comparan entre sí, en donde las particiones vecinas pueden ser fusionadas en una si se cumple alguno de los siguientes criterios: a) dos máximos se encuentran en celdas contiguas en la malla espectral, b) si el valle entre los dos máximos no es lo suficientemente pronunciado, es decir si el punto más bajo entre dos particiones es mayor que 85 % del pico menos energético y, c) si el cuadrado de la distancia espectral es menor que el ancho direccional de cualquiera de los dos picos (Portilla *et al.*, 2009).

3.6.2. Identificación del oleaje que se genera localmente.

Una vez encontrados los diferentes sistemas en el espectro, se procede a identificar el sistema forzado por el viento (oleaje local o wind sea) con el objetivo de cuantificar la energía generada localmente y la generada en áreas lejanas (swell). Para ésto se utiliza un criterio en el que se considera la edad de la ola (c_{pws}/u_*). Refiriéndonos al método propuesto por Hanson y Phillips (2001)

$$c_{pws} \leq (1.5) U_{10} \cos \delta \quad (25)$$

donde c_{pws} es la rapidez de fase del oleaje local, U_{10} es la rapidez del viento a 10 m. sobre el nivel del mar, δ representa el ángulo entre la dirección del viento y la dirección del oleaje local ($\delta = \theta_{ws} - \theta_{wind}$). Esta expresión indica que los sistemas del oleaje que se propagan con velocidad de fase menores que la componente del viento en la dirección de propagación de las olas, se consideran forzados por el viento. En términos de la frecuencia del pico espectral, y suponiendo olas en aguas profundas, la expresión (25) puede reescribirse como:

$$f_p \geq g/2\pi [1.5 U_{10} \cos \delta]^{-1} \quad (26)$$

y δ se encuentra entre los límites definidos por:

$$-\frac{\pi}{2} \leq \delta \leq \frac{\pi}{2} \quad (27)$$

Las ecuaciones (26) y (27) definen una región sobre la matriz espectral en donde la energía E_{ws} es se asocia con el oleaje local. Además se definió como la fracción de energía correspondiente al oleaje local (wsf, por sus siglas en inglés) como $wsf = E_{ws} / (E_{ws} + E_{swell})$.

En la figura 7 se muestra un ejemplo de la región sobre la matriz espectral en donde la energía se asocia con el oleaje local (E_{ws}), atendiendo a la definición expresada con las ecuaciones (26) y (27). Cualquier partición del espectro direccional cuyo máximo esté dentro de la región delimitada por estas ecuaciones, se considera como una partición que representa el oleaje forzada por el viento y por lo tanto correspondiente a oleaje generado localmente (wind sea). Todas las demás particiones se consideran representativas de swell.

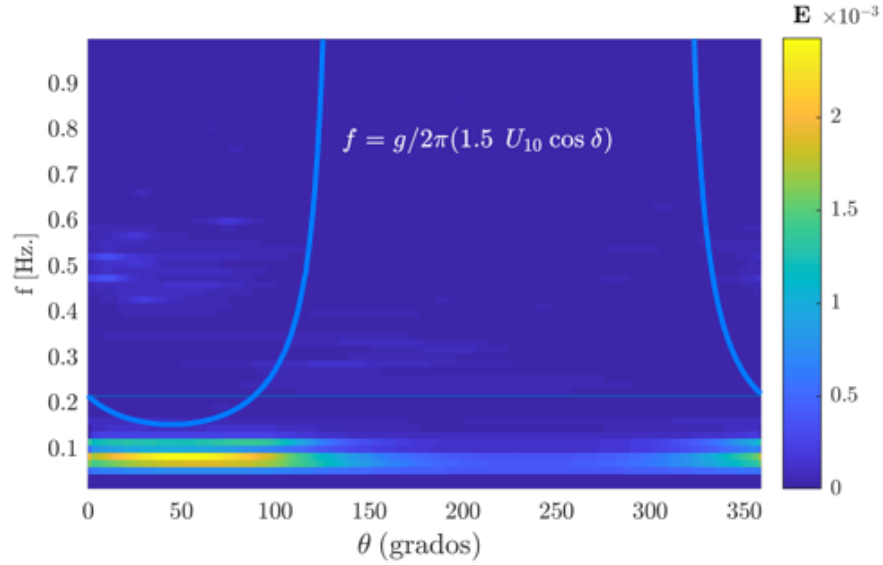


Figura 8: Espectro direccional del oleaje correspondiente a las 11:30 hrs. del día 27 de noviembre del 2017. Los valores de energía de la matriz espectral que se encuentren dentro de la región (línea azul) definida por las ecuaciones (26) y (27) corresponden a oleaje generado localmente.

3.7. Variables atmosféricas.

Para cada 10 minutos de mediciones en la BOMM1, se realizaron series de tiempo de los promedios de temperatura del aire, la humedad relativa, la presión atmosférica y la temperatura subsuperficial. 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 de Stanton (Large y Pond, 1981), para el cálculo de la estabilidad de la capa atmosférica.

Capítulo 4. Resultados y discusión.

4.1. Condiciones atmosféricas y oceánicas prevalecientes.

En este capítulo se presentan las condiciones atmosféricas y se hace una descripción del oleaje presente durante la campaña de mediciones. Posteriormente se presentan los resultados del esfuerzo del viento y del coeficiente de arrastre observado bajo condiciones de vientos débiles y vientos moderados. Enseguida se describen los resultados para abordar el tema del efecto directo que tiene el swell con el flujo de aire al interactuar con el viento y modificar el coeficiente de arrastre en vientos débiles. Finalmente se presentan los resultados para explicar el efecto indirecto que tiene el swell en el coeficiente de arrastre al modificar la rugosidad asociada al oleaje local, en condiciones de viento moderado.

En las figuras 9 y 10 se resumen las condiciones atmosféricas y oceánicas observadas, la rapidez promedio del viento a una altura de 10 metros en condiciones atmosféricas neutrales fue de $\sim 4.5 \text{ ms}^{-1}$ con una dirección predominante del noroeste. En condiciones de tormenta se observaron máximos de $U_{10N} \sim 15 \text{ ms}^{-1}$, y se observó una disminución de la presión atmosférica, así como un aumento en la humedad relativa (Fig. 10)

En el panel inferior de la figura 9 se muestran las alturas significantes asociadas al oleaje local y al swell. La altura del oleaje local varió entre aproximadamente entre 0.5 m y 1.0 m y la altura del swell varió entre 1.0 m y 2.0 m. Durante los eventos de tormenta el oleaje local y el swell alcanzaron alturas máximas de 2.0 m y 5.0 m, respectivamente. Durante la mayor parte del tiempo el swell predominó sobre el oleaje generado localmente, solamente en 3.5 % de las mediciones se presentaron casos en los que la densidad de energía del oleaje generado localmente fue mayor que la del swell. El periodo del swell asociado al máximo espectral fue de $T_p \sim 12 \text{ s}$, con una rapidez de fase de $c_p \sim 20 \text{ ms}^{-1}$, aunque en los eventos de tormenta, el periodo fue $T_p \sim 6 \text{ s}$, y la rapidez de fase $c_p \sim 10 \text{ ms}^{-1}$.

En las variables atmosféricas se observó un comportamiento sinóptico característico conocido como eventos de viento Santa Ana (3 eventos). Estos eventos se caracterizan por

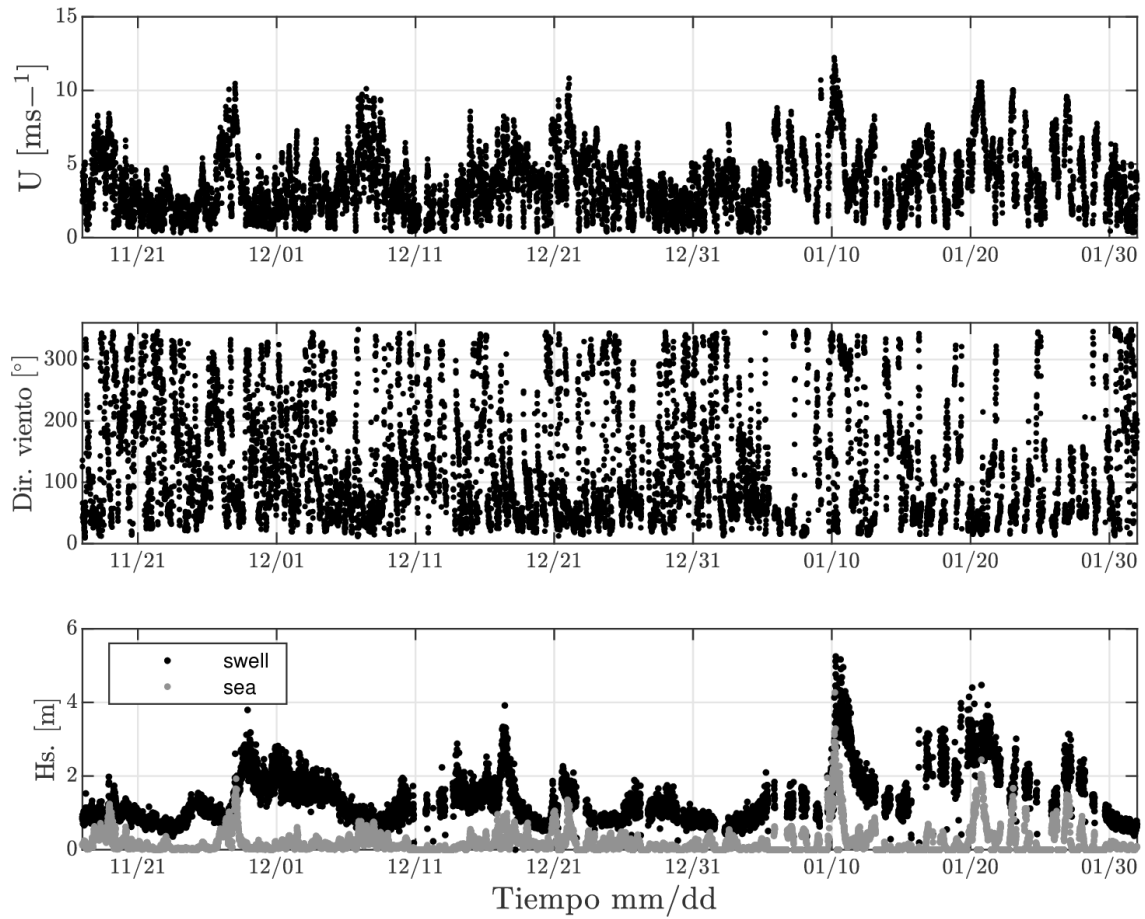


Figura 9: Series de tiempo de algunas variables observadas durante el experimento, rapidez promedio del viento U_{10N} (panel superior), dirección del viento en convención atmosférica (panel central) y la altura significativa (panel inferior) del swell (puntos negros) y de oleaje generado localmente (puntos grises), durante noviembre 2017-febrero 2018

presentar una temperatura del aire hasta 10°C mayor que la temperatura del agua durante el día (medida a 7 metros de profundidad), y el flujo de calor sensible se presenta de la atmósfera al océano. Durante estos eventos, el viento puede dirigirse de tierra a mar, con dirección entre 45° y 90° (convención atmosférica) e intensidad $U_{10N} \sim 8 \text{ ms}^{-1}$. La humedad relativa disminuye durante estas condiciones, aproximadamente hasta 12%. La temperatura en la atmósfera osciló entre 15°C y 25°C , con una clara componente diurna (Fig. 10). La temperatura subsuperficial del mar varía de manera diaria con oscilaciones entre 15°C y 18°C durante la mayor parte del tiempo.

En la figura 10 (panel inferior) se presenta la relación z/L ; z es la altura a la que se realizan las mediciones del viento (6.5 m) y L es la longitud de Obukhov, la cual representa el grosor de la capa dinámica cerca de la superficie donde los esfuerzos de corte del viento o

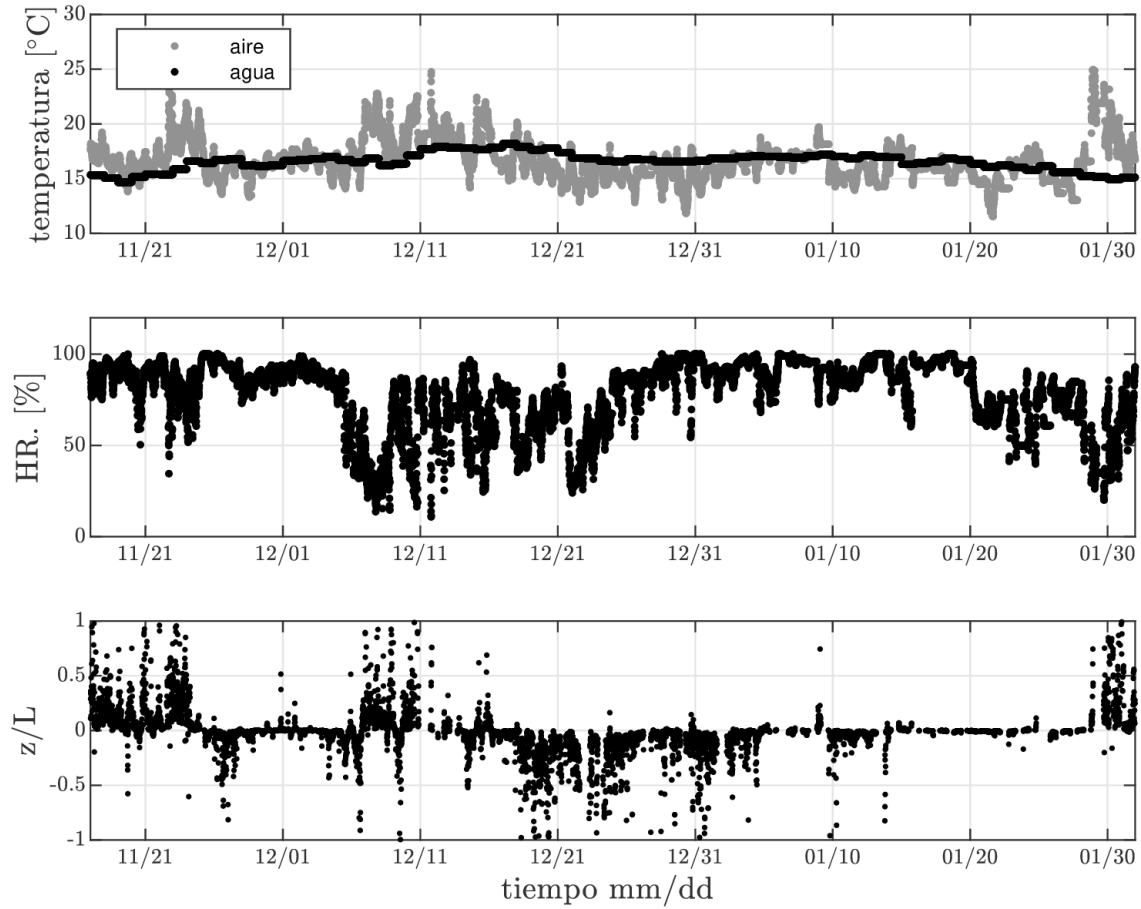


Figura 10: Series de tiempo de algunas variables observadas durante el experimento. Temperatura del agua (panel superior, puntos negros) y del aire (panel superior, puntos grises), humedad relativa (panel central) y el parámetro de estabilidad atmosférica z/L (panel inferior) durante noviembre 2017-febrero 2018.

efectos de fricción son una parte importante del esfuerzo total. Esta relación z/L , indica la importancia relativa de los efectos de flotabilidad respecto a los efectos por el corte vertical del viento en la capa superficial del mar, el parámetro z/L varía linealmente con la altura, mostrando la importancia de los efectos de flotabilidad mientras aumenta la altura sobre la superficie libre.

Las variaciones de temperatura y humedad con la altura sobre la superficie libre del mar dan como resultado una estratificación de la densidad. Como consecuencia del enfriamiento y calentamiento adiabático, una porción de aire que está en movimiento se encontrará en un ambiente en el que su densidad será diferente al de la porción de aire de sus alrededores. En presencia de gravedad, estas diferencias de densidad llevan a la aplicación de una fuerza de flotabilidad en esta porción de aire, que acelerará o desacelerará el movimiento vertical. Si el movimiento vertical de la porción de aire aumenta, la porción de aire se acelera y se aleja de

su posición de equilibrio por causa de la fuerza de flotabilidad. Este ambiente se conoce como *inestable* con flujos de calor de la superficie del océano hacia la atmósfera (flujos positivos). Por otro lado si la parcela es desacelerada y vuelve a su posición de equilibrio, la atmósfera se conoce como *estable* o establemente estratificada, con flujos de calor de la atmósfera a la superficie del océano (flujos negativos). Cuando en la porción de aire no se ejercen fuerzas de flotabilidad, la porción de aire se considera como neutral.

4.1.1. Condiciones de oleaje.

La dirección de propagación del oleaje predominante varió entre el oeste y el noroeste (45 % de los casos). El oleaje generado por el viento proveniente de tierra durante los eventos de Santa Ana fue muy poco común y representa menos que 3 % del total de los datos. También se presentaron algunos eventos importantes de swell proveniente y del oeste y el suroeste (aproximadamente 15 % de los datos).

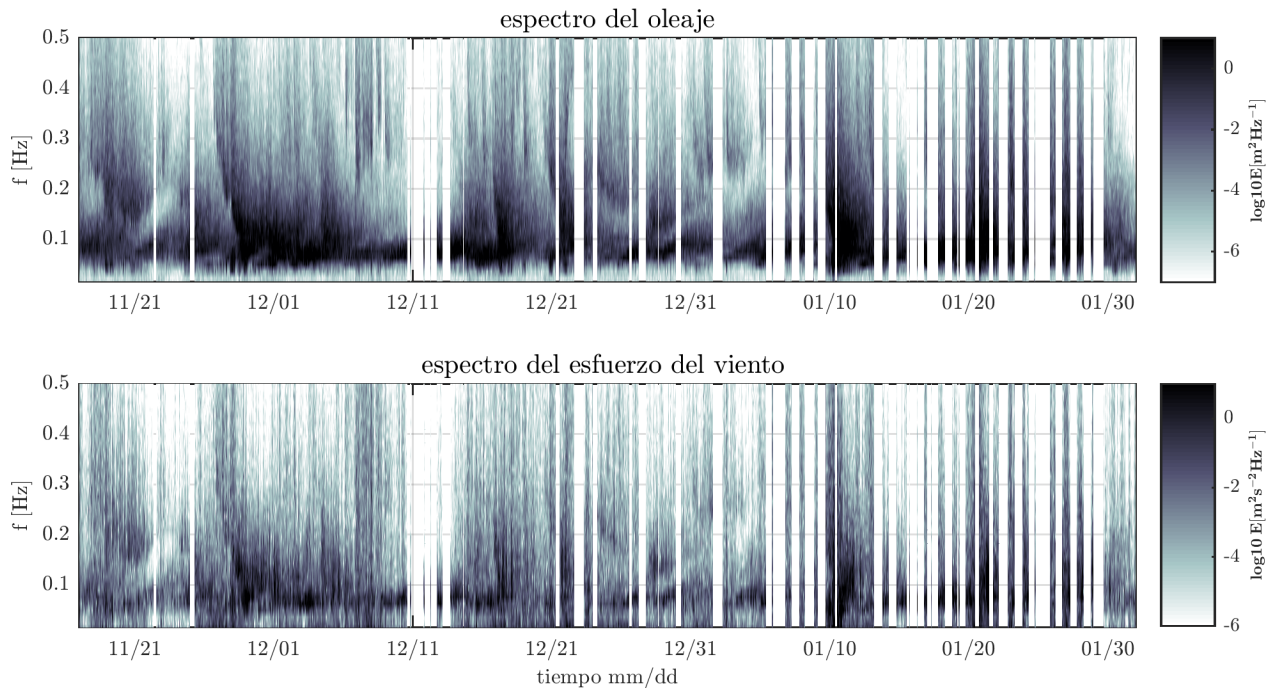


Figura 11: Evolución del espectro de frecuencia del oleaje (panel superior) y del esfuerzo del viento (panel inferior) en función del tiempo. La escala de colores representa el $\log_{10}$ de la densidad de energía del espectro en $\log_{10}(m^2 Hz^{-1})$ para el oleaje y $\log_{10}(m^2 s^{-2} Hz^{-1})$ para el esfuerzo del viento.

La evolución temporal del oleaje se presenta en términos del espectro de frecuencia (Fig. 11 superior) y se puede observar que el oleaje generado localmente y el swell están presentes en

la mayoría del tiempo. La energía del oleaje local se identifica principalmente en frecuencias entre 0.5 Hz - 0.2 Hz. Se muestra que la energía del swell se presenta en frecuencias entre 0.05 Hz - 0.1 Hz.

En la figura 11 (inferior) se presentan resultados de la importancia del promedio del viento durante el periodo de estudio, a pesar de que buena parte de la energía del esfuerzo del viento se encuentra en las frecuencias bajas ($f \leq 0.05$ Hz), se observa que existe energía en las mismas bandas de frecuencia que las del oleaje libre entre 0.05 Hz y 0.1 Hz. La presencia de energía en estas bandas de frecuencia coincide con los periodos cuando el oleaje libre es relativamente más intenso. Se ha reportado por otros autores (Donelan *et al.*, 1997) que ésto se debe a que el oleaje libre modifica el esfuerzo del viento, y este efecto es mayor en condiciones de vientos débiles y con oleaje libre relativamente intenso.

En condiciones en que el oleaje libre es el sistema dominante, una parte del esfuerzo total se puede asociar al oleaje libre a través del llamado esfuerzo coherente con el oleaje o esfuerzo asociado al oleaje. 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 libre (τ_w), ocasionado por movimientos inducidos por la presencia del oleaje. El esfuerzo total se reoresenta entonces por la suma de esos tres componentes (Jones y Toba, 2001); de forma que

$$\tau = \tau_t + \tau_\nu + \tau_w \quad (28)$$

La componente del esfuerzo asociada con la viscosad es importante solamente dentro de la subcapa viscosa, la cual tiene una altura típica de 1 cm (Lykossov, 2001) y puede despreciarse en alturas mayores, y en especial a la altura de nuestras mediciones (6.5 m). El esfuerzo asociado con el oleaje libre es despreciable lejos de la superficie, donde el esfuerzo debido a las componentes turbulentas domina en el esfuerzo total; aun así, el esfuerzo coherente con el oleaje libre es importante dentro de la capa límite del oleaje. La capa límite del oleaje es la parte inferior de la capa atmosférica marina sobre la superficie del mar y tiene una estructura horizontalmente homogénea y con un esfuerzo total (τ) constante. Dentro de la capa límite del oleaje, una parte de la transferencia de momento es el resultado de las fluctuaciones de presión, velocidad y esfuerzo producidos por el oleaje. La altura típica de la capa límite del

oleaje es :

$$h_{WBL} = g\omega_p^{-2} = \omega_p^{-1} \quad (29)$$

donde k_p y ω_p son el número de onda y la frecuencia asociados al máximo del espectro del oleaje, y g es la aceleración de la gravedad. La altura h_{WBL} se obtiene numéricamente, a partir de las ecuaciones de Reynolds en dos dimensiones, con las que se representan las perturbaciones producidas por las olas (Chalikov, 1986).

Drennan *et al.* (2003) estimaron 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, pero puede extenderse a alturas mayores que 12 metros con la presencia de oleaje libre (Drennan *et al.*, 1999). Por lo tanto, si el esfuerzo total no varía con la altura, la existencia de un esfuerzo asociado al oleaje dentro de la capa límite del oleaje implica un cambio del esfuerzo turbulento.

Con lo expuesto en esta sección podemos describir de manera preliminar que durante las mediciones realizadas en este trabajo la persistencia del oleaje libre ocasiona que la capa límite del oleaje se extendiera hasta una altura mayor que 6.5 m, aún durante vientos intensos, lo que puede ocasionar que el esfuerzo asociado con el oleaje libre modifique la turbulencia y el flujo de momento entre el océano y la atmósfera.

4.2. Dirección del esfuerzo del viento relativa al viento promedio.

En el cálculo del esfuerzo del viento se define como x positiva la dirección y sentido de la mayor variabilidad de la componente U del viento, de tal forma que el promedio de la componente de la velocidad del viento en el eje y es prácticamente cero ($\bar{V} = 0$). El resultado de la componente del esfuerzo τ_y , perpendicular al viento promedio presenta valores diferentes a cero; en otras palabras, el vector del esfuerzo del viento no necesariamente se encuentra alineado con el viento promedio. En la figura 12 se observa que la magnitud de la desviación de la dirección del esfuerzo relativa a la dirección del viento promedio depende inversamente de la intensidad del viento, i.e. las mayores desviaciones se asocian con vientos débiles, mientras que el vector del esfuerzo tiende a alinearse con el viento promedio bajo condiciones de vientos

intensos. En un análisis similar, Bye *et al.* (2001) reportan que las mayores desviaciones de la dirección del esfuerzo del viento respecto al viento promedio ($> 50^\circ$), las condiciones de oleaje eran dominadas por oleaje libre.

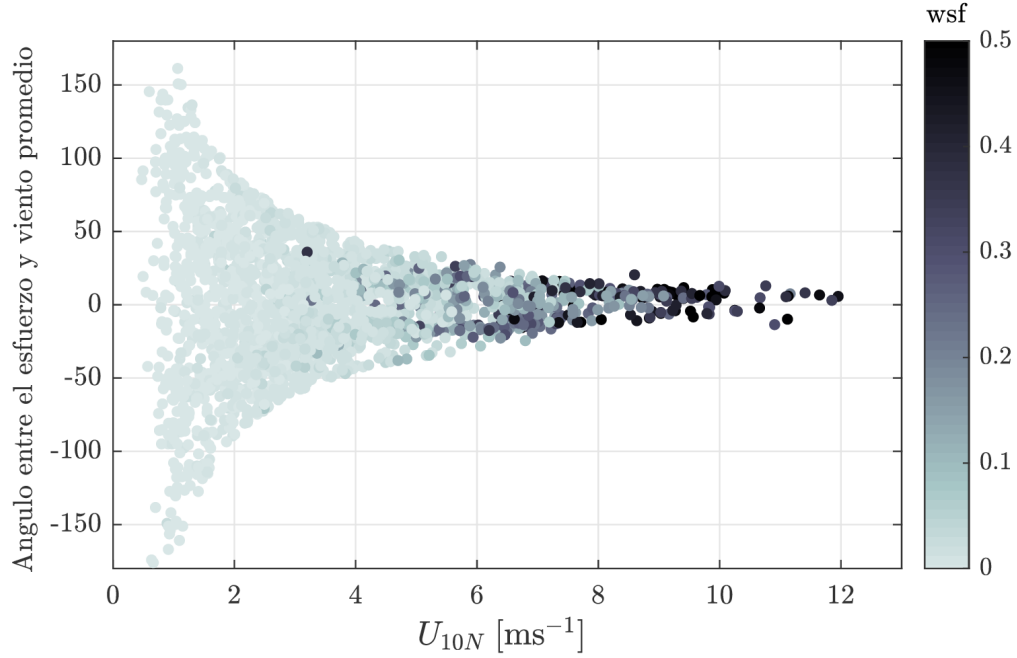


Figura 12: Dirección del esfuerzo del viento relativa a la del viento U_{10N} promedio como función de la intensidad del viento. La escala de grises representa el $wsf = E_{ws}/(E_{ws} + E_{swell})$.

En la figura 12 se observa que la desviación de la dirección del esfuerzo depende en gran medida de la importancia relativa del oleaje generado localmente representada con el wind sea fraction (wsf, por sus siglas en inglés), que se define con la razón de la energía del oleaje local con respecto a la energía total del oleaje ($wsf = E_{ws}/(E_{ws} + E_{swell})$). La mayor desviación de la dirección del esfuerzo respecto al promedio del viento en los casos con valores pequeños de wsf (colores claros) indica una clara influencia del oleaje libre y sugiere que las mayores desviaciones son causadas por el oleaje libre. Por lo tanto, si las desviaciones observadas son debidas a la interacción entre el swell y el viento, las variaciones del esfuerzo turbulento debidas al esfuerzo coherente con el oleaje dependerán de la dirección relativa entre el oleaje libre y el viento; por lo tanto el vector del esfuerzo total sólo estará alineado al viento promedio cuando la velocidad de fase 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 a la del viento) domine el campo de oleaje.

4.3. Análisis del coeficiente de arrastre observado.

En la sección 4.3.1 se presentan los resultados del coeficiente de arrastre en condiciones de vientos débiles $U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$ en los que el C_{D10N} disminuye al aumentar la velocidad del viento. En la sección 4.3.2 se presentan los resultados de las condiciones con vientos moderados, donde se muestra que el C_{D10N} aumenta linealmente con el viento. En las siguientes secciones de este capítulo se realiza un análisis del comportamiento del C_{D10N} en las diferentes condiciones de viento observadas y se identifican posibles mecanismos que generan dicho comportamiento

En la figura 13 se muestra el coeficiente de arrastre estimado mediante la ecuación (12) en función de la velocidad del viento. Los puntos representan los valores calculados mediante la correlación de las fluctuaciones turbulentas que se obtienen a partir del conjunto de datos durante 10 minutos, los rombos representan el promedio del coeficiente de arrastre en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. A partir de las observaciones realizadas en este trabajo el C_{D10N} disminuye al aumentar el viento en condiciones de vientos débiles ($U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$), mientras que en vientos moderados ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) el C_{D10N} aumenta linealmente con la velocidad del viento. En general, el coeficiente de arrastre calculado a partir de la ecuación (12), disminuye al aumentar el viento promedio en condiciones de vientos débiles $U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$. En condiciones de viento débil, los valores de C_{D10N} en promedio (entre 0.0015 y 0.025) son mucho mayores que los valores que resultan al extender la relación de Smith (1980) a vientos menores que 5 ms^{-1} . En condiciones con vientos entre 3 ms^{-1} y 8 ms^{-1} los valores calculados del C_{D10N} son muy similares a los reportados por Pan *et al.* (2005) (línea continua azul) en mediciones hechas en la costa de Lousiana, en el Golfo de México, en un estado de mar mixto: con oleaje generado localmente (generación limitada por el fetch) y con swell que se propaga en contra de la dirección del viento.

En los casos en que el viento es mayor que 8 ms^{-1} el C_{D10N} aumenta linealmente con el viento, en una forma similar a la que se explica con la relación paramétrica de Smith (1980), comúnmente utilizada para representar condiciones oceánicas lejos de la costa. La línea segmentada gris representa la relación paramétrica de Ocampo-Torres *et al.* (2011); durante su estudio el campo de oleaje estuvo dominado por el oleaje libre bajo vientos débiles

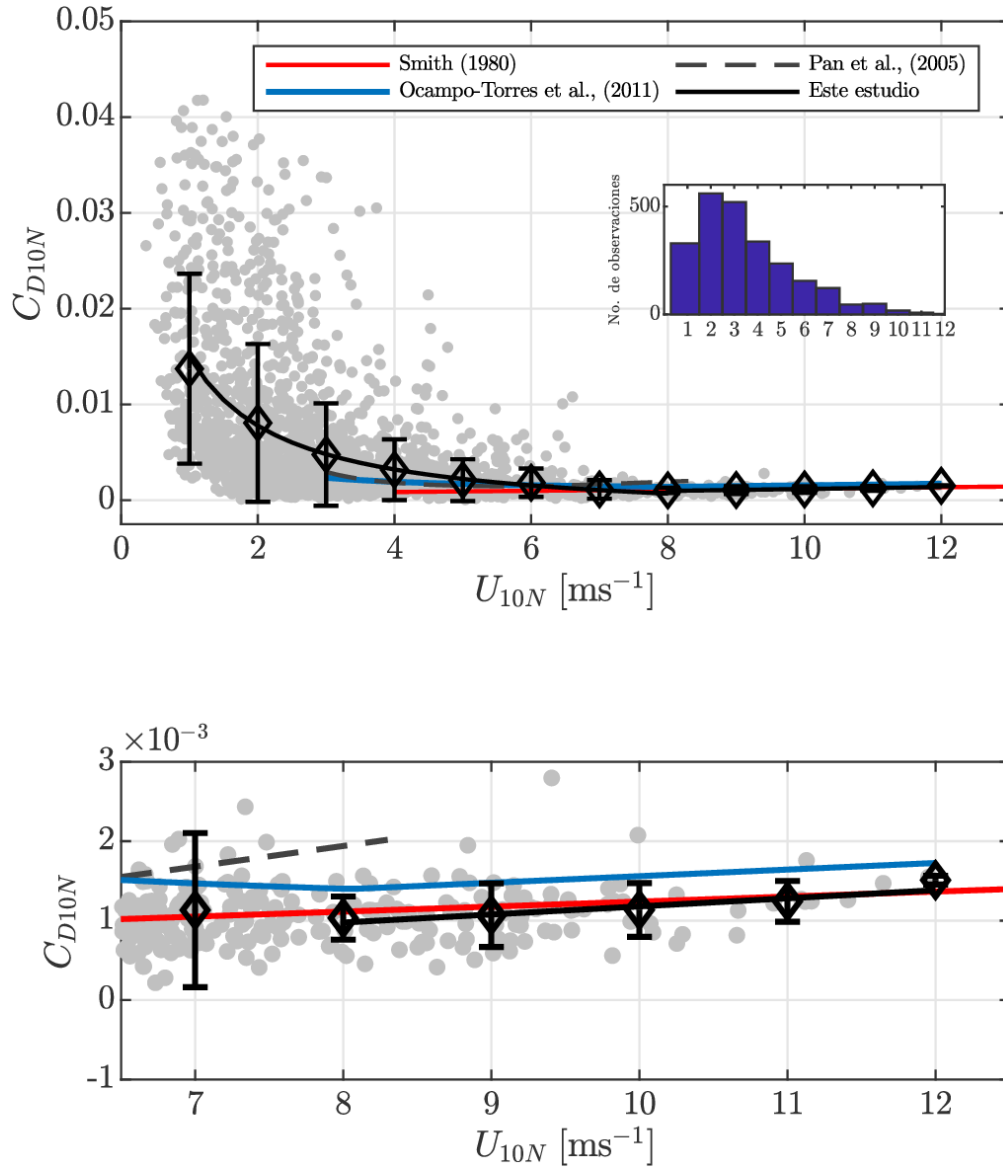


Figura 13: Descripción del coeficiente de arrastre como función de la velocidad del viento. Cada punto representa el C_{D10N} calculado a partir de las fluctuaciones turbulentas. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. Las líneas corresponden a las relaciones paramétricas propuestas por: (Smith, 1980) línea roja, (Ocampo-Torres *et al.*, 2011) línea azul, (Pan *et al.*, 2005) línea segmentada gris. El histograma de barras indica el número de observaciones para cada intervalo de clase de 1 ms^{-1} .

y por el oleaje local bajo vientos intensos. En sus mediciones y bajo condiciones de vientos intensos ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$), se presentan condiciones de oleaje local en dirección opuesta a la del swell. En los resultados de esta tesis y con las mismas condiciones de intensidad de viento; el oleaje local y el swell se propagan en la misma dirección. Los resultados sugieren que las diferencias entre este estudio y lo reportado por Ocampo-Torres *et al.* (2011) durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} \leq 8 \text{ ms}^{-1}$) son debidas a la dirección de propagación

del swell respecto a la dirección del viento y la interacción entre el oleaje local y el swell. Esto podría tener el efecto de incrementar el coeficiente de arrastre, ya que los valores del C_{D10N} reportados ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) por la parametrización de (Ocampo-Torres *et al.*, 2011) son entre 15 % y 20 % mayores que los de este estudio. Donelan *et al.* (1997) observaron un incremento evidente del coeficiente de arrastre respecto a condiciones de oleaje local puro y mismas condiciones de intensidad del viento, cuando el oleaje se propaga con dirección contraria a la del viento.

A partir de los resultados que se muestran (Fig. 13) y un análisis de regresión lineal mediante cuadrados mínimos, se obtienen dos relaciones con las que se describe el comportamiento del C_{D10N} en función del viento, tal que:

$$C_{D10N} = 1 \times 10^{-3} \begin{cases} -2.0 + 22.1 U_{10N}^{-1} - 5.1 U_{10N}^{-2} & U_{10N} < 8 \text{ms}^{-1} \\ 0.162 + 0.101 U_{10N} & U_{10N} \geq 8 \text{ms}^{-1} \end{cases} \quad (30)$$

Con la ecuación (30) se propone describir la dependencia del C_{D10N} con el viento, en condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) observamos un incremento lineal del C_{D10N} en función del viento y nuestros resultados se asemejan a las relaciones paramétricas propuestas por otros autores. En condiciones de viento débil ($U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$) el C_{D10N} disminuye al aumentar la velocidad del viento y se observa mucha variabilidad respecto al promedio, esto nos dice que en estas condiciones el C_{D10N} no depende solamente del viento, sino se encuentra en función de otros procesos que serán analizados a continuación.

4.3.1. Vientos débiles.

A continuación se describe el comportamiento del coeficiente de arrastre en condiciones de viento menor que 8 ms^{-1} , cuando las condiciones de oleaje están dominadas por swell. Con base en lo presentado anteriormente, la disminución del C_{D10N} al aumentar la velocidad del viento puede deberse a la presencia de oleaje libre, y que una rapidez de viento de 8 ms^{-1} representa el umbral hasta dónde los efectos del oleaje libre tiene efecto directo en modificar el flujo de momento. Pan *et al.* (2005) observaron un comportamiento similar del C_{D10N} en función del viento, observaron que el C_{D10N} decrece al aumentar la velocidad hasta 6 ms^{-1}

(Fig. 13, línea azul).

Donelan *et al.* (1997), observaron que durante condiciones de vientos débiles y swell que se propaga en dirección contraria al viento, el C_D fue hasta 3 veces mayor que el C_D medido en ausencia de swell. Por otra parte Drennan *et al.* (1999) observaron una reducción del C_D asociada con la presencia de swell que se propaga en la misma dirección que el viento.

Yelland y Taylor (1996), observaron que el C_D disminuye al aumentar la velocidad del viento en condiciones oleaje dominado por swell. Pan *et al.* (2005) observaron una disminución similar del C_D y concluyeron que era debido a la presencia de swell. Pan *et al.* (2005) atribuyen este comportamiento a la presencia del oleaje libre que se propaga en la dirección contraria al viento. Donelan *et al.* (1997) observaron que bajo vientos moderados con oleaje libre intenso y con la misma dirección que el viento, el C_D disminuye o incluso puede llegar a ser negativo, indicando que el flujo de momento es del océano a la atmósfera.

Al calcular el coeficiente de arrastre siguiendo la ecuación (1) se oculta la presencia de valores negativos de C_D , debido a que en el cálculo se utiliza la magnitud del esfuerzo, que por definición es positiva. Se realizó por lo tanto el cálculo del C_D de la parte alineada con el viento promedio $C_{Dx10N} = \overline{u'w'}/U_{10N}^2$. En la figura 14 se muestra la parte del coeficiente de arrastre correspondiente a las fluctuaciones de la componente de velocidad alineada con el viento promedio C_{Dx} como función de la magnitud del viento. Se observa la presencia de valores positivos de C_{Dx} cuando el viento oscila entre 1 ms^{-1} y 6 ms^{-1} , pero también valores negativos, al aumentar la velocidad del viento los valores del C_{Dx} presentan un crecimiento lineal. En la figura 15 se muestra la parte del coeficiente de arrastre correspondiente a las fluctuaciones de la componente de velocidad perpendicular al viento promedio, $C_{Dy10N} = \overline{v'w'}/U_{10N}^2$, como función de la magnitud del viento. Se observa la presencia de valores positivos de C_{Dy} cuando el viento oscila entre 1 ms^{-1} y 6 ms^{-1} , pero también valores negativos, al aumentar la velocidad del viento los valores del C_{Dy} tienden a cero. A partir de las figuras 14 y 15 se observa que en condiciones de viento débil existe algún proceso que modifica el C_D en un orden de magnitud (con signo positivo y negativo), al compararlo con el observado durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$); estos resultados están de acuerdo con lo reportado por Donelan *et al.* (1997), ya que en nuestras mediciones y bajo estas condiciones de viento la presencia de oleaje libre fue persistente. Lo expuesto

con anterioridad sugiere que el oleaje libre es la causa de la tendencia observada

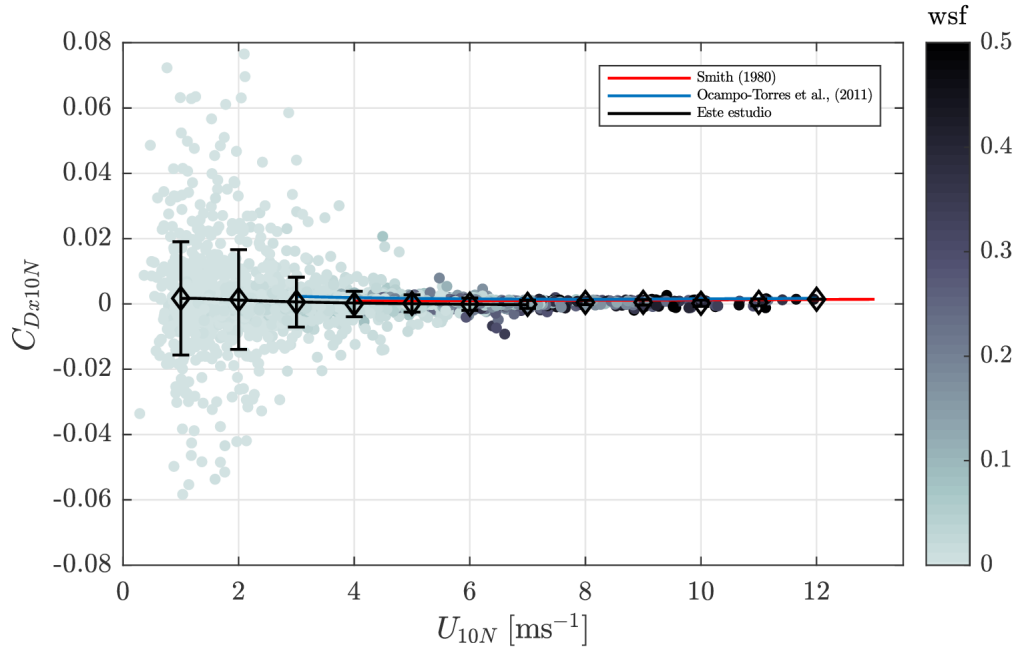


Figura 14: Coeficiente de arrastre alineado con el viento promedio como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. Las líneas corresponden a las relaciones paramétricas propuestas por: Smith (1980) línea roja, Ocampo-Torres *et al.*, (2011) línea azul. La barra de color indica la importancia relativa de la energía del oleaje generado localmente (wsf) .

Sin embargo existen otros procesos que pueden ocasionar el aumento del coeficiente de arrastre en condiciones de viento débiles. Recordando la ecuación (3), existe una relación única del C_{DN} y la rugosidad aerodinámica asociada, tal que $C_{DN} = k^2[\log(z/z_0)]^{-2}$. Tomando en cuenta esta ecuación y en condiciones de vientos débiles, conforme $U_{10N} \rightarrow 0$ la rugosidad de la superficie disminuye y una parte del esfuerzo total se debe a efectos de la viscosidad. Cuando los elementos de rugosidad son lo suficientemente pequeños como para no sobresalir de la subcapa viscosa, el flujo se considera aerodinámicamente liso (número de Reynolds, $Re_* = u_* z_0 / \nu < 0.13$), donde ν es la viscosidad cinemática del aire (Jones y Toba, 2001). En este tipo de flujo, la escala de rugosidad de la superficie es $z_0 = 0.11\nu/u_*$. Esto implica que la rugosidad, al igual que el coeficiente de arrastre, disminuye al aumentar la velocidad del viento. En condiciones de flujo aerodinámicamente rugoso ($Re_* > 2.2$), donde los efectos viscosos son despreciables, se supone que la rugosidad de la superficie se debe totalmente a ondas gravitatorias, y se describe razonablemente con la parametrización de Charnock (1955).

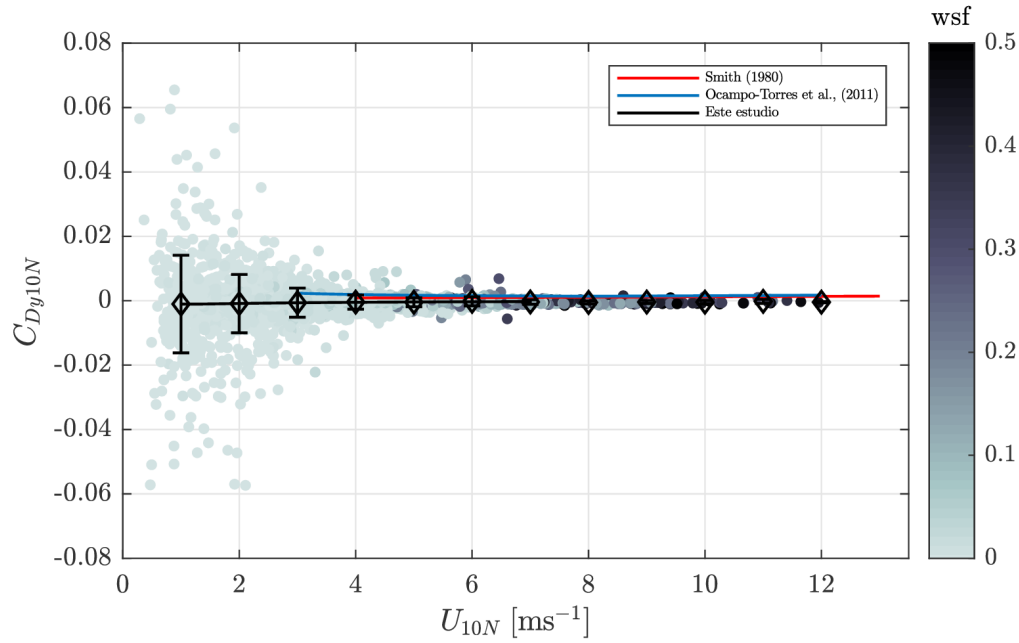


Figura 15: Coeficiente de arrastre perpendicular con el viento promedio como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. Las líneas corresponden a las relaciones paramétricas propuestas por: Smith (1980) línea roja, Ocampo-Torres *et al.*, (2011) línea azul. La barra de color indica la importancia relativa de la energía del oleaje generado localmente (wsf) .

En la figura 16 se grafica el número de Reynolds en función de U_{10N} , donde la línea segmentada negra representa el límite entre flujo liso y rugoso. En condiciones de viento $U_{10N} < 7 \text{ ms}^{-1}$ se observa que en promedio los valores corresponden a un flujo aerodinámicamente rugoso, aunque se observa también la presencia de valores correspondientes a flujo liso. En vientos de 8 ms^{-1} se observa una abrupta disminución del promedio del número de Reynolds, con lo que se distingue la presencia del flujo liso durante estas condiciones. En vientos mayores que 11 ms^{-1} el valor del Re_* se mantiene alrededor del límite del flujo rugoso. En este estudio el promedio del número de Reynolds rugoso fue mayor que 0.13 y sólo en condiciones de viento $\sim 8 \text{ ms}^{-1}$ puede considerarse como flujo liso ($Re_* < 2.2$).

Resulta inesperado observar los valores mínimos del número de Reynolds rugoso en viento $\sim 8 \text{ ms}^{-1}$ (Fig. 16), se esperaría que los valores mínimos de Re_* ocurrieran con velocidades del viento cercanas a cero, cuando los efectos viscosos adquieren mayor importancia, al mismo tiempo se esperaría que la velocidad de fricción y la rugosidad presentaran los menores valores. No obstante, Wu (1994) en su análisis de la rugosidad aerodinámica bajo vientos débiles, observó un mínimo del número de Reynolds en velocidades de viento de 5 ms^{-1} , mismo que

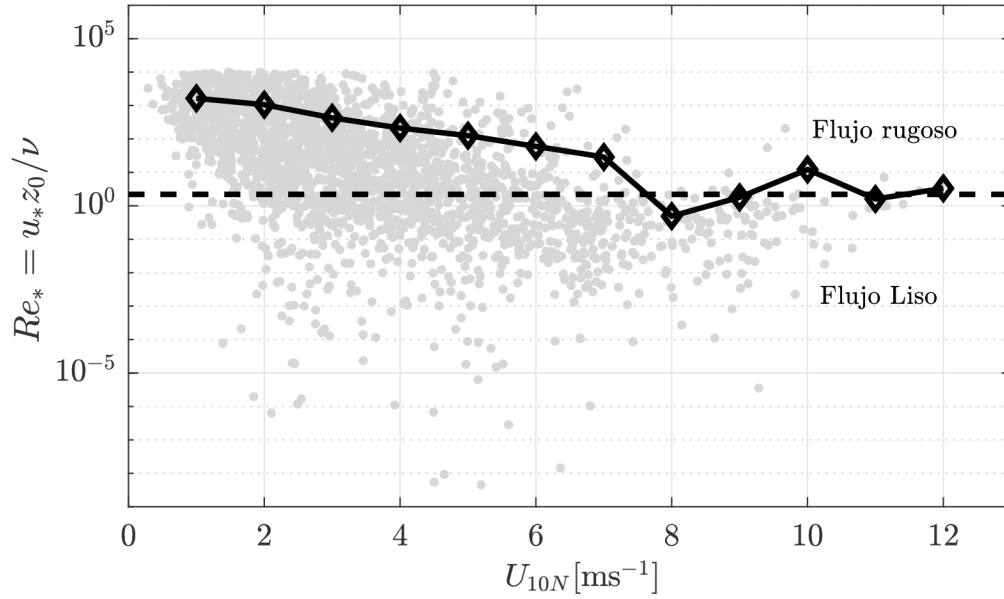


Figura 16: Número de Reynolds rugoso $Re_* = u_* z_0 / \nu$ como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. La línea segmentada representa el valor crítico para que un flujo sea considerado como rugoso.

atribuyó a un incremento de la rugosidad ocasionado por la presencia de ondas capilares. Sin embargo el incremento del C_{D10N} ocasionado por la presencia de ondas capilares es pequeño y no es suficiente para representar los valores observados (Drennan *et al.*, 2005). En el presente trabajo, los mayores valores del número de Reynolds y del coeficiente de arrastre se presentan en condiciones de vientos débiles. La existencia de valores altos de Re_* en vientos débiles, y que disminuyen al aumentar la velocidad del viento, podría ser el reflejo del funcionamiento del oleaje libre como elemento de rugosidad y de la importancia del esfuerzo asociado con el oleaje libre bajo estas condiciones de viento.

4.3.2. Vientos moderados.

A partir de las observaciones en condiciones de viento moderado en el presente trabajo, se obtiene que el coeficiente de arrastre aumenta aproximadamente de manera lineal al aumentar el viento (Fig. 13). Estos resultados coinciden cualitativamente con las formulaciones ya presentadas en la literatura, tales como las de Ocampo-Torres *et al.* (2011) de Pan *et al.* 2005 y de (Smith, 1980), Sin embargo, los valores de C_{D10N} observados en este trabajo son en promedio entre 5 % y 15 % menores que los estimados con las relaciones paramétricas de la

Tabla 2: Relaciones paramétricas del coeficiente de arrastre y la rugosidad aerodinámica obtenidas por diversos autores

Referencia	Variable	Parametrización	U_{10N} [ms ⁻¹]
Smith (1980)	1000 C_{D10N}	$0.61 + 0.063 U_{10N}$	6.0 - 22.0
Large y Pond (1981)	1000 C_{D10N}	$0.49 + 0.065 U_{10N}$	4.0 - 11.0
		$0.52 + 0.062 U_{10N}$	11.0 - 25.0
Yelland y Taylor (1996)	1000 C_{D10N}	$0.29 + 3.1/U_{10N} + 7.7/U_{10N}^2$	3.0 - 6.0
		$0.6 + 0.07 U_{10N}$	6.0 - 26.0
Pan <i>et al.</i> (2005)	1000 C_{D10N}	$2.82 - 16.96/U_{10N} + 52.13/U_{10N}^2$	3.0 - 6.0
		$-0.14 + 0.26 U_{10N}$	6.0 - 8.30
Este estudio	1000 C_{D10N}	$-2.0 + 22.1/U_{10N} - 5.1/U_{10N}^2$	3.0 - 8.0
		$0.16 + 0.10 U_{10N}$	8.0 - 13.0
Charnock (1955)	z_0	$\alpha u_*^2/g$ con $\alpha = \text{cte}$	
Este estudio	z_0	$0.005 u_*^2/g$	6.50 - 13.0
Smith (1988)	z_0	$\alpha u_*^2/g$ $0.11 \nu / u_*$	
Drennan <i>et al.</i> (2003)	$z_0 g / u_*^2$	$1.7(u_*/c_p)^{1.7}$	
Donelan (1990)	z_0 / σ_n	$1.84(u_*/c_p)^{2.53}$	
Drennan <i>et al.</i> (2003)	z_0 / σ_n	$13.4(u_*/c_p)^{3.4}$	
Este estudio	z_0 / σ_n	$9.0(u_*/c_p)^{3.24}$	8.0 - 13.0

Tabla 2.

A partir de los resultados de otros autores (Tabla 2), se hace notar que el coeficiente de arrastre C_{D10N} sobre el océano depende también del estado del mar. Se ha argumentado por otros autores que la presencia de swell puede modificar el C_{D10N} al alterar la rugosidad aerodinámica de la superficie asociada con el oleaje local (Donelan, 2001) y que este mecanismo juega un papel importante en condiciones de vientos intensos con oleaje local en desarrollo (García-Nava *et al.*, 2009). A continuación se analiza el efecto que tiene el swell al modificar la rugosidad asociada, cuando la importancia relativa del oleaje local (wsf) presenta los mayores valores en este trabajo. Tomando en cuenta el total de observaciones con condiciones de viento correspondientes a $U_{10N} > 6.5 \text{ ms}^{-1}$, con esto se intenta analizar resultados con la mínima influencia del swell, aunque estas condiciones no implican total ausencia de ese oleaje generado en tormentas lejanas.

A partir de las observaciones en el presente trabajo (Fig. 17) se distingue que la edad de la ola c_{pws}/u_* varía en función de la rapidez del viento, y que disminuye de 28 (correspondiente a un oleaje desarrollado) hasta 18 (oleaje en desarrollo) al aumentar el viento de 7 ms^{-1} a 12 ms^{-1} . La disminución de la edad del oleaje local al aumentar la intensidad de viento puede

asociarse a la presencia de oleaje mas joven, al considerar que la longitud del fetch crítico (i.e. área necesaria par que el oleaje alcance su máximo desarrollo) también aumenta con el viento, propiciando que el oleaje generado no alcance su estado de máximo desarrollo.

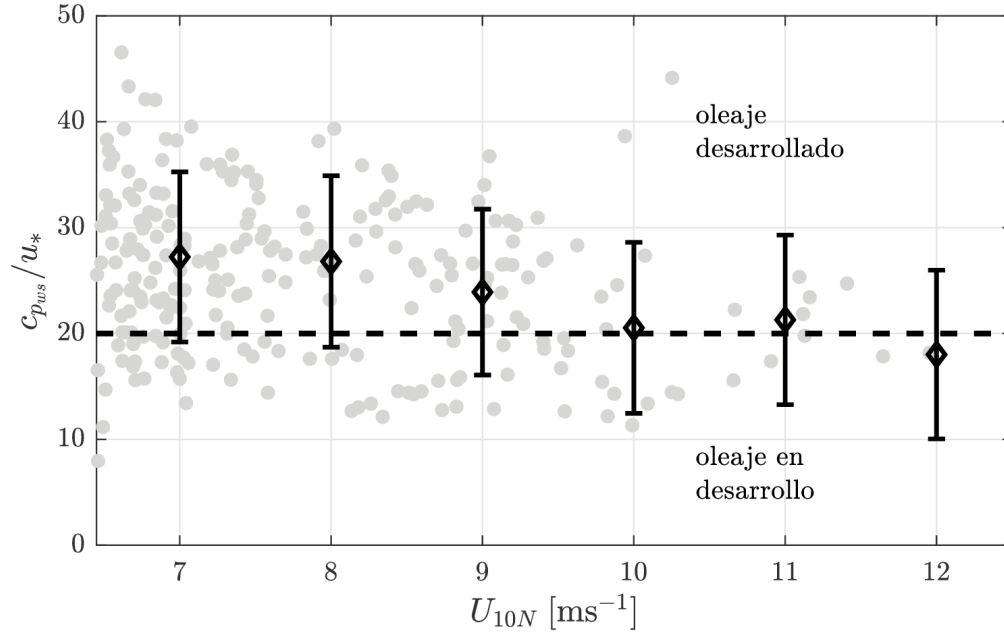


Figura 17: Edad de la ola del oleaje local como función de la velocidad del viento. Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar.

En la figura 18 se presenta la comparación del coeficiente de arrastre observado C_{D10N} y el estimado al suponer condiciones de oleaje local puro en ausencia de swell (C_{Dws}). El C_{Dws} se estima mediante una expresión propuesta por Drennan *et al.* (2003), que obtuvieron a partir de datos minuciosamente seleccionados, y que correspondieron a condiciones de oleaje local puro, donde se expresa la rugosidad en términos de la edad de la ola, tal que:

$$z_0 g / u_*^2 = 1.7 (u_* / c_p)^{1.7} \quad (31)$$

A partir de las ecuaciones (3) y (31), se determinó el coeficiente de arrastre en términos de la velocidad del viento y la edad del oleaje local observadas en este trabajo (línea segmentada y círculos azules) y el coeficiente de arrastre estimado (lineas punteadas negras) al considerar valores de edad de la ola constante $c_{p_{ws}}/u_* = [10, 12, 16, 20, 25, 30, 50]$. Cualitativamente, el coeficiente de arrastre observado (rombos) es ligeramente menor que el calculado C_{Dws} al suponer condiciones de oleaje local puro (círculos y línea segmentada azul) y la mayor

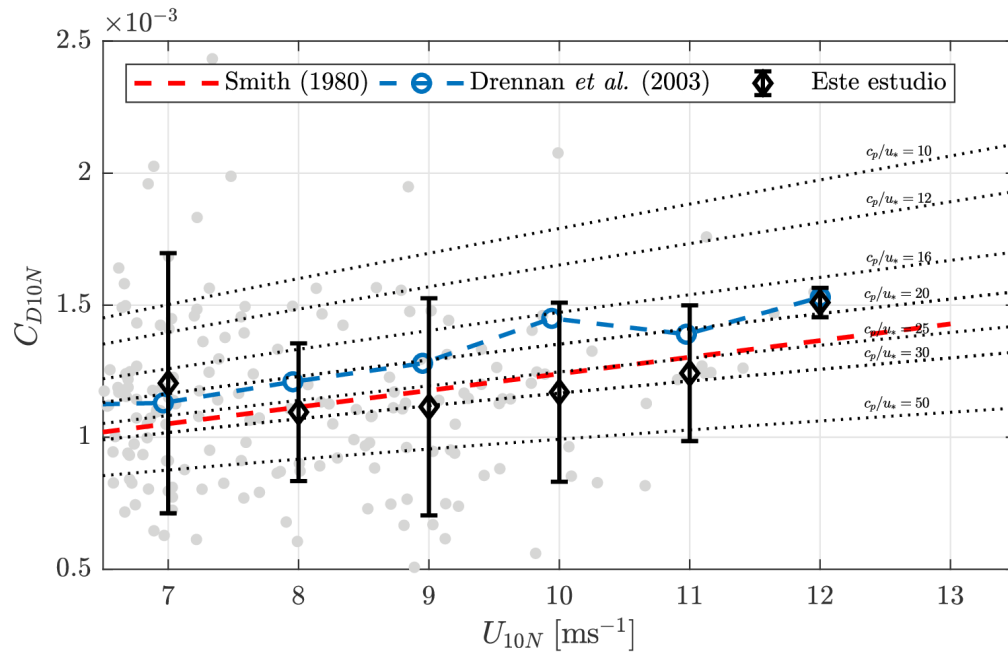


Figura 18: Resultados del C_{D10N} calculado a partir de las observaciones de este trabajo (puntos grises). Los rombos indican el promedio en cada intervalo de clase (1 ms^{-1}) correspondiente al viento, y las barras de error representan ± 1 desviación estándar. La línea segmentada azul y círculos azules C_{Dws} corresponde a condiciones de oleaje local puro (círculos y línea segmentada azul) de acuerdo con la relación paramétrica de Drennan *et al.* (2003). Las líneas punteadas representan el C_D considerando un valor de edad de la ola constante que se obtiene través de la relación de Drennan *et al.* (2003).

diferencia entre ambos es cuando $U_{10N} \sim 10 \text{ ms}^{-1}$. Sin embargo en vientos menores que $U_{10N} \sim 8 \text{ ms}^{-1}$ el valor observado del C_{D10N} es mayor que el valor estimado C_{Dws} . Estadísticamente el promedio de C_{D10N} y el de C_{Dws} en condiciones de vientos entre 8 ms^{-1} y 11 ms^{-1} representa un comportamiento asociado con oleaje desarrollado ($c_p/u_* > 20$), sin embargo en vientos entre 10 ms^{-1} y 12 ms^{-1} el C_{Dws} corresponde a condiciones de oleaje en desarrollo ($c_p/u_* < 20$). El promedio del coeficiente de arrastre observado y del estimado durante condiciones de viento de $U_{10N} 7 \text{ ms}^{-1}$ son similares ($\sim 0.12 \times 10^{-3}$), y el promedio de C_{D10N} y de C_{Dws} durante condiciones de viento de $U_{10N} \sim 12 \text{ ms}^{-1}$ es 1.6×10^{-3} , en ambos resultados los valores del coeficiente de arrastre corresponden con condiciones de oleaje local en desarrollo ($c_p/u_* < 20$).

El promedio de C_{D10N} en condiciones de viento entre 8 ms^{-1} y 11 ms^{-1} corresponde con el comportamiento de oleaje completamente desarrollado con edad de la ola constante ($c_p/u_* = 30$). Estos resultados sugieren que el coeficiente de arrastre se comporta como se esperaría en condiciones en ausencia de swell (oleaje local puro). Estadísticamente, las observaciones

del C_{D10N} se pueden describir con la rugosidad asociada al oleaje con una edad de la ola ~ 30 (ver líneas punteadas en la Fig. 18). Esto corresponde a z_0 con una constante de Charnock $\alpha = 0.005$, valor que corresponde sólo 62 % del valor comúnmente utilizado de 0.0185 (Smith, 1980), en los casos de océano abierto. Por otro lado el promedio de C_{Dws} al suponer condiciones de oleaje local en ausencia de swell, corresponde con el comportamiento de oleaje desarrollado ($c_p/u_* = 20$) y con z_0 con una constante de Charnock $\alpha = 0.0104$, que es un valor muy cercano al que comúnmente se utiliza en condiciones de oleaje local puro.

A partir de los resultados anteriores, se determina que en condiciones con $U_{10N} \sim 8 \text{ ms}^{-1}$ se identifica un umbral con el que se observa un cambio en el comportamiento del C_{D10N} en función de U_{10N} . En condiciones de vientos de $U_{10N} < 8 \text{ ms}^{-1}$ el C_{D10N} es consistentemente mayores que el C_{Dws} . En este rango se observa la menor energía relativa del oleaje generado localmente (wsf) y donde ocurren los mayores valores ($>30^\circ$) de la dirección relativa del esfuerzo respecto a la dirección del viento promedio (ver Fig.12), los datos sugieren que la causa de este comportamiento es la presencia de oleaje libre. En condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) el comportamiento del C_{D10N} es muy similar al estimado al suponer condiciones en ausencia de swell.

4.3.3. Dependencia del esfuerzo superficial con el estado del mar.

Ahora surge la pregunta, ¿porqué en condiciones con viento $U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$ el comportamiento del C_{D10N} es equivalente a condiciones de oleaje local puro?, a pesar de que la energía del swell equivale a 50 % - 70 % de la energía total del campo de oleaje. A continuación se presenta un análisis para caracterizar el estado de mar prevaleciente durante el experimento y establecer evidencia de la influencia del swell a partir de las observaciones correspondientes a condiciones de viento específicas: a) viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y b) viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$).

En la figura 19 se grafica la velocidad de fase c_{pws} del oleaje que se genera localmente en función de la velocidad de fricción u_* correspondiente al total de observaciones con $U_{10N} \geq 6.5 \text{ ms}^{-1}$. Los puntos azules corresponden a los casos de a) viento débil, donde el rango de velocidad de fase c_{pws} presenta un factor de variación aproximado de 2.7, que se compara con

un factor de variación de u_* de 2.8. En contraste con los puntos rojos que corresponde a los casos con b) viento moderado, donde el rango de velocidad de fase $c_{p_{ws}}$ es aproximadamente un factor de 2.8, comparado con el factor de variación de u_* aproximada de 2.45 (ver figura 19 y Tabla 3).

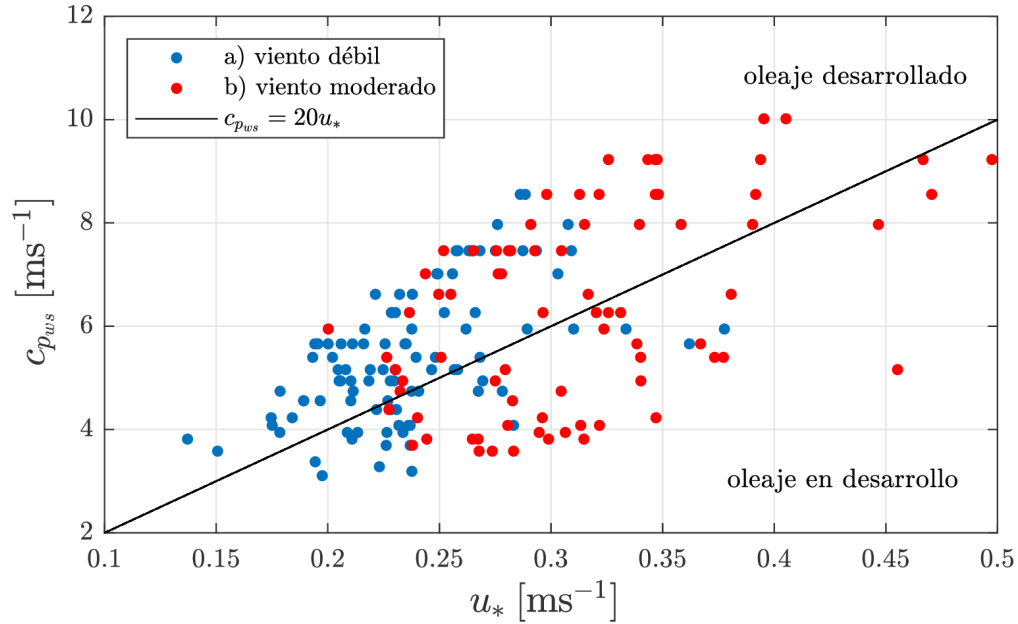


Figura 19: Distribución de la velocidad de fase $c_{p_{ws}}$ en función de la velocidad de fricción u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) (puntos azules) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$ (puntos rojos). La línea continua negra representa el umbral para un oleaje desarrollado.

Como se mencionó en la sección 4.3.2, existe un parámetro clave que determina el esfuerzo superficial para determinada velocidad del viento, conocido como el parámetro de Charnock α . A partir de las ecuaciones (1) y (11), se establece que existe una relación única entre el coeficiente de arrastre en condiciones neutrales y la rugosidad aerodinámica de la forma:

$$C_{DN} = k^2 [\log(z/z_0)]^{-2} \quad (32)$$

es por ésto que es común discutir el comportamiento del coeficiente de arrastre en términos de la rugosidad aerodinámica superficial. A partir de un análisis dimensional, Charnock (1955) propuso $z_0 = \alpha u_*^2/g$, donde α se conoce como el parámetro de Charnock. Charnock (1955) tomó α como constante, lo que implica que este parámetro únicamente depende de la altura del anemómetro y la velocidad del viento en condiciones neutrales, $C_{zN} = f(z, U_{zN})$. Sin embargo, los valores de α presentan variación en los resultados para diferentes sitios de

Tabla 3: Rangos de los variables medidas en este estudio y en el experimento presentado por Drennan *et al.* (2003).

Referencia	N	U_{10N} [ms ⁻¹]	u_* [ms ⁻¹]	c_{pws}	c_{pws}/u_*
Drennan <i>et al.</i> (2003)	110	4.9 - 18.9	0.21 - 0.82	5.0 - 10.9	10 - 33
a) viento débil	98	6.5 - 8.0	0.13 - 0.37	3.1 - 8.50	13 - 29
b) viento moderado	78	8.0 - 12.0	0.20 - 0.49	3.5 - 10.0	11 - 30

observacion, presentando valores de α entre 0.011 y 0.018, lo que sugiere que para determinada velocidad del viento, la rugosidad aerodinámica superficial puede ser diferente. Esto se debe a que en un océano real el desarrollo del oleaje local y por lo tanto, el estado de mar, no depende sólo de la velocidad del viento, sino también de otros factores importantes como la limitación del fetch y duración del viento, la pendiente del oleaje local, la edad de la ola, y las características físicas del oleaje presente. Debido a que esta parametrización no incluye explícitamente información del campo de oleaje, es utilizada de manera común en modelos atmosféricos (Drennan *et al.*, 2003).

A pesar de que se han propuesto muchas relaciones paramétricas de esta forma (Geernaert *et al.*, 1993), existen diferencias significantes entre ellas y no existe una sólo parametrización que represente todas las observaciones ante la diversidad de condiciones ambientales prevalecientes. Comúnmente se utiliza el parámetro de Charnock α , como una rugosidad adimensionalizada y se busca una relación de la forma $\alpha = z_0 g / u_* = f(c_{pws} / u_*)$. Esto tiene la desventaja que la rugosidad adimensional y la edad de la ola dependen fuertemente en la velocidad de fricción u_* . Como consecuencia existirá una correlación significante entre α y c_{pws} / u_* con carácter espurio, debido a que ambas variables no son totalmente independientes y están relacionadas con u_* .

En la figura 20 se grafica el parámetro de Charnock en función de la edad del oleaje local para condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y en la Tabla 3 se muestran los coeficientes correspondientes a la regresión lineal en cada uno de los ajustes. En ambas condiciones de viento (Fig 20a y 20b) se observa una variabilidad considerable, sin embargo existe una ligera tendencia a disminuir la rugosidad con el desarrollo del oleaje. Los resultados de la regresión lineal en la figura 20a (línea continua azul) difieren substancialmente de la relación para un océano en condiciones de mar abierto

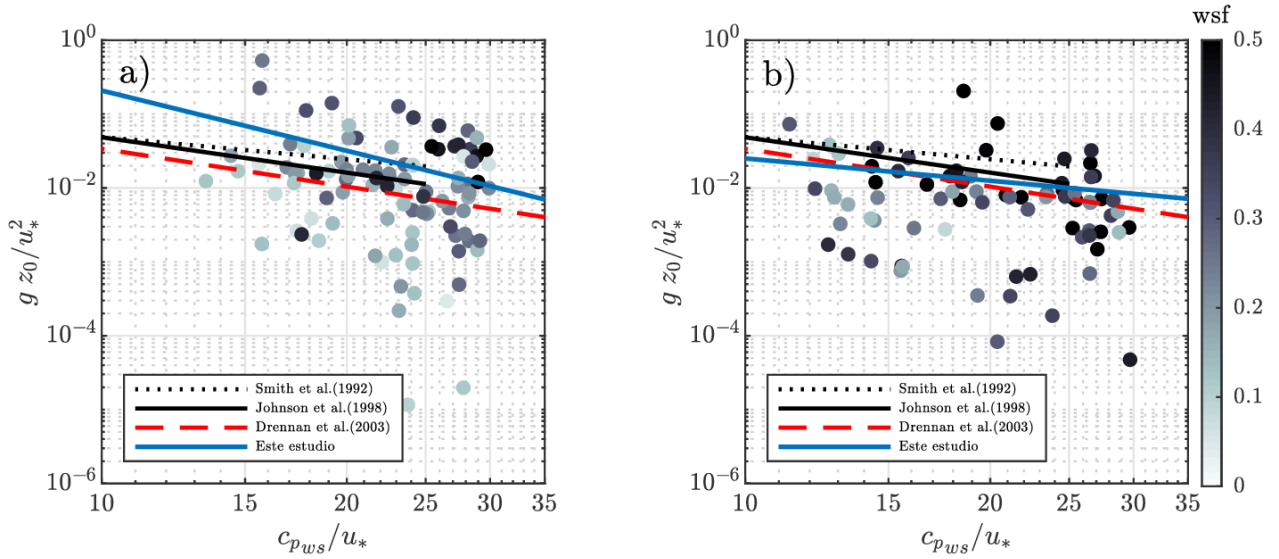


Figura 20: Parámetro Charnock en función de la edad del oleaje local para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los coeficientes de regresión de los ajustes se presentan en la Tabla 4. Los ajustes corresponden a Smith *et al.* (1992) (línea punteada), Johnson *et al.* (1998) (línea segmentada negra), Drennan *et al.* (2003) (línea segmentada roja) y este estudio (línea continua azul). El color indica la importancia relativa de la energía del oleaje local (wsf).

(Smith, 1980) y de la relación que presentaron Drennan *et al.* (2003) para condiciones de oleaje local puro (ver coeficientes Tabla 4). El factor a y el exponente b son significativamente mayores que los coeficientes de las otras parametrizaciones, esto nos indica que la rugosidad bajo estas condiciones del estado de mar, es mayor en el caso del oleaje en desarrollo, sin embargo se observa un decaimiento rápido de la rugosidad en condiciones de oleaje desarrollado. Sin embargo, durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$) (Fig 20b) el exponente b de nuestro ajuste es similar al del caso de mar abierto (línea punteada negra), pero el coeficiente a es ligeramente menor; esto nos indica que en condiciones de viento moderado, ante una condición determinada de oleaje en desarrollo ($c_{p_{ws}}/u_* < 15$), la rugosidad es menor que la observada por otros autores en sus mediciones. Debido a la alta dispersión de los datos observada el representar la rugosidad por medio del parámetro de Charnock en función de la edad de la ola, se procedió a escalar la rugosidad con la altura de la ola como lo proponen Kitaigorodskii (1970) y Donelan (1990). Sin embargo en los resultados de este análisis, la autocorrelación potencial de las variables involucradas se mantiene presente, ya que la rugosidad no es medida directamente, sino calculada a partir de la ecuación (11).

En la figura 21, se grafica la la rugosidad superficial, adimensionalizada respecto a la

Tabla 4: Referencias con los coeficientes y exponentes de parametrizaciones de la forma $z_0g/u_*^2 = a(u_*/c_p)^b$.

Referencia	z_0g/u_*^2
Charnock (1955)	$z_0g/u_*^2 = \alpha$
Smith <i>et al.</i> (1992)	$z_0g/u_*^2 = 0.48 (u_*/c_p)^{1.0}$
Johnson <i>etal.</i> (1998)	$z_0g/u_*^2 = 1.89 (u_*/c_p)^{1.59}$
Drennan <i>et al.</i> (2003)	$z_0g/u_*^2 = 1.70(u_*/c_p)^{1.70}$
a) viento débil	$z_0g/u_*^2 = 106.4(u_*/c_p)^{2.70}$
b) viento moderado	$z_0g/u_*^2 = 0.25(u_*/c_p)^{1.00}$

desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local (z_0/σ) en función de la edad del oleaje local ($c_{p_{ws}}/u_*$). Como referencia se muestra línea segmentada roja, que corresponde con la parametrización propuesta por Drennan *et al.* (2003). Esta parametrización representa la dependencia de la rugosidad aerodinámica (z_0/σ) en función de la edad del oleaje local ($c_{p_{ws}}/u_*$), en condiciones de oleaje local puro en ausencia de swell. A partir de la línea segmentada roja se observa que las olas jóvenes, menos desarrolladas, presentan una mayor rugosidad superficial que las olas viejas o mas desarrolladas. La relación propuesta por Drennan *et al.* (2003) refleja en buen grado nuestras observaciones.

En la figura 21a, correspondiente a viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) se observa gran dispersión de los datos y parece difícil encontrar una correlación clara entre la rugosidad superficial y el grado de desarrollo de las olas. En promedio, el wsf asociado (barra con escala de grises) a estos casos es menor que durante condiciones de viento intenso (Fig. 21b), esto nos indica que durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$) la energía del oleaje generado localmente es mayor que en condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$). En el ajuste correspondiente a viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$), el coeficiente a y el exponente b son mayores que los coeficientes de los ajustes propuestos por otros autores para condiciones de oleaje local puro (ver Tabla 5), esto nos indica que para cualquier valor de edad de la ola, la rugosidad asociada durante estas condiciones será mayor y tendrá mayor dependencia con la edad de la ola. Por otra parte el ajuste propuesto por Tsai *et al.* (2018), realizado a partir de mediciones en la zona costera dentro del estrecho de Taiwan y durante condiciones de estado de mar mixto, el coeficiente a y el exponente b son mayores que los coeficientes de este estudio correspondiente a condiciones de viento débil. Esto indica que bajo estas condiciones del estado de mar medidas en el estrecho de Taiwan, la rugosidad es

mayor para oleaje en desarrollo, sin embargo disminuye abruptamente a un estado de menor rugosidad en condiciones de oleaje desarrollado. Esto concuerda con observaciones en donde se ha identificado que la presencia de swell puede enmascarar la relación que existe entre la rugosidad superficial y la edad de la ola. Donelan *et al.* (1993) observó este comportamiento en sus mediciones en el océano Atlántico y lo atribuyó a la presencia de swell. Por otra parte en el ajuste correspondiente a condiciones de viento moderado ($U_{10N} > 8.0 \text{ ms}^{-1}$) los valores del coeficiente a y el exponente b son muy similares a los coeficientes del ajuste obtenido por Drennan *et al.* (2003). Los resultados sugieren que durante estas condiciones en las que se tiene la presencia de swell y generación de oleaje local (Fig. 21b), la dependencia de la rugosidad adimensionalizada con la edad de la ola es muy similar a las condiciones encontradas por Drennan *et al.* (2003) correspondientes a oleaje local puro.

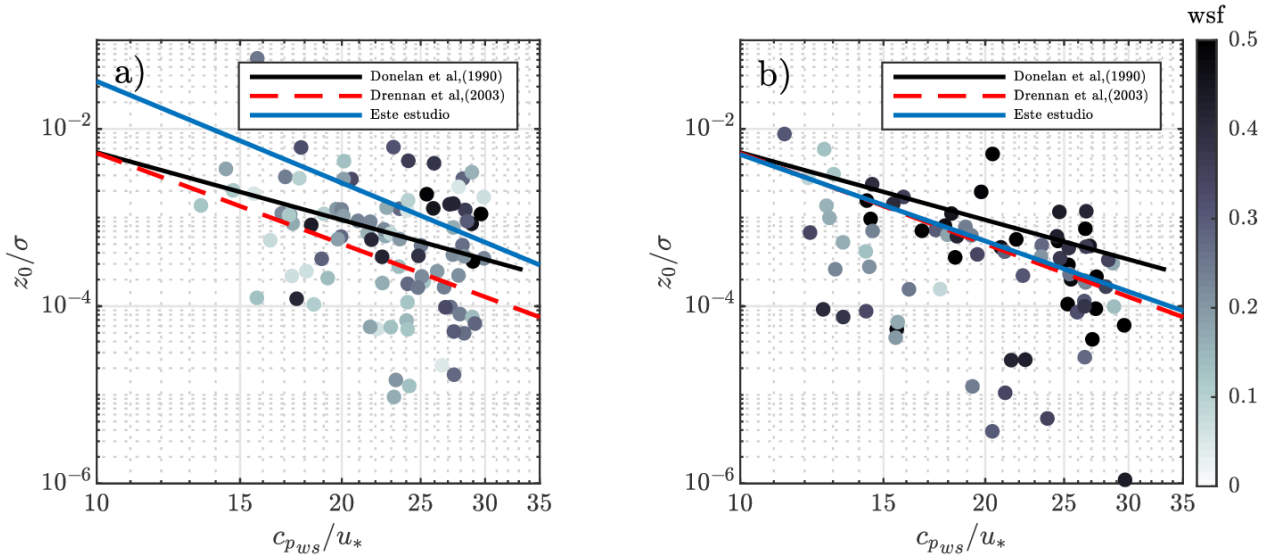


Figura 21: Rugosidad superficial adimensional con respecto a la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función de la edad de la ola del oleaje local c_{pws}/u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los coeficientes de regresión de los ajustes se presentan en la Tabla 5. Los ajustes corresponden a Smith *et al.* (1992) (línea punteada), Johnson *et al.* (1998) (línea segmentada negra), Drennan *et al.* (2003) (línea segmentada roja) y este estudio (línea continua azul). El color indica el valor de wsf.

Aunque a partir de las observaciones de este trabajo, se distingue que el rango de variación de u_* es relativamente amplio, existe la posibilidad de correlación espuria entre la rugosidad adimensional y la edad de la ola, pues ambos valores dependen de la velocidad de fricción. Para analizar el posible impacto se llevó a cabo una regresión lineal en casos específicos en que u_* presenta valores entre $u_* \leq 0.20$, $0.20 < u_* \leq 0.25$, $0.25 < u_* \leq 0.30$... $u_* \geq 0.35 \text{ ms}^{-1}$.

Tabla 5: Referencias de parametrizaciones de la forma $z_0/\sigma = a(u_*/c_p)^b$.

Referencia	Parametrización
Donelan (1990)	$z_0/\sigma = 1.84(u_*/c_p)^{2.53}$
Drennan <i>et al.</i> (2003)	$z_0/\sigma = 13.4(u_*/c_p)^{3.4}$
Yuan-Shiang Tsai <i>et al.</i> (2018)	$z_0/\sigma = 146(u_*/c_p)^4$
a) viento débil	$z_0/\sigma = 220(u_*/c_p)^{3.8}$
b) viento moderado	$z_0/\sigma = 9.0(u_*/c_p)^{3.24}$

Al agrupar los datos de esta manera, casi toda la variabilidad en la rugosidad es debida a la variabilidad en la velocidad de fase c_{pws} . En la figura 22 se presentan los resultados de la regresión lineal entre (z_0/σ) y (c_{pws}/u_*) y los coeficientes obtenidos en la Tabla 6.

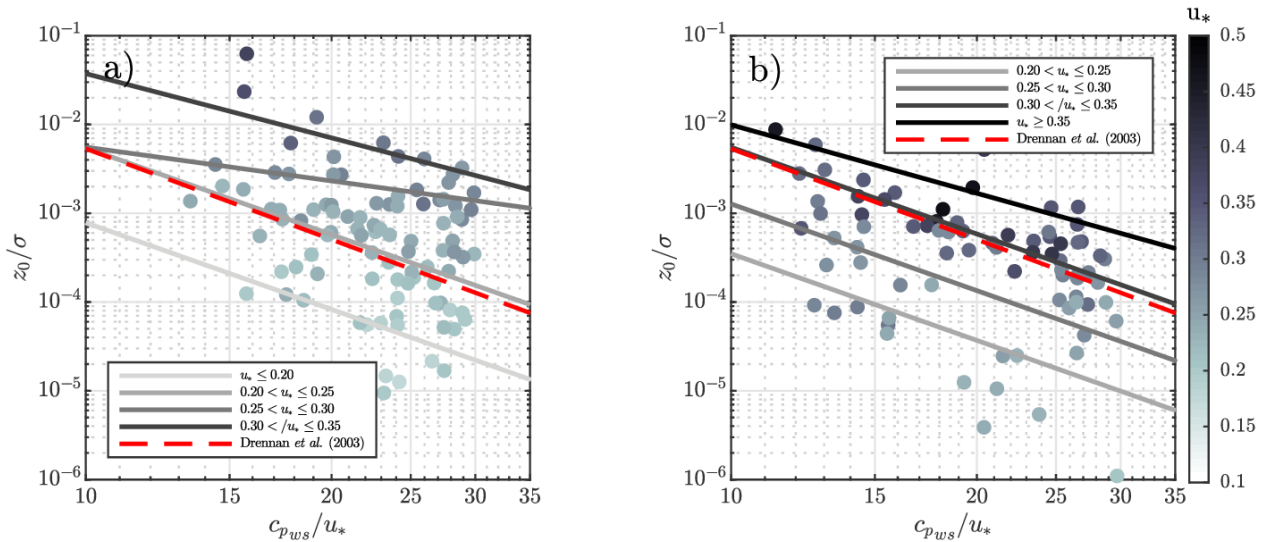


Figura 22: Rugosidad superficial adimensional con respecto a la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local c_{pws}/u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil con $6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$ y condiciones de viento moderado b) con $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los datos son agrupados en base a la velocidad de fricción u_* y los coeficientes obtenidos a partir de la regresión se presentan en la Tabla 6. El color en escala de grises indica el valor de u_* .

En la figura 22 se presentan los resultados de la rugosidad aerodinámica superficial en función de la edad del oleaje local para los distintos rangos de la velocidad de fricción. Para condiciones de viento débil (Fig. 22a), en los resultados de la regresión lineal de los rangos de $u_* \leq 0.20$ y $0.20 < u_* \leq 0.25$ los valores del coeficiente exponencial b son prácticamente iguales, y presentan una dependencia similar de la rugosidad en función de la edad del oleaje local. Sin embargo en los casos de mayor velocidad de fricción, independientemente de la edad del oleaje local, la rugosidad es consistentemente mayor. Para el ajuste correspondiente a 0.30

Tabla 6: Constantes de la regresión $\log(a)$ y b para la relación $z_0/\sigma = a(u_*/c_p)^b$ para diferentes rangos de u_* .

Rango u_*	N	a) viento débil		b) viento moderado	
		a	b	a	b
$u_* \leq 0.20$	15 (-)	1.37	3.24	-	-
$0.20 < u_* \leq 0.25$	52 (12)	9.53	3.24	0.61	3.24
$0.25 < u_* \leq 0.30$	24 (26)	0.10	1.26	2.23	3.24
$0.30 < u_* \leq 0.35$	5 (25)	9.47	2.40	9.69	3.24
$u_* \geq 0.35$	- (15)	-	-	3.59	2.56
Promedio	98 (78)	5.10	1.01	4.03	3.07

$< u_* \leq 0.35$, la rugosidad observada es mayor. En el rango correspondiente a $0.25 < u_* \leq 0.30$ la dependencia de la rugosidad aerodinámica z_0/σ con la edad de la ola disminuye. Esta débil dependencia puede deberse a que en condiciones de oleaje completamente desarrollado y viento $\sim 6.5 \text{ ms}^{-1}$ ocurre algún proceso que ocasiona el aumento de la rugosidad; durante estas condiciones la presencia de swell y la generación de oleaje local es son procesos dominantes, y que pueden causar un aumento de la rugosidad. En las condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$), la dependencia de z_0/σ con la edad del oleaje local es independiente de u_* en los casos con $0.20 < u_* \leq 0.35$. Además independientemente de la edad de la ola, la rugosidad es consistentemente mayor al aumentar la velocidad de fricción del viento, y los exponentes b obtenidos con el análisis de regresión, son muy similares a los reportados en condiciones de oleaje local puro por Drennan *et al.* (2003).

A partir de los resultados presentados en la figura 22, podemos sugerir que para determinado rango de velocidad de fricción del viento, la rugosidad es mayor en los casos con condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) que en los casos con condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$). Por ejemplo en la figura 22a el ajuste correspondiente a $0.20 < u_* \leq 0.25$ es muy similar al ajuste de Drennan *et al.* (2003) representado por la línea segmentada roja. Sin embargo, en la figura 22b, para el mismo rango de velocidad de fricción este ajuste presenta una rugosidad menor que la parametrización de Drennan *et al.* (2003) (ver coeficientes Tabla 6). A continuación se presentan resultados que pueden explicar las posibles causas de estas diferencias.

4.3.4. Dependencia del coeficiente de arrastre y del estado del mar.

A partir de mediciones en el océano y en el laboratorio diversos autores han inferido que la presencia de swell puede reducir o aumentar significativamente el crecimiento del oleaje local dependiendo de la dirección del swell respecto a la dirección del viento, así como de la pendiente relativa del swell. De acuerdo con diversos estudios, cuando el swell se propaga en la dirección del viento ($|\theta_{viento} - \theta_{swell}| < 90^\circ$), el coeficiente de arrastre es menor que el correspondiente a condiciones del océano abierto (Drennan *et al.*, 1999). Por otra parte, cuando el swell se propaga en contra de la dirección del viento ($|\theta_{viento} - \theta_{swell}| > 90^\circ$), se produce un incremento del arrastre respecto a condiciones de oleaje local en ausencia de swell (Donelan y Dobson, 2001). Cuando el swell se propaga en dirección contraria al viento se espera que interactue directamente con el flujo de aire incrementando el esfuerzo del viento y compensando la pérdida de momento ocasionada por la reducción de la rugosidad asociada al oleaje local (Donelan *et al.*, 1993). Sin embargo en las mediciones directas del flujo de momento realizadas en el Golfo de Tehuantepec, bajo condiciones de vientos de moderados a intensos, el C_D es menor con respecto a las descripciones realizadas por otros autores, y se sugiere que ese comportamiento del C_D responde a la influencia de la propagación del oleaje libre en dirección opuesta al viento local y a la interacción de esas olas largas con las olas relativamente cortas generadas localmente. Ocampo-Torres *et al.* (2011) mostraron evidencia que durante vientos intensos la reducción del esfuerzo causada por la atenuación del oleaje local, es más importante que el incremento ocasionado por la interacción directa del swell con el flujo de aire. En estas condiciones el efecto neto del swell es reducir C_D .

En condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$), la dirección del swell se encontró en la misma dirección de propagación que el viento ($|\theta_{viento} - \theta_{swell}| < 90^\circ$), por lo tanto se espera que el coeficiente de arrastre sea menor que el correspondiente a condiciones del océano abierto, según lo reportado por (Drennan *et al.*, 1999). Los resultados del análisis del presente trabajo indican que durante condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$), la rugosidad es mayor (mayor esfuerzo del viento sobre la superficie del mar) al compararlo con la relación de Drennan *et al.* (2003) correspondiente a condiciones de oleaje local puro en ausencia de swell. Sin embargo, en condiciones de viento moderado la dependencia de la rugosidad con la edad de la ola es muy

similar a la expresada en la relación de Drennan *et al.* (2003). Para determinar las causas de este comportamiento en el coeficiente de arrastre bajo condiciones de viento débil y de vientos moderado, se procedió a caracterizar el estado de mar presente en ambas condiciones.

Existe el problema adicional de cuál parámetro es el más apropiado para caracterizar el estado del mar. El oleaje generado localmente posiblemente causa la mayor parte del arrastre del viento sobre el océano. En particular las ondas cortas contribuyen principalmente pues inducen el mayor crecimiento del oleaje generado por viento. Por lo tanto se puede argumentar que el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar depende de la pendiente del oleaje local. Sin embargo, algunos autores han inferido a partir de sus observaciones que la presencia de swell puede aumentar o disminuir significativamente el crecimiento del oleaje local, dependiendo de la pendiente del swell (Mitsuyasu y Yoshida, 2005). Debido a esto, se caracterizó la pendiente ($\zeta = H_s / \lambda_p$ y ak) del oleaje local y el swell presente durante condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$), y se asociaron las pendientes del oleaje generado localmente y del oleaje libre a las diferencias encontradas entre los coeficientes de arrastre observados.

En la figura 23 se grafica la rugosidad superficial adimensional con respecto a la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie libre del mar debidas al oleaje local en función de la edad del oleaje local c_{pws}/u_* , y en la barra de color las pendientes del swell correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y en la figura 23b las pendientes del swell correspondiente a condiciones de viento b) moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$). En la figura 23a, las pendientes del swell $\zeta_{swell} > 2.5 \times 10^{-3}$ presentan una rugosidad mayor que la parametrización de Drennan *et al.* (2003), y la mayor cantidad de datos se encuentra concentrada en condiciones de oleaje desarrollado ($c_{pws}/u_* > 20$). En la figura 23b la mayoría de los datos presentan una menor pendiente del swell $\zeta_{swell} < 2.0 \times 10^{-3}$ y presentan una rugosidad asociada menor que la parametrización de Drennan *et al.* (2003).

En la figura 24 se grafica la rugosidad superficial adimensional con respecto a la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie libre del mar debidas al oleaje local en función de la edad del oleaje local c_{pws}/u_* , y en la barra de color las pendientes del oleaje local ζ_{ws} para condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y las pendientes del oleaje local para condiciones de viento b) moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$). En la figura 24a se puede

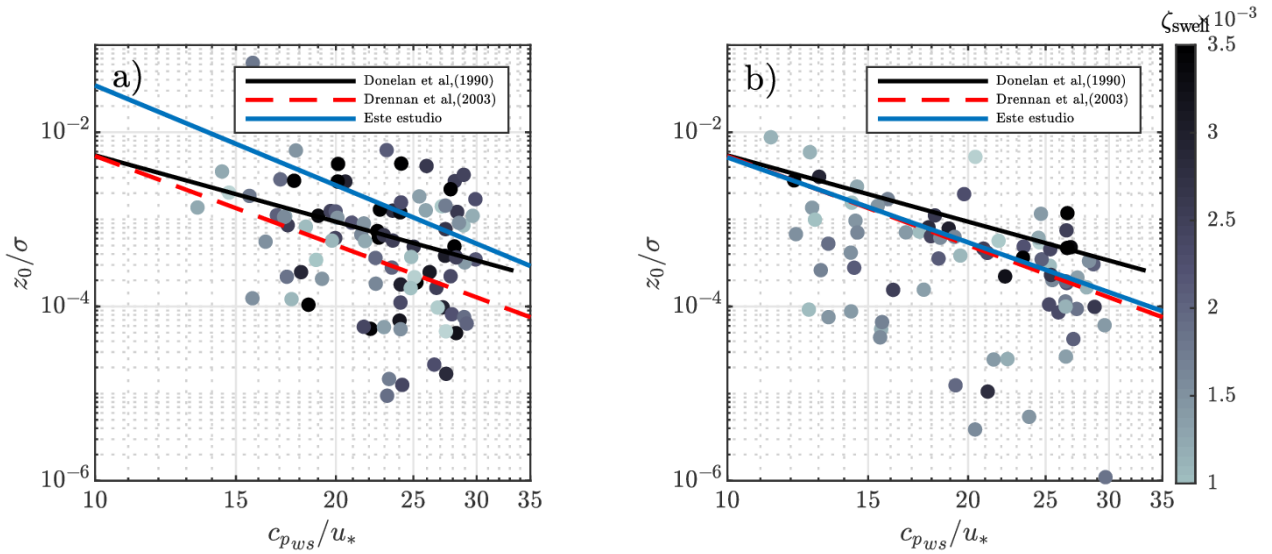


Figura 23: Rugosidad superficial adimensional con respecto a la la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local c_{pws}/u_* , para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los datos son agrupados en base a la pendiente ζ_{swell} .

observar que las menores pendientes del oleaje local se encuentran en condiciones de oleaje completamente desarrollado y durante condiciones de oleaje en desarrollo se presentan las mayores pendientes del oleaje local $\zeta_{ws} \geq 0.0012$, asimismo presentan menor rugosidad que la parametrización de Drennan *et al.* (2003). En la figura 24b los datos presentan una pendiente ζ_{ws} consistentemente mayor que las condiciones de viento débil, pero una rugosidad asociada menor, al compararla con la relación de Drennan *et al.* (2003). Ocampo-Torres *et al.* (2011) a partir de sus mediciones en Tehuantepec reportaron que la rugosidad de las olas de mayor pendiente es menor que la rugosidad asociada a condiciones de oleaje local en ausencia de swell. Las olas de mayor pendiente ocurren en condiciones de vientos más intensos donde la reducción de z_0 debida a la presencia de swell es un proceso importante. Por el contrario, en los casos con menor pendiente, es mayor la rugosidad asociada que la relación expresada con la relación de Drennan *et al.* (2003).

En la Tabla 7 se resumen los resultados estadísticos de la altura significativa (H_s) y longitud de onda (λ_p) y en la Tabla 8 los valores de las pendientes asociados ($\zeta = H_s/\lambda_p$ y ak) para el oleaje libre y oleaje local para durante condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \geq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y viento moderado ($U_{10N} > 8.0 \text{ ms}^{-1}$). La altura significativa y la longitud de onda del swell aumentaron al aumentar el viento con un factor de 1.16 y 1.35 respectivamente. La

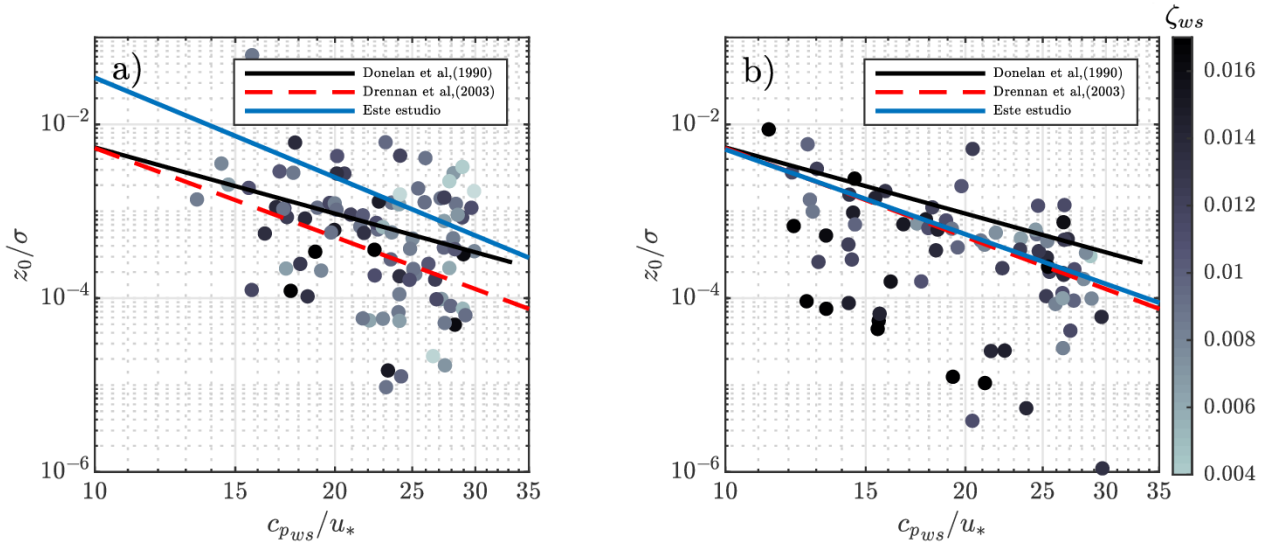


Figura 24: Rugosidad superficial adimensional con respecto a la la desviación estándar de las fluctuaciones de la superficie del mar debidas al oleaje local σ , como función del inverso de la edad de la ola del oleaje local $c_{p_{ws}}/u_*$, para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento a) débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y condiciones de viento moderado b) $U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$. Los datos son agrupados en base a la pendiente ζ_{ws} .

pendiente promedio de swell ζ_{swell} , fue 0.0023 durante condiciones de viento débil y disminuyó a 0.0021 en condiciones de viento intenso. La altura significativa y la longitud de onda del oleaje local aumentaron, al incrementar la intensidad del viento con un factor de 1.67 y 1.47 respectivamente, y la pendiente de ζ_{ws} en promedio fue 0.0098 durante condiciones de viento débil ($6.5 \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y aumentó a 0.0123 durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} > 8.0 \text{ ms}^{-1}$).

En la figura 25 se resumen los resultados de las pendientes (ak) del oleaje libre (swell) y oleaje local (wind sea) y se muestra el histograma de frecuencias de ocurrencias para los casos de oleaje libre (fig. 25a) y de oleaje local (fig. 25b). Las barras de color azul y la PDF (línea azul) corresponden a condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \geq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$), las barras de color naranja y la PDF (línea naranja) corresponden a condiciones de viento moderado ($U_{10N} > 8.0 \text{ ms}^{-1}$).

A partir de los histogramas de frecuencia y la PDF de ak_{swell} (Fig.25a) observamos que la la media de la distribución es 0.0118 ± 0.0044 durante condiciones de viento débil y disminuye a 0.0091 ± 0.0049 en condiciones de viento moderado. Por otra parte en los histogramas de frecuencia y la PDF del oleaje local ak_{ws} (Fig. 25b), observamos que la media de la distribución es 0.0801 ± 0.0107 en condiciones de viento débil y aumenta a $0.0970 \pm$

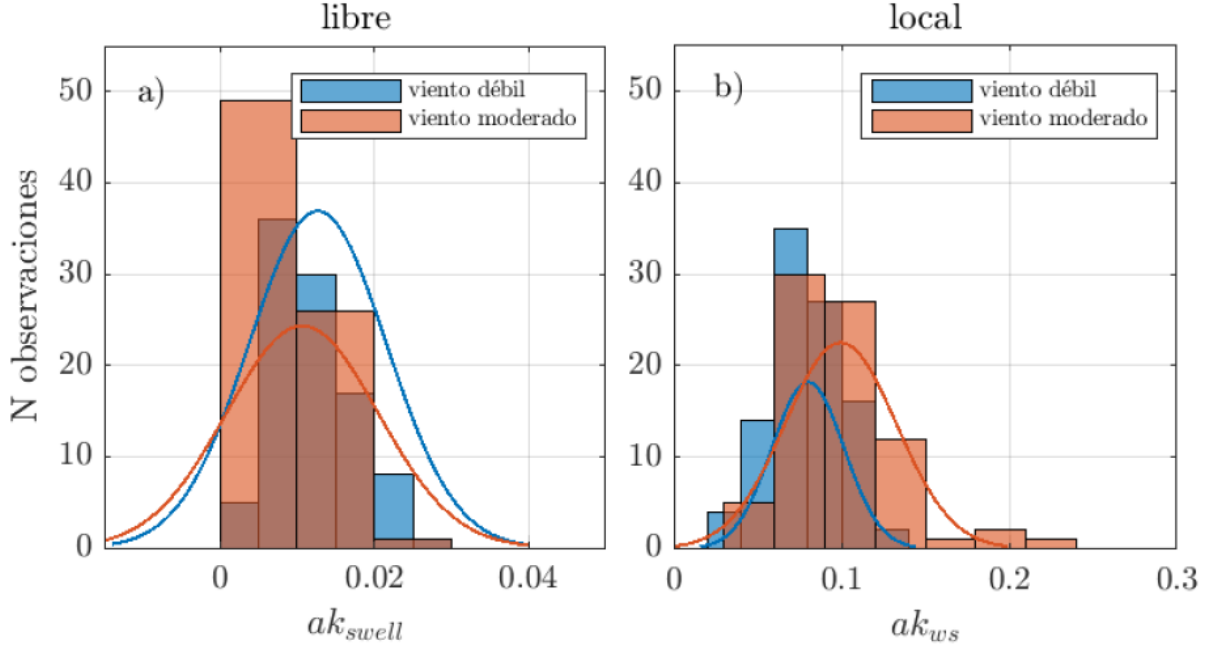


Figura 25: Histogramas de frecuencia y su PDF asociada para las pendientes del a) oleaje libre (swell) y el b) oleaje generado localmente (wind sea), para el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) en color azul y condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$) en color naranja. Los promedios y desviación estándar son dados en la Tabla 8.

0.0166 durante condiciones de viento moderado. A partir de estos resultados, se sugiere una posible causa de la diferencia en el comportamiento del C_{D10N} y la rugosidad z_0/σ durante condiciones de viento débil y moderado, puede ser debido a la influencia de las pendientes (ak) del oleaje libre y local y su intracción con el viento.

Para condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) el C_{D10N} presenta valores mayores que la relación de Drennan *et al.* (2003); durante estas condiciones la pendiente de el oleaje local (ak_{ws}) es pequeña y el incremento del flujo de momento puede deberse a la contribución por interacción directa entre el swell y el viento. Asimismo el swell interactúa

Tabla 7: Altura significativa y longitud de onda del oleaje libre (swell) y oleaje local (wind sea) en condiciones de viento débil y moderado.

	H_s [m]		λ_p [m]	
	libre	local	libre	local
total de observaciones	0.97 ± 0.33	0.60 ± 0.31	313 ± 121	23 ± 13
a) viento débil	0.90 ± 0.22	0.46 ± 0.18	271 ± 110	19 ± 9
b) viento moderado	1.06 ± 0.41	0.78 ± 0.34	366 ± 114	28 ± 15

Tabla 8: Pendiente ($\zeta = H_s/\lambda_p$ y ak) del oleaje libre (swell) y oleaje local (wind sea) en condiciones de viento débil y moderado.

	$\zeta = H_s/\lambda_p$		ak	
	libre	local	libre	local
total de observaciones	0.0022 ± 0.0008	0.0109 ± 0.0018	0.0106 ± 0.0047	0.0870 ± 0.0144
a) viento débil	0.0023 ± 0.0007	0.0098 ± 0.0015	0.0118 ± 0.0044	0.0801 ± 0.0107
b) viento moderado	0.0021 ± 0.0009	0.0123 ± 0.0018	0.0091 ± 0.0049	0.0970 ± 0.0166

con el oleaje generado localmente y disminuye su rugosidad, esta contribución es pequeña en comparación con el incremento por interacción directa del swell. No obstante, durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$), se presentan ondas largas del swell con menor pendiente (ak) y que interactúan con oleaje generado localmente, el oleaje generado localmente ahora presenta un incremento considerable en la pendiente (ver Tabla 8). Durante estas condiciones de viento y bajo condiciones de oleaje desarrollado, una pequeña parte del esfuerzo total contribuye al incremento esfuerzo del viento por efectos de interacción entre el swell y el flujo de aire; simultáneamente ocurre una atenuación de las ondas cortas por la presencia de swell, y el efecto total que tienen estos dos procesos es que la rugosidad tenga una dependencia con la edad del oleaje local, muy similar a las condiciones en ausencia de swell. La atenuación del oleaje local ha sido reportada continuamente en experimentos de laboratorio cuando se incluyen olas generadas por acción mecánica (Donelan (1987); Makin *et al.* (2007); García-Nava *et al.* (2009)). Este fenómeno se explica por el hecho de que las olas mecánicamente generadas, más lentas que el viento, se encuentran forzadas por el viento y extraen momento de él, reduciendo el momento disponible para el crecimiento del oleaje local (Makin *et al.*, 2007). Durante las mediciones realizadas en el Golfo de Tehuantepec, las pendientes del swell ζ_{swell} observadas se encuentran dentro del rango 0.0028-0.0038, y en sus resultados muestran que ante mayor pendiente del swell, existe una reducción sistemática del esfuerzo del viento y la altura significativa del oleaje local (Ocampo-Torres *et al.*, 2011).

Sin embargo, en los resultados de este estudio, durante condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$), donde ocurren los valores mayores de la pendiente del swell, se presenta un aumento del C_{D10N} , una posible causa de las diferencias en estos resultados puede deberse a la dirección relativa del swell y el viento. El estudio realizado en el Golfo de Tehuantepec la dirección de propagación del swell respecto a la del viento es en sentido opuesto (Ocampo-Torres *et al.*, 2011); mientras que en este estudio la dirección de propa-

gación del swell y el viento es en el mismo sentido. Además se presenta un mayor rango de variación en las pendientes del swell ζ_{swell} (0.0010 - 0.0050). El rango de pendiente del swell correspondiente a vientos débiles es ζ_{swell} (0.0010 - 0.0045) correspondiente con ak (0.005 - 0.0025) y para el conjunto de datos correspondiente a vientos moderados es ζ_{swell} (0.0010 - 0.0030) correspondiente con ak (0.005 - 0.016). Estos resultados sugieren que de alguna manera, el esfuerzo del viento superficial se ve modificado por la influencia que tienen la interacción de las pendientes del oleaje libre y local en condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$).

(Banner, 1990), mostró a través de mediciones en un tanque de ondas que cuando se propagan ondas largas en el mismo sentido que el viento, el flujo de momento total inducido es casi el doble cuando se incrementa la pendiente de las ondas largas (ak) para condiciones en un espectro de oleaje bimodal. Este resultado fue corroborado por Bliven *et al.* (1986) en el que a partir de observaciones en laboratorio mostró un rápido aumento en el arrastre sobre el campo de oleaje, cuando la pendiente promedio del oleaje ak incrementa hacia valores ~ 0.20 .

Peirson *et al.* (2004) llevaron a cabo experimentos de laboratorio para determinar la influencia del arrastre respecto a la pendiente promedio del swell. Ellos encontraron que la introducción de ondas monocromáticas de baja frecuencia (swell) en un campo de olas de microescala (oleaje local), crean una perturbación de manera que el esfuerzo total ejercido en la superficie puede disminuir hasta un 20 %, este comportamiento es sistemático en términos de la pendiente promedio de las ondas de baja frecuencia. Una vez que las ondas de baja frecuencia adquieren suficiente pendiente (~ 0.15), su presencia provoca un incremento del flujo de momento total, y que por encima de una pendiente promedio de ~ 0.20 , observó un ligero incremento en el flujo de momento. Peirson *et al.* (2004) en su estudio encontró que a una pendiente promedio de 0.25 existe un incremento abrupto en el flujo de momento total, este comportamiento fue consistente en un rango amplio de escalas de olas y forzamientos del viento. Sus resultados son consistentes con las observaciones de (Banner, 1990), pues en sus resultados reportó un incremento del 50 % del esfuerzo total, cuando ocurre un cambio en la pendiente promedio de 0.21 a 0.28 ± 0.002 . Los resultados en este estudio confirman la hipótesis de Peirson *et al.* (2004).

La magnitud de la contribución directa del swell decrece dramáticamente al aumentar la velocidad del viento (Pan *et al.*, 2005) de manera que la interacción entre el flujo del aire y el swell se vuelve mínima. Sin embargo, el proceso de reducción en el flujo de momento observado en estos resultados sugiere que algún proceso esta actuando para eliminar los elementos de rugosidad dominantes. a la vez los efectos de la rugosidad asociada al oleaje local adquieren importancia. Existen algunos procesos que han sido identificados, y que potencialmente pudieran tener este efecto:

Cuando el viento sopla sobre el agua genera una capa muy delgada cerca de la superficie donde el corte vertical de la corriente es muy intenso. A la velocidad superficial del perfil de esta corriente se le conoce como deriva inducida por el viento 'wind drift'. M. Phillips y L. Banner (1974) sugieren que la presencia de olas largas aumenta la deriva inducida por el viento cerca de sus crestas. Este aumento puede ser de tal magnitud que la advección causa que la velocidad de las partículas de las olas cortas (olas generadas localmente por el viento) excedan su velocidad de fase ocasionando que rompan. Esto ocasionaría una mayor disipación de la energía de las olas cortas en comparación con la que ocurriría en ausencia de olas largas. Además encontraron que la densidad de energía de las ondas cortas disminuye a cero mientras la pendiente del swell ak es ~ 0.20 . Donelan (1987) propuso que existe una ruptura de las interacciones no lineales entre el oleaje local en presencia de swell. Sin embargo, una vez que el swell se vuelve suficientemente pronunciado, estas ondas asumen el papel dominante en la generación de arrastre y causa un aumento muy rápido del arrastre total.

Masson (1993) demostró que el acoplamiento no lineal debido a interacciones resonantes entre el oleaje local y el swell produce un flujo de energía que disminuye la energía del pico espectral de mayor frecuencia. Sin embargo, también encontró que este tipo de acoplamiento es despreciable a menos que las frecuencias de ambos picos sean muy cercanas, en nuestras mediciones los picos del oleaje local y swell se encuentran muy cercanos.

Chen y Belcher (2000) sugirieron que la inhibición del oleaje local se debe al acoplamiento directo del swell con el campo de viento. Estos autores desarrollaron un modelo empírico en el que suponen que el swell absorbe momento del flujo de aire, reduciendo así el momento disponible para el crecimiento del oleaje local. A través del uso de este modelo, demostraron que la atenuación del oleaje local es directamente proporcional a la pendiente del swell e in-

versamente proporcional a la razón c_p/u_* , donde c_p es la rapidez de fase del swell. Concluyeron que, debio a que el swell oceánico está compuesto típicamente por olas largas y de pendiente suave, este efecto es muy pequeño en el océano.

En el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} \leq U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$), el esfuerzo promedio del viento es mayor que el esperado en condiciones de oleaje local puro. A pesar de que se observa una menor rugosidad asociada al oleaje local de mayor pendiente. Se presenta simultáneamente un aumento del esfuerzo del viento respecto a la relación de Drennan *et al.* (2003). Este comportamiento se puede deber a la interacción directa del swell con el flujo de aire, y los datos sugieren que puede ser un proceso dominante durante estas condiciones.

En el conjunto de datos correspondiente a condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$), la pendiente del swell disminuye de tal manera que el intercambio directo de momento entre el flujo de aire y el swell también disminuye, y solo una cantidad reducida de datos correspondiente a condiciones de swell con pendiente $ak_{swell} \sim 0.023$, presentan valores de rugosidad mayores que la parametrización de Drennan *et al.* (2003) que expresa condiciones de oleaje local puro en ausencia de swell. Asimismo, una buena parte de los datos presentan pendientes de swell $ak_{swell} \sim 0.001$, y una rugosidad menor que el ajuste de Drennan *et al.* (2003), los datos sugieren que el proceso de reducción de la rugosidad asociada al oleaje local casuada por el swell y el proceso de incremento del esfuerzo del viento por interacción directa del swell con el flujo de aire, tiene como resultado neto que el campo de oleaje se comporte como se esperaría en condiciones de oleaje local puro y parece no existir ningún efecto del swell.

Capítulo 5. Conclusiones

5.1. Conclusiones

Se realizaron mediciones detalladas del campo de oleaje, el esfuerzo del viento y otras variables relevantes en la interacción entre la atmósfera y el océano desde una Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM), instalada entre noviembre de 2017 y enero de 2018 cerca de la Isla Todos Santos, Ensenada, B.C. En este experimento se estudia la interacción entre la atmósfera y el océano, con alta resolución del espectro direccional del oleaje. El campo de oleaje observado durante el experimento se caracteriza por la presencia predominante de olas generadas por tormentas lejanas (swell), y condiciones de oleaje generado localmente y que interactúa con el swell. Las características del oleaje generado localmente variaron en función de su grado de desarrollo.

Los resultados del análisis de los datos durante la campaña de mediciones sugieren que el swell causa cambios en el esfuerzo del viento, tanto durante vientos débiles como intensos. En condiciones de vientos débiles ($U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) las observaciones directas del C_D presentan una disminución al aumentar la velocidad del viento, con valores que exceden hasta 4 veces los valores calculados con relaciones paramétricas comunmente utilizadas. Se cree que en condiciones de vientos débiles la interacción directa entre el swell y el flujo de aire aumenta el esfuerzo del viento, por lo que los valores del C_D son mayores que los correspondientes en ausencia de swell. En condiciones de vientos moderados ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$), los valores del C_D obtenidos a partir de las observaciones son muy similares a los valores obtenidos al suponer condiciones de oleaje local puro utilizando la relación de Drennan *et al.* (2003).

Se caracterizó el oleaje con base en la pendiente del oleaje generado localmente y el swell (ak) en condiciones de viento débil ($6.5 \text{ ms}^{-1} > U_{10N} < 8.0 \text{ ms}^{-1}$) y en condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$). Durante condiciones de viento débil, el oleaje desarrollado presentó altura significativa y una rugosidad superficial consistentemente mayor que lo esperado a partir de la relación paramétrica de Drennan *et al.* (2003) obtenido a partir de condiciones de oleaje local puro. La pendiente promedio del swell (ak) fue 0.0120, suficiente para ocasionar incremento en el esfuerzo total del viento, valor similar encontrado por Peirson *et al.* (2004), en sus resultados mostró evidencia de que una vez que las ondas de baja frecuencia adquieren

suficiente pendiente (~ 0.15), su presencia provoca un incremento del esfuerzo total, se sugiere que éste es el proceso dominante durante estas condiciones de viento. Simultáneamente, cuando la pendiente del swell es $ak \sim 0.01$ se observan valores con una rugosidad menor que la esperada en condiciones de oleaje local puro, se infiere que en estas condiciones en las que el oleaje local se está generando la presencia de swell ocasiona la disminución de la energía disponible para el crecimiento de las ondas cortas; como ha sido reportado por otros autores (Ocampo-Torres *et al.*, 2011). Durante condiciones de viento moderado ($U_{10N} \geq 8.0 \text{ ms}^{-1}$) el incremento del esfuerzo por interacción directa del oleaje desarrollado y el flujo de aire por la presencia de swell es menor, los datos sugieren que esto se debe a que la pendiente promedio del swell disminuye ($ak = 0.0091$) y la pendiente promedio del oleaje local presenta un incremento ($ak = 0.0979$), durante estas condiciones es en donde se observan las mayores pendientes del oleaje local, y también se observa una menor rugosidad por efecto de la atenuación de las ondas cortas. Los datos sugieren que durante estas condiciones el proceso de reducción de la rugosidad asociada al oleaje local por la presencia de swell es de igual magnitud que el incremento del esfuerzo del viento por interacción directa del swell con el viento, esto ocasiona que el campo de oleaje se comporte como se esperaría en condiciones de oleaje local puro y parece no existir ningún efecto del swell.

Los resultados obtenidos sugieren que la presencia de swell que se propaga en la misma dirección del viento ocasiona una disminución de la rugosidad asociada al oleaje local, y por lo tanto causa una reducción del C_D ; la importancia de esta reducción del C_D depende directamente de la velocidad del viento, quizás a través de cambios en el grado de desarrollo del oleaje local. A su vez el swell de pendiente suave presente ocasiona un incremento del esfuerzo por interacción directa; esto ocasiona que el campo de oleaje se comporte como se esperaría en condiciones de oleaje local puro. Dada la influencia que tiene el swell sobre el C_D , se requiere una parametrización acorde que incluya los efectos del swell descritos previamente para mejorar las estimaciones del esfuerzo del viento en las condiciones estudiadas. En vientos débiles la transferencia de momento del swell al flujo de aire puede compensar cualquier reducción debido a la atenuación del oleaje local (Donelan *et al.*, 1993). Sin embargo la relevancia de dicha transferencia disminuye dramáticamente al aumentar la velocidad del viento (Pan *et al.*, 2005), por lo que en vientos moderados ($U_{10N} \geq 8 \text{ ms}^{-1}$) el campo de oleaje se comporta como se esperaría en condiciones de oleaje local puro.

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. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, **11**(4): 1144–1150.
- Banner, M. L. (1990). The influence of wave breaking on the surface pressure distribution in windwave interactions. *Journal of Fluid Mechanics*, **211**: 463–495.
- Bliven, L. F., Huang, N. E., y Long, S. R. (1986). Experimental study of the influence of wind on benjaminfeir sideband instability. *Journal of Fluid Mechanics*, **162**: 237–260.
- Bye, J., Makin, V., Jenkins, A. G., y Huang, N. E. (2001). Wind stress over the ocean: Coupling mechanisms.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, **57**(8): 1408–1418.
- Chalikov, D. V. (1986). Numerical simulation of the boundary layer above waves. *Boundary-Layer Meteorology*, **34**(1): 63–98.
- Chen, G. y Belcher, S. E. (2000). Effects of long waves on wind-generated waves. *Journal of Physical Oceanography*, **30**(9): 2246–2256.
- Donelan, M. (1987). The effect of swell on the growth of wind waves. 01. Vol. 8, pp. 18–23.
- Donelan, M. (2001). The influence of swell on the drag. *Wind Stress Over the Ocean*, pp. 181–189.
- Donelan, M. A. (1990). Air-sea interaction. *The Sea*, **9**: 239–292.
- Donelan, M. A. y Dobson, F. W. (2001). *The Influence of Swell on the Drag*, p. 181–189. Cambridge University Press.
- Donelan, M. A., Dobson, F. W., Smith, S. D., y Anderson, R. J. (1993). On the dependence of sea surface roughness on wave development. *Journal of physical Oceanography*, **23**(9): 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. *Journal of physical oceanography*, **27**(10): 2087–2099.
- Drennan, W. M., Kahma, K. K., y Donelan, M. A. (1999). On momentum flux and velocity spectra over waves. *Boundary-Layer Meteorology*, **92**(3): 489–515.
- Drennan, W. M., Graber, H. C., Hauser, D., y Quentin, C. (2003). On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **108**(C3).
- Drennan, W. M., Taylor, P. K., y Yelland, M. J. (2005). Parameterizing the sea surface roughness. *Journal of physical oceanography*, **35**(5): 835–848.

- García-Nava, H., Ocampo-Torres, F., Osuna, P., y Donelan, M. (2009). Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **114**(C12).
- García-Nava, H., Ocampo-Torres, F. J., Hwang, P. A., y Osuna, P. (2012). Reduction of wind stress due to swell at high wind conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117**(C11).
- Geernaert, G. L., Hansen, F., Courtney, M., y Herbers, T. (1993). Directional attributes of the ocean surface wind stress vector. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **98**(C9): 16571–16582.
- Gerling, T. W. (1992). Partitioning sequences and arrays of directional ocean wave spectra into component wave systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **9**(4): 444–458.
- Graber, H., Terray, E., A. Donelan, M., Drennan, W., J. C. Leer, V., y Peters, D. (2000). Asis - a new air-sea interaction spar buoy: Design and performance at sea. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **17**: 707–720.
- Hasselmann, S., Brüning, C., Hasselmann, K., y Heimbach, P. (1996). An improved algorithm for the retrieval of ocean wave spectra from synthetic aperture radar image spectra. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **101**(C7): 16615–16629.
- Jones, I. S. y Toba, Y. (2001). *Wind stress over the ocean*. Cambridge University Press.
- Larsén, X. G., Makin, V. K., y Smedman, A.-S. (2003). Impact of waves on the sea drag: Measurements in the baltic sea and a model interpretation. *The Global atmosphere and ocean system*, **9**(3): 97–120.
- Lykossov, V. (2001). Atmospheric and oceanic boundary layer physics. *Wind Stress over the Ocean*, pp. 54–81.
- M. Phillips, O. y L. Banner, M. (1974). Wave breaking in the presence of wind drift and swell. *Journal of Fluid Mechanics*, **66**: 625 – 640.
- Makin, V., Branger, H., Peirson, W., y Giovanangeli, J.-P. (2007). Stress above wind-plus-paddle waves: Modeling of a laboratory experiment. *Journal of Physical Oceanography*, **37**: 2824–2837.
- Masson, D. (1993). On the nonlinear coupling between swell and wind waves. *Journal of physical oceanography*, **23**(6): 1249–1258.
- Mitsuyasu, H. y Yoshida, Y. (2005). Air-sea interactions under the existence of opposing swell. *Journal of Oceanography*, **61**(1): 141–154.
- Ocampo-Torres, F., García Nava, H., Durazo, R., Osuna, P., Díaz Méndez, G., y C. Graber, H. (2011). The intoa experiment: A study of ocean-atmosphere interactions under moderate to strong offshore winds and opposing swell conditions in the gulf of tehuantepec, mexico. *Boundary-Layer Meteorology*, **138**: 433–451.

- 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. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **110**(C2).
- Peirson, W. L., Branger, H., y Giovanangeli, J.-P. (2004). The response of wind drag to underlying swell slope. Contract Report. Research Report, N° 223, Water Research Laboratory, University of South Wales, Manly Vale, Australia.
- 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. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **99**(C11): 22589–22596.
- Smith, S. D. (1980). Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *Journal of Physical Oceanography*, **10**(5): 709–726.
- Tsai, Y.-S., Chang, W.-T., Yu, C.-M., y Yang, W.-C. (2018). General sea state and drag coefficient observed near shore in taiwan strait. *Procedia IUTAM*, **26**: 204 – 213. IUTAM Symposium on Wind Waves.
- Wu, J. (1994). The sea surface is aerodynamically rough even under light winds. *Boundary-Layer Meteorology*, **69**(1): 149–158.
- Yelland, M. y Taylor, P. K. (1996). Wind stress measurements from the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **26**(4): 541–558.