

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2025, Todos los Derechos Reservados, CICESE

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



---

## Doctorado en Ciencias en Oceanografía Física

---

### Condiciones mixtas del estado del mar y su influencia en el crecimiento del oleaje local

Tesis

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

Presenta:

**Rodney Eduardo Mora Escalante**

Ensenada, Baja California, México

2025

Tesis defendida por

**Rodney Eduardo Mora Escalante**

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Pedro Osuna Cañedo

Codirector de tesis

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Codirector de tesis

Dr. Luis Zavala Sansón

Dr. Enric Pallás Sanz

Dr. Héctor García Nava

Ph.D Alexander Vladimir Babanin



Dra. María Tereza Cavazos Pérez  
Coordinadora del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Ana Denise Re Araujo  
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Rodney Eduardo Mora Escalante como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

## Condiciones mixtas del estado del mar y su influencia en el crecimiento del oleaje local

Resumen aprobado por:

Dr. José Pedro Osuna Cañedo

Codirector de tesis

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Codirector de tesis

El efecto del *swell* en la modificación del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar es ampliamente reconocido en la comunidad científica. Sin embargo, su impacto sobre las olas cortas sigue siendo motivo de debate, ya que aún no se comprende del todo cómo altera sus propiedades. A pesar de su presencia en la mayoría de los océanos, el *swell* suele ser ignorado en estudios sobre el crecimiento del oleaje limitado por fetch o por duración. Durante las etapas iniciales del desarrollo del oleaje, las olas desempeñan un papel crucial en la modulación de la transferencia de calor, el momento y los gases entre el océano y la atmósfera. En una campaña de medición realizada en el Golfo de México, utilizando una boya relativamente estable, se obtuvieron mediciones continuas que nos permiten el cálculo del espectro direccional del oleaje y los esfuerzos turbulentos de Reynolds con una resolución temporal muy alta. Se seleccionaron eventos asociados con frentes fríos, que resultan ideales para estudiar el crecimiento de las olas, debido al viento casi homogéneo y estacionario, con una dirección predominante. Utilizando el método propuesto por Hanson & Phillips (2001), se separó el *swell* del oleaje generado por el viento local en el espectro direccional de las olas. Se definió el oleaje en ausencia del *swell* con base en un índice que cuantifica la energía del *swell* en el espectro ( $R$ ) y la pendiente asociada al *swell* ( $S_{swell}$ ). Se observó que, en la región de equilibrio, la energía del oleaje es menor cuando el *swell* está presente en comparación cuando no está presente. La  $S_{swell}$  y  $R$  son parámetros que contribuyen a influir en la energía de las olas cortas. La presencia del *swell* hace que las olas cortas pierden energía por disipación, por inestabilidad de su pendiente y por lo tanto, rompen. En segundo plano, el *swell* reduce la extracción de energía del viento al disminuir la rugosidad superficial y limitar la transferencia de momento desde la atmósfera. El *swell* modifica el nivel de energía del oleaje relacionada a la constante de Toba, a un nivel de energía subsaturado. El exponente promedio asociada a la forma espectral de la región de equilibrio tiende a valores mayores en presencia de *swell*. En condiciones de viento acelerado la transferencia de momento puede ser influenciado por las características del *swell*, sin embargo esto no se traduce necesariamente en una mejor transferencia de la velocidad de fricción o el coeficiente de arrastre reflejado en el crecimiento de las olas cortas. Se concluye que el impacto del *swell* sobre el oleaje depende de varios factores, como la dirección del *swell* relativa al viento,  $R$  y la  $S_{swell}$ . Esta investigación destaca la importancia de considerar el efecto del *swell* para mejorar la representación física en modelos numéricos, la interpretación de datos de sensores remotos, la estimación de flujos y la predicción del oleaje en huracanes.

**Palabras clave:** oleaje, *swell*, constante de Toba , índice del *swell*, pendiente asociada al *swell*

Abstract of the thesis presented by Rodney Eduardo Mora Escalante as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography.

### **Mixed sea state conditions and their influence on wind waves growth**

Abstract approved by:

Dr. José Pedro Osuna Cañedo

Thesis Co-Director

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Thesis Co-Director

The scientific community widely recognizes the effect of swell on modifying wind stress at the sea surface. However, its impact on short waves remains debatable, as the mechanisms by which it alters their properties are not yet fully understood. Despite its ubiquity across the world's oceans, the swell is often neglected in studies of wave growth limited by fetch or duration. During the early stages of wave development, surface waves play a crucial role in modulating heat, momentum, and gas transfer between the ocean and the atmosphere. In a measurement campaign conducted in the Gulf of Mexico using a relatively stable buoy, continuous high-resolution measurements enabled the estimation of both the directional wave spectrum and turbulent Reynolds stresses. Events associated with cold fronts were selected, providing ideal conditions for studying wave growth under nearly homogeneous and stationary winds with a predominant direction. Using the method proposed by Hanson & Phillips (2001), the swell was separated from locally wind-generated waves in the directional spectrum. The pure wind sea conditions was defined using an index that quantifies the swell energy in the spectrum ( $R$ ) and the associated swell slope ( $S_{swell}$ ). Results show that, in the equilibrium range, the energy of short waves is lower when swell is present. Both  $R$  and  $S_{swell}$  influence the energy content of short waves. Swell promotes energy loss in short waves through dissipation caused by slope instability, leading to wave breaking. In addition, swell reduces energy extraction from the wind by decreasing surface roughness and limiting the transfer of momentum from the atmosphere. It also modifies the energy level in the equilibrium range, yielding sub-saturated conditions relative to the Toba constant. The average spectral exponent in this region tends to increase in the presence of swell. Under accelerated wind conditions, swell characteristics may influence momentum transfer, though this does not necessarily result in enhanced friction velocity or drag coefficient values reflected in short-wave growth. The study concludes that the impact of swell on wave dynamics depends on several factors, including the swell's direction relative to the wind, the energy index  $R$ , and the slope parameter  $S_{swell}$ . These findings underscore the importance of accounting for swell effects to improve the physical representation in numerical models, the interpretation of remote sensing data, the estimation of air-sea fluxes, and wave prediction in hurricane conditions.

**Keywords:** wind sea, swell, Toba constant, swell index, swell steepness

## Dedicatoria

**A** mis padres, Rodney y Liliana; a mis hermanos, Mauricio, Hans y Tatiana; y a mis sobrinos, quienes siempre estuvieron a mi lado brindándome su amor, su amistad, sus consejos y, por encima de todo, su apoyo incondicional en los buenos y malos momentos de esta aventura que juntos decidimos emprender en la vida.

**Y** muy especialmente, a mi madre, quien ha sido mi roca en esta odisea: mi fuerza en la tormenta, mi voz de aliento, mi refugio seguro, mi amiga más fiel y mi confidente del alma.

*"El mar significa **vida** porque la vida surgió del mar. El mar también nos recuerda la **muerte**, cuando llega vestido de tormentas y de naufragios. El mar representa el **amor**, que impulsa a los seres humanos a tratar de conquistarlo. Pero sobre todo el mar significa **libertad**: porque no existen cadenas capaces de apresar la fuerza de sus olas."*

**Fernando Alonso, Las raíces del mar.**

## Agradecimientos

Al **Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE)**, por brindarme las herramientas necesarias para emprender el camino de la investigación científica.

A la **Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación** (anteriormente CONAHCYT), por otorgarme la beca con número de apoyo **784421** para realizar mis estudios de doctorado.

A la **Universidad de Costa Rica (UCR)**, por su respaldo a través de un apoyo complementario que hizo posible la culminación de esta etapa académica.

Al **Departamento de Oceanografía Física (DOF)**, por el apoyo económico brindado en los momentos en que nos quedamos sin beca.

A mis codirectores de tesis, **Pedro Osuna** y **Francisco “Paco” Ocampo**, por su apoyo incondicional y la confianza depositada en mí para desarrollar una investigación independiente. Las discusiones compartidas no solo fortalecieron este trabajo, sino también mi formación como científico.

A los doctores **Héctor García**, **Luis Zavala**, **Enric Pallás**, y anteriormente a **Nicolás Rascle**, por sus valiosas observaciones y sugerencias durante el desarrollo de esta investigación.

Al Dr. **Alex Babanin**, por su paciencia en cada avance de tesis. Es una eminencia en su campo, y me honra profundamente contar con su participación en mi comité.

Al **Grupo de Oleaje**, por permitirme ser parte de esta gran familia: gracias **Pedro**, **Paco**, **Bernardo**, **Guille**, **Héctor**, **Nicolás**, **Pancho**, **Carlos**, **Laura**, **Lalo**, **Chiapas**, **Miyaki**, y otros que compartieron estos casi cinco años (**Tito**, **Rodrigo**, **Lucía**). No olvidaré las discusiones de los jueves por la noche— aunque a veces terminaba enojado conmigo mismo—, me ayudaron a crecer como persona. Valoro profundamente cada comentario. *La segunda fase... nunca la olvidaré.*

Una componente clave de este estudio fue la implementación y adaptación de rutinas en Python para aplicar el método de onduletas en la estimación del espectro direccional del oleaje. Asimismo, desa-

rollé funciones para corregir mediciones afectadas por el movimiento de la boya, basándome en el trabajo del M.Sc. (ahora Dr.) **Daniel Santiago Peláez Zapata**, a quien expreso mi sincero agradecimiento.

Extiendo también mi gratitud a todas las personas que participaron en la instalación y recolección de datos de las boyas **BOMM** en el Golfo de México y la Bahía de Todos Santos.

Al Dr. **Omar Lizano**, mi más profundo agradecimiento por su confianza y por haber creído en mí desde el inicio. Él despertó mi interés por estudiar el océano y, con su guía y generosidad intelectual, se convirtió en mucho más que un profesor: un verdadero padre académico. Su influencia ha sido fundamental tanto en lo profesional como en lo humano.

A la **Escuela de Física**, y en especial al **Departamento de Física Atmosférica, Oceánica y Planetaria**, mi más sincero agradecimiento por el respaldo brindado durante mi postulación a una reserva de plaza. Aprecio profundamente a colegas que depositaron su confianza en mí—algunos de ellos, además de ser referentes académicos, han sido mentores y entrañables amigos a lo largo de los años: **Eric Alfaro, Rodrigo Castillo, Ana María Durán, Marcial Garbanzo, Hugo Hidalgo, Erick Rivera, Gabriela Mora, Jorge Amador, Tito Maldonado**, entre otros. Su apoyo ha significado mucho en este camino.

A la familia del **CIMAR**, gracias por haberme acogido como a un colega más desde el primer momento. A todos, gracias por su calidez y colaboración. Extiendo un reconocimiento especial a **Ingo Werthmann** por su apoyo en su momento, a **Lorena Guido** y al equipo administrativo por su gestión, y al actual director, **Álvaro Morales**, por su disposición y respaldo institucional.

A la Dra. **Rosmery Sosa**, por brindarme su hospitalidad durante los primeros meses del doctorado, y por una amistad que ha perdurado a lo largo de los años.

A mi compañero **Carlos Villarreal**, por su gran amistad. ¡Cuántas discusiones científicas tuvimos! A veces la terquedad reinaba, pero siempre aparecía la luz para avanzar.

A mi compañera **Laura Pérez**, por su amistad y por ser una excelente persona. A **Pancho**, por escucharme muchas veces y por aquellas discusiones académicas tan valiosas.

A los compañeros y compañeras del **posgrado en Oceanografía Física**, que en los ratos de distracción

por los pasillos compartían una conversación o una risa. Mención especial para **Fernando Campos, Rubén Souza, Jonathan Aparco, Karla Chacón**, y otros que pasaron por el posgrado.

A la parte administrativa del **DOF—Lupita, Amaranta, Danitza y Aglael—**por su constante ayuda en los trámites internos. A la coordinación del posgrado, al Dr. **José Gómez** en su momento y a la Dra. **Tereza Cavazos** actualmente. A todos los académicos del DOF, mi reconocimiento.

A **Fernanda Sánchez**, de la División de Oceanología, por su apoyo con la Sala de Juntas.

A los compañeros del equipo de **básquetbol del CICESE—Jesús, Pablo, Ángel, Rafa, Fernando, Julio, Angelo**, y otros—por integrarme a los entrenamientos, cáscaras y partidos oficiales. ¡Incluso ganamos un campeonato de liga intermedia en 2022!

Al **Club UABC de baloncesto**, por hacerme sentir parte de su familia de amigos domingueros. Luego de los juegos, los buenos ratos compartidos dejaron amistades valiosas. También agradezco a los amigos del equipo **Estado 29** por su calidez.

Un agradecimiento muy especial a **doña Marielos Villalobos** y **don Salvador Barahona**, quienes me acogieron con el amor y la calidez de una familia. Siempre me trataron como a un hijo más, brindándome su apoyo incondicional y abriéndome generosamente las puertas de su hogar. Su cariño ha dejado una huella imborrable en mi corazón. Son, sin duda, personas extraordinarias por su humildad, nobleza y humanidad. Gracias por tanto.

A **Marjorie Barahona**, por su cariño y el tiempo compartido durante varios años, tanto dentro como fuera de Costa Rica. Una mujer valiente y de carácter, a quien deseo lo mejor en su camino.

A **Katherine Escalante, Hans Lao y Jonathan Arguedas**, por brindarme su apoyo como fiadores solidarios para la beca complementaria otorgada por la Universidad de Costa Rica.

**Por último**, elevo un profundo agradecimiento a **Dios**, por el don invaluable de la vida y por concederme la salud necesaria durante estos casi cinco años de esfuerzo y crecimiento. Ha sido Su guía constante, Su amor silencioso y Su presencia en cada paso incierto lo que me sostuvo cuando las fuerzas flaqueaban. Reconozco en Él la fuente de toda fortaleza y sabiduría. Hoy, al cerrar este capítulo tan importante,

comprendo que no he caminado solo. Este proyecto de vida no es solo fruto del trabajo humano, sino también el reflejo de una fe que me acompañó y me dio sentido en el camino.

# Tabla de contenido

	Página
Resumen en español .....	ii
Resumen en inglés .....	iii
Dedicatoria .....	iv
Agradecimientos .....	v
Lista de figuras .....	vii
Lista de tablas .....	viii
<b>Capítulo 1. Introducción</b>	
1.1. Golfo de México y forzantes atmosféricos .....	2
1.2. Antecedentes .....	6
1.2.1. Estudios de frentes fríos en la región del GoM .....	7
1.2.2. Respuesta del oleaje ante cambios repentinos en el viento .....	8
1.2.3. Efecto del <i>swell</i> en el crecimiento del oleaje .....	10
1.2.4. Efecto del <i>swell</i> en el flujo de momento .....	13
1.2.5. Implicaciones del viento acelerado y la presencia de <i>swell</i> en el desarrollo del oleaje .....	15
1.3. Planteamiento del problema .....	16
1.4. Justificación .....	17
1.4.1. Crecimiento del oleaje .....	18
1.4.2. Eventos extremos .....	18
1.4.3. Sensores remotos .....	18
1.4.4. Modelos numéricos de oleaje .....	19
1.4.5. Interacción atmósfera-océano .....	19
1.5. Hipótesis .....	20
1.6. Objetivos .....	20
1.6.1. Objetivo general .....	20
1.6.2. Objetivos específicos .....	21
<b>Capítulo 2. Fundamentos teóricos y observaciones in-situ</b>	
2.1. Crecimiento del oleaje .....	22
2.2. Esfuerzo del viento .....	24
2.3. Plataforma marina de observación .....	25
<b>Capítulo 3. Observaciones en el campo y procedimientos para el análisis de los datos</b>	
3.1. Campaña de medición .....	29
3.2. Instrumentación meteorológica y oceanográfica .....	31
3.2.1. Control de calidad en los datos .....	32
3.2.2. Control de calidad de las mediciones con el anemómetro sónico .....	33
3.2.3. Control de calidad en los espectros de energía de las olas y obtención del espectro direccional del oleaje .....	35

3.3.	Selección de eventos durante el paso de frentes fríos por el sitio de instalación de la BOMM . . . . .	36
3.3.1.	Identificación de los frentes fríos . . . . .	36
3.3.2.	Condiciones ambientales durante los frentes fríos . . . . .	37

#### **Capítulo 4. Crecimiento del oleaje en condiciones de viento casi estacionario**

4.1.	Definición de condiciones de viento casi estacionarias . . . . .	42
4.2.	Serie temporal de la rapidez del viento y de la altura significativa del oleaje en condiciones de viento casi estacionario . . . . .	43
4.3.	Crecimiento del oleaje en ausencia de <i>swell</i> . . . . .	49
4.3.1.	Definición de un sistema de oleaje sin la presencia de <i>swell</i> . . . . .	50
4.3.2.	Crecimiento del oleaje . . . . .	51
4.3.3.	Características del espectro de olas en la región de frecuencias altas . . . . .	54
4.3.3.1.	Nivel de energía relacionado al rango de equilibrio . . . . .	56
4.3.3.2.	Exponente relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de equilibrio del espectro de energía de las olas . . . . .	58
4.3.3.3.	Frecuencia de transición . . . . .	59
4.3.3.4.	Exponente relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de saturación del espectro de energía de las olas . . . . .	62
4.3.4.	Rugosidad de la superficie del océano . . . . .	64
4.4.	Condiciones mixtas del estado del mar: <i>swell</i> más oleaje que se genera localmente en la región de observación . . . . .	66
4.4.1.	Crecimiento del oleaje en presencia de <i>swell</i> . . . . .	69
4.4.2.	Energía del oleaje correspondiente al rango de equilibrio del espectro . . . . .	75
4.4.3.	Nivel de energía relacionado al rango de equilibrio en presencia de <i>swell</i> . . . . .	78
4.4.4.	Exponente relacionado con la forma espectral de la región de equilibrio del oleaje en presencia de <i>swell</i> . . . . .	81
4.4.5.	Frecuencia de transición asociada al cambio espectral entre la región de equilibrio y la región de saturación en presencia de <i>swell</i> . . . . .	84
4.4.6.	Exponente relacionado con la forma espectral de la región de saturación del oleaje en presencia de <i>swell</i> . . . . .	88
4.4.7.	Rugosidad de la superficie del océano en presencia de <i>swell</i> . . . . .	90
4.5.	Posibles mecanismos físicos del efecto del <i>swell</i> sobre el oleaje generado localmente por el viento . . . . .	94

#### **Capítulo 5. Crecimiento del oleaje en condiciones de viento no estacionario**

5.1.	Definición de condiciones con viento acelerado . . . . .	97
5.2.	Serie temporal de la rapidez del viento y de la altura significativa del oleaje en condiciones de viento acelerado . . . . .	98
5.2.1.	Selección de eventos en condiciones de viento acelerado y estimación de la aceleración del viento . . . . .	103
5.3.	Crecimiento del oleaje en presencia de <i>swell</i> y de viento acelerado . . . . .	107
5.3.1.	Crecimiento del oleaje . . . . .	108
5.4.	Velocidad de fricción en función de la rapidez del viento . . . . .	115
5.4.1.	Comparación de eventos con viento acelerado en presencia y ausencia de <i>swell</i> . . . . .	115
5.4.2.	Análisis comparativo de eventos con viento acelerado . . . . .	117
5.5.	Coeficiente de arrastre en función de la edad de la ola . . . . .	121
5.5.1.	Comparación de eventos con viento acelerado en presencia y ausencia de <i>swell</i> . . . . .	121

5.5.2. Análisis comparativo de eventos con viento acelerado . . . . . 123

**Capítulo 6. Conclusiones**

**Literatura citada** ..... 129

**Anexos** ..... 145

# Lista de figuras

Figura	Página
1. Clima estacional del campo de viento calculado a partir del reanálisis de CFSR para el periodo 1979-2009. (A) invierno (diciembre-enero-febrero), (B) primavera (marzo-abril-mayo) (C) verano (junio-julio-agosto) y (D) otoño (septiembre-octubre-noviembre). En escala de colores se indica la magnitud del viento. Las flechas representan la dirección del viento (convención oceanográfica, hacia donde va). . . . .	3
2. Clima estacional del campo de oleaje calculado a partir del reanálisis de WAVEWATCH III con el forzamiento de CFSR para el periodo 1979-2009. (A) invierno (diciembre-enero-febrero), (B) primavera (marzo-abril-mayo) (C) verano (junio-julio-agosto) y (D) otoño (septiembre-octubre-noviembre). En escala de colores se indica la altura significativa de las olas. Las flechas representan la dirección dominante de las olas (convención oceanográfica, hacia donde va). . . . .	4
3. Esquema general de un frente frío. Tomado de Cao et al. (2020). . . . .	5
4. Cambios observados en la altura significativa y periodo asociado al pico espectral del oleaje durante el paso de un frente frío. La línea vertical indica el paso del sistema atmosférico. Tomado de Pepper & Stone (2004). . . . .	6
5. Varianza del oleaje local adimensional, $\sigma$ , en función de la frecuencia angular adimensional, $\omega$ . En (a) escalado con $U_{10}$ (representado con #) y (b) escalado con $u_*$ (representado con **). Los símbolos representan diferentes estados del viento: $\circ$ —aceleración, $\nabla$ —desaceleración, $\square$ —crecimiento de las olas, y $\diamond$ —decrecimiento de las olas. La línea negra es la regresión lineal obtenida de la compilación de varias observaciones reportadas en la literatura (BHDDDB), para más detalle refiérase a la publicación de Hwang et al. (2011). La figura fue tomada de Hwang et al. (2011). . . . .	17
6. Curvas de crecimiento del oleaje. En (A) de la energía adimensional y (B) frecuencia adimensional en función del fetch adimensional, según lo reportado por varios autores en la literatura. Tomado de Young (2020). . . . .	23
7. Espectros de energía del oleaje correspondientes a distintas distancias de <i>fetch</i> durante el experimento JONSWAP, que representan la evolución del oleaje a medida que el viento actúa sobre la superficie del océano. Tomado de Holthuijsen (2007). . . . .	24
8. Fotografía de una boya BOMM instalada en la región de Perdido, Tamaulipas, Golfo de México. Foto facilitada por el Dr. Francisco Ocampo. . . . .	26
9. Mapa de batimetría del Golfo de México, con la localización de la Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM) (estrella en el mapa) en la zona occidental del Golfo. La BOMM se encuentra en aguas profundas ( $\sim 850\text{ m}$ ). . . . .	29
10. Fotografía de la BOMM frente a Isla Todo Santos, Ensenada, Baja California, México, en campaña de pruebas. Posteriormente la BOMM fue instalada en el punto mostrado en la Fig 9 (estrella). En la imagen se muestra el marco de referencia usado en las mediciones (sistema de mano derecha, x,y,z). A la BOMM se le une una boya que funciona como anclaje superficial ("theter", parte superior izquierda) e indicador de la orientación de la BOMM. . . . .	30

- |     |  |    |
|-----|--|----|
| 11. | Ejemplo de la estimación de la ojiva para las componentes turbulentas $u, w$ . En el gráfico se presenta la ojiva normalizada con el máximo de la ojiva en función de la frecuencia para un día en particular, 15 de julio de 2018 a las 1800 horas. La ojiva normalizada se calcula para un periodo de dos horas. . . . .   | 35 |
| 12. | Mapas sinópticos sobre el dominio de Norteamérica y series temporales de algunas variables meteorológicas registradas entre el 15 y el 16 de octubre de 2018. El reporte del SMN de Mexico indica que un evento se registró entre los días 15 y 20 de octubre de 2018. Los mapas sinópticos antes y después del paso del frente frío (representado con la línea de color azul con triángulos) sobre la boya (indicado con una marca X): A) 15 de octubre de 2018 a las 18z, C) 15 de octubre de 2018 a las 21z, E) 16 de octubre de 2018 a las 00z, G) 16 de octubre de 2018 a las 03z y I) 16 de octubre de 2018 a las 06z. Series temporales antes y después del paso del frente frío: B) temperatura del aire D) presión atmosférica, F) Humedad relativa G) rapidez del viento y J) dirección del viento. Las líneas horizontales discontinuas de color gris representan los límites para definir el momento justo en que se detecta el paso del frente frío en la BOMM con base en la dirección del viento ( $180^\circ \pm 45^\circ$ ). La línea vertical sólida de color rojo indica el momento en que el frente frío se presenta con base en el criterio de la dirección del viento. Para la dirección del viento se utiliza la convención oceanográfica (hacia donde va). . . . . | 38 |
| 13. | Serie temporal de: (A) el viento, (B) la temperatura del aire, (C) la presión atmosférica a nivel del mar y (D) la humedad relativa. El periodo comprende del 10 de octubre de 2018 al 16 de octubre de 2018. La dirección del viento se muestra con flechas (convención oceanográfica) y los colores representan la magnitud del viento. . . . .  | 39 |
| 14. | Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 17 de octubre de 2018 al 23 de octubre de 2018. . . . .  | 40 |
| 15. | Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 31 de octubre de 2018 al 6 de noviembre de 2018. . . . .   | 40 |
| 16. | Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 7 de noviembre de 2018 al 13 de noviembre de 2018. . . . .   | 41 |
| 17. | Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 14 de noviembre de 2018 al 20 de noviembre de 2018. . . . .  | 41 |
| 18. | Diagrama de flujo para establecer las condiciones de viento casi estacionario. . . . .   | 43 |
| 19. | Evolución temporal de la magnitud del viento (línea de color azul) y la dirección del viento (línea de color morado) registradas en la BOMM antes, durante y después del paso del frente frío número 6. Las líneas discontinuas horizontales representan los límites de la dirección del viento para identificar el momento justo en que el frente frío se registra en la BOMM (véase capítulo 3). La línea negra vertical indica el momento del frente frío sobre la BOMM. La zona de sombra de color morado claro indica las condiciones de viento casi estacionario en promedio. La línea delgada de cada gráfico es la media móvil de 30 minutos de la velocidad y dirección del viento. La dirección del viento sigue la convección oceanográfica. . . . .  | 44 |
| 20. | Igual que en la Fig. 19, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8. . . . .  | 45 |

Figura	Página
21. Igual que en la Fig. 19, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9. . . . .	45
22. Igual que en la Fig. 19, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10. . . . .	46
23. Evolución temporal de la altura significativa de las olas (línea de color azul), la dirección dominante de las olas (línea de color morado) y la dirección promedio de las olas (línea de color naranja) registradas en la BOMM antes, durante y después del paso del frente frío número 6. Las líneas discontinuas horizontales representan los límites de la dirección del viento para identificar el momento justo en que el frente frío se registra en la BOMM (véase capítulo 3). La línea negra vertical indica el momento del frente frío sobre la BOMM. La zona de sombra de color lila indica las condiciones de viento casi estacionario en promedio (Tabla 3). La línea delgada de cada gráfico es la media móvil de 30 minutos. La dirección de las olas sigue la convección oceanográfica. . . . .	47
24. Igual que en la Fig. 23, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8. . . . .	48
25. Igual que en la Fig. 23, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9. . . . .	48
26. Igual que en la Fig. 23, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10. . . . .	49
27. Energía adimensional del oleaje en crecimiento en ausencia de <i>swell</i> , $\hat{E}$ en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía, $\hat{f}_p$ usando la rapidez del viento ( $U_{10}$ ) como término para adimensionalizar. La línea gris continua representa el ajuste lineal estimado a partir de las observaciones en ausencia de <i>swell</i> . Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas por otros estudios. La figura también muestra la energía promedio (puntos amarillos) y su desviación estándar asociada (línea de color celeste). Para calcular el promedio y la desviación estándar de $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.01 en las siguientes bandas de $\hat{f}_p$ : $[0.1 - 0.11]$ , $[0.11 - 0.12]$ , ..., $[0.28 - 0.29]$ , $[0.29 - 0.3]$ . . . . .	52
28. Energía adimensional del oleaje en crecimiento en ausencia de <i>swell</i> , $\hat{E}$ en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro, $\hat{f}_p$ usando la velocidad de fricción ( $u_*$ ) como término para adimensionalizar. La línea gris discontinua es el ajuste lineal estimado a partir de las observaciones. Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas por otros estudios. La figura también muestra el promedio de energía (puntos amarillos) y su desviación estándar asociada (línea de color celeste). Para calcular el promedio y la desviación estándar de $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.0009 en las siguientes bandas de $\hat{f}_p$ : $[0.002 - 0.0029]$ , $[0.0029 - 0.0038]$ , ..., $[0.0182 - 0.0191]$ , $[0.0191 - 0.02]$ . . . . .	54
29. . Espectro de energía del oleaje generado por el viento local, $E(f)$ , en función de la frecuencia $f$ . En la gráfica se indican tres líneas verticales que representan las frecuencias características: $f_p$ (línea de puntos roja), $1.5f_p$ (línea morada) y $f_t$ (línea celeste). La región de equilibrio del espectro se define en el intervalo $1.5f_p \leq f \leq f_t$ , mientras que el rango de saturación corresponde a $f > f_t$ . Ambas escalas están representadas en formato logarítmico. . . . .	55

- 30. Constante de Toba,  $\alpha_{Toba}$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . La figura muestra los promedios de la constante de Toba alrededor de valores de la edad de la ola y su respectiva barra de desviación estándar asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). En el gráfico también se indica las observaciones reportadas por Resio et al. (2004) (línea gris) y Romero & Melville (2010) (línea negra) con sus respectivas barras de error. El triángulo negro es la observación reportada por Hwang et al. (2000). Las líneas discontinuas horizontales es el rango observado en la literatura con base en la compilación hecha por Phillips (1985). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\alpha_{Toba}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [10 – 12], [12 – 14], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 57
- 31. Exponente ( $n_{eq}$ ) relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de equilibrio (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Las X representan el conjunto de datos para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. La figura también muestra el exponente  $n_{eq}$  promedio (cuadrados amarillos) y su respectiva barra de desviación estándar (líneas verticales celestes) asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Las líneas negras discontinuas representan el rango observado del exponente  $n$  [3.75, 4.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 59
- 32. Frecuencia de transición,  $f_t$  adimensionalizada con respecto a  $f_p$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Los círculos blancos representan las observaciones promedio en ausencia de *swell* con su respectiva desviación estándar. Además, en el gráfico se muestran las estimaciones de  $f_t$  con base en las relaciones de Forristall (1981) (FO81), Kahma & Calkoen (1992) (KC92), Romero & Melville (2010) (RM10), Babanin (2010) (BA10) y Lenain & Melville (2017) (LM17) y su respectivo estadístico de la raíz del error cuadrático medio (*RMSE*). El área sombreada de color gris representa el rango de equilibrio reportado en otros estudios. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $f_t/f_p$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 61
- 33. Exponente ( $n_{sat}$ ) relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de saturación (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Las X representan todo el conjunto de datos para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. La figura también muestra el exponente  $n$  promedios y su respectiva barra de desviación estándar asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos con líneas verticales celestes). Las líneas negras discontinuas horizontales representan el rango observado del exponente  $n_{sat}$  [4.75, -5.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 63

34. Promedio del cuadrado de la pendiente,  $mss$  (ecuación 26) en función de la intensidad del viento,  $U_{10}$ . Los cuadrados amarillos con líneas verticales celestes representan las observaciones de  $mss$  promedio con su correspondiente desviación estándar. La línea negra continua indica el ajuste lineal obtenido para las observaciones de  $mms$ . Además, en el gráfico se presentan las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris tomadas en dos orientaciones). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido por Bréon & Henriot (2006) (líneas negras), y de Lenain et al. (2019) (líneas grises). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $1 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $U_{10}$ :  $[0 - 1]$ ,  $[1 - 2]$ , ...,  $[18 - 19]$ ,  $[19 - 20] \text{ ms}^{-1}$ . . . . . 65
35. Igual que en la Fig. 34 pero para la  $mss$ , ecuación 26 en función de la velocidad de fricción,  $u_*$ . Además, en el gráfico se presentan las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris para mediciones registradas a lo largo del viento y para viento cruzado). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido del experimento SHOWEX (2000) y de las observaciones reportadas por Lenain et al. (2019) (línea de color gris). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $0.05 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $u_*$ :  $[0.1 - 0.15]$ ,  $[0.15 - 0.2]$ , ...,  $[0.8 - 0.85]$ ,  $[0.85 - 0.9] \text{ ms}^{-1}$ . Es importante señalar que la desviación estándar es casi nula o muy pequeña para los valores de  $mss$  en la banda de  $u_*$ :  $0.2 - 0.25$  y  $0.75 - 0.8$ . . . . . 66
36. Secuencia de 4 minutos de espectros direccionales del oleaje ( $S(f, \theta)$ ) normalizados con la energía máxima para identificar el oleaje generado por el viento local y el *swell*. En (A) 20181016T0031, (B) 20181016T0032 (C) 20181016T0033 y (D) 20181016T0034. La flecha roja indica la dirección del oleaje dominante ( $\theta_{pola}$ ) y la flecha negra representa la dirección del viento. La línea negra en el gráfico separa el oleaje generado localmente por el viento del *swell*. La escala de colores representa la energía espectral normalizada. Los círculos segmentados indican la frecuencia del oleaje y la dirección de propagación de las olas se representa con líneas radiales segmentadas, medidas en grados en sentido horario con respecto al norte (convención oceanográfica). . . . . 68
37. Energía adimensional del oleaje en crecimiento,  $\hat{E}$ , en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía del oleaje generado por el viento local,  $\hat{f}_p$ , en presencia de *swell*. Los colores representan el índice del *swell*. La figura también muestra la energía promedio y su barra de desviación estándar para condiciones mixtas del estado del mar (puntos blancos). La línea gris continua representa el ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones del oleaje en ausencia de *swell*. La línea roja continua representa el ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones del oleaje en presencia de *swell*. Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas por otros estudios, por ejemplo, Hasselmann et al. (1976) (— · —), Kahma (1981) (· · ·), Donelan et al. (1985) (— — —), Babanin & Soloviev (1998) (línea negra sólida), y Dulov et al. (2020) (línea discontinua gris). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.01 en las siguientes bandas de  $\hat{f}_p$ :  $[0.1 - 0.11]$ ,  $[0.11 - 0.12]$ , ...,  $[0.28 - 0.29]$ ,  $[0.29 - 0.3]$ . . . . . 70
38. Igual que en la Fig. 37, pero mostrando en colores la pendiente asociada al *swell*. . . . . 71
39. Igual que en la Fig. 37, pero mostrando en colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. . . . . 71

40. Energía adimensional del oleaje en crecimiento,  $\hat{E}$ , en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía del oleaje generado por el viento local,  $\hat{f}_p$ , usando la velocidad de fricción como término para adimensionalizar y en presencia de *swell*. Los colores representan el índice del *swell*. La figura también muestra la energía promedio para cada banda de frecuencia y su barra de desviación estándar asociada en condiciones de oleaje en crecimiento y en presencia de *swell* (puntos blancos). La línea gris discontinua es el ajuste lineal a partir de las observaciones de la energía adimensional en ausencia de *swell*. La línea roja continua representa el ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones del oleaje en presencia de *swell*. Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas en otros estudios, por ejemplo, Kahma & Calkoen (1992) (línea negra continua y discontinua), Babanin & Soloviev (1998) (línea gris continua), y Dulov et al. (2020) (línea gris discontinua). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.0009 en las siguientes bandas de  $\hat{f}_p$ :  $[0.002 - 0.0029]$ ,  $[0.0029 - 0.0038]$ , ...,  $[0.0182 - 0.0191]$ ,  $[0.0191 - 0.02]$ . 73
41. Igual que en la Fig. 40, pero mostrando en colores la pendiente asociada al *swell*. . . . . 74
42. Igual que en la Fig. 40, pero mostrando en colores la dirección relativa del *swell* con relación al viento. . . . . 74
43. Energía adimensional correspondiente a la región de equilibrio del espectro de olas,  $\hat{E}_{eq}$  en función de la edad de la ola. La escala de colores representa el índice del *swell*. Las observaciones sin presencia de *swell* se muestran con cuadrados blancos y representa el promedio con su respectiva desviación estándar. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}_{eq}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ :  $8 - 10$ ,  $10 - 12$ , ...,  $56 - 58$ ,  $58 - 60$ . Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan condiciones de *swell* en sentido opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* en dirección oblicua al viento. Además, note que el eje horizontal está en una escala logarítmica. . . . . 76
44. Igual que en la Fig. 43, pero mostrando en escala de colores la pendiente del *swell*. Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan condiciones de *swell* opuesto y los círculos condiciones de *swell* cruzado. . . . . 77
45. Igual que en la Fig. 43, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. . . . . 77
46. Constante de Toba,  $\alpha_{Toba}$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. Los cuadrados representan condiciones de *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. La figura también muestra los promedios de la constante de Toba y su respectiva barra de desviación estándar asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). La barra de error indicada en el gráfico corresponde a las observaciones reportadas por Resio et al. (2004) (línea gris) y Romero & Melville (2010) (línea negra). El triángulo negro es la observación reportada por Hwang et al. (2000). Las líneas discontinuas horizontales representa el rango observado en la literatura con base en la compilación hecha por Phillips (1985). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\alpha_{Toba}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ :  $[10 - 12]$ ,  $[12 - 14]$ , ...,  $[38 - 40]$ ,  $[40 - 42]$ . 79

47. Igual que en la Fig. 46, pero mostrando en escala de colores la pendiente del *swell*. Es importante tener en cuenta que, los cuadrados representan condiciones de *swell* opuesto y los círculos condiciones de *swell* cruzado. . . . . 80
48. Igual que en la Fig. 46, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. . . . . 81
49. Exponente ( $n_{eq}$ ) relacionado con la forma espectral del rango de equilibrio (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa una característica del *swell*, para este gráfico indica el índice del *swell*. La figura también muestra el exponente promedio y su respectiva barra de desviación estándar en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). Es importante tener en cuenta que, los cuadrados representan condiciones de *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. Las líneas negras discontinuas representan el rango observado del exponente  $n_{eq}$  [3.75, 4.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n_{eq}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 82
50. Igual que en la Fig. 49, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 82
51. Frecuencia de transición asociada al cambio espectral entre la región de equilibrio y la región de saturación,  $f_t$ , normalizada con la frecuencia asociada al pico del espectro de energía,  $f_p$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa indica el índice del *swell*. Los círculos y cuadrados blancos representan las observaciones en promedio con su respectiva desviación estándar cuando el *swell* esta ausente y cuando el *swell* está presente, respectivamente. Además, en el gráfico se muestran las estimaciones de  $f_t/f_p$  con base en las relaciones de Forristall (1981) (círculo de color negro), Kahma & Calkoen (1992) (cuadrado de color negro) y Romero & Melville (2010) (triángulo de color negro orientado a la izquierda) y su respectivo estadístico de la raíz del error cuadrático medio (*RMSE*). El área sombreada de color gris representa el rango de equilibrio reportado en la literatura. Es importante tener en cuenta que, los símbolos cuadrados representan el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos el *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $f_t/f_p$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 85
52. Igual que en la Fig. 51, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 86

53. Exponente ( $n_{sat}$ ) relacionado con la forma espectral del rango de saturación (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. La figura también muestra el exponente  $n_{sat}$  promedio y su respectiva barra de desviación estándar en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). Es importante tener en cuenta que, los símbolos cuadrados representan condiciones de *swell* que se propaga opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* que se propaga perpendicular a la dirección del viento. Los círculos blancos representan el exponente  $n_{sat}$  promedio y su desviación estándar asociada en condiciones con presencia de *swell*. Las líneas negras discontinuas horizontales representan el rango observado del exponente  $n_{sat}$  [4.75, 5.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n_{sat}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34]. . . . . 88
54. Igual que en la Fig. 53, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 89
55. Promedio del cuadrado de la pendiente,  $mss$ , ecuación (26), en función de la intensidad del viento,  $U_{10}$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. Los cuadrados de color amarillo representan el  $mss$  promedio y su desviación estándar asociada en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. La línea negra continua representa el ajuste lineal obtenido para las observaciones de  $mss$  en ausencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris tomadas en dos orientaciones). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido por Bréon & Henriot (2006) (líneas negras), y de Lenain et al. (2019) (líneas grises). Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos es el *swell* que se propaga oblicuo a la dirección del viento. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $1 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $U_{10}$ : [6 – 7], [7 – 8], ..., [18 – 19], [19 – 20]  $\text{ms}^{-1}$ . . . . . 91
56. Igual que en la Fig. 55, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 92
57. Promedio del cuadrado de la pendiente,  $mss$ , ecuación (26), en función de la velocidad de fricción,  $u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. Los cuadrados de color amarillo representan el  $mss$  promedio y su desviación estándar asociada en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris tomadas en dos orientaciones). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido del experimento SHOWEX (2000) y de las observaciones reportadas por Lenain et al. (2019) (línea de color gris). Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos el *swell* que se propaga perpendicular a la dirección del viento. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $0.05 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $u_*$ : [0.1 – 0.15], [0.15 – 0.2], ..., [0.8 – 0.85], [0.85 – 0.9]  $\text{ms}^{-1}$ . . . 93
58. Igual que en la Fig. 57, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 94

Figura	Página
59. Evolución temporal de la velocidad del viento (línea de color azul) y la dirección del viento (línea de color rojo) durante un frente frío en condiciones de viento acelerado. El evento meteorológico corresponde al frente frío número 6. La línea negra vertical representa el inicio de cada <i>Norte</i> . La dirección del viento sigue la convención oceanográfica (hacia dónde va). . . . .	98
60. Igual que en la Fig. 59, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8. . . . .	99
61. Igual que en la Fig. 59, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9. . . . .	99
62. Igual que en la Fig. 59, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10. . . . .	100
63. Evolución temporal de la altura significativa de las olas (línea de color azul), la dirección dominante de las olas (línea de color morado) y la dirección promedio de las olas (línea de color naranja) durante un frente frío en condiciones de viento acelerado. El evento meteorológico corresponde al frente frío número 6. La línea negra vertical representa el inicio de cada <i>Norte</i> . La dirección de las olas sigue la convección oceanográfica (hacia dónde va). . . . .	101
64. Igual que en la Fig. 63, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8. . . . .	101
65. Igual que en la Fig. 63, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9. . . . .	102
66. Igual que en la Fig. 63, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10. . . . .	102
67. Serie temporal de la rapidez del viento durante condiciones de viento acelerado para el frente frío #10. Las mediciones corresponden al día 12 y 13 de noviembre del 2018. La escala de tiempo se indica en horas y minutos. La línea azul corresponde al ajuste lineal realizado a las observaciones. La pendiente obtenida de la regresión lineal nos indica el valor estimado de la aceleración. Para este caso es de $ \vec{a}  = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	103
68. Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #9 y el día 9 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de $ \vec{a}  = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	104
69. Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #8 y el día 1 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de $ \vec{a}  = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	105
70. Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #8 y el día 1 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de $ \vec{a}  = 0.0013 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	105
71. Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #10 y el día 12 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de $ \vec{a}  = 0.0017 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	106
72. Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #9 y el día 9 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de $ \vec{a}  = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	106
73. Igual que en la Fig.67, pero para el frente frío #9 y el día 16 de octubre del 2018. Para este caso la aceleración es de $ \vec{a}  = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ . . . . .	107

74. Energía adimensional del oleaje generado por el viento local,  $\hat{E}$  en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía,  $\hat{f}_p$ , para condiciones de viento acelerado (círculos). La escala de colores representa el índice del *swell*. Los símbolos cuadrados de color negro indican condiciones sin presencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de aceleramiento del viento (triángulo gris orientado hacia abajo) y de desaceleramiento del viento (triángulo negro orientado a la derecha), la estrella de color negro es el dato que se obtiene de la relación de Pierson & Moskowitz (1964) para oleaje completamente desarrollado. Las cruces de color verde es la compilación de información de varios estudios reportados en la literatura por Hwang et al. (2011) (para más detalle refiérase a la publicación). . . . . 108
75. Igual que en la Fig. 74, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 109
76. Igual que en la Fig. 74, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. . . . . 110
77. Energía adimensional del oleaje generado por el viento local,  $\hat{E}$  (adimensionalizado con  $u_*$ ) en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía,  $\hat{f}_p$  (adimensionalizado con  $u_*$ ), para condiciones de viento acelerado (círculos). La escala de colores indica el índice del *swell*. Los símbolos cuadrados de color negro indican condiciones sin presencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de aceleramiento (triángulo gris orientado hacia abajo) y desaceleramiento del viento (triángulo negro orientado a la derecha), las estrellas son las observaciones reportadas por DeLeonibus & Simpson (1972), los diamantes corresponden a las observaciones de Hwang & Wang (2004), los cuadrados representan las observaciones de Merzi & Graf (1985) y finalmente las cruces son los datos reportados por Donelan (1979). . . . . 111
78. Igual que en la Fig. 77, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*. 112
79. Igual que en la Fig. 77, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa con relación a la dirección del viento. . . . . 112
80. Altura adimensional del oleaje generado por el viento local escalado con el tiempo en función de la frecuencia adimensional asociado al pico del espectro de energía escalado con el tiempo. Con símbolos se presentan los diferentes eventos de magnitud de la aceleración del viento. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones reportadas por Hwang & Wang (2004) en condiciones de crecimiento del oleaje limitado por el tiempo (símbolo X de color morado) y la relación propuesta por Zakharov et al. (2015) derivada de la teoría de la turbulencia débil. . . . . 113
81. Velocidad de fricción,  $u_*$  en función de la magnitud del viento,  $U_{10}$ . La escala de colores representa el índice del *swell* (círculos). Los símbolos cuadrados de color negro indican condiciones sin presencia de *swell*. Además, en el gráfico se presentan las líneas de ajuste reportada por Andreas et al. (1994) en condiciones de  $U_{10} > 8 \text{ m s}^{-1}$  (línea discontinua negra) y de  $U_{10} < 8 \text{ m s}^{-1}$  (línea gris). La línea de ajuste en condiciones de oleaje sin presencia de *swell* de Drennan et al. (1999) (línea verde) y de Vincent et al. (2020) (línea de puntos de color gris). La línea negra continua representa el ajuste lineal en condiciones de *swell* reportado por Vincent et al. (2020). . . . . 116

82. Igual que en la Fig. 81, pero la escala de colores representa la pendiente asociada al *swell*. 116
83. Igual que en la Fig. 81, pero la escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. . . . . 117
84. Velocidad de fricción,  $u_*$  en función de la magnitud del viento,  $U_{10}$ . Los eventos con viento acelerado son: (A)  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$  y (C)  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$ . La escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento (triángulos). Los puntos en la gráfica indican el oleaje en ausencia de *swell* para condiciones de viento estacionario. Además, se presenta en el mismo gráfico las líneas de ajuste para condiciones de oleaje sin presencia de *swell* de Drennan et al. (1999) (línea continua gris) y de Vincent et al. (2020) (línea puntos de color gris). La línea negra continua representa el ajuste lineal para condiciones de *swell* reportado por Vincent et al. (2020). . . . . 118
85. Igual que en la Fig. 84, pero para los eventos con aceleración de: (A)  $|\vec{a}| = 0.0013 \text{ ms}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0017 \text{ ms}^{-2}$ , (C)  $|\vec{a}| = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$  y (D)  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ . . . . . 119
86. Coeficiente de arrastre,  $C_{drag}$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  (círculos). La escala de colores representa el índice de *swell*. Los círculos sin color indican condiciones sin presencia de *swell* y con viento acelerado. Las cruces de color verde son las observaciones para condiciones de viento estacionario y sin presencia de *swell*. . . . . 121
87. Igual que en la Fig. 86, pero la escala de colores representa la pendiente asociada al *swell*. 122
88. Igual que en la Fig. 86, pero la escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. . . . . 123
89. Coeficiente de arrastre,  $C_{drag}$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ , para diferentes evento de aceleración del viento. En la figura se presentan los eventos con aceleración de: (A)  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$  y (C)  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$ . La escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento (triángulos). Los círculos sin relleno de color indican el oleaje en ausencia *swell* para condiciones de viento estacionario. . . . . 124
90. Igual que en la Fig. 89, pero para los eventos con aceleración de: (A)  $|\vec{a}| = 0.0013 \text{ ms}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0017 \text{ ms}^{-2}$ , (C)  $|\vec{a}| = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$  y (D)  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ . . . . . 124
91. Marco de referencia de la BOMM. El marco de referencia inercial se muestra en color negro. El sistema coordinado en movimiento se muestra en color rojo. Además, se indica en color azul los movimientos rotacionales en términos de velocidades angulares ( $\Omega_x$ ,  $\Omega_y$ ,  $\Omega_z$ ) y en color rojo los movimientos traslacionales en términos de fuerzas ( $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_z$ ). 146

# Lista de tablas

Tabla	Página
1. Selección de algunos trabajos históricos del siglo XX sobre el efecto del <i>swell</i> en el oleaje generado por el viento local. Tomado de Hanson & Phillips (1999). . . . .	12
2. Criterios de control de calidad aplicados a las mediciones del anemómetro sónico basado en lo que se reporta en la literatura. . . . .	34
3. Promedio y desviación estándar del campo de viento durante las condiciones de viento estacionario presentadas en frentes fríos (o <i>Nortes</i> ). Los eventos corresponden al periodo de octubre y noviembre de 2018. . . . .	46
4. Estadística relacionada con los diferentes eventos seleccionados en condiciones de viento acelerado. . . . .	107

# Capítulo 1. Introducción

---

*La tierra era caos y confusión y oscuridad por encima del abismo. y un viento de Dios aleteaba por encima de las aguas. Dijo Dios: "Haya un firmamento por en medio de las aguas, que las aparte unas de otras". E hizo Dios el firmamento; y apartó las aguas de por debajo del firmamento, de las aguas de por encima del firmamento. Y así fue. Dijo Dios: "Acumúlense las aguas de por debajo del firmamento en un solo conjunto, y déjese ver lo seco", y así fue. Y llamó Dios a lo seco **tierra**, y al conjunto de las aguas lo llamó **mares**; y vio Dios que estaba bien.*

## Génesis 1, 2–10.

---

Cuando el viento sopla sobre la superficie del océano, se generan las primeras olas con longitudes de onda muy cortas. Estas ondulaciones evolucionan con el tiempo, cambiando de forma y tamaño, tanto en su pendiente y altura. Este proceso es el fenómeno clásico de crecimiento del oleaje (Hasselmann et al., 1973). El desarrollo de las olas en la superficie del mar depende de tres factores principales: la intensidad, la duración y la distancia sobre la cual el viento ejerce su fuerza en el océano (Holthuijsen, 2007).

La mayoría de estudios en la literatura se enfocan en el crecimiento del oleaje que está limitado por la distancia desde la costa (*fetch*, en inglés), es decir, el viento sopla mar adentro de manera perpendicular a la línea de costa. Esta es una condición que se presenta de manera más frecuente en cuencas oceánicas semi encerradas o en lagos. Por otra lado, el crecimiento del oleaje puede estar limitado por la duración del viento que actúa sobre la superficie del mar. Hay pocos estudios sobre estas condiciones particulares (Hwang & Wang, 2004). Otros factores pueden afectar el desarrollo del oleaje, como el rompimiento de las olas en aguas profundas, la fricción con el fondo marino y la interacción entre las propias olas, entre otros (Massel, 2017). Los estudios pioneros de Hasselmann et al. (1973) y Donelan et al. (1985) han sido fundamentales para comprender la evolución del espectro de energía a medida que el oleaje se desarrolla. Por otro lado, las curvas de crecimiento del oleaje (Kitaigorodskii, 1962, 1970) ofrecen una perspectiva alternativa sobre la generación de las olas, aunque la información que proporcionan es más limitada (solo se enfatiza en la componente más energética de las olas) (Young, 2020).

El oleaje obtiene energía de la atmósfera a través del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar. El esfuerzo del viento suele parametrizarse mediante formulaciones simplificadas que son proporcionales a la velocidad del viento al cuadrado (Jones et al., 2020). Así mismo, la transferencia de momento se puede representar con un coeficiente de arrastre, un parámetro adimensional que usualmente se define

en función de la rapidez del viento. Generalmente, la velocidad del viento se estandariza a una altura de 10 m sobre el nivel del mar. Otra forma de caracterizar el esfuerzo del viento es mediante la velocidad de fricción, que, al igual que el coeficiente de arrastre, depende de la magnitud del viento (conceptos que se abordarán en el capítulo 2).

## 1.1. Golfo de México y forzantes atmosféricos

Comprender los principios fundamentales de la generación del oleaje ha sido el objetivo para realizar mediciones en el Golfo de México por el Grupo de Oleaje del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Estas mediciones se enmarcan dentro del proyecto Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM) (Herguera et al., 2023), un esfuerzo colaborativo clave para el estudio del oleaje en la región.

El Golfo de México (en adelante, GoM) es un mar semicerrado, delimitado al norte por Estados Unidos, al oeste y sur por México, y al sureste por Cuba (véase Fig. 1 ). Se comunica con el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán y con el Océano Atlántico mediante el Estrecho de Florida. Esta región es de gran importancia para la industria energética debido a la abundancia de hidrocarburos en su corteza oceánica. Tanto Estados Unidos como México cuentan con una red amplia de plataformas marinas con la finalidad de extraer de hidrocarburos en sus respectivas zonas económicas exclusivas, ubicadas en la plataforma continental y en aguas profundas.

La oceanografía del GoM está fuertemente influenciada por la Corriente del Lazo, la cual desempeña un papel clave en la dinámica del golfo al transportar masas de agua cálida desde el Caribe. Este transporte se da a través del desprendimiento de remolinos anticiclónicos que se propagan hacia el oeste e interactúan con otros remolinos de mesoescala en la región (Hamilton et al., 1999). El flujo medio de mesoescala está dominado por circulaciones ciclónicas y anticiclónicas, aunque en ciertos periodos del año el forzamiento local de sistemas meteorológicos adquiere mayor relevancia (Zavala-Hidalgo et al., 2015).

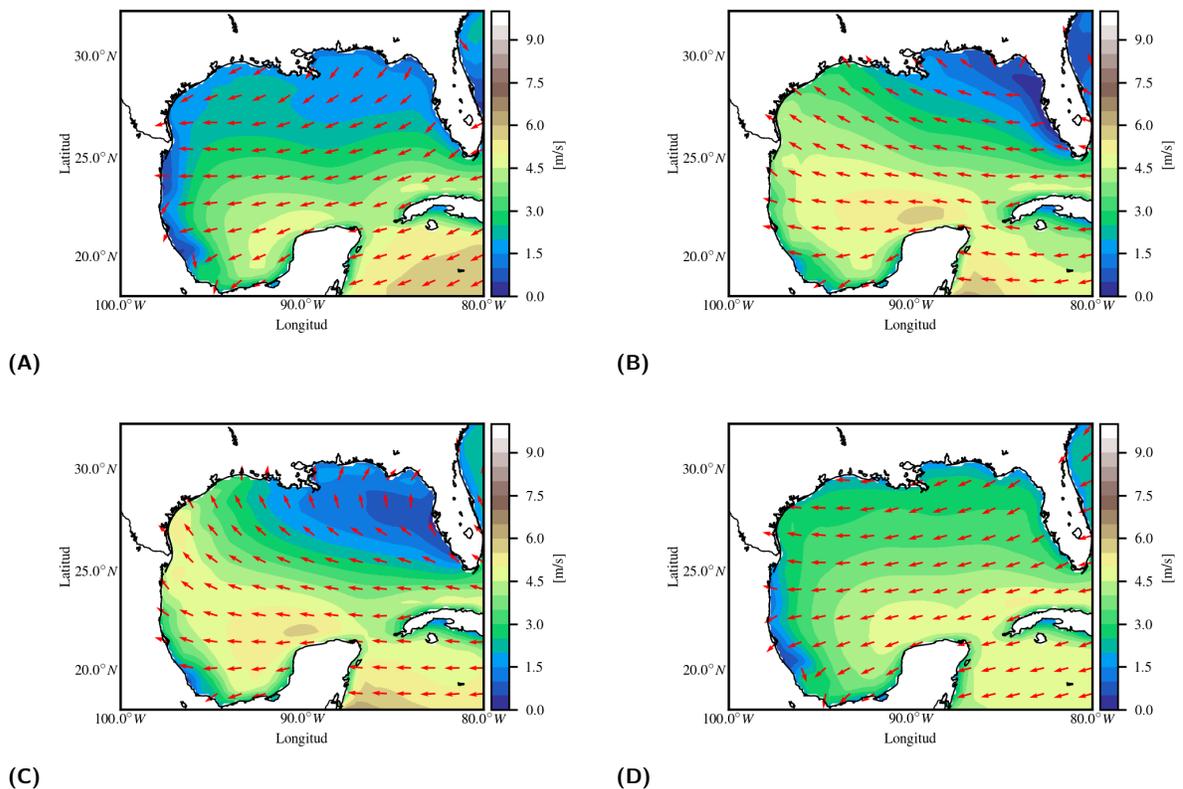
Si bien la circulación oceánica en el GoM podría ser un factor relevante en el oleaje, no es el enfoque principal de esta investigación. Nuestro interés se centra en la dinámica del oleaje, específicamente en el crecimiento del oleaje generado por el viento local en presencia de *swell*<sup>1</sup> (palabra del idioma inglés)

---

<sup>1</sup>en el uso coloquial del español se suele utilizar mar de leva o mar de fondo, palabras aceptadas en el diccionario de la Real Academia Española, sin embargo en la comunidad científica de latinoamérica se prefiere el término en inglés.

que se va utilizar en este trabajo de ahora en adelante para referirse al oleaje que no es influenciado por el viento.

Con base en el reanálisis del Sistema de Pronóstico Climático (Climate Forecast System Reanalysis, CFSR) (Saha et al., 2010), desarrollado por el Centro Nacional para la Predicción del Clima (National Centers for Environmental Prediction, NCEP), se ha elaborado una climatología de 30 años que permite analizar el comportamiento estacional del campo de viento en el GoM (véase Fig. 1).



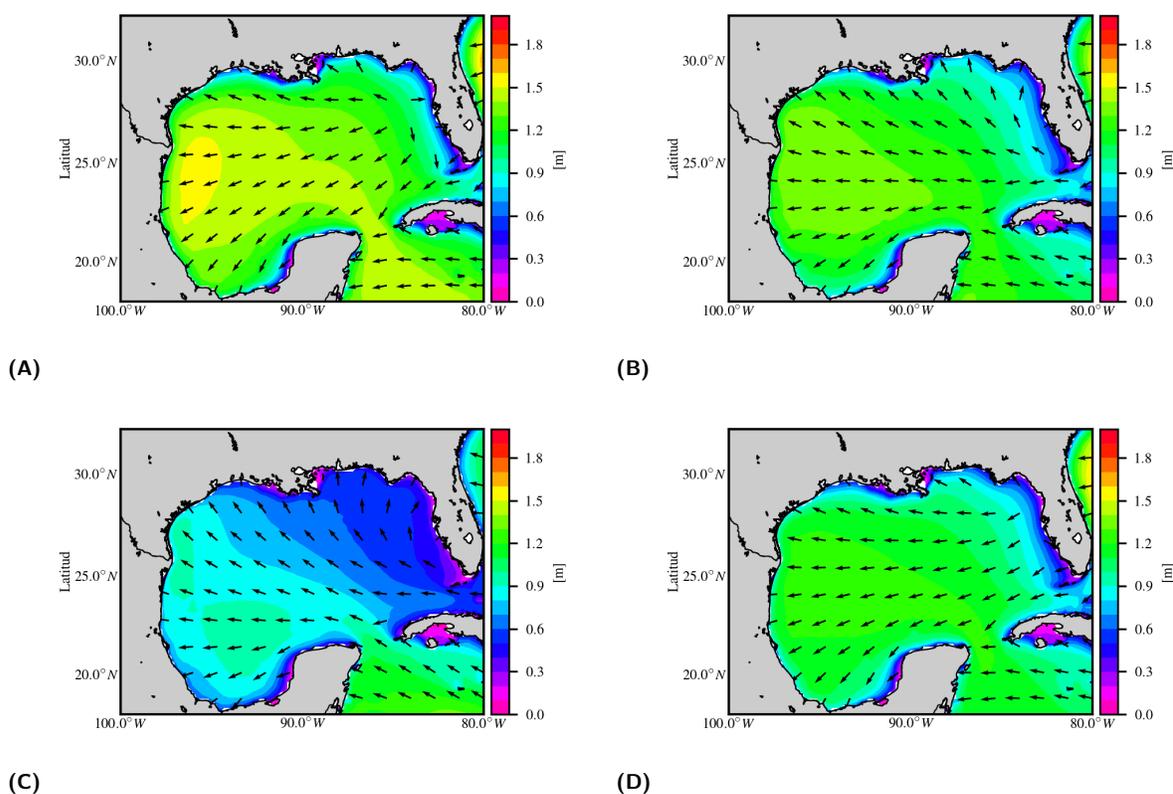
**Figura 1.** Clima estacional del campo de viento calculado a partir del reanálisis de CFSR para el periodo 1979-2009. (A) invierno (diciembre-enero-febrero), (B) primavera (marzo-abril-mayo) (C) verano (junio-julio-agosto) y (D) otoño (septiembre-octubre-noviembre). En escala de colores se indica la magnitud del viento. Las flechas representan la dirección del viento (convención oceanográfica, hacia donde va).

El aspecto más destacado en la Fig. 1 es que el patrón de mesoescala está claramente dominado por la influencia de los vientos alisios del Este. Además, la intensidad del viento en promedio se mantiene menor que  $6 \text{ m.s}^{-1}$  a lo largo de las estaciones del año. Sin embargo, es importante señalar que la rapidez del viento puede cambiar por sistemas o procesos meteorológicos como tormentas locales, huracanes o frentes fríos donde la intensidad del viento alcanza magnitudes extremas.

En la Fig. 2 se presenta el clima del campo de oleaje calculado a partir de una simulación histórica

del modelo WAVEWATCH III (<https://polar.ncep.noaa.gov/waves/hindcasts/>), usando como forzamiento campos de viento de la base de datos CFSR y de concentración de hielo marino obtenido del radiómetro de microondas SMMR y SSMI. Como se observa, el clima estacional de las olas durante 30 años sigue la misma tendencia que el viento, de acuerdo con lo mostrado en la Fig. 1.

En el periodo de verano (junio-julio-agosto), la altura de las olas promedio se mantiene menor que 1 m, mientras que en el resto del año puede superar este valor. En el clima estacional de invierno, destaca una región en el GoM, particularmente frente a las costas de Tamaulipas, México, con alturas de ola promedio significativamente mayores en comparación con las demás estaciones del año, lo que sugiere la presencia de una zona de generación de oleaje en ese periodo. En la figura cabe destacar que durante todo el año el oleaje se propaga en promedio hacia el oeste en respuesta al forzamiento atmosférico promedio mostrado en la Fig. 1.



**Figura 2.** Clima estacional del campo de oleaje calculado a partir del reanálisis de WAVEWATCH III con el forzamiento de CFSR para el periodo 1979-2009. (A) invierno (diciembre-enero-febrero), (B) primavera (marzo-abril-mayo) (C) verano (junio-julio-agosto) y (D) otoño (septiembre-octubre-noviembre). En escala de colores se indica la altura significativa de las olas. Las flechas representan la dirección dominante de las olas (convención oceanográfica, hacia donde va).

La región del GoM es afectada durante todo el año por fenómenos atmosféricos de gran escala, como huracanes y frentes fríos, los cuales cambian la dinámica de la atmósfera y océano promedio. Los ciclones

tropicales ocurren entre junio y noviembre, mientras que los sistemas frontales, predominan de septiembre a abril (DiMego et al., 1976; Henry, 1979).

Aunque los huracanes son eventos altamente energéticos y destructivos (como el huracán Katrina en 2005, que impactó la costa de Luisiana, Estados Unidos), su frecuencia en el GoM es relativamente baja, con un promedio de dos por año (Levinson et al., 2010). En contraste, los frentes fríos son mucho más frecuentes, con aproximadamente 20 – 30 eventos por temporada, de otoño a invierno (Roberts et al., 1989) y por ello son los que modulan el oleaje en promedio.

Los frentes fríos<sup>2</sup> se caracterizan porque son impulsados por masas de aire frío que desplazan el aire cálido preexistente, lo que genera diferencias marcadas en temperatura y humedad (Rohli & Vega, 2017). Durante su paso, se observan cambios abruptos en la dirección e intensidad del viento, así como una disminución de la temperatura del aire y la presión atmosférica. La Fig. 3 muestra un esquema general de un frente frío, resaltando la dirección dominante del viento a ambos lados del frente frío.

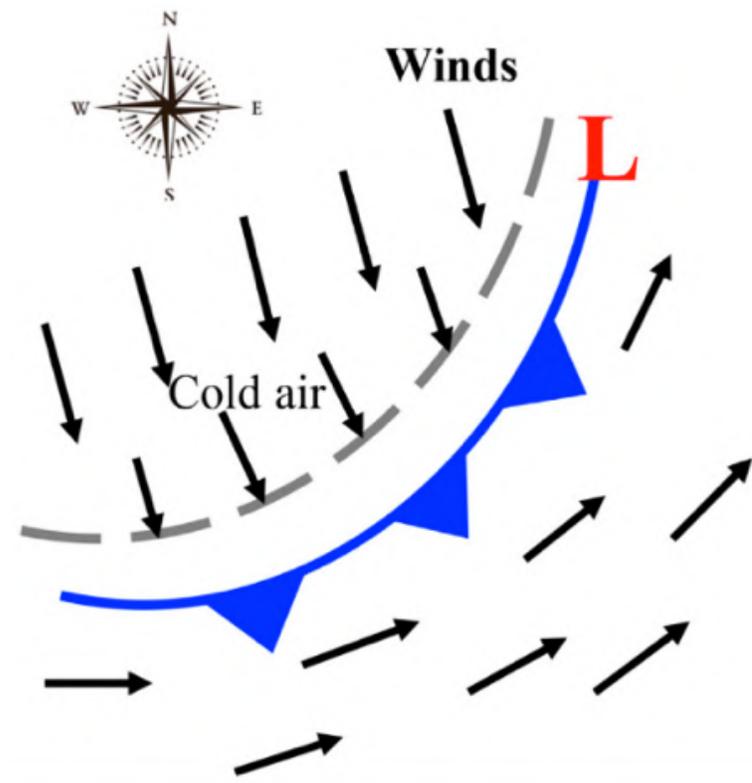
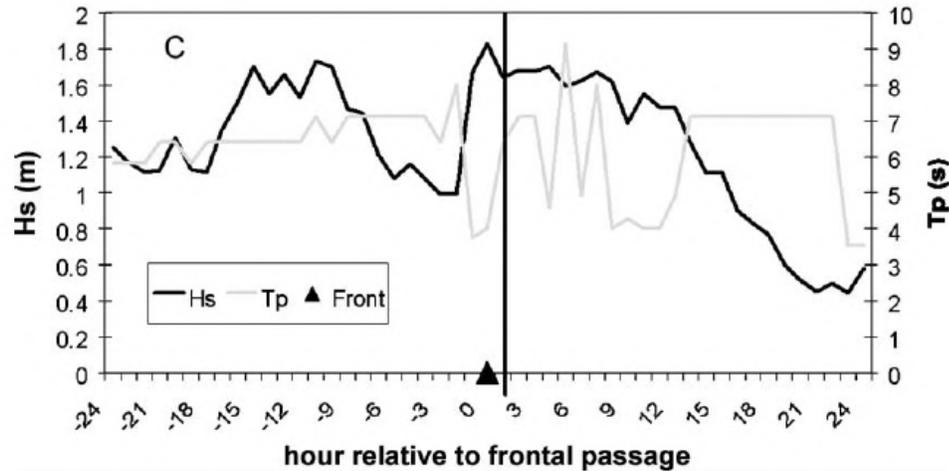


Figura 3. Esquema general de un frente frío. Tomado de Cao et al. (2020).

La frecuencia de los eventos de frentes fríos tiene un impacto significativo en la variabilidad interanual

<sup>2</sup>por definición es el choque entre dos masas de aire, una fría y la otra cálida.

del GoM, ya que altera las características del oleaje, la atmósfera y las capas superficiales del océano. La formación de olas en la interfaz aire-mar regula la transferencia de energía y momento hacia el océano. Durante el paso de un sistema frontal, es común observar un aumento en la altura y el período de las olas (Fig. 4), en respuesta a un cambio abrupto en el campo de viento (Keen, 2002; Pepper & Stone, 2004; Siadatmousavi & Jose, 2015; Cao et al., 2020).



**Figura 4.** Cambios observados en la altura significativa y período asociado al pico espectral del oleaje durante el paso de un frente frío. La línea vertical indica el paso del sistema atmosférico. Tomado de Pepper & Stone (2004).

## 1.2. Antecedentes

Para abordar el problema de estudio e ilustrar el contexto en el que se desarrolla esta investigación, los antecedentes se han organizado en los siguientes temas: primero, una revisión de los estudios previos sobre frentes fríos en el GoM y su impacto en la zona de estudio; luego, el efecto de estos fenómenos en las condiciones del viento y la respuesta del océano. En particular, el comportamiento del oleaje puede interpretarse como una respuesta ante un cambio abrupto en la dirección del viento, así como un proceso de crecimiento de las olas debido al viento que se propaga en esa dirección.

A lo largo de los años, la comunidad científica ha abordado estos aspectos desde diferentes enfoques. Mientras que algunos estudios, especialmente en las décadas de 1980 y 1990, se centraron en la respuesta del oleaje ante cambios repentinos de la dirección del viento, la mayoría de las investigaciones han puesto mayor énfasis en el crecimiento del oleaje. Este último aspecto resulta aún más relevante cuando se consideran condiciones de estado de mar mixto (oleaje generado por el viento local más la presencia de *swell*), un tema que ha sido objeto de estudio desde mediados del siglo XX hasta la actualidad.

### 1.2.1. Estudios de frentes fríos en la región del GoM

La caracterización de los frentes fríos y su frecuencia en el GoM ha sido objeto de estudio desde mediados del siglo pasado (Jáuregui, 1971; Klaus, 1974; DiMego et al., 1976; Henry, 1979). La frecuencia de estos sistemas frontales fue analizada por DiMego et al. (1976) y Henry (1979) a partir de mapas sinópticos de superficie, los cuales registraron la ubicación de frentes fríos entre 1965 y 1977. Ambos estudios coinciden en que estos eventos meteorológicos son más frecuentes de lo normal, ocurren principalmente durante el otoño e invierno y se asocian con un descenso en la temperatura del aire, un aumento en la presión a nivel del mar y cambios significativos en la dirección del viento.

Con periodos de análisis más extensos, Jáuregui (1971) estudió la ocurrencia de frentes fríos entre 1919 y 1939, mientras que Klaus (1974) abarcó un periodo aún mayor, de 1898 a 1969. Ambos estudios confirmaron la alta frecuencia de estos eventos en el GoM durante el invierno, basándose en su identificación a partir de datos de superficie. En conjunto, estos trabajos evidencian la presencia constante de frentes fríos en la región, con un enfoque primordial en los cambios de los parámetros atmosféricos asociados.

A partir de la década de 1990, surgieron los primeros estudios sobre la respuesta del campo de oleaje al paso de un sistema frontal (Jackson & Jensen, 1999; de Voorde & Dinnel, 1998). En particular, Jackson & Jensen (1999) analizaron la evolución del oleaje a partir de observaciones de boyas discus-3m del Centro Nacional de Datos de Boyas (NDBC, por sus siglas en inglés) y mediciones de un radar espectrométrico instalado en una aeronave. Su estudio, centrado en dos frentes fríos ocurridos alrededor del 14 de febrero de 1991 frente a la costa este de los Estados Unidos, mostró que la información espacial del radar complementaba las observaciones de las boyas, proporcionando una mejor comprensión de las etapas iniciales del desarrollo del estado del mar. Por otro lado, de Voorde & Dinnel (1998) investigaron la evolución del oleaje ante el paso de un frente frío en marzo de 1994, utilizando observaciones de la boya discus-3m NDBC 42016, ubicada frente a la costa de Alabama, al noreste del GoM. Un hallazgo inesperado de su estudio fue el intercambio de energía entre el oleaje nuevo, generado por el cambio en la dirección del viento, y el oleaje preexistente, conectados a través de un "puente energético" localizado en las frecuencias intermedias. Este resultado fue posible gracias a la discretización del espectro de energía en cuatro secciones.

Investigaciones más recientes sobre el paso de frentes fríos en el GoM se han centrado en su impacto en la parte norte de la cuenca (entre Texas y Luisiana), analizando la hidrodinámica costera, las corrientes, el oleaje y el transporte de sedimentos. Algunos estudios han evaluado la evolución temporal de los

parámetros integrales del oleaje (altura y periodo de las olas) y la energía espectral durante eventos específicos (Keen, 2002; Pepper & Stone, 2004) o múltiples eventos (Siadatmousavi & Jose, 2015; Cao et al., 2020). Estos trabajos, basados en observaciones, han demostrado que durante el paso de un frente frío, la velocidad del viento, la altura del oleaje y el periodo asociado al pico del espectro de energía aumentan. Además, la energía espectral se concentra inicialmente en frecuencias altas, pero tras el paso del sistema frontal, esta se desplaza hacia frecuencias bajas.

Por otro lado, algunos estudios han explorado la ocurrencia de frentes fríos en el GoM bajo escenarios de calentamiento global (Pérez et al., 2014; Appendini et al., 2018). Según Pérez et al. (2014), en un clima futuro, la intrusión de frentes fríos será más frecuente. En tanto, Appendini et al. (2018) clasificaron los frentes fríos utilizando análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés), donde se identificaron cinco tipos de frentes fríos o “nortes”. Aplicando esta misma metodología, los autores generaron mapas de potencial energético de las olas, concluyendo que el “norte tipo 4”, asociado con el oleaje más energético, es uno de los más frecuentes en el presente y futuro, el cual se relaciona con una importante zona de generación de oleaje cercana a las costas mexicanas de Veracruz.

Finalmente, Romero et al. (2017) utilizaron observaciones satelitales de un LiDAR para estudiar la interacción entre la Corriente de Lazo y el oleaje generado por el viento local durante el paso de un frente frío en el norte del GoM. Sus resultados muestran una modulación directa del campo de oleaje debido a las corrientes y evidencian que la cobertura de olas que rompen tienen una correlación alta con los momentos espectrales en número de onda ( $m_n = \int_0^\infty k^n F(k) dk$ , donde  $m_n$  es el momento espectral,  $F(k)$  es el espectro de energía en número de onda con unidades de  $m^3$  y  $k$  es el número de onda) superiores a la frecuencia asociada al pico espectral del oleaje.

### **1.2.2. Respuesta del oleaje ante cambios repentinos en el viento**

Durante las décadas de los ochenta y noventa, parte de la comunidad científica se centró en estudiar la respuesta direccional del oleaje ante cambios repentinos en la dirección del viento. En ese período, el conocimiento adquirido sobre la respuesta del oleaje a variaciones en la velocidad del viento, especialmente en términos de la energía de las olas y la frecuencia del oleaje, ya era relativamente sólido (Komen et al., 1994). A lo largo de dos décadas, se realizaron observaciones de cómo el oleaje responde a cambios en la dirección del viento (Hasselmann et al., 1980; Allender et al., 1983; Masson, 1993; Jackson & Jensen, 1999), se desarrollaron modelos simples (Hasselmann et al., 1980; Günther et al., 1981; Quanduo & Ko-

men, 1993), así como modelos más complejos que abordaban la respuesta direccional del oleaje (Perrie & Toulany, 1995, 1997) y simulaciones numéricas (Young et al., 1987; Vledder & Holthuijsen, 1993). Recientemente, el tema ha sido retomado en un estudio numérico por Aijaz et al. (2016).

El trabajo pionero de Hasselmann et al. (1980) propone un modelo simple para describir la respuesta direccional del oleaje ante un cambio abrupto de la dirección del viento, el modelo de relajación direccional. Este modelo simple se expresa como  $\partial\Phi/\partial t = 1/\tau \sin(\Phi_w - \Phi)$ , donde  $\tau$  es el parámetro temporal de relajación,  $\Phi$  es la dirección de las olas y  $\Phi_w$  es la dirección del viento. Para estudiar la respuesta del oleaje, este modelo divide el rango de frecuencias en tres intervalos y establece que las frecuencias altas responden más rápidamente a los cambios en la dirección del viento. Resultados similares son obtenidos por Allender et al. (1983) y Masson (1993), aunque este último lo hace en términos de la dirección promedio del oleaje, en lugar de la respuesta direccional en las distintas frecuencias. Masson (1993) señala que el modelo simple podría no ser adecuado para representar la respuesta del oleaje en condiciones multimodales. Por su parte, Jackson & Jensen (1999) sugieren que el modelo de relajación direccional podría omitir aspectos importantes de la física del fenómeno, aunque sus resultados con el parámetro temporal son consistentes con estudios previos de esa época (Hasselmann et al., 1980; Allender et al., 1983; Masson, 1993). En el trabajo de Günther et al. (1981), se propone una versión modificada del modelo de relajación direccional cuando los cambios son más pequeños entre la dirección promedio del oleaje y el viento, considerando que la frecuencia promedio del oleaje es el parámetro que responde al cambio en la dirección del viento.

Durante los años noventa, se introdujeron modelos de relajación direccional más complejos. El primero de ellos, propuesto por Quandoo & Komen (1993), considera que la respuesta del oleaje debe entenderse en términos de la variación en el espectro direccional de las olas. Además, concluye que la escala de relajación temporal no depende únicamente de la frecuencia asociada al pico del espectro o de la energía total, sino también de la edad de las olas ( $C_p/U$ , donde  $C_p$  es la celeridad de fase de la ola asociada a la máxima energía espectral y  $U$  es la rapidez del viento). El segundo modelo, propuesto por Perrie & Toulany (1995, 1997), es un modelo de relajación direccional basado en el alcance (*fetch*), que destaca la importancia del coeficiente de arrastre. En este modelo de relajación direccional, el parámetro de escala temporal asociado presenta un coeficiente de correlación más alto en comparación con el modelo simple de relajación temporal de Hasselmann et al. (1980).

Sin apartarse de las observaciones y teorías previas sobre la respuesta direccional del oleaje ante cambios drásticos en el viento, los estudios numéricos de Young et al. (1987), Vledder & Holthuijsen (1993) y más recientemente de Aijaz et al. (2016) han confirmado que las frecuencias altas en el espectro de olas

responden más rápidamente a los cambios en la dirección del viento. Los tres estudios enfatizan el papel de las interacciones no lineales, destacando que el desarrollo de un segundo pico en el espectro de energía está relacionado con el ángulo relativo entre el viento y el oleaje previo al cambio abrupto del viento. Además, la respuesta temporal del oleaje usando el modelo de relajación es mayor en los experimentos numéricos que en las observaciones.

### 1.2.3. Efecto del swell en el crecimiento del oleaje

El *swell*<sup>3</sup>, se había definido como el oleaje que no está directamente influenciado por el viento local y se propaga libremente (Young, 2020). El *swell* puede interactuar con el oleaje generado por el viento local y modificar sus características (Hwang et al., 2011; Vincent et al., 2019). La comprensión del mecanismo físico mediante el cual el *swell* impacta al oleaje ha sido un tema de interés científico desde hace más de siete décadas. Sin embargo, aún persisten muchas interrogantes sobre su efecto en la evolución del oleaje que se introducirán a continuación.

Para ahondar un poco en la historia sobre el efecto del swell en el oleaje generado por el viento local, en la Tabla 1 se presenta un resumen de investigaciones previas desde 1958 hasta los noventas, basado en la compilación de estudios realizado por Hanson & Phillips (1999). Un aspecto notable de esta Tabla 1 es la predominancia de estudios teóricos y experimentales en laboratorio, mientras que el número de investigaciones a partir de observaciones en el campo se reduce a uno, el trabajo de Dobson et al. (1989). Una conclusión recurrente en estos estudios es que la presencia de *swell* puede atenuar las olas cortas. Sin embargo, existen discrepancias entre los resultados reportados en la literatura respecto al impacto del *swell*. Asimismo, se han planteado múltiples teorías que buscan describir los mecanismos físicos que rigen la interacción entre el oleaje forzado por viento y el *swell*. De hecho, en el único estudio basado en observaciones en el campo, Dobson et al. (1989) analizaron el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* en presencia de *swell* que se propaga en dirección opuesta al viento y concluyeron que el *swell* no tiene influencia sobre el oleaje generado por el viento local.

Hanson & Phillips (1999) presentan los resultados de un experimento llevado a cabo en el Golfo de Alaska a finales de febrero de 1992, en donde estudian la influencia de la capa límite atmósfera-océano en la evolución del oleaje. Para ello, realizaron mediciones meteorológicas y de oleaje en aguas profundas utilizando una boya Datawell WAVEC (heave-pitch-roll). Con el fin de evaluar el impacto del *swell*,

<sup>3</sup>Se caracteriza por tener periodos largos y longitudes de ondas grandes (Holthuijsen, 2007).

aplicaron una técnica de separación de componentes espectrales para identificar el oleaje generado por el viento local del *swell*. Su análisis del crecimiento del oleaje en mar abierto reveló que la energía ( $E$  o varianza del oleaje con unidades físicas de  $m^2$ ) adimensional,  $Eg^2/U^4$  (donde  $g$  es la aceleración de la gravedad), en función del inverso de la edad de la ola,  $U/C_p$ , enmascara la presencia de *swell*. En otras palabras, observaron que la disminución de la  $Eg^2/U^4$ , resulta en un incremento en el  $U/C_p$ . La conclusión anterior es similar a la obtenido por Donelan et al. (1992) a partir de observaciones en el Lago Saint Clair, en condiciones sin presencia de *swell*. La comparación entre los estudios de Hanson & Phillips (1999) y Donelan et al. (1992) permite concluir un aspecto particularmente relevante: el *swell* no ejerce ningún efecto sobre la energía adimensional del oleaje generado por el viento, lo cual destaca la independencia de este parámetro frente a la presencia de *swell* en dichas condiciones. En el estudio de Violante-Carvalho et al. (2004) se recopilaron aproximadamente 5,800 mediciones de espectros direccionales en función de la frecuencia mediante el uso de una boya pitch-roll, con el objetivo de analizar el crecimiento del oleaje en presencia de *swell* frente a la costa de Brasil, en aguas profundas. A pesar del gran volumen de datos obtenidos y de la separación de las señales de *swell* y del oleaje generado por el viento local, los resultados no evidenciaron un impacto significativo del *swell* en el crecimiento del oleaje. Los autores sugieren que, si dicho efecto existe, las limitaciones instrumentales de la boya podrían haber enmascarado su detección en el conjunto de datos.

En otro estudio, Ardhuin et al. (2007) analizaron un único evento bajo condiciones casi ideales de crecimiento del oleaje limitado por el *fetch*, en presencia de un *swell* moderado que se propaga opuesto a la dirección del viento. Sus resultados, similares a los reportados en investigaciones previas, no mostraron evidencia de que el *swell* afectara el crecimiento del oleaje. Los autores concluyen que una comprensión más profunda del proceso de generación del oleaje requiere considerar una mayor diversidad de configuraciones con distintas características de *swell* y vientos variables.

Hasta este punto, los estudios basados en mediciones de campo no habían identificado un impacto del *swell* en el crecimiento del oleaje. Investigaciones posteriores, como las de García-Nava et al. (2009); Hwang et al. (2011); García-Nava et al. (2012) contradicen lo observado hasta el momento, mostrando que el *swell* influye tanto en las olas cortas como en el esfuerzo del viento. Estos estudios se basan en mediciones realizadas en el Golfo de Tehuantepec (GoT) durante febrero, marzo y abril de 2005, en el marco del experimento de Interacción Océano-Atmósfera (IntOA) (García-Nava et al., 2009; Ocampo-Torres et al., 2011). Durante este periodo, los frentes fríos son característicos en la región y el viento con componente norte se acelera al atravesar los pasos montañosos en el continente, proyectándose hacia el GoT y generando oleaje que se propaga de tierra a mar adentro, mientras que un *swell* originado por

tormentas en el Pacífico Sur se propaga en sentido opuesto al viento.

**Tabla 1.** Selección de algunos trabajos históricos del siglo XX sobre el efecto del *swell* en el oleaje generado por el viento local. Tomado de Hanson & Phillips (1999).

Referencia	Tipo de investigación	Conclusiones principales
Cox (1958)	laboratorio	La pendiente media cuadrática de las olas cortas es más grande justo por delante de la cresta de las olas largas
Longuet-Higgins y Steward (1960)	teórico	El oleaje tiende a tener más pendiente para olas de longitudes cortas cuando están sobrepuestas a las olas largas produciendo estres radiativo
Mitsuyasu (1966)	laboratorio	La atenuación de la energía del oleaje depende de la pendiente del <i>swell</i> propagándose en la misma dirección del viento
Phillips y Banner (1974)	laboratorio-teórico	Se incrementa el rompimiento de las olas cortas cerca de la cresta de las olas largas cuando la corriente se intensifica en la misma dirección que las olas cortas y <i>swell</i> opuesto
Hatori et al. (1981)	laboratorio	Un proceso no lineal no identificado transfiere energía de las olas cortas a las olas largas
Donelan (1987)	laboratorio	El suministro de energía del viento no es afectado por olas largas. La causa por que las olas cortas pierden energía es atribuido a una interacción no lineal resonante
Dobson et al. (1988)	en el campo	El crecimiento del oleaje limitado por el <i>fetch</i> no es influenciado por el <i>swell</i> opuesto al viento
Mitsuyasu (1992)	laboratorio	El oleaje generado por el viento es intensificado por el <i>swell</i> opuesto al viento

Hwang et al. (2011) analizaron el desarrollo del oleaje utilizando funciones que describen el crecimiento limitado por el *fetch*. Uno de sus principales hallazgos que indican, es que el crecimiento del oleaje es más eficiente en condiciones de un estado de mar mixto (*swell* que se propaga en dirección opuesta al viento), en contraste con escenarios sin la presencia de *swell*. Los autores proponen tres posibles mecanismos que favorecen esta mayor eficiencia en la generación de oleaje:

- Las variaciones oscilatorias en la rugosidad superficial del océano intensifican los procesos de

intercambio de energía y momento entre la atmósfera y el mar.

- El gasto energético necesario para iniciar el crecimiento del oleaje se reduce si hay condiciones preexistentes del estado del mar, caso contrario si las condiciones son de un estado de mar de calma.
- El rompimiento de las olas cortas redistribuye la energía extraída del viento, permitiendo que una mayor proporción de ésta se transfiera a las olas largas, favoreciendo un desarrollo continuo.

Además, Hwang et al. (2011) resaltan la necesidad de estudiar otros escenarios en los que el *swell* tenga diferentes direcciones en relación con el viento. Por su parte, García-Nava et al. (2012) evaluaron el efecto del *swell* en el desarrollo del oleaje en condiciones de viento moderadas a fuertes, en particular durante eventos conocidos como “Tehuano”, en los cuales la intensidad del viento puede superar los  $20 \text{ m s}^{-1}$ . Sus resultados indican que el *swell* que se propaga opuesto a la dirección del viento atenúa las olas cortas, un efecto cuya magnitud depende del estado de desarrollo del oleaje. Específicamente, el impacto del *swell* es mayor en olas jóvenes, que reciben una mayor inyección de energía del viento, y menor en olas con mayor desarrollo, donde el forzamiento del viento es más débil. Es importante señalar que éste resultado es contrario con lo reportado por Hwang et al. (2011).

#### 1.2.4. Efecto del *swell* en el flujo de momento

El impacto del oleaje sobre la capa atmosférica más cercana a la superficie del océano ha sido ampliamente reconocido por la comunidad científica desde hace varias décadas. Este fenómeno ha sido estudiado tanto con observaciones en el campo (Donelan et al., 1997; Grachev et al., 2003; García-Nava et al., 2009, 2012; Högström et al., 2015; Chen et al., 2019; Vincent et al., 2020; Villarreal-Olavarrieta et al., 2024), como con investigaciones de laboratorio (Uz et al., 2003; Makin et al., 2007; Buckley & Veron, 2019; Robles-Díaz et al., 2019) y con estudios de simulación numérica (Janssen, 1989; Makin, 2008; Jiang et al., 2016; Babanin et al., 2018).

Los estudios de García-Nava et al. (2009, 2012), realizados en el GoT durante el experimento IntOA, analizan la interacción entre *swell* y el oleaje generado por el viento local, y demuestran que la presencia de *swell* puede reducir significativamente el esfuerzo del viento al modificar el perfil de velocidad en la capa límite atmosférica. En García-Nava et al. (2009), los resultados muestran que el coeficiente de arrastre aumenta cuando el viento disminuye, mientras que, el coeficiente de arrastre disminuye para

vientos más fuertes. Además, existe una relación estrecha con la rugosidad de la superficie del mar. En un estudio posterior, García-Nava et al. (2012) encontraron que la presencia del *swell* atenúa la energía de las olas cortas, lo que resulta en una reducción del esfuerzo inducido por el oleaje y en consecuencia, una disminución del esfuerzo total del viento.

En investigaciones más recientes, Högström et al. (2015, 2018) obtuvieron mediciones de viento y oleaje a bordo de la embarcación de investigación FLIP (Floating Instrument Platform) y con boyas tipo ASIS durante varios experimentos realizados en el Golfo de México, en la costa de California, el mar Báltico y el mar Mediterráneo, con el objetivo de identificar el efecto del *swell* en la transferencia de momento entre el aire y el mar. En el estudio de Högström et al. (2015), se destaca un hallazgo interesante: el análisis de los coespectros de las fluctuaciones turbulentas del viento en presencia de *swell* muestra un pico negativo centrado en la frecuencia de mayor energía del *swell*. Esto indica que hay un flujo de momento desde la atmósfera hacia el océano (*downward*, en inglés), lo cual contradice las observaciones previas (Hanley & Belcher, 2008; Högström et al., 2009), que sugerían un flujo de momento del océano a la atmósfera (*upward*, en inglés) asociado al *swell*. Otro resultado relevante es que, en condiciones de *swell* alineado con la dirección del viento o *swell* en sentido oblicuo al viento, en un rango de velocidades del viento de  $3.5 \text{ m s}^{-1}$  y  $10 \text{ m s}^{-1}$ , el coeficiente de arrastre no depende únicamente de la velocidad del viento, sino también de la altura significativa y la frecuencia del *swell*. Además, los resultados de Högström et al. (2015) indican que el *swell* está presente en la mayoría de las mediciones estimadas con el algoritmo COARE 3.0 (Fairall et al., 2003) para calcular los flujos de momento en condiciones de vientos leves, por lo que utilizar las parametrizaciones de COARE 3.0 conlleva a una sobreestimación del esfuerzo del viento.

En el experimento Flux, État de la Mer, et Télédétection en Condition de Fetch Variable (FETCH), Högström et al. (2018) determinaron rangos en los cuales el *swell* influye en el flujo de momento. Los resultados muestran que, ante condiciones de viento con velocidad menor que  $4.5 \text{ m s}^{-1}$  medida a una altura de  $7 \text{ m}$  sobre el nivel del mar, el *swell* predomina en las observaciones y se presenta un flujo de momento del océano hacia la atmósfera. En cambio, cuando la velocidad del viento supera los  $4.5 \text{ m s}^{-1}$ , el *swell* pierde su influencia y se presenta un flujo de momento de la atmósfera hacia el océano. Los autores concluyen que se requieren más estudios para comprender mejor los parámetros que rigen esta transición en el intercambio de momento.

En su estudio, Vincent et al. (2019) analizaron más de 30,000 espectros direccionales en función de la frecuencia para evaluar el efecto del *swell* en el esfuerzo del viento y su implicación en las frecuencias altas del espectro de energía del oleaje. Las mediciones de oleaje fueron obtenidas con una boya pitch-roll

en el Pacífico (costa oeste de Estados Unidos) y con varias boyas ASIS desplegadas en el GoM y en la costa este de Estados Unidos. Entre las conclusiones sobre la influencia del *swell*, destacan: 1) el oleaje de origen remoto modifica los niveles de energía en las frecuencias altas del espectro de energía, 2) la frecuencia de transición ( $f_t$ ) que separa el rango de equilibrio del rango de disipación en el espectro de energía se desplaza hacia frecuencias más altas, 3) se propone una relación que incorpora el *swell* en las leyes de potencia ( $E(f) \propto f^{-n}$ , donde  $E(f)$  representa la densidad espectral de energía de las olas en función de la frecuencia,  $f$  es la frecuencia de las olas y  $n$  puede ser un número entero o racional) que describen las frecuencias altas del espectro de energía de las olas, y 4) el *swell* afecta el esfuerzo del viento, lo que a su vez modifica la energía en las olas cortas.

En el trabajo más reciente de Vincent et al. (2020), se utilizaron datos de oleaje y viento obtenidos con una boya ASIS durante el experimento GOM99 en el GoM. De este análisis, se extrajeron dos conclusiones importantes sobre el impacto del *swell* en el esfuerzo del viento: 1) compararon sus resultados de la velocidad de fricción en función de la velocidad del viento con los datos de Andreas et al. (1994), observando que, en su gráfico de velocidad de fricción en función de la rapidez del viento medido a una altura de 10 m, existe una inflexión alrededor de  $8 \text{ ms}^{-1}$ , la cual no se había explicado claramente en estudios previos. Vincent et al. (2020) demostraron que la presencia e influencia del *swell* en esa relación es la causa de este comportamiento, y 2) el *swell* con alturas entre 25 cm y 50 cm es suficiente para generar un impacto en el esfuerzo del viento.

### **1.2.5. Implicaciones del viento acelerado y la presencia de swell en el desarrollo del oleaje**

El impacto del viento acelerado en las primeras etapas de crecimiento del oleaje ha sido ampliamente estudiado en numerosos experimentos de laboratorio (Larson & Wright, 1975; Plant & Wright, 1977; Mitsuyasu & Rikiishi, 1978; Kawai, 1979; Veron & Melville, 2001; Waseda et al., 2001; Uz et al., 2002, 2003; Donelan & Plant, 2009; Robles-Díaz et al., 2019; Shemer, 1967; Robles-Díaz et al., 2021). En términos generales, estos estudios se han centrado en los parámetros y mecanismos que controlan el crecimiento inicial del oleaje, tales como la razón de crecimiento del oleaje, la circulación de Langmuir y la transferencia de momento. En este contexto, Larson & Wright (1975) destaca que las olas cortas juegan un papel fundamental en la transferencia de momento de la atmósfera al océano.

En el estudio de laboratorio de Robles-Díaz et al. (2019), realizado bajo condiciones de viento acelerado,

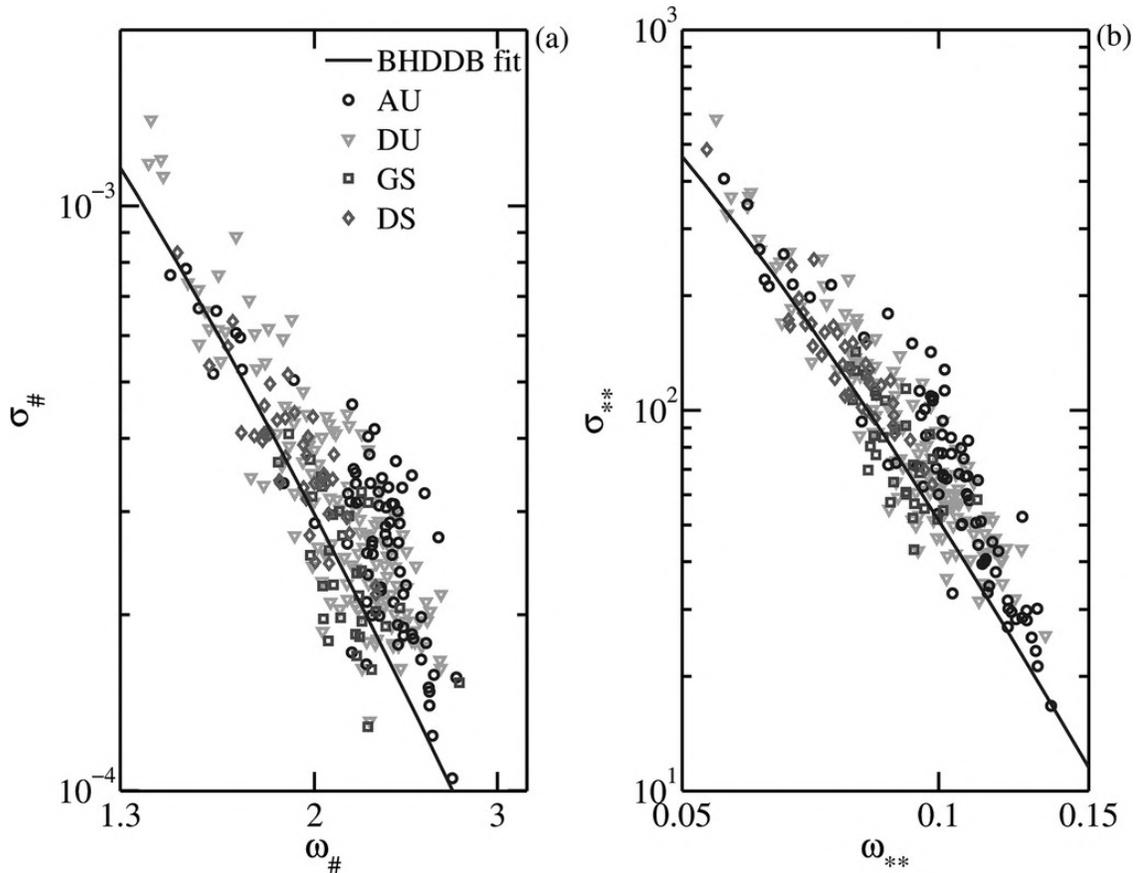
se analizó el intercambio de momento y las modificaciones en la capa límite atmosférica. En relación con el intercambio de momento, los autores concluyen que el coeficiente de arrastre disminuye con la velocidad del viento en un entorno donde el régimen de flujo es de superficie lisa ( $Re_* = u_* z_0 / \nu_{aire} < 0.13$ , donde  $Re_*$  es el número de Reynolds rugoso,  $z_0$  es la rugosidad de la superficie,  $u_*$  es la velocidad de fricción y  $\nu_{aire}$  es la viscosidad cinemática del aire). En contraste, cuando el régimen de flujo de superficie es rugoso ( $Re_* > 2.2$ ), el coeficiente de arrastre aumenta con la velocidad del viento, siguiendo una tendencia específica según el desarrollo del oleaje. Además, los resultados sugieren que una mayor aceleración del viento reduce la eficiencia en la transferencia de momento. Robles-Díaz et al. (2019) también enfatizan que la rugosidad de la superficie es un factor clave en la evolución de la capa límite atmosférica. Por otro lado, Robles-Díaz et al. (2021) se enfocan en las propiedades espectrales del oleaje, concluyendo que, bajo condiciones de menor aceleración del viento, se observa un incremento en el nivel de saturación del espectro de las olas y un desplazamiento del pico espectral hacia frecuencias menores.

En cuanto a estudios basados en campañas de medición en el océano, son más escasos para las condiciones específicas de aceleración del viento en presencia de *swell*. No obstante, algunos trabajos relevantes incluyen los de Hwang et al. (2000); Hwang & Wang (2004); Hwang et al. (2011). En particular, el estudio de Hwang et al. (2011) en el GoT señalan que, la generación y evolución del oleaje se mejoran en condiciones de estado de mar mixto en comparación con escenarios sin *swell*. Además, los autores concluyen que, en condiciones de viento acelerado (véase Fig. 5), la varianza del oleaje generado por el viento local en las fases de aceleración (indicado en el gráfico como *AU*) como en las de desaceleración del viento (indicado en el gráfico como *DU*) es mayor que la varianza del oleaje sin presencia de *swell* (indicado en el gráfico como la línea BHDDB), aún más, la varianza del oleaje siendo mayor durante la fase de aceleración.

### 1.3. Planteamiento del problema

Como se puede ver en los antecedentes, los resultados presentados en los diversos estudios teóricos, experimentos de laboratorio, simulaciones numéricas y observaciones de campo, poseen una variabilidad considerable. En algunos casos, las conclusiones de algunos de dichos estudios son contradictorias. La generación y los estados iniciales del crecimiento de las olas son el resultado de procesos esencialmente turbulentos, por lo que su descripción requiere mediciones especializadas en las capas adyacentes a la interfase agua-aire. El conjunto de mediciones que comprende la base observacional de este trabajo

está formado por datos de alta resolución temporal, con la cual es posible abordar la pregunta fundamental de este trabajo: **¿cuál es la influencia del swell en el crecimiento del oleaje generado localmente por el viento?**



**Figura 5.** Varianza del oleaje local adimensional,  $\sigma$ , en función de la frecuencia angular adimensional,  $\omega$ . En (a) escalado con  $U_{10}$  (representado con #) y (b) escalado con  $u_*$  (representado con \*\*). Los símbolos representan diferentes estados del viento:  $\circ$ —aceleración,  $\nabla$ —desaceleración,  $\square$ —crecimiento de las olas, y  $\diamond$ —decrecimiento de las olas. La línea negra es la regresión lineal obtenida de la compilación de varias observaciones reportadas en la literatura (BHDDB), para más detalle refiérase a la publicación de Hwang et al. (2011). La figura fue tomada de Hwang et al. (2011).

## 1.4. Justificación

Se espera que los resultados y las conclusiones de este estudio aporten elementos para avanzar en el entendimiento de los efectos del *swell* en la generación y los estados iniciales del crecimiento del oleaje local. Los resultados de este estudio pueden tener un impacto directo en múltiples aspectos oceanográficos como, por ejemplo: eventos extremos, sensores remotos, modelos numéricos de oleaje e interacción atmósfera-oceano.

### 1.4.1. Crecimiento del oleaje

El crecimiento del oleaje puede estar limitado por el *fetch* o limitado por la duración del evento. Para analizar el crecimiento de las olas en función del *fetch* o en función de la duración, es común representar este proceso mediante curvas de crecimiento en términos de energía, frecuencia, *fetch*, rapidez del viento y el tiempo que el viento actúa sobre la superficie del mar de manera adimensional (Hasselmann et al., 1973; Kahma & Calkoen, 1992; Hwang & Wang, 2004). La mayoría de los estudios previos han descartado la influencia del *swell* en la generación y crecimiento del oleaje (Burling, 1959; Hasselmann et al., 1973; Babanin & Soloviev, 1998; Hwang & Wang, 2004). Las evidencias que se puedan extraer de este trabajo de investigación contribuirán a un mejor entendimiento del crecimiento del oleaje ante la presencia de *swell*.

### 1.4.2. Eventos extremos

En el océano, las condiciones del estado del mar son predominantemente mixtas, es decir, coexisten el oleaje generado por el viento local y el *swell*, o incluso el *swell* puede predominar (Chen et al., 2002; Hanley et al., 2010; Semedo et al., 2011). Según resultados reportados por Semedo et al. (2011), en los mares del mundo, el *swell* está presente en más del 65%. Las condiciones mixtas del estado del mar también pueden encontrarse en situaciones extremas, tales como los huracanes. El oleaje observado en huracanes es una combinación de *swell* y oleaje generado localmente por el viento (Wright et al., 2001; Mora-Escalante, 2015; Esquivel-Trava et al., 2015; Collins et al., 2018; Tamizi & Young, 2020). Este tipo de estado de mar mixto será estudiado en este trabajo, pero en condiciones de vientos de menor intensidad que las que se observan en tormentas tropicales.

### 1.4.3. Sensores remotos

Los altímetros y los escaterómetros son instrumentos abordo de satélites en órbita que cumplen ciertos objetivos científicos. Se clasifican como radares activos debido a que emiten una señal electromagnética que se refleja en la superficie del mar. La señal recibida es analizada para inferir información sobre el nivel del mar, la velocidad del viento y la altura de las olas (Robinson, 2010; Bourassa et al., 2019). En

particular, la información sobre la velocidad del viento y la altura de las olas se obtiene a partir de la forma del eco, que depende de la rugosidad de la superficie oceánica. La región de las olas cortas es la que recibe la mayor parte de la energía que se transfiere al océano por el efecto del viento y está relacionada con la rugosidad de la superficie del océano, lo que afecta directamente las observaciones de los sensores remotos (Bourassa et al., 2019; Ardhuin, 2024). Hwang (2008) subraya la necesidad de incluir el *swell* en los algoritmos de los sensores remotos (por ejemplo en los escaterómetros a través de la variable  $\sigma_0$ , que se define como la sección transversal del radar) para estimar la rugosidad superficial. Cabe destacar que la rugosidad de la superficie oceánica y por ende las olas cortas son un factor clave en el transporte de momento entre la atmósfera y el océano.

#### 1.4.4. Modelos numéricos de oleaje

Las evidencias que se extraen de este trabajo pueden contribuir a una mejor comprensión de los procesos físicos incluidos en los modelos numéricos de oleaje (por ejemplo, incluir nuevas evidencias sobre el efecto del *swell* en el término de crecimiento del oleaje forzado por el viento local), especialmente en la región de frecuencias altas del espectro de energía del oleaje, donde los mecanismos físicos siguen siendo parametrizados en función del espectro de oleaje (WW3DG, 2019) y sin considerar las posibles implicaciones del efecto del *swell*. Por otro lado, las relaciones para analizar el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* o la duración del viento que actúa sobre la superficie del mar (suponiendo condiciones de viento homogéneo, cuasi-estacionario y sin presencia de *swell*), sirven como base para calibrar y validar las funciones fuente (como el suministro de energía por el viento y la disipación de energía por rompimiento de las olas) incluidas en los modelos de oleaje (Kahma & Calkoen, 1996; WW3DG, 2019). Sin embargo, en la naturaleza, el *swell* está presente de forma casi permanente (Chen et al., 2002; Hanley et al., 2010; Semedo et al., 2011).

#### 1.4.5. Interacción atmósfera-océano

La interfase entre la atmósfera y el océano desempeña un papel crucial en el sistema climático, ya que regula los procesos de transferencia de momento, calor sensible y latente, así como el intercambio de  $CO_2$ , entre otros. Las propiedades del oleaje pueden influir en todos los procesos anteriores modulando

el intercambio en la interfase aire-océano (Cavaleri et al., 2012). Los flujos de momento, calor sensible y latente,  $CO_2$  se calculan utilizando parámetros simplificados en los modelos acoplados (Chen et al., 2013), en las proyecciones climáticas (Wu et al., 2019) y en los algoritmos COARE para estimar los flujos (Edson et al., 2013). Comprender el efecto del *swell* sobre la capa límite atmosférica y el flujo de momento hacia las olas es esencial para estimar con mayor precisión los procesos físicos en la interfaz océano-atmósfera.

## 1.5. Hipótesis

Durante décadas, el crecimiento del oleaje se ha estudiado sin considerar la influencia del *swell* y su posible impacto. Si bien estudios recientes han demostrado que el *swell* puede afectar el desarrollo del oleaje, aún no se ha evaluado si modifica los parámetros asociados a las frecuencias altas, los cuales están estrechamente vinculados al crecimiento de las olas. En este contexto, se plantea la siguiente hipótesis: la presencia de *swell* influye significativamente en la generación y el crecimiento del oleaje, particularmente en los parámetros espectrales asociados a las frecuencias altas.

## 1.6. Objetivos

Este trabajo de investigación tiene como propósito describir el posible efecto del *swell* sobre el crecimiento del oleaje generado por el viento local utilizando mediciones de alta resolución temporal. En el siguiente apartado, se indicará el objetivo general de este estudio, así como los objetivos específicos que guiarán el desarrollo de la investigación y la obtención de resultados relevantes.

### 1.6.1. Objetivo general

Tradicionalmente, los estudios sobre el crecimiento del oleaje han omitido la influencia del *swell* y su posible efecto en este proceso. Aunque investigaciones recientes como Hwang et al. (2011) han evidenciado que el *swell* puede incidir en el desarrollo del oleaje, aún no se ha explorado si dicha influencia alcanza a los parámetros espectrales vinculados a las frecuencias altas, que son fundamentales para caracterizar

las etapas iniciales del crecimiento de las olas. En este contexto, se plantea el siguiente objetivo general:

- Determinar las características del oleaje durante las primeras etapas de crecimiento en presencia de *swell*.

### 1.6.2. Objetivos específicos

- Analizar un conjunto de características espectrales asociadas a las frecuencias altas del oleaje durante su etapa de crecimiento en condiciones de viento estacionario y con mínima presencia del *swell*.
- Determinar el efecto del *swell* sobre las características espectrales en las frecuencias altas del oleaje durante su etapa de crecimiento bajo condiciones de viento estacionario.
- Evaluar el impacto del *swell* en el esfuerzo del viento y analizar su implicación en el crecimiento del oleaje bajo condiciones de viento estacionario y de viento acelerado.
- Analizar el efecto combinado del *swell* y del viento acelerado sobre parámetros integrales del oleaje durante las primeras etapas de crecimiento de las olas.

## Capítulo 2. Fundamentos teóricos y observaciones in-situ

---

*Y así [...] contemplé una gigantesca ola alzarse por encima de mi cabeza [...]. La ola superaba en altura al 'Fantasma' y yo la miré enhiesta frente por frente a mí. Un rayo de luz de sol hirió la cresta, y lo que percibí fue una masa verde, traslúcida, impetuosa, recubierta de una lechosa polvareda de espuma.*

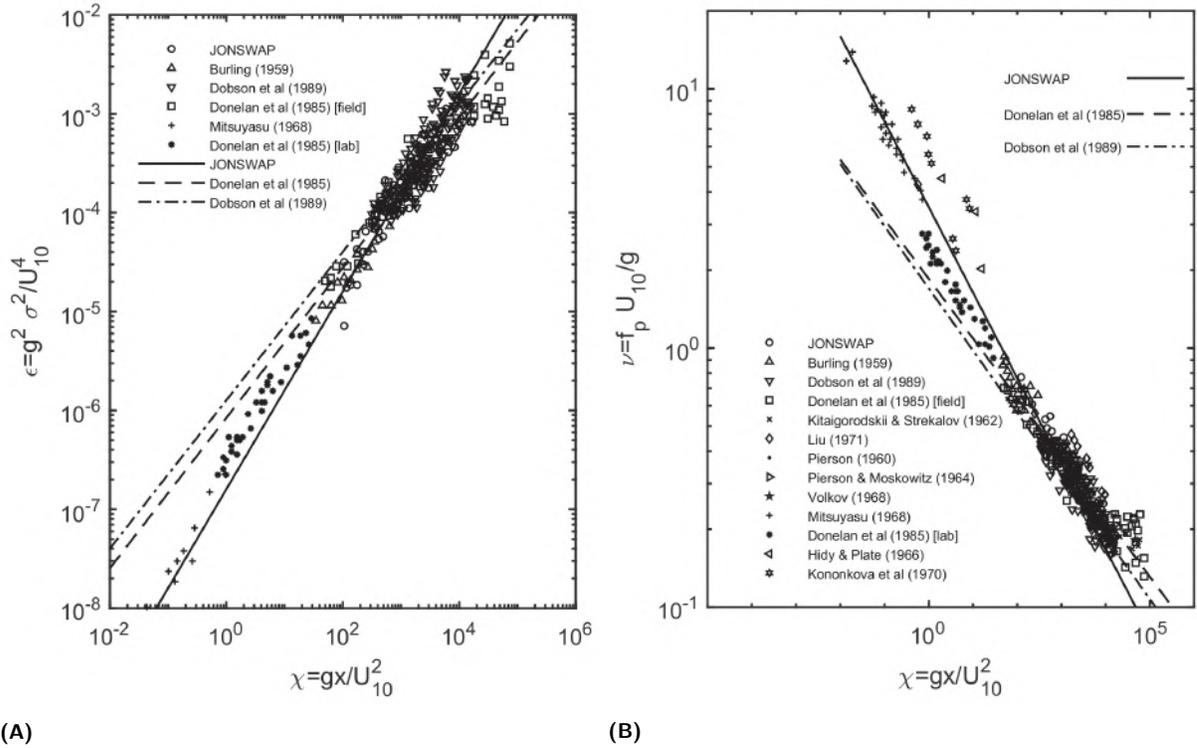
Jack London, *El lobo de mar*, cap. XVII

---

### 2.1. Crecimiento del oleaje

Uno de los procesos más importantes en la dinámica de las olas es la generación de oleaje debido al viento. Cuando el viento sopla sobre la superficie marina se generan las primeras olas capilares (con longitudes de onda del orden de centímetros). Con el paso del tiempo, estas olas crecen en altura, se vuelven más empinadas y la superficie del mar se vuelve más rugosa. En este contexto, el oleaje puede crecer limitado por el *fetch* o crecer limitado por la duración del evento. Para estudiar el crecimiento del oleaje, es común tomar como caso de referencia aquel donde el viento debe ser homogéneo y estacionario durante un período de tiempo significativo (Holthuijsen, 2007). Estas condiciones son ideales y en la naturaleza rara vez se cumplen. Para analizar el crecimiento del oleaje, se emplean parámetros de manera adimensional como la energía y frecuencia de las olas, así como el *fetch* y el tiempo en el cual el viento actúa sobre la superficie del mar. En la Fig. 6 se presentan las curvas de crecimiento del oleaje de varios experimentos, incluido el experimento JONSWAP (Hasselmann et al., 1973) y el de Donelan et al. (1985) en el Lago Ontario por citar los más importantes en el tema del desarrollo de las olas. En la Fig. 6 se destaca la cantidad de estudios realizados tanto en el campo como en el laboratorio y la consistencia entre los resultados de los diversos estudios reportados en la literatura. Cabe destacar que los estudios reportados en la Fig. 6 son realizados sin la presencia de *swell*.

La información extraída de las curvas de crecimiento del oleaje es útil para diversos fines prácticos. Sin embargo, el estudio de cómo evoluciona el espectro de energía con el *fetch* ha recibido más atención que la información obtenida de los parámetros integrales (por ejemplo la altura significativa de las olas o la frecuencia asociada al pico del espectro de energía) debido al amplio rango de frecuencias y densidades de energía que se pueden analizar.



**Figura 6.** Curvas de crecimiento del oleaje. En (A) de la energía adimensional y (B) frecuencia adimensional en función del fetch adimensional, según lo reportado por varios autores en la literatura. Tomado de Young (2020).

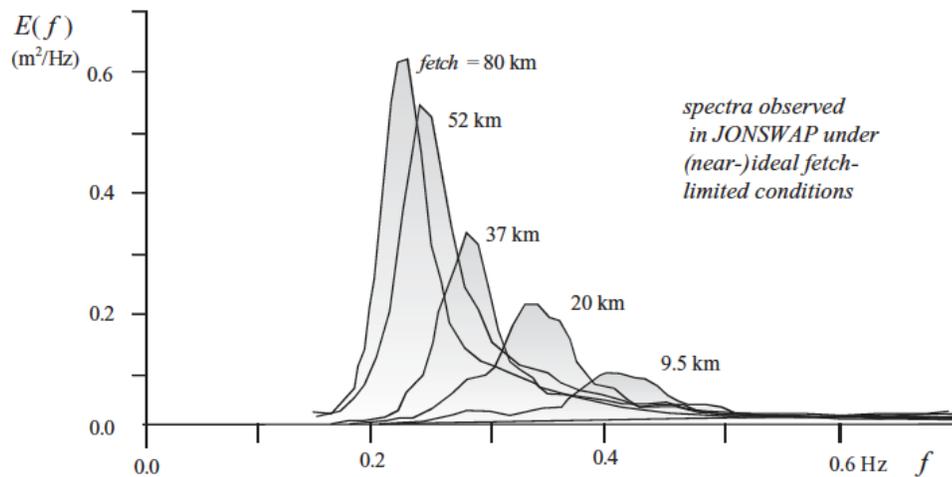
En la Fig. 7 se muestra el espectro de energía del oleaje en función de la frecuencia para diferentes distancias sobre la que actúa el viento sobre la superficie del mar. Al aumentar el *fetch*, el espectro de energía de las olas evoluciona hacia frecuencias menores, manteniendo su forma espectral, se vuelve más empinado y estrecho (las olas más largas y de mayor periodo ganan energía debido a la transferencia de energía de las olas cortas y de menor periodo). Este proceso fue observado durante el experimento JONSWAP (Hasselmann et al., 1973), que, desde su publicación, ha sido uno de los modelos espectrales más utilizados hasta la fecha. La región del espectro de energía que soporta la mayor ganancia de energía extraída del viento se encuentra en frecuencias mayores que la frecuencia asociada al pico del espectro ( $f_p$ ) (en las frecuencias altas). El comportamiento (o la evolución) de la energía en esta región de frecuencias altas ha sido objeto de estudio por autores como Phillips (1958, 1985), Toba (1973) y Kitaigorodskii (1962, 1983), quienes proponen que en este rango de frecuencias se sigue una relación del tipo de potencia, tal que  $E(f) \propto f^{-n}$ . En su trabajo pionero, Phillips (1958) define el espectro de energía en esta región de frecuencias altas como:

$$E(f) \propto g^2 f^{-5}. \quad (1)$$

Posteriormente, en el estudio de Toba (1973), se introduce el efecto del viento la velocidad de fricción,  $u_*$ :

$$E(f) \propto u_* g f^{-4}. \quad (2)$$

Finalmente, dos décadas más tarde, Phillips por argumentos teóricos propone que el espectro de energía tiene la forma  $E(f) \propto f^{-4}$  (Phillips, 1985), en concordancia con los resultados previos de Toba (1973), Kitaigorodskii (1962) y Kitaigorodskii (1983). Phillips (1985) justifica que, en este caso, el espectro de energía del oleaje se encuentra en equilibrio, lo que implica un balance entre la energía suministrada por el viento, la distribución de la energía por causa de las interacciones no lineales entre las olas y la disipación de energía debido al rompimiento del oleaje en aguas profundas.



**Figura 7.** Espectros de energía del oleaje correspondientes a distintas distancias de *fetch* durante el experimento JONSWAP, que representan la evolución del oleaje a medida que el viento actúa sobre la superficie del océano. Tomado de Holthuijsen (2007).

## 2.2. Esfuerzo del viento

Cuando el viento sopla sobre la superficie del mar, transfiere energía que genera oleaje, corrientes y otros procesos en la capa límite superior del océano. La transferencia total de momento o esfuerzo sobre la superficie del mar se puede describir como:

$$\tau_{total} = \tau_v + \tau_t + \tau_w \quad (3)$$

donde  $\tau_v$  es el esfuerzo viscoso,  $\tau_t$  es el esfuerzo causado por los movimientos turbulentos del aire y  $\tau_w$  es el esfuerzo inducido por las olas (Bye et al., 2001). El esfuerzo viscoso solamente es importante muy cerca de la superficie (en el orden de 1 mm). Lejos de la superficie  $\tau_w \approx 0$ , por lo tanto, el esfuerzo total estará dado por la contribución del esfuerzo turbulento. Entonces, el esfuerzo del viento puede obtenerse de la covariancia de las fluctuaciones turbulentas, de la siguiente manera:

$$\tau = \rho_{aire} \left[ \langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (4)$$

donde  $u'$ ,  $v'$  y  $w'$  son las fluctuaciones turbulentas de la velocidad del viento en las direcciones  $x$  y  $y$  (horizontales) y  $z$  (vertical), respectivamente; y  $\langle \rangle$  representa el promedio en el tiempo. Ciertos detalles del método para obtener las componentes turbulentas, se presenta en el Anexo C.

También se puede expresar el esfuerzo del viento en términos de una velocidad de fricción,  $u_*$ , mediante la siguiente fórmula:

$$\tau = u_*^2 \rho_{aire}. \quad (5)$$

Tradicionalmente, el esfuerzo del viento se ha parametrizado mediante una formulación simple, representada por un coeficiente de arrastre,  $C_{drag}$ , y la velocidad del viento a una altura de referencia, generalmente estandarizada a 10 m sobre el nivel del mar:

$$\tau = \rho_{aire} C_{drag} U^2, \quad (6)$$

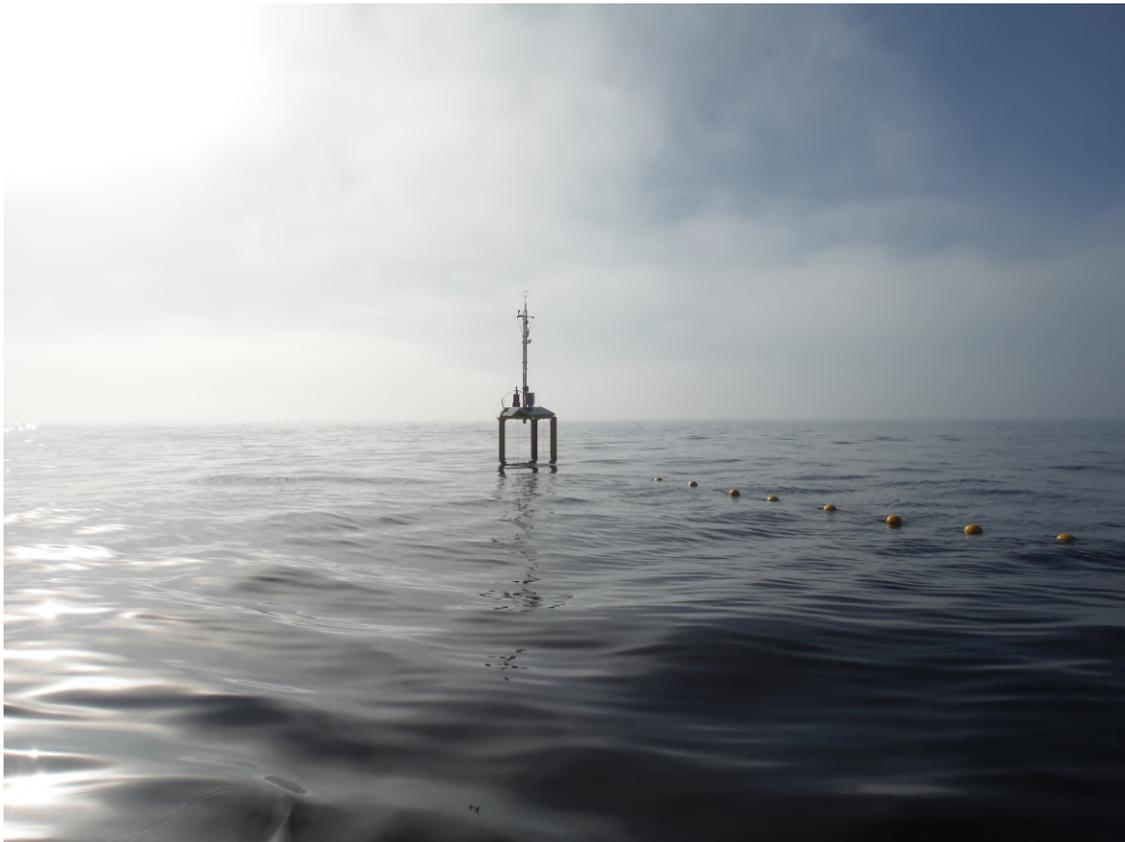
donde  $\rho_{aire}$  es la densidad del aire y  $U$  es la magnitud del viento.

### 2.3. Plataforma marina de observación

Para observar el océano, se emplea una amplia gama de sistemas de vanguardia en tecnología marina, que va desde sensores remotos, barcos, boyas, hasta vehículos sumergibles autónomos. En el caso específico de este estudio, nos centraremos en estructuras flotantes equipadas con una serie de instrumentos para medir parámetros del oleaje, de la atmósfera y del océano. La mayoría de las plataformas marinas

utilizadas para la observación del océano y la atmósfera se encuentran cerca de la costa. Dentro de la gama de plataformas marinas están las boyas para medir el oleaje, que operan bajo el principio de movimientos verticales y rotacionales para estimar la varianza de las olas (heave/pitch/roll como suele referirse en el idioma inglés). Este tipo de boyas requiere una calibración constante en función de la respuesta hidrodinámica del ambiente (fuerzas que actúan sobre la boya) (Krogstad, 2005).

Por otro lado, existen boyas más elaboradas y diseñadas específicamente para fines científicos, con el objetivo de medir con alta resolución el oleaje y los intercambios de momento, así como los flujos de calor y masa entre la atmósfera y el océano (Graber et al., 2000). A estas boyas se les conoce como ASIS (Air-Sea Interaction Spar). Su estructura está concebida para moverse con el oleaje largo, manteniéndose estable frente al oleaje corto (Graber et al., 2005). En la Fig. 8 se muestra una boya BOMM (boya oceanográfica y de meteorología marina) instalada en la región de Perdido, Golfo de México.



**Figura 8.** Fotografía de una boya BOMM instalada en la región de Perdido, Tamaulipas, Golfo de México. Foto facilitada por el Dr. Francisco Ocampo.

Las boyas ASIS se componen de tres partes principales: 1) un mástil que sobresale sobre la superficie, donde se instalan sensores meteorológicos y sensores para medir flujos; 2) un arreglo de cables de

capacitancia que se distribuyen en un pentágono (configuración más usual), que mide la elevación de la superficie del mar (estructura parcialmente sumergida); y 3) una estructura sumergida que alberga sensores para medir corrientes in-situ o perfiles en la columna de agua, así como las baterías y la computadora de la boya en la parte final de la estructura. Todas las mediciones obtenidas por los sensores atmosféricos y oceanográficos deben referenciarse en un marco de coordenadas fijas.

Del movimiento de la boya se registran los seis grados de libertad (desplazamientos y rotaciones en los ejes x, y, z), con un sistema inercial que mida los desplazamientos lineales y los movimientos angulares. Para evitar fuerzas adicionales que puedan afectar las mediciones y permitir que la boya se mueva, la ASIS está unida a una boya flotante (denominada *theter*) mediante cables, la cual está anclada en el fondo (Graber et al., 2000). La instrumentación en la boya ASIS puede variar, pero típicamente incluye sensores de movimiento con seis (tres ejes para el acelerómetro y tres ejes para el giroscopio) o nueve grados de libertad (incluye los ejes de los seis grados de libertad más tres ejes para el magnetómetro), sensores para medir el viento y otros parámetros atmosféricos, sensores para medir el oleaje, entre otros instrumentos adicionales según el interés científico (por ejemplo medir corrientes o temperatura del agua de mar).

Para medir el viento, se suelen colocar uno o varios anemómetros sónicos a diferentes alturas en el mástil de la boya, con una frecuencia de muestreo alta. Con estos dispositivos, se estima el esfuerzo del viento utilizando el método de las fluctuaciones turbulentas. El oleaje se infiere midiendo la elevación de la superficie libre mediante cables de capacitancia. Para obtener el espectro de energía del oleaje, se aplica el método de la transformada de Fourier a las mediciones de la elevación de la superficie libre y finalmente se promedia en función del arreglo de alambres de capacitancia. La estimación de la dirección del oleaje se puede obtener mediante diversos algoritmos diseñados para inferir la dirección de las olas, como el Método de Máxima Verosimilitud (MLM, por sus siglas en inglés) o el Método Direccional de Onduletas (WDM, por sus siglas en inglés).

El WDM es una alternativa preferida frente a otras técnicas de análisis espectral (Donelan et al., 1996; Donelan & Krogstad, 2005). Este método proporciona una representación de la energía en términos de tiempo, frecuencia y número de onda, además de asociar una dirección a cada onduleta. Entre las ventajas del WDM destacan una mejor resolución temporal, obtener directamente información en términos del número de onda y de no requerir situaciones estacionarias o homogéneas del campo de olas. Asimismo, se reduce el ruido en las mediciones debido al efecto Doppler de las corrientes o de las velocidades orbitales de las olas largas sobre las olas cortas, gracias a su análisis en el espacio-tiempo.

A partir de las mediciones de un arreglo de cables de capacitancia como el de la boya ASIS (que cuenta con un alambre central rodeado por otros alambres dispuestos geoméricamente), el primer paso del WDM es calcular la transformada de la onduleta (utilizando la onduleta discreta de Morlet) de la elevación de la superficie libre de cada alambre de capacitancia. A cada onduleta se le asigna una dirección (fase) y a cada par de número de onda (magnitud y dirección) se le asocia una amplitud de la elevación de la superficie. Finalmente, con el promedio temporal del cuadrado de las amplitudes se estima el espectro de la onduleta en términos de la frecuencia y el vector número de onda (en el Anexo B se describe el método direccional de onduletas).

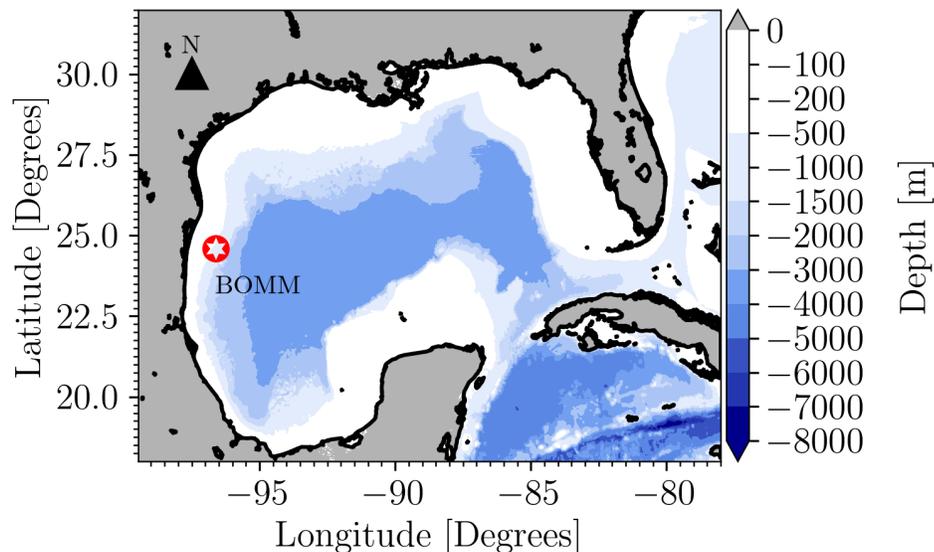
## Capítulo 3. Observaciones en el campo y procedimientos para el análisis de los datos

*Tuvimos, como es habitual en todos los grandes océanos, grandes olas en todas las direcciones de las cuales soplaban el viento, que era fresco pero particularmente del Suroeste. Estas olas no cesaban nunca con la causa que las había puesto en movimiento, lo cual indica [...] que no nos encontrábamos en la proximidad de ninguna tierra.*

Capitán James Cook, Segundo viaje. Diarios de 1772-1775

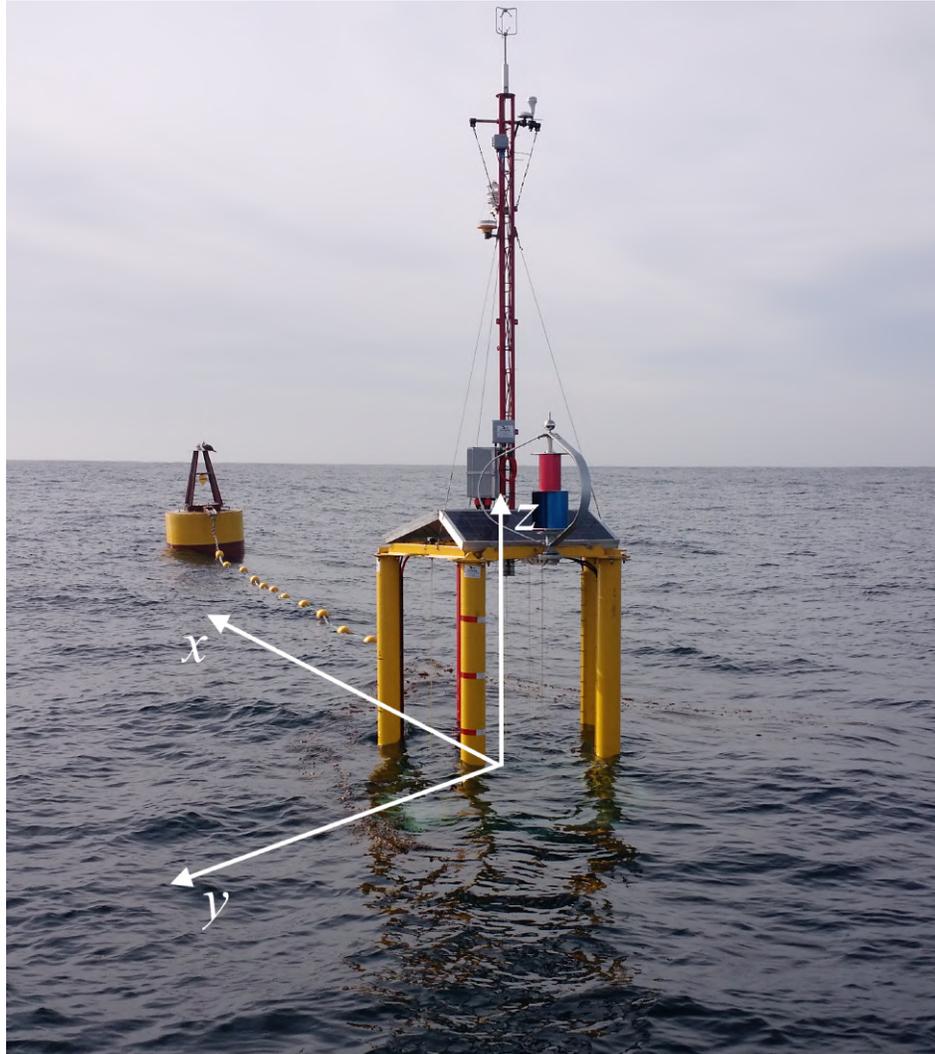
### 3.1. Campaña de medición

La campaña de medición se llevó a cabo en la región de Perdido, en la parte occidental del GoM, frente a la costa de Tamaulipas, México. El período de medición abarcó desde el 11 de julio de 2018 hasta el 27 de febrero de 2019. En la Fig. 9 se muestra la ubicación del sitio de medición ( $24^{\circ}35'55.1''N$ ,  $96^{\circ}37'28.7''W$ ), donde se llevó a cabo la campaña realizada como parte de las actividades del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM, Herguera et al., 2023). El sitio se encuentra aproximadamente a 92 km de la costa, donde la profundidad es de 824 m aproximadamente.



**Figura 9.** Mapa de batimetría del Golfo de México, con la localización de la Boya Oceanográfica y de Meteorología Marina (BOMM) (estrella en el mapa) en la zona occidental del Golfo. La BOMM se encuentra en aguas profundas ( $\sim 850$  m).

Para este estudio se utilizaron las mediciones registradas por la BOMM, la cual se muestra en la Fig. 10. Este tipo de plataformas permite la recopilación precisa y confiable de datos en la interfaz atmósfera-océano, incluyendo flujos de calor, momento y gases, así como de la dinámica de las olas. Su diseño está optimizado para operar inclusive en condiciones extremas, como las del Pacífico Sur o durante huracanes (Sahlée et al., 2012; Collins et al., 2014, 2018).



**Figura 10.** Fotografía de la BOMM frente a Isla Todo Santos, Ensenada, Baja California, México, en campaña de pruebas. Posteriormente la BOMM fue instalada en el punto mostrado en la Fig 9 (estrella). En la imagen se muestra el marco de referencia usado en las mediciones (sistema de mano derecha,  $x,y,z$ ). A la BOMM se le une una boya que funciona como anclaje superficial ("theter", parte superior izquierda) e indicador de la orientación de la BOMM.

### 3.2. Instrumentación meteorológica y oceanográfica

La BOMM fue equipada con una serie de sensores para medir parámetros atmosféricos cercanos a la superficie, el oleaje direccional, variables oceanográficas y el movimiento de la boya. Un aspecto destacado de este sistema de observación es su alta resolución temporal con mediciones continuas.

En el mástil de la BOMM se instaló un anemómetro sónico (Gill R3-100) para registrar las componentes de la velocidad del viento ( $u, v, w$ ) y la temperatura sónica ( $T_{sonic}$ ). Este sensor opera a una tasa de muestreo de  $100\text{ Hz}$  y está ubicado a  $6.5\text{ m}$  sobre el nivel del mar.

Para medir la elevación de la superficie libre ( $\eta$ ), se utilizó un arreglo de seis alambres de capacitancia (Ocean Sensor Systems Inc. Wave Staff). Los alambres están dispuestos formando un pentágono, con un alambre en el centro y otro en cada uno de sus vértices. Se configuró para registrar datos con una frecuencia de muestreo de  $20\text{ Hz}$ .

Como complemento, se instaló una estación meteorológica (Gill GMX-600) para medir variables ambientales como temperatura del aire, presión atmosférica, humedad relativa, precipitación, rapidez y dirección del viento. Esta estación, ubicada a  $4.5\text{ m}$  sobre el nivel de flotación de la boya, realiza mediciones cada segundo.

Además, la plataforma está equipada con un sensor de corrientes (Nortek Vector) que mide la corriente en un punto (con una frecuencia de muestreo de  $64\text{ Hz}$ ), un correntómetro (Nortek Signature 1000) que mide el perfil de la velocidad de la corriente con la capacidad de obtener información para extraer el espectro del oleaje (realiza mediciones cada  $8\text{ Hz}$ ). Otros sensores complementarios son, un CTD con sensores de oxígeno disuelto y pH (RBR Concerto, con una tasa de muestreo de  $1/600\text{ Hz}$ ), así como sensores para detectar la concentración de dióxido de carbono en el agua y en el aire (CO2 Pro-Atmosphere, frecuencia de muestreo de  $1/1800\text{ Hz}$ ).

Las mediciones obtenidas con el anemómetro sónico y los alambres de capacitancia están referidas a un sistema no inercial, ya que la boya está en movimiento acelerado. Por lo tanto, es necesario corregir las observaciones para transformarlas a un sistema de referencia inercial (marco de referencia que no está acelerado, para nuestro caso la Tierra). Para ello, la BOMM se equipó con un sensor de movimiento (SBG Ekinox2-M), que incorpora un acelerómetro y un giroscopio, permitiendo registrar los movimientos traslacionales y rotacionales de la boya. Este instrumento fue configurado para obtener mediciones con una frecuencia de muestreo de  $100\text{ Hz}$  durante la campaña de medición.

Las componentes de la velocidad del viento y la elevación de la superficie libre se transforman a un marco de referencia terrestre siguiendo la metodología de Anctil et al. (1994) y Graber et al. (2000), respectivamente. Es importante señalar que esta técnica, junto con otras que se describen más adelante, así como el control de calidad y análisis de los datos, se llevan a cabo utilizando software libre de la distribución Python Anaconda (<https://www.anaconda.com/>). Además, se utiliza un filtro complementario para compensar el ángulo de orientación, un valor obtenido mediante la integración de la rapidez angular con respecto a la coordenada  $z$  del giroscopio. Este método emplea una señal de frecuencia baja para complementar la señal de frecuencia alta, que en este caso corresponde a las mediciones del ángulo de orientación provenientes de la unidad de movimiento inercial (IMU) integrada en el sensor de corrientes, con una tasa de muestreo de  $64 \text{ Hz}$ . En el Anexo A se describen los detalles de la corrección de las mediciones por el efecto que impone el movimiento de la BOMM.

Para este estudio se utilizaron las variables observadas de las componentes del viento, la elevación de la superficie libre, así como las mediciones de los movimientos traslacionales y rotacionales registradas por el sensor inercial SBG Ekinox2-M y la información complementaria del sensor de movimiento incluido en el Nortek Vector. Adicionalmente, se consideraron los datos de la estación meteorológica, incluyendo temperatura del aire, presión atmosférica a nivel del mar, humedad relativa, y velocidad y dirección del viento, con el propósito de identificar el paso de frentes fríos.

### 3.2.1. Control de calidad en los datos

Se aplica un riguroso control de calidad de las mediciones indicadas al final de la sección 3.2 para garantizar la alta calidad de las observaciones:

1. Se descarta el intervalo de tiempo analizado de 10 minutos cuando hay huecos en la serie temporal que representen más del 10% de la información.
2. Se descartan los valores que se encuentran fuera de los rangos nominales de los instrumentos. Para el caso particular del anemómetro sónico se aplican los siguientes criterios:
  - a) Las componentes del viento  $u$ ,  $v$  que presenten valores mayores que  $50 \text{ ms}^{-1}$  y valores menores que  $-50 \text{ ms}^{-1}$  se reemplazan con datos nan.
  - b) La componente del viento  $w$  que presente valores mayores que  $10 \text{ ms}^{-1}$  y valores menores que  $-10 \text{ ms}^{-1}$  se reemplazan con datos nan.

3. Se detectan y eliminan datos atípicos que se encuentren fuera de los límites definidos por el método intercuartil (para el caso de estudio el umbral se estableció en 1.5).
4. En algunos casos, la inspección visual fue necesaria para eliminar cualquier inconsistencia en los datos.

Adicionalmente, para los datos de elevación de la superficie libre, se aplica un filtro de Hampel, basado en las funciones rolling, median y std de la biblioteca Pandas, con el objetivo de identificar valores atípicos. Este filtro emplea la mediana y la desviación estándar como estadísticos dentro de una ventana móvil, aquellos valores que exceden un umbral predeterminado de 3 veces la desviación estándar se consideran datos atípicos. Posteriormente, los valores atípicos se rellenan mediante interpolación cúbica utilizando la función interpolate de Pandas.

Para calcular las fluctuaciones turbulentas del campo de viento, se emplea el método de *Eddy Covariance* (EC) (Foken, 2017). Para aplicar el método de EC, es necesario realizar antes una doble rotación de coordenadas a las componentes de la velocidad del viento para orientarlas en la dirección del viento promedio. En el Anexo C se describe detalladamente cómo se obtienen las componentes turbulentas del viento.

Finalmente, el conjunto de datos utilizado en este estudio se obtiene a partir de un promedio móvil de 10 minutos de observaciones continuas de las diferentes variables indicadas al final de la sección 3.2 y aquellas que se derivan o calculan de las componentes del viento (esfuerzos de Reynolds) o de la elevación de la superficie libre (información espectral del oleaje). Por lo tanto, los datos analizados en los siguientes capítulos consisten de series temporales con un  $\Delta t = 1 \text{ min}$ .

### **3.2.2. Control de calidad de las mediciones con el anemómetro sónico**

Además, para el caso del anemómetro sónico, se aplican varios criterios de rechazo en los valores de las fluctuaciones turbulentas ( $u'$ ,  $v'$  y  $w'$ ) y las componentes de la velocidad del viento ( $u$ ,  $v$  y  $w$ ) que no cumplan con condiciones específicas, tal como se propone en la literatura (véase Tabla 2).

**Tabla 2.** Criterios de control de calidad aplicados a las mediciones del anemómetro sónico basado en lo que se reporta en la literatura.

Tipo de criterio	criterio de rechazo	Referencia
Kurtosis de $u, v, w$	$< 1$ y $> 8$	Vickers & Mahrt (1997)
Asimetría de $u, v, w$	menor que 2	Vickers & Mahrt (1997)
Desviación estándar de $u$ y $v$	$< 0.01$ y $> 4$	Zhao et al. (2013)
Desviación estándar de $w$	$< 0.01$ y $> 0.5$	Zhao et al. (2013)
Estacionalidad para $\langle u'w' \rangle$ y $\langle v'w' \rangle$	menor que 30 %	Foken (2017)
Estacionalidad para $u, v$ y $w$	menor que 0.5	Foken (2017)
Error estadístico para $\langle u'w' \rangle$ y $\langle v'w' \rangle$	$\langle u'w' \rangle^2 < \epsilon_{u'w'}^2$	Li et al. (2018)
Incertidumbre en el cálculo de $\langle u'w' \rangle$ y $\langle v'w' \rangle$	menor que 0.5	Golzio et al. (2019)

Por otro lado, se calcularon ojivas (definido como la integral acumulada del coespectro del flujo de momento de las más altas a las más bajas frecuencias) para determinar la ventana temporal en la estimación de las fluctuaciones turbulentas que capture todos los procesos relevantes en el flujo de momento (Kaimal & Finnigan, 1994). Para el caso de este trabajo de investigación la ventana temporal se estableció en 10 minutos. En la Fig. 11 se muestra un ejemplo de una ojiva,  $Og_{u,w}$ , de varias que se realizaron. Para este ejemplo el 95 % del coespectro acumulado está representado en un tiempo menor que cinco minutos, esto confirma que la ventana escogida de 10 minutos asegura que la dinámica en el flujo de momento se capture.

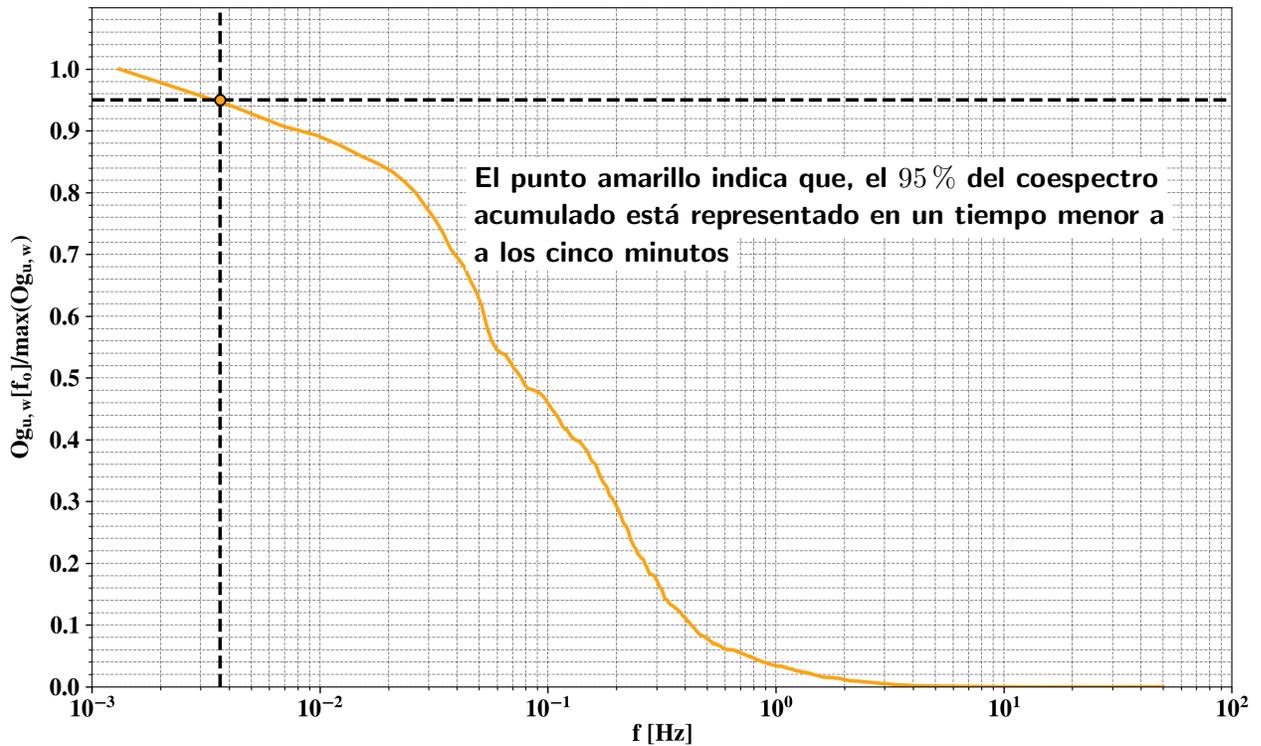
Finalmente, la velocidad de fricción se calcula a partir de las covarianza de las fluctuaciones turbulentas ( $\langle u'w' \rangle$  y  $\langle v'w' \rangle$ ).

$$u_* = (\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2)^{1/4}. \quad (7)$$

La rapidez del viento es referenciada a una altura de 10 m (Ocampo-Torres et al., 2022), de forma que

$$U_{10} = U_z + \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{10}{z} \right), \quad (8)$$

donde  $\kappa = 0.4$  es la constante de Von Kármán y  $z$  representa la altura donde se colocó el sensor de viento.



**Figura 11.** Ejemplo de la estimación de la ojiva para las componentes turbulentas  $u, w$ . En el gráfico se presenta la ojiva normalizada con el máximo de la ojiva en función de la frecuencia para un día en particular, 15 de julio de 2018 a las 1800 horas. La ojiva normalizada se calcula para un periodo de dos horas.

### 3.2.3. Control de calidad en los espectros de energía de las olas y obtención del espectro direccional del oleaje

Se realiza un análisis de Fourier en las observaciones de la elevación de la superficie libre de cada uno de los alambres de capacitancia. La estimación del espectro de densidad de energía de las olas se obtiene mediante el método de promedio en bandas de frecuencia (Bendat & Piersol, 2010). Para evitar la contaminación de los resultados de la estimación espectral, se utiliza una ventana de Hanning. Con el análisis se obtiene un total de 28 grados de libertad en el espectro de energía (168 grados de los seis alambres). Posteriormente, se aplica una regresión lineal al espectro de energía de las olas en la región de frecuencias altas ( $f > 1.5f_p$ ). El valor de la pendiente ( $n$ ), derivado de la regresión lineal y asociado al exponente de la forma espectral ( $E(f) \propto f^{-n}$ ), permite definir un criterio objetivo de control de calidad en el análisis espectral. Por lo tanto, se rechazan los espectros de energía que no presenten una forma espectral  $E(f) \propto f^{-6}$  y  $E(f) \propto f^{-2}$ , rango sugerido con base en observaciones reportadas en la literatura (Hwang, 2020).

Para obtener el espectro de energía en función de la frecuencia y dirección de las olas,  $S(f, \theta)$ , se emplea el método direccional de ondulitas (WDM) propuesto por Donelan et al. (1996). Refiérase al Anexo B para más información sobre el WDM.

### **3.3. Selección de eventos durante el paso de frentes fríos por el sitio de instalación de la BOMM**

En los siguientes apartados de esta sección se describirá el procedimiento para la selección de los datos que serán analizados en este estudio. Se considerarán eventos en los que el oleaje crece bajo condiciones casi estacionarias del campo de viento, así como eventos en los que el oleaje crece en presencia de un viento en aceleración. Ambas condiciones de viento se analizarán en situaciones asociadas con frentes fríos que atraviesan el GoM. Para ello, se empleará una metodología para identificar dichos frentes fríos, la cual se presentará a continuación.

#### **3.3.1. Identificación de los frentes fríos**

Los sistemas frontales, conocidos también como frentes fríos o simplemente *Nortes* (nombre derivado del hecho de que estos eventos suelen aproximarse a la costa mexicana principalmente desde el norte), son fenómenos meteorológicos caracterizados por una masa de aire frío que avanza sobre una masa de aire cálido e inducen un cambio abrupto en el patrón de los vientos, en la presión atmosférica, en la temperatura y la humedad relativa. Durante la campaña de medición, que abarcó desde mediados de julio de 2018 hasta finales de febrero de 2019, alrededor de 22 frentes fríos pasaron sobre el GoM, según registros del Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN). Sin embargo, en este estudio, solo se consideran las observaciones correspondientes a octubre y noviembre de 2018, período en el cual se identificaron cuatro eventos de *Nortes* de gran relevancia que atravesaron la cuenca del GoM, según los informes mensuales de clima en México de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2018a,b).

Además de la información extraída del SMN, se utilizaron mapas sinópticos de la región de Norteamérica proporcionados por el Centro de Predicción del Tiempo (WPC, por sus siglas en inglés) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) para verificar la presencia de los frentes fríos (<https://www.wpc.ncep.noaa.gov/html/sfc-zoom.php>). A partir de la información

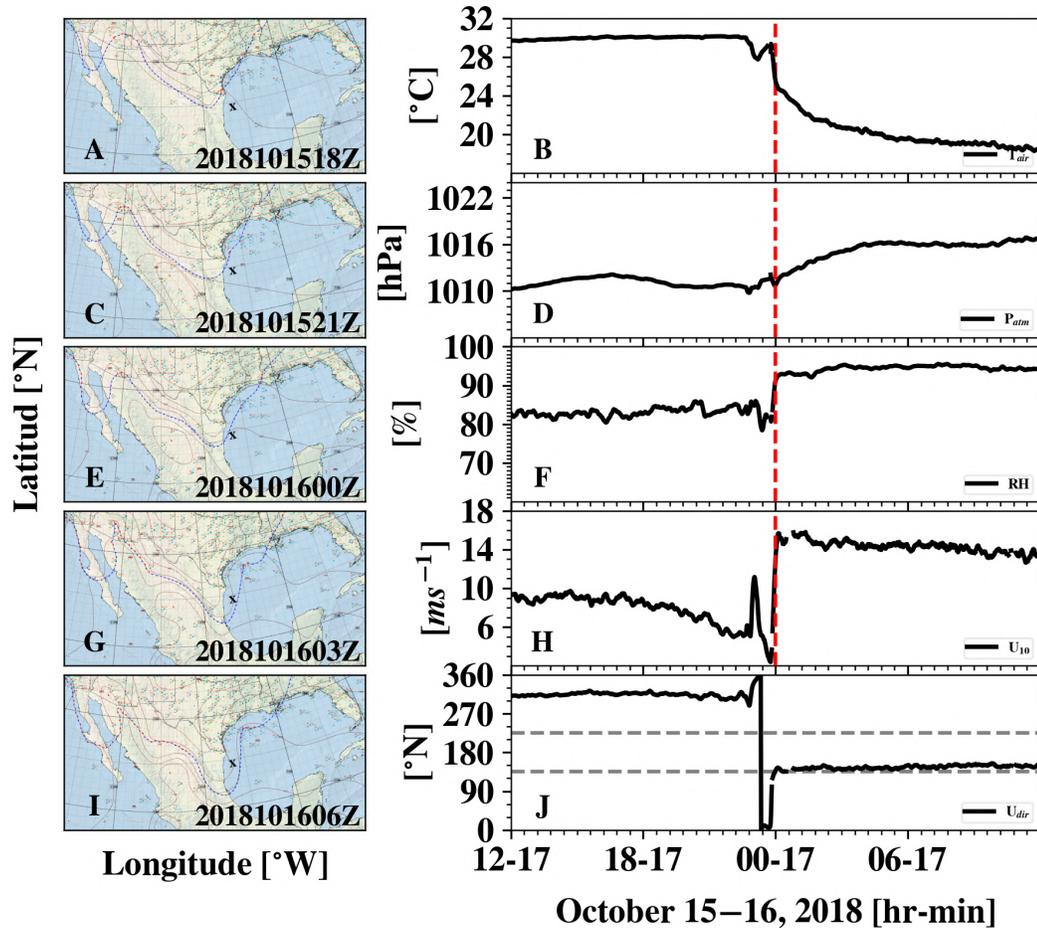
recopilada, junto con las observaciones de la estación meteorológica de la BOMM, se logran identificar y validar el paso de varios frentes fríos sobre el GoM.

La Fig. 12 muestra un caso de frente frío durante octubre de 2018. En el mapa sinóptico se puede observar claramente el frente frío (representado por una línea azul con triángulos) en el oeste del GoM. Las condiciones ambientales sobre el GoM son predominantemente dadas por el viento Alisio, mientras que el viento asociado al paso del frente frío tiene una componente del viento del norte (según la convención meteorológica). En las mediciones de la estación meteorológica, se observa un descenso considerable de la temperatura del aire (Fig. 12B) y un aumento en la presión atmosférica y la humedad relativa. También se observa un fuerte incremento en la rapidez del viento (Fig. 12H). Además, el SMN reportó un evento de *Norte* entre el 15 y el 20 de octubre de 2018, registrado como el frente frío número 6 (Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2018a).

Para determinar el momento exacto en que el frente frío se observa en las mediciones de la BOMM, se utiliza un criterio basado en la dirección del viento, ya que el viento asociado al frente frío tiene una dirección característica (noroeste-norte). Por lo tanto, la dirección del viento medida por el anemómetro sónico debe cambiar abruptamente desde una componente noreste, norte o noroeste (entre  $0^\circ$  o  $360^\circ \pm 45^\circ$ ) a sureste, sur o suroeste (entre  $180^\circ \pm 45^\circ$ ) y mantenerse en el tiempo (Fig. 12J). En ese momento, se define el paso del frente frío sobre la BOMM (línea vertical discontinua en rojo, indicada en las gráficas).

### 3.3.2. Condiciones ambientales durante los frentes fríos

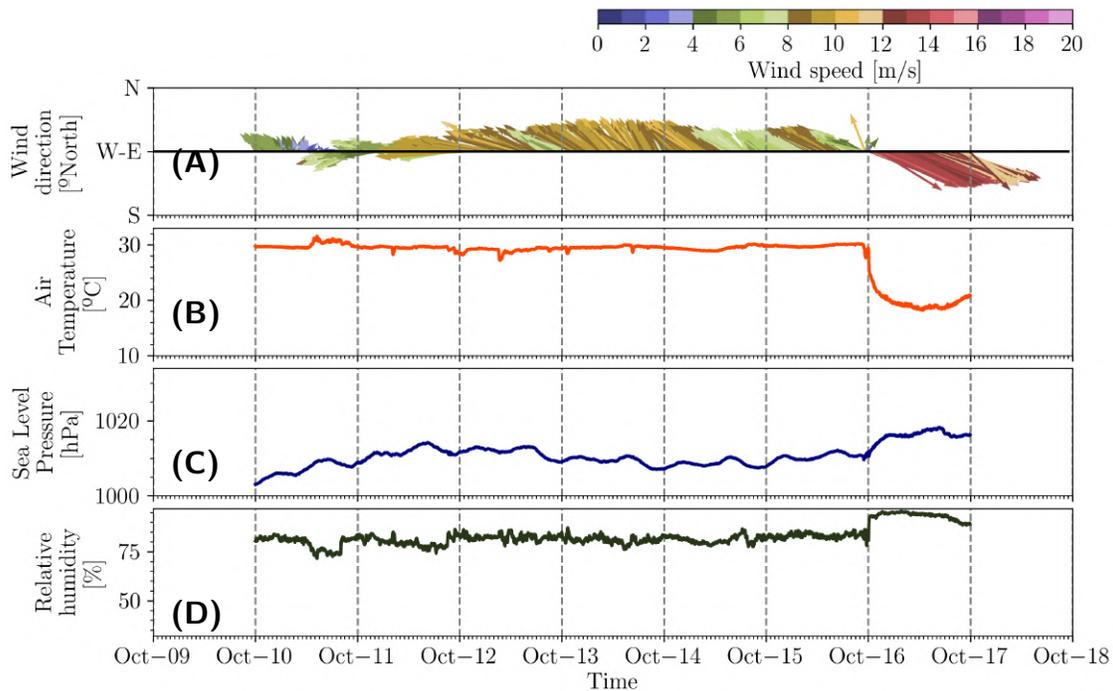
En las Figs. 13–17 se presenta la serie temporal del viento, la temperatura, la presión atmosférica a nivel del mar y la humedad relativa durante los días previos, durante y después del paso de un frente frío sobre el GoM. Los registros pertenecen a las observaciones de la BOMM instalada en la región de Perdido. Es importante señalar que el periodo de las observaciones mostradas en las gráficas abarcan 7 días para una mejor visualización del antes, durante y después del paso del frentes frío.



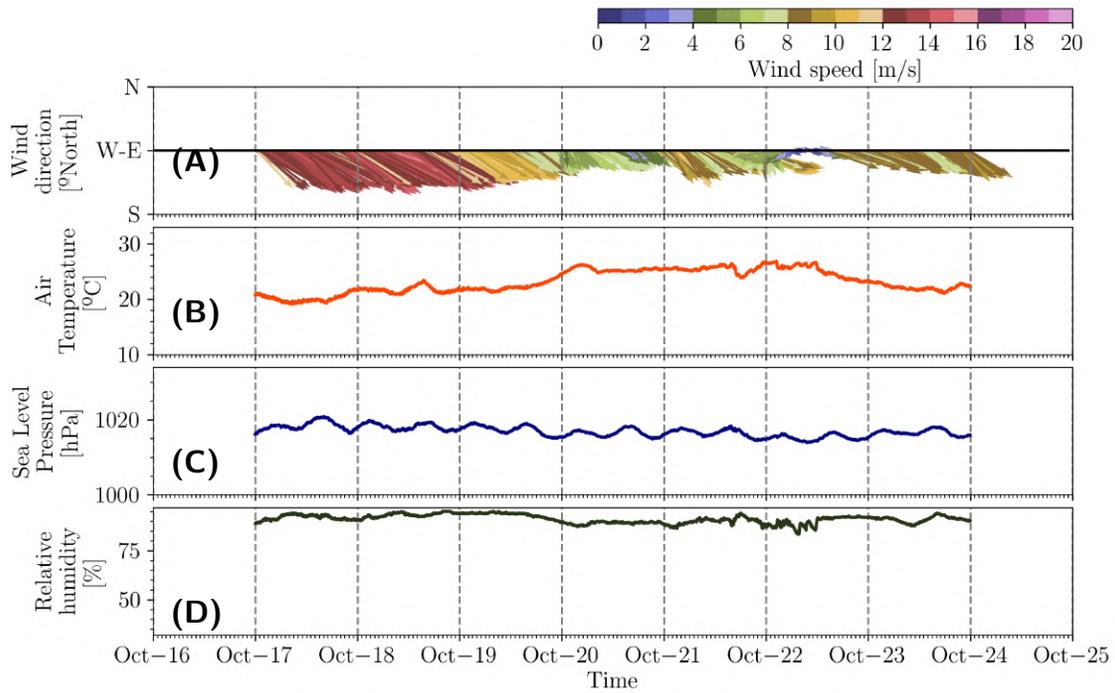
**Figura 12.** Mapas sinópticos sobre el dominio de Norteamérica y series temporales de algunas variables meteorológicas registradas entre el 15 y el 16 de octubre de 2018. El reporte del SMN de Mexico indica que un evento se registró entre los días 15 y 20 de octubre de 2018. Los mapas sinópticos antes y después del paso del frente frío (representado con la línea de color azul con triángulos) sobre la boya (indicado con una marca X): A) 15 de octubre de 2018 a las 18z, C) 15 de octubre de 2018 a las 21z, E) 16 de octubre de 2018 a las 00z, G) 16 de octubre de 2018 a las 03z y I) 16 de octubre de 2018 a las 06z. Series temporales antes y después del paso del frente frío: B) temperatura del aire D) presión atmosférica, F) Humedad relativa G) rapidez del viento y J) dirección del viento. Las líneas horizontales discontinuas de color gris representan los límites para definir el momento justo en que se detecta el paso del frente frío en la BOMM con base en la dirección del viento ( $180^\circ \pm 45^\circ$ ). La línea vertical sólida de color rojo indica el momento en que el frente frío se presenta con base en el criterio de la dirección del viento. Para la dirección del viento se utiliza la convención oceanográfica (hacia donde va).

Un patrón común en todas las figuras es el cambio abrupto en la dirección del viento (de noreste a suroeste-sur) asociado a las características típicas de los frentes fríos, excepto en la Fig. 14 que es la continuación del frente frío que se observa en la Fig. 13. Además, se observa un aumento en la intensidad del viento, en la presión atmosférica y en la humedad relativa y una disminución en la temperatura del aire. Cabe destacar que la temperatura y la presión atmosférica exhiben gradientes significativos durante el paso del frente frío sobre la BOMM, como es notorio en los eventos del 16 de octubre (Fig. 13B,C) y el 13 de noviembre (Fig. 16B,C). La temperatura del aire puede llegar hasta los  $10^\circ C$  como se observa en la Fig. 16B. En estos casos, el frente frío se caracteriza por intensidades de viento superiores a  $15\text{ ms}^{-1}$ .

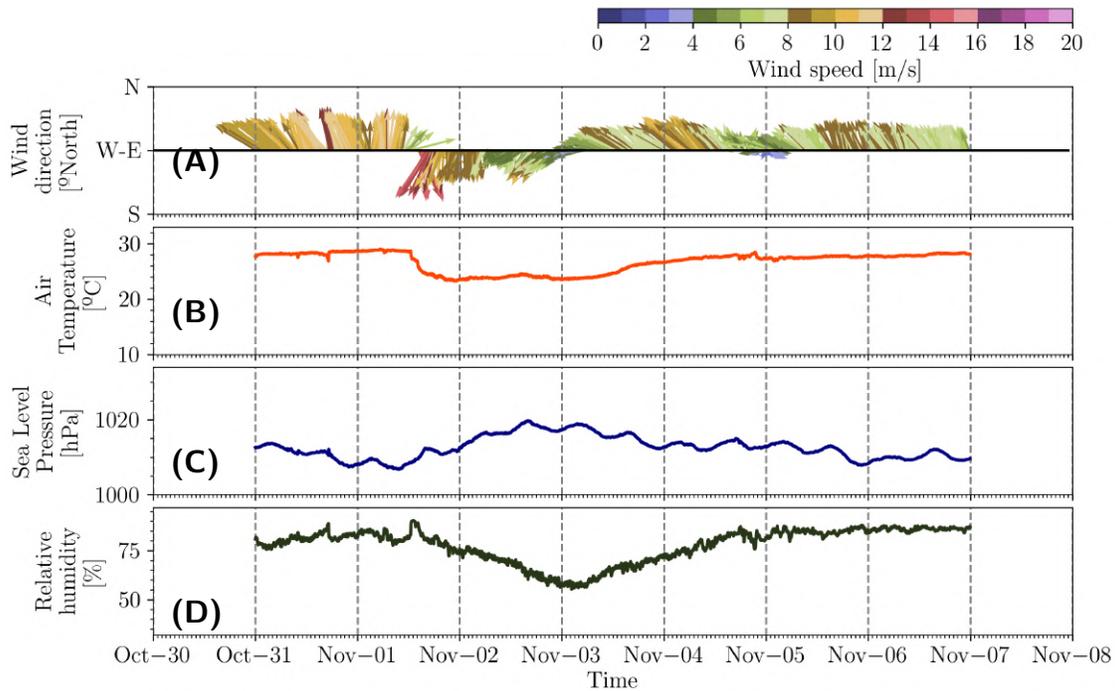
Una vez que estos sistemas atmosféricos dejan de influir, las condiciones sobre el GoM regresan a su estado promedio, caracterizado por el dominio de los vientos alisios (por ejemplo en la Fig. 15A después del día 3 de noviembre de 2018). En algunos casos el frente frío puede mantenerse estacionario por varios días como es el caso que se presenta en las Figs. 13 y 14. Aún más, pueden presentarse situaciones donde se observan dos frentes fríos (uno alrededor del día 10 de noviembre y el otro alrededor del día 13 de noviembre) separados por un día o más sobre el GoM como se identifica en la Fig. 16.



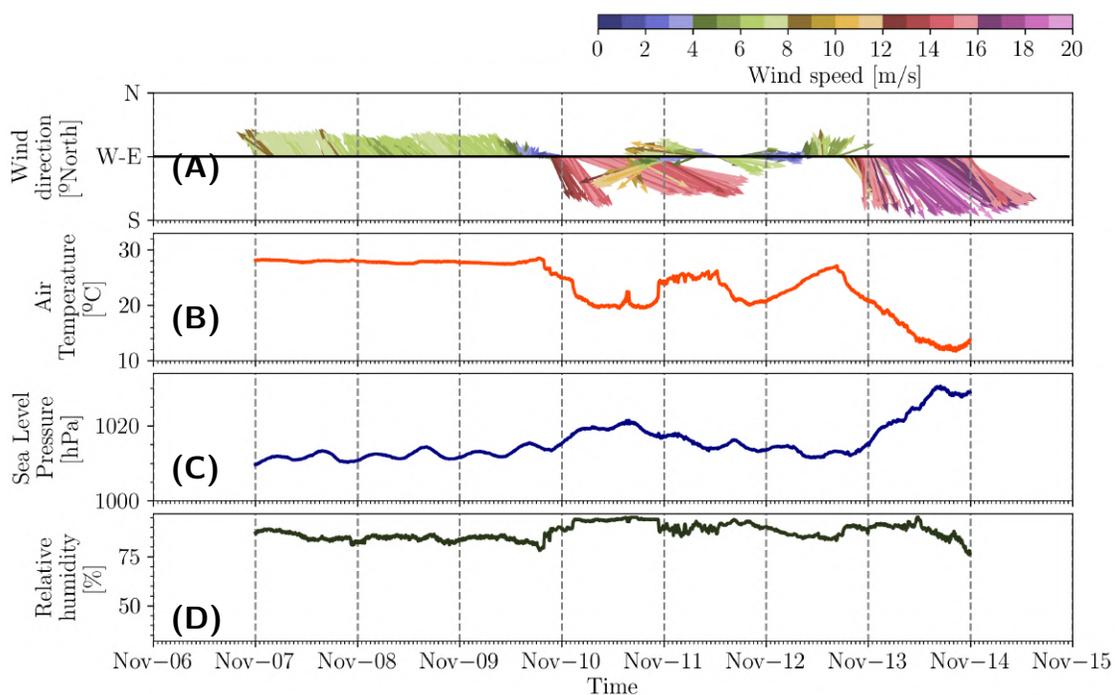
**Figura 13.** Serie temporal de: (A) el viento, (B) la temperatura del aire, (C) la presión atmosférica a nivel del mar y (D) la humedad relativa. El periodo comprende del 10 de octubre de 2018 al 16 de octubre de 2018. La dirección del viento se muestra con flechas (convención oceanográfica) y los colores representan la magnitud del viento.



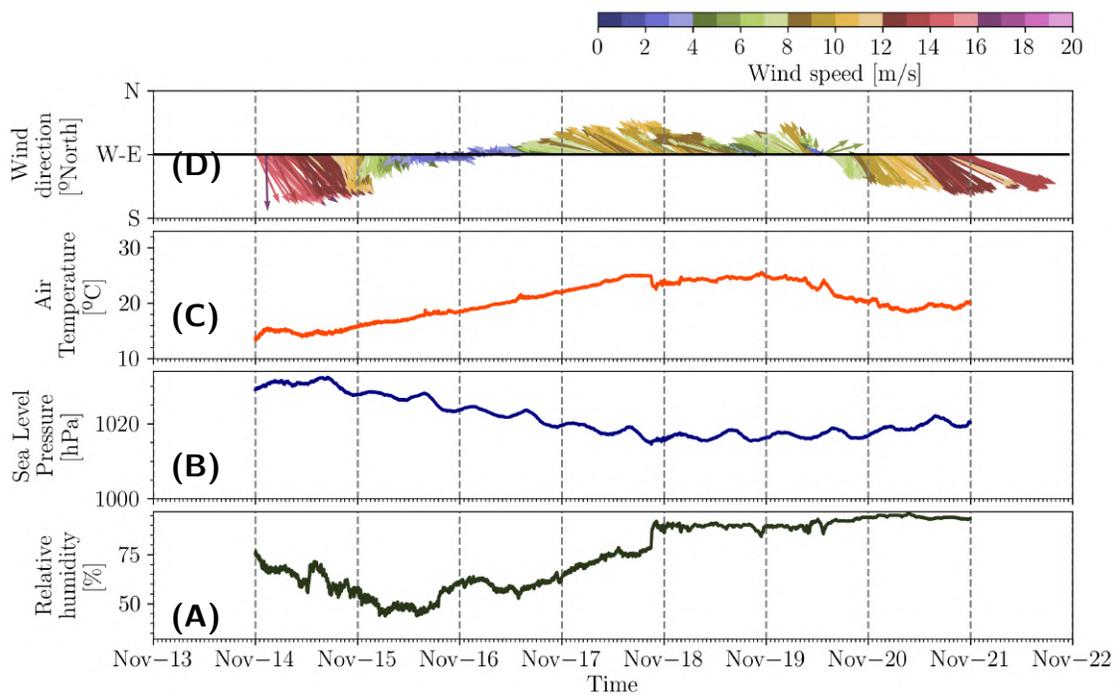
**Figura 14.** Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 17 de octubre de 2018 al 23 de octubre de 2018.



**Figura 15.** Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 31 de octubre de 2018 al 6 de noviembre de 2018.



**Figura 16.** Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 7 de noviembre de 2018 al 13 de noviembre de 2018.



**Figura 17.** Igual que en la Fig. 13, pero para el periodo que comprende del 14 de noviembre de 2018 al 20 de noviembre de 2018.

## Capítulo 4. Crecimiento del oleaje en condiciones de viento casi estacionario

---

*Son las olas . . . ,que empiezan a bailar. No tardarán en encrespase. . . Si las olas fuesen mujeres, me dejaría ahogar para siempre, abrazado a ellas.*

Herman Melville, Moby Dick.

---

### 4.1. Definición de condiciones de viento casi estacionarias

Una vez definido el momento en que el viento asociado al frente frío tiene una dirección predominante, se procede a seleccionar el intervalo de tiempo en el que se cumplen las condiciones en que la dirección del viento no cambia (por ejemplo, véase la Fig. 12J del capítulo 3, donde se presentan condiciones de viento con una dirección sureste por alrededor de 12 horas, por lo tanto, este sería el intervalo de tiempo para considerar). Según lo definido por Karimpour et al. (2017), el viento se considera casi estacionario si su rapidez y dirección cumplen simultáneamente las siguientes dos condiciones:

$$|U_i - \bar{U}| \leq 2.5 \text{ m s}^{-1}, \quad (9)$$

$$|\Phi_{w_i} - \bar{\Phi}_w| \leq 15^\circ, \quad (10)$$

donde el subíndice  $i$  representa el valor instantáneo de la rapidez,  $U$  y de la dirección del viento,  $\Phi_w$ , de la serie temporal con  $\Delta t = 1$  min. Por su parte,  $\bar{U}$  y  $\bar{\Phi}_w$  corresponden al promedio de las condiciones previas de rapidez ( $U_{i-2}, U_{i-3}, \dots, U_{i-n}$ ) y dirección del viento ( $\Phi_{w_{i-2}}, \Phi_{w_{i-3}}, \dots, \Phi_{w_{i-n}}$ ). El parámetro  $n$  indica el número de datos anteriores utilizados para calcular el promedio. Inicialmente, se asigna  $n = 0$ . En el siguiente paso,  $n$  puede adoptar un valor distinto de cero si existen datos previos que cumplen con los criterios de estacionariedad definidos por las ecuaciones (9) y (10). En caso de que dichas condiciones no se cumplan,  $n$  se mantiene en cero. Un diagrama de flujo para el proceso de selección de los datos que cumplen las condiciones de viento estacionario se muestra en la Fig. 18.

Para el frente frío #6 se cuentan con 3338 datos que cumplen con las condiciones establecidas en las ecuaciones (9) y (10); para el frente frío #8, se registran 139 observaciones; en el caso del frente frío #9, se obtienen 798 datos; y finalmente, para el frente frío #10, se dispone de un total de 481 observaciones.

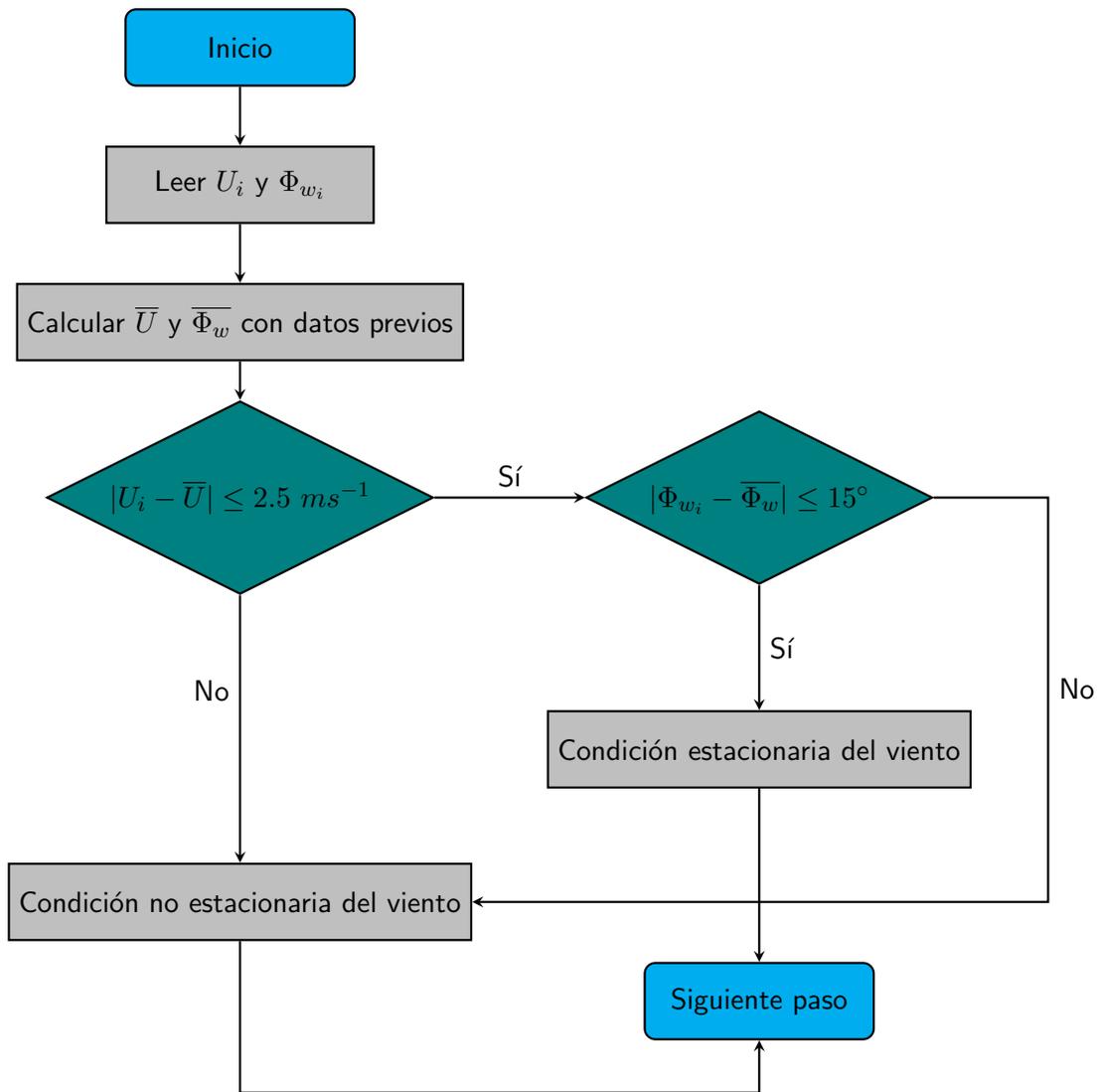


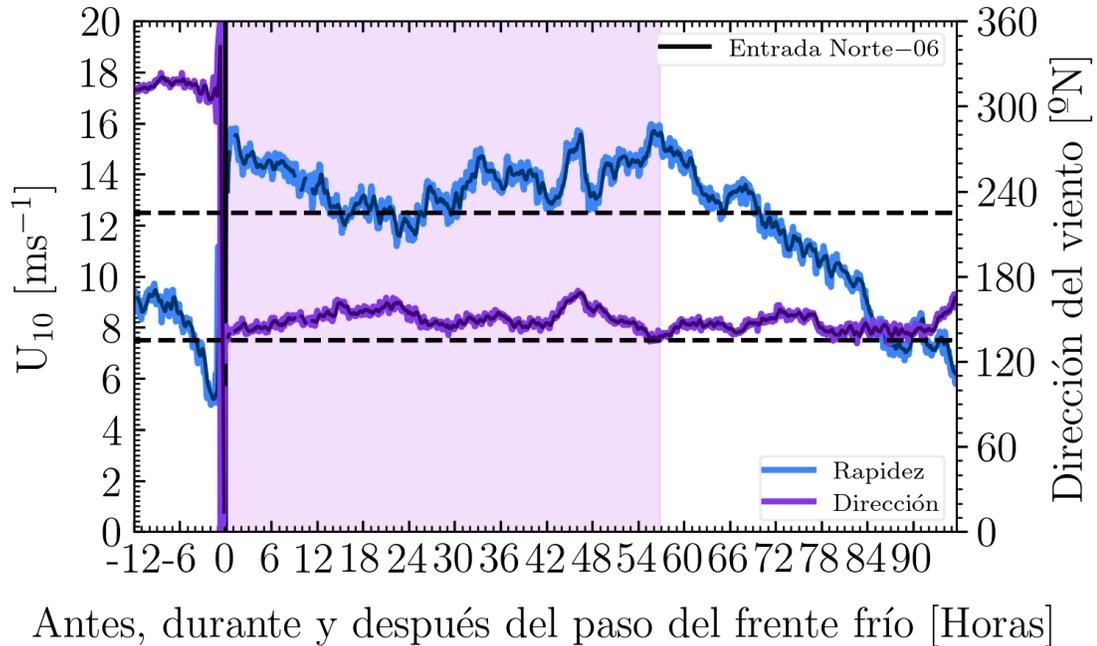
Figura 18. Diagrama de flujo para establecer las condiciones de viento casi estacionario.

#### 4.2. Serie temporal de la rapidez del viento y de la altura significativa del oleaje en condiciones de viento casi estacionario

En las Figs. 19, 20, 21 y 22 se muestra la serie temporal de la rapidez y la dirección del viento de los cuatro eventos de frentes fríos identificados. En cada figura la línea negra vertical representa el momento en que el *Norte* o frente frío se identifica en las mediciones de la BOMM, mientras que la hora cero se determina con base en el criterio de la dirección del viento indicada en el capítulo 3 (en el gráfico es la región delimitada por las dos líneas negras discontinuas en la horizontal).

En todos los eventos, se observa un cambio abrupto en la dirección del viento (siguiendo la convención

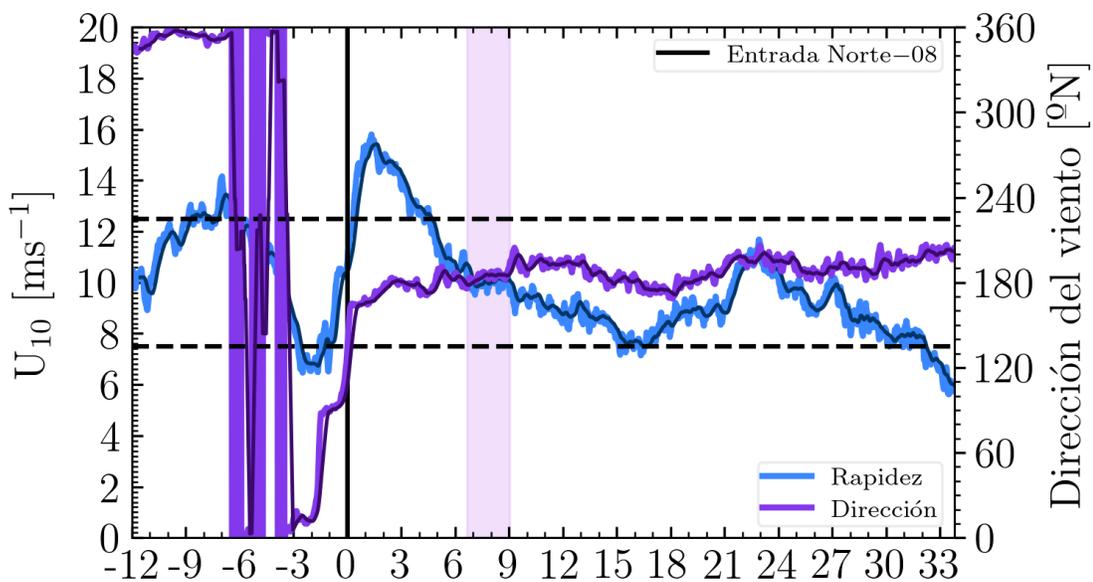
oceanográfica, es decir, indicando hacia dónde se dirige) definiéndose aproximadamente entre  $140^\circ$  y  $184^\circ$ . Además, se destacan los periodos en los que tanto la rapidez y la dirección del viento permanecen prácticamente constantes (sombreado en color lila).



**Figura 19.** Evolución temporal de la magnitud del viento (línea de color azul) y la dirección del viento (línea de color morado) registradas en la BOMM antes, durante y después del paso del frente frío número 6. Las líneas discontinuas horizontales representan los límites de la dirección del viento para identificar el momento justo en que el frente frío se registra en la BOMM (véase capítulo 3). La línea negra vertical indica el momento del frente frío sobre la BOMM. La zona de sombra de color morado claro indica las condiciones de viento casi estacionario en promedio. La línea delgada de cada gráfico es la media móvil de 30 minutos de la velocidad y dirección del viento. La dirección del viento sigue la convección oceanográfica.

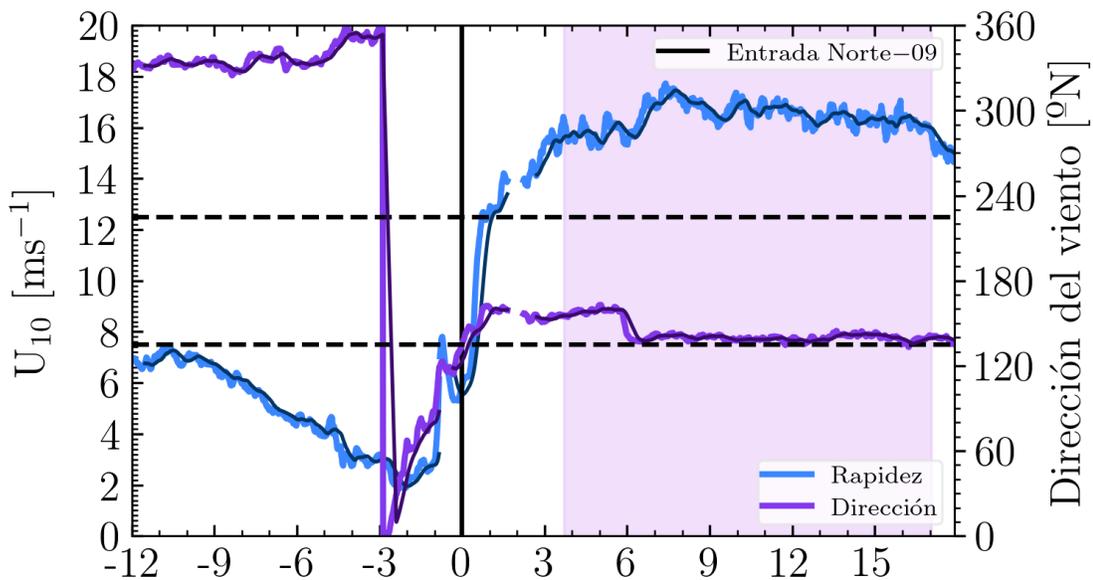
El evento de *Norte-6* (Fig. 19) presenta dos características distintivas: primero, una rápida aceleración del viento con rapidez que cambió de  $5 \text{ ms}^{-1}$  a  $16 \text{ ms}^{-1}$  en solo 20 minutos; y segundo, un periodo donde el viento es casi estacionario de al menos 57 horas con una dirección del viento predominante hacia los  $150.4^\circ$  en promedio. En contraste, en los eventos de *Norte-9* (Fig. 21) y *Norte-10* (Fig. 22), la aceleración del viento ocurre durante un periodo más prolongado, con duraciones de entre tres y seis horas.

En la Tabla 3 se presenta la estadística asociada a las condiciones de viento casi estacionario durante cada evento de frente frío o *Norte*. Cabe destacar que durante el evento *Norte-10* se registró la mayor rapidez de viento estacionario que se analizó de  $18.3 \text{ ms}^{-1}$ .



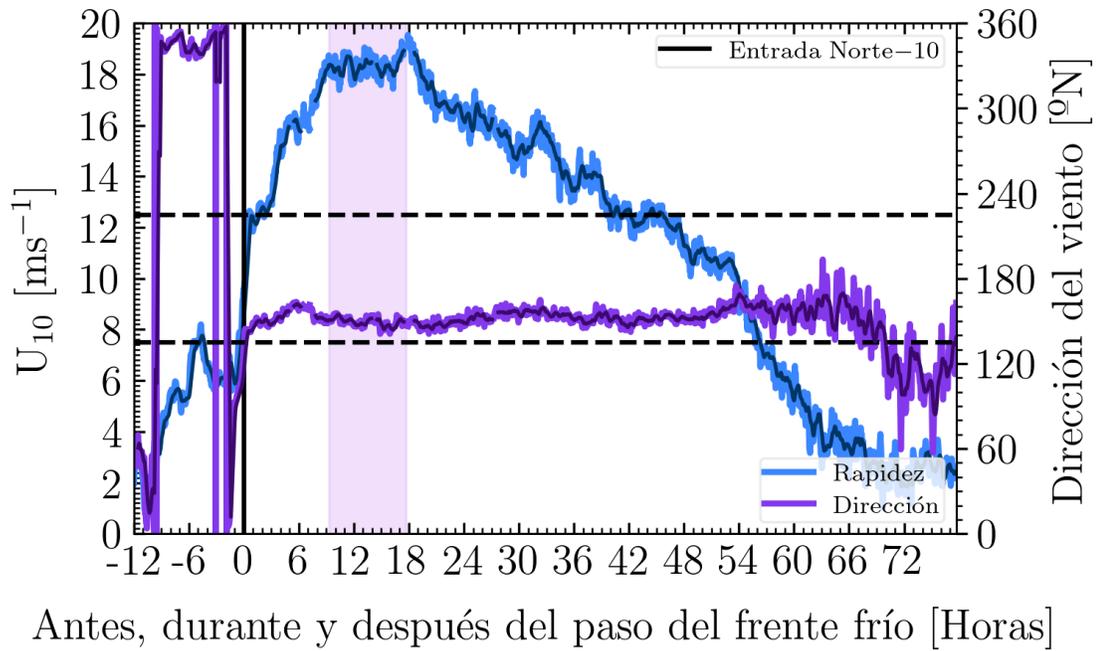
Antes, durante y después del paso del frente frío [Horas]

Figura 20. Igual que en la Fig. 19, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8.



Antes, durante y después del paso del frente frío [Horas]

Figura 21. Igual que en la Fig. 19, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9.



**Figura 22.** Igual que en la Fig. 19, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10.

**Tabla 3.** Promedio y desviación estándar del campo de viento durante las condiciones de viento estacionario presentadas en frentes fríos (o *Nortes*). Los eventos corresponden al periodo de octubre y noviembre de 2018.

Evento*	Rapidez del viento ( $m s^{-1}$ )		Dirección del viento ( $^{\circ}$ )	
	Promedio	Desviación estándar	Promedio	Desviación estándar
<i>Norte-6</i>	13.7	1.0	150.4	6.7
<i>Norte-8</i>	10.0	0.2	184.4	2.2
<i>Norte-9</i>	16.4	0.5	142.7	7.3
<i>Norte-10</i>	18.3	0.4	149.2	3.8

\*Los eventos de frentes fríos son numerados en cada temporada, de septiembre a mayo. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional de México.

Antes de presentar los resultados relacionados con la serie temporal de la altura significativa y la dirección del oleaje, es fundamental introducir algunos conceptos clave derivados de la información espectral del oleaje. En este sentido, la altura significativa de las olas se define como

$$H_s = 4\sqrt{E} \quad (11)$$

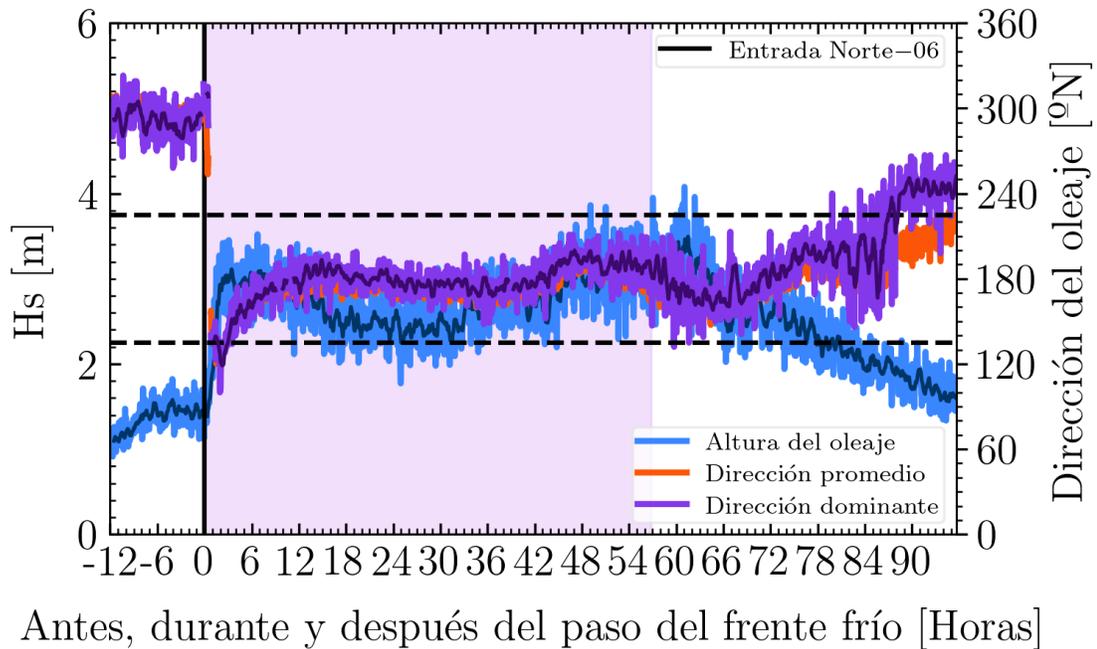
donde  $E$  representa la energía total del oleaje (con unidades de  $m^2$ ) y calculada de la siguiente manera,

$$E = \int_0^{\infty} E(f)df = \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} S(f, \theta)df d\theta. \quad (12)$$

La dirección promedio del oleaje se obtiene con la siguiente expresión (Rogers & Wang, 2007)

$$\bar{\theta} = \arctan \left( \frac{\int_0^{2\pi} \sin \theta \int_0^{\infty} S(f, \theta)df d\theta}{\int_0^{2\pi} \cos \theta \int_0^{\infty} S(f, \theta)df d\theta} \right) \quad (13)$$

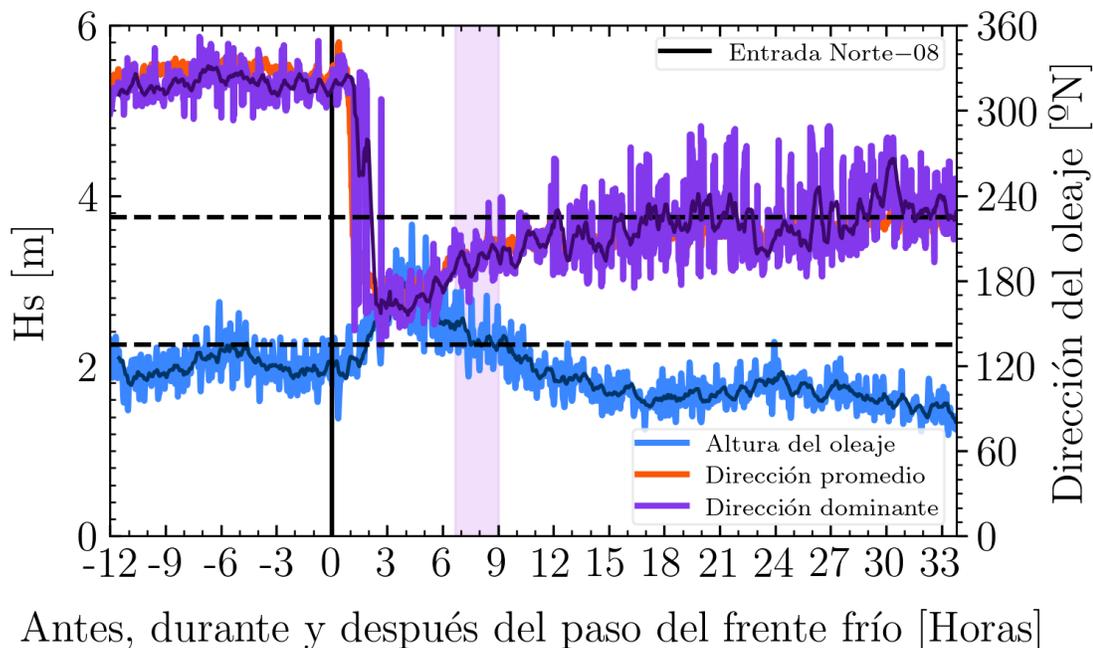
donde  $\theta$  indica la dirección del oleaje. La dirección dominante del oleaje,  $\theta_p$ , se calcula como la dirección asociada al máximo de energía en  $S(f, \theta)$ .



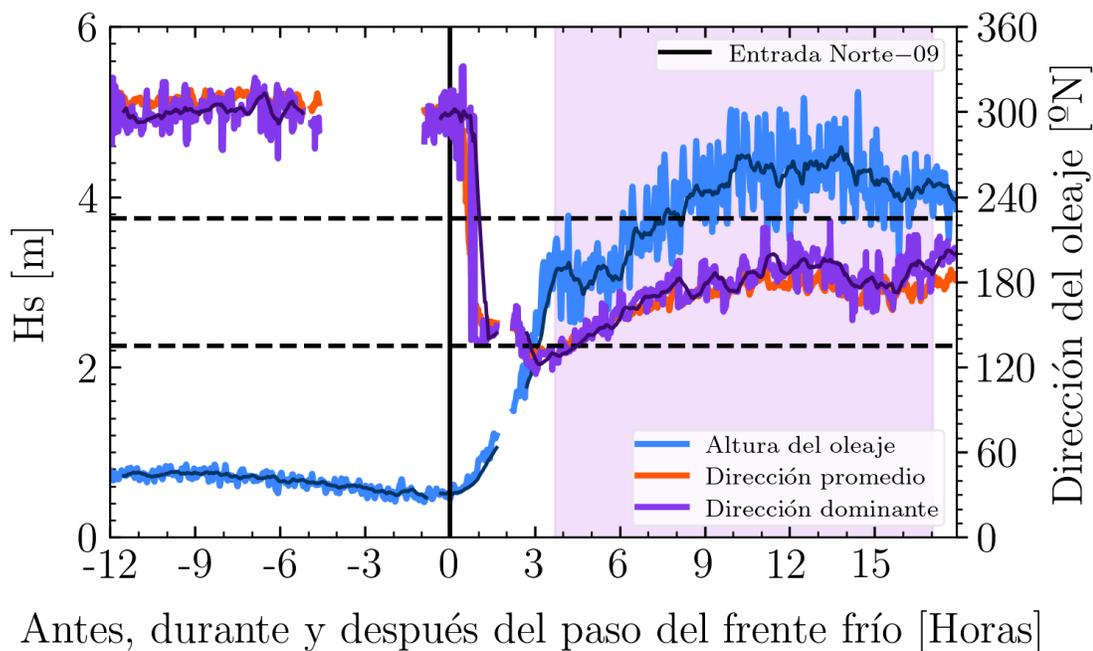
**Figura 23.** Evolución temporal de la altura significativa de las olas (línea de color azul), la dirección dominante de las olas (línea de color morado) y la dirección promedio de las olas (línea de color naranja) registradas en la BOMM antes, durante y después del paso del frente frío número 6. Las líneas discontinuas horizontales representan los límites de la dirección del viento para identificar el momento justo en que el frente frío se registra en la BOMM (véase capítulo 3). La línea negra vertical indica el momento del frente frío sobre la BOMM. La zona de sombra de color lila indica las condiciones de viento casi estacionario en promedio (Tabla 3). La línea delgada de cada gráfico es la media móvil de 30 minutos. La dirección de las olas sigue la convección oceanográfica.

En las Figs. 23, 24, 25 y 26 se muestra la evolución temporal de la altura significativa (línea azul) y la dirección promedio del oleaje (línea naranja), además de la dirección dominante del oleaje (línea morada, dirección asociada al máximo de energía en el espectro direccional) que prevalecen durante los cuatro eventos de frentes fríos que se analizan. La hora cero marca el momento en que el frente frío es observado

en la BOMM (línea vertical negra). Al igual que en la Figs. 19-22, el sombreado representa el periodo de viento identificado como casi estacionario.



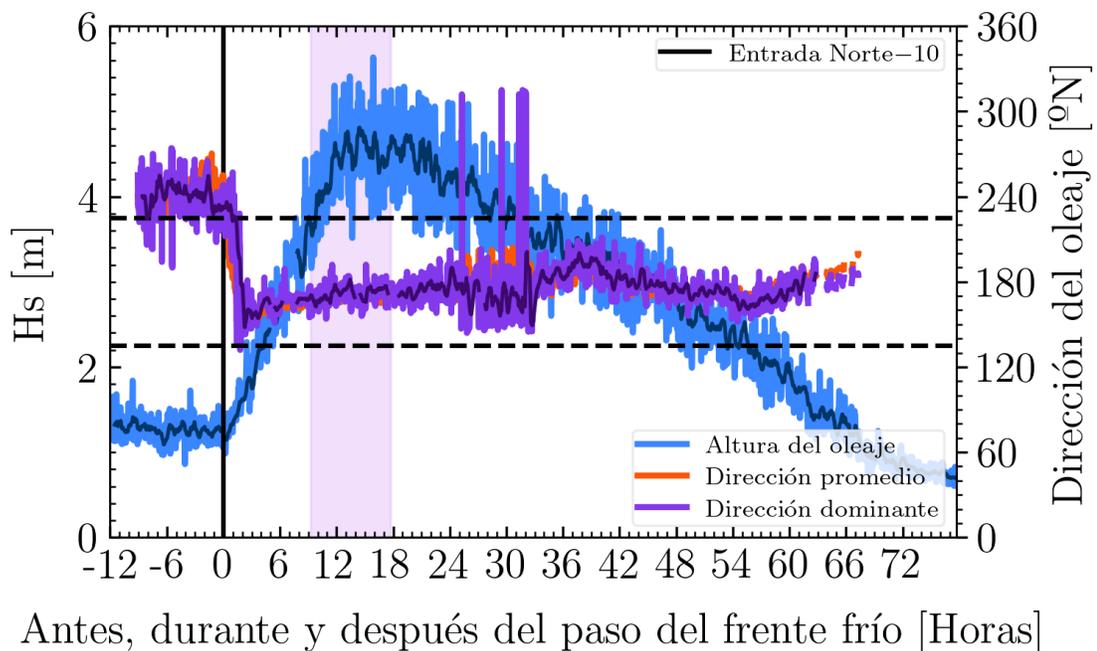
**Figura 24.** Igual que en la Fig. 23, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8.



**Figura 25.** Igual que en la Fig. 23, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9.

En respuesta al forzamiento atmosférico mostrado en la sección anterior, la altura significativa del oleaje (línea azul) aumenta en los cuatro eventos. En particular, durante los eventos *Norte-9* (Fig. 25) y *Norte-10* (Fig. 26), el crecimiento del oleaje se extiende por casi 8 horas o más en respuesta al viento asociado al frente frío. Ante la duración de los eventos 9 y 10 alcanzó alturas máximas superiores a los 5 m.

Durante la fase casi estacionaria del viento en los eventos *Norte-6*, *Norte-8*, *Norte-9* y *Norte-10*, la dirección promedio del oleaje y la dirección dominante (asociada al máximo de energía en el espectro direccional del oleaje) son prácticamente idénticas y se mantienen en promedio en torno a los  $178^\circ$ ,  $184^\circ$ ,  $175^\circ$ ,  $171^\circ$ , respectivamente.



**Figura 26.** Igual que en la Fig. 23, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10.

### 4.3. Crecimiento del oleaje en ausencia de swell

En las siguientes subsecciones se analizarán en detalle diversas características del oleaje generado localmente en ausencia de *swell*. Primero, se presentará una visión general de su desarrollo a través de relaciones adimensionales. Luego, se examinarán en profundidad las propiedades del espectro de energía asociadas a las frecuencias altas.

### 4.3.1. Definición de un sistema de oleaje sin la presencia de swell

A partir del conjunto de datos que cumplen con las condiciones casi estacionarias de Karimpour et al. (2017), se aplican dos criterios adicionales para identificar un subconjunto de datos que representen las condiciones ideales del crecimiento del oleaje. Para ello, se utiliza una pendiente característica de las olas correspondiente al *swell*, definida por:

$$S_{swell} = \frac{E_{swell}^{1/2} (2\pi f_{swell})^2}{g} \quad (14)$$

y un índice asociado a la proporción de energía del *swell* con respecto al espectro de energía total (Chen et al., 2002),

$$R = \frac{E_{swell}}{E}, \quad (15)$$

donde  $E_{swell}$  es la energía correspondiente al *swell* (con unidades de  $m^2$ ), calculada mediante la integración en dirección y frecuencia del espectro direccional,  $S(f, \theta)_{swell}$  y  $f_{swell}$  es la frecuencia asociada al máximo de energía del espectro en frecuencia asociada a la parte del *swell* ( $E(f)_{swell} = \int_0^{2\pi} S(f, \theta)_{swell} d\theta$ ). En este trabajo se adopta la definición de oleaje generado localmente por el viento en ausencia de swell propuesta por Vincent et al. (2019, 2020), la cual se basa en dos parámetros que cuantifican la mínima presencia del *swell*:  $S_{swell} \leq 0.015$  o  $R \leq 10\%$ . En este estudio, ambos criterios deben cumplirse simultáneamente.

Adicionalmente, se aplica una condición que requiere que la diferencia entre la dirección del viento y la dirección del oleaje generado por el viento local debe ser menor que  $15^\circ$  (valor sugerido por Babanin & Soloviev, 1998). Finalmente, la forma espectral  $E(f)$  en frecuencias altas debe encontrarse entre  $E(f) \propto f^{-3.60}$  y  $E(f) \propto f^{-4.40}$ . Con estos criterios aplicados se tienen un total de 162 observaciones que se definen como oleaje generado por el viento local en ausencia de *swell*.

El análisis realizado en este estudio se basó en mediciones del espectro direccional en frecuencia,  $S(f, \theta)$ , siguiendo numerosos estudios reportados en la comunidad científica. Sin embargo, también es posible llevar a cabo el análisis utilizando observaciones en términos del espectro direccional en número de onda,  $\hat{F}(k, \theta)$ , aunque en la literatura se reportan pocos estudios con los cuales comparar los resultados.

### 4.3.2. Crecimiento del oleaje

Para analizar el desarrollo del oleaje es más frecuente estudiarlo en condiciones donde el crecimiento de las olas está limitado por el *fetch*. Existen numerosos estudios que tratan el problema del crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* (Burling, 1959; Hasselmann et al., 1973; Donelan et al., 1985; Babanin, 2010; Romero & Melville, 2010; Hwang et al., 2011; Dulov et al., 2020). Por otro lado, las situaciones más difíciles de obtener en el campo es cuando el viento actúa sobre la superficie del mar durante un tiempo determinado. Aún más, los estudios relacionados con el crecimiento de las olas limitado por la duración del evento son escasos en la literatura (Hwang & Wang, 2004).

Kitaigorodskii (1962, 1970) indica que la energía del oleaje en crecimiento ( $E$ ) es función del *fetch* ( $x$ ), la frecuencia de las olas ( $f$ ), la duración del viento ( $t$ ) y la rapidez del viento ( $U_{10}$ ). Ahora, determinar el *fetch* en situaciones donde la costa es irregular y la dirección de donde sopla el viento tiene un cierto ángulo relativo a la línea de costa, introduce inexactitud en la estimación del crecimiento del oleaje en función del *fetch*. Por otro lado, determinar el tiempo en que el viento actúa sobre el océano desde condiciones iniciales de calma del estado del mar, sobre todo la estimación del tiempo inicial es una variable de gran incertidumbre en el análisis del crecimiento del oleaje. Por ende, para eliminar la incertidumbre en el valor estimado de  $x$  o de  $t$ , la evolución del crecimiento del oleaje se puede representar empleando la energía del oleaje forzado por el viento local ( $E$ ) y la frecuencia asociada al pico del espectro de energía del oleaje generado por el viento local ( $f_p$ ), en términos adimensionales con  $U_{10}$  ó  $u_*$ , mediante las siguientes relaciones

$$\hat{E} = \frac{g^2 E}{U_{10}^4} \quad (16)$$

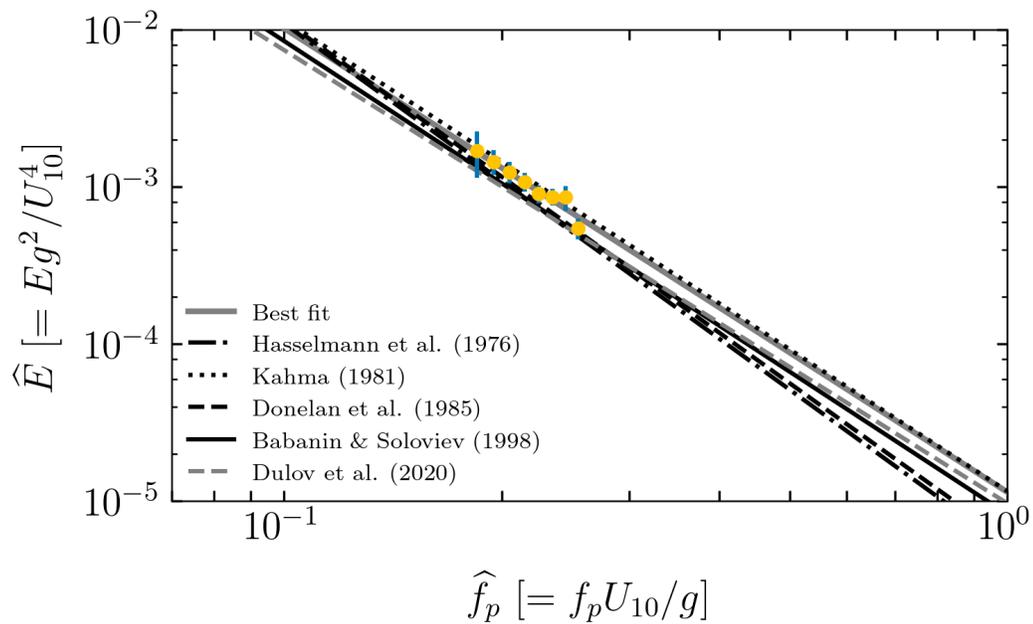
$$\hat{E}_* = \frac{g^2 E}{u_*^4}, \quad (17)$$

$$\hat{f}_p = \frac{f_p U_{10}}{g}, \quad (18)$$

$$\hat{f}_{p*} = \frac{f_p u_*}{g}, \quad (19)$$

donde  $\hat{E}$  y  $\hat{f}_p$  representan, respectivamente, la energía adimensional del oleaje generado por el viento local y la frecuencia adimensional correspondiente al pico espectral del oleaje. El subíndice o símbolo  $\star$  indica que la variable ha sido adimensionalizada con respecto a la velocidad de fricción del viento,  $u_\star$ , mientras que su ausencia implica una adimensionalización con la velocidad del viento a 10 metros,  $U_{10}$ .

En la Fig. 27 se presenta la energía adimensional del oleaje en crecimiento en ausencia de *swell* en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía de las olas, utilizando las ecuaciones 16 y 18 en términos de  $U_{10}$ . En la figura se muestra la línea de mejor ajuste (línea gris), correspondiente a la regresión lineal realizada sobre las observaciones del oleaje en crecimiento en ausencia de *swell*, por otro lado, en círculos amarillos y líneas celestes se presenta el promedio y su desviación estándar asociada, respectivamente. Por lo tanto, de la regresión lineal se obtiene la siguiente expresión de la energía adimensional correspondiente al oleaje en crecimiento,  $\hat{E} = C \times 10^{-5} \hat{f}_p^{-n}$ , donde el coeficiente  $C$  toma un valor de 1.14 con su respectivo intervalo de confianza al 95 %, [1.94, 0.68] y el exponente  $n$  tiene un valor de 2.95 con su respectivo intervalo de confianza al 95 %, [0.35, 0.35].



**Figura 27.** Energía adimensional del oleaje en crecimiento en ausencia de *swell*,  $\hat{E}$  en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía,  $\hat{f}_p$  usando la rapidez del viento ( $U_{10}$ ) como término para adimensionalizar. La línea gris continua representa el ajuste lineal estimado a partir de las observaciones en ausencia de *swell*. Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas por otros estudios. La figura también muestra la energía promedio (puntos amarillos) y su desviación estándar asociada (línea de color celeste). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.01 en las siguientes bandas de  $\hat{f}_p$ : [0.1 – 0.11], [0.11 – 0.12], ..., [0.28 – 0.29], [0.29 – 0.3].

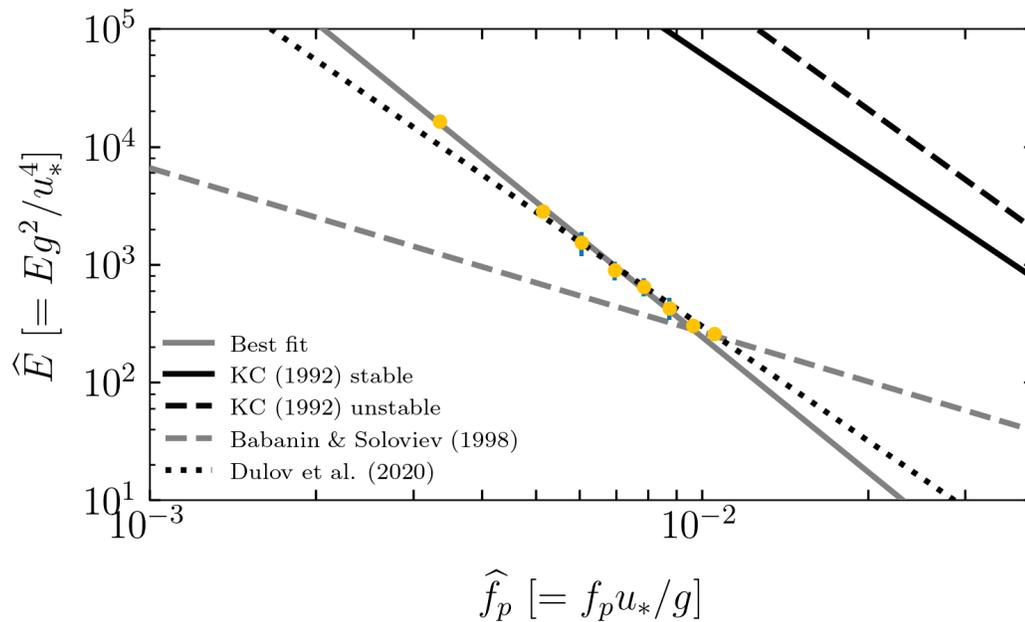
Es importante señalar que, la relación obtenida es comparable con otras funciones propuestas en estudios

previos (véase por ejemplo Hasselmann et al., 1976; Kahma, 1981; Donelan et al., 1985; Babanin & Soloviev, 1998; Dulov et al., 2020). Además, el exponente estimado en la expresión anterior de  $-2.95$ , es similar a los valores reportados por Kahma (1981) y Babanin & Soloviev (1998), de  $-3.00$  y  $-3.01$ , respectivamente, así como con otras relaciones disponibles en la literatura (Babanin & Soloviev, 1998).

En la Fig. 28 se presenta la energía adimensional del oleaje en crecimiento en ausencia de *swell* en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía de las olas, utilizando las relaciones definidas en 17 y 19 en términos de  $u_*$ . La figura también muestra el promedio de la energía del oleaje en ausencia de *swell* y su desviación estándar asociada (calculada en intervalos de clase en la variable  $\hat{f}_p$ ). Además, en la misma figura se indica la línea de mejor ajuste estimada (línea gris discontinua). Por lo tanto, de la regresión lineal se obtiene la siguiente expresión de la energía adimensional correspondiente al oleaje en crecimiento,  $\hat{E}_* = C \times 10^{-6} \hat{f}_p^{-n}$ , donde el coeficiente  $C$  toma un valor de  $5.86$  con su respectivo intervalo de confianza al 95 %,  $[2.34, 14.65]$  y el exponente  $n$  tiene un valor de  $3.81$  con su respectivo intervalo de confianza al 95 %,  $[3.62, 4.00]$ . Es importante destacar que, la regresión lineal estimada para el oleaje en ausencia de *swell* es similar a la línea de mejor ajuste reportada por Dulov et al. (2020).

Por otro lado, se obtienen diferencias muy notorias cuando se comparan los resultados de este estudio con las líneas de mejor ajuste reportados por Kahma & Calkoen (1992) en condiciones atmosféricas estables e inestables y de Babanin & Soloviev (1998). Las diferencias radican en el coeficiente y exponente asociado a  $\hat{f}_p$  en la expresión para la energía adimensional con  $u_*$ , para el caso de la referencia con Kahma & Calkoen (1992) los coeficientes obtenidos son de dos o tres ordenes de magnitud mayor que la de este estudio (para condiciones atmosféricas estables  $\hat{E} = 2.1 \times 10^{-3} (\hat{f}_p/2.3)^{-3.16}$  y para condiciones atmosféricas inestables  $\hat{E} = 4.7 \times 10^{-4} (\hat{f}_p/3.6)^{-3.39}$ ), mientras que, para el caso de referencia de Babanin & Soloviev (1998) tanto el coeficiente como el exponente son mucho mayores ( $\hat{E} = 0.43 \hat{f}_p^{-1.39}$ ). Durante las mediciones de este estudio la condición atmosférica fue típicamente inestable (resultado no mostrado), y contrario a las relaciones de Kahma & Calkoen (1992), la  $u_*$  se obtuvo directamente mediante las componentes turbulentas del campo de viento y no empleando una parametrización de la velocidad de fricción obtenida de la relación del coeficiente de arrastre en función de la rapidez del viento, lo que podría introducir mayor dispersión en los datos como lo señala Kahma & Calkoen (1996). A diferencia del estudio de Babanin & Soloviev (1998), donde el viento varió entre  $5$  y  $10 \text{ m s}^{-1}$ , las condiciones en este trabajo superan los  $10 \text{ m s}^{-1}$ , por lo tanto, es esperable obtener valores de  $u_*$  diferentes, porque  $u_*$  es función de  $U_{10}$ . Esta diferencia en la intensidad del viento más los argumentos previos podrían estar relacionados con las discrepancias observadas en la relación entre la energía y la frecuencia adimensional

en términos de  $u_*$ .



**Figura 28.** Energía adimensional del oleaje en crecimiento en ausencia de *swell*,  $\hat{E}$  en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro,  $\hat{f}_p$  usando la velocidad de fricción ( $u_*$ ) como término para adimensionalizar. La línea gris discontinua es el ajuste lineal estimado a partir de las observaciones de campo reportadas por otros estudios. La figura también muestra el promedio de energía (puntos amarillos) y su desviación estándar asociada (línea de color celeste). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.0009 en las siguientes bandas de  $\hat{f}_p$ : [0.002 – 0.0029], [0.0029 – 0.0038], ..., [0.0182 – 0.0191], [0.0191 – 0.02].

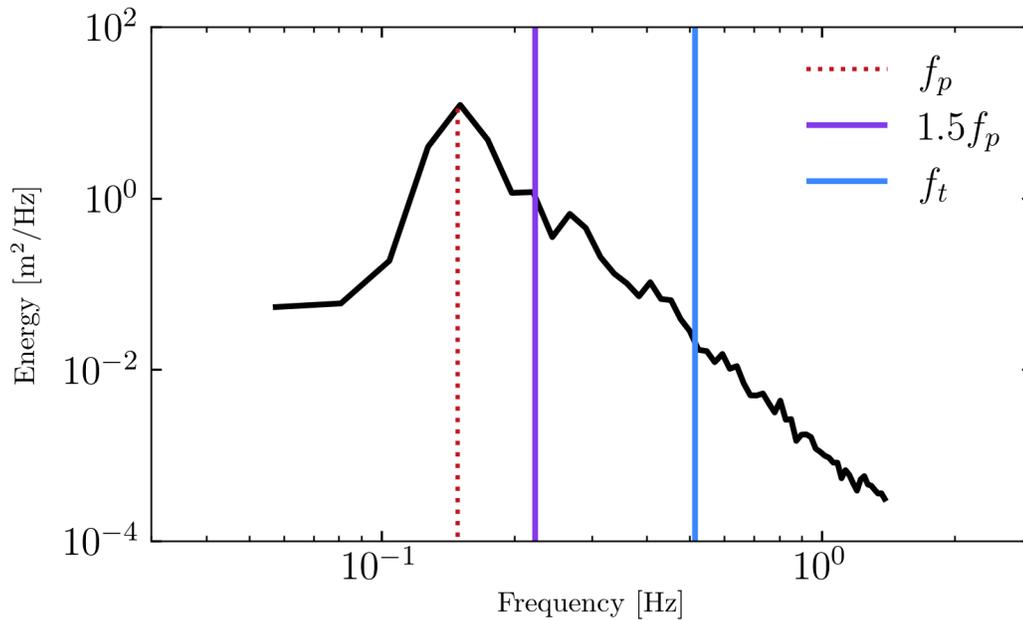
### 4.3.3. Características del espectro de olas en la región de frecuencias altas

A continuación, exploraremos en detalle diversos conceptos fundamentales sobre la energía del espectro de las olas en las frecuencias altas. En particular analizamos los niveles de energía, la forma espectral, la frecuencia de transición y la rugosidad de la superficie.

Antes de presentar los resultados correspondientes a los parámetros previamente mencionados, es fundamental definir la región de frecuencias altas dentro del espectro de energía del oleaje. En esta porción del espectro se distinguen dos zonas principales: (i) la región de equilibrio, dominada por los procesos físicos de transferencia de energía desde el viento, las interacciones no lineales entre cuádrupletas de olas y la disipación de energía por rompimiento en aguas profundas (Phillips, 1985), y (ii) la región de saturación, en la cual se mantiene un balance entre la energía suministrada por el viento y la disipación por rompimiento del oleaje, también en aguas profundas (Phillips, 1985).

La figura 29 muestra un espectro de energía típico del oleaje donde se identifican tres regiones relevantes, destacando la asociada a la frecuencia del pico espectral ( $f_p$ ) y las dos regiones de frecuencias altas: la región de equilibrio ( $1.5f_p \leq f \leq f_t$ ) y la región de saturación ( $f > f_t$ ).

Otro aspecto relevante para considerar es el cálculo de la región de frecuencias altas en el espectro de energía del oleaje. En nuestro estudio, adoptamos la metodología propuesta por Vincent et al. (2019), no obstante, esta también puede estimarse a partir de métodos estadísticos.



**Figura 29.** . Espectro de energía del oleaje generado por el viento local,  $E(f)$ , en función de la frecuencia  $f$ . En la gráfica se indican tres líneas verticales que representan las frecuencias características:  $f_p$  (línea de puntos roja),  $1.5f_p$  (línea morada) y  $f_t$  (línea celeste). La región de equilibrio del espectro se define en el intervalo  $1.5f_p \leq f \leq f_t$ , mientras que el rango de saturación corresponde a  $f > f_t$ . Ambas escalas están representadas en formato logarítmico.

Para identificar la región de equilibrio y la región de saturación en el espectro de energía del oleaje, se sigue la metodología empleada por Vincent et al. (2019) la cual se detalla enseguida. Sabemos que la forma espectral en estas dos regiones es  $E(f) \propto f^{-n}$ , lo que implica que la constante de proporcionalidad sigue una relación de potencia de la siguiente manera:  $C(f, n) = f^n E(f)$ . Inicialmente, se calcula  $C(f, 4)$  en el rango de  $f = [1.25, 3.5]f_{p_{sea}}$ , y  $C(f, 5)$  cuando  $3.5f_{p_{sea}} \leq f \leq f_{m\acute{a}x}$ , donde  $f_{p_{sea}}$  son las frecuencias asociadas al oleaje forzado por el viento local y  $f_{m\acute{a}x}$  es una frecuencia asociada a un límite superior en el espectro de energía del oleaje. En este estudio, se utiliza un valor de  $f_{m\acute{a}x} = 1.4 \text{ Hz}$  para minimizar el efecto Doppler sobre las frecuencias altas (cambio aparente de las frecuencias por las corrientes). Esta primera aproximación de  $C(f, 4)$  y  $C(f, 5)$  se realiza para obtener una estimación de la frecuencia de transición,  $f_t = C(f, 5)/C(f, 4)$  (frecuencia asociada donde se da un cambio en la forma espectral del

oleaje, en la Fig. 29 corresponde a la línea celeste). Una vez definida  $f_t$ , la región de equilibrio abarca desde  $1.5f_{psea}$  hasta  $f_t$ , mientras que la región de saturación se encuentra entre  $f_t$  y  $f_{máx}$  (Toba, 1973; Forristall, 1981; Donelan et al., 1985; Phillips, 1985; Long & Resio, 2007).

Como se introdujo en el capítulo 2, los resultados empíricos de Toba (1973) condujeron a una expresión similar a la ecuación (2). Por su parte, a partir de argumentos teóricos, Phillips (1985) demostró que la forma espectral  $E(f) \propto f^{-4}$  surge del equilibrio entre tres procesos físicos fundamentales: el suministro de energía desde el viento, la transferencia de energía entre interacciones no lineales entre cuádrupletas de olas, y la disipación de energía. En la misma línea, Forristall (1981) aportó evidencia sólida basada en un extenso conjunto de observaciones de espectros de energía del oleaje, confirmando que el oleaje tiende a seguir una forma espectral  $E(f) \propto f^{-4}$  en el rango de frecuencias altas. De manera similar, Donelan et al. (1985) obtuvo resultados consistentes mediante experimentos en un lago sin presencia de swell, observando que el espectro de energía, para frecuencias mayores que  $f_{psea}$ , es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la frecuencia. En el estudio de campo de Long & Resio (2007), los resultados revelan una transición sistemática en la forma espectral, desde  $E(f) \propto f^{-4}$  hacia  $E(f) \propto f^{-5}$ , en concordancia con lo reportado por Forristall (1981); sin embargo, a diferencia de lo que este autor planteó, la frecuencia de transición ( $f_t$ ) no parece corresponder a un valor constante de la frecuencia adimensional.

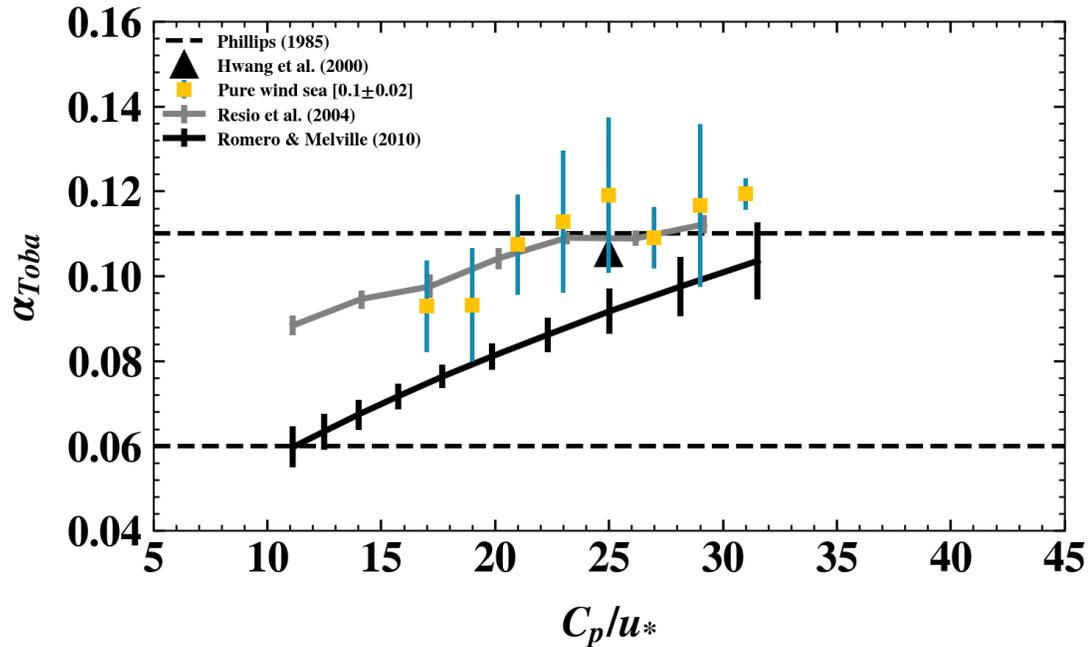
#### 4.3.3.1. Nivel de energía relacionado al rango de equilibrio

Un parámetro adimensional asociado a la región espectral de equilibrio en la ecuación (2) es la constante de Toba (Toba, 1973), la cual representa el nivel de energía en las frecuencias mayores que  $1.5f_{psea}$ . La constante de Toba es la constante que nos relaciona los dos lados de la ecuación (2) y se calcula mediante la siguiente expresión

$$\alpha_{Toba} = \mathcal{C} \frac{8\pi^3}{gu_*} \quad (20)$$

donde  $\mathcal{C}$  es una constante asociada a la forma espectral en el rango de equilibrio del oleaje (con unidades de  $m^2s^{-3}$ ) obtenida como el promedio de  $C(f, 4)$  con base en la metodología de Vincent et al. (2019) explicada en la sección anterior.

En la Fig. 30 se presentan los resultados de la constante de Toba ( $\alpha_{Toba}$ ) en función de la edad de la ola ( $C_p/u_*$ , donde  $C_p$  es la celeridad de fase de la ola asociada al máximo de energía en el espectro). Como referencia, se incluyen las observaciones reportadas por Hwang et al. (2000), Resio et al. (2004) y Romero & Melville (2010). Las líneas negras discontinuas indican los límites de la constante de Toba según la recopilación de mediciones realizada por Phillips (1985).



**Figura 30.** Constante de Toba,  $\alpha_{Toba}$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . La figura muestra los promedios de la constante de Toba alrededor de valores de la edad de la ola y su respectiva barra de desviación estándar asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). En el gráfico también se indica las observaciones reportadas por Resio et al. (2004) (línea gris) y Romero & Melville (2010) (línea negra) con sus respectivas barras de error. El triángulo negro es la observación reportada por Hwang et al. (2000). Las líneas discontinuas horizontales es el rango observado en la literatura con base en la compilación hecha por Phillips (1985). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\alpha_{Toba}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ :  $[10 - 12]$ ,  $[12 - 14]$ , ...,  $[30 - 32]$ ,  $[32 - 34]$ .

Para el caso de las observaciones del oleaje en ausencia de *swell*, el valor promedio de la constante de Toba es  $0.10 \pm 0.02$ , cuya estimación está cerca del límite superior reportado por Phillips (1985). Las estimaciones de  $\alpha_{Toba}$  obtenidas en este estudio son similares a los valores reportados por Resio et al. (2004) y Hwang et al. (2000) en el rango de  $16 \leq C_p/u_* \leq 32$ . La tendencia de la  $\alpha_{Toba}$  a aumentar con la edad de la ola es similar a la reportada por Romero & Melville (2010), aunque  $\alpha_{Toba}$  es mayor consistentemente en comparación con el resultado de dichos autores.

Los resultados indican que la constante de Toba varía en función de la edad de la ola, es decir, a medida que el oleaje se desarrolla,  $\alpha_{Toba}$  aumenta. La energía del oleaje en la región de equilibrio es directamente

proporcional a la constante de Toba; por lo tanto, un incremento en dicha constante se traduce en un aumento de la energía asociada a las olas en proceso de crecimiento.

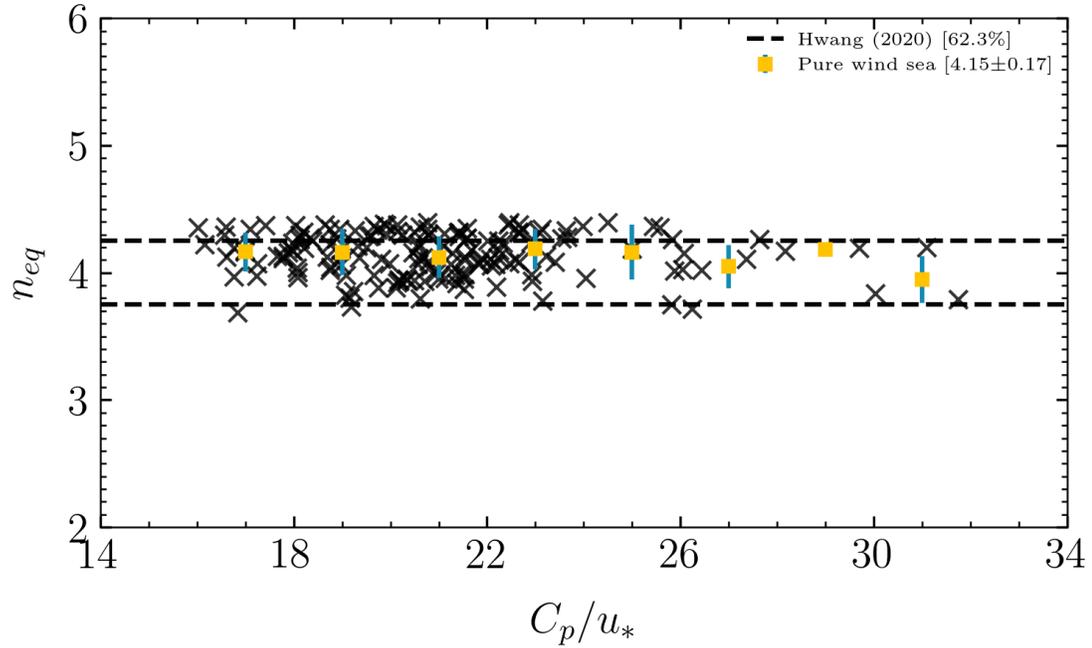
#### 4.3.3.2. Exponente relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de equilibrio del espectro de energía de las olas

Antes de presentar los resultados del exponente  $n_{eq}$ , asociado a la forma espectral en el rango de equilibrio del espectro de energía del oleaje, se describe el procedimiento utilizado para su estimación. Siguiendo la metodología propuesta por Vincent et al. (2019) y explicada en la sección 4.3.3, se delimita el rango de equilibrio entre  $1.5f_{p_{sea}}$  y la frecuencia de transición  $f_t$ . Sobre este intervalo, se aplica una regresión lineal en el espacio logarítmico a las observaciones de energía espectral correspondientes a oleaje generado por el viento local y en ausencia de *swell*. El valor de la pendiente resultante de esta regresión lineal se interpreta como el exponente  $n_{eq}$  estimado en este estudio.

En la Fig. 31 se presentan los resultados del exponente ( $n_{eq}$ ) asociado a la forma espectral de la región de equilibrio del espectro del oleaje ( $E(f) \propto f^{-n_{eq}}$ , donde el valor de  $n_{eq}$  teóricamente es 4, Phillips, 1985) en función de la edad de la ola ( $C_p/u_*$ ). En promedio, el exponente  $n_{eq}$  en condiciones de oleaje generado por el viento local en ausencia de *swell* es de  $4.15 \pm 0.17$ , como se indica en la figura.

Según Hwang (2020), aproximadamente 25 % de las observaciones del oleaje generado localmente por el viento se encuentran dentro de los límites representados por las líneas negras discontinuas, es decir, con una forma espectral entre  $E(f) \propto f^{-4.25}$  y  $E(f) \propto f^{-3.75}$ . En este estudio se obtiene un porcentaje mayor, 62.3 % de las observaciones del oleaje generado por el viento local se representa con una forma espectral  $E(f) \propto f^{-4 \pm 0.25}$ .

No se observa una relación clara entre el exponente  $n_{eq}$  y la edad de la ola. De acuerdo con Hwang & Fan (2017); Hwang (2020), las observaciones sugieren que intentar correlacionar el exponente  $n_{eq}$  asociado a la forma espectral de la región de equilibrio con parámetros del viento o del oleaje no arroja ninguna relación entre las variables involucradas. Esto sugiere que el espectro de energía del oleaje en frecuencias altas tiende hacia una forma espectral característica del tipo  $E(f) \propto f^{-4}$ , independientemente de las condiciones del viento o del estado previo del oleaje.



**Figura 31.** Exponente ( $n_{eq}$ ) relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de equilibrio (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Las X representan el conjunto de datos para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. La figura también muestra el exponente  $n_{eq}$  promedio (cuadrados amarillos) y su respectiva barra de desviación estándar (líneas verticales celestes) asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Las líneas negras discontinuas representan el rango observado del exponente  $n$  [3.75, 4.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14–16], [16–18], ..., [30–32], [32–34].

#### 4.3.3.3. Frecuencia de transición

En la literatura se ha documentado la existencia de una frecuencia en la que la forma espectral, definida por la ecuación 2, cambia a otra representada por la ecuación 1 (Resio et al., 2004, 2016; Vincent et al., 2019). Esta frecuencia, conocida como frecuencia de transición ( $f_t$ ) (Resio et al., 2004), marca el punto donde las interacciones no lineales no es el proceso físico dominante y el rompimiento de las olas prevalece como proceso físico (Vincent et al., 2019). Basándose en un extenso conjunto de observaciones de espectros de energía del oleaje, Forristall (1981) (de ahora en adelante como FO81) propuso que la frecuencia de transición  $f_t$  puede estimarse a partir del espectro de energía del oleaje una vez que éste se adimensionaliza utilizando una frecuencia adimensional basada en  $u_*$ . Bajo la suposición de que, en el rango de frecuencias altas, la forma espectral obedece dos leyes de potencia distintas,  $\hat{E}(f) \propto \hat{f}^{-4}$  y  $\hat{E}(f) \propto \hat{f}^{-5}$ , la intersección entre ambas permite estimar la frecuencia de transición  $f_t$ , la cual se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$f_t = \frac{0.0275g}{u_*}. \quad (21)$$

Algo similar determinan Kahma & Calkoen (1992) (de ahora en adelante como KC92), pero con una frecuencia adimensional en función de la rapidez del viento y se llega a obtener la siguiente expresión,

$$f_t = \frac{5g}{2\pi U_{10}}. \quad (22)$$

En el trabajo de Romero & Melville (2010) (de ahora en adelante como RM10), empleando la forma espectral del número de onda definida en el rango de equilibrio ( $F(k) = \alpha_{Toba}/2u_*g^{-1/2}k^{-5/2}$ ) y en el rango de saturación ( $F(k) = Bk^{-3}$ , donde  $B$  es el espectro de energía saturado  $\hat{F}(k, \theta)$  integrado en dirección), se llega a una relación para un número de onda de transición,  $k_t$ . Transformando a  $f_t$  usando la relación de dispersión en aguas profundas se obtiene,

$$f_t = \frac{0.016g}{2\pi u_* \alpha_{Toba_{fit}}}, \quad (23)$$

donde  $\alpha_{Toba_{fit}} = 0.016 (C_p/u_{*e})^{0.53}$  se obtiene de una regresión lineal (para más detalle véase la publicación de Romero & Melville, 2010). En la expresión de  $\alpha_{Toba_{fit}}$ , la variable  $u_{*e}$  representa la velocidad de fricción efectiva, es decir, alineada en la dirección de las olas. Cabe destacar que, en este estudio, la constante de Toba se define según la expresión presentada en la ecuación (20).

Babanin (2010) (de ahora en adelante como BA10) parametriza  $f_t$  usando la frecuencia asociada al pico espectral del oleaje y una velocidad característica del viento, para así obtener una definición de  $f_t$  en función de estas dos variables,

$$f_t = \frac{\alpha_P (U_{10}^2 C_p)^{1/3} - u_0}{\alpha_R (g U_{10}^2 / f_p)^{1/3} - u_0}, \quad (24)$$

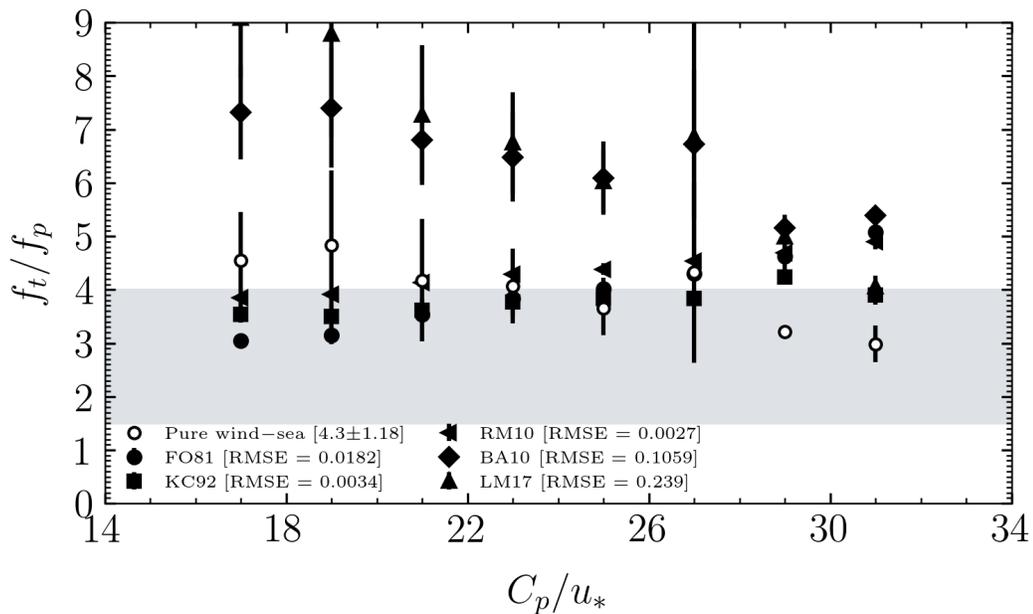
donde  $\alpha_R = 6.09 \times 10^{-3}$ ,  $u_0 = 3.25 \text{ ms}^{-1}$ . De acuerdo con Babanin & Soloviev (1998), la variable  $\alpha_P$  se parametriza como  $\alpha_P = 13.2 \times 10^{-3}$  cuando  $\hat{f} > 1.23$  y  $\alpha_P = 8.031 \times 10^{-2} * \hat{f}^{1.24}$  cuando  $\hat{f} \leq 1.23$ , con  $\hat{f} = U_{10} f_p / g$ .

Finalmente, Lenain & Melville (2017) (de ahora en adelante como LM17) emplea un número de onda adimensional y con base en las ideas de Phillips (1985) para el rango de equilibrio, él define  $k_t = rg/u_*^2$ ,

donde  $r$  es una constante adimensional. Este número de onda de transición se transforma a  $f_t$  usando la relación de dispersión para aguas profundas, considerando un valor de la constante  $r$  promedio,

$$f_t = \frac{g}{2\pi u_*} \sqrt{0.015}. \quad (25)$$

Utilizando las definiciones previas (21 – 25), es posible estimar una frecuencia de transición  $f_t$  de referencia a partir de las observaciones de este estudio. En la Fig. 32, se muestran los resultados de  $f_t/f_p$  promedio estimada para condiciones de oleaje sin presencia de *swell* en función de la edad de la ola ( $C_p/u_*$ ). Además, en la figura se indican los valores de  $f_t/f_p$  promedio y su desviación estándar, calculados con base en las relaciones propuestas por Forristall (1981); Kahma & Calkoen (1992); Romero & Melville (2010); Babanin (2010); Lenain & Melville (2017). En condiciones sin *swell*, el promedio de  $f_t/f_p$  es  $4.3 \pm 1.18$ . En el rango  $20 \leq C_p/u_* \leq 28$ , los valores de  $f_t/f_p$  estimados a partir de las observaciones (círculos blancos con su desviación estándar) son similares con los obtenidos mediante las relaciones de FO81, KC92 y RM10.



**Figura 32.** Frecuencia de transición,  $f_t$  adimensionalizada con respecto a  $f_p$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Los círculos blancos representan las observaciones promedio en ausencia de *swell* con su respectiva desviación estándar. Además, en el gráfico se muestran las estimaciones de  $f_t$  con base en las relaciones de Forristall (1981) (FO81), Kahma & Calkoen (1992) (KC92), Romero & Melville (2010) (RM10), Babanin (2010) (BA10) y Lenain & Melville (2017) (LM17) y su respectivo estadístico de la raíz del error cuadrático medio (*RMSE*). El área sombreada de color gris representa el rango de equilibrio reportado en otros estudios. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $f_t/f_p$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ :  $[14 - 16]$ ,  $[16 - 18]$ , ...,  $[30 - 32]$ ,  $[32 - 34]$ .

En condiciones de oleaje joven ( $15 \leq C_p/u_* < 20$ ), la  $f_t/f_p$  estimada de las observaciones son mayores que la  $f_t/f_p$  calculada de las expresiones de F081, KC92 y RM10. En contraste, con las relaciones de BA10 y LM17, la  $f_t/f_p$  promedio se sobrestima en todo el rango de la edad de la ola comparado con las observaciones de este estudio. Los valores de  $f_t/f_p$  obtenidos a partir de las definiciones de FO81, KC92 y RM10 presentan una raíz del error cuadrático medio<sup>1</sup> (*RMSE*, por sus siglas en inglés) muy bajo. Finalmente, las observaciones muestran que  $f_t/f_p$  tiende a ser menor a medida que el oleaje se aproxima a su estado de desarrollo. Esto indica que la transferencia de energía del viento se limita a un rango más estrecho de frecuencias, lo que provoca un espectro más angosto a medida que el oleaje crece.

#### 4.3.3.4. Exponente relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de saturación del espectro de energía de las olas

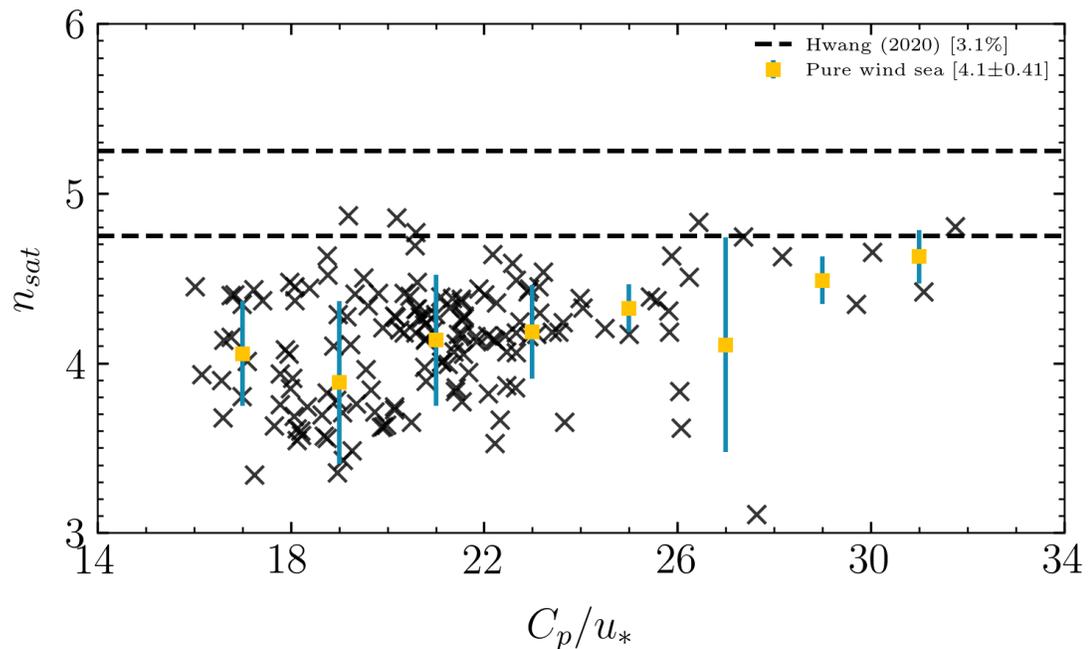
La región de saturación (rango de disipación como se presenta en la Fig. 29) en el espectro de energía del oleaje se define a partir de una frecuencia o número de onda de transición, donde la forma espectral,  $E(f)$ , en las frecuencias altas cambia de  $E(f) \propto f^{-4}$  a  $E(f) \propto f^{-5}$  (Lenain & Melville, 2017). Antes de mostrar los resultados del exponente  $n_{sat}$ , asociado a la forma espectral en el rango de saturación del espectro de energía del oleaje, se describe el procedimiento utilizado para su estimación. Siguiendo la metodología propuesta por Vincent et al. (2019) y explicada en la sección 4.3.3, se delimita el rango de saturación entre  $f_t$  y  $f_{m\acute{a}x}$ . Sobre este intervalo, se aplica una regresión lineal en el espacio logarítmico a las observaciones de energía espectral correspondientes a oleaje generado por el viento local y en ausencia de *swell*. El valor de la pendiente resultante de esta regresión lineal se interpreta como el exponente  $n_{sat}$  estimado en este trabajo.

En la Fig. 33 se presentan los resultados del exponente  $n_{sat}$  asociado a la forma espectral de la región de saturación del espectro del oleaje ( $E(f) \propto f^{-n_{sat}}$ , donde el valor de  $n_{sat}$  teóricamente es 5, véase el capítulo 2 en función de la edad de la ola ( $C_p/u_*$ ). En promedio, el exponente  $n_{sat}$  para condiciones sin presencia de *swell* es de  $4.1 \pm 0.41$  (como se indica en la figura), cuyo valor difiere de lo que predice la teoría de  $n_{sat} = 5$  (Phillips, 1985) o de observaciones en campo (Donelan et al., 1985; Vincent et al., 2019). Tales diferencias pueden estar asociadas a los efectos de las corrientes presentes en la región de estudio (Zhang et al., 2009; Ardhuin et al., 2017; Guimarães et al., 2022; Lilly & Pérez-Brunius, 2021) o

<sup>1</sup>Métrica usada para evaluar  $f_t$  mediante la siguiente expresión:  $RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}$ , donde  $y$  son los valores obtenidos de las relaciones (21) – (25),  $x$  son las observaciones de este estudio y  $n$  representa el número de datos.

a la influencia de la lluvia, que acompaña a los frentes fríos, sobre las frecuencias muy altas del espectro de energía del oleaje (Cavaleri et al., 2015; Cavaleri & Bertotti, 2017).

Se observa que el exponente  $n_{sat}$  promedio aumenta con  $C_p/u_*$  (representado por los cuadrados amarillos con su desviación estándar). Un oleaje más desarrollado tiende a una forma espectral de  $E(f) \propto f^{-5}$ . Además, hay una tendencia en la dispersión de los datos del exponente  $n_{sat}$  a disminuir a medida que  $C_p/u_*$  aumenta, sin embargo en  $C_p/u_* = 27$  la desviación estándar es mayor debido a que en la banda de  $C_p/u_*$  26 a 28, hay algunos datos por debajo de  $n_{sat} = 4$  que hacen que la dispersión se incremente.



**Figura 33.** Exponente ( $n_{sat}$ ) relacionado a la forma espectral del oleaje en el rango de saturación (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Las X representan todo el conjunto de datos para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. La figura también muestra el exponente  $n$  promedio y su respectiva barra de desviación estándar asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos con líneas verticales celestes). Las líneas negras discontinuas horizontales representan el rango observado del exponente  $n_{sat}$  [4.75, 5.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34].

Cabe destacar que el valor promedio del exponente  $n_{sat}$  obtenido en este estudio se encuentra fuera del rango reportado por Hwang (2020). Según Hwang, aproximadamente un 25 % de las observaciones del oleaje generado por el viento local tienden a situarse dentro de los límites definidos por las líneas negras discontinuas en la figura, es decir, con una forma espectral entre  $E(f) \propto f^{-4.75}$  y  $E(f) \propto f^{-5.25}$  (teóricamente  $n_{sat} = 5$  la cual obedece a esta forma espectral donde la energía que suministra el viento a las olas está en balance con la energía que se disipa al romper las olas, Phillips, 1985). Sin embargo, en

este estudio solo un 3.1 % de las observaciones siguen la forma espectral anterior. Es importante señalar que ciertos procesos pueden influir en la región de saturación del espectro de oleaje, particularmente en sus componentes de alta frecuencia. Por un lado, las corrientes superficiales de mesoescala en el Golfo de México, como se ha documentado en estudios previos (Zhang et al., 2009; Ardhuin et al., 2017; Guimarães et al., 2022), pueden modificar el oleaje, afectando la forma espectral en ese rango. Por otro lado, la precipitación asociada al paso de frentes fríos (Cavaleri et al., 2015; Cavaleri & Bertotti, 2017) también puede contribuir a una atenuación local de la energía en las frecuencias altas, al incrementar la disipación de la energía o alterar las condiciones de generación del oleaje.

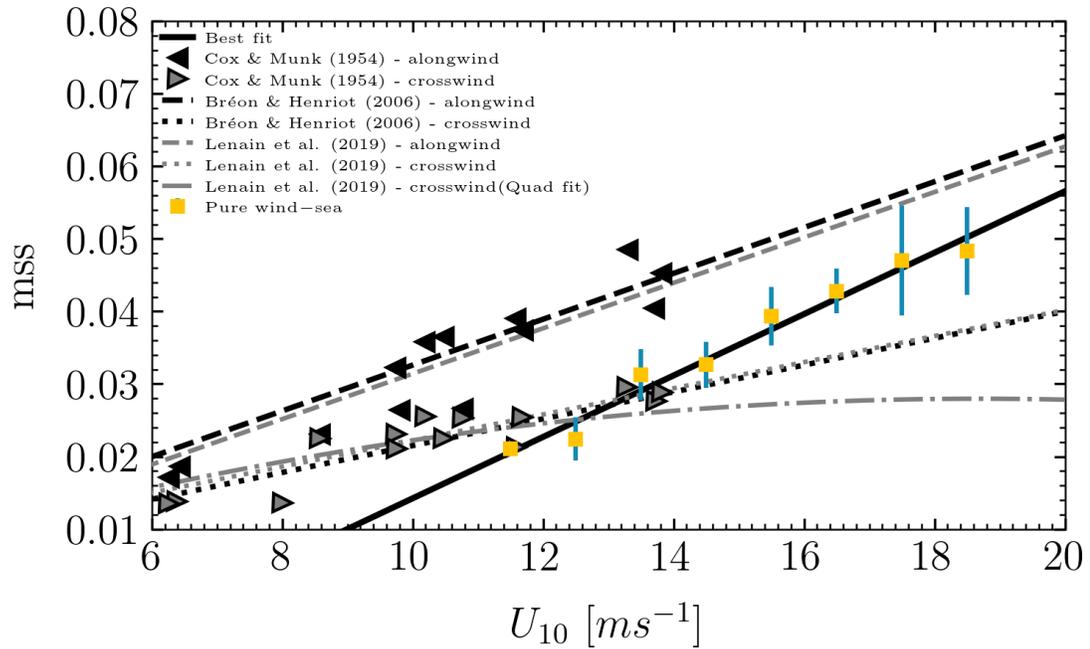
#### 4.3.4. Rugosidad de la superficie del océano

Un parámetro adimensional clave asociado a la rugosidad de la superficie oceánica es el promedio del cuadrado de la pendiente ( $mss$ , por sus siglas en inglés). Mediante la relación de dispersión de las olas en aguas profundas,  $\omega^2 = gk$  y la definición del espectro direccional ( $\hat{F}(k, \theta) = S(f, \theta)|df/dk|$ , donde  $df/dk$  es el jacobiano), es posible expresar la  $mss$  en función del número de onda y convertirla en función de la frecuencia. Para este análisis, se empleó la siguiente expresión para estimar  $mss$  a partir del espectro de energía en frecuencia (Elfouhaily et al., 1997)

$$mss = \int_{k_1}^{k_2} k^2 F(k) dk = \frac{1}{g^2} \int_{f_1}^{f_2} (2\pi f)^4 E(f) df, \quad (26)$$

Los límites de la integral para la frecuencia son  $f_1 = 0.7f_{psea}$  y  $f_2 = f_{máx}$ , lo que nos asegura que se está considerando toda la energía correspondiente al oleaje forzado por el viento local.

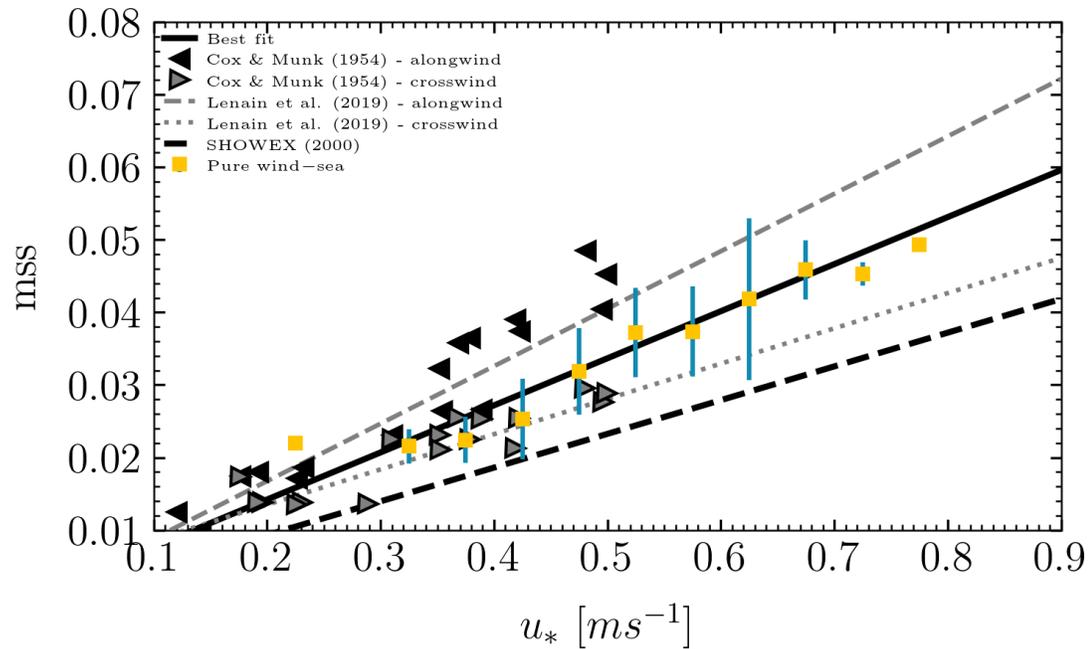
En la Fig. 34 se presenta la  $mss$  en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* en función de la rapidez del viento. Cuando  $U_{10} > 13 \text{ m s}^{-1}$ , las observaciones de  $mss$  promedio se encuentra dentro del rango definido por las líneas de ajuste reportadas por Bréon & Henriot (2006) y Lenain et al. (2019), basadas en observaciones orientadas en la dirección del viento y perpendicularmente con el viento, respectivamente. Por otro lado, cuando  $11 \text{ m s}^{-1} \leq U_{10} \leq 14 \text{ m s}^{-1}$ , los resultados de  $mss$  promedio son similares con las observaciones de Cox & Munk (1954) orientadas perpendicularmente con el viento. Cabe resaltar que,  $mss$  orientada perpendicularmente con el viento está asociado con estados de mar mixtos, sin embargo los resultados estimados de la  $mss$  con base en la ecuación (26) se obtienen en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*.



**Figura 34.** Promedio del cuadrado de la pendiente,  $mss$  (ecuación 26) en función de la intensidad del viento,  $U_{10}$ . Los cuadrados amarillos con líneas verticales celestes representan las observaciones de  $mss$  promedio con su correspondiente desviación estándar. La línea negra continua indica el ajuste lineal obtenido para las observaciones de  $mss$ . Además, en el gráfico se presentan las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris tomadas en dos orientaciones). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido por Bréon & Henriot (2006) (líneas negras), y de Lenain et al. (2019) (líneas grises). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $1 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $U_{10}$ :  $[0 - 1]$ ,  $[1 - 2]$ , ...,  $[18 - 19]$ ,  $[19 - 20] \text{ ms}^{-1}$ .

En la Fig. 35 se muestra la  $mss$  en función de la velocidad de fricción. Los valores de  $mss$  promedio en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* se obtienen en el rango de  $0.03 \text{ ms}^{-1} < u_* < 0.08 \text{ ms}^{-1}$ . Es importante destacar que, cuando  $0.03 \text{ ms}^{-1} < u_* < 0.05 \text{ ms}^{-1}$ , los resultados de  $mss$  promedio son similares con las observaciones de Cox & Munk (1954) orientadas perpendicularmente con el viento (se utilizó la relación  $C_d = (u_*/U_{10})^2$  para convertir a  $u_*$ , con  $C_d$  obtenido de los valores promedio de  $u_*$  y  $U_{10}$ ). Además, en este rango de  $u_*$ , los valores de  $mss$  promedio coinciden con la línea de ajuste reportada por Lenain et al. (2019) en condiciones en que las observaciones están orientadas perpendicularmente con el viento. Por otro lado, si consideramos todo el rango de velocidades de fricción las observaciones de  $mss$  promedio se encuentran entre las líneas de ajuste reportadas por Lenain et al. (2019). Este resultado es relevante porque confirma que las observaciones de  $mss$  promedio obtenidas con base en la ecuación (26) son comparables con la información extraída de un lidar abordo de una aeronave como lo reporta Lenain et al. (2019). Es importante destacar que, este estudio demuestra que el espectro de energía del oleaje es una herramienta válida para estimar el promedio del cuadrado de la pendiente de la superficie del mar. Cabe destacar que la línea de mejor ajuste de las observaciones de  $mss$  en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* es mayor que la línea de ajuste del experimento SHOWEX (2000) ( $mss = 0.0465u_*$ ,

Tamura et al., 2018) (línea discontinua negra), así como de la línea de ajuste reportada por Lenain et al. (2019) (línea de puntos gris). Lo anterior indica que las observaciones de  $mss$  obtenidas en este estudio reflejan una mayor rugosidad de la superficie del mar en comparación con las referencias previas (Tamura et al., 2018; Lenain et al., 2019). Las discrepancias con los resultados de Tamura et al. (2018) podrían estar asociadas a la resolución temporal de sus datos ( $\Delta t = 30$  min), así como a la selección del rango de frecuencias empleado para estimar la  $mss$  mediante la ecuación (26).



**Figura 35.** Igual que en la Fig. 34 pero para la  $mss$ , ecuación 26 en función de la velocidad de fricción,  $u_*$ . Además, en el gráfico se presentan las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris para mediciones registradas a lo largo del viento y para viento cruzado). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido del experimento SHOWEX (2000) y de las observaciones reportadas por Lenain et al. (2019) (línea de color gris). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $0.05 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $u_*$ :  $[0.1 - 0.15]$ ,  $[0.15 - 0.2]$ , ...,  $[0.8 - 0.85]$ ,  $[0.85 - 0.9] \text{ ms}^{-1}$ . Es importante señalar que la desviación estándar es casi nula o muy pequeña para los valores de  $mss$  en la banda de  $u_*$ :  $0.2 - 0.25$  y  $0.75 - 0.8$ .

#### 4.4. Condiciones mixtas del estado del mar: swell más oleaje que se genera localmente en la región de observación

En las siguientes subsecciones se analizarán en detalle diversas características del oleaje generado localmente en presencia de *swell*. Para identificar la presencia de *swell* es necesario implementar una metodología que nos permita separar el *swell* del oleaje forzado por el viento local en el espectro direccional.

Existen diversos métodos para identificar los distintos sistemas de oleaje, ya sea utilizando el espectro de energía en frecuencia o empleando el espectro direccional de las olas (Zheng et al., 2023), con el fin de identificar el oleaje generado por el viento local y diferenciarlo del oleaje que no está influenciado por el viento (*swell*). Una vez identificados se puede caracterizar una serie de parámetros asociados a cada uno de los sistemas, como su altura, periodo, pendiente, entre otros. Entre los métodos comúnmente citados en la literatura se incluyen: la definición de una frecuencia de separación en el espectro de energía en frecuencia (por ejemplo  $f = 1/10s$ ); la estimación de la frecuencia de separación a partir del concepto de la edad de la ola ( $f = g/2\pi U$ ) en el espectro de densidad de energía en frecuencia o sobre el espectro direccional del oleaje (Hanson & Phillips, 2001); o bien la identificación de los sistemas de olas (distintos sistemas *swell* más el oleaje generado por el viento local) en el espectro direccional mediante el concepto de cuencas (Gerling, 1992; Komen et al., 1994) y la definición de la edad de la ola.

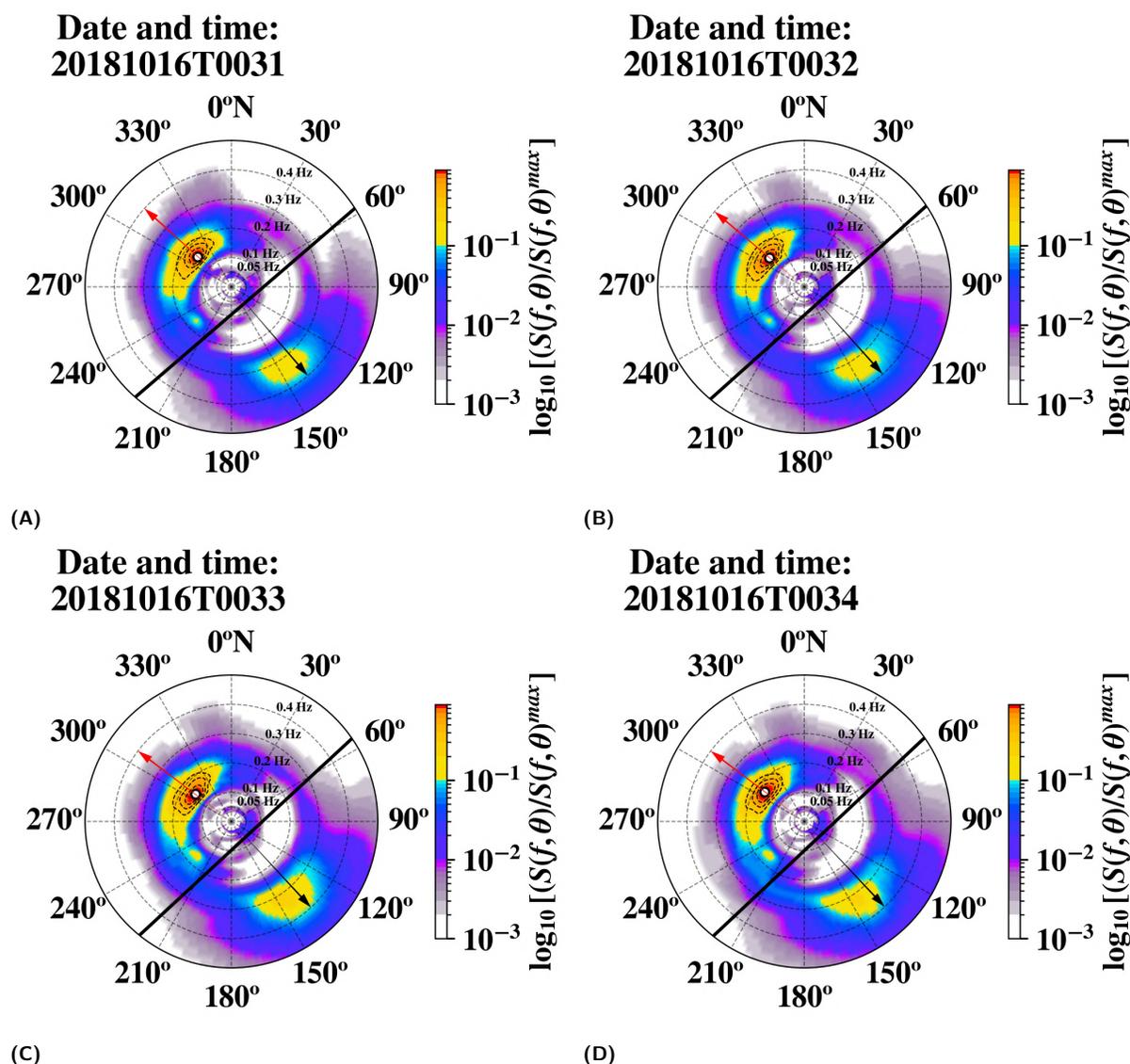
En este trabajo se emplea el método propuesto por Hanson & Phillips (2001), el cual se basa en el criterio de la edad de la ola ( $C_p/U_{10}$ ). Dicho criterio permite delimitar una región en el espectro direccional del oleaje que representa el oleaje forzado por el viento local. Esta región está definida por una curva parabólica cuando se representa en coordenadas rectangulares, pero corresponde a una línea recta en una gráfica en coordenadas polares del espectro direccional,

$$f_p = \frac{g}{2\pi} (F U_{10} \cos(\Phi_w - \theta_p))^{-1}, \quad \Phi_w - \theta_{pola} \leq \frac{\pi}{2}. \quad (27)$$

El parámetro  $F$ , según lo indicado por Hanson & Phillips (2001), garantiza que el área delimitada por la curva en la ecuación (27) corresponda exclusivamente al oleaje generado por el viento local (por ejemplo véase la Fig. 36, la región delimitada corresponde desde los  $58^\circ$  hasta los  $220^\circ$  aproximadamente, en el sentido de las manecillas del reloj). En este estudio, se ha utilizado un valor de  $F = 1.5$  tal como lo sugieren Hanson & Phillips (2001). En la ecuación anterior  $\Phi_w$  y  $\theta_p$  representan la dirección del viento y la dirección dominante del oleaje, respectivamente. Con este método, se identifican claramente dos sistemas de olas en el espectro direccional: el oleaje generado localmente por el viento y el *swell* (generado por los vientos alisios sobre el GoM).

En la Fig. 36 se muestra una secuencia de 4 minutos de espectros direccionales normalizados estimados a partir de los datos de elevación de la superficie libre obtenidos con alambres de capacitancia y la aplicación del método de Hanson & Phillips (2001) para separar el *swell* del oleaje generado por el viento local.

Por lo tanto, empleando dos criterios del espectro direccional de energía —la pendiente asociada al *swell* ( $S_{swell}$ ) y un índice que cuantifica su presencia ( $R$ ) definidos previamente— es posible seleccionar casos en la serie temporal donde el oleaje forzado por el viento local tiene mínima presencia de *swell* (Chen et al., 2002; Vincent et al., 2019, 2020). Con base en lo anterior, es posible tener una referencia del comportamiento del oleaje generado por el viento local y en ausencia de *swell*.



**Figura 36.** Secuencia de 4 minutos de espectros direccionales del oleaje ( $S(f, \theta)$ ) normalizados con la energía máxima para identificar el oleaje generado por el viento local y el *swell*. En (A) 20181016T0031, (B) 20181016T0032 (C) 20181016T0033 y (D) 20181016T0034. La flecha roja indica la dirección del oleaje dominante ( $\theta_{p_{ola}}$ ) y la flecha negra representa la dirección del viento. La línea negra en el gráfico separa el oleaje generado localmente por el viento del *swell*. La escala de colores representa la energía espectral normalizada. Los círculos segmentados indican la frecuencia del oleaje y la dirección de propagación de las olas se representa con líneas radiales segmentadas, medidas en grados en sentido horario con respecto al norte (convención oceanográfica).

Por otro lado, para cuantificar la influencia del *swell* en el oleaje forzado por el viento local, se introduce un

parámetro más a los ya definidos arriba: la dirección del *swell* relativa a la dirección del viento,  $|\Phi_w - \theta_{swell}|$ . Es importante señalar que en este análisis se limita a observaciones de *swell* cuya propagación ocurre en dirección oblicua o perpendicular al viento ( $60^\circ \leq |\Phi_w - \theta_{swell}| \leq 120^\circ$ ) y en sentido opuesto al viento ( $|\Phi_w - \theta_{swell}| \geq 150^\circ$ ), excluyendo aquellos casos alineados con la dirección del viento (principalmente para descartar casos donde el *swell* y el oleaje generado localmente por el viento tienen frecuencias similares y el método no logrará diferenciar los sistemas de oleaje). Se dispone de un total de 223 registros correspondientes a observaciones de oleaje generado por el viento en condiciones de presencia de *swell*.

En las siguientes secciones se presentarán los resultados y la discusión sobre el efecto del *swell* en el crecimiento del oleaje generado por el viento local desde una visión general de su desarrollo a través de relaciones adimensionales como se analizó en la subsección 4.3.2. Posteriormente, se examinarán en detalle la influencia del *swell* en parámetros que representan características de la energía del espectro en la región de las frecuencias altas.

#### 4.4.1. Crecimiento del oleaje en presencia de *swell*

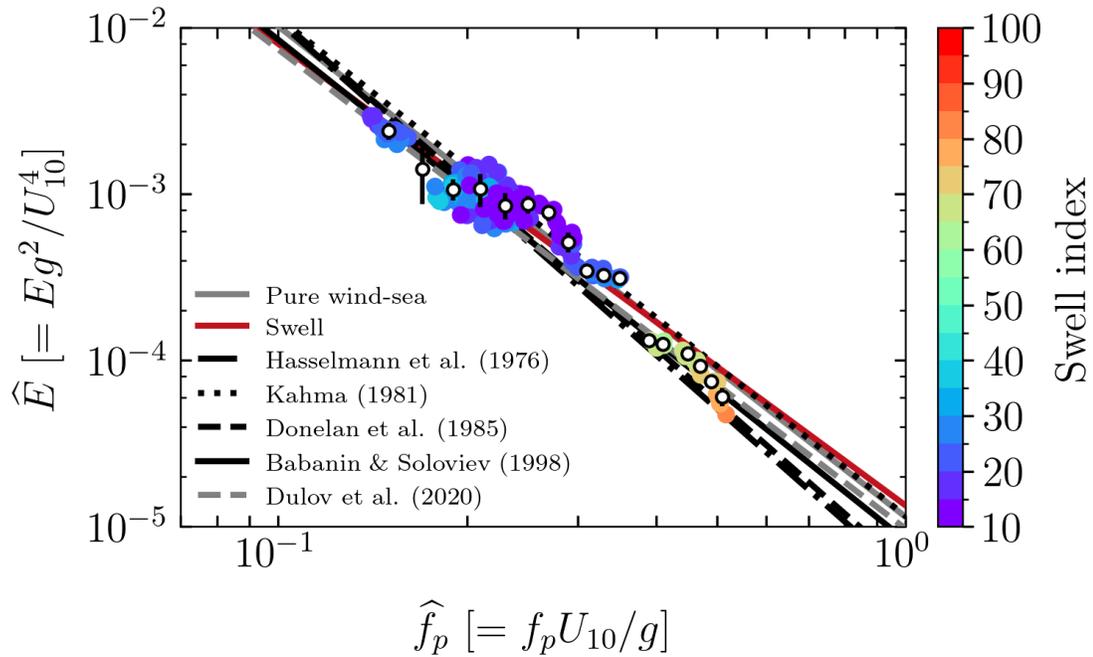
En las Figs. 37, 38 y 39 se presenta la energía adimensional del oleaje que es forzado por el viento local en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía correspondiente y bajo condiciones del estado del mar mixto. En la figura, los puntos blancos representan las observaciones de la energía promedio y su desviación estándar calculada en intervalos de clase en la variable  $\hat{f}_p$ .

Para evaluar el posible impacto del *swell* en el crecimiento del oleaje, se analizan tres propiedades del *campo de oleaje*: un índice que cuantifica la presencia de la energía asociada al *swell* (Fig. 37), la pendiente asociada al *swell* (Fig. 38) y el ángulo relativo del *swell* con respecto al viento (Fig. 39). Es importante mencionar que las tres figuras presentan la misma información, pero la escala de colores varía en función del parámetro del *swell* para analizar.

El ajuste lineal de los resultados de la energía adimensionalizada con  $U_{10}$  en condiciones del estado de mar mixto es,  $\hat{E} = C \times 10^{-5} \hat{f}_p^{-n}$ , donde el coeficiente  $C$  toma un valor de 1.34 con su respectivo intervalo de confianza al 95 %, [1.57, 1.14] y el exponente  $n$  tiene un valor de 2.78 con su respectivo intervalo de confianza al 95 %, [2.67, 2.89]. En la relación anterior el exponente asociado a  $\hat{f}_p$  ( $-2.78$ ) es menor que el obtenido en la regresión lineal bajo condiciones de oleaje en crecimiento en ausencia de *swell* ( $-2.95$ ). Si bien el exponente  $-2.78$  es menos negativo en comparación con los casos sin presencia

de *swell*, su valor aún se encuentra dentro del intervalo de confianza característico del oleaje en ausencia de *swell* ( $-3.30, -2.60$ ). Sin embargo, este valor del exponente asociado a  $\hat{f}_p$  calculado en presencia de condiciones mixtas del estado del mar es similar a  $-2.67$  obtenido por Zakharov y Zaslavskii, pero con una dependencia más débil en la relación de la energía adimensional (véase Babanin & Soloviev, 1998, para más detalle). Es importante señalar que  $\hat{f}_p$  está asociada al pico del espectro de energía del oleaje generado por el viento local.

En la Fig. 39 por ejemplo, se distinguen dos sistemas de olas previamente seleccionados, *swell* que se propaga a  $90^\circ \pm 30^\circ$  de la dirección del viento y *swell* que se propaga en sentido contrario al viento ( $180^\circ \pm 30^\circ$ ). La energía promedio del oleaje generado localmente por el viento en presencia de *swell* sigue más o menos las relaciones reportadas en la literatura, aún cuando  $R > 50\%$  y  $S_{swell} \geq 0.02$ .



**Figura 37.** Energía adimensional del oleaje en crecimiento,  $\hat{E}$ , en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía del oleaje generado por el viento local,  $\hat{f}_p$ , en presencia de *swell*. Los colores representan el índice del *swell*. La figura también muestra la energía promedio y su barra de desviación estándar para condiciones mixtas del estado del mar (puntos blancos). La línea gris continua representa el ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones del oleaje en ausencia de *swell*. La línea roja continua representa el ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones del oleaje en presencia de *swell*. Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas por otros estudios, por ejemplo, Hasselmann et al. (1976) ( $-\cdot-$ ), Kahma (1981) ( $\cdot\cdot\cdot$ ), Donelan et al. (1985) ( $---$ ), Babanin & Soloviev (1998) (línea negra sólida), y Dulov et al. (2020) (línea discontinua gris). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.01 en las siguientes bandas de  $\hat{f}_p$ :  $[0.1 - 0.11]$ ,  $[0.11 - 0.12]$ , ...,  $[0.28 - 0.29]$ ,  $[0.29 - 0.3]$ .

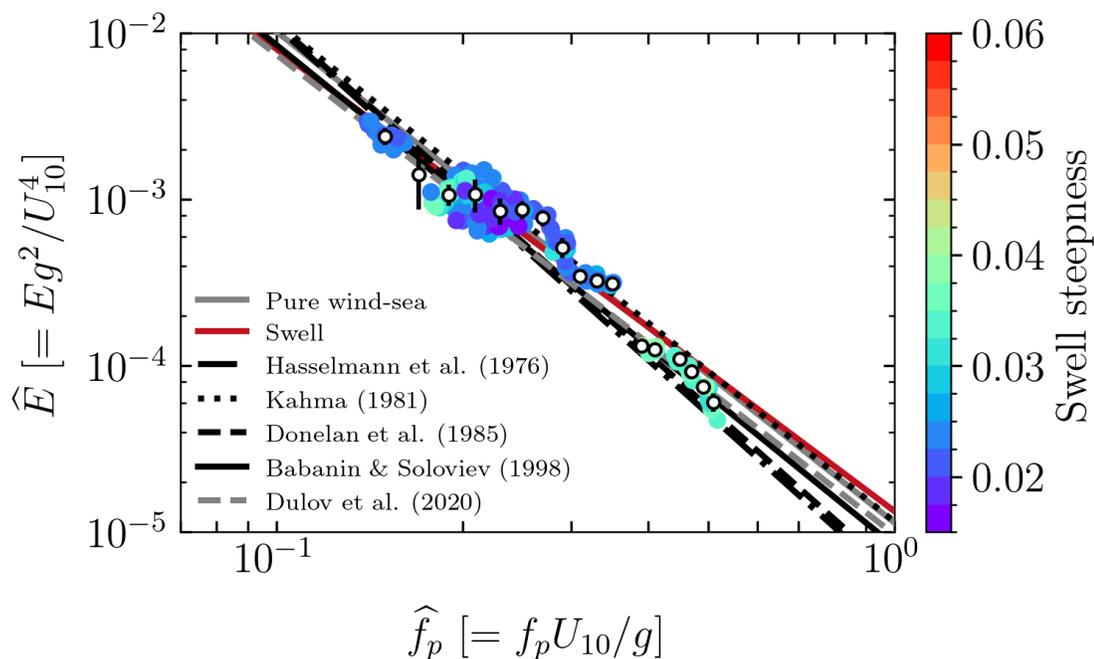


Figura 38. Igual que en la Fig. 37, pero mostrando en colores la pendiente asociada al *swell*.

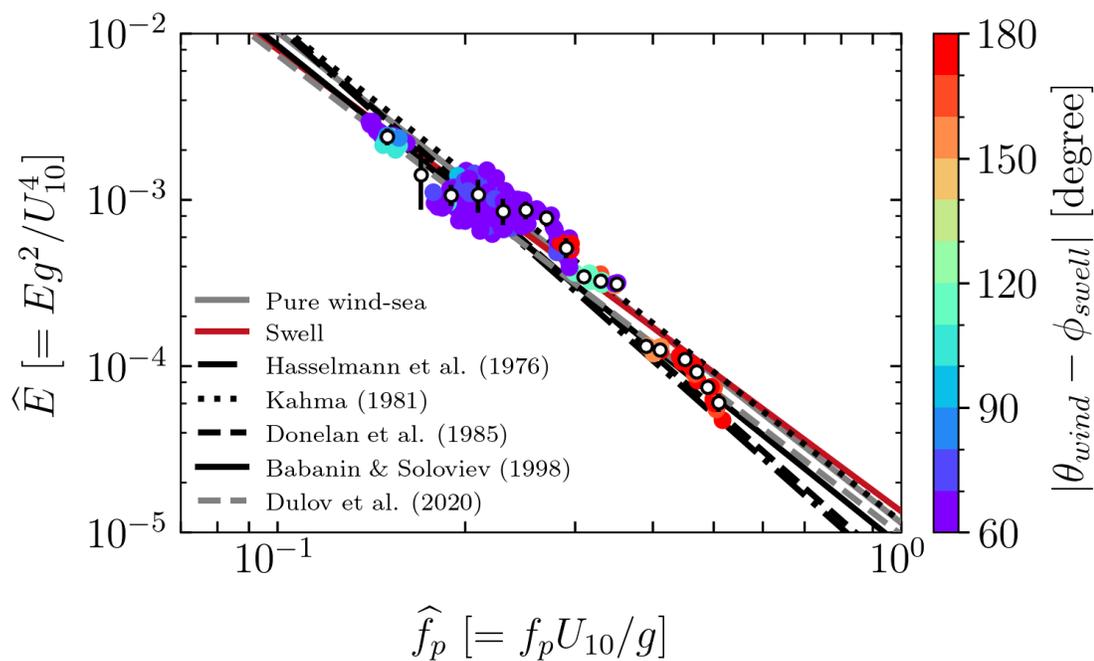


Figura 39. Igual que en la Fig. 37, pero mostrando en colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento.

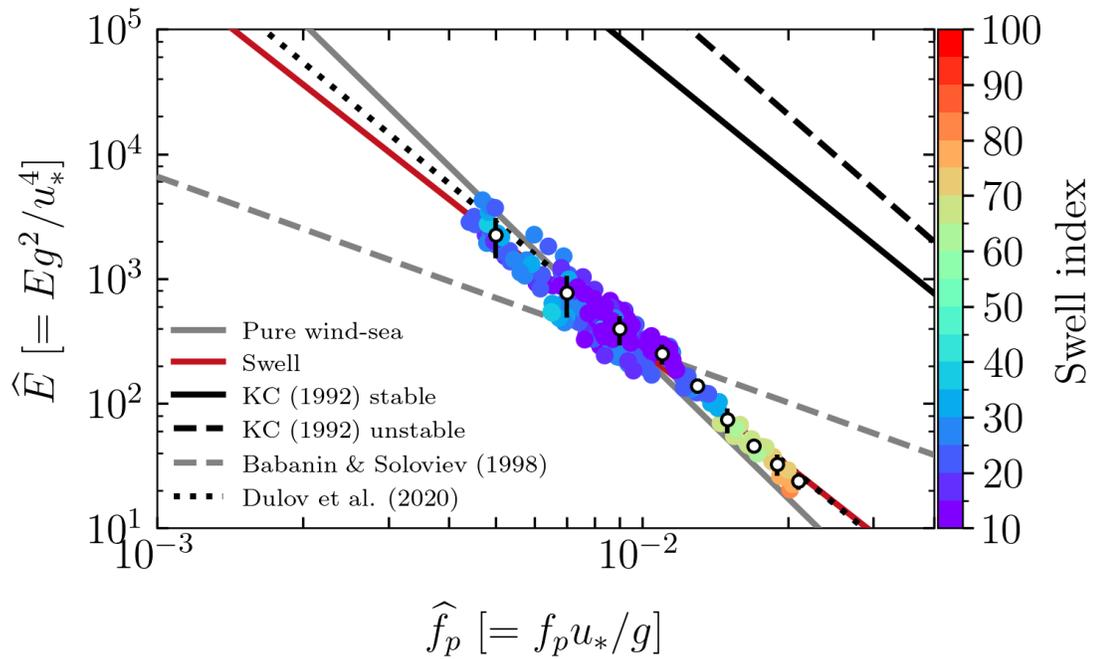
Al analizar la energía en función de la frecuencia, adimensionalizada con la rapidez del viento, se observa que los datos con y sin la presencia de *swell* son comparables con los estudios clásicos de Hasselmann

et al. (1973); Kahma (1981); Donelan et al. (1985); Babanin et al. (2018), así como con el trabajo más reciente de Dulov et al. (2020). Ésto se mantiene a pesar de la variabilidad del campo de viento, las condiciones de estabilidad atmosférica y las limitaciones impuestas por la geometría de la cuenca del GoM. El ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones en condiciones en ausencia de *swell* es consistente con los estudios de Kahma (1981) y de Babanin & Soloviev (1998), lo que sugiere un comportamiento universal de las olas generadas por el viento, reafirmando que la adimensionalización con  $U_{10}$  es un parámetro adecuado para describir el comportamiento de la energía adimensional durante el crecimiento del oleaje independientemente de la presencia del *swell* con diversas características, tales como  $R$ ,  $S_{swell}$  y  $|\Phi_w - \theta_{swell}|$ .

En las Figs. 40, 41 y 42 se presentan los resultados de la energía adimensional del oleaje en crecimiento en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía de las olas en condiciones del estado de mar mixtas, en donde la energía y la frecuencia se adimensionaliza utilizando la velocidad de fricción. Es importante señalar que la energía adimensional corresponde a la energía del oleaje forzado por el viento local. Cuando se incluye el *swell* en el análisis, las observaciones de la energía adimensional en promedio son similares a los resultados de Dulov et al. (2020) independientemente de las características del *swell* tales como  $R$ ,  $S_{swell}$  y  $|\Phi_w - \theta_{swell}|$ .

El ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones de la energía adimensional con  $u_*$  en condiciones del estado del mar mixto es,  $\hat{E}_* = C \times 10^{-4} \hat{f}_{p*}^{-n}$ , donde el coeficiente  $C$  toma un valor de 2.02 con su respectivo intervalo de confianza al 95 %, [1.23, 3.31] y el exponente  $n$  tiene un valor de 3.06 con su respectivo intervalo de confianza al 95 %, [2.95, 3.16].

La expresión de arriba presenta un exponente menor asociada al término  $\hat{f}_p$  (-3.06) que la obtenida en la regresión lineal para el caso del oleaje en crecimiento en ausencia de *swell* (-3.81). Los resultados mostrados en las Figs. 40, 41 y 42 indican que no se observa un efecto aparente del *swell* sobre la energía del oleaje en crecimiento. Esto sugiere que el método de análisis empleado podría estar enmascarando la influencia del *swell* en el proceso de generación del oleaje. Como ya se había mostrado en los resultados en ausencia de *swell*, aquí también se presentan diferencias en los resultados de la energía adimensional con  $u_*$  con lo reportado por Kahma & Calkoen (1992); Babanin & Soloviev (1998). Refiérase a la sección 4.3.2 donde se indicaron algunos argumentos que justifican tales discrepancias.



**Figura 40.** Energía adimensional del oleaje en crecimiento,  $\hat{E}$ , en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía del oleaje generado por el viento local,  $\hat{f}_p$ , usando la velocidad de fricción como término para adimensionalizar y en presencia de *swell*. Los colores representan el índice del *swell*. La figura también muestra la energía promedio para cada banda de frecuencia y su barra de desviación estándar asociada en condiciones de oleaje en crecimiento y en presencia de *swell* (puntos blancos). La línea gris discontinua es el ajuste lineal a partir de las observaciones de la energía adimensional en ausencia de *swell*. La línea roja continua representa el ajuste lineal obtenido a partir de las observaciones del oleaje en presencia de *swell*. Además, se muestra el ajuste lineal de las observaciones de campo reportadas en otros estudios, por ejemplo, Kahma & Calkoen (1992) (línea negra continua y discontinua), Babanin & Soloviev (1998) (línea gris continua), y Dulov et al. (2020) (línea gris discontinua). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}$ , se utilizaron intervalos de clase de 0.0009 en las siguientes bandas de  $\hat{f}_p$ :  $[0.002 - 0.0029]$ ,  $[0.0029 - 0.0038]$ , ...,  $[0.0182 - 0.0191]$ ,  $[0.0191 - 0.02]$ .

En los resultados mostrados en las Figs. 40–42 usando la velocidad de fricción como parámetro para adimensionalizar, no se observan cambios significativos que indiquen un posible efecto del *swell* en el crecimiento del oleaje, lo cual es coherente con los resultados presentados en la Figs. 37–39. Las observaciones en condiciones de oleaje con mínima presencia de *swell* y en condiciones de un estado de mar mixto son similares con lo reportado por Dulov et al. (2020). Sin embargo, se observa una diferencia marcada con la línea de mejor ajuste de Kahma & Calkoen (1992) (con condiciones atmosféricas estables e inestables) y con la relación obtenida a partir de las observaciones de Babanin & Soloviev (1998). En este último estudio, los autores argumentan que  $U_{10}$  es preferible sobre  $u_*$ , ya que representa de manera más efectiva los efectos del viento en la región donde se concentra la mayor cantidad de energía de las olas gravitatorias. Sin embargo, Donelan et al. (1985) señalan que una parte importante de las olas cortas es sostenida por los esfuerzos de Reynolds, es decir, la velocidad de fricción, por lo tanto, es preferible adimensionalizar con  $u_*$  que sobre  $U_{10}$ .

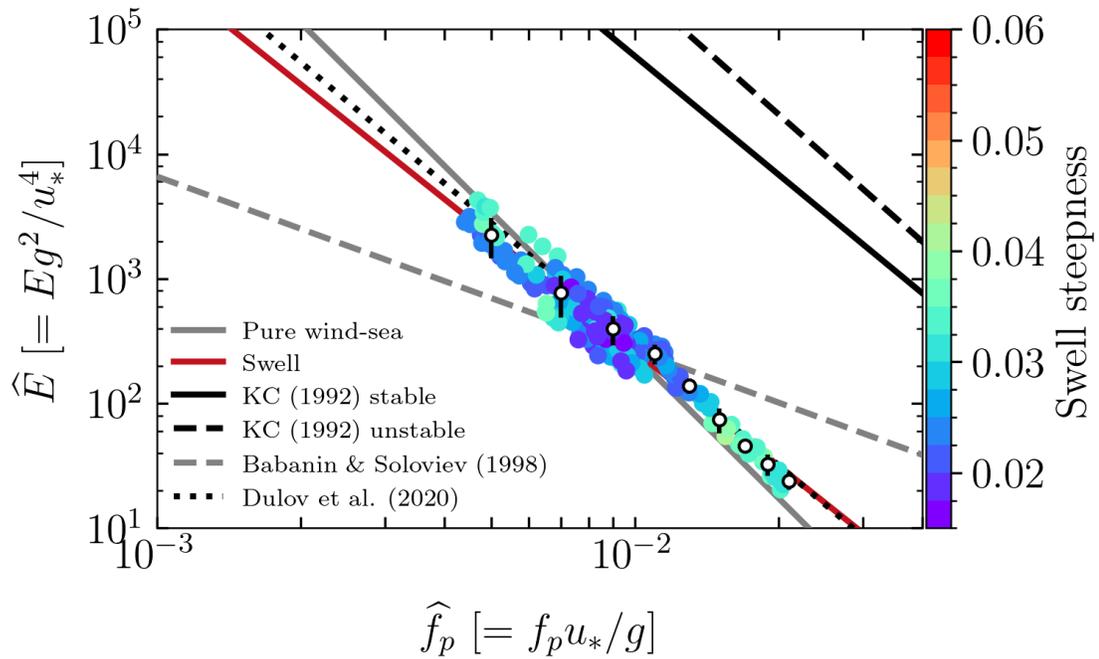


Figura 41. Igual que en la Fig. 40, pero mostrando en colores la pendiente asociada al *swell*.

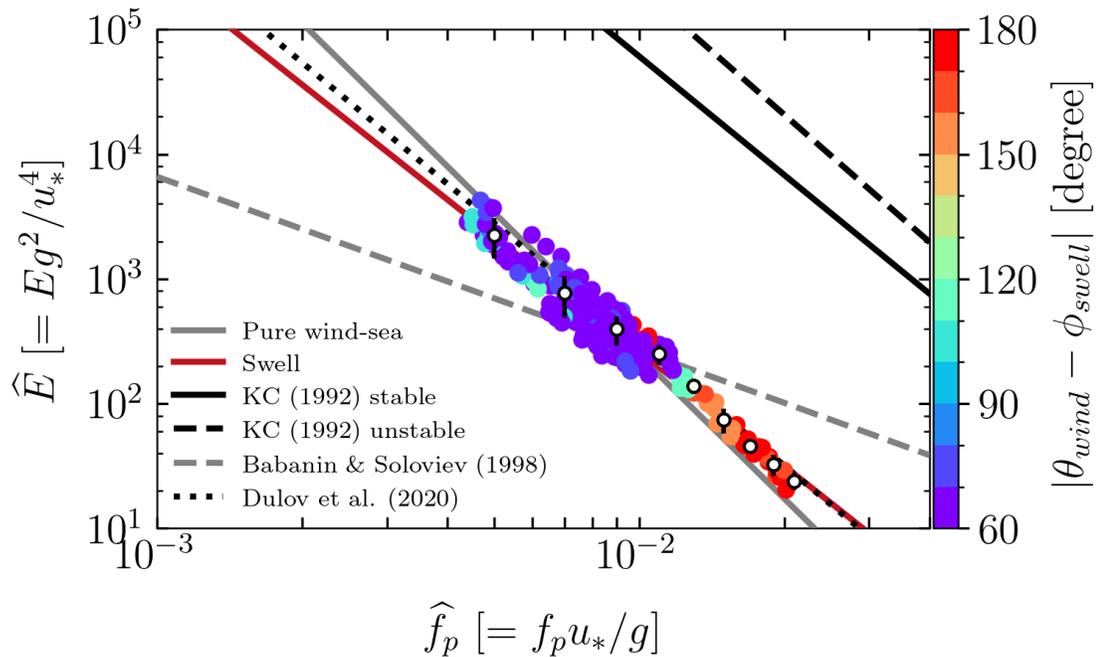


Figura 42. Igual que en la Fig. 40, pero mostrando en colores la dirección relativa del *swell* con relación al viento.

Con el análisis de las curvas de crecimiento del oleaje en presencia de *swell* como se ha realizado en este trabajo, no es posible obtener conclusiones definitivas sobre su influencia en el desarrollo del oleaje. Sin

embargo, Hwang et al. (2011) señalaron que la presencia de *swell* puede incrementar la formación de olas cortas. A pesar de ello, la presencia de *swell* no tiene un efecto aparente sobre la energía adimensional, lo que sugiere la necesidad de un análisis más detallado.

#### 4.4.2. Energía del oleaje correspondiente al rango de equilibrio del espectro

En la sección anterior se mostró que la presencia de *swell* aparentemente no influye en la energía del oleaje generado localmente por el viento. Sin embargo, existe una región específica del espectro de energía que es fundamental considerar en el análisis del crecimiento del oleaje: el rango de equilibrio. Esta región espectral se define típicamente en:  $1.5f_p \leq f \leq 3f_p$  (Toba, 1973; Forristall, 1981; Donelan et al., 1985; García-Nava et al., 2012; Resio et al., 2016),  $2f_p \leq f \leq 4f_p$  (Young, 2006; Hwang, 2020), y  $2f_p$  o  $3f_p$  y alguna frecuencia alta arbitraria (Resio et al., 2004; Vincent et al., 2020).

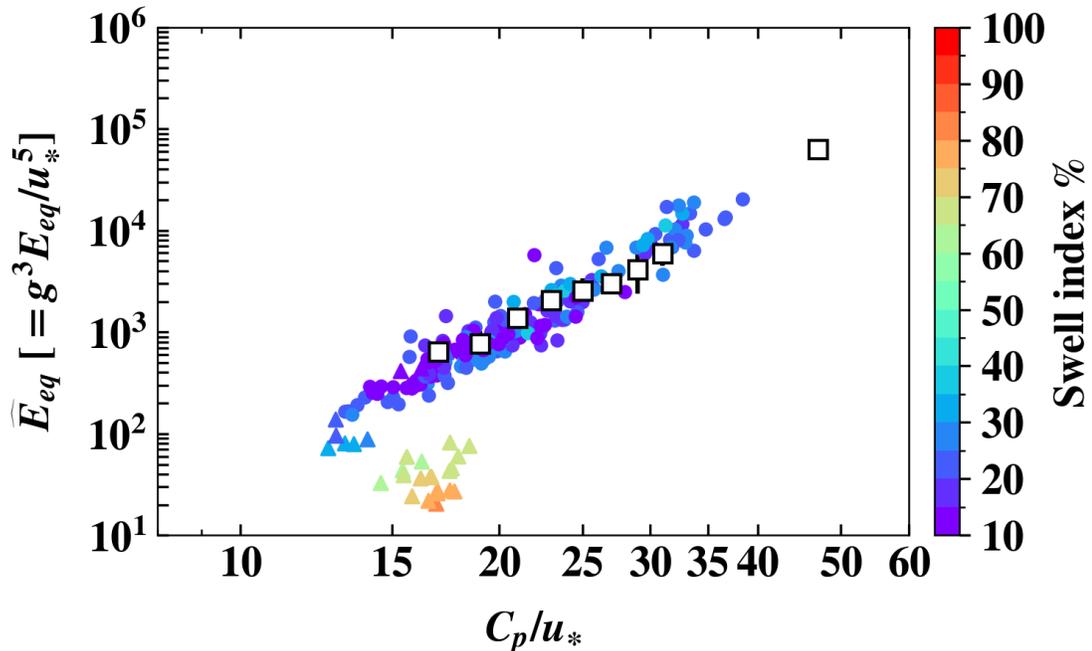
La estimación de la energía en el rango de equilibrio del espectro de oleaje,  $E_{eq}$ , se realiza siguiendo la metodología propuesta por Vincent et al. (2019), en la cual se definen los límites de dicha región, en particular el límite superior  $f_t$ . A partir de estos criterios, la energía del rango de equilibrio se calcula mediante la siguiente expresión:

$$E_{eq} = \int_{1.5f_{p_{sea}}}^{f_t} E(f)df \quad (28)$$

En las Figs. 43, 44 y 45 se muestra la energía adimensional de las olas que corresponden con la región de equilibrio del espectro,  $g^3 E_{eq}/u_*^5$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ . Con colores se representan tres parámetros clave del campo de oleaje: el índice de *swell* (Fig. 43), la pendiente asociada al *swell* (Fig. 44) y la dirección de propagación del *swell* respecto al viento (Fig. 45). Además, en cada una de las figuras se indica la energía promedio adimensional del oleaje en ausencia de *swell* correspondiente con la región de equilibrio (símbolos cuadrados blancos) y su desviación estándar asociada.

La energía promedio adimensional en ausencia de *swell* incrementa con la edad de la ola, una tendencia que también se observa bajo condiciones del estado de mar mixtas, especialmente en presencia de *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. Sin embargo, cuando el *swell* se propaga en sentido opuesto al viento, la energía adimensional correspondiente al rango de equilibrio del espectro es menor en un orden de magnitud con respecto a la referencia sin *swell*, y en esos casos  $R > 50\%$  y la pendiente

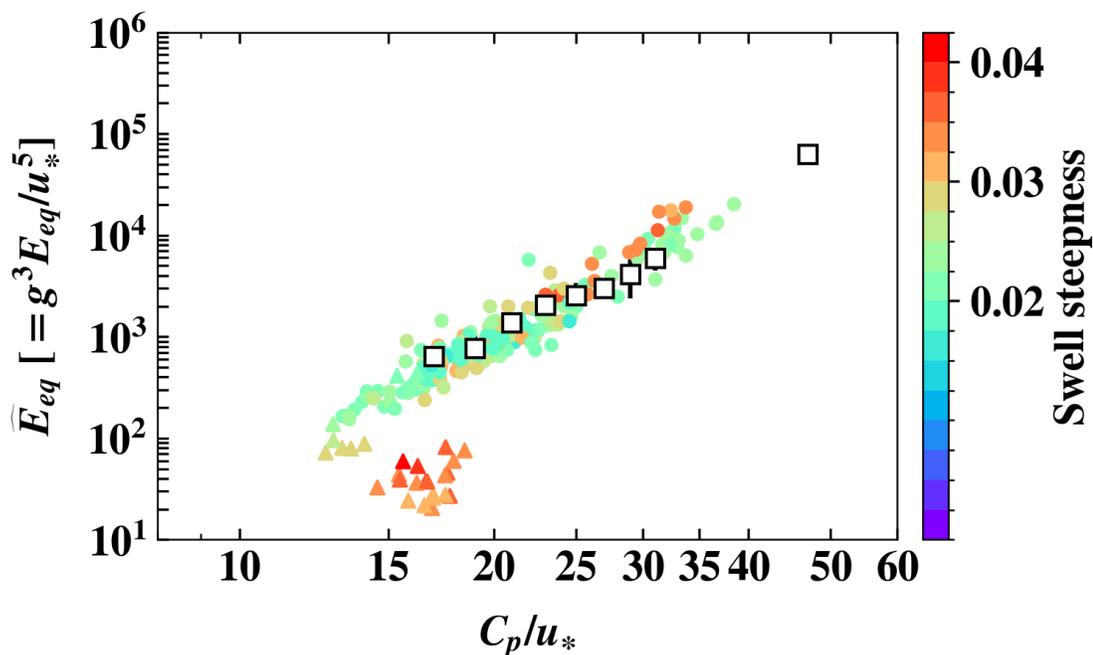
asociada al *swell* es mayor que 0.03. En estas condiciones particulares la magnitud del viento es de alrededor de  $14 \text{ m s}^{-1}$  o más (resultado no mostrado), lo que nos hace descartar la idea de que la intensidad del viento sea un factor que disminuya la energía del oleaje observada en los resultados.



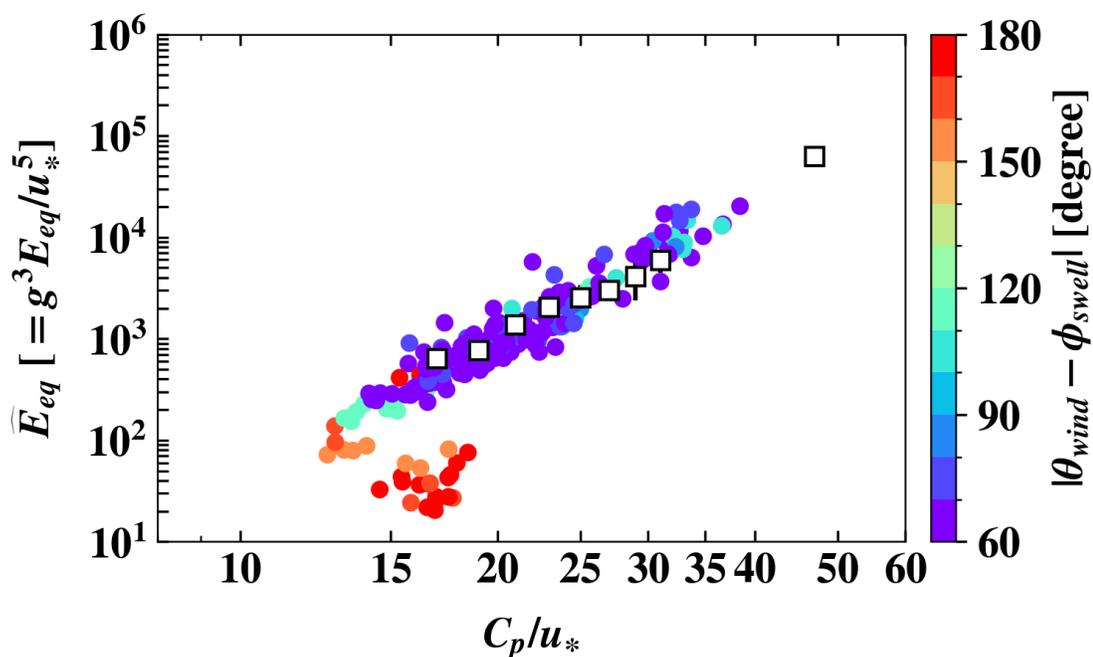
**Figura 43.** Energía adimensional correspondiente a la región de equilibrio del espectro de olas,  $\hat{E}_{eq}$  en función de la edad de la ola. La escala de colores representa el índice del *swell*. Las observaciones sin presencia de *swell* se muestran con cuadrados blancos y representa el promedio con su respectiva desviación estándar. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\hat{E}_{eq}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : 8 – 10, 10 – 12, ..., 56 – 58, 58 – 60. Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan condiciones de *swell* en sentido opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* en dirección oblicua al viento. Además, note que el eje horizontal está en una escala logarítmica.

Es interesante destacar en la Fig.43 que algunas observaciones representadas con triángulos azules muestran una tendencia similar a la de los datos indicados con círculos cuando  $C_p/u_* < 20$ . Aunque los triángulos corresponden a condiciones con *swell* que se propaga en dirección opuesta al viento (véase en detalle la Fig. 45), este subconjunto de datos comparte una tendencia con los círculos pese a presentar diferencias en los parámetros  $R$  y  $S_{swell}$ . Por ejemplo, en las Fig. 43 y 44, cuando  $C_p/u_* < 20$ , se observa que  $R < 30\%$  y  $S_{swell} > 0.02$ . En este contexto, el parámetro  $R$  parece tener un papel más relevante que  $S_{swell}$  y el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento, para que las observaciones con triángulos azules se asemejen a las representadas con círculos.

Es importante tener en cuenta que, la región del espectro de oleaje que extrae la mayor cantidad de energía del viento es la denominada región de equilibrio, la cual, según Donelan et al. (1985), contiene una fracción importante de la energía en el espectro de las olas.



**Figura 44.** Igual que en la Fig. 43, pero mostrando en escala de colores la pendiente del *swell*. Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan condiciones de *swell* opuesto y los círculos condiciones de *swell* cruzado.



**Figura 45.** Igual que en la Fig. 43, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento.

En presencia de *swell* que se propaga en dirección opuesta al viento, se observa menor cantidad de

energía adimensional en el rango de equilibrio, que representa una menor cantidad de energía extraída de la atmósfera por las olas. Esto se debe a que el *swell* reduce la rugosidad de las olas cortas, por lo tanto, se disminuye la transferencia de momento hacia las frecuencias altas del oleaje. Esta atenuación de energía en la región de equilibrio puede interpretarse como una disminución en la cantidad total de momento transferido a las olas. En este estudio, esta influencia del *swell* se observa bajo condiciones específicas, como cuando  $R > 50\%$  y  $S_{swell} > 0.025$ .

En el caso del oleaje en ausencia de *swell*, la energía de equilibrio presenta una dependencia lineal con la edad de la ola. A medida que el oleaje se desarrolla ( $C_p/u_*$  aumenta), la energía en el rango de equilibrio aumenta, lo que sugiere que una mayor rugosidad de la superficie del mar inducida por las olas cortas favorece una mayor extracción de energía del viento. La energía en el rango de equilibrio aumenta con la edad de la ola de manera similar inclusive con la presencia de *swell* que se propaga aproximadamente perpendicular al viento.

#### 4.4.3. Nivel de energía relacionado al rango de equilibrio en presencia de *swell*

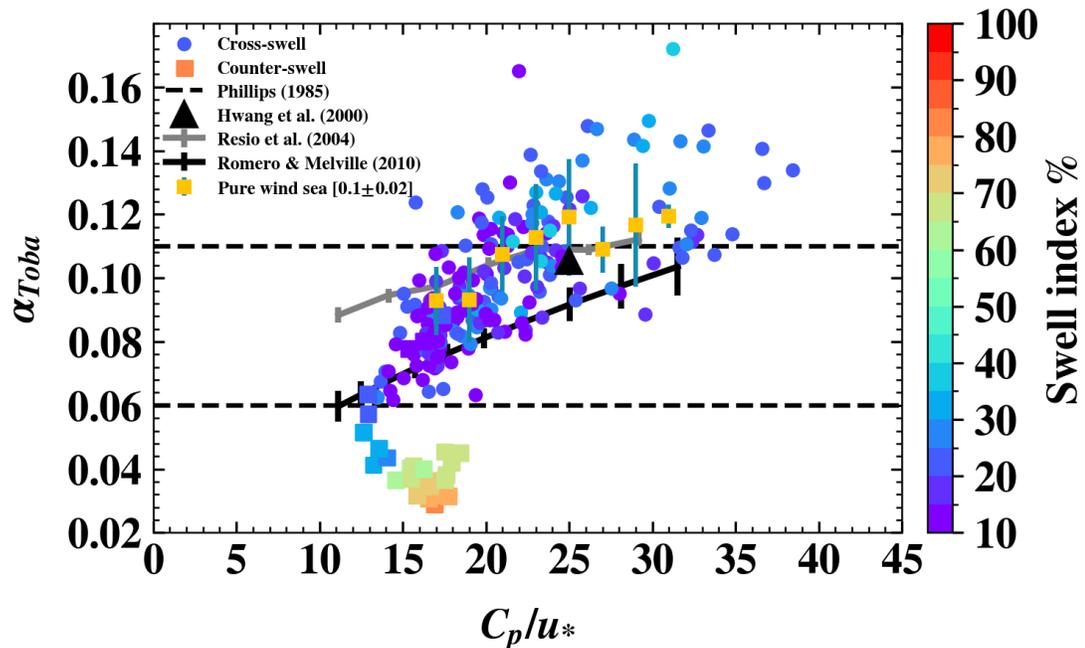
Se mostró en la sección anterior que el *swell* puede impactar a la energía correspondiente con la región de equilibrio del oleaje generado por el viento local. Sin embargo, hay dos parámetros relacionados con la energía de la región de equilibrio que nos interesa analizar si el *swell* tiene efecto alguno sobre ellos, la constante de Toba y el exponente relacionado con la forma espectral. A continuación analizamos uno de ellos, la constante de Toba que relaciona el nivel de energía de esta región particular del espectro de energía de las olas.

En las Figs. 46, 47 y 48 se presentan los resultados correspondientes al nivel de energía relacionado al rango de equilibrio (constante de Toba,  $\alpha_{Toba}$ ) en función de la edad de la ola. La escala de colores representa tres parámetros importantes del *swell*: el índice de *swell* (Fig. 46), la pendiente del *swell* (Fig. 47) y la dirección relativa del *swell* con respecto al viento (Fig. 48). La constante de Toba se obtiene siguiendo el mismo procedimiento descrito en la sección 4.3.3.1 y usando la ecuación (20). Es importante mencionar que el cálculo de  $\alpha_{Toba}$  se realiza en la parte del espectro de energía correspondiente al oleaje generado por el viento local.

Es interesante destacar que, cuando el *swell* se propaga en dirección opuesta al viento (representado con color naranja y rojo en la Fig. 48), las estimaciones de  $\alpha_{Toba}$  en presencia de éste *swell* son menores que

0.06, entonces, se dice que el valor de  $\alpha_{Toba}$  está en un estado de subsaturación (Jones et al., 2020). Aún más, estos valores son mucho menores que la referencia de  $\alpha_{Toba}$  estimado en ausencia de *swell*. Estos valores de  $\alpha_{Toba}$  menores se observan particularmente cuando se presentan dos condiciones adicionales relacionadas con el *swell*: cuando  $R > 50\%$  (indicados con símbolos cuadrados de color en la Fig. 46) y una pendiente correspondiente al *swell* de moderada a alta ( $S_{swell} > 0.02$ , representado con símbolos cuadrados de color en la Fig. 47).

Es importante mencionar que, los valores de  $\alpha_{Toba}$  presentan una notoria variabilidad conforme la edad de la ola incrementa en condiciones de un *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. Además, una gran mayoría de observaciones de  $\alpha_{Toba}$  en presencia de un *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento (Figs. 46, 47) se encuentran dentro del rango reportado por Phillips (1985) de 0.06 – 0.11.



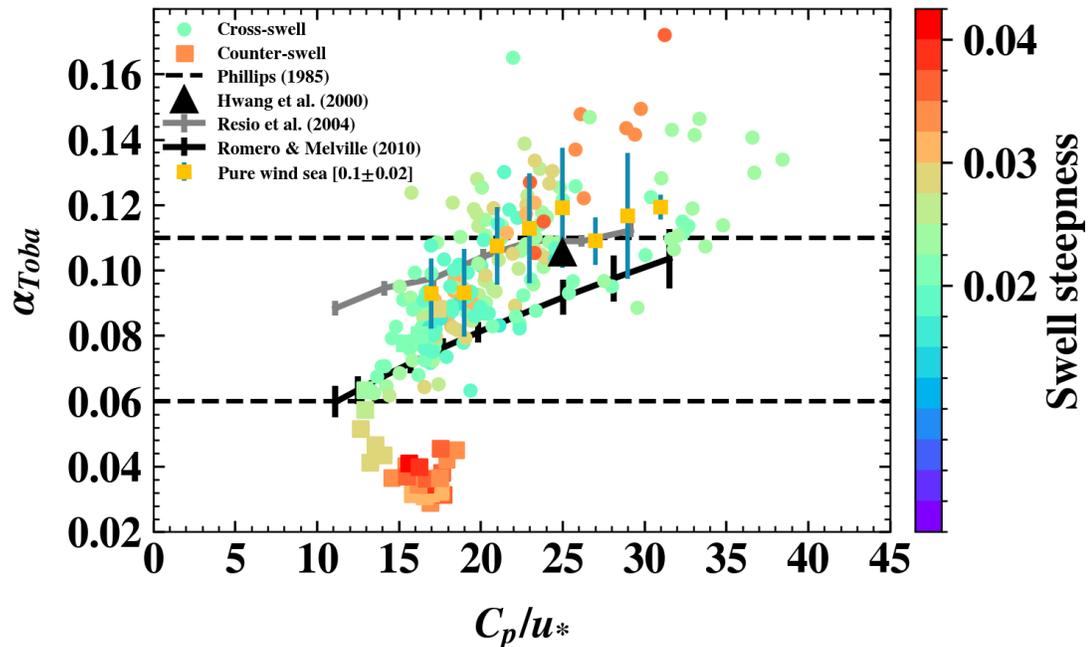
**Figura 46.** Constante de Toba,  $\alpha_{Toba}$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. Los cuadrados representan condiciones de *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. La figura también muestra los promedios de la constante de Toba y su respectiva barra de desviación estándar asociada para las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). La barra de error indicada en el gráfico corresponde a las observaciones reportadas por Resio et al. (2004) (línea gris) y Romero & Melville (2010) (línea negra). El triángulo negro es la observación reportada por Hwang et al. (2000). Las líneas discontinuas horizontales representa el rango observado en la literatura con base en la compilación hecha por Phillips (1985). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $\alpha_{Toba}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ :  $[10 - 12]$ ,  $[12 - 14]$ , ...,  $[38 - 40]$ ,  $[40 - 42]$ .

Por otro lado, en las observaciones de  $\alpha_{Toba}$  reportadas por Vincent et al. (2019), los autores concluyen

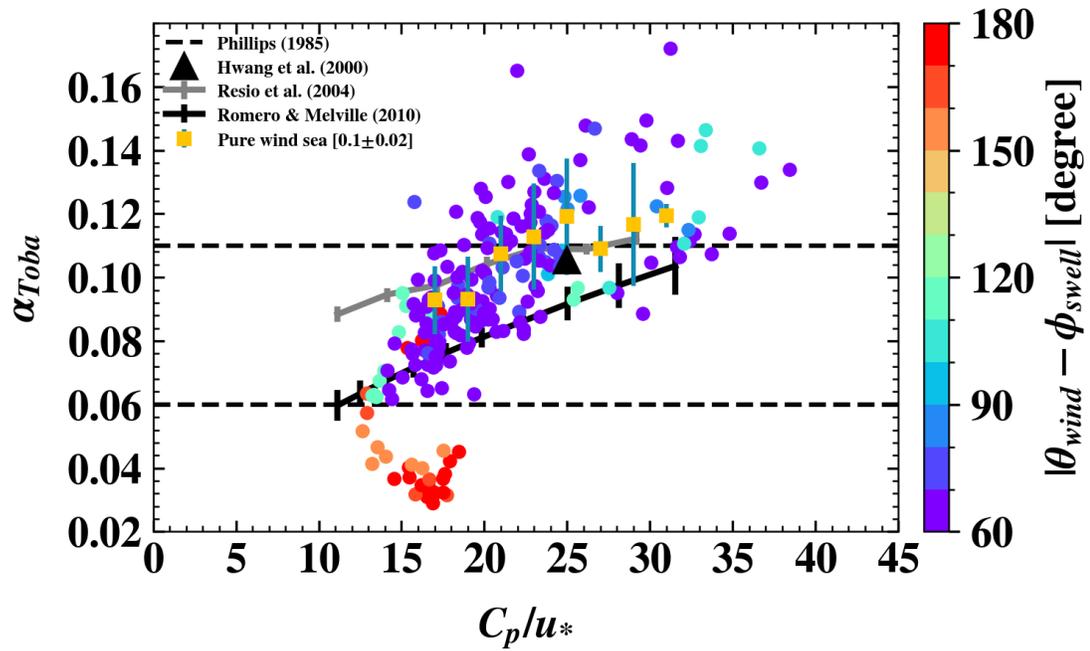
que el *swell* afecta los niveles de energía del rango de equilibrio (asociado a valores menores de la constante de Toba), un resultado que coincide con los valores observados de  $\alpha_{Toba}$  que están por debajo del umbral de 0.06 mostrado en las Figs. 46–48. Es importante señalar que este estudio resalta las características del *swell* que tienen impacto en los valores de  $\alpha_{Toba}$  tales como el  $R$ ,  $S_{swell}$  y  $|\Phi_w - \theta_{swell}|$  a diferencia de otros trabajos (García-Nava et al., 2012; Vincent et al., 2019).

Los valores de la constante de Toba obtenidos con el oleaje en ausencia de *swell* están dentro del rango reportado en la literatura (Phillips, 1985; Hwang et al., 2000; Resio et al., 2004; Romero & Melville, 2010) especialmente en los casos cuando  $16 < C_p/u_* < 30$ . Esto confirma la dependencia de la  $\alpha_{Toba}$  con la edad de la ola, en concordancia con estudios previos. Cuando  $C_p/u_* > 23$ , la  $\alpha_{Toba}$  se satura, alcanzando valores iguales o superiores al umbral reportado por Phillips (1985).

En el estudio de Battjes et al. (1987), se reporta que  $\alpha_{Toba} = 0.13$ , aunque los autores concluyen que la  $\alpha_{Toba}$  es independiente del estado del mar. Por otro lado, Donelan et al. (1985) informan que en promedio  $\alpha_{Toba} = 0.11$ , pero en este trabajo se obtiene que  $\alpha_{Toba} = 0.1 \pm 0.02$ . No obstante, cuando el *swell* se propaga en dirección opuesta al viento, el oleaje generado por el viento local presenta valores de  $\alpha_{Toba}$  menores que 0.06. Según Hanson & Phillips (2001), cuando  $\alpha_{Toba} > 0.06$  se dice que representa una región activamente generada por el viento, mientras que  $\alpha_{Toba} < 0.06$  sugiere que las componentes energéticas del oleaje generado por el viento local en presencia de *swell* no están en equilibrio local.



**Figura 47.** Igual que en la Fig. 46, pero mostrando en escala de colores la pendiente del *swell*. Es importante tener en cuenta que, los cuadrados representan condiciones de *swell* opuesto y los círculos condiciones de *swell* cruzado.

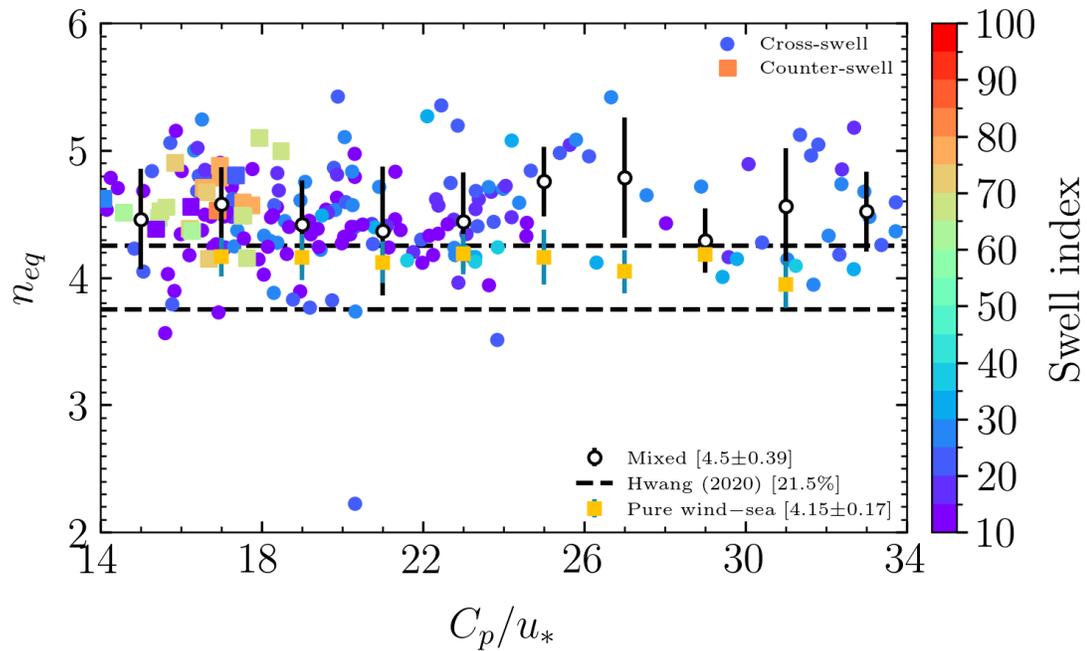


**Figura 48.** Igual que en la Fig. 46, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento.

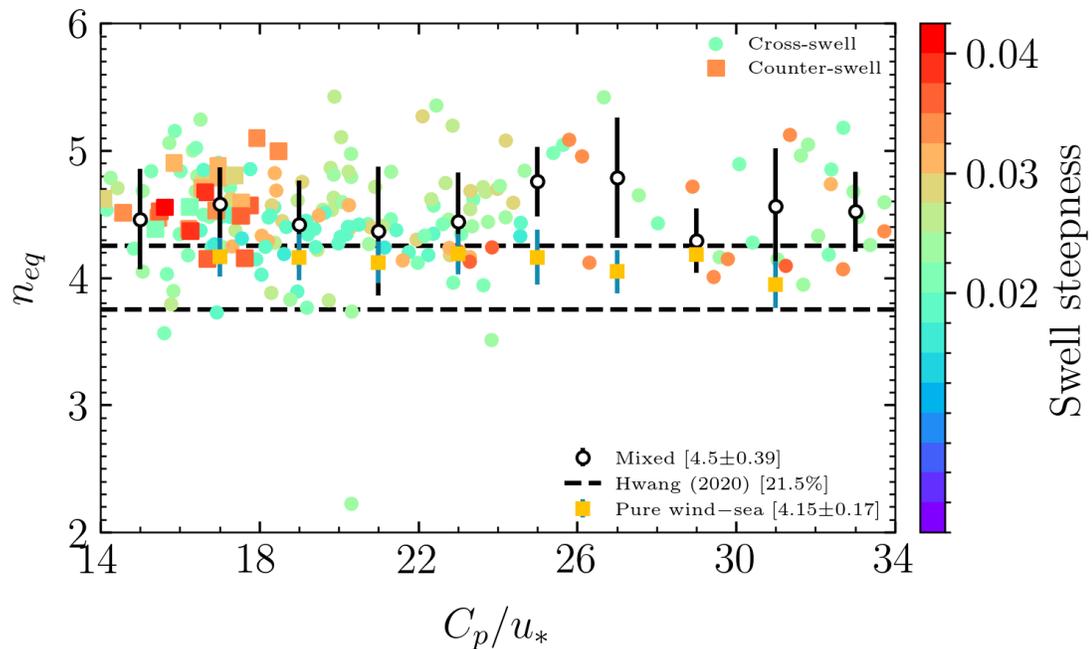
#### 4.4.4. Exponente relacionado con la forma espectral de la región de equilibrio del oleaje en presencia de *swell*

En las Figs. 49 y 50 se presentan los resultados del exponente  $n_{eq}$  relacionado con la forma espectral correspondiente al rango de equilibrio del espectro de olas. La escala de colores representa en cada una de las figuras dos parámetros importantes del *swell*: el índice de *swell* (Fig. 49) y la pendiente asociada al *swell* (Fig. 50). El exponente  $n_{eq}$  se obtiene siguiendo el mismo procedimiento descrito en la sección 4.3.3.2. Es importante mencionar que el cálculo de  $n_{eq}$  se realiza en la parte del espectro de energía correspondiente al oleaje generado por el viento local.

Cuando el *swell* está presente, el exponente  $n_{eq}$  relacionado con la forma espectral de la región de equilibrio tiene un valor promedio de  $4.5 \pm 0.39$ . En la Fig. 49 se observa una marcada variabilidad en los resultados del exponente  $n_{eq}$  dentro de esta región específica del espectro de olas. Esto es consistente con lo señalado por Hwang (2020), quien, basándose en observaciones en campo, destaca que el estado natural de las olas generadas por el viento es estar en un estado de no equilibrio.



**Figura 49.** Exponente ( $n_{eq}$ ) relacionado con la forma espectral del rango de equilibrio (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa una característica del *swell*, para este gráfico indica el índice del *swell*. La figura también muestra el exponente promedio y su respectiva barra de desviación estándar en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). Es importante tener en cuenta que, los cuadrados representan condiciones de *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. Las líneas negras discontinuas representan el rango observado del exponente  $n_{eq}$  [3.75, 4.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n_{eq}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34].



**Figura 50.** Igual que en la Fig. 49, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.

Un aspecto relevante de los resultados se observa cuando el *swell* se propaga en dirección opuesta al viento (representado con símbolos cuadrados de color en la Fig. 50): el exponente  $n_{eq}$  asociado a estas condiciones tiende a presentar valores absolutos mayores a 4.25, inclusive valores mayores en comparación al valor promedio de  $n_{eq}$  observado en ausencia de *swell* (indicados con cuadrados amarillos). Además, este tipo de *swell* se caracteriza por valores de  $R$  mayores que 50 % y pendientes de moderadas a altas (véase Fig. 50).

Otro aspecto clave en la región de equilibrio es la forma espectral, teóricamente descrita por la ecuación 2 (Kitaigorodskii, 1983; Phillips, 1985) y respaldada por observaciones de campo (Kahma, 1981; Forristall, 1981; Donelan et al., 1985; Hwang & Wang, 2001; Resio et al., 2004; Romero & Melville, 2010). En ausencia de *swell*, el oleaje generado por el viento local presenta un exponente  $n_{eq}$  promedio de 4.15 con una desviación estándar de 0.17. Según Hwang (2020), del total de observaciones reportadas en la literatura que están dentro del intervalo  $4 \pm 0.25$ , solamente entre un 15 % y el 25 % de las observaciones presentan esa forma espectral del oleaje. En este estudio, dicho intervalo representa el 21.5 % de las observaciones en condiciones con presencia de *swell* y el 62.3 % en las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Cuando el *swell* está presente, el valor promedio del exponente espectral  $n_{eq}$  supera el umbral de 4.25. Sin embargo, no se observa una relación clara con la edad del oleaje; por el contrario, la dispersión de los datos indica la ausencia de una tendencia definida o de un patrón consistente bajo condiciones de mar mixto. En contraste con los resultados de Long & Resio (2007), donde la forma espectral  $f^{-4}$  depende de la edad de la ola, en este trabajo no es aparente una dependencia con la edad de la ola. Es importante señalar que los resultados del exponente  $n_{eq}$  presentan gran variabilidad en todo el rango de la edad de la ola.

Hwang & Fan (2017) enfatizan que, debido a la naturaleza aleatoria del oleaje generado por el viento local, correlacionar el exponente  $n_{eq}$  con un parámetro característico del oleaje no permite obtener relaciones concluyentes. En condiciones de un estado de mar mixto, la tendencia es similar a la observada en ausencia de *swell*. Sin embargo, la variabilidad presentada en las mediciones con *swell* sugiere que el oleaje no se encuentra en un estado de equilibrio, como lo plantea Hwang (2020). Cuando el oleaje es muy joven, las observaciones del exponente  $n_{eq}$  promedio con presencia de *swell* son mayores que los datos del exponente  $n_{eq}$  promedio en ausencia de *swell*, coincidiendo con las mediciones donde el *swell* se propaga en dirección opuesta al viento.

En condiciones de un estado de mar mixto, se observan valores mayores del exponente  $n_{eq}$  asociada a la forma espectral de la región de equilibrio de  $-4.5 \pm 0.39$  en comparación con las condiciones ideales  $-4.15 \pm 0.17$ . Este resultado sugiere que la presencia de *swell* puede influir en la forma espectral de la

región de equilibrio.

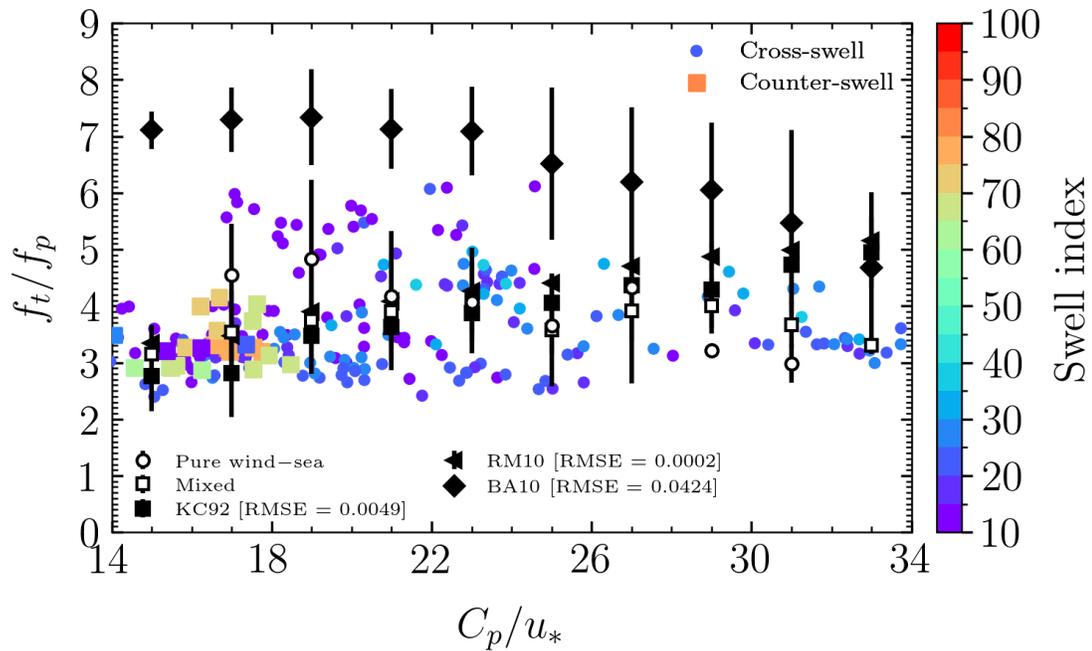
En cuanto al *swell* que se propaga en dirección oblicua a la del viento, se observa una notable variabilidad en los resultados del exponente  $n_{eq}$  a lo largo de todo el rango de la edad de la ola, con valores predominantemente por encima del límite superior indicado por Hwang (2020).

Por otro lado, en las observaciones de Vincent et al. (2019), no se identificó un efecto del *swell* sobre el exponente  $n_{eq}$ ; sin embargo, en dicho estudio no se consideró la dirección del *swell*. Los resultados sugieren que la dirección del *swell* relativa a la dirección del viento podrían desempeñar un papel clave en la modificación de la forma espectral en frecuencias altas del espectro de energía de las olas.

#### 4.4.5. Frecuencia de transición asociada al cambio espectral entre la región de equilibrio y la región de saturación en presencia de *swell*

En las Figs. 51 y 52 se presentan los resultados de la frecuencia de transición ( $f_t$ ) en función de la edad de la ola. La escala de colores representa en cada una de las figuras dos parámetros relevantes del *swell*: el índice de *swell* (Fig. 51) y la pendiente asociada al *swell* (Fig. 52). La frecuencia de transición se obtiene siguiendo el mismo procedimiento descrito en la sección 4.3.4. Es importante mencionar que el cálculo de  $f_t$  se realiza en la parte del espectro de energía correspondiente al oleaje generado por el viento local.

En presencia de *swell*, el valor de  $f_t/f_p$  promedio es  $3.63 \pm 0.84$ , lo que representa una reducción con respecto a la  $f_t/f_p$  estimada en ausencia de *swell* ( $4.3 \pm 1.18$ ). Cuando  $10 \leq C_p/u_* \leq 28$ , los valores de  $f_t/f_p$  obtenidos a partir de las observaciones (representados por cuadrados blancos con su desviación estándar) son similares con las estimaciones basadas en las definiciones de FO81, KC92 y RM10. En contraste, las estimaciones de  $f_t/f_p$  utilizando las relaciones de BA10 y LM17 difieren de los valores observados en todo el rango de la edad de la ola (resultado no mostrado). Además, las estimaciones de  $f_t/f_p$  basadas en FO81, KC92 y RM10 presentan un error cuadrático medio (RMSE) muy pequeño.



**Figura 51.** Frecuencia de transición asociada al cambio espectral entre la región de equilibrio y la región de saturación,  $f_t$ , normalizada con la frecuencia asociada al pico del espectro de energía,  $f_p$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa indica el índice del *swell*. Los círculos y cuadrados blancos representan las observaciones en promedio con su respectiva desviación estándar cuando el *swell* está ausente y cuando el *swell* está presente, respectivamente. Además, en el gráfico se muestran las estimaciones de  $f_t/f_p$  con base en las relaciones de Forristall (1981) (círculo de color negro), Kahma & Calkoen (1992) (cuadrado de color negro) y Romero & Melville (2010) (triángulo de color negro orientado a la izquierda) y su respectivo estadístico de la raíz del error cuadrático medio ( $RMSE$ ). El área sombreada de color gris representa el rango de equilibrio reportado en la literatura. Es importante tener en cuenta que, los símbolos cuadrados representan el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos el *swell* que se propaga en dirección perpendicular al viento. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $f_t/f_p$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ :  $[14 - 16]$ ,  $[16 - 18]$ , ...,  $[30 - 32]$ ,  $[32 - 34]$ .

Cuando  $20 \leq C_p/u_* \leq 28$ , la  $f_t/f_p$  estimada en presencia de *swell* es similar con la obtenida en condiciones de oleaje con mínima presencia de *swell*, donde únicamente se presentan condiciones de *swell* oblicuo al viento. Sin embargo, cuando el oleaje es joven ( $C_p/u_* < 20$ ), la  $f_t/f_p$  de las observaciones pareciera disminuir si se compara con la  $f_t/f_p$  promedio en ausencia de *swell*. Tal resultado se presenta cuando el *swell* se propaga en sentido opuesto a la dirección del viento (indicado en la Fig. 51 con símbolos cuadrados en colores), los valores de  $R > 50\%$  y la pendiente asociada al *swell*  $S_{swell} > 0.02$  (representados con símbolos cuadrados en la Fig. 52). En cuanto al estadístico  $RMSE$ , se observan valores muy bajos para las relaciones  $f_t/f_p$  correspondientes a KC92 y RM10. En contraste, la relación  $f_t/f_p$  asociada a BA10 presenta un valor de  $RMSE$  considerablemente mayor en comparación con KC92 y RM10.

Otro aspecto relevante asociado a los valores estimados de  $f_t/f_p$  es la presencia de *swell* con pendientes de moderadas a altas (véase Fig. 52). La pendiente de las olas asociadas al *swell* puede desempeñar un

papel importante en la modulación de las características espectrales del oleaje generado por el viento local, como ha sido señalado en diversos estudios (Young & Sobey, 1988; Kudryavtsev & Makin, 2004; Makin et al., 2007; García-Nava et al., 2012; Vincent et al., 2019). En el contexto de este estudio, el rango de equilibrio parece ser la región más sensible al impacto del *swell*, como lo evidencian las variaciones observadas en la constante de Toba y en la energía espectral integrada.

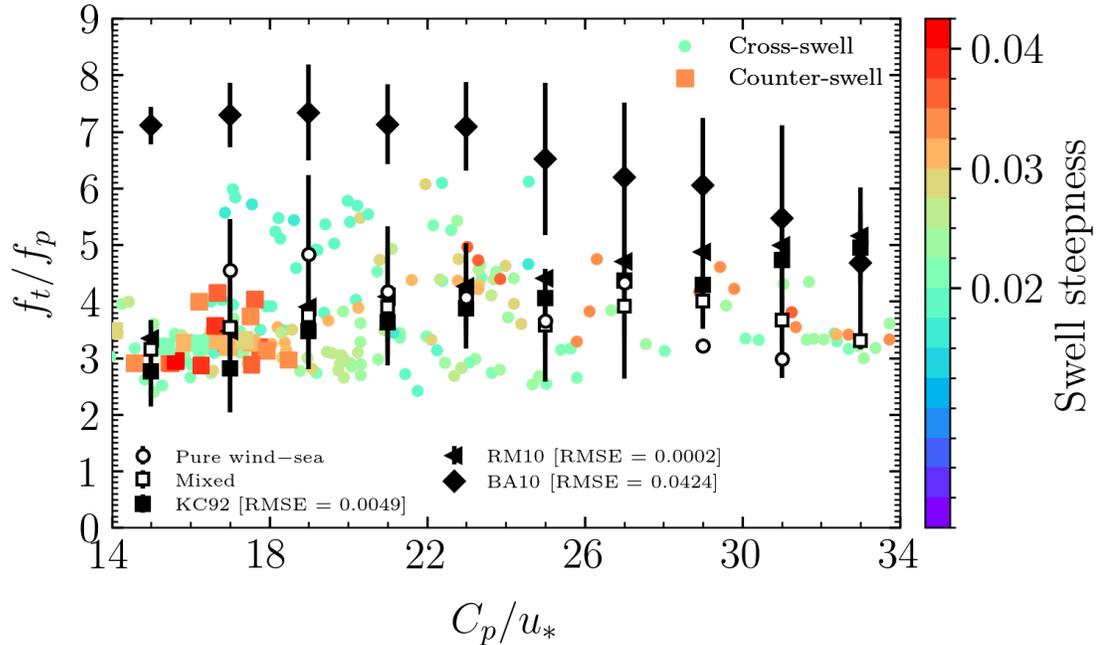


Figura 52. Igual que en la Fig. 51, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.

Según Vincent et al. (2019), la presencia de *swell* induce una transición de  $f_t$  hacia frecuencias más bajas. Además, los autores indican que  $f_t$  depende de la pendiente asociada al *swell* y de la rapidez del viento. En condiciones cuando el *swell* se propaga en dirección oblicuo al viento, la variabilidad de  $f_t/f_p$  es notable en todo el intervalo de la edad de la ola, excepto cuando  $C_p/u_* > 31$ . Cuando  $21 < C_p/u_* < 28$ , los valores de  $f_t/f_p$  promedio en condiciones del estado del mar mixto son comparables con aquellos obtenidos bajo un régimen de oleaje en ausencia de *swell*.

Con los resultados en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*, se sugiere que  $f_t/f_p$  depende de la edad de la ola ( $C_p/u_*$ ), similar con lo reportado en estudios previos (Forristall, 1981; Kahma & Calkoen, 1992; Romero & Melville, 2010; Babanin & Soloviev, 1998; Lenain & Melville, 2017). Cabe destacar que, en nuestros resultados, la relación  $f_t/f_p$  tiende a disminuir conforme la edad de la ola es mayor. En los estudios de Forristall (1981); Kahma & Calkoen (1992); Romero & Melville (2010) se observa una tendencia opuesta, cuando  $20 < C_p/u_* < 28$ , las estimaciones de  $f_t/f_p$  basadas en las relaciones propuestas

por FO81, KC92 y RM10 son similares con nuestros resultados de  $f_t/f_p$  en ausencia de *swell*. Entre estas, las formulaciones de KC92 y RM10 presentan los valores más bajos de la raíz del error cuadrático medio (RMSE). En contraste, la relación de BA10 (la relación de LM17 aunque no se muestre en la figura sigue un comportamiento similar) sobrestima  $f_t/f_p$  en comparación en condiciones en ausencia de *swell*, aunque muestran una dependencia con la edad de la ola similar a las observaciones, pero con valores de  $f_t/f_p$  mayores.

Cuando el oleaje generado por el viento local es joven ( $C_p/u_* \leq 18$ ) y está influenciado por el *swell*, los resultados de  $f_t/f_p$  son similares a las estimaciones de KC92 y RM10. No obstante, cuando  $C_p/u_* > 18$ , los valores de  $f_t/f_p$  tienen gran dispersión y están alrededor de KC92 y RM10 y de las observaciones en condiciones de ausencia y presencia de *swell*. No obstante, para valores de  $C_p/u_* > 18$ , la relación  $f_t/f_p$  presenta una notable dispersión, distribuyéndose en torno a las estimaciones reportadas por KC92 y RM10, así como a los valores observados bajo condiciones tanto de presencia como de ausencia de *swell*.

Las diferencias en la estimación de  $f_t/f_p$  pueden atribuirse principalmente a los métodos empleados para separar la región de equilibrio de la región de saturación, ya sea mediante observaciones o modelos teóricos. En Forristall (1981); Kahma & Calkoen (1992), la determinación de  $f_t$  se basa en una frecuencia adimensional normalizada con  $U_{10}$  o  $u_*$  y en el promedio de múltiples espectros de energía en frecuencia. En cambio, Romero & Melville (2010); Lenain & Melville (2017), emplean las ecuaciones 23 y 25, respectivamente en función del número de onda y resuelven para  $k_t$ . Por otro lado, Babanin & Soloviev (1998) emplean un método similar, pero en el dominio de la frecuencia. En este trabajo, la frecuencia de transición  $f_t$  se determina directamente a partir de las observaciones. En contraste, en estudios previos como los de Forristall (1981); Kahma & Calkoen (1992); Romero & Melville (2010); Babanin & Soloviev (1998); Lenain & Melville (2017),  $f_t$  se infiere a partir de relaciones empíricas derivadas de observaciones anteriores o mediante argumentos teóricos. Este enfoque basado en observaciones directas permite una estimación más precisa y adaptada a las condiciones reales del oleaje analizado.

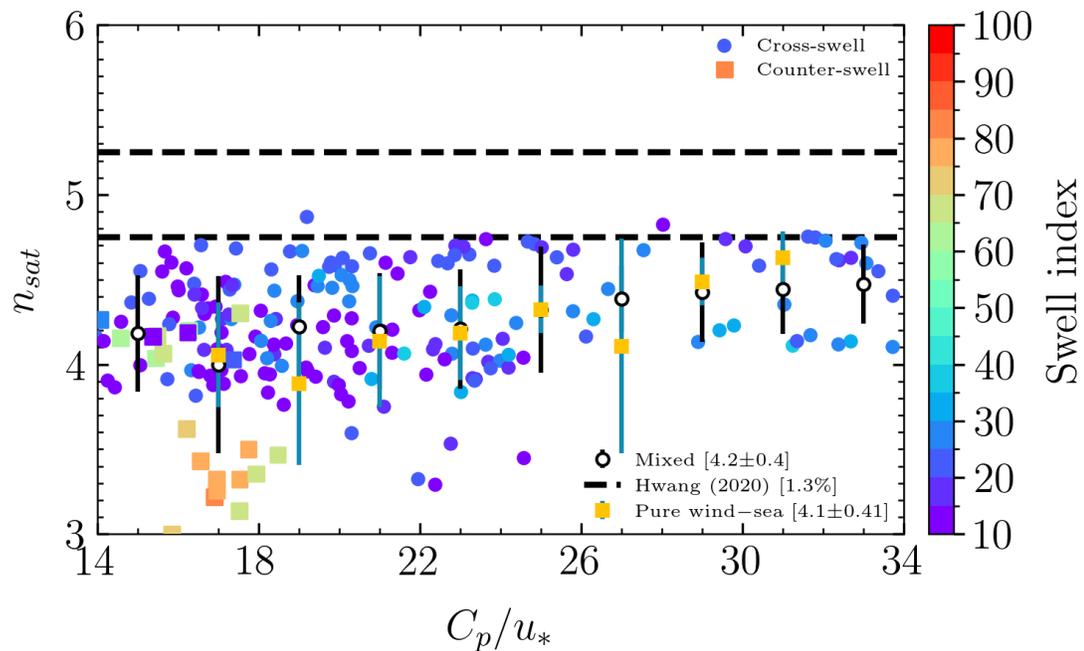
Los resultados obtenidos para el cociente  $f_t/f_p$  concuerdan con los hallazgos de Vincent et al. (2019), quienes reportan que el *swell* influye directamente en la frecuencia de transición  $f_t$ . Este efecto resulta particularmente evidente cuando  $C_p/u_* \leq 18$  y el *swell* se propaga en dirección opuesta al viento. En este contexto, la dirección del *swell* desempeña un papel clave, especialmente bajo condiciones de oposición con el viento local.

Adicionalmente, los resultados de esta sección sugieren que la mayor presencia de *swell* y mayor pendiente

del swell influyen en los valores de  $f_t/f_p$ . Por último, la dispersión observada en  $f_t/f_p$  en presencia de *swell*, cuando  $16 \leq C_p/u_* \leq 32$  podría estar asociada a variaciones en la dirección relativa entre el *swell* y el oleaje generado localmente por el viento, como también lo sugiere Vincent et al. (2019).

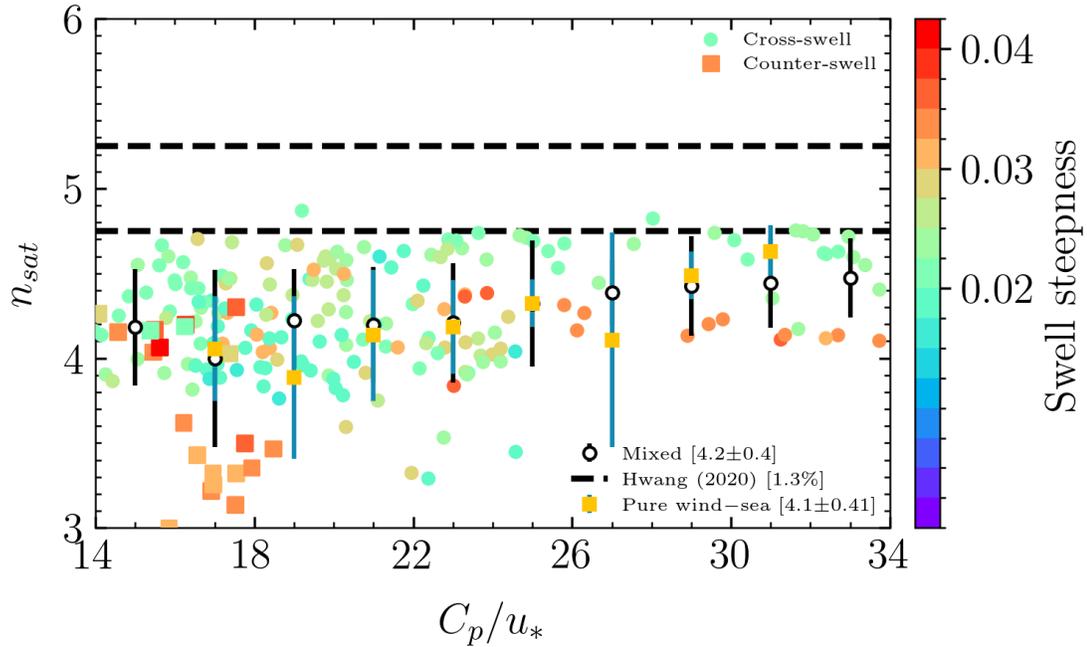
#### 4.4.6. Exponente relacionado con la forma espectral de la región de saturación del oleaje en presencia de *swell*

Las Figs. 53 y 54 muestran los resultados del exponente  $n_{sat}$  en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ , bajo condiciones de presencia de *swell*, el cual se caracteriza mediante una escala de colores asociada a los parámetros  $R$  y  $S_{swell}$ . El cálculo de  $n_{sat}$  se realiza siguiendo el procedimiento descrito en la Sección 4.3.3.4, aplicado a la porción del espectro de energía correspondiente al oleaje forzado por el viento local.



**Figura 53.** Exponente ( $n_{sat}$ ) relacionado con la forma espectral del rango de saturación (en valores absolutos) en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. La figura también muestra el exponente  $n_{sat}$  promedio y su respectiva barra de desviación estándar en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (cuadrados amarillos). Es importante tener en cuenta que, los símbolos cuadrados representan condiciones de *swell* que se propaga opuesto al viento y los círculos condiciones de *swell* que se propaga perpendicular a la dirección del viento. Los círculos blancos representan el exponente  $n_{sat}$  promedio y su desviación estándar asociada en condiciones con presencia de *swell*. Las líneas negras discontinuas horizontales representan el rango observado del exponente  $n_{sat}$  [4.75, 5.25] definido por Hwang (2020). Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $n_{sat}$ , se utilizaron intervalos de clase de 2 en las siguientes bandas de  $C_p/u_*$ : [14 – 16], [16 – 18], ..., [30 – 32], [32 – 34].

Bajo condiciones del estado de mar mixto, el exponente  $n_{sat}$  promedio es de  $-4.2 \pm 0.4$ , con solo dos observaciones en presencia de *swell* dentro del rango definido por Hwang (2020). Se observa una tendencia al aumento del exponente  $n_{sat}$  promedio a medida que aumenta  $C_p/u_*$  (círculos blancos con su desviación estándar). Por otro lado, la dispersión del exponente  $n_{sat}$  disminuye conforme  $C_p/u_*$  aumenta.



**Figura 54.** Igual que en la Fig. 53, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.

Cuando el oleaje es joven ( $C_p/u_* < 20$ ) y el *swell* que se presenta se propaga en dirección opuesta al viento, el exponente  $n_{sat}$  presenta valores menores que 3.7 en comparación con condiciones sin *swell*. Por otro lado, los valores estimados para el exponente  $n_{sat}$  se caracterizan porque la presencia de *swell* tiene una pendiente mayor que 0.02 (véase la Fig. 54). Como se ha indicado anteriormente, la pendiente asociada al *swell* puede desempeñar un papel importante en influir las características espectrales del oleaje generado por el viento local, como lo señalan diversos estudios (Young & Sobey, 1988; Kudryavtsev & Makin, 2004; Makin et al., 2007; García-Nava et al., 2012; Vincent et al., 2019). Teniendo en cuenta esto, cuando  $S_{swell} > 0.03$ , se observa una reducción en el valor del exponente  $n_{sat}$ , menor que 4 cuando el *swell* se propaga en sentido opuesto al viento.

Un aspecto importante de concluir es que el impacto del *swell* que se propaga en dirección oblicua al viento sobre el exponente  $n_{sat}$  no es evidente. En general, el exponente  $n_{sat}$  promedio es comparable con las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Sin embargo, cuando el *swell* se propaga en sentido opuesto al viento, el exponente  $n_{sat}$  es mucho menor que 5, esto nos hace concluir que posiblemente la

dirección del swell y las otras características tales como  $R$  y  $S_{swell}$  influyen en la forma espectral de la región de saturación del oleaje.

De resultados previos en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*, el exponente  $n_{sat}$  promedio tiene un valor de 4.1 con una desviación estándar de  $\pm 0.41$ . Por otro lado, en condiciones del estado de mar mixto, el exponente  $n_{sat}$  presenta un ligero aumento, alcanzando un valor promedio de 4.2 con una desviación estándar de  $\pm 0.4$ . Estos resultados sugieren que el *swell* no ejerce un impacto significativo sobre el exponente  $n_{sat}$  promedio, ya que las diferencias observadas se encuentran dentro del mismo orden de variabilidad.

Hwang & Fan (2017); Hwang (2020) indican que no es posible establecer conclusiones definitivas sobre la correlación del exponente  $n_{sat}$  con otras variables del oleaje. Sin embargo, los resultados de este estudio evidencian una dependencia del exponente  $n_{sat}$  con la edad de la ola. A medida que el oleaje se desarrolla en condiciones de ausencia de *swell* como en presencia de *swell*, el exponente  $n_{sat}$  promedio tiende a aproximarse al límite inferior de  $-4.75$ . En condiciones del estado de mar mixto y en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*, la proporción de datos con un exponente en el rango de  $n_{sat} = 5 \pm 0.25$  es de apenas 1.3% y 3.1%, respectivamente. Estos porcentajes están muy por debajo de la estadística reportada por Hwang (2020), de aproximadamente un 15% a un 25% del total de observaciones.

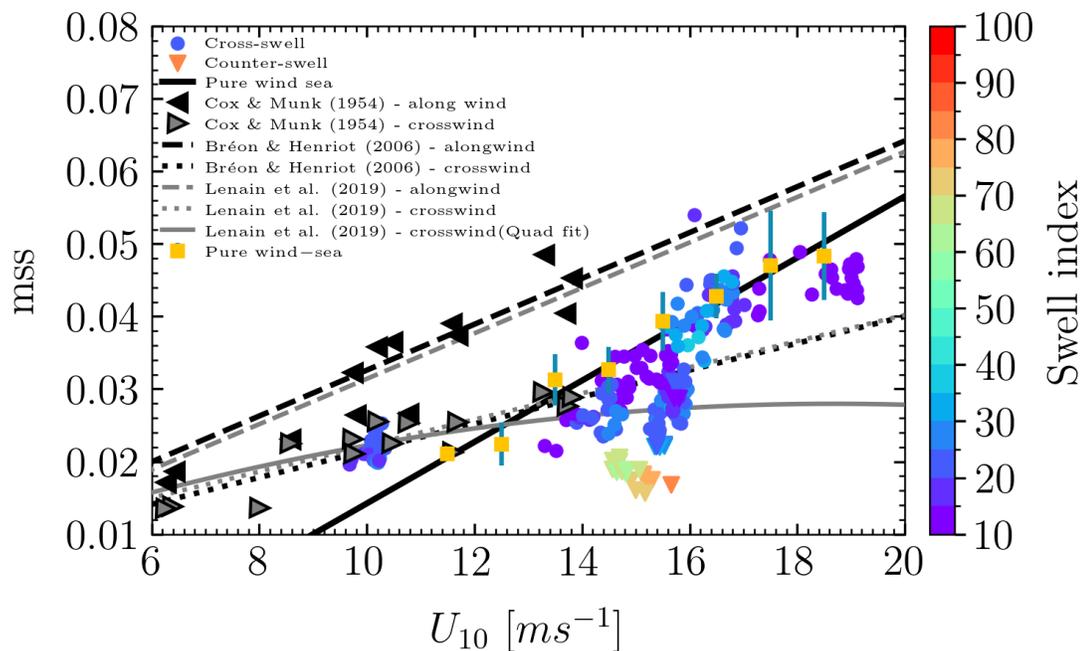
Aunque la presencia de *swell* sugiere que no hay un efecto aparente en el  $n_{sat}$  promedio, sin embargo, cuando el *swell* se propaga en dirección contraria al viento, el exponente  $n_{sat}$  tiende a valores menores en comparación con  $n_{sat}$  promedio para condiciones en ausencia de *swell* (exceptuando algunos datos de  $n_{sat}$  mayores que 4), lo que sugiere una posible influencia del *swell* en la forma espectral del rango de saturación del oleaje forzado por el viento local.

#### 4.4.7. Rugosidad de la superficie del océano en presencia de *swell*

En las Figs. 55 y 56 se presentan los resultados de la  $mss$  en función de la magnitud del viento y en escala de colores se representa el índice de *swell* y la pendiente asociada al *swell*, respectivamente. La estimación de la  $mss$  se realiza aplicando el procedimiento descrito en la sección 4.3.4, utilizando para ello la ecuación (26). Cabe destacar que dicho cálculo se restringe a la porción del espectro de energía asociada al oleaje generado por el viento local.

En condiciones del estado de mar mixto, particularmente con *swell* que se propaga en sentido opuesto

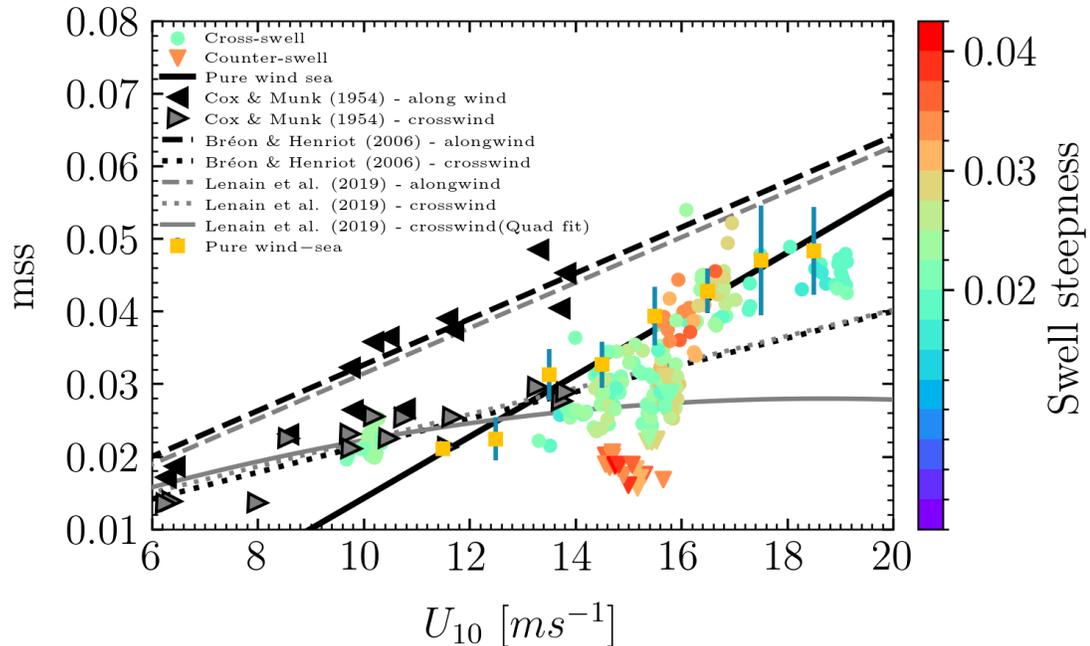
a la dirección del viento (indicado con triángulos en la Figs. 55 y 56), la  $mss$  estimada es casi la mitad que el valor de  $mss$  promedio en ausencia de *swell* (indicado con símbolos cuadrados amarillos). Este *swell*, que se propaga en dirección opuesta al viento, se distingue por presentar valores de  $R > 50\%$  y pendientes asociadas mayores que  $S_{swell} > 0.03$  (véase Fig. 56). Además, las observaciones de  $mss$  bajo la influencia de este tipo de *swell* se sitúan por debajo de las curvas de ajuste reportadas por Bréon & Henriot (2006) y Lenain et al. (2019), obtenidas en condiciones sin *swell*. Este resultado sugiere un impacto significativo del *swell* opuesto sobre la rugosidad de la superficie del mar. Dicha reducción en la  $mss$  puede tener implicaciones relevantes en la eficiencia de la transferencia de momento aire-mar y en la interpretación de productos derivados de sensores remotos.



**Figura 55.** Promedio del cuadrado de la pendiente,  $mss$ , ecuación (26), en función de la intensidad del viento,  $U_{10}$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. Los cuadrados de color amarillo representan el  $mss$  promedio y su desviación estándar asociada en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. La línea negra continua representa el ajuste lineal obtenido para las observaciones de  $mss$  en ausencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris tomadas en dos orientaciones). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido por Bréon & Henriot (2006) (líneas negras), y de Lenain et al. (2019) (líneas grises). Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos es el *swell* que se propaga oblicuo a la dirección del viento. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $1 \text{ m s}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $U_{10}$ :  $[6 - 7]$ ,  $[7 - 8]$ , ...,  $[18 - 19]$ ,  $[19 - 20] \text{ m s}^{-1}$ .

Las Figs. 57 y 58 muestran los resultados de la  $mss$ , esta vez en función de la velocidad de fricción. Como era de esperarse, se observan tendencias similares a las reportadas en las figuras anteriores, lo que refuerza la evidencia del posible efecto del *swell*. En particular, cuando el *swell* se propaga en dirección

opuesta al viento, los valores de  $mss$  son considerablemente inferiores en comparación con los obtenidos bajo condiciones de oleaje sin *swell*, así como respecto a las relaciones reportadas por Lenain et al. (2019) y a la línea de ajuste derivada de las observaciones del experimento SHOWEX (2000).



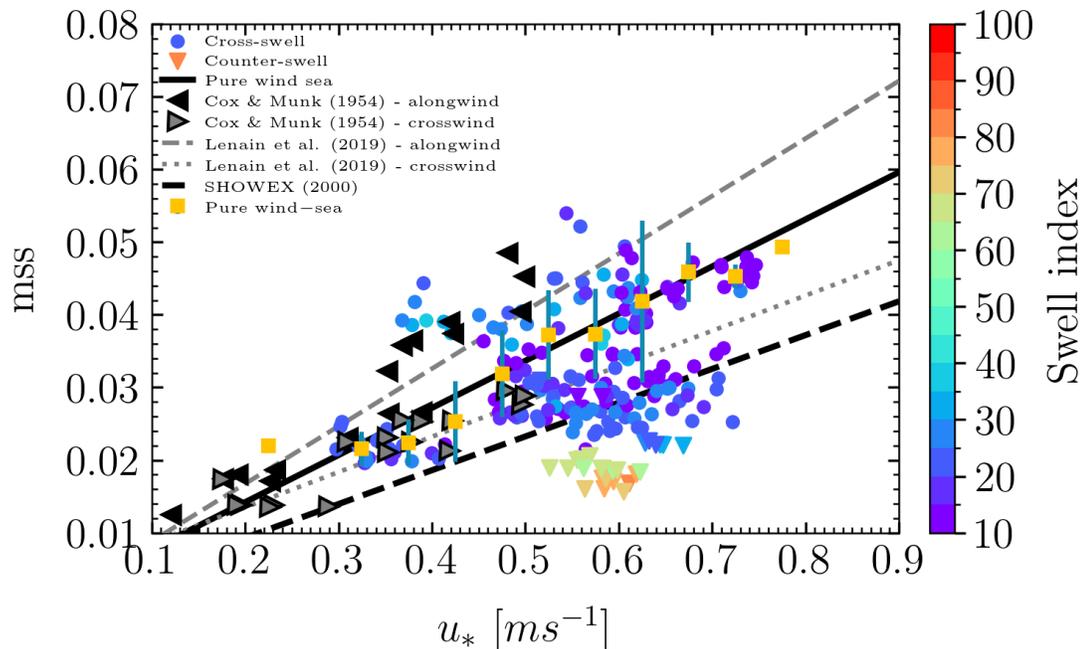
**Figura 56.** Igual que en la Fig. 55, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.

Tal como se ha evidenciado en las secciones anteriores, este tipo de *swell* se caracteriza por una fracción de energía relativa  $R \geq 50\%$  y una pendiente asociada mayor que 0.03 (véase Fig. 58). Por otro lado, cuando el *swell* se propaga en dirección perpendicular al viento (representado por círculos en las Figs. 57 y 58), se observa una mayor dispersión en los valores de  $mss$ ; sin embargo, en estos casos el efecto del *swell* sobre la rugosidad de la superficie no resulta evidente.

Estos resultados subrayan la importancia de considerar la dirección relativa entre el *swell* y el viento, el  $R$  y  $S_{swell}$  en el análisis de la  $mss$ , ya que estos factores pueden contribuir a modificar significativamente la estructura de la superficie del mar, con implicaciones directas en modelos físicos de interacción aire-mar y en la interpretación de datos provenientes de sensores remotos.

Por último, cabe destacar que a partir de los resultados de la  $mss$ , tanto en función de la rapidez del viento como de la velocidad de fricción, se sugiere un posible efecto del *swell*, especialmente cuando éste se propaga en dirección opuesta al viento. Además, una mayor pendiente asociada al *swell*, así como una mayor contribución energética del mismo al espectro total del oleaje, parecen influir en la  $mss$ , tal como

se indica mediante los triángulos en las figuras correspondientes. En contraste, ante otras configuraciones de la dirección relativa del *swell* respecto al viento, como en el caso del *swell* que se propaga en dirección oblicua al viento, su impacto en la *mss* no resulta evidente en los resultados de este trabajo.



**Figura 57.** Promedio del cuadrado de la pendiente,  $mss$ , ecuación (26), en función de la velocidad de fricción,  $u_*$  y en presencia de *swell*. La escala de colores representa el índice del *swell*. Los cuadrados de color amarillo representan el  $mss$  promedio y su desviación estándar asociada en condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones pioneras de Cox & Munk (1954) (triángulo de color negro y de color gris tomadas en dos orientaciones). Las líneas mostradas en el gráfico indican el ajuste lineal obtenido del experimento SHOWEX (2000) y de las observaciones reportadas por Lenain et al. (2019) (línea de color gris). Es importante tener en cuenta que, los triángulos representan el *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento y los círculos el *swell* que se propaga perpendicular a la dirección del viento. Para calcular el promedio y la desviación estándar de  $mss$ , se utilizaron intervalos de clase de  $0.05 \text{ ms}^{-1}$  en las siguientes bandas de  $u_*$ :  $[0.1 - 0.15]$ ,  $[0.15 - 0.2]$ , ...,  $[0.8 - 0.85]$ ,  $[0.85 - 0.9] \text{ ms}^{-1}$ .

Para comprender en detalle el mecanismo físico que controla la atenuación de las olas cortas, García-Nava et al. (2009) señalan que, en condiciones de crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* y ante vientos de moderados a intensos, el *swell* reduce la rugosidad de la superficie del océano, un factor directamente asociado a las olas cortas. Aunque el *swell* puede inducir un esfuerzo turbulento, su impacto es poco relevante en condiciones de viento intenso (García-Nava et al., 2012). Los resultados presentados en las Figs. 55–56 y 57–58 evidencian una disminución de la  $mss$ , cuando el *swell* se propaga en dirección opuesta al viento ( $R > 50\%$  y  $S_{swell} > 0.025$ ).

Dado que la  $mss$  está directamente asociada con la rugosidad superficial del océano y esta, a su vez, con la presencia de olas cortas, una disminución en la  $mss$  implica una menor rugosidad, lo que reduce

la eficiencia con la que las olas cortas extraen momento del viento (Donelan & Dobson, 2001). En tales condiciones, los valores observados de  $mss$  en presencia de *swell* que se propaga en dirección opuesta al viento son consistentemente menores que a aquellos registrados en condiciones sin *swell*, así como a los reportados en estudios previos (Bréon & Henriot, 2006; Lenain et al., 2019; Tamura et al., 2018) y a las mediciones pioneras realizadas en los años 50 por (Cox & Munk, 1954).

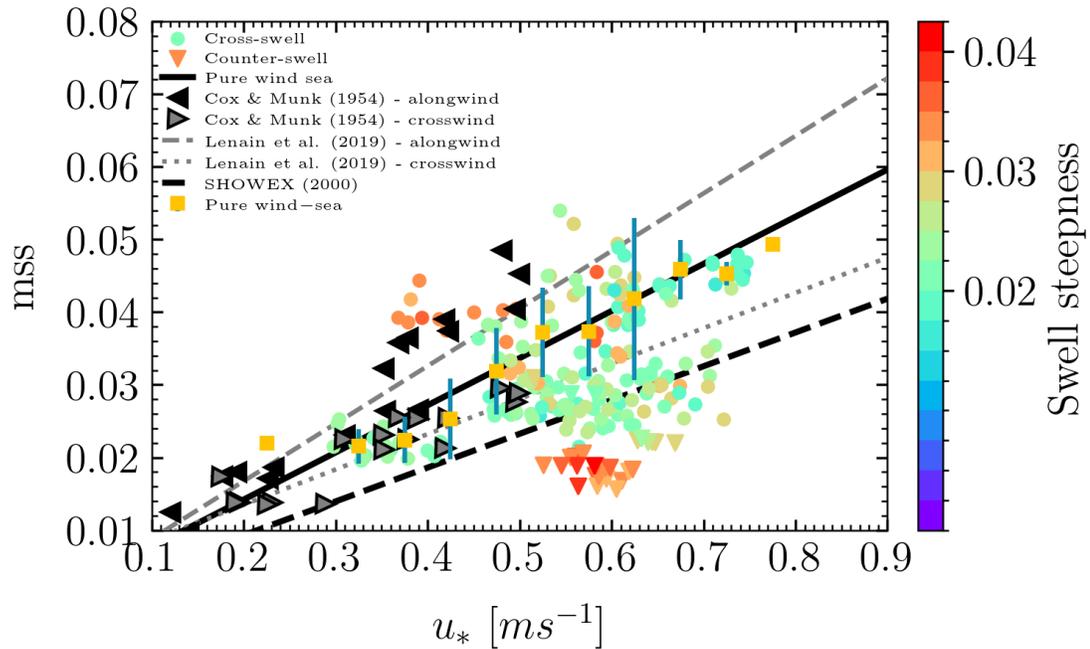


Figura 58. Igual que en la Fig. 57, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.

#### 4.5. Posibles mecanismos físicos del efecto del swell sobre el oleaje generado localmente por el viento

En aguas profundas, el crecimiento de las olas resulta de la transferencia de energía y momento del viento, pero también está limitado por la disipación debida al rompimiento ("whitecapping") (Janssen, 2004) y por las interacciones no lineales entre las olas, que redistribuyen energía dentro del espectro de energía. Estos procesos están descritos en la ecuación de acción de la ola  $N = \hat{F}(k, \theta) / \omega$  donde  $\omega$  es  $2\pi f$  la frecuencia angular, cuya evolución se modela mediante:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \vec{C}_g \cdot \nabla N = S_{WIND} + S_{NLA} - S_{DISS}, \quad (29)$$

donde  $\vec{C}_g$  denota el vector velocidad de grupo del oleaje,  $S_{WIND}$  representa el aporte de energía proveniente del viento,  $S_{NLA}$  corresponde a las interacciones no lineales entre cuádrupletas de olas, y  $S_{DISS}$  es el término asociado a la disipación de energía.

Si el *swell* afecta al oleaje generado por el viento local, su influencia se ejerce a través de los términos del lado derecho de la ecuación (29) (Masson, 1993; Li et al., 2020; Shabani et al., 2022). En el estudio de Shabani et al. (2022) se analizan en profundidad los mecanismos físicos que podrían inhibir la energía de las olas cortas cuando el *swell* y el viento están alineados. A partir de experimentos en laboratorio, los autores concluyen que la disipación es el principal mecanismo de atenuación, mientras que la reducción en el suministro de energía del viento tiene un impacto menor.

Los resultados de este estudio sugieren que el término  $S_{WIND}$ , que representa la entrada de energía desde el viento, no es el principal mecanismo que explica la menor energía del oleaje forzado por el viento local en presencia de *swell*, en comparación con las condiciones sin *swell*. Esto se debe a que, bajo vientos de intensidad moderada a fuerte, el *swell* no parece alterar significativamente el esfuerzo del viento. No obstante, en condiciones de viento débil, diversos estudios han señalado que el *swell* podría influir directamente sobre el campo de viento (Grachev & Fairall, 2001; García-Nava et al., 2009; Vincent et al., 2019, 2020).

Adicionalmente, de forma indirecta y en concordancia con lo planteado por Shabani et al. (2022), el *swell* puede modificar el esfuerzo del viento al reducir la rugosidad de la superficie del océano, como también se ha reportado en García-Nava et al. (2012). Esta disminución en la rugosidad superficial afecta la eficiencia de la transferencia de momento, lo que podría contribuir a la reducción observada en la energía del oleaje generado localmente.

En cuanto al término  $S_{NLA}$ , el cual no se abordó en este estudio, se conoce que desempeña un papel relevante pero parcial en la estabilización del espectro de energía, ya que las interacciones no lineales entre olas redistribuyen la energía tanto hacia frecuencias bajas como hacia altas. En los casos analizados en este estudio, inferimos por argumentos meramente cualitativos que  $S_{NLA}$  favorece predominantemente la transferencia de energía hacia las frecuencias altas en respuesta a la acción del viento, lo que contribuye al desarrollo de un nuevo sistema de oleaje en esa dirección. Es ampliamente reconocido que las interacciones no lineales son esenciales para mantener la forma unimodal del espectro de energía (Young et al., 1987; Young & Van Vledder, 1993; Aijaz et al., 2016). Por otro lado, Masson (1993) concluye, a partir de los resultados de sus experimentos, que las olas largas pueden extraer energía de las olas cortas mediante el acoplamiento energético asociado a las interacciones no lineales. Si esta transferencia de energía estuviera

presente en las observaciones, las interacciones no lineales no conservarían la estructura unimodal del espectro de energía, como la que se observa durante el paso de un frente frío por la ubicación de la boya, cuando el viento cambia abruptamente de dirección. Con base en los resultados de este estudio y en un análisis cualitativo del espectro de energía, se plantea la hipótesis de que la presencia de *swell* no influye significativamente en la energía del oleaje generado por el viento local a través del término  $S_{NLA}$ .

Finalmente, la atenuación del oleaje por efecto del *swell* ocurre a través del término  $S_{DISS}$ . Las olas cortas que se propagan en sentido contrario a un *swell* que tiene una pendiente de moderada a alta tienden a romper debido a la inestabilidad de la pendiente (Phillips & Banner, 1974), disipando energía a pesar de la presencia de un flujo de momento significativo del viento. Shabani et al. (2022) sugieren que el aumento de la velocidad del viento justo antes de la cresta de las olas largas provoca la ruptura selectiva y la disipación de las olas cortas con una alta pendiente. En particular, aquellas olas con valores pequeños de  $C_p/u_*$  no están suficientemente desarrolladas para resistir este incremento en la velocidad del viento.

El impacto del *swell* sobre el oleaje generado por el viento local depende de sus características específicas, como lo han señalado estudios previos (Pan et al., 2005). En particular, este estudio demuestra que tres parámetros asociados al *swell* desempeñan un papel importante en la atenuación de la energía de las olas cortas jóvenes: la fracción de energía relativa del *swell* ( $R$ ), su pendiente asociada ( $S_{swell}$ ) y la dirección del *swell* con respecto al viento. Cabe destacar que la pendiente del *swell* ha sido identificada como un factor clave en investigaciones anteriores (Young & Sobey, 1988; Kudryavtsev & Makin, 2004; Makin et al., 2007; Vincent et al., 2019), lo cual refuerza la relevancia de su inclusión en el análisis del crecimiento del oleaje forzado por el viento local.

Estos resultados son especialmente útiles para mejorar la representación del acoplamiento atmósfera-océano en modelos numéricos de oleaje y para interpretar con mayor precisión las observaciones provenientes de sensores remotos, que son sensibles a los cambios en la rugosidad superficial del mar inducidos por el *swell*. Entre las limitaciones de este trabajo, y cuyo estudio requiere una mayor atención, se encuentra el posible impacto de otros procesos en la dinámica del oleaje, especialmente en frecuencias altas. Entre estos procesos se incluyen la lluvia (Cavaleri et al., 2015; Cavaleri & Bertotti, 2017) y las corrientes superficiales (Zhang et al., 2009; Ardhuin et al., 2017; Guimarães et al., 2022). Es bien sabido que los eventos meteorológicos, como los frentes fríos, suelen estar acompañados de una precipitación abundante. Además, en la región oeste del GoM, se observa de manera recurrente la presencia significativa de remolinos de mesoescala y sub-mesoescala, los cuales pueden influir en la dinámica del oleaje.

## Capítulo 5. Crecimiento del oleaje en condiciones de viento no estacionario

---

*El viento, un viento huracanado, se calmó al amanecer, si es que a esa pálida neblina se le puede llamar amanecer y [. . .] las olas se crecieron sobre sí mismas, se empujaron animándose unas a otras y la mar gruesa nos agitó como si fuéramos una coctelera.*

**Raúl Guerra Garrido, La mar es mala mujer.**

---

### 5.1. Definición de condiciones con viento acelerado

Para seleccionar los eventos en los que el viento se acelera, se debe cumplir que la dirección del viento sea casi constante (ecuación 10) para simplificar el análisis y, además, el siguiente criterio:

$$\frac{\partial U_{10}}{\partial t} > 0 \text{ m s}^{-2}. \quad (30)$$

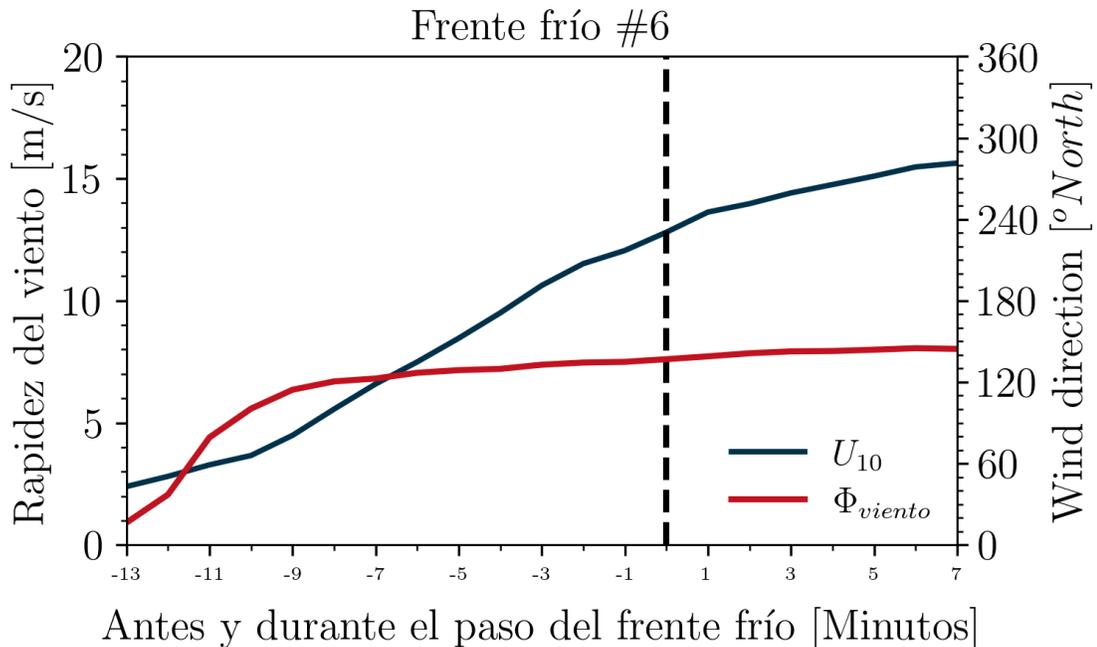
Durante los eventos en que el viento acelera, pueden existir condiciones del estado del mar mixtos. Por ende, es necesario definir condiciones de oleaje generado localmente por el viento acelerado en ausencia de *swell*. Esta definición debe cumplir con los criterios establecidos para  $R$ ,  $S_{swell}$ , y además, la diferencia entre la dirección del viento y la dirección del oleaje forzado por el viento acelerado debe ser inferior a  $15^\circ$ , siguiendo un enfoque similar al empleado en el capítulo 4 para las condiciones de viento estacionario.

En las siguientes secciones se presentarán los eventos seleccionados bajo condiciones de viento acelerado. Posteriormente, se expondrán los resultados sobre el crecimiento del oleaje generado por el viento local y el esfuerzo del viento durante las primeras etapas de desarrollo, tanto en ausencia como en presencia de *swell*.

## 5.2. Serie temporal de la rapidez del viento y de la altura significativa del oleaje en condiciones de viento acelerado

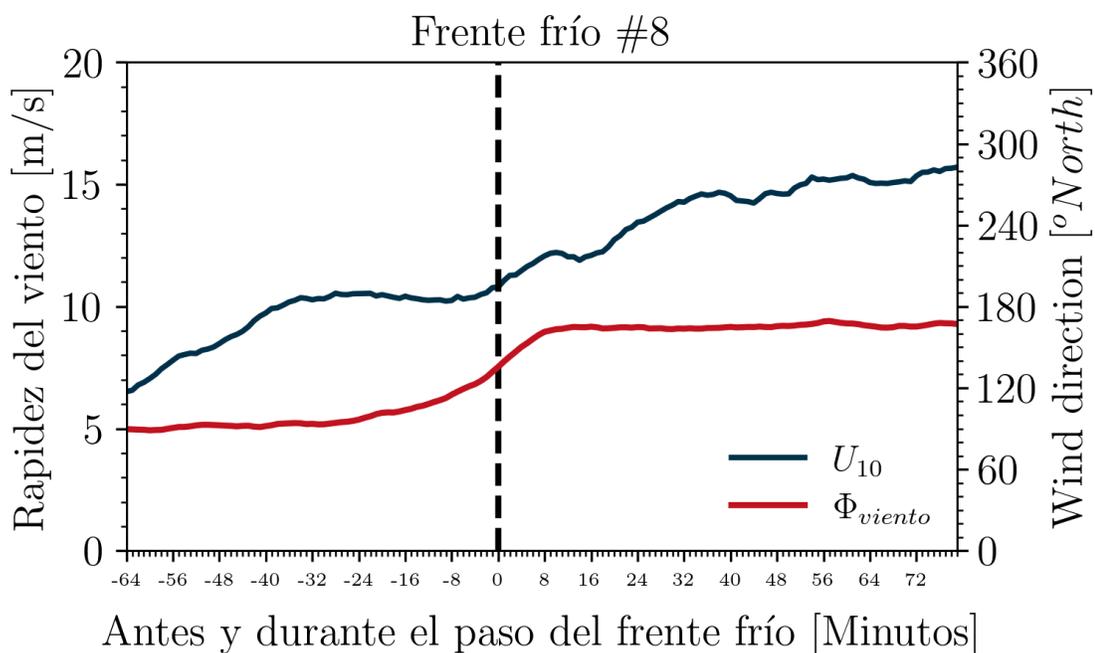
Las Figs. 59, 60, 61 y 62 muestran la evolución temporal del campo de viento, tanto en magnitud como en dirección, durante la etapa de aceleración asociada al paso de los frentes fríos #6, #8, #9 y #10, respectivamente. Los frentes fríos analizados corresponden a los identificados en el capítulo 3.

Para el frente frío #6 (Fig. 59), el viento mantiene una dirección predominante (línea roja en la figura) desde aproximadamente 10 *minutos* antes hasta 7 *minutos* después del paso del frente frío en el sitio de medición (línea discontinua vertical, minuto cero, definido en la sección 3.3.1). Durante este intervalo, se observa claramente un incremento en la intensidad del viento (línea azul en la figura) de  $2 \text{ m s}^{-1}$  a  $15 \text{ m s}^{-1}$  aproximadamente.

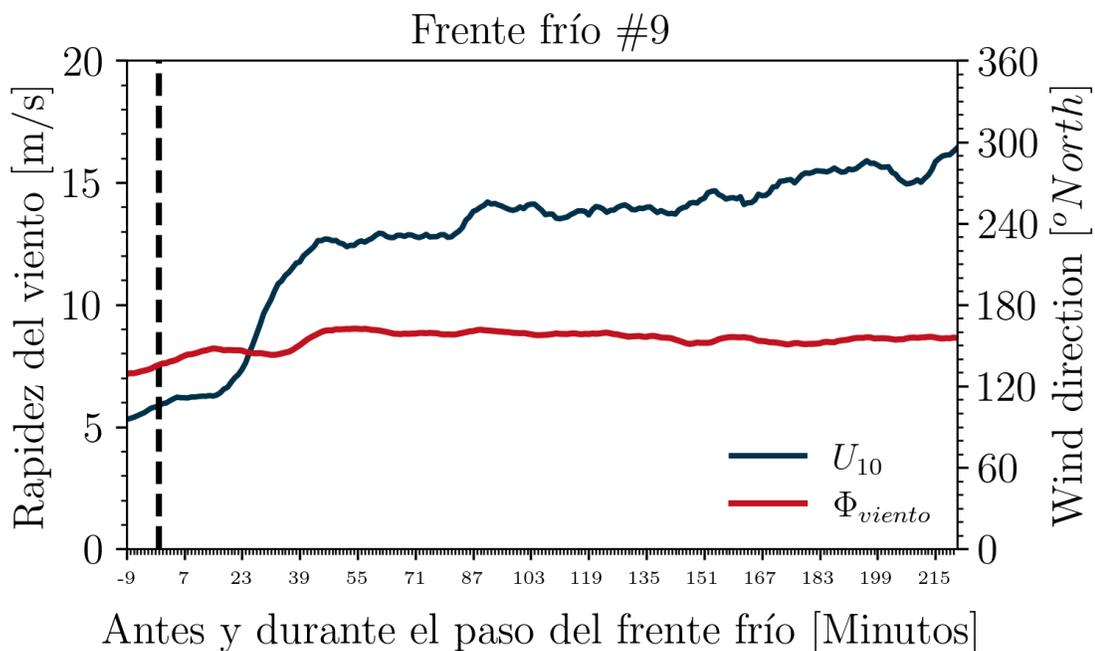


**Figura 59.** Evolución temporal de la velocidad del viento (línea de color azul) y la dirección del viento (línea de color rojo) durante un frente frío en condiciones de viento acelerado. El evento meteorológico corresponde al frente frío número 6. La línea negra vertical representa el inicio de cada *Norte*. La dirección del viento sigue la convención oceanográfica (hacia dónde va).

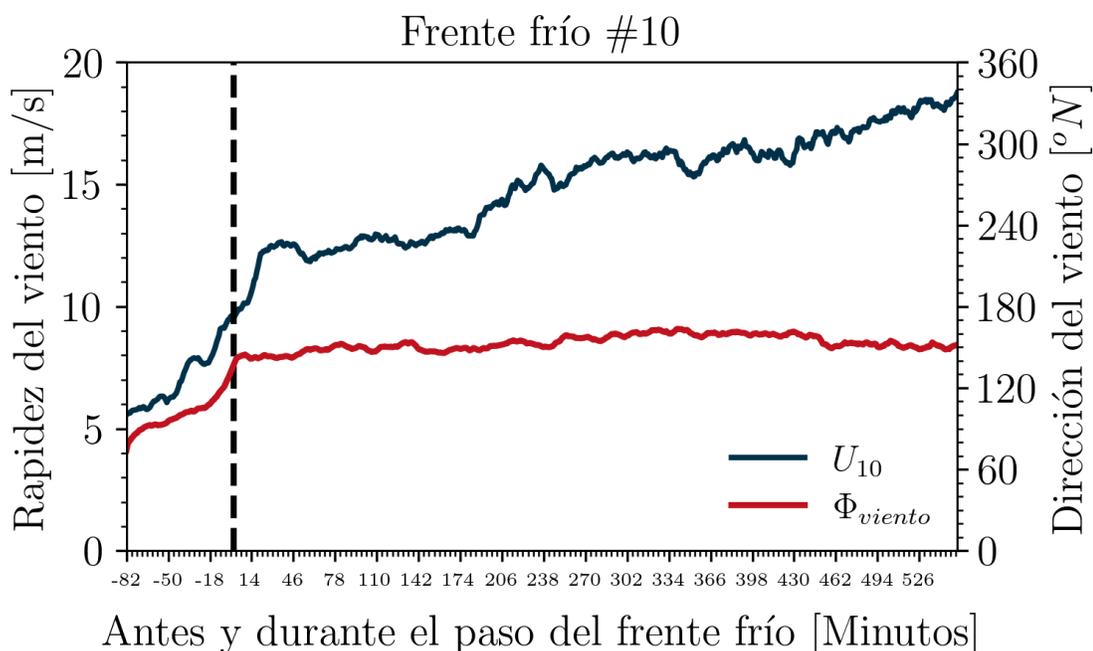
Es importante destacar que durante el paso del frente frío #9 (Fig. 61) y del frente frío #10 (Fig. 62) se presentan condiciones de viento acelerado de mayor duración, mientras que durante el paso del frente frío #6 (Fig. 59) y del frente frío #8 (Fig. 60) las condiciones de viento acelerado son de menor duración (véase la Tabla 4 más adelante).



**Figura 60.** Igual que en la Fig. 59, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8.



**Figura 61.** Igual que en la Fig. 59, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9.

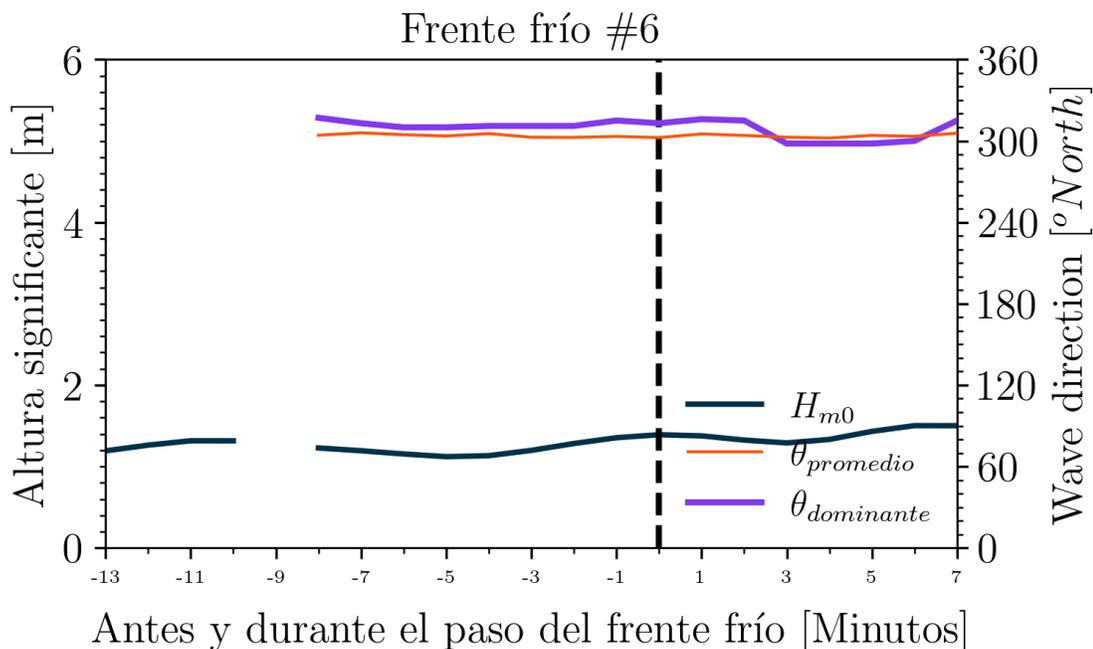


**Figura 62.** Igual que en la Fig. 59, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10.

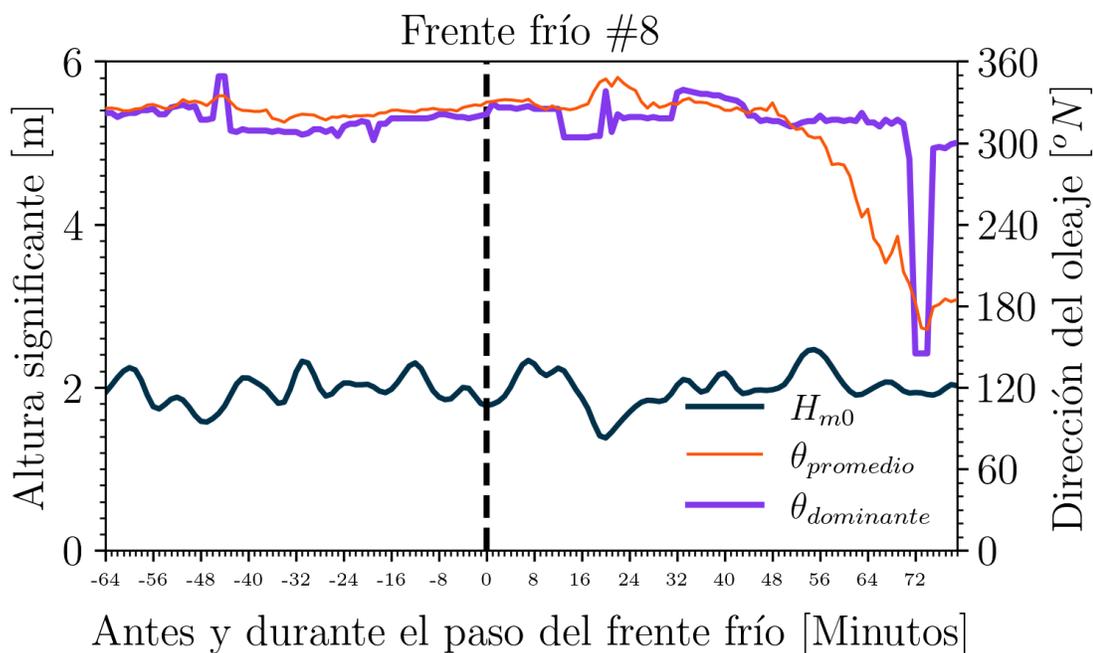
La evolución temporal del campo de olas, en términos de la altura significativa y la dirección del oleaje (dirección promedio y dirección dominante), se presenta en las Figs. 63, 64, 65 y 66, correspondientes a los mismos intervalos de tiempo y eventos de frentes fríos, #6, #8, #9 y #10, respectivamente, analizados en las figuras previas sobre la evolución del campo de viento.

Es importante destacar que la respuesta del oleaje al forzamiento acelerado del viento no es inmediata; pueden transcurrir desde minutos hasta horas antes de que se observen cambios significativos en la altura significativa de las olas (línea azul, por ejemplo para el frente frío #6, Fig. 63 o para el frente frío #8, Fig. 64) o en la dirección dominante del oleaje (asociada a  $f_p$  en el espectro direccional, línea morada). Esta última nos permite inferir el sistema de oleaje predominante en cada momento: inicialmente dominado por el *swell* (en la figuras 65 y 66 se observa que la dirección es aproximadamente  $300^\circ$  y  $240^\circ$ , respectivamente), y posteriormente, el oleaje dominante corresponde al oleaje generado por el viento local que adquiere en cada momento más energía (en la figuras 65 y 66 se observa que la dirección es aproximadamente  $140^\circ$  y  $170^\circ$ , respectivamente). En cuanto a la dirección promedio del oleaje, esta es prácticamente similar a la dirección dominante de las olas, con ligeras diferencias en dirección sobre algunos momentos antes (Fig. 66) y durante (Fig. 65) el paso del frente frío. En el caso del frente frío #9 (Fig. 65) y del frente frío #10 (Fig. 66), se observa un incremento notable en la altura significativa del oleaje, alcanzando valores cercanos a los 3 m. Este aumento se atribuye al mayor tiempo

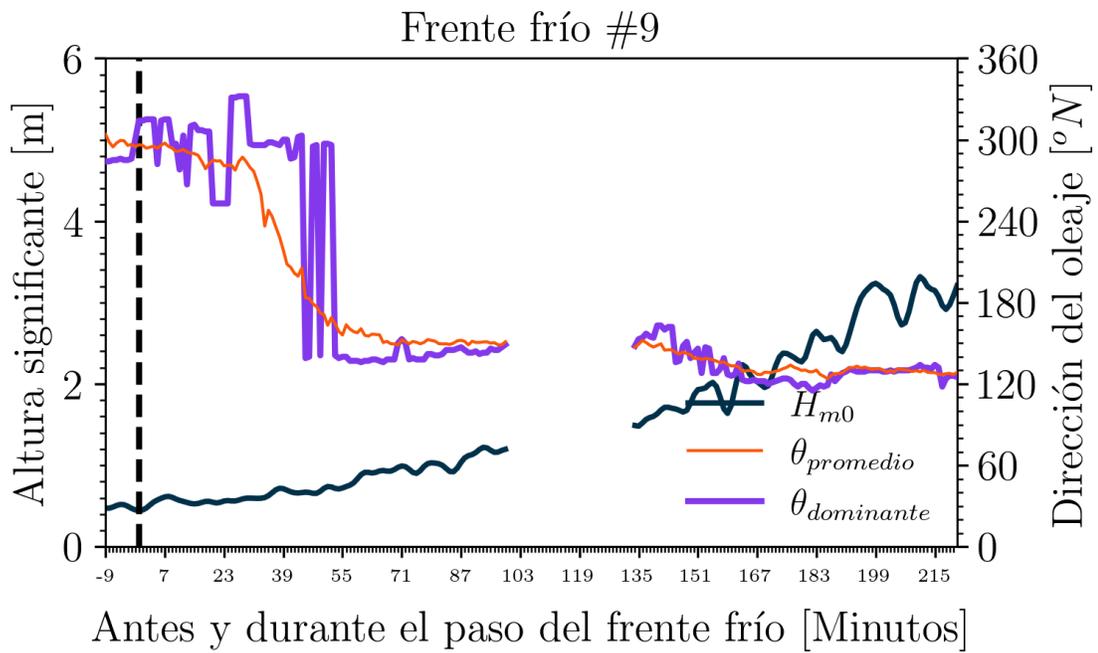
durante el cual el viento acelerado actúa sobre la superficie del mar, en comparación con los demás eventos analizados, lo que favorece un desarrollo más pronunciado del oleaje generado localmente.



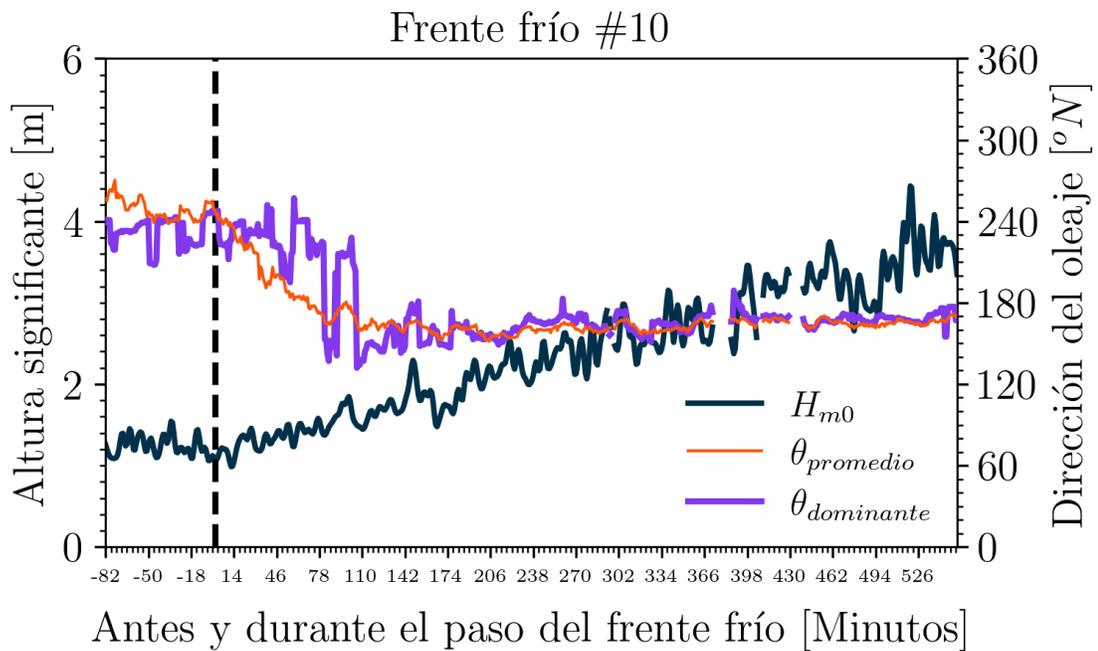
**Figura 63.** Evolución temporal de la altura significativa de las olas (línea de color azul), la dirección dominante de las olas (línea de color morado) y la dirección promedio de las olas (línea de color naranja) durante un frente frío en condiciones de viento acelerado. El evento meteorológico corresponde al frente frío número 6. La línea negra vertical representa el inicio de cada Norte. La dirección de las olas sigue la convección oceanográfica (hacia dónde va).



**Figura 64.** Igual que en la Fig. 63, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 8.



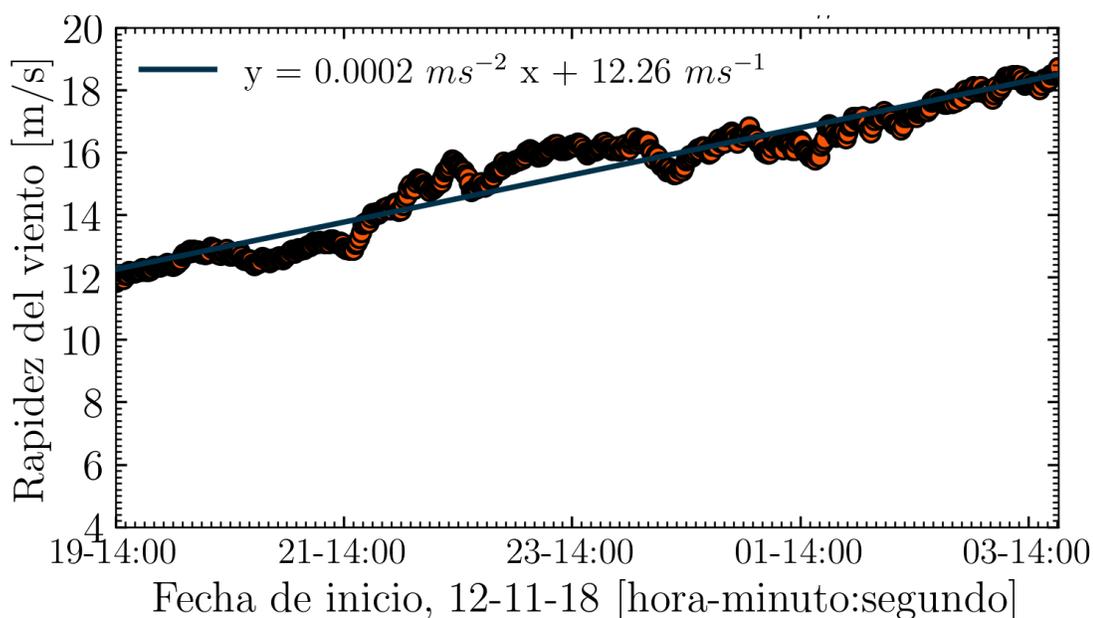
**Figura 65.** Igual que en la Fig. 63, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 9.



**Figura 66.** Igual que en la Fig. 63, pero para el evento meteorológico correspondiente al frente frío número 10.

### 5.2.1. Selección de eventos en condiciones de viento acelerado y estimación de la aceleración del viento

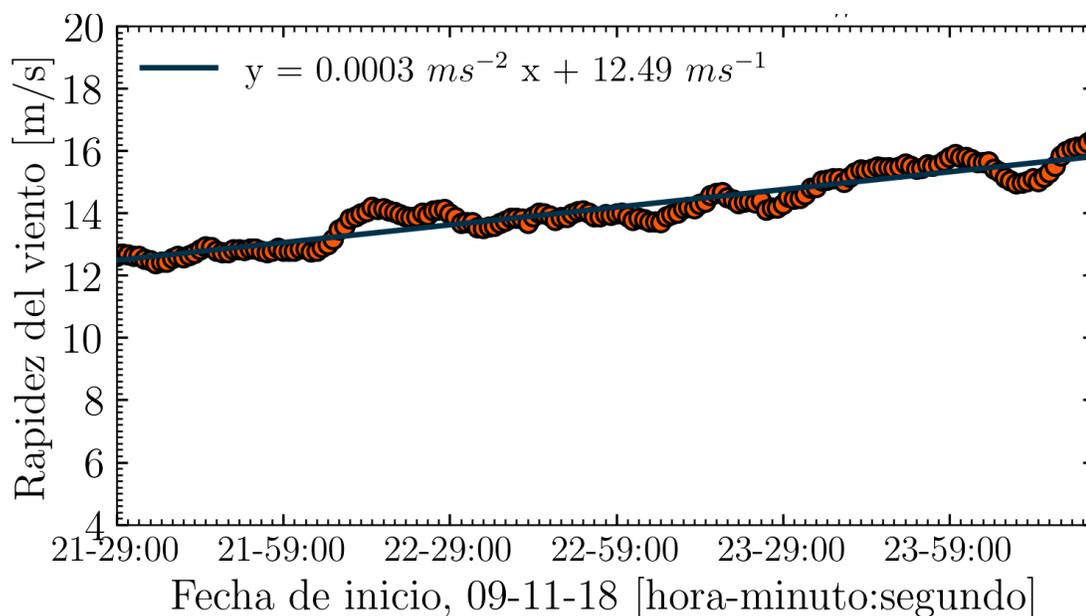
En las Figs. 67–73 se presenta nuevamente la evolución temporal de la rapidez del viento, pero con un énfasis sobre los periodos en que se observa que el viento acelera con base en el criterio dado por la ecuación (30). A partir de estos periodos seleccionados, se aplica una regresión lineal a los datos para estimar la aceleración con base en el valor obtenido de la pendiente. Es importante señalar que para éste cálculo se toman valores de la aceleración negativos como positivos como se muestran en las figuras. Sin embargo, para el análisis que se mostrarán en las siguientes secciones solo se consideran las observaciones en que la aceleración es positiva. En total, se identificaron siete eventos con aceleración:  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$ ,  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$ ,  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$ ,  $|\vec{a}| = 0.0013 \text{ ms}^{-2}$ ,  $|\vec{a}| = 0.0017 \text{ ms}^{-2}$ ,  $|\vec{a}| = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$  y  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ . Es importante destacar que, para un mismo frente frío, se identificaron uno o más eventos con aceleración del viento. Esta recurrencia permite reducir la incertidumbre asociada al periodo seleccionado para el análisis, fortaleciendo la confiabilidad de los resultados obtenidos.



**Figura 67.** Serie temporal de la rapidez del viento durante condiciones de viento acelerado para el frente frío #10. Las mediciones corresponden al día 12 y 13 de noviembre del 2018. La escala de tiempo se indica en horas y minutos. La línea azul corresponde al ajuste lineal realizado a las observaciones. La pendiente obtenida de la regresión lineal nos indica el valor estimado de la aceleración. Para este caso es de  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$ .

Es importante señalar que la mayor aceleración se registró en el evento #7 con  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$  (Fig. 73), mientras que la menor aceleración se registró en el evento #1 con  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$  (Fig. 67).

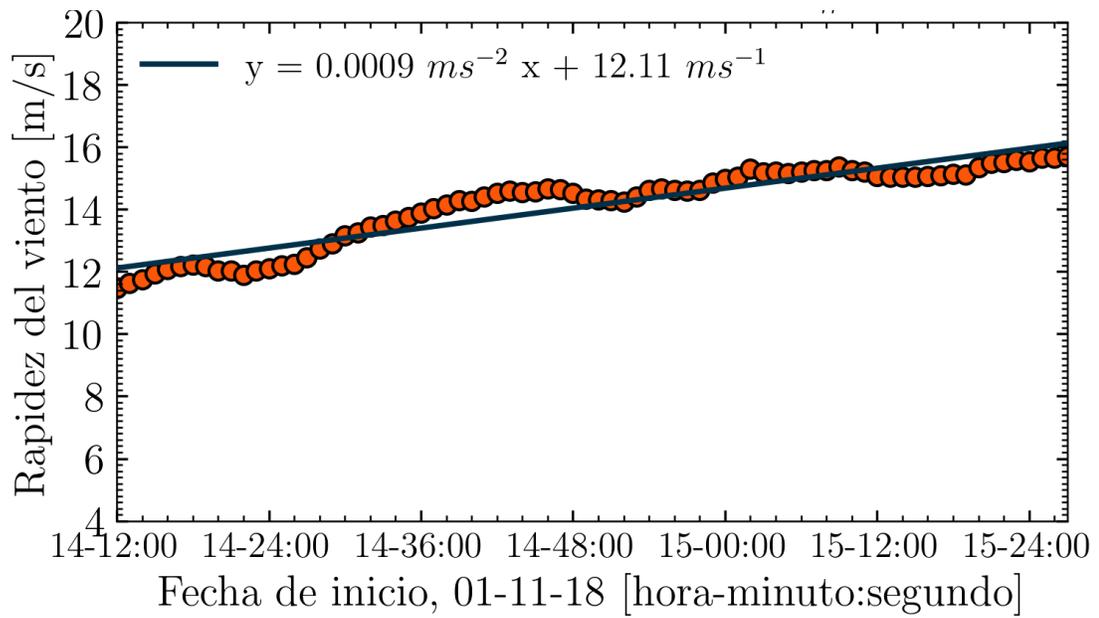
En este contexto, resulta relevante comparar los resultados observados en campo de este trabajo con el estudio de laboratorio de Robles-Díaz et al. (2019), donde uno de sus experimentos se generó con  $|\vec{a}| = 0.02 \text{ m s}^{-2}$ . Los autores mencionan que estos valores de aceleración son comparables con los que pueden presentarse en fenómenos meteorológicos como frentes fríos, Tehuanos o Mistrales. No obstante, en este estudio se registraron aceleraciones menores que  $|\vec{a}| = 0.02 \text{ m s}^{-2}$ . El evento #7 fue el que presentó una aceleración más cercana a la reportada por Robles-Díaz et al. (2019) en condiciones de laboratorio.



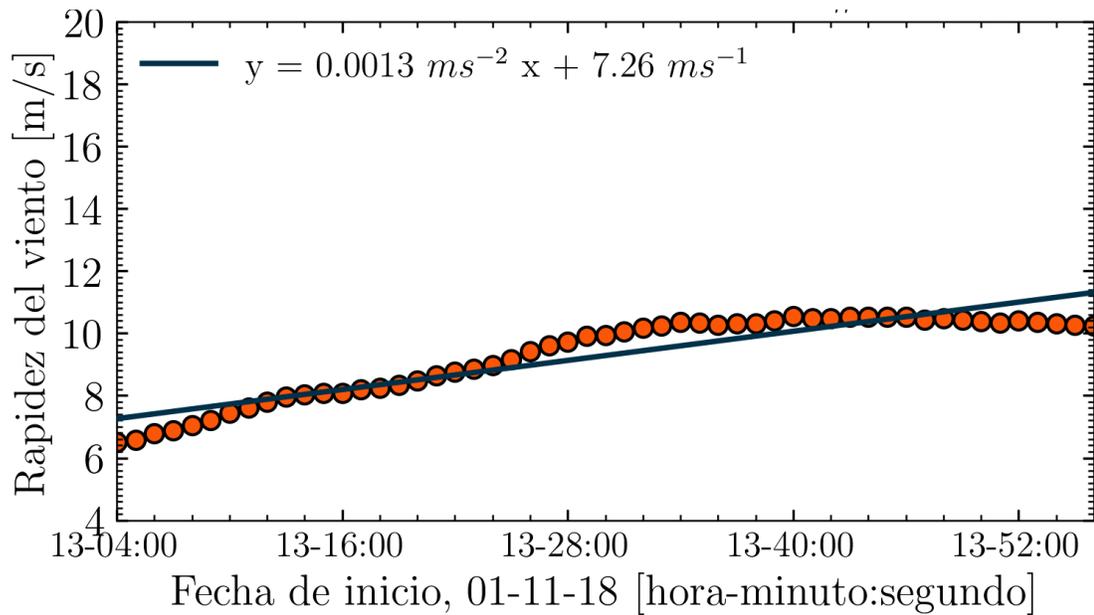
**Figura 68.** Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #9 y el día 9 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ m s}^{-2}$ .

La tabla 4 presenta la estadística asociada para cada uno de los eventos mostrados en las figuras 67–73. Cabe destacar que el evento número 1 es el de mayor duración y menor aceleración estimada a partir de la regresión lineal, mientras que el evento número 7 es el de menor duración y mayor aceleración.

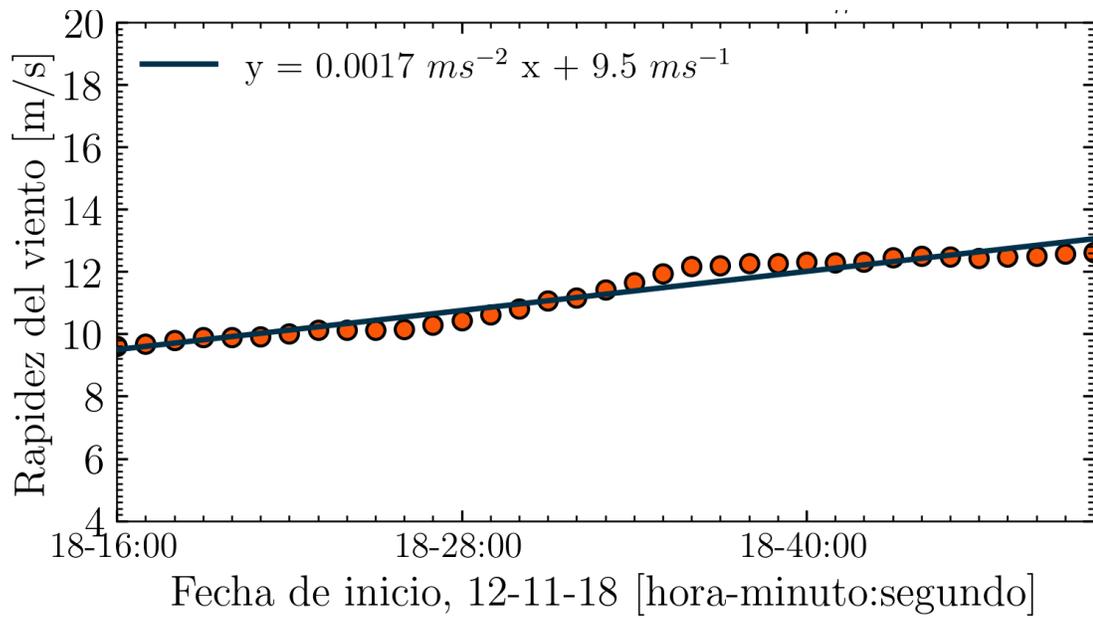
Por otro lado, el coeficiente de correlación ( $r$ ) es cercano a uno en todos los eventos de viento acelerado, lo que indica un alto grado de ajuste en la estimación. Asimismo, la desviación estándar de la aceleración ( $s$ ) asociada a cada evento es prácticamente muy bajo, lo que le da robustez a los resultados obtenidos.



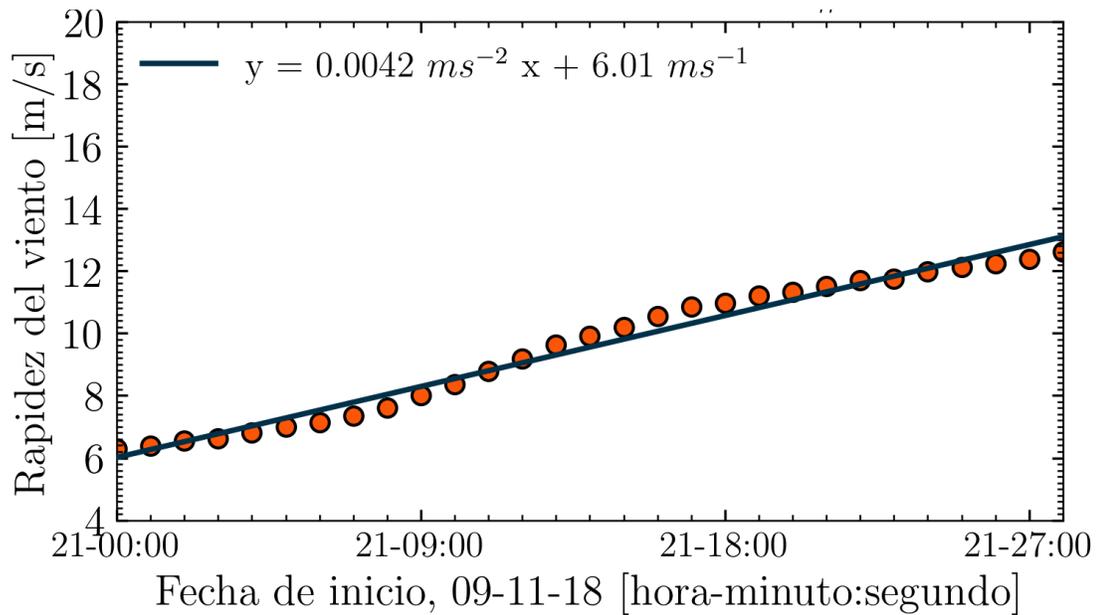
**Figura 69.** Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #8 y el día 1 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$ .



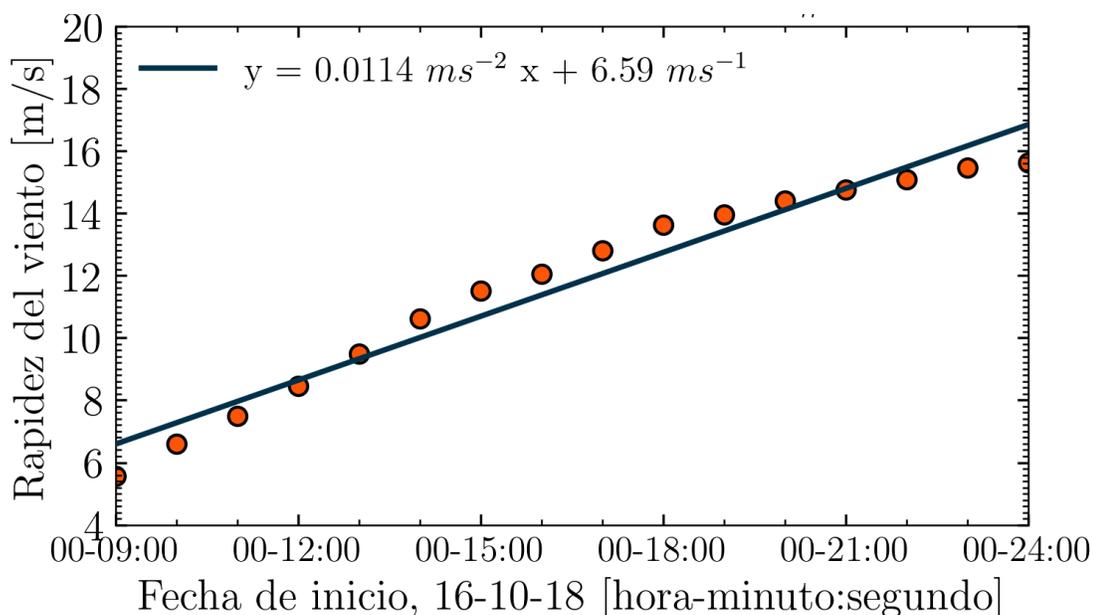
**Figura 70.** Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #8 y el día 1 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de  $|\vec{a}| = 0.0013 \text{ ms}^{-2}$ .



**Figura 71.** Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #10 y el día 12 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de  $|\vec{a}| = 0.0017 \text{ ms}^{-2}$ .



**Figura 72.** Igual que en la Fig. 67, pero para el frente frío #9 y el día 9 de noviembre del 2018. Para este caso la aceleración es de  $|\vec{a}| = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$ .



**Figura 73.** Igual que en la Fig.67, pero para el frente frío #9 y el día 16 de octubre del 2018. Para este caso la aceleración es de  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ .

**Tabla 4.** Estadística relacionada con los diferentes eventos seleccionados en condiciones de viento acelerado.

Evento	$ \vec{a}  [ms^{-2}]$	$s_{ \vec{a} } [ms^{-2}]$	$r$	duración	frente frío
1	0.0002	$2.7 \times 10^{-6}$	0.92	497 min	#10
2	0.0003	$8.24 \times 10^{-6}$	0.89	177 min	#9
3	0.0009	$3.91 \times 10^{-5}$	0.88	76 min	#8
4	0.0013	$7.49 \times 10^{-5}$	0.86	53 min	#8
5	0.0017	$7.85 \times 10^{-5}$	0.94	35 min	#10
6	0.0042	0.000	0.98	29 min	#9
7	0.0114	0.001	0.96	16 min	#6

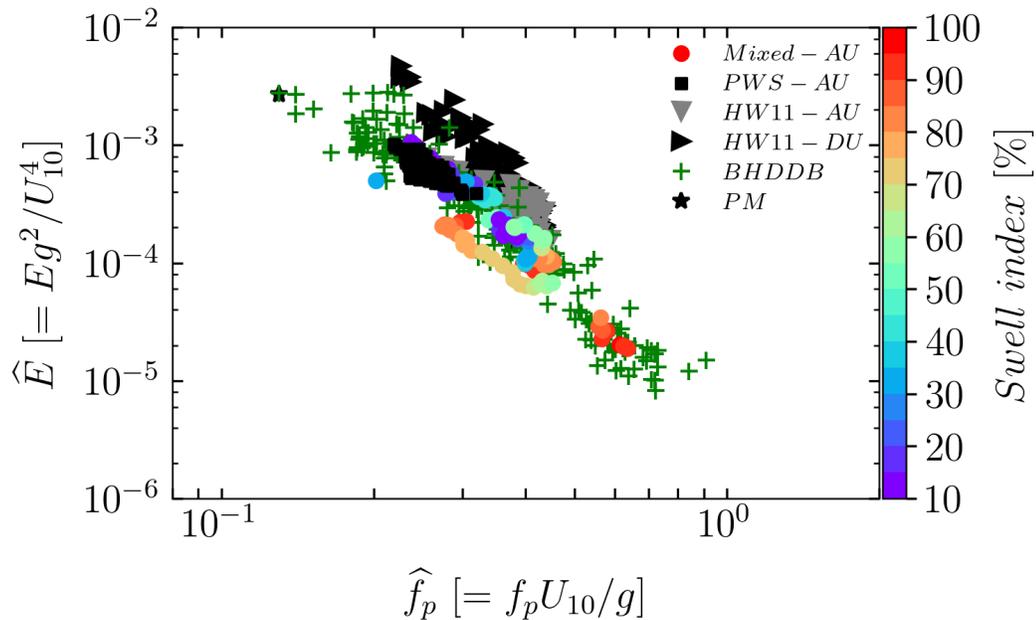
### 5.3. Crecimiento del oleaje en presencia de swell y de viento acelerado

En esta sección se presentan los resultados del crecimiento del oleaje generado por el viento local desde diversas perspectivas de análisis, incluyendo las clásicas relaciones de similitud (Kitaigorodskii, 1962, 1970; Hasselmann et al., 1973) y el enfoque más reciente basado en la teoría de la turbulencia débil (Zakharov et al., 2015). Un aspecto clave de esta sección es la consideración del *swell* y del viento no estacionario, cuya influencia en la evolución del oleaje aporta una nueva dimensión al análisis.

### 5.3.1. Crecimiento del oleaje

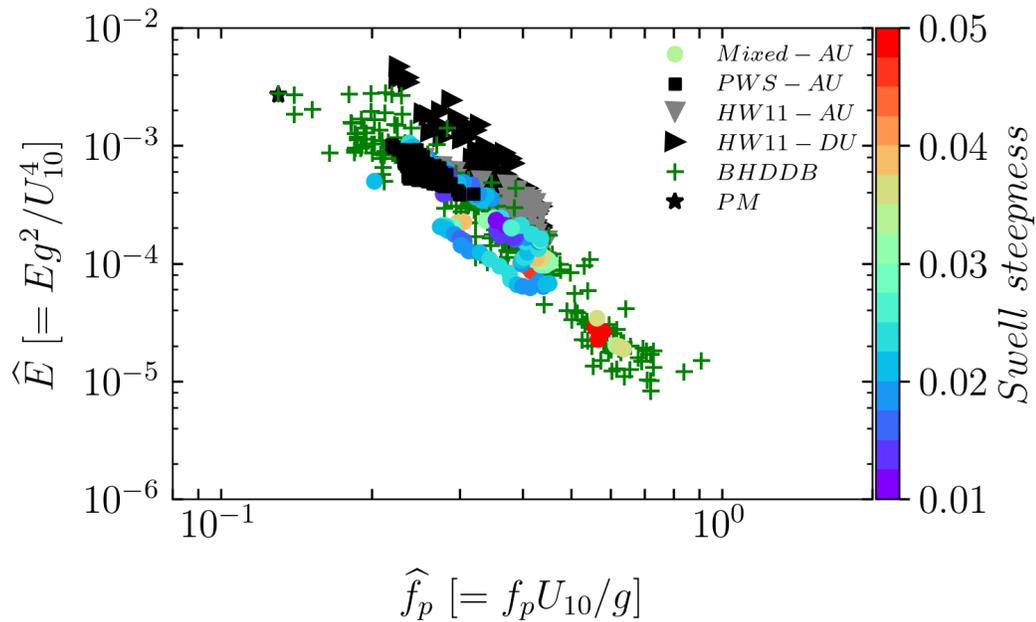
Para estudiar el crecimiento del oleaje, la comunidad científica se ha enfocado más en aquellas condiciones donde el oleaje crece limitado por la distancia, una condición más común encontrada en lagos o cuencas oceánicas semi cerradas (Donelan et al., 1985; Babanin et al., 2018). Por otro lado, son menos los trabajos que abordan condiciones donde el oleaje crece limitado por la duración del evento de viento y éste evoluciona desde un estado de calma oceánica (una condición más difícil de observar, Hwang & Wang, 2004).

Kitaigorodskii (1962, 1970) indican que la energía del oleaje generado por el viento local ( $E$ ) depende de la distancia sobre la cual el viento ejerce fricción a la superficie del mar ( $x$ ), la frecuencia de las olas ( $f$ ), el tiempo en que el viento actúa sobre la superficie del océano ( $t$ ), la rapidez del viento ( $U_{10}$ ) o de manera alternativa la velocidad de fricción ( $u_*$ ). En el análisis que se presenta a continuación, se evitará el uso del *fetch* como parámetro principal en el crecimiento inicial del oleaje, por la razón expuesta en el capítulo 4.



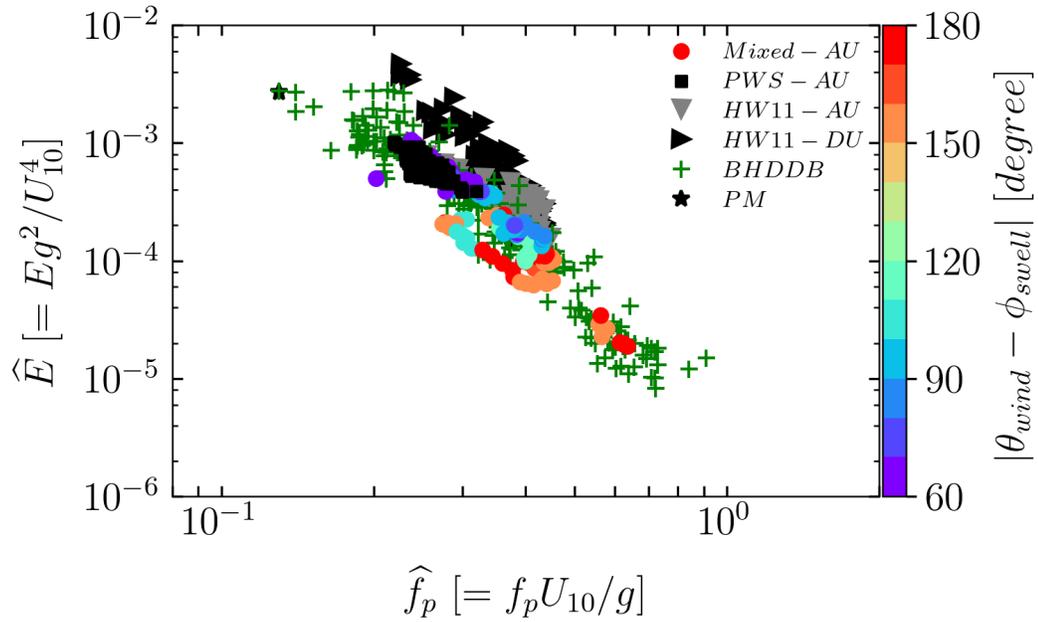
**Figura 74.** Energía adimensional del oleaje generado por el viento local,  $\hat{E}$  en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía,  $\hat{f}_p$ , para condiciones de viento acelerado (círculos). La escala de colores representa el índice del *swell*. Los símbolos cuadrados de color negro indican condiciones sin presencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de aceleramiento del viento (triángulo gris orientado hacia abajo) y de desaceleramiento del viento (triángulo negro orientado a la derecha), la estrella de color negro es el dato que se obtiene de la relación de Pierson & Moskowitz (1964) para oleaje completamente desarrollado. Las cruces de color verde es la compilación de información de varios estudios reportados en la literatura por Hwang et al. (2011) (para más detalle refiérase a la publicación).

En las Figs. 74, 75 y 76 se presenta la energía adimensional del oleaje generado por el viento local en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía, utilizando la rapidez del viento como factor de escalamiento. En estas figuras se destacan dos clases de observaciones cuando el viento acelera: uno en ausencia de *swell* (PWS-AU) y otro con presencia de *swell* (Mixed-AU). El *swell* se caracteriza mediante un índice que cuantifica su presencia energética en el espectro total del oleaje (véase ecuación 15), una pendiente característica (véase ecuación 14) y una dirección relativa con respecto al viento.



**Figura 75.** Igual que en la Fig. 74, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.

Para facilitar la comparación de los resultados, en las mismas figuras se incluyen las observaciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de viento no estacionario (viento acelerado, HW11-AU y viento desacelerado, HW11-DU) y un conjunto de datos de oleaje en ausencia de *swell* (BHDDDB), obtenido de la compilación de diversos estudios previos (Hwang et al., 2011). Cabe destacar que las observaciones de la energía adimensional del oleaje en ausencia de *swell* (PWS-AU) están superpuestas con las condiciones de referencia reportadas en la literatura, BHDDDB. Además, las observaciones de la energía adimensional del oleaje (PWS-AU) presentan valores menores en comparación con las observaciones de HW11 bajo condiciones de viento no estacionario.



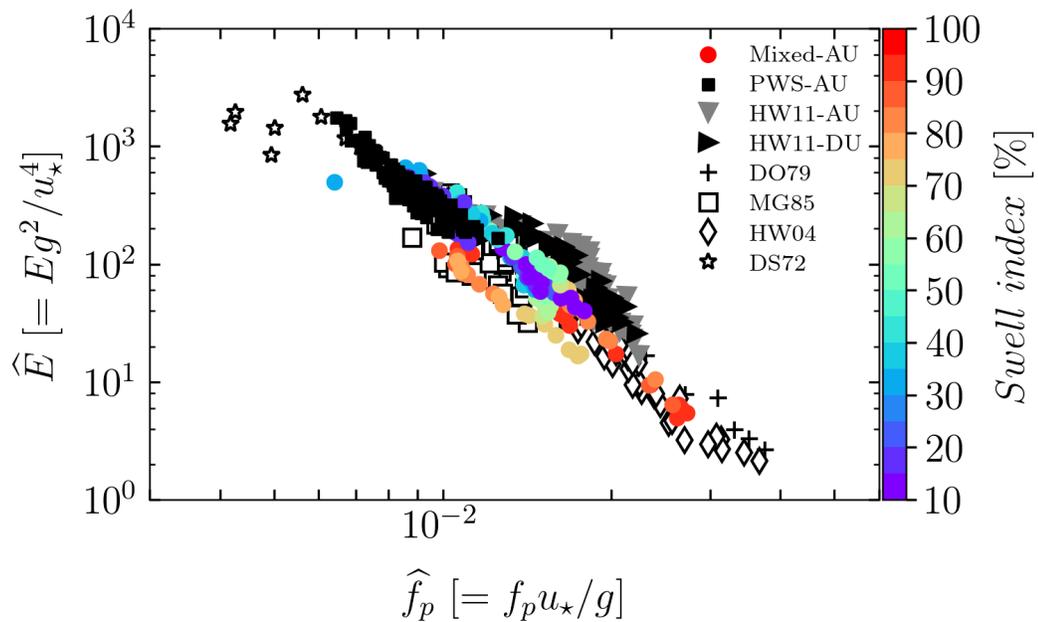
**Figura 76.** Igual que en la Fig. 74, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento.

Por otro lado, en condiciones del estado de mar mixtas (con *swell* que se propaga en sentido opuesto o en dirección oblicua al viento), la presencia del *swell* parece no influir significativamente en la energía adimensional del oleaje cuando se toma como referencia el conjunto de datos BHDDB. Un resultado interesante es que las observaciones con *swell* presentan menor energía que las observaciones de HW11-AU bajo las mismas condiciones de viento acelerado.

En las Figuras 75 y 76 se presenta la misma información, pero destacando visualmente, mediante colores, dos características relevantes del *swell*: su pendiente característica y su dirección relativa con respecto al viento, respectivamente. A pesar de resaltar condiciones como un *swell* que se propaga en sentido opuesto al viento o con pendiente moderada a alta, no se observa una influencia aparente del *swell* en la energía del oleaje cuando se utiliza como referencia el conjunto de datos BHDDB. Es importante destacar que, al utilizar como referencia el conjunto de datos BHDDB, ni las condiciones de viento acelerado ni la presencia del *swell* contribuyen al aumento del crecimiento del oleaje generado por el viento local. Este resultado contrasta con las conclusiones de Hwang et al. (2011), cuyo estudio se llevó a cabo en el Golfo de Tehuantepec (GoT) bajo condiciones distintas de *swell* (por ejemplo la pendiente característica es menor que la obtenida en este estudio).

En las Figs. 77, 78 y 79 se presenta la energía adimensional del oleaje generado por el viento local en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía, utilizando las relaciones

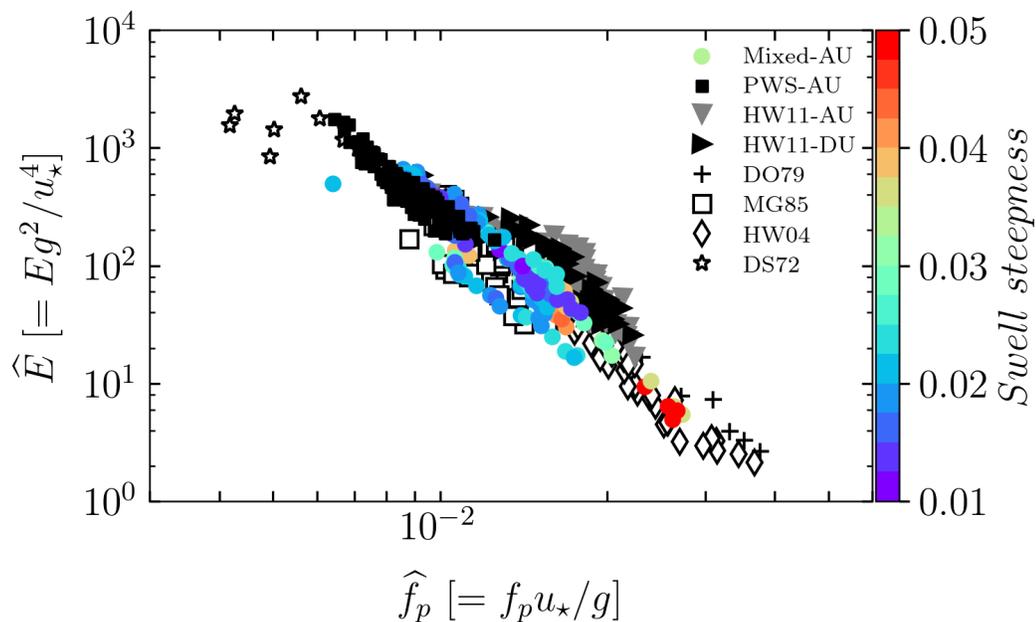
establecidas en las expresiones (17) y (19) en términos de  $u_*$ . En las figuras se presentan dos clases de observaciones bajo condiciones de viento acelerado: en ausencia de *swell* (PWS-AU) y con presencia de *swell* (Mixed-AU). La caracterización del *swell* se muestra en cada una de las figuras mediante una escala de colores que indica su índice, su pendiente y su dirección relativa con respecto al viento. Para facilitar la comparación de los resultados, en las mismas figuras se incluyen las observaciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de viento no estacionario (HW11-AU y HW11-DU), así como datos de referencia en condiciones de crecimiento casi ideal obtenidas de Donelan (1979) (DO79), Merzi & Graf (1985) (MG85), Hwang & Wang (2004) (HW04) y DeLeonibus & Simpson (1972) (DS72).



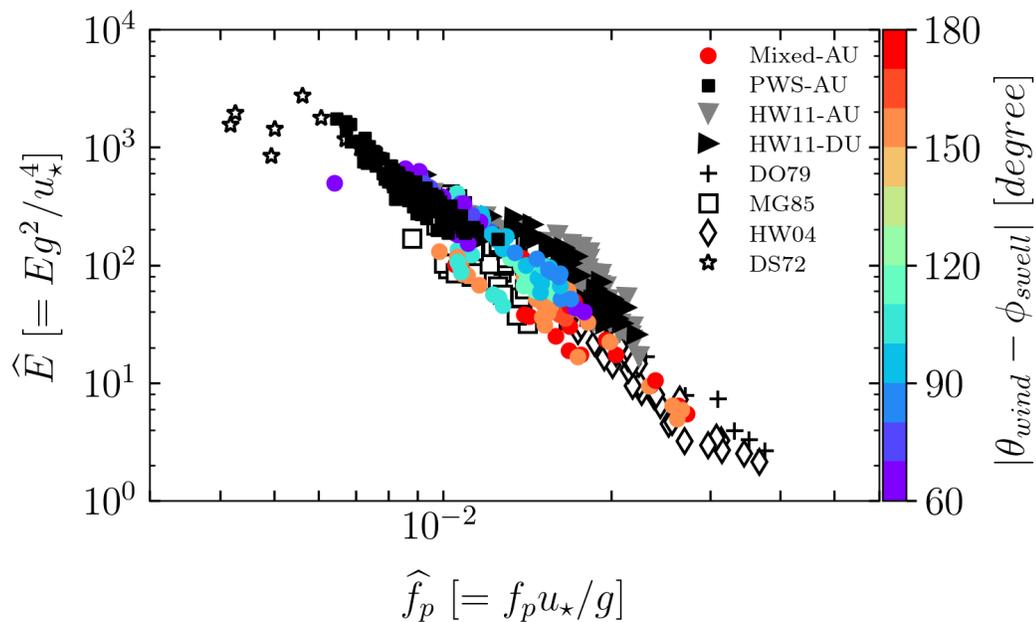
**Figura 77.** Energía adimensional del oleaje generado por el viento local,  $\hat{E}$  (adimensionalizado con  $u_*$ ) en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía,  $\hat{f}_p$  (adimensionalizado con  $u_*$ ), para condiciones de viento acelerado (círculos). La escala de colores indica el índice del *swell*. Los símbolos cuadrados de color negro indican condiciones sin presencia de *swell*. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de aceleramiento (triángulo gris orientado hacia abajo) y desaceleramiento del viento (triángulo negro orientado a la derecha), las estrellas son las observaciones reportadas por DeLeonibus & Simpson (1972), los diamantes corresponden a las observaciones de Hwang & Wang (2004), los cuadrados representan las observaciones de Merzi & Graf (1985) y finalmente las cruces son los datos reportados por Donelan (1979).

Los resultados mostrados en esta subsección sobre la energía adimensional del oleaje son consistentes con los obtenidos en las gráficas previas, tanto en condiciones en ausencia de *swell* como con la presencia de *swell*. Se concluye de los resultados que, con este tipo de análisis (representado por el parámetro  $R$  en la Fig. 77, la  $S_{swell}$  en la Fig. 78 y la dirección relativa del *swell* en la Fig. 79) no se observa un efecto aparente del *swell* en el crecimiento del oleaje, a diferencia de los hallazgos reportados por Hwang et al. (2011) donde la presencia del *swell*, más las condiciones no estacionarias del viento, hacen que la

energía adimensional sea mayor en comparación con las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. Los resultados de este estudio son similares con las condiciones de oleaje sin presencia de *swell* descritas en los estudios de DS72, DO79, MG85 y HW04.

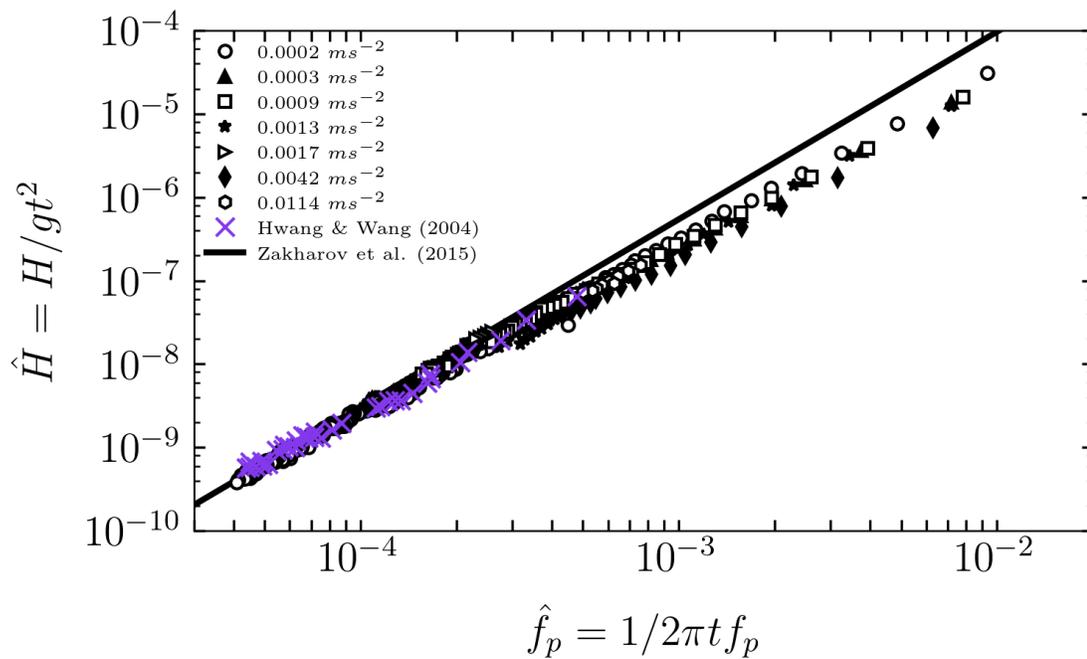


**Figura 78.** Igual que en la Fig. 77, pero mostrando en escala de colores la pendiente asociada al *swell*.



**Figura 79.** Igual que en la Fig. 77, pero mostrando en escala de colores la dirección relativa con relación a la dirección del viento.

Las diferencias observadas en los resultados de la energía adimensional del oleaje en función de la frecuencia adimensional (asociada a  $f_p$ ), tanto en términos de la rapidez del viento como de la velocidad de fricción, con respecto a las mediciones reportadas por Hwang et al. (2011) en condiciones de viento acelerado, pueden atribuirse a las características del *swell*, específicamente a su pendiente de ola asociada. Hwang et al. (2011) obtuvieron pendientes menores en sus eventos seleccionados en comparación con este estudio, lo que influyó en el momento transferido de la atmósfera a las olas. Además, el *swell* que se propaga en el GoT se considera un *swell* viejo (generado por tormentas distantes, de periodo largo, menor pendiente característica), mientras que el *swell* en el GoM es un *swell* joven (generado por los vientos alisios, de periodo corto en comparación con el *swell* viejo, mayor pendiente característica). No obstante, el problema analizado es similar en ambos casos: un oleaje joven generado por el viento local que se propaga en dirección opuesta al *swell*.



**Figura 80.** Altura adimensional del oleaje generado por el viento local escalado con el tiempo en función de la frecuencia adimensional asociado al pico del espectro de energía escalado con el tiempo. Con símbolos se presentan los diferentes eventos de magnitud de la aceleración del viento. Además, se presentan en el mismo gráfico las observaciones reportadas por Hwang & Wang (2004) en condiciones de crecimiento del oleaje limitado por el tiempo (símbolo X de color morado) y la relación propuesta por Zakharov et al. (2015) derivada de la teoría de la turbulencia débil.

Hasta el momento el análisis se abordó desde la visión clásica del crecimiento del oleaje. A continuación en la Fig. 80 se presentan los resultados de la altura de las olas adimensionalizado con el tiempo en función de la frecuencia asociada al pico espectral de energía adimensionalizado con el tiempo, para distintas magnitudes de aceleración del viento y desde la perspectiva de la teoría de la turbulencia débil,

una alternativa universal que describe la evolución del oleaje, propone que las interacciones no lineales son el mecanismo físico predominante (Zakharov et al., 2015).

Es importante destacar que las observaciones de la altura del oleaje correspondientes a las distintas magnitudes de aceleración del viento son coherentes tanto con la relación teórica propuesta por la turbulencia débil como con las mediciones reportadas por Hwang & Wang (2004). Además, la presencia de *swell* en los resultados de la figura (no mostrado pero en las figuras previas se cuantificó su presencia), no influye en el crecimiento del oleaje generado por el viento local, en concordancia con los hallazgos mostrados en las Figs. 74 – 79.

Hasta este punto, la discusión se ha abordado desde una perspectiva tradicional, enfatizando el viento como el principal forzador del oleaje. Sin embargo, al emplear el análisis adimensional de la teoría moderna sobre el crecimiento de las olas, es decir, la teoría de la turbulencia débil, la evolución del oleaje puede representarse en términos de su altura y período (Zakharov et al., 2015).

Los resultados presentados en la Fig. 80 son similares con esta nueva teoría (Zakharov et al., 2015), así como con las observaciones reportadas por Hwang & Wang (2004). De acuerdo con este enfoque, el crecimiento del oleaje generado por el viento local se debe principalmente a las interacciones no lineales entre las olas, en lugar de ser impulsado directamente por el viento como forzante principal. En consecuencia, el oleaje forzado por el viento local tiende a evolucionar de manera predecible según una relación universal, sin necesidad de un escalamiento basado en el viento,

$$\frac{H}{gt^2} = 3.06 \left( \frac{T_p}{2\pi t} \right)^{\frac{9}{4}}, \quad (31)$$

para casos limitados por el tiempo (Zakharov et al., 2015).

El estado de mar mixto observado en los distintos eventos con viento acelerado no parece influir en el crecimiento del oleaje cuando se analiza bajo la teoría de la turbulencia débil, según lo sugieren los resultados presentados en la Fig. 80. No obstante, esta interpretación podría estar enmascarando o atenuando el efecto del *swell* en las etapas iniciales del desarrollo del oleaje, lo cual limitaría una comprensión adecuada de su verdadera influencia.

Las diferencias observadas entre nuestros resultados en eventos con viento acelerado y lo reportado en la literatura (Hwang et al., 2011) sugieren la necesidad de realizar más experimentos en campañas de medición en el océano abierto. Esto permitiría una comprensión más completa de la generación y

evolución de las olas en condiciones reales, donde el estado de mar mixto está casi siempre presente.

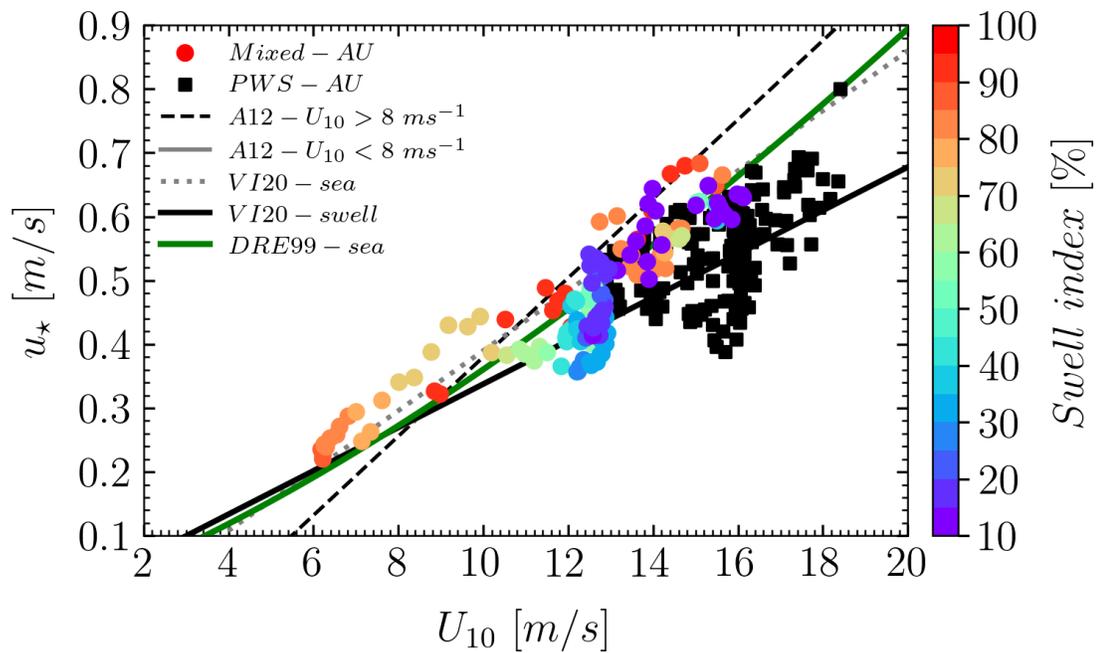
## 5.4. Velocidad de fricción en función de la rapidez del viento

En las siguientes subsecciones se analizará la velocidad de fricción (una manera análoga de representar el flujo de momento de la atmósfera al océano, recordar que  $u_* = \sqrt{\tau/\rho_{aire}}$ ) en función de la velocidad del viento desde dos enfoques: el primero considera la presencia o ausencia de *swell*, y el segundo se centra en los eventos seleccionados de viento acelerado.

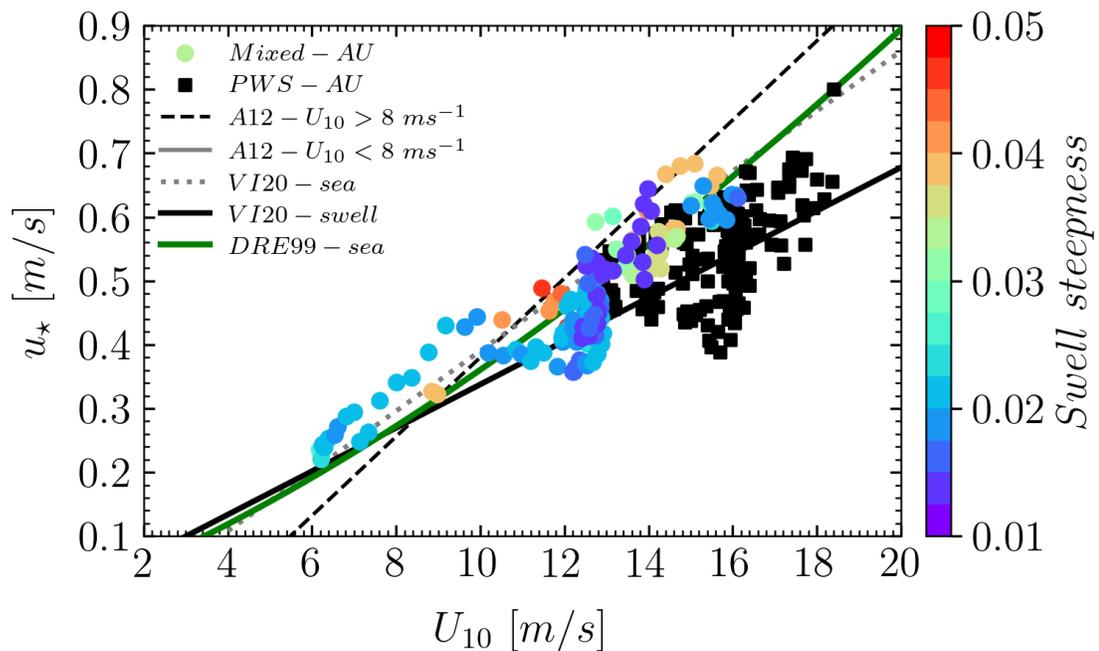
### 5.4.1. Comparación de eventos con viento acelerado en presencia y ausencia de *swell*

En las Figs. 81, 82 y 83 se presentan los resultados de la velocidad de fricción en función de la magnitud del viento, con una representación en colores que indica, el índice de *swell*, la dirección relativa del *swell* respecto al viento y la pendiente de la ola asociada al *swell*, respectivamente. Además, en cada gráfica se incluyen las líneas de regresión reportadas en la literatura por Vincent et al. (2020) (*VI20-sea* y *VI20-swell*), Andreas et al. (1994) ( $A12-U_{10} > 8$  y  $A12-U_{10} < 8$ ) y Drennan et al. (1999) (*DRE99-sea*). Las condiciones de oleaje sin presencia de *swell* se indican con símbolos cuadrados de color negro (*PWS-AU*).

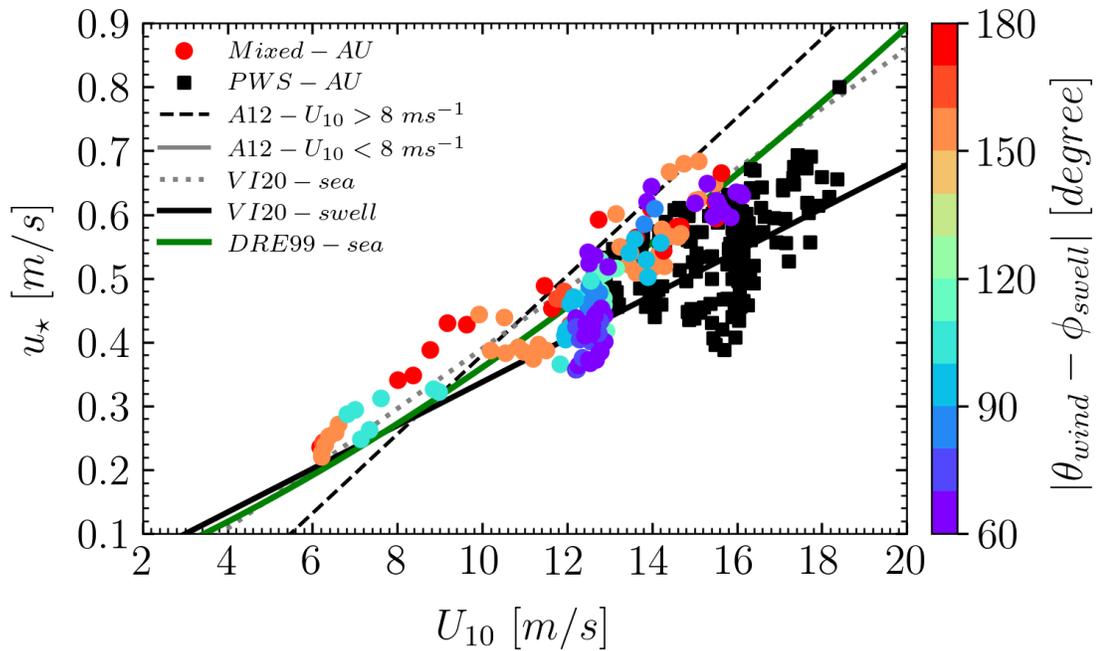
En la Fig. 81 se destaca que, cuando la presencia de *swell* supera el 50%, los valores de la velocidad de fricción son mayores que las referencias de Drennan et al. (1999); Vincent et al. (2020) para condiciones de oleaje en ausencia de *swell*. En el rango de  $11 \text{ m s}^{-1}$ – $16 \text{ m s}^{-1}$ , las observaciones para un estado de mar mixto presentan valores ligeramente mayores que aquellas sin *swell*. Para valores menores que  $10 \text{ m s}^{-1}$ , las observaciones de  $u_*$  en presencia de *swell* presentan valores mayores que la relación propuesta por Vincent et al. (2020) para condiciones con *swell*. Las tendencias descritas anteriormente para el parámetro  $R$  también se observan en la dirección relativa del *swell* (cuando este se propaga en dirección opuesta al viento, véase Fig. 83) y en la pendiente asociada al *swell* (con valores de  $S_{swell} \geq 0.015$ , véase Fig. 82). Al final de la sección se discutirán estos hallazgos.



**Figura 81.** Velocidad de fricción,  $u_*$  en función de la magnitud del viento,  $U_{10}$ . La escala de colores representa el índice del *swell* (círculos). Los símbolos cuadrados de color negro indican condiciones sin presencia de *swell*. Además, en el gráfico se presentan las líneas de ajuste reportada por Andreas et al. (1994) en condiciones de  $U_{10} > 8 \text{ ms}^{-1}$  (línea discontinua negra) y de  $U_{10} < 8 \text{ ms}^{-1}$  (línea gris). La línea de ajuste en condiciones de oleaje sin presencia de *swell* de Drennan et al. (1999) (línea verde) y de Vincent et al. (2020) (línea de puntos de color gris). La línea negra continua representa el ajuste lineal en condiciones de *swell* reportado por Vincent et al. (2020).



**Figura 82.** Igual que en la Fig. 81, pero la escala de colores representa la pendiente asociada al *swell*.

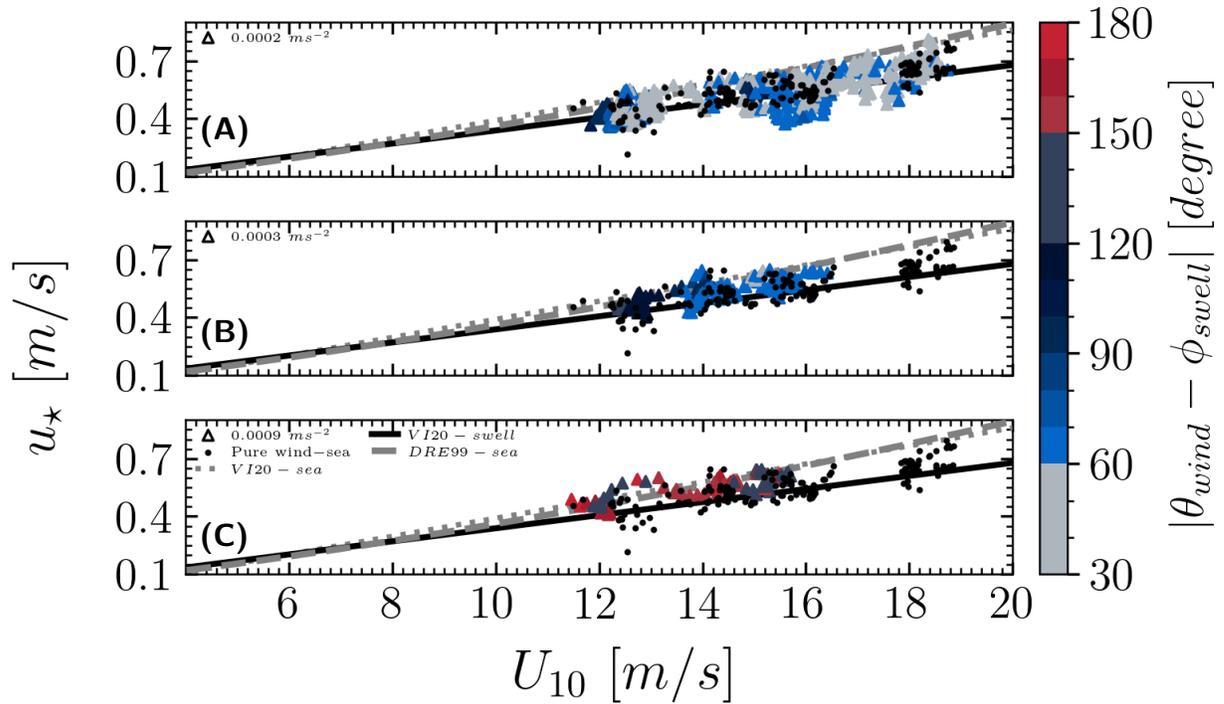


**Figura 83.** Igual que en la Fig. 81, pero la escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento.

#### 5.4.2. Análisis comparativo de eventos con viento acelerado

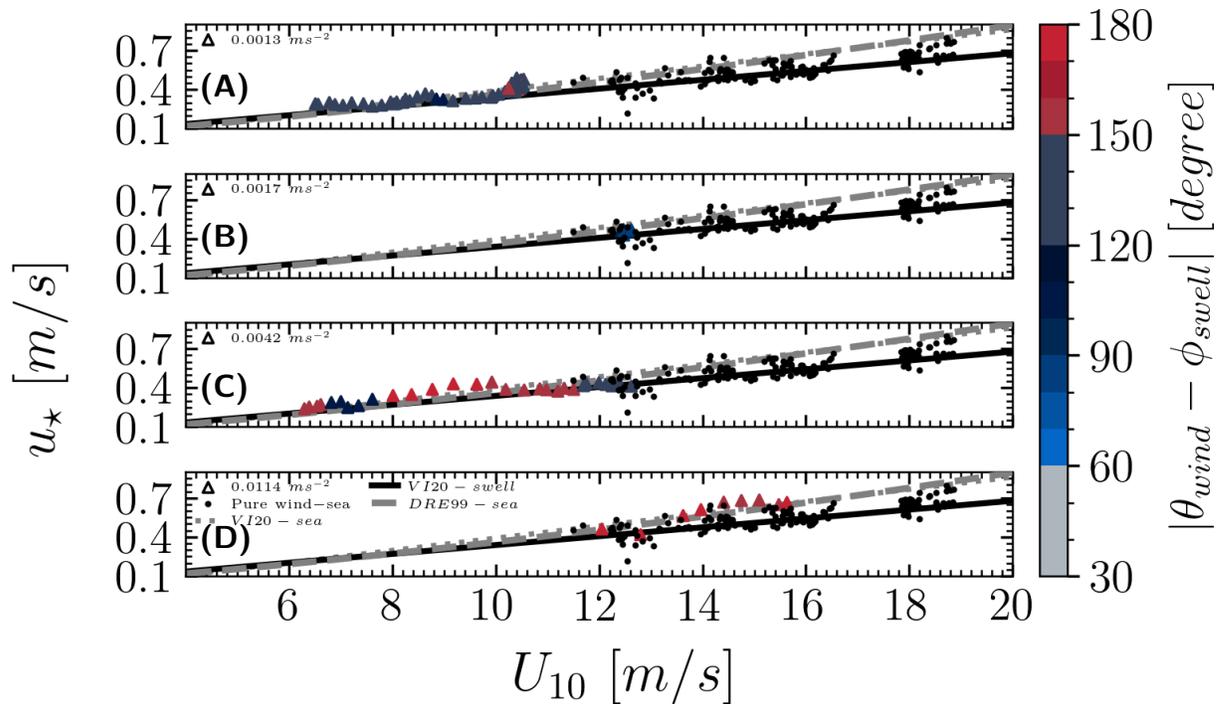
En las Figs. 84 y 85 se presenta la  $u_*$  en función de la rapidez del viento, mostrando en cada panel los distintos eventos de aceleración. La escala de colores representa un parámetro del *swell*, en este caso, la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento. Al igual que en las figuras de la sección anterior, se incluyen las relaciones propuestas para condiciones de oleaje en ausencia de *swell* de Vincent et al. (2020) (*VI20-sea*) y de Drennan et al. (1999) (*DRE99-sea*). Por otro lado, para condiciones de un estado de mar mixto se tiene la referencia de Vincent et al. (2020) (*VI20-swell*). Además, las observaciones en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* obtenidas de los resultados del capítulo 4 para un viento estacionario se indican en la figura con puntos negros.

La primera observación a destacar es que, para los eventos de menor aceleración ( $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$  y  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$ ), la  $u_*$  observada es comparable con las condiciones de viento estacionario y sin presencia de *swell*, mientras que, la dirección relativa del *swell* no parece tener una influencia importante en la  $u_*$  en estos casos de viento acelerado.



**Figura 84.** Velocidad de fricción,  $u_*$  en función de la magnitud del viento,  $U_{10}$ . Los eventos con viento acelerado son: (A)  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$  y (C)  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$ . La escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento (triángulos). Los puntos en la gráfica indican el oleaje en ausencia de *swell* para condiciones de viento estacionario. Además, se presenta en el mismo gráfico las líneas de ajuste para condiciones de oleaje sin presencia de *swell* de Drennan et al. (1999) (línea continua gris) y de Vincent et al. (2020) (línea puntos de color gris). La línea negra continua representa el ajuste lineal para condiciones de *swell* reportado por Vincent et al. (2020).

Por otro lado, en los eventos de mayor aceleración presentados en la Fig. 85 ( $|\vec{a}| = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$  y  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ ), la  $u_*$  es ligeramente mayor que las relaciones propuestas por Drennan et al. (1999); Vincent et al. (2020) para condiciones sin *swell* y de Vincent et al. (2020) en presencia de *swell* (en el rango de  $8 \text{ ms}^{-1} - 10 \text{ ms}^{-1}$  de la Fig. 85C) y los datos de este estudio para viento estacionario (en el rango de  $14 \text{ ms}^{-1} - 16 \text{ ms}^{-1}$  de la Fig. 85D). Es importante tomar en cuenta que, estos eventos con mayor aceleración ocurren en presencia de un *swell* que se propaga en dirección opuesta al viento. En los eventos intermedios de aceleración de la Fig. 84C y Fig. 85A,B, la  $u_*$  es similar a las relaciones en condiciones de ausencia de *swell* (Drennan et al., 1999; Vincent et al., 2020) y las observaciones de  $u_*$  para viento estacionario obtenido del capítulo 4.



**Figura 85.** Igual que en la Fig. 84, pero para los eventos con aceleración de: (A)  $|\bar{a}| = 0.0013 \text{ ms}^{-2}$ , (B)  $|\bar{a}| = 0.0017 \text{ ms}^{-2}$ , (C)  $|\bar{a}| = 0.0042 \text{ ms}^{-2}$  y (D)  $|\bar{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ .

En condiciones donde la magnitud del viento no es estacionario, es fundamental comprender cómo la transferencia de momento entre la atmósfera y el océano puede influir en el crecimiento del oleaje generado por el viento local, especialmente en presencia de un estado de mar mixto. La velocidad de fricción en función de la rapidez del viento sigue el comportamiento usual reportado en la literatura, con una mayor  $u_*$  a medida que aumenta la intensidad del viento. Sin embargo, en condiciones de viento acelerado y sin la presencia de *swell*, las observaciones de  $u_*$  muestran valores ligeramente menores que las relaciones reportadas en estudios previos en escenarios sin presencia de *swell* (Andreas et al., 1994; Drennan et al., 1999; Vincent et al., 2020). La principal razón por la cual se obtienen valores de  $u_*$  inferiores a los reportados en estudios previos radica en el régimen de viento considerado. En el presente trabajo, las observaciones se realizaron bajo condiciones de viento acelerado, mientras que los estudios anteriores se basan mayoritariamente en análisis con viento constante. Esta diferencia es crucial, ya que el comportamiento de la capa límite atmosférica y la transferencia de momento al océano varía significativamente según la tasa de cambio del viento. En este sentido, el estudio experimental en laboratorio de Robles-Díaz et al. (2019) demuestra que el coeficiente de arrastre  $C_{drag} = u_*^2/U_{10}^2$  disminuye conforme aumenta la aceleración del viento, lo que respalda los resultados obtenidos en este trabajo respecto a  $u_*$  y su relación con condiciones no estacionarias del viento. Los autores concluyen

que el  $C_{drag}$  es dependiente de la rapidez del viento, de la aceleración del viento, del desarrollo de la capa límite atmosférica y de la rugosidad de la superficie del océano, éste último siendo más importante en el comportamiento del  $C_{drag}$ .

Por su parte, Hwang et al. (2011) reportan una disminución del esfuerzo del viento, éste puede reducirse hasta en un 20 % en condiciones de un estado de mar mixto en comparación con condiciones de oleaje sin presencia de *swell*. En las observaciones de  $u_*$  de este estudio y bajo la influencia del *swell*, los resultados indican dos tendencias:

- Cuando la presencia de *swell* es baja ( $R \leq 50\%$ ), la transferencia de momento (desde el punto de vista de  $u_*$ ) es menor en comparación con las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*.
- Cuando la presencia de *swell* es significativa ( $R \geq 50\%$ ), la transferencia de momento (desde el punto de vista de  $u_*$ ) es ligeramente mayor que con respecto a las condiciones de oleaje en ausencia de *swell*.

Además, cuando  $U_{10} \leq 10 \text{ ms}^{-1}$ , la  $u_*$  es mayor en comparación con la línea de ajuste en condiciones con *swell* que reporta Vincent et al. (2020).

En términos generales, una menor aceleración del viento (de duración más lenta) se asocia con valores de  $u_*$  similares a condiciones con viento estacionario, mientras que, una mayor aceleración del viento (de duración más corta) se asocia con valores más altos de  $u_*$  en la interacción entre la atmósfera y el océano. Sin embargo, las condiciones particulares de este estudio, caracterizadas por la presencia de *swell* con pendiente moderada a alta que se propaga en dirección opuesta al viento, conducen a un incremento en los valores de  $u_*$ . Esto sugiere que el *swell* puede tener un impacto significativo en la dinámica de la transferencia de momento bajo regímenes de viento acelerado.

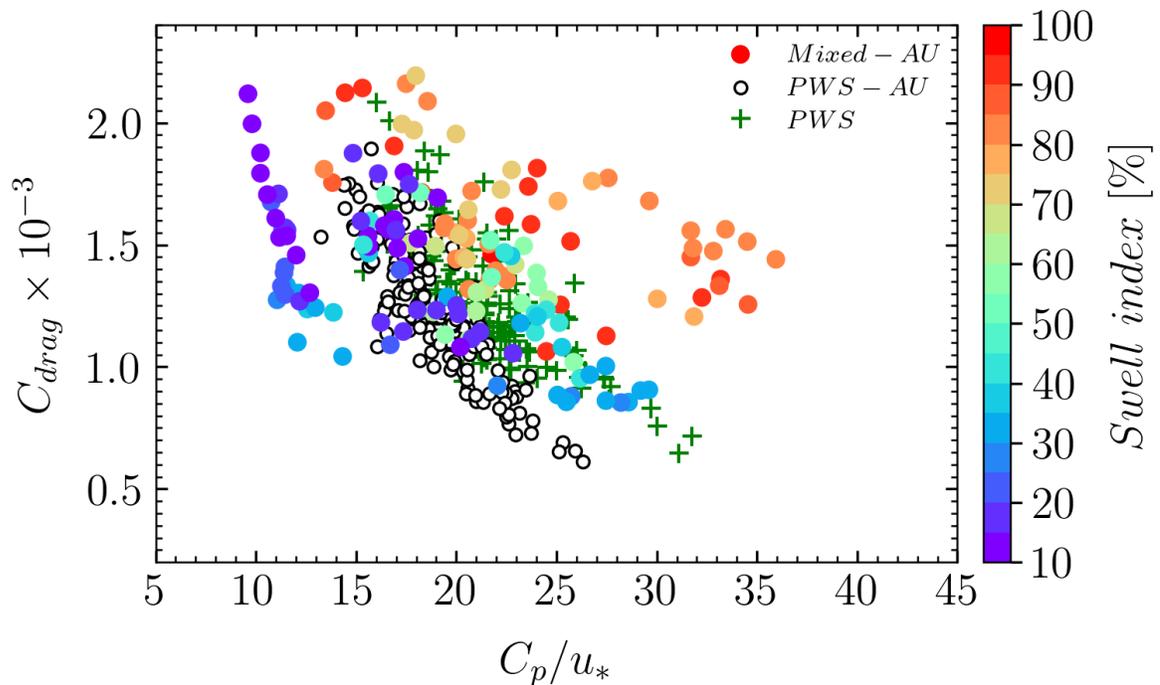
Según Robles-Díaz et al. (2019), el flujo de momento influye en el crecimiento del oleaje generado por el viento local y en el comportamiento del coeficiente de arrastre. En la siguiente sección se presentan resultados relacionados con este parámetro y su conexión con la dinámica del momento en la atmósfera.

## 5.5. Coeficiente de arrastre en función de la edad de la ola

Como en la sección anterior, el flujo de momento entre la atmósfera y el océano se analizará desde el punto de vista del coeficiente de arrastre (estimado de la siguiente manera,  $C_{drag} = (u_*/U_{10})^2$ ) en función de la edad de la ola. Se consideran dos enfoques: el primero se centra en la presencia o ausencia de *swell* y el segundo se enfoca en los eventos seleccionados con viento acelerado.

### 5.5.1. Comparación de eventos con viento acelerado en presencia y ausencia de swell

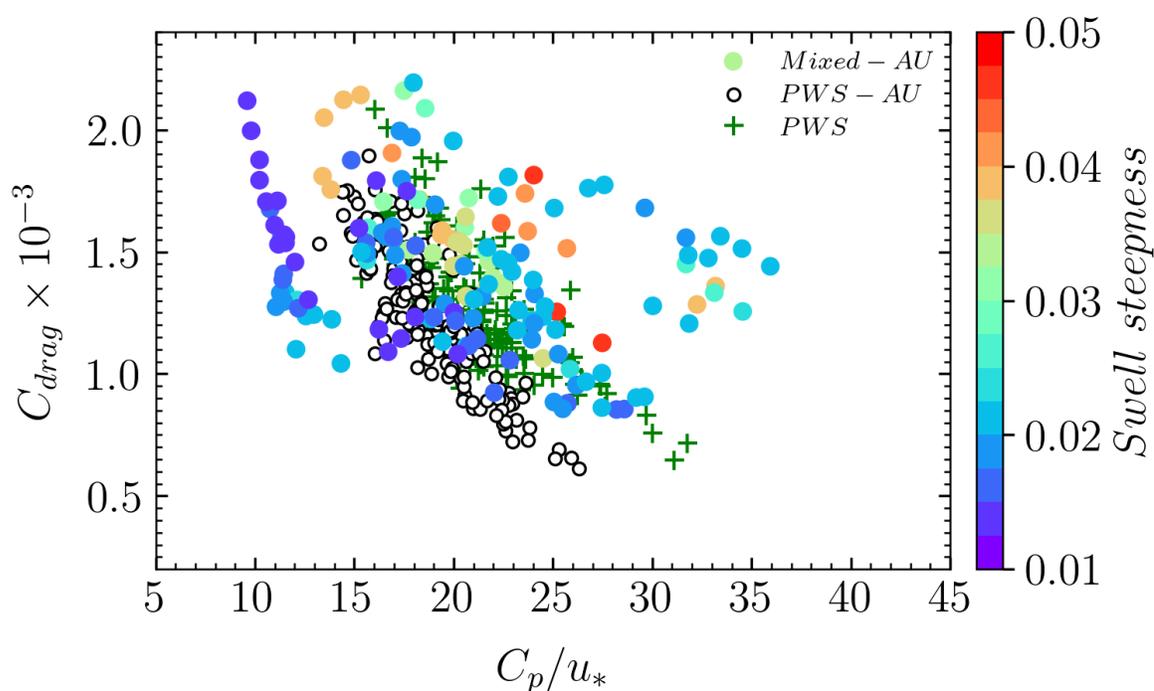
En las Figs. 86, 87 y 88 se presentan los resultados del  $C_{drag}$  en función de la edad de la ola, representado en una escala de colores el índice de *swell*, la pendiente asociada al *swell* y la dirección relativa del *swell* respecto al viento, respectivamente. Además, en cada figura se incluyen las observaciones para condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (indicadas con cruces), obtenidas de los resultados del capítulo 4 para un viento estacionario.



**Figura 86.** Coeficiente de arrastre,  $C_{drag}$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$  (círculos). La escala de colores representa el índice de *swell*. Los círculos sin color indican condiciones sin presencia de *swell* y con viento acelerado. Las cruces de color verde son las observaciones para condiciones de viento estacionario y sin presencia de *swell*.

Es importante resaltar en la Fig. 86, que los valores de  $C_{drag}$  para *Mixed-AU* son ligeramente mayores en comparación con las condiciones de oleaje sin presencia de *swell* (*PWS*) o de incluso con aquellas en condiciones con viento acelerado sin *swell* (*PWS-AU*) y cuando el *swell* tiene una presencia importante ( $R \geq 50\%$ ). Estas observaciones se caracterizan también por tener una pendiente de la ola asociada al *swell* mayor que 0.02 y una dirección del *swell* que se propaga en dirección opuesta al viento.

Por otro lado, cuando la presencia del *swell* es  $R \leq 50\%$ , los valores de  $C_{drag}$  son comparables con las observaciones en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (*PWS* o *PWS-AU* en la figura). Esto también se cumple cuando el *swell* tiene pendiente menor que 0.02 (Fig. 87) y cuando el *swell* se propaga en dirección oblicua al viento (Fig. 88).

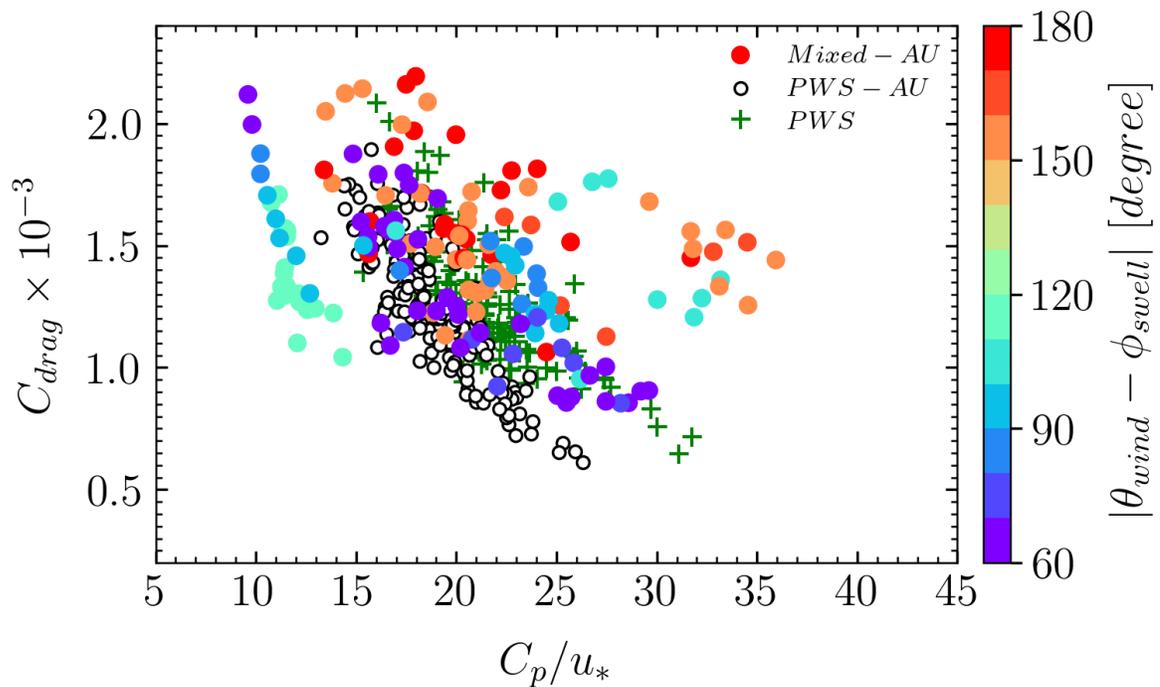


**Figura 87.** Igual que en la Fig. 86, pero la escala de colores representa la pendiente asociada al *swell*.

Un aspecto importante a tomar en cuenta es que, en condiciones de viento acelerado y sin la presencia de *swell* (*PWS-AU*), los valores de  $C_{drag}$  observados son similares o incluso menores que aquellos para condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (*PWS*). A partir de estas figuras, se puede concluir que el *swell* parece influir en el  $C_{drag}$  cuando la rapidez del viento no es estacionario.

Sin embargo, esto plantea una pregunta clave: ¿es la aceleración del viento un factor más importante que las condiciones con presencia de *swell*? En la siguiente sección se analizan los resultados en función

de los eventos con viento acelerado.

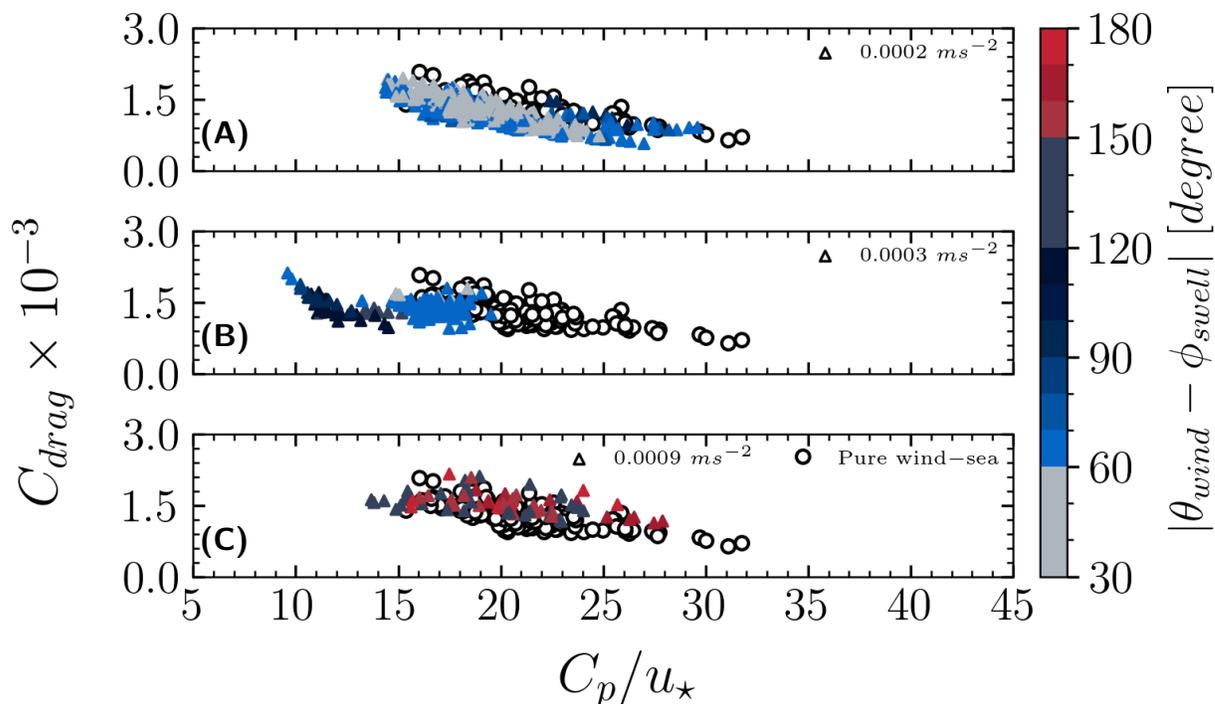


**Figura 88.** Igual que en la Fig. 86, pero la escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento.

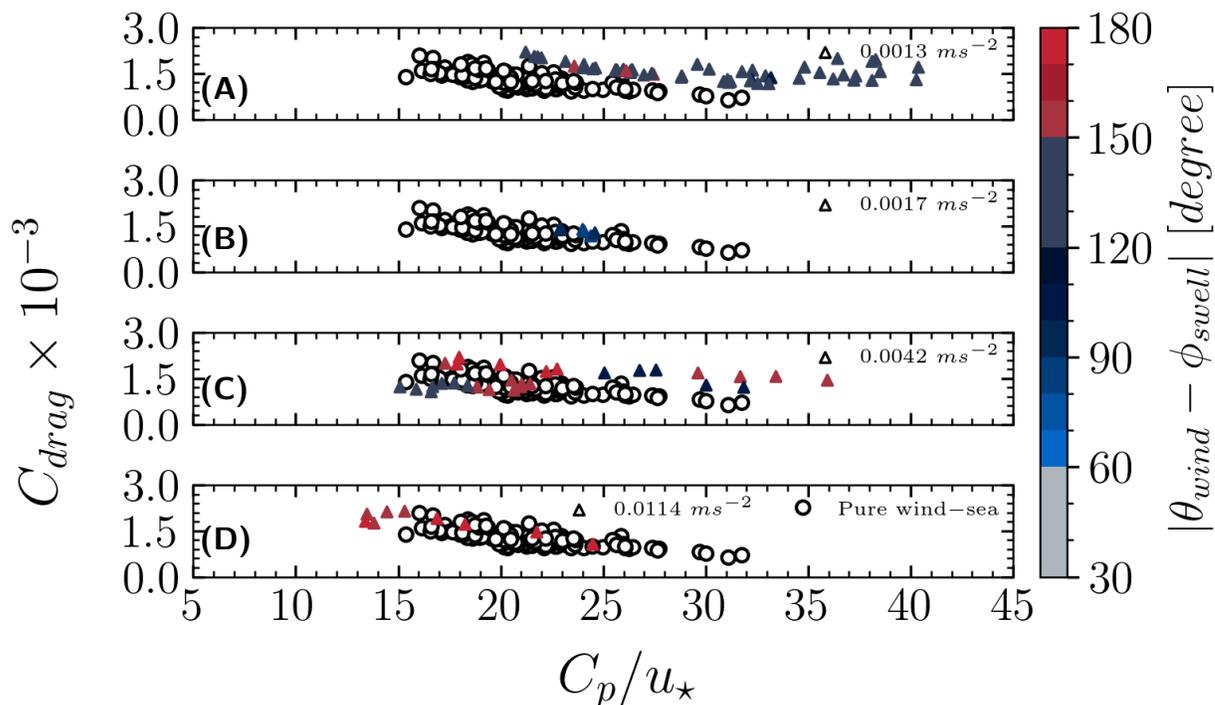
### 5.5.2. Análisis comparativo de eventos con viento acelerado

En las Figs. 89 y 90, se presenta nuevamente el coeficiente de arrastre en función de la edad de la ola, pero esta vez diferenciada por los valores de aceleración del viento. La escala de colores representa la dirección relativa del *swell* respecto a la dirección del viento. En cada panel, se incluyen como referencia las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (círculos sin relleno de color).

Para los eventos con menor aceleración ( $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ ms}^{-2}$  y  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ ms}^{-2}$ ) de la Fig. 89, los resultados muestran que el  $C_{drag}$  puede ser igual o incluso menor en comparación con las condiciones de oleaje en ausencia de *swell* y para viento estacionario. Sin embargo, a medida que la aceleración aumenta (del evento  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ ms}^{-2}$  al evento  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ ms}^{-2}$ ), los valores de  $C_{drag}$  tienden a ser similares o mayores que los observados en condiciones de oleaje en ausencia de *swell* (Fig. 90). Según Robles-Diaz et al. (2019), el  $C_{drag}$  disminuye cuando la aceleración es mayor, lo cual está relacionado con el desarrollo del oleaje generado localmente por el viento y el flujo de momento (representado en este caso con  $u_*$ ).



**Figura 89.** Coeficiente de arrastre,  $C_{drag}$ , en función de la edad de la ola,  $C_p/u_*$ , para diferentes evento de aceleración del viento. En la figura se presentan los eventos con aceleración de: (A)  $|\vec{a}| = 0.0002 \text{ m s}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0003 \text{ m s}^{-2}$  y (C)  $|\vec{a}| = 0.0009 \text{ m s}^{-2}$ . La escala de colores representa la dirección relativa del *swell* con respecto a la dirección del viento (triángulos). Los círculos sin relleno de color indican el oleaje en ausencia *swell* para condiciones de viento estacionario.



**Figura 90.** Igual que en la Fig. 89, pero para los eventos con aceleración de: (A)  $|\vec{a}| = 0.0013 \text{ m s}^{-2}$ , (B)  $|\vec{a}| = 0.0017 \text{ m s}^{-2}$ , (C)  $|\vec{a}| = 0.0042 \text{ m s}^{-2}$  y (D)  $|\vec{a}| = 0.0114 \text{ m s}^{-2}$ .

Finalmente la discusión sobre el coeficiente de arrastre y su impacto en el oleaje, los resultados revelan dos tendencias clave. Cuando el *swell* está presente, los valores de  $C_{drag}$  son ligeramente mayores o significativamente superiores en comparación con las condiciones en ausencia de *swell* de un oleaje casi desarrollado ( $C_p/u_* > 25$ ). Por otro lado, en ausencia de *swell*, el  $C_{drag}$  es menor respecto a dichas condiciones de oleaje en ausencia de *swell*.

El *swell* con una pendiente de moderada a alta, que se propaga en dirección opuesta al viento y con una presencia significativa de energía en el espectro total, pareciera impactar directamente la transferencia de momento y la manera en que las olas extraen ese momento disponible. Estos resultados sugieren que el *swell* desempeña un papel importante en la transferencia de momento (desde el punto de vista de  $u_*$  o de  $C_{drag}$ ), mientras que el viento acelerado tiene una influencia secundaria en el flujo de momento que se transfiere a las olas.

El estudio de laboratorio de Robles-Díaz et al. (2019) reporta que el  $C_{drag}$  de sus experimentos disminuye cuando el viento acelerado aumenta. Sin embargo, los resultados de este estudio difieren de dichas observaciones, ya que el  $C_{drag}$  que se presenta en las observaciones aumenta, lo cual puede atribuirse a la presencia de *swell*. Particularmente en los eventos con mayor aceleración,  $R$  es mayor que 50 %.

Es importante tomar en cuenta que, aunque el  $C_{drag}$  se incremente en presencia de *swell*, esto no implica una mayor transferencia de energía del viento a las olas. Por el contrario, la dirección de la transferencia se invierte, con un flujo de momento desde las olas hacia la atmósfera, fenómeno que será abordado en futuras investigaciones. Por otro lado, en el estudio más reciente de Villarreal-Olavarrieta et al. (2024) identifican que tanto la dirección como la altura del oleaje tienen un impacto significativo en el esfuerzo del viento, afectando tanto su magnitud como su dirección.

Vincent et al. (2019, 2020) concluyen que el *swell* influye en el esfuerzo del viento y, en consecuencia, en la energía que reciben las olas generadas por el viento local. Si el *swell* modula la energía en las frecuencias altas, lo hace a través del término de suministro de energía en la ecuación (29).

## Capítulo 6. Conclusiones

---

*Nunca imaginé que el mar fuera una cosa de tales dimensiones. Las olas que hasta ahora habíamos encontrado eran ondas, comparadas con éstas, que medían entre cresta y cresta medio kilómetro.*

**Jack London, El lobo de mar, cap XVII.**

---

A partir de las observaciones en una campaña en el Golfo de México se recabaron datos con una tasa de muestreo alta, los cuales fueron utilizados para analizar el desarrollo del oleaje durante las primeras etapas de crecimiento. Este sitio es ideal para estudiar el crecimiento del oleaje en condiciones casi estacionarias del viento o durante periodos en que el viento acelera, especialmente en otoño e invierno, cuando frentes fríos o *Nortes* atraviesan la región.

En la mayoría de los estudios en el oleaje generado por el viento local no se considera el efecto del *swell* en el crecimiento de las olas. En este trabajo se aborda el posible impacto del *swell* en el desarrollo del oleaje, tanto en condiciones de viento estacionario como en situaciones donde el viento no es estacionario. Para ello, se emplea el concepto de la edad de la ola para identificar una frecuencia en el espectro direccional de las olas que separa la componente del *swell* de la componente del oleaje generado por el viento local.

Para determinar la influencia del *swell* en el desarrollo de las olas, es necesario definir el oleaje en ausencia de *swell*, lo cual se logra aplicando dos criterios: un índice que nos indica la presencia del *swell* en el espectro total y la pendiente de la ola asociada al *swell*. Por lo tanto, el efecto del *swell* en el crecimiento del oleaje generado por el viento local se explora a través de su posible impacto en las características del espectro de energía, mediante parámetros como los dos de arriba mencionados y, como tercer factor, la dirección del *swell* con respecto al viento.

Los resultados del estudio sobre la influencia del *swell* en el crecimiento y la forma del espectro generado por el viento local nos brindan elementos para establecer las siguientes conjeturas y conclusiones:

- Cuando se analiza la energía adimensional en función de la frecuencia adimensional asociada al pico del espectro de energía, no se observa un efecto evidente del *swell*, las observaciones se mantienen dentro de la variabilidad reportada previamente.
- El *swell* influye en la región de equilibrio del espectro de energía de las olas, donde parece amortiguar el flujo de energía desde la atmósfera hacia las olas. Esto se manifiesta, en parte, mediante una disminución en los valores de la constante de Toba.

- En presencia de *swell*, el exponente relacionado con la forma espectral en el rango de equilibrio de las olas tiende a incrementar y muestra una mayor dispersión, reflejando un estado de no equilibrio en comparación con condiciones de oleaje en ausencia de *swell*.
- En condiciones de oleaje en ausencia de *swell*, la frecuencia de transición calculada parece mostrar una dependencia con la edad del oleaje.
- El exponente asociado a la forma espectral en la región de saturación del espectro de energía del oleaje no muestra variaciones atribuibles a la presencia del *swell*, por el contrario, presenta una dependencia predominante con la edad del oleaje.
- El efecto del *swell* sobre las características espectrales del oleaje forzado por el viento local en las frecuencias altas depende principalmente de: el ángulo relativo entre el *swell* y el viento, la fracción de energía del *swell* en el espectro total y la pendiente de la ola asociada al *swell*.
- Se propone que la atenuación de las olas cortas en condiciones de *swell* opuesto al viento puede explicarse por un aumento en la disipación de energía, producto de la inestabilidad de la pendiente de las olas. Además, el *swell* reduce el promedio del cuadrado de la pendiente, concepto relacionado con la rugosidad superficial del mar, lo que podría implicar una menor transferencia de momento desde el viento hacia las olas cortas.

Los resultados de este estudio sobre la influencia del *swell* y el viento acelerado sobre la transferencia de momento y el desarrollo del oleaje generado por el viento local permiten establecer los siguientes planteamientos y conclusiones:

- Durante las primeras etapas de crecimiento del oleaje forzado por el viento local, no se observó un efecto aparente del *swell* sobre las olas cortas en desarrollo. Este resultado es consistente tanto con la teoría clásica del crecimiento del oleaje, que utiliza parámetros adimensionales basados en escalas de velocidad (rapidez del viento o velocidad de fricción), como con los postulados de la teoría de la turbulencia débil. De igual forma, las condiciones de viento acelerado no mostraron una alteración aparente en la evolución inicial del oleaje.
- La velocidad de fricción presentó valores inferiores en condiciones de viento acelerado y sin presencia de *swell* comparado con las referencias bajo condiciones en ausencia de *swell*. Sin embargo, cuando el *swell* estaba presente y cumplía ciertas características (dirección opuesta al viento, pendiente elevada y alta contribución energética), la velocidad de fricción tendió a incrementarse, reflejando una posible alteración en la dinámica del acoplamiento aire-mar.

- Se observó que el coeficiente de arrastre también se ve influenciado por la presencia del *swell*, particularmente en condiciones de oleaje más desarrollado, donde tiende a incrementarse. En contraste, para edades del oleaje menos desarrollado, el coeficiente de arrastre puede mantenerse similar o incluso ser menor en comparación con las condiciones sin *swell*. Estos resultados sugieren que el impacto del *swell* sobre la transferencia de momento aire-mar depende del estado de desarrollo del oleaje local.

Este estudio aporta al entendimiento del impacto del *swell* en el crecimiento del oleaje generado por el viento local, considerando distintos escenarios, desde condiciones de viento casi estacionario hasta situaciones con viento en aceleración. Los resultados obtenidos en esta tesis son especialmente valiosos para mejorar la representación del acoplamiento atmósfera-océano en modelos numéricos de oleaje, así como para interpretar con mayor precisión las observaciones provenientes de sensores remotos, cuya señal es sensible a las variaciones en la rugosidad superficial del mar inducidas por el *swell*.

Como parte de las perspectivas futuras, es necesario profundizar en el estudio del impacto de otros procesos que también influyen en la dinámica del oleaje, particularmente en el rango de frecuencias altas. Entre estos procesos destacan la precipitación intensa, que suele acompañar a eventos meteorológicos como los frentes fríos, y la presencia de corrientes superficiales, las cuales pueden modificar la propagación y forma espectral de las olas. En la región occidental del Golfo de México, la recurrencia de remolinos de mesoescala y submesoescala representa una fuente adicional de variabilidad que aún no ha sido completamente cuantificada en relación con su efecto sobre el oleaje. Integrar estas influencias en análisis futuros permitirá avanzar hacia una descripción más integral y realista de la evolución espectral del oleaje

## Literatura citada

- Aijaz, S., Rogers, W. E., & Babanin, A. V. (2016). Wave spectral response to sudden changes in wind direction in finite-depth waters. *Ocean Modelling*, *103*, 98–117. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.006>.
- Allender, J. H., Albrecht, J., & Hamilton, G. (1983). Observations of directional relaxation of wind sea spectra. *Journal of Physical Oceanography*, *13*(8), 1519–1525. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013%3C1519:00DROW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013%3C1519:00DROW%3E2.0.CO;2).
- Anaconda Software Distribution (2022). Computer software. Vers. 3-3.9.12. *Anaconda Inc.* <https://anaconda.com>.
- Anctil, F., Donelan, M. A., Drennan, W. M., & 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1994\)011<1144:ECMOAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1994)011<1144:ECMOAS>2.0.CO;2).
- Andreas, E. L., Mahrt, L., & Vickers, D. (1994). A new drag relation for aerodynamically rough flow over the ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *69*(8), 2520–2537. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0312.1>.
- Appendini, C. M., Hernández-Lasheras, J., Meza-Padilla, R., & Kurczyn, J. A. (2018). Effect of climate change on wind waves generated by anticyclonic cold front intrusions in the gulf of mexico. *Climate Dynamics*, *51*, 3747–3763. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4108-4>.
- Appendini, C. M., Torres-Freyermuth, A., Oropeza, F., Salles, P., López, J., & Mendoza, E. T. (2013). Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and western caribbean: Wind reanalyses assessment. *Applied Ocean Research*, *39*, 20–30. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2012.09.004>.
- Ardhuin, F. (2024). *Ocean Wave in Geosciences*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16019.78888/11>.
- Ardhuin, F., Chapron, B., & Collard, F. (2009). Observation of swell dissipation across oceans. *Geophysical Research Letters*, *36*(6), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL037030>.
- Ardhuin, F., Gille, S. T., Menemenlis, D., Rocha, C. B., Raschle, N., Chapron, B., Gula, J., & Molemaker, J. (2017). Small-scale open ocean currents have large effects on wind wave heights. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *122*(6), 4500–4517. <https://doi.org/10.1002/2016JC012413>.
- Ardhuin, F., Herbers, T. H. C., Watts, K. P., van Vledder, G. P., Jensen, R., & Graber, H. C. (2007). Swell and slanting-fetch effects on wind wave growth. *Journal of Physical Oceanography*, *37*(4), 908–931. <https://doi.org/10.1175/JPO3039.1>.
- Babanin, A. V. (2010). Wind input, nonlinear interactions and wave breaking at the spectrum tail of wind-generated waves, transition from f-4 to f-5 behaviour. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones and Comprehensive use of Shelf Resources*, *21*, 173–187. <http://hdl.handle.net/1959.3/154633>.
- Babanin, A. V., McConochie, J., & Chalikov, D. (2018). Winds near the surface of waves: Observations and modeling. *Journal of Physical Oceanography*, *48*(5), 1079–1088. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0009.1>.
- Babanin, A. V. & Soloviev, Y. P. (1998). Field investigation of transformation of the wind wave frequency spectrum with fetch and the stage of development. *Journal of Physical Oceanography*, *28*(4), 563–576. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0563:FIOTOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0563:FIOTOT>2.0.CO;2).

- Battjes, J. A., Zitman, T. J., & Holthuisen, L. H. (1987). A reanalysis of the spectra observed in JONSWAP. *Journal of Physical Oceanography*, *17*(8), 1288–1295. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1288:AROTSD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1288:AROTSD>2.0.CO;2).
- Bendat, J. S. & Piersol, A. G. (2010). *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781118032428>.
- Bourassa, M. A., Meissner, T., Cerovecki, I., Chang, P. S., Dong, X., Chiara, G. D., Donlon, C., Dukhovskoy, D. S., Elya, J., Fore, A., Fewings, M. R., Foster, R. C., Gille, S. T., Haus, B. K., Hristova-Veleva, S., Holbach, H. M., Jelenak, Z., Knaff, J. A., ... , & Wentz, F. (2019). Remotely sensed winds and wind stresses for marine forecasting and ocean modeling. *Frontiers in Marine Science*, *6*. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00443>.
- Bréon, F. M. & Henriot, N. (2006). Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions. *Journal of Geophysical Research*, *111*(C6), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2005JC003343>.
- Buckley, M. & Veron, F. (2019). The turbulent airflow over wind generated surface waves. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, *73*, 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2018.04.003>.
- Burda, G. (2022). *Eddy Covariance Method for Scientific, Regulatory, and Commercial Applications (2nd ed.)*. Li-COR Biosciences. <https://www.licor.com/products/eddy-covariance/ec-book>.
- Burling, R. W. (1959). The spectrum of waves at short fetches. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, *12*(2), 45–64. <https://doi.org/10.1007/BF02023823>.
- Bye, J., Makin, V., Jenkins, A., & Huang, N. E. (2001). Coupling mechanisms. In Jones, I. S. & Toba, Y., editors, *Wind stress over the ocean*, (pp. 142–154 ). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511552076>.
- Cao, Y., Li, C., & Dong, C. (2020). Atmospheric cold front-generated waves in the coastal Louisiana. *Journal of Marine Science and Engineering*, *8*(11), 900. <https://doi.org/10.3390/jmse8110900>.
- Capon, J. (1979). Maximum-likelihood spectral estimation. In Haykin, S., editor, *Nonlinear Methods of Spectral Analysis. Topics in Applied Physics*, (pp. 155–179 ). Springer. [https://doi.org/10.1007/3-540-12386-5\\_12](https://doi.org/10.1007/3-540-12386-5_12).
- Cavaleri, L. & Bertotti, L. (2017). The attenuation of swell waves by rain. *Geophysical Research Letters*, *44*(20), 10,504–10,510. <https://doi.org/10.1002/2017GL075458>.
- Cavaleri, L., Bertotti, L., & Bidlot, J. (2015). Waving in the rain. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *120*(5), 3248–3260. <https://doi.org/10.1002/2014JC010348>.
- Cavaleri, L., Fox-Kemper, B., & Hemer, M. (2012). Wind waves in the coupled climate system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(11), 1651–1661. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00170.1>.
- Chen, G., Chapron, B., Ezraty, R., & Vandemark, D. (2002). A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *19*(11), 1849–1859. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<1849:AGVOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<1849:AGVOSA>2.0.CO;2).
- Chen, S., Qiao, F., Jiang, W., Guo, J., & Dai, D. (2019). Impact of surface waves on wind stress under low to moderate wind conditions. *Journal of Physical Oceanography*, *49*(8), 2017–2028. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0266.1>.

- Chen, S. S., Zhao, W., Donelan, M. A., & Tolman, H. L. (2013). Directional wind–wave coupling in fully coupled atmosphere–wave–ocean models: Results from cblast-hurricane. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *70*(10), 3198–3215. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0157.1>.
- Collins, C. O., Lund, B., Ramos, R. J., Drennan, W. M., & Graber, H. C. (2014). Wave measurement intercomparison and platform evaluation during the itop (2010) experiment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *31*(10), 2309–2329. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00149.1>.
- Collins, C. O., Potter, H., Lund, B., Tamura, H., & Graber, H. C. (2018). Directional wave spectra observed during intense tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *123*(2), 773–793. <https://doi.org/10.1002/2017JC012943>.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2018a). Reporte del clima en México. *Servicio Meteorológico Nacional*, *8*(10), 1–43. <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/RC-Octubre18.pdf>.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2018b). Reporte del clima en México. *Servicio Meteorológico Nacional*, *8*(11), 1–43. <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/RC-Noviembre18.pdf>.
- Cox, C. & Munk, W. (1954). Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, *44*(11), 838–850. <https://doi.org/10.1364/JOSA.44.000838>.
- de Voorde, N. E. V. & Dinnel, S. P. (1998). Observed directional wave spectra during a frontal passage. *Journal of coastal research*, *14*(1), 337–346. <https://www.jstor.org/stable/4298782>.
- DeLeonibus, P. S. & Simpson, L. S. (1972). Case study of duration-limited wave spectra observed at an open ocean tower. *77*(24), 4555–4569. <https://doi.org/10.1029/JC077i024p04555>.
- Dickey, T., Banner, M. L., Bhandari, P., Boyd, T., Carvalho, L., Chang, G., Chao, Y., Czerski, H., Darecki, M., Dong, C., Farmer, D., Freeman, S., Gemrich, J., Gernez, P., Hall-Patch, N., Holt, B., Jiang, S., Jones, C., ... , & Zappa, C. J. (2012). Introduction to special section on recent advances in the study of optical variability in the near-surface and upper ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *117*(C7), 1–39. <https://doi.org/10.1029/2012JC007964>.
- DiMego, G. J., Bosart, L. F., & Endersen, G. W. (1976). An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the gulf of mexico and caribbean sea. *Monthly Weather Review*, *104*(6), 709–718. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1976\)104<0709:AEOTFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1976)104<0709:AEOTFA>2.0.CO;2).
- Dobson, F., Perrie, W., & Toulany, B. (1989). On the deep-water fetch laws for wind-generated surface gravity waves. *Atmosphere-Ocean*, *27*(1), 210–236. <https://doi.org/10.1080/07055900.1989.9649334>.
- Donelan, M. (1990). Air-sea interaction. In Le Méhauté, B. & Hanes, D. M., editors, *The Sea*, (pp. 239–292 ). Wiley and Sons.
- Donelan, M., Skafel, M., Graber, H., Liu, P., Schwab, D., & Venkatesh, S. (1992). On the growth rate of wind-generated waves. *Atmosphere-Ocean*, *30*(3), 457–478. <https://doi.org/10.1080/07055900.1992.9649449>.
- Donelan, M. A. (1979). On the fraction of wind momentum retained by waves. *Marine Forecasting*, *J. C. J. Nihoul, Ed., Elsevier*, 141–159. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)71128-0](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71128-0).

- Donelan, M. A. (1987). The effect of swell on the growth of wind waves. *Johns Hopkins APL Tech. Dig.*, 8(1), 18–23. [https://secwww.jhuapl.edu/techdigest/Content/techdigest/pdf/V08-N01/08-01-Donelan\\_Effect.pdf](https://secwww.jhuapl.edu/techdigest/Content/techdigest/pdf/V08-N01/08-01-Donelan_Effect.pdf).
- Donelan, M. A. & Dobson, F. W. (2001). The influence of swell on the drag. In Jones, I. S. F. & Toba, Y., editors, *Wind Stress Over the Ocean*, (pp. 181–190 ). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511552076>.
- Donelan, M. A., Drennan, W. M., & Katsaros, K. B. (1997). The air–sea momentum flux in conditions of wind sea and swell. *Journal of Physical Oceanography*, 27(10), 2087–2099. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<2087:TASPMFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<2087:TASPMFI>2.0.CO;2).
- Donelan, M. A., Drennan, W. M., & Magnusson, A. K. (1996). Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves. *Journal of Physical Oceanography*, 26(9), 1901–1914. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<1901:NAOTDP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<1901:NAOTDP>2.0.CO;2).
- Donelan, M. A., Hamilton, J., Hui, W. H., & Stewart, R. W. (1985). Directional spectra of wind-generated ocean waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315(1534), 509–562. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0054>.
- Donelan, M. A. & Krogstad, H. (2005). Analysis of in-situ wave measurements. In Hauser, S. D., Kahma, K., Krogstad, H., Monbaliu, S., Lehner, S., & Wyatt., L., editors, *Measuring and Analysing the directional spectrum of ocean waves*, (pp. 55–83 ). Office for Official Publications of the European Communities. <https://op.europa.eu/en/publication-detail/-/publication/3318b2ad-dfa1-4b8f-8bed-632221bfa26d/language-en>.
- Donelan, M. A. & Plant, W. J. (2009). A threshold for wind-wave growth. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(1–8), C07012. <https://doi.org/10.1029/2008JC005238>.
- Drennan, W. M., Donelan, M. A., Madsen, N., Katsaros, K. B., Terray, E. A., & Flagg, C. N. (2014a). Directional wave spectra from a swath ship at sea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11(4), 1109–1116. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1994\)011<1109:DWSFAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1994)011<1109:DWSFAS>2.0.CO;2).
- Drennan, W. M., Graber, H. C., Collins, C. O., Herrera, A., Potter, H., Ramos, R. J., & Williams, N. J. (2014b). Easi: An air–sea interaction buoy for high winds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1397 – 1409. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00201.12>.
- Drennan, W. M., Kahma, K. K., & Donelan, M. A. (1999). On momentum flux and velocity spectra over waves. *Boundary-Layer Meteorology*, 92, 489–515. <https://doi.org/10.1023/A:1002054820455>.
- Dulov, V., Kudryavtsev, V., & Skiba, E. (2020). On fetch- and duration-limited wind wave growth: Data and parametric model. *Ocean Modelling*, 153, 101676. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101676>.
- Edson, J. B., Hinton, A. A., Prada, K. E., Hare, J. E., & Fairall, C. W. (1998). Direct covariance flux estimates from mobile platforms at sea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(2), 547–562. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015%3C0547:DCFEFM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015%3C0547:DCFEFM%3E2.0.CO;2).
- Edson, J. B., Jampana, V., Weller, R. A., Bigorre, S. P., Plueddemann, A. J., Fairall, C. W., Miller, S. D., Mahrt, L., Vickers, D., & Hersbach, H. (2013). On the exchange of momentum over the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 43(8), 1589–1610. <https://doi.org/10.1175/JPO-12-0173.1>.

- Elfouhaily, T., Chapron, B., Katsaros, K., & Vandemark, D. (1997). A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *102*(C7), 15781–15796. <https://doi.org/10.1029/97JC00467>.
- Esquivel-Trava, B., Ocampo-Torres, F. J., & Osuna, P. (2015). Spatial structure of directional wave spectra in hurricanes. *Ocean Dynamics*, *65*(1), 65–76. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0791-9>.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A., & Edson, J. B. (2003). Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the coare algorithm. *Journal of Climate*, *16*(4), 571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C0571:BPOASF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016%3C0571:BPOASF%3E2.0.CO;2).
- Foken, T. (2017). *Micrometeorology*. Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-25440-6>.
- Forristall, G. Z. (1981). Measurements of a saturated range in ocean wave spectra. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *86*(C9), 8075–8084. <https://doi.org/10.1029/JC086iC09p08075>.
- García-Nava, H., Ocampo-Torres, F. J., Hwang, P. A., & Osuna, P. (2012). Reduction of wind stress due to swell at high wind conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *117*(C11), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011JC007833>.
- García-Nava, H., Ocampo-Torres, F. J., Osuna, P., & Donelan, M. A. (2009). Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *114*(C12), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2009JC005389>.
- 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1992\)009<0444:PSA0D>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1992)009<0444:PSA0D>2.0.CO;2).
- Glover, D. M., Jenkins, W. J., & Doney, S. C. (2011). *Modeling methods for marine science*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511975721>.
- Golzio, A., Bollati, I. M., & Ferrarese, S. (2019). An assessment of coordinate rotation methods in sonic anemometer measurements of turbulent fluxes over complex mountainous terrain. *Atmosphere*, *10*(6), 324. <https://doi.org/10.3390/atmos10060324>.
- Graber, H. C., Donelan, M. A., & Drennan, W. M. (2005). The air-sea interaction spar buoy, asis. In Hauser, H. D., Kahma, K., Krogstad, H. E., and Jaak A. J. Moanbaliu, S. L., & Wyatt, L. R., editors, *Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves*, (pp. 100–105 ). Office for Official Publications of the European Communities. <https://op.europa.eu/en/publication-detail/-/publication/3318b2ad-dfa1-4b8f-8bed-632221bfa26d/language-en>.
- Graber, H. C., Terray, E. A., Donelan, M. A., Drennan, W. M., Leer, J. C. V., & Peters, D. B. (2000). Asis—a new air–sea interaction spar buoy: Design and performance at sea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *17*(5), 708–720. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0708:AANASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0708:AANASI>2.0.CO;2).
- Grachev, A. A. & Fairall, C. W. (2001). Upward momentum transfer in the marine boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, *31*(7), 1698–1711. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<1698:UMTITM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<1698:UMTITM>2.0.CO;2).
- Grachev, A. A., Fairall, C. W., Hare, J. E., Edson, J. B., & Miller, S. D. (2003). Wind stress vector over ocean waves. *Journal of Physical Oceanography*, *33*(11), 2408–2429. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<2408:WSV00W>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<2408:WSV00W>2.0.CO;2).

- Grewal, M. S., Weill, L. R., & Andrews, A. P. (2007). Appendix c: Coordinate transformations. In Grewal, M. S., Weill, L. R., & Andrews, A. P., editors, *Global Positioning Systems, Inertial Navigation, and Integration*, (pp. 456–501 ). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470099728.app3>.
- Guimarães, P. V., Arduin, F., Perignon, Y., Benetazzo, A., Bouin, M.-N., Garnier, V., Redelsperger, J.-L., Accensi, M., & Thomson, J. (2022). Relative current effect on short wave growth. *Ocean Dynamics*, 72(8), 621–639. <https://doi.org/10.1007/s10236-022-01520-0>.
- Günther, H., Rosenthal, W., & Dunckel, M. (1981). The response of surface gravity waves to changing wind direction. *Journal of Physical Oceanography*, 11(5), 718–728. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011%3C0718:TROSGW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011%3C0718:TROSGW%3E2.0.CO;2).
- Hamilton, P., Fargion, G. S., & Biggs, D. C. (1999). Loop current eddy paths in the western gulf of mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 29(6), 1180–1207. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029%3C1180:LCEPIT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029%3C1180:LCEPIT%3E2.0.CO;2).
- Hanley, K. E. & Belcher, S. E. (2008). Wave-driven wind jets in the marine atmospheric boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(8), 1180–1207. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2562.1>.
- Hanley, K. E., Belcher, S. E., & Sullivan, P. P. (2010). A global climatology of wind–wave interaction. *Journal of Physical Oceanography*, 40(6), 1263–1282. <https://doi.org/10.1175/2010JP04377.1>.
- Hanson, J. L. & Phillips, O. M. (1999). Wind sea growth and dissipation in the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 29(8), 1633–1648. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1633:WSGADI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1633:WSGADI>2.0.CO;2).
- Hanson, J. L. & Phillips, O. M. (2001). Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(2), 277–293. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<0277:AA00SD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0277:AA00SD>2.0.CO;2).
- Harris, C. R., Millman, K. J., van der Walt, S. J., Gommers, R., Virtanen, P., Cournapeau, D., Wieser, E., Taylor, J., Berg, S., Smith, N. J., Kern, R., Picus, M., Hoyer, S., van Kerkwijk, M. H., Brett, M., Haldane, A., del Río, J. F., Wiebe, M., ... , & Oliphant, T. E. (2020). Array programming with NumPy. *Nature*, 585(7825), 357–362. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2649-2>.
- Harris, D. L. (1966). The wave-driven wind. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 23(6), 688–693. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1966\)023<0688:TWDW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1966)023<0688:TWDW>2.0.CO;2).
- Hasselmann, D. E., Dunckel, M., & Ewing, J. A. (1980). Directional wave spectra observed during jonswap 1973. *Journal of Physical Oceanography*, 10(8), 1264–1280. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0200:APWPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0200:APWPM>2.0.CO;2).
- Hasselmann, K., Sell, W., Ross, D. B., & Müller, P. (1976). A parametric wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 6(2), 200–228. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0200:APWPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0200:APWPM>2.0.CO;2).
- Hasselmann, K. F., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H. C., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A., Gienapp, H., Hasselmann, D. E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P. M., Olbers, D. J., Richter, K., Sell, W., & Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint North Sea wave project (JONSWAP). *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A*. <https://hdl.handle.net/21.11116/0000-0007-DD3C-E>.

- Haus, B. (2020). Air-sea interactions. In Young, I. & Babanin, A., editors, *Ocean Wave Dynamics*, (pp. 23–46 ). World Scientific. [https://doi.org/10.1142/9789811208676\\_0002](https://doi.org/10.1142/9789811208676_0002).
- Hemingway, E. G. & O'Reilly, O. M. (2018). Perspectives on euler angle singularities, gimbal lock, and the orthogonality of applied forces and applied moments. *Multibody System Dynamics*, 44, 31–56. <https://doi.org/10.1007/s11044-018-9620-0>.
- Henry, W. K. (1979). Some aspects of the fate of cold fronts in the gulf of mexico. *Monthly Weather Review*, 107(8), 1078–1082. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<1078:SAOTF0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<1078:SAOTF0>2.0.CO;2).
- Herguera, J. C., Peters, E. M., Sheinbaum, J., Pérez-Brunius, P., Herzka, S. Z., Licea-Navarro, A., Ocampo-Torres, F., Aguirre-Macedo, M. L., Vidal-Martínez, V. M., García-Nava, H., Salgado, T., Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Pardo-López, L., & Gracia, A. (2023). Ocean monitoring, observation network and modelling of the gulf of mexico by cigom. *Frontiers in Marine Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1091372>.
- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511618536>.
- Hwang, P. A. (2008). Observations of swell influence on ocean surface roughness. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C12), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2008JC005075>.
- Hwang, P. A. (2020). Surface wave spectral properties of centimeter to decameter wavelengths: variable spectral slope and non-equilibrium spectrum. *Ocean Dynamics*, 70(9), 1267–1279. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01390-4>.
- Hwang, P. A. & Fan, Y. (2017). Effective fetch and duration of tropical cyclone wind fields estimated from simultaneous wind and wave measurements: Surface wave and air–sea exchange computation. *Journal of Physical Oceanography*, 47(2), 447–470. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0180.1>.
- Hwang, P. A., García-Nava, H., & Ocampo-Torres, F. J. (2011). Observations of wind wave development in mixed seas and unsteady wind forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 41(12), 2343 – 2362. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-044.1>.
- Hwang, P. A. & Shemdin, O. H. (1988). The dependence of sea surface slope on atmospheric stability and swell conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C11), 13903–13912. <https://doi.org/10.1029/JC093iC11p13903>.
- Hwang, P. A. & Wang, D. W. (2001). Directional distributions and mean square slopes in the equilibrium and saturation ranges of the wave spectrum. *Journal of Physical Oceanography*, 31(5), 1346–1360. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<1346:DDAMSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<1346:DDAMSS>2.0.CO;2).
- Hwang, P. A. & Wang, D. W. (2004). Field measurements of duration-limited growth of wind-generated ocean surface waves at young stage of development. *Journal of Physical Oceanography*, 34(10), 2316–2326. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<2316:FMDG0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<2316:FMDG0>2.0.CO;2).
- Hwang, P. A., Wang, D. W., Walsh, E. J., Krabill, W. B., & Swift, R. N. (2000). Airborne measurements of the wavenumber spectra of ocean surface waves. part i: Spectral slope and dimensionless spectral coefficient. *Journal of Physical Oceanography*, 30(11), 2753–2767. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2753:AMOTWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2753:AMOTWS>2.0.CO;2).
- Högström, U., Sahlée, E., Smedman, A.-S., Rutgersson, A., Nilsson, E., Kahma, K. K., & Drennan, W. M. (2015). Surface stress over the ocean in swell-dominated conditions during moderate winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(12), 4777–4795. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0139.1>.

- Högström, U., Sahlée, E., Smedman, A. S., Rutgersson, A., Nilsson, E., Kahma, K. K., & Drennan, W. M. (2018). The transition from downward to upward air–sea momentum flux in swell-dominated light wind conditions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *75*(8), 2579–2588. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0334.1>.
- Högström, U., Smedman, A., Sahleé, E., Drennan, W. E., Kahma, K. K., Pettersson, H., & Zhang, F. (2009). The atmospheric boundary layer during swell: A field study and interpretation of the turbulent kinetic energy budget for high wave ages. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *66*(9), 2764–2779. <https://doi.org/10.1175/2009JAS2973.1>.
- Jackson, F. C. & Jensen, R. E. (1995). Wave field response to frontal passages during swade. *Journal of Coastal Research*, *11*(1), 34–67. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029%3C2829:DROWWT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029%3C2829:DROWWT%3E2.0.CO;2).
- Jackson, F. C. & Jensen, R. E. (1999). Directional response of wind waves to a large wind shift. *Journal of Physical Oceanography*, *29*(11), 2829–2850. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029%3C2829:DROWWT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029%3C2829:DROWWT%3E2.0.CO;2).
- Janota, A., Šimák, V., Nemeč, D., & Hrbček, J. (2015). Improving the precision and speed of euler angles computation from low-cost rotation sensor data. *Sensors*, *15*, 7016–7039. <https://doi.org/10.3390/s150307016>.
- Janssen, P. (2004). *The Interaction of Ocean Waves and Wind*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511525018>.
- Janssen, P. A. E. M. (1989). Wave-induced stress and the drag of air flow over sea waves. *Journal of Physical Oceanography*, *19*(6), 745–754. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0745:WISATD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0745:WISATD>2.0.CO;2).
- Jiang, Q., Sullivan, P., Wang, S., Doyle, J., & Vincent, L. (2016). Impact of swell on air–sea momentum flux and marine boundary layer under low-wind conditions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *73*(7), 2683–2697. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0200.1>.
- Jones, I. S. F., Volkov, Y., Toba, Y., Larsen, S., & Huang, N. E. (2020). Overview. In Jones, I. S. F. & Toba, Y., editors, *Wind Stress over the Ocean*, (pp. 1–34 ). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511552076.002>.
- Jáuregui, E. (1971). Variaciones de largo periodo de los tipos de tiempo de superficie en México. *Boletín Instituto de Geografía*, *4*, 9–22. <https://doi.org/10.14350/rig.58858>.
- Kahma, K. K. (1981). A study of the growth of the wave spectrum with fetch. *Journal of Physical Oceanography*, *11*(11), 1503–1515. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<1503:ASOTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1503:ASOTGO>2.0.CO;2).
- Kahma, K. K. & Calkoen, C. J. (1992). Reconciling discrepancies in the observed growth of wind-generated waves. *Journal of Physical Oceanography*, *22*(12), 1389–1405. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1389:RDITOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1389:RDITOG>2.0.CO;2).
- Kahma, K. K. & Calkoen, C. J. (1996). Growth curve observations. In Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. A. E. M., editors, *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*, (pp. 174–182 ). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511628955>.
- Kaimal, K. C. & Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/oso/9780195062397.001.0001>.

- Karimpour, A., Chen, Q., & Twilley, R. R. (2017). Wind wave behavior in fetch and depth limited estuaries. *Scientific Reports*, 7(1), 40654. <https://doi.org/10.1038/srep40654>.
- Kawai, S. (1979). Generation of initial wavelets by instability of a coupled shear flow and their evolution to wind waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 93(04), 661–703. <https://doi.org/10.1017/S002211207900197X>.
- Keen, T. R. (2002). Waves and currents during a winter cold front in the Mississippi bight, Gulf of Mexico: Implications for barrier island erosion. *Journal of Coastal Research*, 18(4), 622–636. <http://www.jstor.org/stable/4299115>.
- Kitaigorodskii, S. (1962). Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Bulletin Academy Sciences USSR Geophysics Series*, 1, 105–117.
- Kitaigorodskii, S. (1970). The physics of air-sea interaction. *In: 1973, Israel Program for Scientific Translations, English ed.*, p. 237.
- Kitaigorodskii, S. A. (1983). On the theory of the equilibrium range in the spectrum of wind-generated gravity waves. *Journal of Physical Oceanography*, 13(5), 816–827. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0816:OTTOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0816:OTTOTE>2.0.CO;2).
- Klaus, D. (1974). Las invasiones de aire frío en los trópicos, a sotavento de las montañas rocallosas. *Geofísica Internacional*, 13(2), 103. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1973.13.2.1000>.
- Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511628955>.
- Krogstad, H. E. (2005). Buoys. In Hauser, H. D., Kahma, K., Krogstad, H. E., and Jaak A. J. Moanbaliu, S. L., & Wyatt, L. R., editors, *Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves*, (pp. 89–96 ). Office for Official Publications of the European Communities. <https://op.europa.eu/en/publication-detail/-/publication/3318b2ad-dfa1-4b8f-8bed-632221bfa26d/language-en>.
- Kudryavtsev, V. N. & Makin, V. K. (2004). Impact of swell on the marine atmospheric boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 34(4), 934–949. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<0934:IOSOTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<0934:IOSOTM>2.0.CO;2).
- Kurczyn, J. A., Appendini, C. M., Beier, E., Sosa-López, A., López-González, J., & Posada-Vanegas, G. (2020). Oceanic and atmospheric impact of central American cold surges (Nortes) in the Gulf of Mexico. *International Journal of Climatology*, 41(S1), E1450–E1468. <https://doi.org/10.1002/joc.6779>.
- Larson, T. R. & Wright, J. W. (1975). Wind-generated gravity-capillary waves: laboratory measurements of temporal growth rates using microwave backscatter. *Journal of Fluid Mechanics*, 70(3), 417–436. <https://doi.org/10.1017/S002211207500211X>.
- Lenain, L. & Melville, W. K. (2017). Measurements of the directional spectrum across the equilibrium saturation ranges of wind-generated surface waves. *Journal of Physical Oceanography*, 47(8), 2123–2138. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0017.1>.
- Lenain, L., Statom, N. M., & Melville, W. K. (2019). Airborne measurements of surface wind and slope statistics over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 49(11), 2799–2814. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0098.1>.

- Levinson, D., Vickery, P., & Resio, D. (2010). A review of the climatological characteristics of landfalling gulf hurricanes for wind, wave, and surge hazard estimation. *Ocean Engineering*, *37*(1), 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2009.07.014>.
- Li, Q., Bou-Zeid, E., Vercauteren, N., & Parlange, M. (2018). Signatures of air–wave interactions over a large lake. *Boundary-Layer Meteorology*, *167*(3), 445–468. <https://doi.org/10.1007/s10546-017-0329-z>.
- Li, S., Zou, Z., Zhao, D., & Hou, Y. (2020). On the wave state dependence of the sea surface roughness at moderate wind speeds under mixed wave conditions. *Journal of Physical Oceanography*, *50*(11), 3295–3307. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0102.1>.
- Lilly, J. M. & Pérez-Brunius, P. (2021). A gridded surface current product for the gulf of mexico from consolidated drifter measurements. *Earth System Science Data*, *13*(2), 645–669. <https://doi.org/10.5194/essd-13-645-2021>.
- Liu, Q., Rogers, W. E., Babanin, A. V., Young, I. R., Romero, L., Zieger, S., Qiao, F., & Guan, C. (2019). Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH III: Updates and verification. *Journal of Physical Oceanography*, *49*(2), 489–517. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0137.1>.
- Long, C. E. & Resio, D. T. (2007). Wind wave spectral observations in currituck sound, north carolina. *Journal of Geophysical Research*, *112*(C5), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2006JC003835>.
- Lygre, A. & Krogstad, H. E. (1969). Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, *16*(12), 2052–2060. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1969\)016%3C2052:MEEOTD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1969)016%3C2052:MEEOTD%3E2.0.CO;2).
- Makin, V. K. (2008). On the possible impact of a following-swell on the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, *129*(3), 469–478. <https://doi.org/10.1007/s10546-008-9320-z>.
- Makin, V. K., Branger, H., Peirson, W. L., & Giovanangeli, J. P. (2007). Stress above wind-plus-paddle waves: Modeling of a laboratory experiment. *Journal of Physical Oceanography*, *37*(12), 2824–2837. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3550.1>.
- Makin, V. K. & Kudryavtsev, V. N. (1999). Coupled sea surface-atmosphere model: 1. wind over waves coupling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *104*(C4), 7613–7623. <https://doi.org/10.1029/1999JC900006>.
- Martin, S. (2014). *An Introduction to Ocean Remote Sensing*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09781139094368>.
- Massel, S. R. (2017). *Ocean Surface Waves*. World Scientific. <https://doi.org/10.1142/10666>.
- Masson, D. (1993). On the nonlinear coupling between swell and wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, *23*(6), 1249–1258. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1249:OTNCBS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1249:OTNCBS>2.0.CO;2).
- Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H. P., Schmidt, M., & Steinbrecher, R. (2013). A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, *169*, 122–135. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.006>.
- Mauder, M., Thomas, F., Marc, A., & Andreas, I. (2021). Eddy-covariance measurements. In Foken, T., editor, *Springer handbook of atmospheric measurements*, (pp. 1473–1504 ). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-52171-4>.

- Merzi, N. & Graf, W. H. (1985). Evaluation of the drag coefficient considering the effects of mobility of the roughness elements. *Annales Geophysicae*, 3, 473–478.
- Miles, J. W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 3(2), 185–204. <https://doi.org/10.1017/S0022112057000567>.
- Mitsuyasu, H. (1966). Air-sea interactions between water wave and wind (i). *Reports of Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University*, 14(48), 67–89. <https://hdl.handle.net/2324/7165077>.
- Mitsuyasu, H. & Rikiishi, K. (1978). The growth of duration-limited wind waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 85(4), 705–730. <https://doi.org/10.1017/S0022112078000889>.
- Mitsuyasu, H. & Yoshida, Y. (1991). The effect of swell on the growth of wind waves. In Takano, K., editor, *Oceanography of Asian Marginal Seas*, volume 54 of *Elsevier Oceanography Series*, (pp. 381–392 ). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70110-7](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70110-7).
- Mitsuyasu, H. & Yoshida, Y. (2005). Air-sea interactions under the existence of opposing swell. *Journal of Oceanography*, 61(1), 141–154. <https://doi.org/10.1007/s10872-005-0027-1>.
- Mora-Escalante, R. E. (2015). *Estudio numérico sobre la estructura del campo de olas en condiciones de huracán*. [Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California], Repositorio Institucional <https://biblioteca.cicese.mx/catalogo/tesis/ficha.php?id=24051>.
- Mora-Escalante, R. E., Osuna, P., Ocampo-Torres, F. J., Villarreal-Olavarrieta, C. E., & Babanin, A. V. (2025). High-frequency wave dynamics in mixed seas: The influence of swells on wind waves characteristics. *Ocean Modelling*, 196, 102523. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2025.102523>.
- Ocampo-Torres, F. J., García-Nava, H., Durazo, R., Osuna, P., Méndez, G. M. D., & Graber, H. C. (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(3), 433–451. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9561-5>.
- Ocampo-Torres, F. J., Osuna, P., García-Nava, H., & Rasche, N. G. (2022). Ocean surface waves and ocean-atmosphere interactions. In Hernández-Dueñas, G. & Moreles, M. A., editors, *Mathematical and Computational Models of Flows and Waves in Geophysics*, (pp. 35–66 ). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-031-12007-7\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-031-12007-7_2).
- Pan, J., Wang, D. W., & 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), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2003JC002258>.
- Pathirana, S., Young, I., & Meucci, A. (2023). Modelling swell propagation across the pacific. *Frontiers in Marine Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1187473>.
- Pelikán, P., Hubáčková, V., Kaletová, T., & Fуска, J. (2020). Comparative assessment of different modelling schemes and their applicability to inland small reservoirs: A central europe case study. *Sustainability*, 12(24), 10692. <https://doi.org/10.3390/su122410692>.
- Pepper, D. A. & Stone, G. W. (2004). Hydrodynamic and sedimentary responses to two contrasting winter storms on the inner shelf of the northern gulf of mexico. *Marine Geology*, 210(1-4), 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.004>.

- Perrie, W. & Toulany, B. (1995). The response of ocean waves to turning winds. *Journal of Physical Oceanography*, 25(6), 1116–1129. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025%3C1116:TR00WT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025%3C1116:TR00WT%3E2.0.CO;2).
- Perrie, W. & Toulany, B. (1997). Open ocean response of waves to turning winds. *Journal of Physical Oceanography*, 27(9), 2055–2059. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027%3C2055:OOR0WT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027%3C2055:OOR0WT%3E2.0.CO;2).
- Phillips, O. M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 4(4), 426–434. <https://doi.org/10.1017/S0022112058000550>.
- Phillips, O. M. (1985). Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 156, 505–531. <https://doi.org/10.1017/S0022112085002221>.
- Phillips, O. M. & Banner, M. L. (1974). Wave breaking in the presence of wind drift and swell. *Journal of Fluid Mechanics*, 66(4), 625–640. <https://doi.org/10.1017/S0022112074000413>.
- Pierson, W. J. & Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of sa kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24), 5181–5190. <https://doi.org/10.1029/JZ069i024p05181>.
- Plant, W. J. (1982). A relationship between wind stress and wave slope. *Journal of Geophysical Research*, 87(C3), 1961–1967. <https://doi.org/10.1029/JC087iC03p01961>.
- Plant, W. J. & Wright, J. W. (1977). Growth and equilibrium of short gravity waves in a wind tank. *Journal of Fluid Mechanics*, 82(4), 767–793. <https://doi.org/10.1017/S0022112077000974>.
- Pérez, E. P., Magaña, V., Caetano, E., & Kusunoki, S. (2014). Cold surge activity over the gulf of mexico in a warmer climate. *Frontiers in Earth Science*, 2. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00019>.
- Quandoo, G. & Komen, G. (1993). Directional response of ocean waves to changing wind direction. *Journal of Physical Oceanography*, 23(7), 1561–1566. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023%3C1561:DR00WT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023%3C1561:DR00WT%3E2.0.CO;2).
- Resio, D. T., Long, C. E., & Vincent, L. (2004). Equilibrium-range constant in wind-generated wave spectra. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2003JC001788>.
- Resio, D. T., Vincent, L., & Ardag, D. (2016). Characteristics of directional wave spectra and implications for detailed-balance wave modeling. *Ocean Modelling*, 103, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.009>.
- Roberts, H. H., Huh, O. K., Hsu, S. A., Rouse, L. J. J., & Rickman, D. A. (1989). Winter storm impacts on the chenier plain coast of south western louisiana. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 39, 515–522. <https://www.osti.gov/biblio/5140702>.
- Robinson, I. S. (2010). *Discovering the Ocean from Space*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-68322-3>.
- Robles-Diaz, L., Ocampo-Torres, F. J., Branger, H., Garcia-Nava, H., Osuna, P., & Rascle, N. (2019). On the early stages of wind-wave generation under accelerated wind conditions. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 78(3), 106–114. <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2019.06.007>.

- Robles-Diaz, L., Ocampo-Torres, F. J., Branger, H., Garcia-Nava, H., Osuna, P., & Rasche, N. (2021). Effect of the wind acceleration magnitude during the first stages of the wind-wave generation process. *Ocean Dynamics*, *71*(10), 981–992. <https://doi.org/10.1007/s10236-021-01478-5>.
- Rogers, W. E. & Wang, D. W. C. (2007). Directional validation of wave predictions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *24*, 504–520. <https://doi.org/10.1175/JTECH1990.1>.
- Rohli, R. V. & Vega, A. J. (2017). *Climatology*. Jones & Bartlett Learning.
- Romero, L., Lenain, L., & Melville, W. K. (2017). Observations of surface wave–current interaction. *Journal of Physical Oceanography*, *47*(3), 615–632. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0108.1>.
- Romero, L. & Melville, W. K. (2010). Airborne observations of fetch-limited waves in the gulf of tehuantepec. *Journal of Physical Oceanography*, *40*(3), 441–465. <https://doi.org/10.1175/2009JP04127.1>.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., ya Chuang, H., Juang, H.-M. H., ... , & Goldberg, M. (2010). The ncep climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *91*(8), 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>.
- Sahlée, E., Drennan, W. M., Potter, H., & Rebozo, M. A. (2012). Waves and air-sea fluxes from a drifting ASIS buoy during the southern ocean gas exchange experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *117*(C8), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012JC008032>.
- Semedo, A., Sušelj, K., Rutgersson, A., & Sterl, A. (2011). A global view on the wind sea and swell climate and variability from ERA-40. *Journal of Climate*, *24*(5), 1461–1479. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3718.1>.
- Shabani, B., Ware, P., & Baldock, T. E. (2022). Suppression of wind waves in the presence of swell: A physical modeling study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *127*(5), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2021JC018306>.
- Shemdin, O. H. & Hsu, E. Y. (1967). Direct measurement of aerodynamic pressure above a simple progressive gravity wave. *Journal of Fluid Mechanics*, *30*(2), 403–416. <https://doi.org/10.1017/S0022112067001508>.
- Shemer, L. (1967). On evolution of young wind waves in time and space. *Atmosphere*, *10*(562), 1–54. <https://doi.org/10.3390/atmos10090562>.
- Shi, L., Olabarrieta, M., Valle-Levinson, A., & Warner, J. C. (2019). Relevance of wind stress and wave-dependent ocean surface roughness on the generation of winter meteotsunamis in the northern gulf of mexico. *Ocean Modelling*, *140*, 101408. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101408>.
- Siadatmousavi, S. M. & Jose, F. (2015). Winter storm-induced hydrodynamics and morphological response of a shallow transgressive shoal complex: Northern gulf of mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *154*, 58–68. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.12.025>.
- Snodgrass, F. E., Hasselmann, K. F., Miller, G. R., Munk, W. H., Powers, W. H., & Deacon, G. E. R. (1966). Propagation of ocean swell across the pacific. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *259*(1103), 431–497. <https://doi.org/10.1098/rsta.1966.0022>.

- Snyder, R. L., Dobson, F. W., Elliott, J. A., & Long, R. B. (1981). Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, *102*, 1–59. <https://doi.org/10.1017/S0022112081002528>.
- Stopa, J. E., Ardhuin, F., Husson, R., Jiang, H., Chapron, B., & Collard, F. (2016). Swell dissipation from 10 years of envisat advanced synthetic aperture radar in wave mode. *Geophysical Research Letters*, *43*(7), 3423–3430. <https://doi.org/10.1002/2015GL067566>.
- Sullivan, P. P. & McWilliams, J. C. (2010). Dynamics of winds and currents coupled to surface waves. *Annual Review of Fluid Mechanics*, *42*, 19–42. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-121108-145541>.
- Tamizi, A. & Young, I. R. (2020). The spatial distribution of ocean waves in tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, *50*(8), 2123–2139. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0020.1>.
- Tamura, H., Drennan, W. M., Collins, C. O., & Graber, H. C. (2018). Turbulent airflow and wave-induced stress over the ocean. *Boundary-Layer Meteorology*, *169*(1), 47–66. <https://doi.org/10.1007/s10546-018-0359-1>.
- The Pandas Development Team. (2023). pandas-dev/pandas: Pandas. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3509134>.
- Thomson, R. E. & Emery, W. J. (2014). *Data analysis methods in physical oceanography (3rd ed.)*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2010-0-66362-0>.
- Toba, Y. (1973). Local balance in the air-sea boundary processes. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, *29*(5), 209–220. <https://doi.org/10.1007/BF02108528>.
- Uz, B. M., Donelan, M., Hara, T., & Bock, E. J. (2002). Laboratory studies of wind stress over surface waves. *Boundary Layer Meteorology*, *102*, 301–331. <https://doi.org/10.1023/A:1013119313063>.
- Uz, B. M., Hara, T., Bock, E. J., & Donelan, M. A. (2003). Laboratory observations of gravity-capillary waves under transient wind forcing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *108*(C2), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2000JC000643>.
- Veron, F. & Melville, W. K. (2001). Experiments on the stability and transition of wind-driven water surfaces. *Journal of Fluids Mechanics*, *446*(2), 25–65. <https://doi.org/10.1017/S0022112001005638>.
- Vickers, D. & Mahrt, L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *14*(3), 512–526. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1997\)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1997)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2).
- Villarreal-Olavarrieta, C. E., Ocampo-Torres, F. J., Osuna, P., & Mora-Escalante, R. E. (2024). Effect of waves on the magnitude and direction of wind stress over the ocean. *Ocean Modelling*, *191*, 102420. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2024.102420>.
- Villefer, A., Benoit, M., Violeau, D., Luneau, C., & Branger, H. (2021). Influence of following, regular and irregular long waves on wind-wave growth with fetch: an experimental study. *Journal of Physical Oceanography*, *51*(11), 3435 – 3448. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0050.1>.
- Vincent, C. L., Graber, H. C., & Collins, C. O. (2020). Effect of swell on wind stress for light to moderate winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *77*(11), 3759–3768. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0338.1>.

- Vincent, C. L., Thomson, J., Graber, H. C., & Collins, C. O. (2019). Impact of swell on the wind-sea and resulting modulation of stress. *Progress in Oceanography*, *178*, 102164. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.102164>.
- Violante-Carvalho, N., Ocampo-Torres, F., & Robinson, I. (2004). Buoy observations of the influence of swell on wind waves in the open ocean. *Applied Ocean Research*, *26*(1), 49–60. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2003.11.002>.
- Vledder, G. P. V. & Holthuijsen, L. H. (1993). The directional response of ocean waves to turning winds. *Journal of coastal research*, *23*(2), 177–192. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023%3C0177:TDR00W%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023%3C0177:TDR00W%3E2.0.CO;2).
- Waseda, T., Toba, Y., & Tulin, M. P. (2001). Adjustment of wind waves to sudden changes of wind speed. *Journal of Oceanography*, *57*(5), 519–533. <https://doi.org/10.1023/A:1021287032271>.
- Wright, C. W., Walsh, E. J., Vandemark, D., Krabill, W. B., Garcia, A. W., Houston, S. H., Powell, M. D., Black, P. G., & Marks, F. D. (2001). Hurricane directional wave spectrum spatial variation in the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, *31*(8), 2472–2488. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<2472:HDWSSV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<2472:HDWSSV>2.0.CO;2).
- Wu, H.-Y., Hsu, E.-Y., & Street, R. L. (1977). The energy transfer due to air-input, non-linear wave-wave interaction and white cap dissipation associated with wind-generated waves. *Tech. Rep., Stanford Univ., Stanford, Calif., 207*, 1–158. <https://apps.dtic.mil/sti/tr/pdf/ADA038345.pdf>.
- Wu, H.-Y., Hsu, E.-Y., & Street, R. L. (1979). Experimental study of nonlinear wave—wave interaction and white-cap dissipation of wind-generated waves. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *3*(1), 55–78. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(79\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0377-0265(79)90037-X).
- Wu, T., Lu, Y., Fang, Y., Xin, X., Li, L., Li, W., Jie, W., Zhang, J., Liu, Y., Zhang, L., Zhang, F., Zhang, Y., Wu, F., Li, J., Chu, M., Wang, Z., Shi, X., Liu, X., ... , & Liu, X. (2019). The beijing climate center climate system model (BCC-CSM): the main progress from CMIP5 to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, *12*(4), 1573–1600. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1573-2019>.
- WW3DG (2019). User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III version 6.07, The WAVEWATCH III Development Group. *Tech. Note 326 pp. + Appendices, NOAA/NWS/NCEP/MMAB*. <https://raw.githubusercontent.com/wiki/NOAA-EMC/WW3/files/manual.pdf>.
- Young, I. R. (1999). *Wind generated ocean waves*. Elsevier. <https://www.sciencedirect.com/bookseries/elsevier-ocean-engineering-series/vol/2/suppl/C>.
- Young, I. R. (2006). Directional spectra of hurricane wind waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *111*(C8), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2006JC003540>.
- Young, I. R. (2020). Wind-generated waves. In Young, I. & Babanin, A., editors, *Ocean Wave Dynamics*, (pp. 1–22 ). World Scientific. [https://doi.org/10.1142/9789811208676\\_0001](https://doi.org/10.1142/9789811208676_0001).
- Young, I. R., Hasselmann, S., & Hasselmann, K. (1987). Computations of the response of a wave spectrum to a sudden change in wind direction. *Journal of Physical Oceanography*, *17*(9), 1317–1338. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1317:COTROA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1317:COTROA>2.0.CO;2).
- Young, I. R. & Sobey, R. J. (1988). Deep water swell and spectral wave decay in opposing winds. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, *114*(6), 732–744. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1988\)114:6\(732\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1988)114:6(732)).

- Young, I. R. & Van Vledder, G. P. (1993). A review of the central role of nonlinear interactions in wind—wave evolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 342(1666), 505–524. <https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0030>.
- Zakharov, V. E., Badulin, S. I., Hwang, P. A., & Caulliez, G. (2015). Universality of sea wave growth and its physical rootst. *Journal of Fluids Mechanics*, 780, 503–535. <https://doi.org/10.1017/jfm.2015.468>.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., S. L. Morey, S. L., & Martínez-López, B. (2015). The response of the gulf of mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmósfera*, 27(3), 317–334. <https://www.revistascca.unam.mx/atm/index.php/atm/article/view/45560>.
- Zhang, F. W., Drennan, W. M., Haus, B. K., & Graber, H. C. (2009). On wind-wave-current interactions during the shoaling waves experiment. *Journal of Geophysical Research*, 114(C1), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2008JC004998>.
- Zhao, D. & Li, M. (2018). Dependence of wind stress across an air-sea interface on wave states. *Journal of Oceanography*, 75(3), 207–223. <https://doi.org/10.1007/s10872-018-0494-9>.
- Zhao, Z., Gao, Z., Li, D., Bi, X., Liu, C., & Liao, F. (2013). Scalar flux-gradient relationships under unstable conditions over water in coastal regions. *Boundary-Layer Meteorology*, 148(3), 495–516. <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9829-7>.
- Zheng, Z., Dong, G., Dong, H., Ma, X., & Tang, M. (2023). Research on the methods for separating wind sea and swell from directional wave spectra in finite-depth waters. *Ocean Dynamics*, 74(2), 113–131. <https://doi.org/10.1007/s10236-023-01592-6>.

## Anexo A. Compensación de movimiento y posición de los instrumentos en la plataforma flotante

---

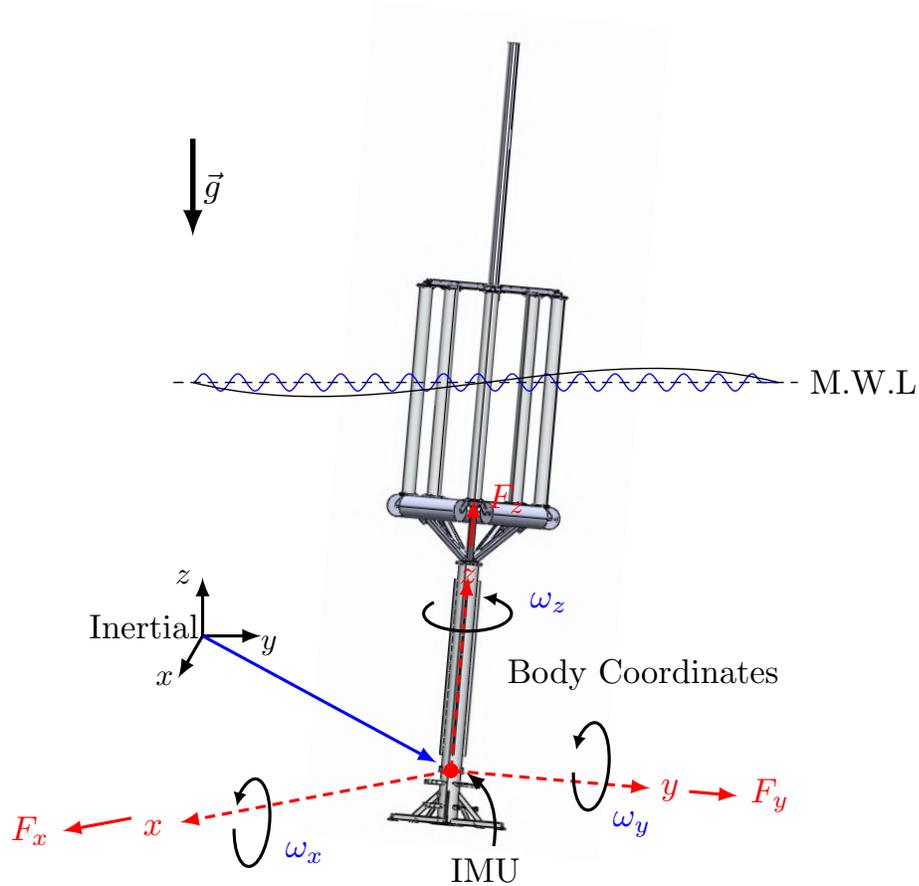
En plataformas oceanográficas que no son fijas, tal como la BOMM, todas las variables vectoriales que se miden con un determinado sensor instalado en la estructura son afectadas por los movimientos propios del equipo (traslación y rotación) debido a las condiciones del ambiente (viento, corrientes, mareas). Por lo tanto, en las mediciones vectoriales deben aplicarse un procedimiento para remover el efecto del movimiento de la boya. En la BOMM, las mediciones con el anemómetro sónico, alambres de capacitancia, velocímetro y correntómetro están influenciadas por el movimiento de la plataforma. En resumen, las mediciones deben estar referenciadas a un marco de referencia inercial, i.e., en coordenadas fijas de la Tierra (se puede considerar inercial). En la Fig. 91 se muestra el sistema de coordenadas empleadas en la BOMM. El algoritmo de corrección de movimiento por la boya es basado en los trabajos de Anctil et al. (1994); Drennan et al. (2014a); Edson et al. (1998); Graber et al. (2000). Para aplicar el algoritmo, se debe de contar con una unidad de medición inercial (IMU por sus siglas en inglés). El IMU tiene un acelerómetro y un giroscopio, lo que le permite medir los seis grados de libertad de movimiento de la BOMM con una tasa de muestreo alta. Por lo general se complementa la información del IMU con los datos de un magnetómetro, o de un dispositivo de posicionamiento global (GPS por sus siglas en inglés), u otros sensores si lo hay.

### A.1. Transformación de coordenadas

Para transformar del marco de referencia de la boya ( $V_{Boya}$ ) al marco de referencia fijo en Tierra ( $V_{Tierra}$ ) utilizamos la siguiente relación,

$$V_{Tierra} = MR_{Tierra}^{Boya} \cdot V_{Boya} \quad (32)$$

donde  $MR$  es una matriz de rotación que convierta de coordenadas de la Boya a coordenadas fijas de la Tierra,  $V_{Tierra}$  y  $V_{Boya}$  son vectores en el marco de referencia Tierra y Boya, respectivamente.



**Figura 91.** Marco de referencia de la BOMM. El marco de referencia inercial se muestra en color negro. El sistema coordenado en movimiento se muestra en color rojo. Además, se indica en color azul los movimientos rotacionales en términos de velocidades angulares ( $\Omega_x$ ,  $\Omega_y$ ,  $\Omega_z$ ) y en color rojo los movimientos traslacionales en términos de fuerzas ( $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_z$ ).

La matriz de rotación en un sistema coordenado de mano derecha se representa así,

$$\begin{aligned}
 MR(\phi, \theta, \psi) &= MR(\psi)MR(\theta)MR(\phi) \\
 &= \begin{bmatrix} \cos \theta \cos \psi & \sin \phi \sin \theta \cos \psi - \cos \phi \cos \psi & \cos \phi \sin \theta \cos \psi + \sin \phi \sin \psi \\ \cos \theta \sin \psi & \sin \phi \sin \theta \sin \psi + \cos \phi \cos \psi & \cos \phi \sin \theta \sin \psi - \sin \phi \cos \psi \\ -\sin \theta & \sin \phi \cos \theta & \cos \phi \cos \theta \end{bmatrix} \quad (33)
 \end{aligned}$$

donde  $\phi$ ,  $\theta$ , y  $\psi$  corresponden a los ángulos de Euler (*roll*, *pitch*, y *yaw*, por su definición en inglés y por simplicidad de no abusar en la traducción de estos términos en español, de ahora en adelante se

emplearán estos conceptos). Una breve explicación, el ángulo *roll* es el desplazamiento angular alrededor del eje x (inclinación frontal), el ángulo *pitch* es el desplazamiento angular alrededor del eje y (inclinación lateral), y el ángulo *yaw* es el desplazamiento angular en el eje z (orientación). En la matriz de rotación es importante respetar el orden de las rotaciones porque existen variantes.

### A.1.1. Coordenadas ENU-NED

Preferiblemente se emplean las coordenadas Este-Norte-Arriba (ENU por sus siglas en inglés). ENU, es un sistema coordinado de mano derecha. Por otro lado, están las coordenadas Norte-Este-Abajo (NED por sus siglas en inglés). NED, es un sistema coordinado de mano derecha. El uso de uno o del otro depende de la aplicación o interés científico o ingenieril. El NED se prefiere por que define las coordenadas en sentido del reloj, mientras que, el ENU se prefiere por que las altitudes incrementan hacia arriba (Grewal et al., 2007).

Para convertir de coordenadas NED a ENU o de ENU a NED se utiliza la siguiente matriz de rotación ortogonal y simétrica,

$$C_{NED}^{ENU} = C_{ENU}^{NED} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix} \quad (34)$$

donde  $C_{ENU}^{NED}$  indica el cambio de coordenadas NED a coordenadas ENU.

## A.2. Ángulos de Euler

Los ángulos de Euler definen una rotación alrededor de un eje en el espacio tridimensional (x, y, z). Con la información medida por el giroscopio del IMU se pueden calcular los ángulos de Euler. Hay que recordar que el giroscopio mide la tasa de cambio angular ( $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ ). Si se integra, obtenemos la orientación. Usando integración numérica con diferencias finitas hacia atrás,

$$\alpha_i = \alpha_{i-1} + \frac{\partial \alpha}{\partial t} \Delta t \quad (35)$$

donde  $\alpha$  es el valor del ángulo de Euler y  $\Delta t$  representa el paso de tiempo.

La expresión en (35) para calcular los ángulos de Euler presenta una singularidad (fenómeno similar al *gimbal lock*<sup>1</sup>, pero erróneamente usado Hemingway & O'Reilly, 2018) lo que representa una desventaja en la integración. De acuerdo con Janota et al. (2015) la singularidad se da cuando el eje x está orientado hacia arriba o hacia abajo ( $\theta = -90^\circ$  ó  $\theta = 90^\circ$  respectivamente). La integración numérica en (35) es más precisa que otros métodos, como la integración trapezoidal (Janota et al., 2015). Siempre y cuando se tenga una tasa de muestreo alta para medir los cambios angulares. Edson et al. (1998) indican que para ángulos entre  $\pm 10^\circ$  los errores debido a las rotaciones angulares de *roll* and *pitch* son casi nulas.

### A.3. Combinación de información de un segundo sensor para los ángulos de Euler

El desempeño de los giroscopios en frecuencias bajas es pobre (Graber et al., 2000) y la señal tiende a derivar en el tiempo cuando se emplea la ecuación (35) (Janota et al., 2015). De ahí, que la información de frecuencia alta se combina con una señal de frecuencia baja para compensar el ruido. La información complementaria se obtiene del acelerómetro para la estimación de los ángulos *pitch* y *roll*. Para el ángulo *yaw* se combina la información del ángulo de orientación del sensor de movimiento incluido en el velocímetro.

Para obtener los ángulos de Euler derivado del acelerómetro ( $a_x, a_y, a_z$ ) tenemos que representar las aceleraciones medidas en el marco de referencia de la boya al marco de referencia fijo de la Tierra,  $a_{Tierra} = MR \cdot a_{Boya} + a_g$ , donde  $a_g$  es el vector de aceleración de la gravedad ( $a_g = a_g(0, 0, -9.8)$ ). Solamente los ángulos *roll* y *pitch* están en un marco de referencia no fijo, por lo tanto,

$$\phi = \arctan\left(\frac{a_y}{a_z}\right), \quad (36)$$

$$\theta = \arctan\left(\frac{-a_x}{a_y \sin \phi + a_z \cos \phi}\right). \quad (37)$$

Con la información de las ecuaciones (35), (36) y (37) se puede derivar una nueva expresión que combina

<sup>1</sup>es un fenómeno que se produce cuando se utilizan ángulos de Euler para describir rotaciones 3D, lo que provoca la pérdida de un grado de libertad en un sistema de rotación de tres ejes cuando dos de los ejes se alinean (Hemingway & O'Reilly, 2018).

las señales de baja frecuencia con la señal de alta frecuencia,

$$\alpha_i = \left[ \alpha_{i-1} + \frac{\partial \alpha}{\partial t} \Delta t \right] + (1 - F) \alpha_{i_{\text{acelerometro}}}, \quad (38)$$

en la expresión anterior,  $F$  es un coeficiente que asigna un peso relativo a la información proveniente del acelerómetro en comparación con la lectura del giroscopio. Como señalan Janota et al. (2015), la ecuación (38) no elimina el ruido presente en la señal del giroscopio, en caso de existir, sino que únicamente compensa la deriva temporal de dicha señal.

Con base en el trabajo de Edson et al. (1998), se implementa un filtro digital de Butterworth usando la ecuación (37), por lo tanto,

$$\alpha(t) = B_H (\alpha_{\text{giroscopio}}) + B_L (\alpha_{\text{acelerómetro}}) \quad (39)$$

donde  $B$  representa un operador del filtro en pasa altas (H) y pasa bajas (L) que se aplican al giroscopio y al acelerómetro, respectivamente.

Por último, el ángulo de orientación del giroscopio se combina con la información del *yaw* incluida en el velocímetro (*veloc*),

$$\psi_i = \left( \psi_{i-1} + \frac{d\psi}{dt} \Delta t \right) + (1 - K) \psi_i \quad (40)$$

Finalmente, dependiendo de la localización geográfica es importante considerar la declinación magnética (es la diferencia de ángulo entre el norte magnético y el norte geográfico). Por lo tanto, en la ecuación (40) se le debe sumar o restar este valor considerando si la declinación magnética está al este o al oeste del norte verdadero.

#### A.4. Solución a los movimientos lineales

Como se indicó en la sección anterior, al integrar la velocidad angular con la ecuación (35) se propaga el error, igualmente, cuando se integra la aceleración, sucede lo mismo. El error se magnifica cuando

se integra dos veces para obtener la posición. Para solucionar este ruido en la integración de los datos de aceleración, una alternativa es implementar el concepto de la transformada de Fourier a la serie de datos. Al trabajar en el espacio de frecuencia se logra eliminar el ruido de baja frecuencia.

La transformada de Fourier se define como (Thomson & Emery, 2014),

$$Y(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} y(t)e^{-i2\pi ft} dt \quad (41)$$

y la transformada inversa es,

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} Y(f)e^{-i2\pi ft} df = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} Y(\omega)e^{-i\omega t} d\omega \quad (42)$$

Utilizando la ecuación (42) y aplicando la integral en ambos lados, obtenemos la velocidad

$$v(t) = \int y(t)dt = \int \left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} Y(f)e^{-i2\pi ft} df \right\} dt, \quad (43)$$

y realizando una segunda integral en (42), obtenemos la posición

$$x(t) = \iint y(t)dt = \iint \left\{ \int_{-\infty}^{+\infty} Y(f)e^{-i2\pi ft} df \right\} dt, \quad (44)$$

## A.5. Algoritmo de corrección de movimiento

### A.5.1. Alambres de capacitancia

Las mediciones de la elevación de la superficie libre ( $\eta$ ) se corrigen por el movimiento de la boya utilizando la siguiente expresión,

$$\eta_{Tierra} = MR \cdot \eta_{Boya} + MR \iint a_{Boya} dt dt + MR \int (\Omega_{Boya} \times L) dt \quad (45)$$

$$\Omega = \begin{bmatrix} \frac{d\theta}{dt} \sin \psi + \frac{d\phi}{dt} \cos \theta \cos \psi \\ \frac{d\theta}{dt} \cos \psi + \frac{d\phi}{dt} \cos \theta \sin \psi \\ \frac{d\psi}{dt} - \frac{d\phi}{dt} \sin \theta \end{bmatrix} \quad (46)$$

donde  $a$  es la aceleración lineal,  $\Omega$  es la velocidad angular (rotado al marco de referencia fijo),  $L$  es la distancia relativa entre el IMU y la posición de los alambres de capacitancia.

Los términos de la derecha en la ecuación (45) representan el cambio a coordenadas fijas de la Tierra de las observaciones, los efectos traslacionales y los movimientos rotacionales, respectivamente. En este caso la corrección de movimiento se aplica a un vector de posición (es importante señalar que se hace una doble integración en el término 2 y que solamente se aplica una integral en el término 3 para que dimensionalmente la suma sea consistente).

### A.5.2. Anemómetro sónico

Las mediciones de las componentes del campo de viento ( $W$ ) se corrigen por el movimiento de la boya considerando la siguiente relación,

$$W_{Tierra} = MR \cdot W_{Boya} + MR \int a_{Boya} dt + MR \cdot (\Omega_{Boya} \times L) \quad (47)$$

donde  $L$  es la distancia relativa entre el IMU y la posición del anemómetro sónico. En este caso la corrección de movimiento se aplica a un vector de velocidad (es importante señalar que se hace solamente una integral en el término 2 para que dimensionalmente la suma sea consistente).

## Anexo B. Método de onduletas para la obtención del espectro direccional de las olas

---

El método de onduletas (WDM por sus siglas en inglés) propuesto por Donelan et al. (1996) es un algoritmo alternativo para la estimación del espectro direccional de las olas. En la literatura se encuentran otras técnicas usadas comúnmente como el método de máxima verosimilitud (MLM por sus siglas en inglés) (Capon, 1979) y el método de máxima entropía (MEM por sus siglas en inglés) (Lygre & Krogstad, 1969). A diferencia de otros métodos, el WDM no presenta limitaciones estadísticas estrictas, como la necesidad de que la serie de tiempo sea estacionaria y homogénea para su análisis. Por el contrario, este método puede aplicarse en condiciones no estacionarias, lo que permite estimar el espectro direccional de las olas con mayor flexibilidad. La representación espectral del WDM es en tiempo y frecuencia, pero además en número de onda y dirección para cada onduleta en la serie de tiempo (ó  $n$  onduletas para  $m$  series de tiempo).

Una onduleta es una representación espectral para analizar características en tiempo-frecuencia y que emplea los conceptos de la transformada de Fourier. Las onduletas tienen diferente forma en la onda, actúan en un tiempo finito (energía finita) y presentan una media cero (Glover et al., 2011). Además, utiliza una ventana temporal para localizar patrones dinámicos en la serie de tiempo, en otras palabras, una onduleta localizada en tiempo y frecuencia. Una onduleta se puede construir, por ejemplo, de la convolución de una onda sinusoidal por una ventana Gaussiana. A las onduletas se les conoce como onduleta madre.

### B.1. Onduleta madre y transformada de la onduleta

En el método de WDM se emplea una onduleta madre tipo Morlet (en la literatura se encuentran una variedad de familias de onduletas madre, por ejemplo, Meyer, Haar, Daubechies, entre otros). La onduleta Morlet se define así,

$$Mo(t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{\pi}} e^{\left(it - \frac{t^2}{2\sigma^2}\right)} \quad (48)$$

donde  $\sigma$  es una medida de dispersión,  $t$  es tiempo y  $\frac{1}{\sigma\sqrt{\pi}}$  es un factor de normalización.

La transformada de la onduleta se obtiene de la convolución de la serie de tiempo y la onduleta madre,

entonces la representación espectral en tiempo-frecuencia para una familia de frecuencias discretas es,

$$W_{q,p} = \langle x, \omega_{qp} \rangle = \int x(t) \overline{\omega_{qp}(t)} \partial t, \quad (49)$$

$$\omega_{qp} = \omega_p^{-\frac{1}{2}} Mo(\omega_p(t - t_q)), \quad q = 1, \dots, N_\omega, p = 1, \dots, N_t, \quad (50)$$

donde  $q$  y  $p$  son el escalamiento y la translación de la onduleta madre.

## B.2. Obtención del espectro direccional del oleaje

Para aplicar el WDM a un conjunto de datos de la elevación de la superficie libre, el primer paso es calcular la transformada de la onduleta para cada una de las series temporales de los alambres de capacitancia para un número discreto de frecuencias, ecuación (49) y (50). Seguidamente es calcular el espectro de energía de la onduleta,

$$E_n = |W_{qp}|^2. \quad (51)$$

Hay que recordar que la transformada de la onduleta es un número complejo, por lo tanto, para cada  $W_{qp}$  se tiene una amplitud y fase asociada. Como segundo paso, es determinar la diferencia de fase entre cada alambre de capacitancia,

$$\delta_{ij} = kr_{ij} \cos(\gamma - \alpha_{ij}), \quad (52)$$

donde  $K = (k, \gamma)$  es el número de onda,  $R = (r, \alpha)$  es la distancia de separación entre los alambres de capacitancia,  $i$  y  $j$  representan pares de alambres de capacitancia.

La magnitud del número de onda y su dirección se pueden obtener de la información de dos pares de alambres de capacitancia,

$$k = \frac{\left( \frac{\delta_{ab}}{r_{ab}} \sin \alpha_{cd} - \frac{\delta_{cd}}{r_{cd}} \sin \alpha_{ab} \right)}{(\sin(\alpha_{cd} - \alpha_{ab}) \cos \gamma)} \quad (53)$$

$$\gamma = \tan^{-1} \left[ \frac{(\Gamma \cos \alpha_{cd} - \cos \alpha_{ab})}{(\sin \alpha_{cd} - \Gamma \sin \alpha_{cd})} \right] \quad (54)$$

donde  $\Gamma = \left( \frac{\delta_{ab}}{\delta_{cd}} \right) \left( \frac{r_{cd}}{r_{ab}} \right)$ , de tal manera que la diferencia angular entre los pares de alambres de capacitancia  $ab$  y  $cd$  deben ser cercano a  $90^\circ$  o  $270^\circ$ . Como último paso, es distribuir la energía espectral calculada de la ecuación (51) en cada uno de los números de onda o de frecuencias para obtener el espectro direccional de las olas, esto se realiza para cada tiempo.

Una alternativa para estimar el número de onda  $k$  consiste en formular un sistema de ecuaciones basado en las diferencias de fase entre las onduletas. En este enfoque, Donelan & Krogstad (2005) aplican álgebra matricial para resolver dicho sistema mediante un ajuste por mínimos cuadrados, lo que permite determinar  $k$  de forma eficiente utilizando las siguientes expresiones,

$$\delta_{ij} = (k_{ij} \cdot x_m) - (k_{ij} \cdot x_n) = [x_m - x_n]^T k_{ij}, m = 1, \dots, n-1, n = 2, \dots, N \quad (55)$$

$$k_{ij} = (X^T X)^{-1} (X^T \delta) \quad (56)$$

donde  $X = (x_i - x_j)^T$ ,  $i$  y  $j$  son los pares de alambres.

## Anexo C. Método de la covarianza para el flujo turbulento

---

Para estimar el intercambio de energía, masa y momento en la capa límite atmosférica se requieren de observaciones de flujos de calor, esfuerzos turbulentos y gases. Un flujo se define como la cantidad de alguna entidad física que se desplaza a través de un área por unidad de tiempo (Burda, 2022). Para medir tales flujos se necesita medir con una frecuencia de muestreo alta ( $> 10 \text{ Hz}$ ), ya que las características de las fluctuaciones turbulentas presenta variabilidad temporal y espacial en escalas muy pequeñas (Foken, 2017; Burda, 2022). Uno de los algoritmos más usados en la comunidad científica para cuantificar directamente los flujos de momento, energía y masa es el método de la covarianza (EC por sus siglas en inglés). En este método nos interesa medir los movimientos de las partículas hacia arriba y hacia abajo, i.e, el transporte vertical. El flujo vertical puede ser estimado usando la covarianza de la componente vertical del viento y una variable escalar (temperatura o concentración de gases) o variable vectorial (componentes horizontales de la velocidad del viento) de interés (Foken, 2017).

El promedio de la componente vertical se define en un periodo de tiempo  $t$  que contiene  $n$  observaciones,

$$\bar{w} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_i(t) \quad (57)$$

El campo de velocidades del viento varían en tiempo y espacio, por lo tanto, se suele describir a este campo instantáneo como la suma de una parte promedio y una parte fluctuante,

$$\begin{aligned} u &= u' + \bar{u} \\ v &= v' + \bar{v} \\ w &= w' + \bar{w} \end{aligned} \quad (58)$$

A las expresiones anteriores se les conoce como descomposición de Reynolds (Mauder et al., 2021). La parte fluctuante simplemente es,  $u' = u - \bar{u}$ ,  $v' = v - \bar{v}$  y  $w' = w - \bar{w}$ .

Ahora, el método de EC determina los flujos superficiales de la siguiente manera (Foken, 2017),

$$\begin{aligned}
\overline{w'c'} &= \frac{1}{N-1} \sum_{j=0}^{N-1} [(w_j - \overline{w_j})(c_j - \overline{c_j})] \\
&= \frac{1}{N-1} \left\{ \sum_{j=0}^{N-1} w_j c_j - \frac{1}{N} \left[ \sum_{j=0}^{N-1} w_j \sum_{j=0}^{N-1} c_j \right] \right\}
\end{aligned} \tag{59}$$

donde  $w$  es la componente vertical de la velocidad del viento y  $c$  es la variable escalar o vectorial de interés.

Una condición necesaria para aplicar el método de EC es la suposición que el promedio de la componente vertical del viento es cero (Foken, 2017). Para lograr esto, se necesita rotar el sistema de coordenadas del anemómetro sónico para alinearlo al flujo medio del viento. Primero se hace una rotación alrededor del eje  $z$  para obtener unas nuevas componentes del viento,

$$\begin{aligned}
u_1 &= u_{obs} \cos \phi + v_{obs} \sin \phi \\
v_1 &= -u_{obs} \sin \phi + v_{obs} \cos \phi \\
w_1 &= w_{obs}
\end{aligned} \tag{60}$$

donde  $\phi = \arctan\left(\frac{w_{obs}}{u_{obs}}\right)$ .

Una segunda rotación alrededor del nuevo eje  $y$  asegura que el promedio de la componente vertical ( $w_1$ ) se descarta,

$$\begin{aligned}
u_2 &= u_1 \cos \psi + v_1 \sin \psi \\
v_2 &= v_1 \\
w_2 &= -u_1 \sin \psi + v_1 \cos \psi
\end{aligned} \tag{61}$$

donde  $\psi = \arctan\left(\frac{w_1}{u_1}\right)$ . Por lo tanto, el vector girado  $\vec{u}_2 = f(u_2, v_2, w_3)$  tiene componentes  $v$  y  $w$  iguales a cero, mientras que su componente  $u$  contiene el valor de la velocidad media del viento durante el intervalo de promedio del flujo (Foken, 2017; Burda, 2022).