

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN
SUPERIOR DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



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

**Estudio sobre el crecimiento del oleaje limitado por el fetch
en presencia de swell utilizando radares de alta frecuencia**

Tesis

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

Presenta:

Vladimir Giovanni Toro Valencia

Ensenada, Baja California, México
2014

Tesis defendida por
Vladimir Giovanni Toro Valencia

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Director del Comité

Dr. Fabrice Arduin
Miembro del Comité

Dr. José Pedro Osuna Cañedo
Miembro del Comité

Dr. Julio Candela Pérez
Miembro del Comité

Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Miembro del Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
*Coordinador del programa del
posgrado en Oceanografía Física*

Dr. Jesús Favela Vara
Director de Estudios de Posgrado

Agosto de 2014

Resumen de la tesis de **Vladimir Giovanni Toro Valencia**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Estudio sobre el crecimiento del oleaje limitado por el fetch en presencia de swell utilizando radares de alta frecuencia

Resumen aprobado por:

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Conocer y entender el crecimiento del oleaje provee información valiosa sobre la evolución de este fenómeno en general. El crecimiento del oleaje puede estar influenciado por la presencia del swell, las interacciones ola-corriente, la variabilidad del viento y la estabilidad atmosférica. Comúnmente en el análisis del crecimiento del oleaje se usan mediciones *in situ* y/o de sensores remotos. De manera particular, utilizando mediciones con radares de alta frecuencia (HF) es posible calcular el espectro del oleaje y realizar análisis del crecimiento del oleaje limitado por el fetch. En este trabajo, el análisis del crecimiento del oleaje se realizó en el Golfo de Tehuantepec utilizando mediciones de una boya y de un sistema de radar HF. La información obtenida de los radares HF son espectros Doppler. Se propuso una técnica de control de calidad de datos que selecciona los espectros Doppler con suficiente signal-to-noise ratio y obtiene S_{2N} correspondiente a los ecos de segundo orden del espectro Doppler con sus frecuencias Doppler mapeadas al dominio de las frecuencias del oleaje. Se utilizaron S_{2N} y los espectros del oleaje en función de la frecuencia (S_F) medidos por la boya, en un modelo y en una ecuación lineal para calibrar un parámetro (α_F) y un factor de escalamiento (β), respectivamente, y calcular información espectral del oleaje. Las comparaciones de altura significativa (H_S) medidas por la boya y las calculadas con mediciones de radares HF sugieren que los valores de H_S obtenidos a partir de α_F presentan los menores errores estadísticos respecto a los H_S calculados con β . Las posibles fuentes de error en el cálculo de H_S están relacionadas con la obtención de S_F y con las características del conjunto de datos utilizado. El crecimiento del oleaje, representado por la energía adimensional (E_{SEA}) y la frecuencia asociada al pico espectral adimensional (F_{SEA}), se determinó por medio de los S_F calculados con información de radares HF. Se utilizó información medida por la boya con el fin de comparar los valores medidos y calculados de E_{SEA} y F_{SEA} y con curvas de crecimiento propuestas en la literatura. Se encontró una concordancia aceptable de E_{SEA} y F_{SEA} calculados con información de radares HF y las curvas empíricas de crecimiento, aunque se observó una dispersión de sus valores alrededor de estas curvas. Las causas probables de la dispersión están asociadas con la obtención de S_F , la suposición de condiciones de viento homogéneo y las aproximaciones en el cálculo del fetch. Se propuso un método para el cálculo de la energía del oleaje local a partir de mediciones de altímetros que incorpora información calculada por un modelo numérico de oleaje e información de viento obtenida de una base de datos de re-análisis. Se encontró que E_{SEA} es sobreestimada debido a que los valores de la variable wind-sea-fraction del modelo numérico presentaron errores significativos con respecto a los valores obtenidos de las mediciones. Con el análisis realizado no fue posible determinar alguna influencia del swell en el crecimiento del oleaje, sin embargo es posible que mediciones con radares HF y altímetros en periodos con mayor variación de la altura del swell permitan determinar de una mejor manera esta influencia.

Palabras clave: **crecimiento del oleaje limitado por el fetch; radares de alta frecuencia; espectro del oleaje en función de la frecuencia; Golfo de Tehuantepec.**

Abstract of the thesis presented by **Vladimir Giovanni Toro Valencia** as a partial requirement to obtain the Doctor in Science degree in Physical Oceanography.

Study on the fetch-limited wave growth at the presence of swell using high-frequency radars

Abstract approved by:

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres

Understanding wave growth provides valuable information about the evolution of this phenomenon in general. The wave growth can be influenced by the presence of swell, wave-current interactions, wind variability, and atmospheric stability. In the study of the wave growth it is common to use in situ and/or remote sensing measurements. In particular, through the use of high frequency radar (HF) measurements it is possible to calculate the wave spectrum, which allows us to analyze fetch-limited wave growth. In this work, wave growth analysis was conducted in the Gulf of Tehuantepec using buoy and HF radar measurements. Doppler spectrum information is obtained via HF radar observations. In this work, was proposed a data quality control technique that selects the Doppler spectra with sufficient signal-to-noise ratio and resolves S_{2N} corresponding to second order echoes from the Doppler spectrum with Doppler frequencies mapped onto the wave frequency domain. S_{2N} and wave frequency spectra (S_F) measured at a buoy were used in a model and a linear equation to calibrate a parameter (α_F) and a scaling factor (β), as well as to calculate the wave spectral information. Comparisons of significant wave height (H_S) observations at the buoy and those calculated using HF radar observations, suggest that the values obtained using α_F have smaller statistical errors than the H_S values calculated using β . Possible error sources in the H_S calculation are due to the S_F calculations and the characteristics of the used data set. Wave growth represented by the dimensionless energy (E_{SEA}) and the dimensionless peak frequency (F_{SEA}) was determined using the S_F calculated with the HF radar observations. Information obtained at the buoy was used to compare the measured and calculated values of E_{SEA} and F_{SEA} and wave growth curves proposed in the literature. Acceptable agreement between the E_{SEA} and F_{SEA} calculated with HF radar observations and wave growth curves was achieved, although a scatter of values around these curves was also observed. The probable causes of the dispersion are associated with S_F calculations, the assumption of uniform wind conditions, and used approximations in the fetch calculation. A method for calculating the wind-sea energy was proposed using altimeter observations, incorporating information obtained from a numerical wave model, and wind information from a re-analysis database. In this work, was found that E_{SEA} is overestimated because the wind-sea-fraction from the numerical wave model presented significant errors with respect to the values obtained from observations. Through the analyses presented, was not determined a swell influence on the wave growth. It is possible, however, that HF radar and altimeter observations at periods with larger variations in the swell height may be able to resolve the potential influence of swell on wave growth.

Keywords: fetch-limited wave growth; high frequency radars; wave frequency spectra; Gulf of Tehuantepec.

Dedicatorias

Con cariño para ustedes que de manera decidida me apoyaron y alentaron en los momentos de desaliento, que no fueron pocos. Sin ustedes, nunca hubiera tenido las fuerzas necesarias para realizar este doctorado.

A Consuelo Valencia, mi Madre, el ser más bondadoso y caritativo que conozco.

A Benjamín Toro, mi Padre, quien siempre me ha impulsado para llegar más adelante.

A Mónica Toro, mi hermana y mi cómplice.

A Andrés Toro, mi hermano, un gran Papá y un luchador incansable.

A David Toro, mi hermano, el de la enorme sonrisa, el soñador.

A Cristian Toro, mi hermano menor, pero de corazón el más grande.

A Fredy Toro, mi hermano, por siempre el mayor.

A Violeta, mi hija, a quien quiero con todo mi corazón, con la esperanza que siempre sea feliz.

... su hijo, hermano y Papá de entonces y de todavía.

Agradecimientos

*“El que da, no debe volver a acordarse; pero el que recibe nunca debe olvidar”
Máxima Hebrea*

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos:

A Francisco J. Ocampo, director de esta Tesis, por creer en mí, por su paciencia y apoyo decidido. A Pedro Osuna y Reginaldo Durazo quienes además de ser unos excelentes investigadores son inmejorables amigos. Y a los demás miembros de mi comité de Tesis, Julio Candela y Fabrice Arduin, a todos gracias por su guía oportuna en este proceso.

A CICESE y al Departamento de Oceanografía Física, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de doctorado. De manera particular a mis profesores del posgrado, Alejandro Parés, Modesto Ortiz, Luis Zavala, Julio Sheinbaum, Manuel Figueroa y Paula Pérez por mantener siempre su puerta abierta en los momentos de duda. Agradecimientos especiales a Mónica Sánchez, Julieta Castro, Carmen Labastida, Guadalupe Pacheco, Guadalupe Rodríguez, Ivonne Best, David Covarrubias, Dolores Sarracino y Citlali Romero por su apoyo logístico y administrativo. Agradezco también a José Domínguez y a Francisco Ponce, por su apoyo en la elaboración de imágenes digitales.

Al CONACYT por su financiamiento a través de la beca para estudios de posgrado y de los proyectos INGOTEPA (85108), RugDisMar (155793), SEP-CONACYT (CB-2011-01-168173) y ANUIES-ECOS (M09-U01). Agradecimientos además a POGO por la beca recibida para la realización de una estancia de investigación.

Un agradecimiento especial a Yukiharu Hisaki, Bentamy Abderrahim, Pierre Flament, Romain Husson, Jean François Filipot, Marie L. Quentel por su colaboración académica y logística en las estancias de investigación realizadas. Merci beaucoup. Arigatou Gozaimasu.

A mis más que colegas amigos, Héctor García, Xavier Flores, Cesar Coronado y Guillermo Díaz. A mis grandes amigos de vida académica Irving Cervantes y Marco Larrañaga.

A la familia llamada grupo de Oleaje, Bernardo Esquivel, Manuel Verduzco, Lucia Gutiérrez, Lucia Robles, Gabriela García, Rodney Mora, Tenoch Juárez, Aldo Hernández, Diego Galván. De manera especial a Erick Rivera, Juan F. Martínez y Rodrigo Alcaráz por su amistad y por su inmejorable disposición para trabajar.

A Gabriela Colorado, Pamela De Grau, Lilia Flores, Eduardo Quijano, mis compañeros de cohorte, mejores personas no me pudieron acompañar en mis años de cursos en el CICESE.

A Marco Ruiz y Ramona Duarte Dearte mis padres adoptivos a quienes nunca dejare de querer y agradecer tanto y tanto. A la Familia Ruiz y Duarte Dearte, de manera especial a Benjamín y Marta y a Rogelio y Angelina, por darme la oportunidad de compartir tantos momentos maravillosos.

A los nuevos integrantes de la familia Toro, Paula Grajales, Catalina Vallejo y Juan Moreno por su inmenso cariño. De manera especial a mis sobrinos Thomas e Isabella Toro por su alegría y porque de seguro pronto compartiremos momentos maravillosos. Y por supuesto a la Familia Toro y a la familia Valencia, de manera particular a mis abuelos y tíos Daniel, Carmenza y Jorge Toro y a mis tías Teresita, Ligia y Marina Valencia porque estar siempre presentes.

A Ana Ramírez y su hermosa familia por su apoyo y por mantener siempre abiertas las puertas de su casa y de su corazón. A Clara Arango, Joao Souza, Renata Goulart, Yuka Irei, Mathias Obrebski, Juan Betancur y Gisela Wasilevich porque siendo un desconocido en el extranjero me trataron y cuidaron como uno de sus mejores amigos.

A Linda Barranco, Janet Reimer, Alfonsina E. Romo y Rodrigo Vargas por las conversaciones llenas de vida y academia. A mis compañeros de CICESE Carolina Montañó, Máximo García-Jove, Felipe Gómez, Diego Raciél, Gino Passalacqua, Miguel Tenreiro, Paula García, Froylan Rosas, por los siempre buenos momentos.

A Erica Gutiérrez, Andrea Jara, Anelena Campuzano, Eliana Gómez, Daniel Santiago, Carolina Gutiérrez, Laura Echeverri, Marlon A. Pinilla, Ruben D. Suaza y Antonio y Oscar, por ser mantenerme atado a mis raíces Colombianas aquí en México.

A Magnolia Murcia por el regalo de la paternidad.

A Mayra Hernández, Samantha De la Gala, Viviana Elías, Leslie Genchi, Angie Ruanova, Laura Galván, Rocío Doderó y Elisa Jasso, por ser parte de esta Ensenada llena de gente maravillosa.

A Leonardo Grajales, John D. Restrepo, Andrés Valencia, Fredy Cardona y William Valencia mis amigos-hermanos del alma, porque esta amistad dure hasta la eternidad.

A Cristina Buitrago, Gilberto Fernández, Mónica V. Arias, Jorge Arias, Sandra Echeverri, Luis Otero, Lina M. Marín, Lina Pino, Paola Quiroz, Juan C. Martínez, Sandra Ibarguen, Mario Arias, Marta Martínez, Diana Raigoza y Luis Salazar, Yuley Cardona, Manuel Zuluaga, Juan F. Álvarez, Álvaro Jiménez, Natalia Cortés y Diego Castaño porque a pesar de la distancia es como si nunca me hubiera ido de Colombia. A Catalina Orozco por su paciencia y su inmensa confianza. Pero sobretodo a Gladys Bernal que es la responsable de que esta aventura hubiera comenzado varios años atrás.

A todos Gracias Totales.

Tabla de Contenido

	Página
Resumen español.....	i
Resumen inglés.....	ii
Dedicatorias.....	iii
Agradecimientos	iv
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas	xv
Lista de acrónimos y símbolos	xvi
Capítulo 1. Introducción	21
Capítulo 2. Radares de alta frecuencia: Conceptos técnicos y modelos usados para estimar el espectro del oleaje.....	25
2.1 Distribución espacial de un sistema de radar HF.....	25
2.2 Operación del sistema de radar HF	27
2.3 Transmisión, recepción y procesamiento de la señal del radar HF.....	28
2.4 Expresiones teóricas y paramétricas que relacionan los ecos de segundo orden y la información espectral del oleaje	37
2.5 Aproximaciones lineales que usan la información del eco de primero y segundo orden para calcular la altura significativa	41
Capítulo 3. Cálculo del espectro del oleaje a partir de información de radares HF	42
3.1 Antecedentes	42
3.2 Descripción del experimento INTOA.....	45
3.3 Método para el pre-procesamiento y control de calidad de datos.....	48
3.3.1 Selección de los espectros Doppler.....	48
3.3.2 Procedimiento para extraer los ecos de segundo de orden	51
3.3.3 Mapeo de las frecuencias del eco de segundo orden.	56
3.4 Resumen de la técnica de pre-procesamiento y control de calidad de los datos de radar HF	59
3.5 Validación de la técnica de control de calidad de datos.....	60
3.6 S_F medidos por la boya ASIS vs S_{2N} obtenidos con información de radares HF	61
3.7 Análisis de los forzamientos físicos que influyen en el valor del parámetro α_F	63
3.8 Cálculo del parámetro α_F utilizado para obtener S_F	68
3.9 Cálculo del factor β utilizado para obtener información de H_S	72

Tabla de Contenido (continuación)

	Página
3.10	S_F a partir del parámetro α_F73
3.11	Altura significativa del oleaje74
3.12	Conclusiones77
Capítulo 4. Crecimiento del oleaje limitado por el fetch..... 80	
4.1	Antecedentes80
4.2	Expresiones para el crecimiento del oleaje.....81
4.3	E_{SEA} , E_{TOT} , E_{SWELL} , y F_{SEA} a partir de S_F obtenidos con el modelo paramétrico y lineal (radares HF).....86
4.4	E_{SEA} y F_{SEA} a partir de S_F obtenidos con el modelo paramétrico y lineal (radares HF).....88
4.5	Análisis del crecimiento del oleaje a partir de información de altímetros y resultados de un modelo numérico95
4.6	Conclusiones109
Capítulo 5. Recapitulación 112	
Lista de Referencias 115	
Anexo.A	Definición del principio Bragg..... 124
Anexo.B	Definición teórica de la localización de los ecos de segundo orden en el espectro Doppler 127
Anexo.C	Desarrollo de la aproximación lineal a partir de la ecuación de segundo orden..... 133
Anexo.D	Espectros del oleaje a partir de información de radares HF utilizando un modelo no-lineal 138
D.1	E_{SEA} , E_{TOT} y E_{SWELL} a partir de S_D138
D.2	S_F medidos por la boya ASIS y obtenidos a partir del modelo no-lineal139
Anexo.E	Análisis de los valores de w_{sf} utilizando información medida por boyas de la NDBC..... 142
E.1	Área de estudio.....142

Lista de figuras

Figura	Página
2.1	Esquema en planta de una estación de radar HF. Se observan las distancias sugeridas por WERA (2007) para la ubicación de los arreglos de antenas transmisoras y receptoras, sitio de control y área de cobertura. 26
2.2	Frecuencia en función del tiempo de la señal transmitida (línea roja) y recibida (línea azul) por una estación de radar HF. 29
2.3	Esquema de la señal reflejada de manera difusa (líneas azules) por oleaje que viaja en la dirección del radar HF (línea negra) debido a la transmisión de una onda electromagnética (línea roja): (a) Señal coherente entre la onda electromagnética y el oleaje con longitud de onda igual a $\lambda_T/2$. (b) Señal incoherente entre la onda electromagnética y el oleaje con longitud de onda igual a λ_T/d con $d \neq 2$. Las flechas indican el sentido en el que viajan la onda electromagnética transmitida, la onda electromagnética reflejada de manera difusa y el oleaje. 31
2.4	Series de tiempo de chirps en función de la potencia de la señal y del alcance. Para una distancia R_0 se puede obtener la variación de la fase de la señal en función del tiempo (línea roja) mediante el uso de una FFT.....33
2.5	Potencia de la señal recibida en el lado positivo del espectro Doppler como función del alcance y de la frecuencia Doppler correspondiente a la longitud -95°W . Las líneas negras verticales están asociados con valores de $\pm\omega_B$. La línea roja segmentada horizontal corresponde al nodo donde estuvo anclada la boya ASIS. Estación CAN (febrero 22, 00:00; GMT -6). 34
2.6	Principales características de un espectro Doppler. Áreas grises oscuras: ecos de primer orden. Áreas grises claras: ecos de segundo orden. Olas que se alejan del radar: frecuencias Doppler negativas. Olas que se acercan al radar: frecuencias Doppler positivas. $\Delta\omega_D$: diferencia de la frecuencia Doppler asociada con los picos de primer orden y la ω_B . Δp : diferencia de la potencia de los dos picos de primer orden. Picos asociados con el swell y el oleaje local de acuerdo a Lipa <i>et al.</i> (1981) y Wyatt (1990a). Nivel base del ruido (NBR) calculado usando el método de Heron y Heron (2001; línea roja punteada). 35
2.7	Esquema del proceso de interacción de segundo orden. La onda electromagnética incidente (k_T) interactúa con un tren de olas (k_1) y genera una reflexión intermedia que a vez interactúa con un segundo tren de olas (k_2) que permite que la señal regrese al radar ($-k_T, 0$). 39
3.1.	(a) Ubicación global del GoTe. Fuente Google Maps 2013 (b) Períodos de medición en el experimento INTOA de la boya ASIS y de las estaciones de radar HF: CAN y STM..... 46

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
3.2. Área de cobertura del sistema de radar HF instalado durante el experimento INTOA. Se observa la ubicación de las estaciones CAN y STM y sus mallas radiales asociadas donde se realizaron las mediciones, la boya ASIS y la dirección principal de los vientos Tehuanos.	47
3.3. Análisis del NBR de la estación CAN usando el método de Heron y Heron (2001): (a) Serie de tiempo del NBR. Las cajas grises muestran los períodos durante los cuales se presentó la ocurrencia de eventos Tehuanos. (b) Histograma de la serie de datos. (c) Día típico del NBR, se muestran: la mediana (línea gris), desviación estándar (barras grises), y el umbral calculado como la mediana mas dos desviaciones estándar. (d) Día típico del NBR para dos casos: Durante eventos Tehuanos (línea gris) y en ausencia de eventos Tehuanos (línea negra). Hora local (GMT -6)	51
3.4. Ejemplo de dos espectros Doppler una vez son modificados por la función Φ (líneas discontinuas) en donde se ilustran la potencia de los ecos de segundo orden asociadas con las cuatro BFSO (BFSO ₁₂₃₄ , líneas solidas). Las frecuencias que definen las BFSO son: frecuencias que separan los ecos de primero y segundo orden asociadas con los mínimos locales (ω_{LM}) y calculadas a partir de la aproximación de los picos de primer orden mediante dos líneas rectas (ω_{LR}); frecuencias que separan los ecos de segundo orden del ruido aleatorio (ω_{HR}). (a) Caso donde $\omega_{LR} = \omega_{LM}$ (marzo 02, 00:00) y (b) caso donde $\omega_{LR} \neq \omega_{LM}$ (marzo 10, 07:00). Hora local (GMT -6).	54
3.5. Resultados correspondientes a las f_{PWW} obtenidas de los S_F medidos por la boya ASIS (puntos rojos) y de las BFSO _M (puntos azules) como una función de U_{10} : (a) BFSO _{M1} , (b) BFSO _{M4} , (c) BFSO _{M2} y (d) BFSO _{M3} . Se muestran los valores medios (VM) de las f_{PWW} asociadas con clases de U_{10} de 0.5 m s^{-1} (boya ASIS, línea roja; BFSO _M , línea azul); las diferencias (ASIS-radar) entre los valores medios de las f_{PWW} en asteriscos verdes; un ajuste lineal a las diferencias de f_{PWW} (línea negra continua) y su ecuación en función de U_{10} ; los valores de f_{PWW} en función de U_{10} según el modelo Pierson-Moskowitz (P-M; línea negra discontinua).	58
3.6. Espectros de energía como función de la frecuencia y el tiempo (a) S_F medidos por la boya ASIS. (b) S_{2N} calculados a partir de información de la estación CAN. Las líneas rojas verticales en (a) y (b) separan los dos conjuntos de datos utilizados para el cálculo del parámetro α_F y el factor β (11-21 de marzo) y para la validación de la información del oleaje (22 de febrero – 10 de marzo). Series de tiempo de S_F y S_{2N} con una frecuencia específica de: (c) 0.21 Hz (línea negra solida y asteriscos, respectivamente), (d) 0.07 Hz (línea negra discontinua y círculos, respectivamente). Hora local (GMT -6).....	63

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
3.7. Series de tiempo: dirección promedio de la distribución de energía espectral del oleaje (a) $\theta_{M_{SW}}$ (puntos), $\theta_{M_{OL}}$ (asteriscos) y θ_W (círculos vacíos) en grados relativos al norte. (b) Valores de U_{10} . La línea sólida corresponde a valores de $U_{10} = 4 \text{ m s}^{-1}$ asociados con $\theta_{M_{OL}}$ hacia el sur (Tehuano). (c) Diferencias entre $\theta_{M_{OL}}$ y θ_W (puntos). Las líneas punteadas están asociadas con valores de $\pm 40^\circ$ y la línea sólida es la correspondiente a 0° . Las cajas grises en los tres paneles indican la ocurrencia de eventos Tehuanos. Hora local (GMT -6).....	65
3.8. Valores de $H_{RMS_{AS}}/H_{RMS_{RA}}$ como una función de (a) θ_{LW} y (b) de U_{10} , donde $H_{RMS_{AS}}$ y $H_{RMS_{RA}}$ corresponden a valores de H_{RMS} obtenidos de las mediciones de la boya ASIS y calculados a partir de información de la estación CAN por medio de la ecuación (2.10). Los puntos negros están asociados con los vientos del norte (Tehuano) y los círculos vacíos a vientos del sur.	68
3.9. Valores de la mediana del parámetro α_F como una función de la frecuencia, obtenido en función de: clases de U_{10} de 4 m s^{-1} para un intervalo de 4 a 20 m s^{-1} y valores de la razón entre E_{SWELL} y E_{SEA} para dos clases $E_{swell}/E_{sea} \geq 1$, $E_{swell}/E_{sea} < 1$. Se muestra en una línea negra sólida el parámetro α_F propuesto por Gurgel <i>et al.</i> (2006). El período usado para calcular los valores de α_F (marzo 11 a 21), fue seleccionado con el fin de incluir varios eventos Tehuanos.	70
3.10. Cálculo del factor β a partir de valores de $H_{RMS_{AS}}/H_{RMS_{RA}}$ como función de $k_T H_{RMS_{RA}}$. En la gráfica se muestran: Los valores medios calculados a partir de clases de $k_T H_{RMS_{RA}}$ de 0.01 (línea gris) y sus desviaciones estándar asociadas (barras grises), valor de β calculado como el promedio de los valores medios de $H_{RMS_{AS}}/H_{RMS_{RA}}$ en el intervalo $0.15 \leq k_T H_{RMS_{RA}} \leq 0.35$ (línea negra continua), y valores de β propuestos por Ramos <i>et al.</i> (2009) y Barrick (1977b) (líneas negras discontinua y discontinua con puntos, respectivamente).	72
3.11. Espectros del oleaje en función de la frecuencia y del tiempo obtenidos por medio de: (a) Mediciones de la boya ASIS y usando el parámetro α_F en función de (b) U_{10} y (c) de E_{swell}/E_{sea} . La información usada para calcular estos espectros corresponde al período de febrero 22 a marzo 10. Hora local (GMT -6).....	74
3.12. Resultados de la comparación entre H_S medida con la boya ASIS y estimada con la información de la estación CAN. Usando el modelo paramétrico y lineal y α_F en función de: (a) U_{10} ; (b) E_{swell}/E_{sea} . Utilizando la expresión propuesta por Barrick (1977b) y el factor β calculado: (c) en este trabajo; (d) por Ramos <i>et al.</i> (2009); (e) por Barrick (1977b). Cada gráfico de dispersión muestra además, una línea de ajuste perfecto (línea discontinua), una línea de regresión lineal a los datos (línea gris) y valores de errores estadísticos (RMSE, sesgo y R^2).....	75

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
4.1. Espectros del oleaje de función de la frecuencia y el tiempo del período 22 de febrero al 10 de marzo y seleccionados de acuerdo con valores de $U_{10} \geq 8$ m s ⁻¹ y $\theta_W = 180^\circ \pm 10^\circ$. (a) S_F medidos por la boya ASIS. (b) S_F obtenidos por medio de información de radares HF. Los asteriscos indican f_S calculados de acuerdo con Hwang <i>et al.</i> (2012).....	87
4.2. Gráficos de dispersión donde se comparan los valores obtenidos de las mediciones de la boya ASIS y los obtenidos a partir de información de los radares HF en el nodo donde estuvo anclada la boya. (a) H_S , (b) H_{SEA} y (c) H_{SWELL}	88
4.3. Valores asociados con el crecimiento del oleaje. (a) E_{SEA} y (b) F_{SEA} como función de X en el nodo de la boya ASIS a partir de las mediciones de la boya (círculos vacíos) y obtenidos de mediciones de radar HF (asteriscos). En ambas gráficas se muestran las curvas empíricas propuestas por Kahma y Calkoen (1992; línea gris segmentada con puntos) y Hwang <i>et al.</i> (2011; línea gris segmentada). Además se muestra una línea de ajuste lineal correspondiente a los valores obtenidos con radares HF.....	89
4.4. Valores asociados con el crecimiento del oleaje. (a) y (c) E_{SEA} y (b) y (d) F_{SEA} como función de X en los 25 nodos alrededor de la boya ASIS. Se muestran las curvas empíricas del crecimiento del oleaje de Kahma y Calkoen (1992; línea negra segmentada con puntos) y Hwang <i>et al.</i> (2011; línea negra segmentada). Las líneas y barras rojas corresponden a los valores medios y desviaciones estándar de clases de X en escalas de 10^2 . Los colores de los valores de crecimiento corresponden a: (a) y (b) clases de H_{SWELL} en escala de 0.15 m; (c) y (d) clases de wsf en escala de 0.1.....	90
4.5. Comparación de espectros medidos y obtenidos con información de la boya ASIS y radares HF. (a) S_F medidos por la boya ASIS (línea roja) y calculados mediante información de radares HF utilizando α_F como función de U_{10} (línea azul). Además, se muestra los valores de U_{10} y θ_W medida por la boya ASIS. En los paneles (b), (c) y (d) las líneas en colores corresponden a información obtenida en diferentes nodos a lo largo de $-95^\circ W$: nodo 6, línea negra (~18km de la costa); nodo 7, línea verde (~21 km); nodo 8 (boya ASIS), línea azul (~24 km); nodo 9, línea cyan (~ 27 km) y nodo 10, línea magenta (~30 km). (b) S_F calculados con el parámetro α_F en función de U_{10} . (c) S_{2N} . (d) Espectro Doppler en las bandas de frecuencias asociadas con el pico más energético. El panel (A) es típico de casos de S_F cuando E_{SEA} aumenta desde la costa hacia el océano. El panel (B) es típico de casos de S_F cuando E_{SEA} disminuye desde la costa hacia el océano.....	92
4.6. Búsqueda espacial de los valores de las mallas regulares de WAVE WATCH-III y CFSR (puntos azules) correspondientes a los valores medidos por los altímetros (puntos rojos). Líneas azules mallas regulares de WAVE WATCH-III o CFSR. Línea roja proyección horizontal de recorrido de un altímetro.....	97

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
4.7. (a) Estructura del campo de viento durante un evento Tehuano (tomado de Brennan <i>et al.</i> (2009)). El cuadrado rojo corresponde al área de estudio en el GoTe. (b) Trayectorias descendentes de los altímetros utilizados en este análisis durante el período 1999-2009. Se muestran la ubicación de las estaciones de radar HF y de la boya ASIS.	98
4.8. Gráficos de dispersión de valores medidos por los altímetros y datos de CFSR y WAVE WATCH-III. (a) U_{10} . (b) H_s	99
4.9. Gráficos de dispersión para el cálculo del X . Se comparan los valores del X calculados con Hasselmann <i>et al.</i> (1973; X_{HAS}) y con la aproximación lineal (X_{LIN}).	100
4.10. Cálculo del X en el GoTe. Se muestran las líneas asociadas con la aproximación lineal con un punto de inicio en un área alrededor de la estación STM (eje del viento) hasta cada uno de los puntos de medición de los altímetros.	101
4.11. Análisis de las condiciones de campo de viento a partir de desviaciones estándar de $\theta_{W_{CF}} \leq 40^\circ$. (a) $\theta_{W_{CF}}$. (b) $U_{10_{CF}}$. (c) desviaciones estándar de $U_{10_{CF}}$ de cada trayectoria.	102
4.12. Valores asociados con el crecimiento del oleaje, E_{SEA} en función de X . Se muestran las curvas de crecimiento empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang <i>et al.</i> (2011), los valores medios y las desviaciones estándar de E_{SEA} en clases de X en escala de 10^2	103
4.13. Gráficos de dispersión entre (a) H_s y (b) wsf obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y de las mediciones de la boya ASIS.	104
4.14. Comparación de wsf_{WWMR} y wsf obtenidos información espectral del oleaje medida por la boya ASIS. (a) Utilizando S_D y el método de Hanson y Phillips (2001; $wsf_{AS_{SD}}$). Utilizando S_F : (b) método del mínimo local entre 0.1 y 0.2 Hz ($wsf_{AS_{SFMIN}}$). (c) García-Nava <i>et al.</i> (2012; $wsf_{AS_{SFGN}}$) y (d) Hwang <i>et al.</i> (2012; $wsf_{AS_{SFHW}}$).	105
4.15. Comparación de $U_{10_{CF}}$ usados para forzar el modelo WAVE WATCH-III y $U_{10_{AS}}$ medidos por la boya ASIS.	106
4.16. Trayectorias descendentes de los altímetros cercanos al sitio con información del método de Husson <i>et al.</i> (2012; cuadro negro). Se muestran también la ubicación de las dos estaciones de radar HF y la boya ASIS.	107
4.17. (a) Comparación de los valores de $H_{SWELL_{AL}}$ y $H_{SWELL_{SAR}}$. Los colores rojos y cyan de los puntos corresponden a valores de los altímetros 3 y 7, respectivamente. (b) Comparación de wsf_{WWMR} y wsf_{SAR} calculados a partir de la ecuación (4.14).	108
A.1. Diagrama esquemático de la ley Bragg	124
B.1. Esquema de las interacciones de dos trenes de oleaje que interactúan con la onda electromagnética transmitida por el radar	128

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
B.2. Análisis de las frecuencias Doppler normalizadas con la frecuencia Doppler y las longitudes de onda de los dos trenes de oleaje en función de θ_{LW} . (a) ω_{DN} y (b) λ_1 y λ_2	131
D.1. Altura significativa (a) H_S , (b) H_{SEA} y (c) H_{SWELL} estimada a partir de S_F calculados con el modelo de Wyatt (1999b), con respecto a la obtenida a partir de mediciones con la boya ASIS.	139
D.2. Comparación de S_F medidos por la boya ASIS (líneas rojas) y calculados con el modelo de Wyatt (1990b). Se muestran los valores de H_S asociados así como la fecha y hora de medición del espectro.....	140
E.1. Área de estudio para el análisis de los valores de wsf calculados a partir de mediciones y de un modelo numérico del oleaje. En esta área se presentan eventos de viento local llamados de Santa Ana.	143
E.2. Localización de las cuatro boyas de la NDBC en la región costera cerca de California (USA). En el mapa se observan además, la dirección preferente de los vientos de Santa Ana y algunas áreas negras en el océano relacionadas con la ubicación de diferentes islas en la región de estudio.....	144
E.3. Gráficos de dispersión de valores de U_{10} entre valores de $U_{10_{CF}}$ y $U_{10_{BO}}$: (a) 46025; (b) 46047; (c) 46069; (d) 46086.	145
E.4. Comparación de los valores de H_S y wsf calculados a partir de las mediciones de la boya 46025 y 46047 y obtenidos del modelo WAVE WATCH-III. Los cálculos de H_S y wsf se realizaron utilizando S_F y f_S propuesto por Hwang <i>et al.</i> (2012).	146
E.5. Comparación de los valores de H_S . Valores de H_S obtenidos de la malla global regular del modelo WAVE WATCH-III ($H_{S_{WWMR}}$) y calculados por medio de los espectros direccionales: (a) medidos por la boya 46047 ($H_{S_{BOSD}}$); (b) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III ($H_{S_{WWSD}}$). (c) Comparación entre $H_{S_{WWSD}}$ y $H_{S_{BOSD}}$	147
E.6. Comparaciones de los valores de wsf utilizando los valores obtenidos de la malla global regular del modelo WAVE WATCH-III (wsf_{WWMR}) y los valores calculados a partir de información del modelo WAVE WATCH-III en el sitio de la boya 46047 utilizando: (a) S_D (wsf_{WWSD}); S_F y f_S por medio de los métodos (b) mínimo de energía local entre 0.1 y 0.2 Hz ($wsf_{WWSEMIN}$) y (c) Hwang <i>et al.</i> (2012) (wsf_{WWSFHW}).....	148
E.7. Comparación de los valores de wsf utilizando información de S_F medidos por la boya 46047 y obtenidos del modelo WAVE WATCH-III utilizando el método: (a) valor mínimo; (b) Hwang <i>et al.</i> (2012).	149

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
E.8. Comparación en función del tiempo de la información medida por la boya 46047 y obtenida del modelo WAVE WATCH-III para el año 2007. S_F (a) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III, (b) medidos por la boya 46047, (c) diferencia entre los valores de energía de (a) y (b). (d) U_{10} medidos por la boya 46047 (línea azul) y obtenidos de CFSR (línea roja). w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (línea roja; WWMR) y calculados por medio de S_F (puntos azules) usando: (e) Hwang et al. (2011; BOSFHW); (f) mínimo local entre 0.1 y 0.2 Hz (BOSFMIN). Los puntos negros en (e) y (f) corresponden a la diferencia entre los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III y calculados con información de la boya.	150
E.9. Comparación en función del tiempo de la información medida por la boya 46047 y obtenida del modelo WAVE WATCH-III para el año 2009. S_F (a) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III, (b) medidos por la boya 46047, (c) diferencia entre los valores de energía de (a) y (b). (d) U_{10} medidos por la boya 46047 (línea azul) y obtenidos de CFSR (línea roja). w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (línea roja; WWMR) y calculados por medio de S_F (puntos azules) usando: (e) Hwang et al. (2011; BOSFHW); (f) mínimo local entre 0.1 y 0.2 Hz (BOSFMIN). Los puntos negros en (e) y (f) corresponden a la diferencia entre los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III y calculados con información de la boya.	151
E.10. Eventos seleccionados donde la diferencia entre los valores de w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y calculados a partir del espectro en frecuencia utilizando el método del valor mínimo es $> \pm 0.5$. S_F (a) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III, (b) medidos por la boya 46047, (c) diferencia entre los valores de energía de S_F del modelo WAVE WATCH-III y la boya 46047. (d) U_{10} medidos por la boya 46047 (puntos azules) y obtenidos de CFSR (puntos rojos). (e) w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (puntos rojos) y calculados por medio de los espectros en frecuencia (puntos azules) usando el método de un valor mínimo. Los puntos negros corresponden a la diferencia entre los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III y calculados con información de la boya.	152

Lista de tablas

Tabla	Página
2.1. Principales características de los radares HF durante el experimento INTOA. ...	37
3.1 Casos para la validación de los pasos propuestos en la sección 3.4. 1) se utilizan los pasos de la sección 3.4 para estimar los valores de S_{2N} ; 2) se usan las técnicas convencionales. Los errores estadísticos corresponden a la comparación de los valores de H_{RMS} calculados a partir de mediciones de la boya ASIS y radares HF usando las ecuaciones (2.11) y (2.12).	61
4.1. Principales características de los altímetros utilizados en el análisis de crecimiento del oleaje	96

Lista de acrónimos y símbolos

ASIS: **A**ir-**S**ea **I**nteraction **S**par.

BFSO: **b**anda de **f**recuencias de los ecos de **s**egundo **o**rden.

CAN: playa **C**angrejo.

CFSR: **C**limate **F**orecast **S**ystem **R**eanalysis.

dB: **d**ecibelios.

FFT: **F**ast **F**ourier **T**ransform.

FMCW: **f**requency **m**odulated **c**ontinuos **w**ave.

GoTe: **G**olfo de **T**ehuantepec.

HF: **H**igh **F**requency.

INTOA: **I**nteracción **O**céano **A**tmósfera.

NBR: **n**ivel **b**ase de **r**uido.

Radar: **r**adio **d**etection **a**nd **r**anging.

RFI: **r**atio **f**requency **i**nterference.

SNR: **s**ignal-to-**n**oise **r**atio.

STM: **S**anta **M**aría del **M**ar

u.a.: **u**nidades **a**rbitrarias

α_F : parámetro definido como la razón entre S_F y S_{2N} .

β : valor de escalamiento definido como la razón entre valores de H_{RMS_AS} y H_{RMS_RA} .

Γ : coeficiente de acoplamiento definido como la suma de Γ_H y Γ_{EM} .

Γ_H : coeficiente de acoplamiento hidrodinámico.

Γ_{EM} : coeficiente de acoplamiento electromagnético.

δ : función delta de Dirac.

$\delta\omega$: diferencia entre ω_D y la frecuencia calculada con la ecuación (3.3) para un determinado nivel de potencia.

Δ : impedancia superficial normalizada.

Δa : resolución angular de un radar HF.

Δp : diferencia de la potencia asociada con los picos de primer orden

$\Delta\omega$: diferencia de la frecuencia de la señal transmitida y la señal recibida.

$\Delta\omega_D$: diferencia entre ω_{PIST} y ω_B .

θ : dirección de la energía espectral del oleaje.

Lista de acrónimos y símbolos (continuación)

θ_M : dirección promedio de la energía espectral del oleaje.

$\theta_{M_{OL}}$: dirección promedio de la energía espectral del oleaje local.

$\theta_{M_{SW}}$: dirección promedio de la energía espectral del swell.

$\theta_{W_{CF}}$: dirección promedio de la energía espectral del oleaje de la base de datos de CFSR.

θ_{LW} : ángulo entre la dirección relativa en la que mide el radar y la dirección media del oleaje.

θ_W : dirección del viento (convención oceánica).

λ_T : longitud de onda de la onda electromagnética transmitida por el radar.

v : velocidad de fase del oleaje.

σ_1 : información de los ecos de primer orden.

σ_2 : información de los ecos de segundo orden.

τ : tiempo en el cual la señal transmitida regresa de nuevo al radar HF.

Φ : función de peso propuesta por Barrick (1977a).

ω_{PIST} : frecuencia Doppler asociada con el pico de primer orden.

ω_B : frecuencia Bragg.

ω_D : frecuencia Doppler.

ω_T : frecuencia de transmisión del radar HF.

ω_{LM} : frecuencias asociadas con los mínimos de potencia local localizados a ambos lados de los picos de primer orden (separación entre los ecos de primero y segundo orden).

ω_{LR} : frecuencia menor que es posible resolver. Redefinición de ω_{LM} a partir de la definición del pico de primer orden utilizando dos rectas.

ω_{HR} : frecuencia máxima que es posible resolver y que se encuentra cercana a cero Doppler o en los extremos (\pm) del espectro Doppler (separación entre los ecos de segundo de orden y el ruido aleatorio).

B : ancho de banda de transmisión del radar HF.

$BFSO_M$: frecuencias de BFSO modificadas en función de f_R .

Lista de acrónimos y símbolos (continuación)

$BFSO_{MC}$: frecuencias de $BFSO_M$ modificadas de acuerdo a las relaciones lineales calculadas en función de U_{10} .

c : velocidad de la luz ($3 \times 10^9 \text{ m s}^{-1}$).

c_1 y c_2 : representación del signo \pm .

E_{SEA} : energía asociada al oleaje local.

\bar{E}_{SEA} : energía adimensional asociada al oleaje local.

E_{SWELL} : energía asociada al swell.

E_{TOT} : energía total del espectro del oleaje.

f : frecuencia del oleaje.

f_{MO} : frecuencia máxima del oleaje que puede resolver un radar HF.

f_{PSW} : frecuencia asociada con el pico del swell.

f_{PWW} : frecuencia asociada con el pico del oleaje local.

\hat{f}_R : vector regular de frecuencias del oleaje.

f_S : frecuencia de separación entre el swell y el oleaje local propuesta por Hwang *et al.* (2012).

f_{SG} : frecuencia de separación entre el swell y el oleaje local propuesta por García-Nava *et al.* (2009).

F_{SEA} : frecuencia adimensional asociada con el pico espectral del oleaje local.

g : aceleración debida a la gravedad.

H_{RMS} : media cuadrática de la altura significativa del oleaje ($H_{RMS} = H_S / 4$).

H_S : altura significativa del oleaje.

H_{S_AL} : H_S medida por los altímetros (E_{TOT_AL} , energía total asociada con H_{S_AL}).

H_{S_AS} : H_S obtenida a partir de las mediciones de la boya ASIS.

H_{S_RA} : H_S obtenida a partir de las estimaciones con los radares HF.

H_{S_WWMR} : H_S obtenida de la malla regular del modelo numérico WAVE WATCH-III.

H_{SEA} : H_S asociada con el oleaje local.

H_{SEA_AL} : H_{SEA} obtenida a partir de las mediciones de altímetros.

H_{SEA_AS} : H_{SEA} obtenida a partir de las mediciones de la boya ASIS.

H_{SEA_RA} : H_{SEA} obtenida a partir de las estimaciones con los radares HF.

H_{SWELL} : H_S asociada con el swell.

Lista de acrónimos y símbolos (continuación)

H_{SWELL_AL} : H_{SWELL} obtenida a partir de las mediciones de altímetros.

H_{SWELL_AS} : H_{SWELL} obtenida a partir de las mediciones de la boya ASIS.

H_{SWELL_RA} : H_{SWELL} obtenida a partir de las estimaciones con los radares HF.

H_{SWELL_SAR} : H_{SWELL} obtenida a partir del modelo Husson *et al.* (2012).

$\mathbf{k}_1, \mathbf{k}_2$: vectores número de onda del oleaje (con magnitudes k_1 y k_2 , respectivamente)

\mathbf{k}_T : vector número de onda de la señal electromagnética transmitida (con magnitud k_T respectivamente).

M : número de veces que es muestreado un chirp.

n_1 y n_2 : constantes.

p y q : números de onda, p es definido en la dirección radial del radar y es perpendicular a q .

P_{FOP} : potencia asociada con el pico de primer orden.

P_{SD} : potencia asociada con el espectro Doppler

R : alcance de la señal de un radar HF.

R_M : alcance máximo de la señal de un radar HF.

S_{2N} : valores medios de la potencia de los ecos de segundo orden normalizados con la potencia del pico de primer orden.

S_D : espectro del oleaje en función de la frecuencia y la dirección (espectro direccional).

S_F : espectro del oleaje en función de la frecuencia.

T : intervalo de tiempo de transmisión de un chirp.

T_1 : función de la potencia reflejada de manera difusa y la potencia transmitida.

T_2 : función de transferencia determinada a partir de Γ .

U_{10} : velocidad del viento calculada a 10 m de altura sobre el nivel del mar.

U_{10_CF} : U_{10} obtenida de la base de datos de CFSR.

U_{10_AL} : U_{10} medida por un altímetro.

wsf : wind-sea-fraction, definido como la razón entre E_{SEA} y E_{TOT} .

wsf_{AS} : wsf calculado a partir de las mediciones de la boya ASIS.

wsf_{SAR} : wsf calculado a partir de los resultados del modelo de Husson *et al.* (2012).

wsf_{WWMR} : wsf obtenido de la malla regular del modelo numérico WAVE WATCH-III.

X : fetch (distancia sobre la cual se lleva a cabo el crecimiento del oleaje).

Lista de acrónimos y símbolos (continuación)

X_{HAS} : fetch calculado por medio de la ecuación de Hasselmann *et al.* (1973).

X_{LIN} : fetch calculado por medio de una aproximación lineal.

X : fetch adimensional.

Capítulo 1. Introducción

El entendimiento de los procesos de generación, crecimiento y evolución del oleaje es necesario para predecir el comportamiento del oleaje y sus efectos en la dinámica oceánica y costera. De estos tres aspectos, el crecimiento del oleaje puede proveer información valiosa sobre la compleja evolución del oleaje local (Young y Verhagen, 1996). El oleaje se genera y crece por la acción que el viento ejerce sobre la superficie del mar. Vientos fuertes asociados con tormentas en océano abierto generan olas que se pueden desplazar miles de kilómetros. Estas tormentas producen zonas de generación del oleaje en grandes áreas como por ejemplo el océano Antártico. Debido a la gran extensión de estas áreas, es difícil instalar en las zonas de generación, suficientes instrumentos que permitan medir adecuadamente el crecimiento del oleaje. Este crecimiento puede estar influenciado por mecanismos físicos tales como la estabilidad atmosférica, la presencia de oleaje generado por tormentas lejanas (swell), la variabilidad y estabilidad del viento (Hwang *et al.*, 2011), las interacciones ola-corriente (Kahma y Calkoen, 1992) y la distancia sobre la cual se lleva a cabo el crecimiento del oleaje, también llamada fetch (Donelan *et al.*, 1985; Ardhuin *et al.*, 2007).

En general los análisis del crecimiento del oleaje se han realizado a partir de mediciones puntuales. Sin embargo, en las últimas décadas han surgido diferentes instrumentos que por medio de sensoramiento remoto permiten realizar mediciones espacio-temporales de alta resolución como los radares de alta frecuencia (**H**igh **F**requency; HF) y los altímetros. Los radares HF son sistemas de transmisión-recepción de radio frecuencias que se instalan en la costa. La señal transmitida corresponde a ondas electromagnéticas que viajan cerca de la superficie del mar. Luego, vía resonancia Bragg, la señal es reflejada de manera difusa por el oleaje. La frecuencia de la señal reflejada incorpora un cambio debido a la celeridad de las olas y a las corrientes superficiales del océano. Este cambio en frecuencia es llamado efecto Doppler y la potencia de su señal asociada puede ser representada en función de la frecuencia Doppler en un espectro llamado espectro Doppler. Un espectro Doppler típicamente consiste de dos señales de gran potencia conocidas como ecos de primer

de orden rodeados por una señal continua de menor potencia llamada ecos de segundo orden. La información de los ecos de segundo orden es utilizada en expresiones lineales y no lineales para obtener el espectro del oleaje.

En este trabajo se utilizó un modelo paramétrico y lineal por medio del cual se puede calcular el espectro del oleaje en función de la frecuencia (S_F) a partir de la información de los ecos de segundo orden. Se utilizó la información medida durante la campaña de medición del experimento INTOA (**I**nteracción **O**céano **A**tmósfera) por un sistema de radar HF y una boya ASIS (**A**ir-**S**ea Interaction **S**par). El experimento INTOA fue realizado en **G**olfo de **T**ehuantepec (GoTe) en México (Ocampo-Torres *et al.*, 2011), región que se caracteriza por la ocurrencia de vientos del norte fuertes y persistentes que soplan de tierra a mar, también conocidos como *Tehuano*s y por la presencia regular, durante casi todo el año, de swell que se genera en el océano Antártico y sur del océano Pacífico. La presencia de los *Tehuano*s en el GoTe nos permite considerar la zona cercana a la costa como un laboratorio natural para el estudio de procesos físicos asociados con el oleaje, entre ellos los relacionados con su crecimiento.

Se propone un método novedoso para el pre-procesamiento y control de calidad de datos mediante el cual se seleccionan los espectros Doppler con valores adecuados de la razón señal-ruido (SNR), se extrae la información de los ecos de segundo orden del espectro Doppler y se mapean sus frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje mediante una aproximación lineal. La potencia de los ecos de segundo orden fueron normalizados con la potencia del pico de primer orden y los valores medios de estos ecos son llamados S_{2N} . Se calculó el parámetro α_F como la razón entre S_F medidos por la boya ASIS y S_{2N} . El parámetro α_F se agrupó de acuerdo a valores de la velocidad del viento medidos a 10 m de altura (U_{10}) y la razón entre la energía asociada con el swell y el oleaje local (E_{SWELL}/E_{SEA}). Los S_F se calcularon por medio del modelo paramétrico y lineal utilizando los valores medios de α_F y S_{2N} . Los S_{2N} y la información de los picos de primer orden se usaron en una expresión lineal para calcular valores de la altura significativa del oleaje (H_S). Se calculó un valor de escalamiento (β) como la razón entre valores de H_S medidos por la boya ASIS y calculados con los radares HF. El factor β se uso para corregir los valores de H_S durante el proceso de validación. Además, se utilizó el modelo no lineal de Wyatt (1999b) con el

fin de obtener el espectro del oleaje en función de la frecuencia y la dirección (espectro direccional, S_D) a partir de la información de radares HF. Los S_F obtenidos con el modelo paramétrico y lineal y medidos por la boya ASIS fueron utilizados para calcular la energía adimensional (E_{SEA}) y la frecuencia asociada al pico espectral adimensional (F_{SEA}) asociados con el crecimiento del oleaje. Se utilizaron las curvas de crecimiento del oleaje empíricas para condiciones estables atmosféricas propuestas por Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) con el fin de comparar los valores de E_{SEA} y F_{SEA} obtenidos con radares HF y con las mediciones. Se analizó la influencia del swell en E_{SEA} y F_{SEA} utilizando la altura significativa asociada con el swell y por medio de la razón entre la energía del oleaje local y la energía total del espectro (wind-sea-fraction; wsf).

Por otro lado se analizó el crecimiento del oleaje utilizando información medida por altímetros, obtenida del modelo numérico del oleaje WAVE WATCH-III y de una base de datos de re-análisis de CFSR (The **C**limate **F**orecast **S**ystem **R**eanalysis). La información combinada de altímetros y modelo numérico permitió calcular E_{SEA} por medio de la variable wsf . El objetivo principal de este trabajo es determinar el efecto del swell en el oleaje local a través de mediciones con radares HF y altímetros en la zona central del GoTe. La hipótesis de trabajo es que existe un efecto del swell sobre el oleaje local que modifica su crecimiento. Entender la manera como crece el oleaje debido a diferentes procesos físicos que lo afectan permitirá mejorar, entre otras cosas, la estimación de E_{SEA} y F_{SEA} asociados con las curvas de crecimiento empíricas.

En el capítulo 2 se presentan los conceptos técnicos, las expresiones matemáticas y los modelos lineales y no lineales que se utilizan para estimar el espectro de oleaje por medio de radares HF. En el capítulo 3 se presenta una descripción detallada de las mediciones y condiciones del experimento INTOA, se propone una técnica de pre-procesamiento y control de calidad de datos de radar HF y se calcula el parámetro α_F y el factor β y los espectros S_F y H_S por medio de la función paramétrica y lineal y la ecuación lineal, respectivamente. En el capítulo 4, se calculan E_{SEA} y F_{SEA} asociados con el crecimiento del oleaje a partir de S_F obtenidos con el modelo paramétrico y lineal. El valor de E_{SEA} también se calcula a partir de valores de H_S medidos por altímetros. Los resultados son comparados con valores de E_{SEA} y F_{SEA} de mediciones *in situ* y con las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et*

a/ (2011). En el capítulo 5 se presenta una recapitulación de los aspectos presentados en este trabajo.

Capítulo 2. Radares de alta frecuencia: Conceptos técnicos y modelos usados para estimar el espectro del oleaje

En este capítulo se presentan algunos conceptos técnicos relacionados con la instalación de un sistema de radar (**radio detection and ranging**) HF compuesto por dos estaciones. Además se abordan conceptos físicos y teóricos sobre la transmisión y recepción de ondas electromagnéticas usando radares HF. Se presenta la metodología utilizada para el procesamiento de la señal recibida por las estaciones de radar HF. Finalmente se presentan las expresiones usadas para la obtención del espectro del oleaje a partir de información de radares HF.

2.1 Distribución espacial de un sistema de radar HF

Un sistema de radar HF está compuesto por dos estaciones identificadas como estación maestra y esclava y localizadas a una distancia la una de la otra en función de la frecuencia del radar y de las condiciones morfológicas de la costa. En el experimento INTOA, se instalaron las estaciones denominadas como **Santa María** del Mar (STM; maestra) y playa **Cangrejo** (CAN; esclava). Cada estación está compuesta por arreglos de antenas transmisoras y receptoras y un sitio de control donde se encuentran los componentes electrónicos y de almacenamiento de datos (WERA, 2007; Figura 2.1). Los arreglos de antenas comúnmente se ubican a ambos lados del sitio de control conservando una distancia mínima respecto a este sitio de 200 y 100 m para las antenas transmisoras y receptoras, respectivamente (WERA, 2007). Una variable importante para el pos-procesamiento de los datos de radar HF es el norte real, definido como el ángulo relativo que forma el arreglo de antenas respecto al norte geográfico.

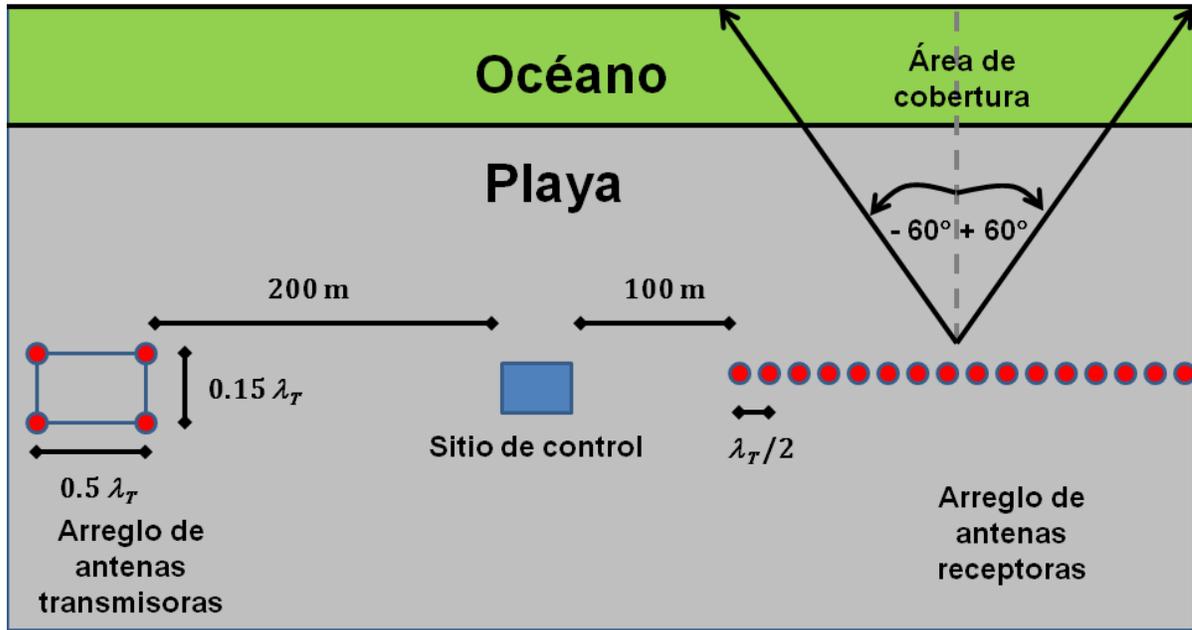


Figura 2.1 Esquema en planta de una estación de radar HF. Se observan las distancias sugeridas por WERA (2007) para la ubicación de los arreglos de antenas transmisoras y receptoras, sitio de control y área de cobertura.

El arreglo de antenas transmisoras está compuesto por cuatro antenas dispuestas en los vértices de un rectángulo con lados iguales a 0.5 y $0.15 \lambda_T$ (donde λ_T es la longitud de la onda electromagnética transmitida por el radar). La disposición de las antenas y longitud de los cables (que es función de λ_T), generan un patrón de transmisión orientado preferentemente hacia el océano con un punto nulo (o de mínima transmisión). Por este punto nulo se traza una línea recta paralela a la línea de costa donde se ubican idealmente las antenas receptoras, de esta manera se evita contaminar la señal recibida del océano con el patrón de la señal transmitida.

Las antenas receptoras conforman un arreglo lineal y paralelo a la línea de costa. Estas antenas se ubican lo más cercano a la línea de costa de tal manera que preferentemente la señal recibida venga del océano y sea similar en cada una de las antenas (WERA, 2007). Un arreglo de antenas receptoras consiste de $4 \cdot m$ elementos ($m=2,3,4, \dots$) que simulan una gran antena de apertura sintética (Hilmer, 2010). La separación entre cada una de las antenas en este arreglo es $\lambda_T/2$. La cobertura espacial del arreglo de antenas receptoras se define mediante un ángulo de $\pm 60^\circ$ alrededor de una línea perpendicular al arreglo de antenas (Figura 2.1). La resolución angular (Δa) de la señal recibida es función del número de antenas (n), tal que $\Delta a = 2(n-1)^{-1}$. Es

posible obtener información de las corrientes superficiales y de la dirección del viento con 8 antenas o más. El espectro direccional del oleaje se sugiere sea obtenido con mediciones de 16 o más antenas (Wyatt *et al.*, 2003).

El alcance máximo (R_M) de la señal transmitida es inversamente proporcional a la frecuencia de transmisión (ω_T). Un valor aproximado de R_M en kilómetros se puede calcular como $R_M=2000/\omega_T$, con ω_T en MHz. Existen algunos factores ambientales que atenúan la señal transmitida como el cambio en la radiación solar, valores bajos de salinidad e incrementos del estado de mar (Hilmer, 2010). Por otro lado, existen factores antropogénicos que pueden contaminar la señal recibida. Entre los más comunes se encuentran la presencia de aparatos eléctricos, líneas eléctricas de alta tensión, cercos o vallas metálicas y materiales que sean buenos conductores eléctricos y que puedan generar ruido eléctrico cerca de la estación de radar. Se sugiere que todos los elementos que sean buenos conductores estén alejados de la estación de radar a una distancia mínima de $5\lambda_T$ (WERA, 2007).

2.2 Operación del sistema de radar HF

En el caso que las dos estaciones de un sistema de radar HF tengan la misma frecuencia de transmisión, su operación debe ser alternada, mientras que una estación está transmitiendo-recibiendo la otra estación está “apagada”. El sistema debe operar de esta manera, puesto que si las dos estaciones transmiten de manera simultáneamente, la mayor parte de la señal recibida en una estación sería la señal transmitida por la otra estación y la señal reflejada y asociada con las condiciones oceanográficas estaría enmascarada. La información relacionada con las variables oceanográficas (oleaje, corrientes y viento) son el resultado de la integración temporal de la señal transmitida durante un período en el cual se supone que las condiciones oceanográficas son estacionarias. En los últimos años, sistemas de radar HF han sido construidos con frecuencias de operación ligeramente diferentes para cada una de las dos estaciones de tal manera que el sistema puede operar de manera continua.

Un estación de radar HF transmite una señal electromagnética polarizada verticalmente (orientación del campo eléctrico) con frecuencias entre 3 y 30 MHz. Los radares HF utilizan la polarización vertical debido a que la potencia de la señal

transmitida es varios órdenes de magnitud mayor que el caso horizontal (Lipa y Barrick, 1980). La señal se propaga a la velocidad de la luz ($c=3 \times 10^9 \text{ m s}^{-1}$) sobre la interface entre la atmósfera y el océano debido a que esta interface posee propiedades altamente conductoras que permiten atrapar y guiar esta señal cerca de la superficie del océano. Estas propiedades se deben principalmente a la salinidad del agua y a la rugosidad de la superficie del océano. La salinidad se puede relacionar con la frecuencia de una onda electromagnética por medio de la impedancia superficial del medio sobre el cual se propaga la onda. Además, los valores de impedancia superficial (normalizada con la impedancia del espacio libre) han demostrado no ser despreciables cuando la superficie del océano es suficientemente rugosa (Barrick, 1973). Wait (1957) definió expresiones que demuestran la contribución de superficies rugosas a la impedancia superficial cuando la rugosidad del océano, asociada con las características del oleaje, es menor que λ_T .

2.3 Transmisión, recepción y procesamiento de la señal del radar HF

La señal transmitida por los radares HF es una onda continua de frecuencia modulada (FMCW, **f**requency **m**odulated **c**ontinuos **w**ave) la cual permite operar el radar HF con una potencia de pocos watts (Gurgel y Schlick, 2009). Se llama señal de frecuencia modulada porque la frecuencia de la señal que se transmite varía en función del tiempo, en el caso de los radares HF la frecuencia incrementa de manera lineal (línea roja; Figura 2.2). Esta forma de la señal transmitida se conoce con el nombre de chirp y cubre un ancho de banda B durante un intervalo de tiempo T . La frecuencia central de la banda B es igual a ω_T . En la Figura 2.2 se ilustra el principio de modulación de una onda FMCW implementado en los radares WERA (Gurgel y Schlick, 2009). La resolución radial de las mediciones del radar HF es proporcional al valor de B . Comúnmente estos sistemas no realizan mediciones en una distancia $\leq 3 \text{ km}$ cerca de las antenas (zona de blanqueo) con el fin de evitar que la señal transmitida sea simultáneamente medida (Essen *et al.*, 2000).

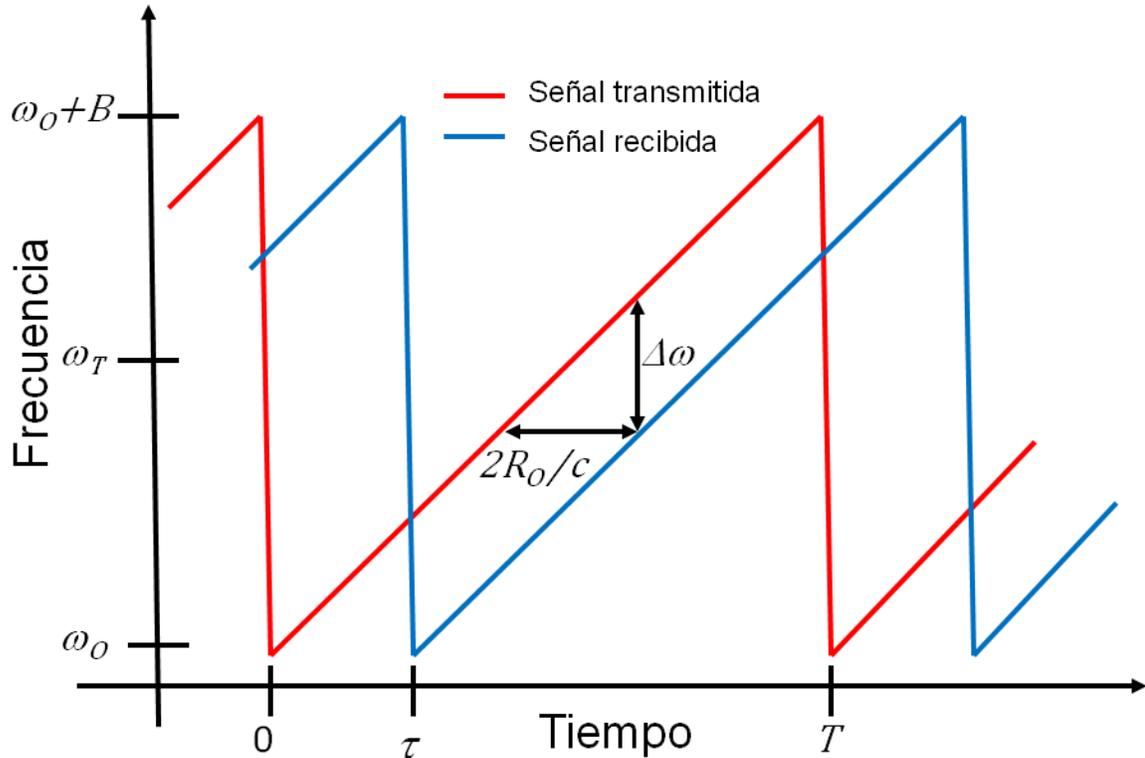


Figura 2.2 Frecuencia en función del tiempo de la señal transmitida (línea roja) y recibida (línea azul) por una estación de radar HF.

La señal transmitida por la estación de radar HF es forzada por el oleaje, presente en el océano, a desviarse de su trayectoria recta en múltiples direcciones. Se llama reflexión difusa a la reflexión que permite que parte de la señal regrese en la dirección del radar y se define un tiempo τ en el cual la señal regresa de nuevo al radar. La reflexión difusa se produce debido a que en el océano el espectro del oleaje está compuesto por olas de diferentes longitudes de onda que viajan en muchas direcciones. El proceso de reflexión difusa se cumple si y solo si existe coherencia entre las longitudes de onda de la señal electromagnética y del oleaje. Esta coherencia se presenta ya que existen olas con cierta longitud de onda que son resonantes con la onda electromagnética transmitida (Hilmer, 2010). La longitud de onda del oleaje que cumple estas características de acuerdo al principio Bragg (Anexo A) es igual a $\lambda_T/2$. En la Figura 2.3 están representadas, a lo largo del eje en el que mide el radar HF, la señal electromagnética transmitida por el radar (línea roja) y el oleaje con longitud de onda igual a $\lambda_T/2$ (línea negra). Ya que se cumple el principio Bragg (Figura 2.3 (a)), la onda electromagnética y el oleaje son coherentes y entran en resonancia, generando una

señal difusa que regresa al radar (líneas azules). Suponiendo que la primera línea azul (de arriba hacia abajo) corresponde a la señal difusa generada por la ola ubicada a la distancia máxima (d_{MAX}) en un tiempo t , las demás líneas azules (de arriba abajo) corresponden a la señal difusa generada por olas a una distancia $d_{MAX}-10*n$, en un tiempo $t-n$ (donde $n=1,2,3, \dots$).

Los radares HF miden la reflexión difusa producida por las olas que cumplen con el principio Bragg y que viajan principalmente en la dirección del radar o alejan de él. Con base en el principio Bragg es posible definir la frecuencia Bragg (ω_B) asociada con olas de $\lambda_T/2$ como $\omega_B = (g \omega_T / \pi c)^{0.5}$, donde g es la aceleración debida a la gravedad. La potencia de la señal reflejada de manera difusa por el oleaje que cumple el principio Bragg, es claramente diferenciable en la señal recibida (Gurgel y Schlick, 2009). La señal que regresa al radar HF además sufre un cambio aparente en la frecuencia respecto a ω_T debido a la velocidad de fase del oleaje (ν) y a la velocidad de las corrientes superficiales. El valor de ν se conoce debido a la relación de dispersión del oleaje en aguas profundas ($\nu = [g \lambda_T / 2\pi]^{0.5}$) y las componentes de la velocidad de la corriente superficial se obtienen de la información medida por el radar. El cambio aparente de la frecuencia de la señal recibida es llamado frecuencia Doppler (ω_D). Las olas que viajan en la dirección del radar pero que no cumplen con el principio Bragg (λ_T/d , con $d \neq 2$; Figura 2.3 (b)) generan reflexiones difusas de la señal transmitida que son incoherentes de tal manera que la potencia de la señal recibida por el radar se anula.

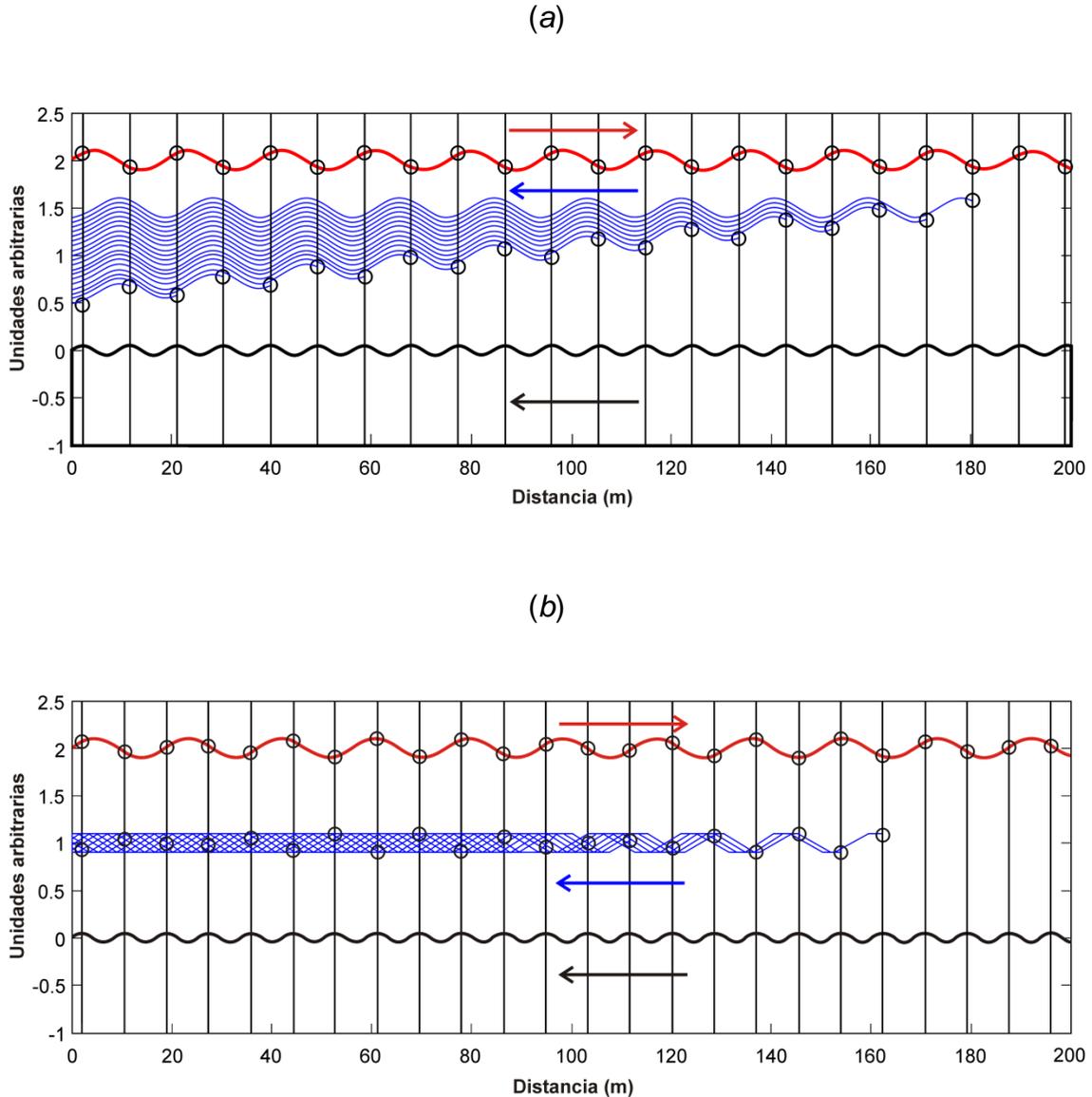


Figura 2.3 Esquema de la señal reflejada de manera difusa (líneas azules) por oleaje que viaja en la dirección del radar HF (línea negra) debido a la transmisión de una onda electromagnética (línea roja): (a) Señal coherente entre la onda electromagnética y el oleaje con longitud de onda igual a $\lambda_T/2$. (b) Señal incoherente entre la onda electromagnética y el oleaje con longitud de onda igual a λ_T/d con $d \neq 2$. Las flechas indican el sentido en el que viajan la onda electromagnética transmitida, la onda electromagnética reflejada de manera difusa y el oleaje.

La señal que miden las antenas receptoras se graba de manera simultánea y es combinada por el software del sistema. Por medio de cambios de fase de la señal en cada una de las antenas se puede obtener información de la señal recibida a lo largo de direcciones radiales respecto a la ubicación de la estación de radar HF (WERA, 2007; Figura 3.2). El sistema utiliza un filtro con el fin de eliminar señales recibidas con frecuencias superiores a ω_0+B e inferiores a ω_0 (Figura 2.2). Sin embargo, debido a

que cada una de las antenas receptoras son omnidireccionales, en algunos casos señales de ruido (natural o antropogénico) con frecuencias entre ω_0 y ω_0+B no puedan ser filtradas y se combinan con la señal del océano.

A lo largo de cada uno de los radiales de la malla, la señal recibida por el radar HF es una FMCW conformada por varios chirps (línea azul; Figura 2.2) los cuales tienen un retraso τ . Cada chirp de manera individual es muestreado M veces (con $M=2^k$, k siendo un número entero) durante un período t . El número M depende del valor máximo de la frecuencia transmitida (ω_0+B). Por lo tanto $M t^{-1}$ debe ser al menos $2(\omega_0+B)$ de acuerdo al teorema de Nyquist. A partir del tiempo τ se puede calcular la diferencia constante ($\Delta\omega$) entre las frecuencias de la señal transmitida y la señal recibida (Figura 2.2). El sistema de radar HF genera dos series de datos combinando la señal recibida y la transmitida (ver ecuación 7, Gurgel y Schlick (2009)). Estas series son procesadas mediante una transformada rápida de Fourier (FFT). El uso de la FFT sobre estas series produce en un espectro señales prominentes en $1/T$ las cuales representan el tamaño de las celdas en el dominio de las frecuencias. Estas series están representadas por la amplitud (potencia) de la señal en forma compleja como función del alcance de la señal (R). Este alcance se puede calcular en función de las características de cada chirp como $R= [c T \omega_D (2B)^{-1}]$ (ver detalles en el Anexo B de Hisaki (1996b)). Una secuencia de chirps procesados produce series de tiempo de la potencia de la señal muestreada en función de R (Figura 2.4). La variación de la fase de la señal correspondiente a una distancia R_0 (línea roja) puede ser procesada en función del tiempo mediante el uso de una FFT. Con este procedimiento se obtiene la variación de potencia (P_{SD}) de la señal en función de ω_D la cual llamaremos en adelante espectro Doppler.

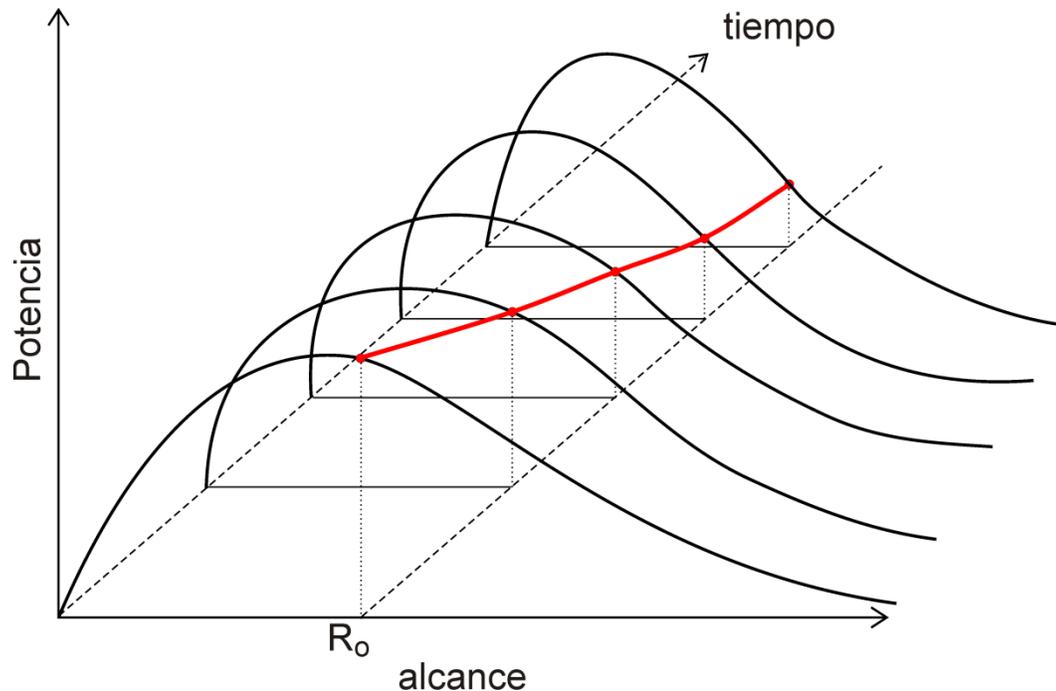


Figura 2.4 Series de tiempo de chirps en función de la potencia de la señal y del alcance. Para una distancia R_0 se puede obtener la variación de la fase de la señal en función del tiempo (línea roja) mediante el uso de una FFT.

Debido al procesamiento de la señal reflejada mediante la FFT se producen potencias en los llamados lado positivo (Figura 2.5) y lado negativo del espectro Doppler. En Gurgel y Schlick (2009), se pueden apreciar señales significativas en el lado negativo del espectro Doppler, relacionadas con la interferencia de frecuencias de radio (RFI, ratio frequency interference) compuestas principalmente de ruido electrónico. De acuerdo con Gurgel y Schlick (2009) la señal del lado negativo del espectro Doppler puede ser usada para describir la estructura del ruido en el lado positivo de este espectro.

Como se mencionó anteriormente, a partir de las mediciones con las estaciones de radar HF, se obtiene información espacial sobre mallas radiales. Esta distribución radial y su orientación en el océano generan un área común utilizada para el cálculo de corrientes (Stewart y Joy, 1974; Shay *et al.*, 1995; Shrira *et al.*, 2001), oleaje (Wyatt, 1990b; Howell y Walsh, 1993; Hashimoto y Tokuda, 1999) y dirección de viento (Long y Trizna, 1973). En las dos estaciones de radar HF utilizadas en este estudio (CAN y STM) la información de los espectros Doppler de cada uno de los nodos de la malla radial se mapeó a una malla rectangular mediante el procedimiento propuesto por

WERA (2007). Se obtuvo una la malla rectangular de 40 x 50 nodos con una resolución de 4x4 km. El espectro Doppler en cada uno de los nodos de la malla rectangular fue calculado como el promedio de la potencia de los espectros Doppler de la malla radial localizados a una distancia de ± 2 km alrededor de cada uno de los nodos de la malla rectangular. La Figura 2.5 muestra la potencia de la señal recibida como función del alcance y de la frecuencia Doppler a lo largo de los nodos de la malla rectangular correspondientes a la longitud -95°W . Las unidades de potencia de los espectros Doppler son decibelios (dB). En el experimento INTOA la potencia de los espectros Doppler corresponde a unidades arbitrarias (*u.a.*) debido a limitaciones al tratar de definir un valor de referencia para escalar los valores de dB.

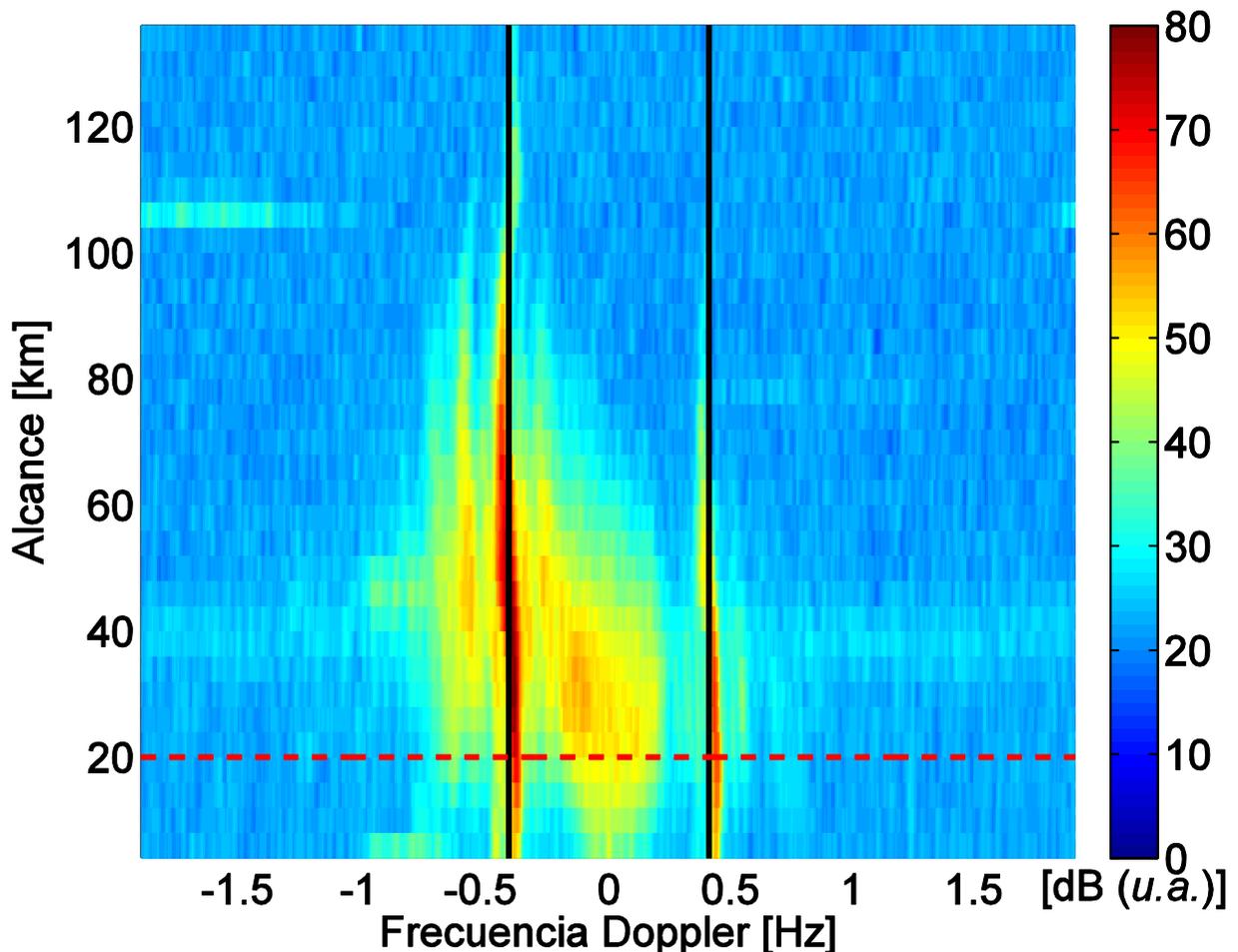


Figura 2.5 Potencia de la señal recibida en el lado positivo del espectro Doppler como función del alcance y de la frecuencia Doppler correspondiente a la longitud -95°W . Las líneas negras verticales están asociados con valores de $\pm\omega_B$. La línea roja segmentada horizontal corresponde al nodo donde estuvo anclada la boya ASIS. Estación CAN (febrero 22, 00:00; GMT -6).

Un espectro Doppler obtenido en uno de los nodos de la malla regular (línea roja segmentada; Figura 2.5) es función de P_{SD} y ω_D (Figura 2.6). Este espectro consiste de dos señales prominentes conocidas como ecos de primer orden (áreas grises oscuras), rodeados por una señal continua de menor potencia llamada eco de segundo orden (áreas grises claras). Los ecos de primer de orden aparecen en el espectro Doppler debido a la presencia de olas con una longitud de onda igual a $\lambda_T/2$ que viajan hacia el radar o que se alejan de él. El eco de segundo orden es producido por la combinación de procesos hidrodinámicos y electromagnéticos. En los procesos hidrodinámicos se incluyen las interacciones no lineales del oleaje que pueden producir olas con una longitud de onda igual a $\lambda_T/2$. Del lado electromagnético se presentan procesos de doble reflexión de la señal transmitida por el radar HF debido a la presencia de dos trenes de olas (Anexo B).

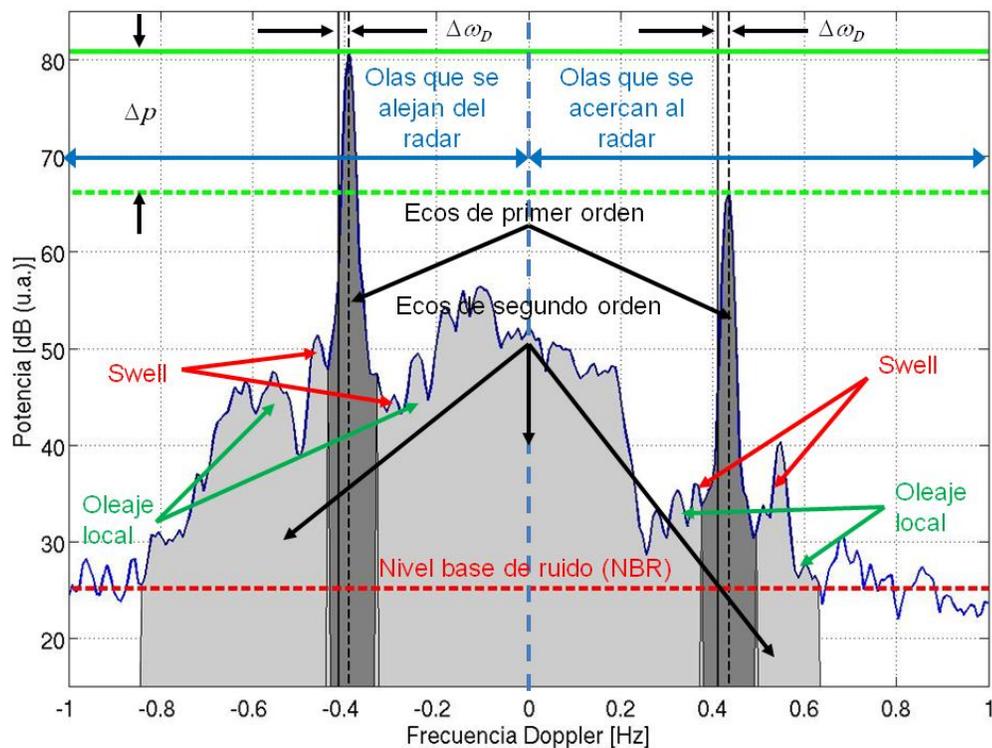


Figura 2.6 Principales características de un espectro Doppler. Áreas grises oscuras: ecos de primer orden. Áreas grises claras: ecos de segundo orden. Olas que se alejan del radar: frecuencias Doppler negativas. Olas que se acercan al radar: frecuencias Doppler positivas. $\Delta\omega_D$: diferencia de la frecuencia Doppler asociada con los picos de primer orden y la ω_B . Δp : diferencia de la potencia de los dos picos de primer orden. Picos asociados con el swell y el oleaje local de acuerdo a Lipa *et al.* (1981) y Wyatt (1990a). Nivel base del ruido (NBR) calculado usando el método de Heron y Heron (2001; línea roja punteada).

En un espectro Doppler es posible diferenciar las olas que se alejan en dirección radial del radar (frecuencias negativas) de las olas que se acercan al radar (frecuencias positivas). Si el oleaje se propaga en un campo de corrientes, la frecuencia de la señal se modifica por la componente radial de la corriente. La señal de los ecos de primer orden se distribuye en una banda de frecuencia Doppler (Lipa y Barrick, 1980) de acuerdo a la intensidad de la corriente. La componente radial de la corriente se puede calcular como la diferencia entre la frecuencia Doppler asociada con los picos de primer orden ($\pm\omega_{P1ST}$) y $\pm\omega_B$ ($\Delta\omega_D$; Figura 2.6). Por lo tanto en un sistema de radar HF de dos estaciones es posible estimar a partir de los valores de $\Delta\omega_D$ la resultante de la corriente superficial. La dirección del viento puede ser estimada a partir de la diferencia de P_{SD} de los dos picos de primer orden (Δp ; Figura 2.6). Los espectros Doppler donde el viento sopla de tierra a mar tienen picos de primer orden más energéticos de lado negativo y viceversa.

Por último algunos autores (Lipa *et al.*, 1981; Wyatt, 1990a) han sugerido que los picos asociados con el swell y el oleaje local se pueden localizar visualmente en el espectro Doppler (Figura 2.6). Según estos autores los picos de potencia asociados con el swell se encuentran en una banda de frecuencias cercana a los ecos de primer orden. Los picos de potencia asociados con el oleaje local se encuentran a continuación de los picos de potencia asociadas con el swell. En el Anexo B se presenta una explicación sobre los valores de ω_D relacionados con los picos de potencia asociados con el swell y el oleaje local. Finalmente, en la Tabla 2.1 se presentan las principales características del sistema de radares HF utilizado en el experimento INTOA.

Tabla 2.1. Principales características de los radares HF durante el experimento INTOA.

Variables	Valores
Distancia entre las estaciones CAN y STM	60 km
Frecuencia de transmisión (ω_T)	16 MHz
Norte real: CAN y STM	210° y 275°
Número de antenas	16
Alcance máximo (R_M)	110 km
Intervalo de medición en cada estación	10 min
Intervalo de integración	20 min
Potencia de transmisión	28 watts
Ancho de banda del chirp (B)	100 KHz
Intervalo de tiempo del chirp (T)	0.26 s
Resolución radial (proporcional a B)	1.5 km
Resolución angular (proporcional al número de antenas)	7°
Longitud de onda de las olas que cumplen el principio Bragg ($\lambda_T/2$)	9.19 m
Frecuencia Bragg teórica (ω_B)	± 0.412 Hz
Frecuencia de muestreo de la señal	6 kHz
Número de veces que es muestreado un chirp (M)	2048

2.4 Expresiones teóricas y paramétricas que relacionan los ecos de segundo orden y la información espectral del oleaje

La descripción teórica de la relación de los ecos de primer y segundo orden con el espectro direccional del oleaje se presenta en Hasselman (1971) y Barrick (1972b). Las expresiones teóricas de estos ecos en función del espectro del oleaje se obtuvieron por medio de coeficientes de Fourier de las expresiones de la velocidad potencial, la altura y la frecuencia del oleaje, expandidas en series de perturbación (Weber y Barrick, 1977). Las expresiones de los ecos de primer y segundo orden corresponden a la solución a primer y segundo orden, respectivamente, de las expresiones de los coeficientes de Fourier. La expresión de los ecos de primer orden (σ_1) en función del espectro direccional (S_D) del oleaje y del vector número de onda de la onda (\mathbf{k}_T) de la señal electromagnética transmitida es:

$$\sigma_1(\omega_D) = 2^6 \pi k_T^4 \sum_{c_1=\pm 1} S_D(-2c_1 \mathbf{k}_T) \delta(\omega_D - c_1 \omega_B), \quad (2.1)$$

donde, k_T es la magnitud del vector \mathbf{k}_T , c_1 representa el signo (\pm) y δ es la función delta de Dirac. Es importante notar que para obtener la ecuación (2.1) descrita por Barrick (1972b) se utilizó la aproximación de aguas profundas. La ecuación (2.1) describe dos funciones simétricas con amplitudes (potencia) proporcionales a la energía del espectro direccional del oleaje en los vectores número de onda $\pm\mathbf{k}_T$. Por otro lado, el eco de segundo orden (σ_2) puede relacionarse con S_D mediante la siguiente ecuación integral:

$$\sigma_2 = (\omega_D) 2^6 \pi k_T^4 \sum_{c_1, c_2 = \pm 1} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |\Gamma|^2 S_D(c_1 \mathbf{k}_1) S_D(c_2 \mathbf{k}_2) \delta(\omega_D - c_1 (gk_1)^{0.5} - c_2 (gk_2)^{0.5}) dp dq, \quad (2.2)$$

donde Γ es un coeficiente de acoplamiento que incluye efectos no lineales hidrodinámicos (Γ_H) y electromagnéticos (Γ_{EM}), c_2 representa el signo (\pm) y \mathbf{k}_1 , \mathbf{k}_2 son vectores número de onda (con magnitudes k_1 y k_2 , respectivamente) asociados con el espectro del oleaje. El número de onda p está definido en la dirección radial del radar y el número de onda q es perpendicular a p . La variable Γ se define como:

$$\Gamma = \Gamma_H + \Gamma_{EM} \quad (2.3)$$

Los coeficientes Γ_H y Γ_{EM} se definen como:

$$\Gamma_H = -\frac{i}{2} \left[k_1 + k_2 - \frac{(k_1 k_2 - \mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_2) \omega_D^2 + \omega_B^2}{c_1 c_2 (k_1 k_2)^{0.5} (\omega_D^2 - \omega_B^2)} \right] \quad (2.4)$$

$$\Gamma_{EM} = \frac{1}{2} \left[\frac{(\mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_T)(\mathbf{k}_2 \cdot \mathbf{k}_T) / (k_T^2 - 2\mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_2)}{(\mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_2)^{0.5} + k_T \Delta} \right], \quad (2.5)$$

donde Δ es la impedancia superficial normalizada. Para revisar con mayor detalle la derivación de las expresiones de estos dos coeficientes, se recomienda el Apéndice A de Lipa y Barrick (1986). La interacción de segundo orden se puede explicar mediante el proceso de la doble reflexión de la señal transmitida, representada por \mathbf{k}_T , \mathbf{k}_1 y \mathbf{k}_2 (Figura 2.7).

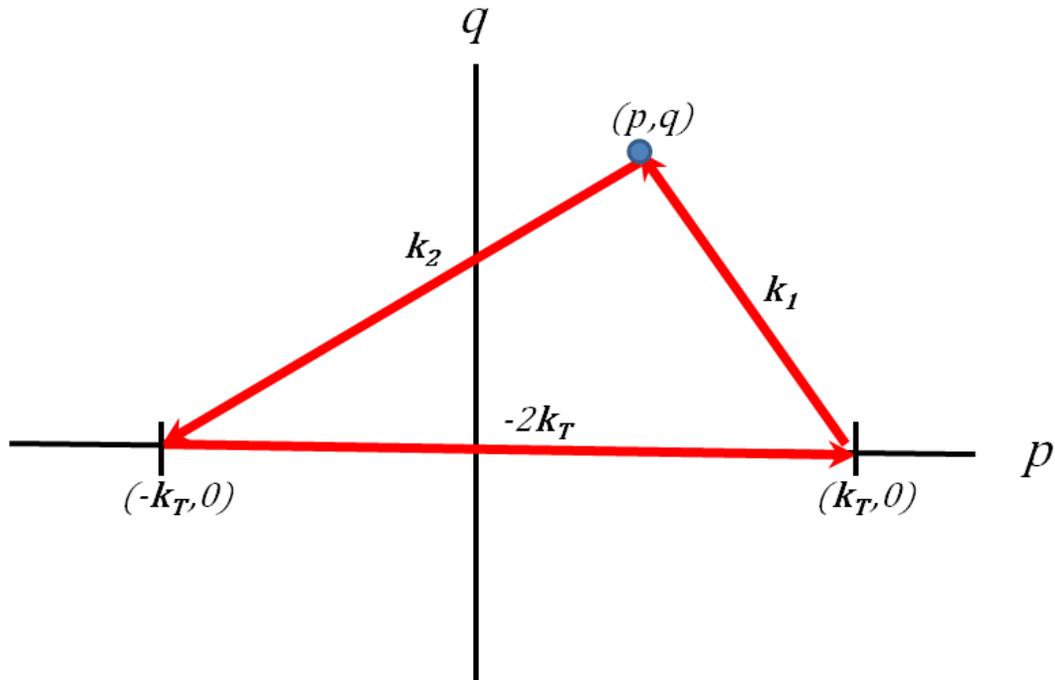


Figura 2.7 Esquema del proceso de interacción de segundo orden. La onda electromagnética incidente (k_T) interactúa con un tren de olas (k_1) y genera una reflexión intermedia que a su vez interactúa con un segundo tren de olas (k_2) que permite que la señal regrese al radar ($-k_T, 0$).

El vector k_T interactúa con k_1 produciendo una reflexión intermedia que a su vez interactúa con k_2 permitiendo que la señal regrese al radar (ver detalles en el Anexo B). Los vectores k_1 y k_2 pueden definirse de acuerdo con la Figura 2.7 de la siguiente manera

$$\mathbf{k}_1 = (p - k_T, q); \quad \mathbf{k}_2 = [-(p + k_T), -q] \quad (2.6)$$

De acuerdo con la ecuación (2.6) y la Figura 2.7 los vectores \mathbf{k}_1 , \mathbf{k}_2 y \mathbf{k}_T obedecen la siguiente relación:

$$\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = -2\mathbf{k}_T \quad (2.7)$$

Algunos autores han propuesto esquemas que permiten invertir y resolver la ecuación (2.2) y obtener el espectro direccional del oleaje (Wyatt, 1990b; Hisaki, 1996a; Hashimoto y Tokuda, 1999). Otros, han propuesto algunas aproximaciones para calcular el espectro en función de la frecuencia del oleaje (Hasselmann, 1971; Howell y Walsh, 1993; Gurgel *et al.*, 2006). Hasselmann (1971) sugiere que el eco de segundo

orden es proporcional al espectro del oleaje a través de la razón T_1/T_2 realizando un mapeo lineal de las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje. T_1 es una función de la potencia reflejada de manera difusa y la potencia transmitida y T_2 es una función de transferencia determinada a partir del coeficiente de acoplamiento Γ . Estas suposiciones simplifican la ecuación de Barrick (1972b) mediante una expresión lineal, donde los ecos de segundo orden normalizados con la potencia de σ_1 se utilizan para estimar S_F :

$$S_F(\omega_D \pm \omega_B) = \frac{T_1}{T_2} \left[\sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \frac{\sigma_{2ij}(\omega_D)}{\sigma_{1ij}(\omega_D)} \right] \quad (2.8)$$

donde el subíndice i se refiere a los cambios en frecuencia Doppler (positivo y negativo) y el subíndice j a las bandas de frecuencia de los ecos de segundo orden del espectro Doppler. De acuerdo con el modelo de Hasselmann (1971), la expresión $\omega_D \pm \omega_B$ corresponde al mapeo lineal de las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje (f). Representado la doble sumatoria de los ecos de segundo orden normalizados con la variable S_{2N} , la ecuación (2.8) se puede modificar de la siguiente manera:

$$S_F(f) = \frac{T_1}{T_2} [S_{2N}(\omega_D)] \quad (2.9)$$

Gurgel *et al.* (2006) suponen que S_F es proporcional a la sumatoria de los ecos de segundo orden normalizados así:

$$S_F(f) = \alpha_F \left[\sum_{j=1}^2 \frac{\sigma_{2jm}(\omega_D)}{\sigma_{1jm}(\omega_D)} + \sum_{j=1}^2 \frac{\sigma_{2jd}(\omega_D)}{\sigma_{1jd}(\omega_D)} \right] = \alpha_F [S_{2N}(\omega_D)] \quad (2.10)$$

donde los subíndices m y d se refieren los cambios en frecuencia Doppler (positivos y negativos, respectivamente). De acuerdo con las ecuaciones (2.9) y (2.10), Gurgel *et al.* (2006) aproximan la razón T_1/T_2 usando un parámetro empírico α_F . Los detalles de la obtención de la ecuación (2.9) a partir de la ecuación (2.2) se presentan en el Anexo C.

Los valores de α_F se pueden calcular como la razón entre S_F y S_{2N} y por lo tanto, α_F tiene unidades de energía ($\text{m}^2 \text{Hz}^{-1}$) y está en función de la frecuencia del oleaje.

2.5 Aproximaciones lineales que usan la información del eco de primero y segundo orden para calcular la altura significativa

La altura significativa del oleaje (H_S) se puede calcular de acuerdo con Barrick (1977b) mediante una aproximación lineal de la ecuación (2.2). La expresión en términos de la media cuadrática de H_S (H_{RMS} , donde $H_{RMS} = H_S / 4$):

$$H_{RMS} = \sqrt{\frac{2 \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{\sigma_2(\omega_D)}{\Phi(\omega_D/\omega_B)} \right] d\omega_D}{k_T^2 \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_1(\omega_D) d\omega_D}}, \quad (2.11)$$

donde Φ es una función de peso propuesta por Barrick (1977a). Barrick (1977b) verifica la precisión de esta aproximación lineal por medio del cálculo de la razón entre los valores de H_{RMS} medidos por una boya (h) y los calculados con la ecuación 2.11 (h^*) como función de $k_T h^*$. Luego de analizar los resultados, este autor, calcula los valores medios de h/h^* y determina un factor (β) para escalar los valores h^* de manera que

$$H_{RMS}^* = \beta H_{RMS} \quad (2.12)$$

donde H_{RMS} es el valor calculado en la ecuación (2.11). Barrick (1977b) limita el cálculo del valor medio de β a valores de $k_T h^* > 0.15$ debido a que se encontró una gran divergencia en los valores bajos de $k_T h^*$. Este autor asocia esta divergencia a las aproximaciones realizadas en la ecuación (2.2) con el fin de obtener los valores de H_{RMS} (ecuación 2.11) las cuales no son adecuadas para valores bajos de estados de mar y frecuencias bajas de radar HF.

Capítulo 3. Cálculo del espectro del oleaje a partir de información de radares HF

En este capítulo se describe la información medida por una boya y por las estaciones de radar HF, utilizada en el cálculo de S_F . Se presenta un método para el pre-procesamiento y control de calidad de los datos de radar HF y se proponen los pasos para extraer de manera adecuada los ecos de segundo orden del espectro Doppler y para mapear las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje. Se presenta un análisis de las variables utilizadas para definir un parámetro (α_F) que incorpora a un modelo lineal información de variables oceánicas y atmosféricas con el fin de obtener S_F . De igual manera se calcula un factor (β) que permite escalar los cálculos realizados de H_S . Además se presenta el análisis de los resultados y las conclusiones de este capítulo.

3.1 Antecedentes

Algunos autores han propuesto métodos para el cálculo de S_F (Hasselmann, 1971; Howell y Walsh, 1993; Gurgel *et al.*, 2006). Con base en el modelo lineal propuesto por Hasselmann (1971), Gurgel *et al.* (2006) proponen un parámetro α_F que es función de la frecuencia del oleaje como una aproximación a los valores teóricos T_1/T_2 sugeridos y definen los valores de α_F mediante coeficientes de regresión calculados por medio de la comparación de valores de S_{2N} obtenidos con radares HF y S_F medidos con una boya direccional. Estos autores también proponen una expresión generalizada del parámetro α_F con la intención que pueda ser usada por cualquier sistema de radar HF, en función del parámetro α_F inicialmente determinado y la frecuencia de transmisión del radar. Los autores además sugieren que la información del oleaje puede ser obtenida usando información de una sola estación de radar HF. Se obtuvieron entonces S_F utilizando los valores de α_F y S_{2N} . Gurgel *et al.* (2006) comparan los valores de H_S obtenidos a partir de S_F medidos por una boya direccional y los calculados usando información de radar HF. Las diferencias encontradas entre los valores medidos y calculados fueron asociadas principalmente con la contaminación del

eco de segundo orden, con señales de barcos y con interferencia de frecuencias de radio (Gurgel *et al.*, 2006; Hisaki, 2009).

Respecto a los valores de H_S , y de acuerdo con la ecuación (2.11), éstos pueden ser calculados usando la aproximación lineal propuesta por Barrick (1977b) y escalados con el factor β de acuerdo con la ecuación (2.12). Inicialmente, Barrick (1977b) propuso un factor $\beta = 0.785$ a los valores de H_{RMS} obtenidos con el radar HF. Algunos autores han propuesto valores de β , Heron y Heron (1998) a partir de los datos del experimento DUCK94 y Ramos *et al.* (2009) por medio de un conjunto de datos de tres experimentos, sugieren valores de β de 0.551 y 0.5819, respectivamente. Maresca y George (1980) y Heron *et al.* (1985) utilizan información de simulaciones numéricas de espectros Doppler y de espectros del oleaje y proponen valores del factor β de 0.647 y 0.307, respectivamente, sin usar la función de peso (Φ) de la ecuación (2.11). Haus *et al.* (2010) utilizan información de SEACOOS (**S**outheast **A**tantic **C**oastal **O**cean **O**bserving **S**ystem) y proponen un factor β usando información de espectros direccionales calculados mediante la función de dispersión direccional de Apel (1994). En estos espectros no se incluyó información del swell y se supone que el oleaje local viaja en la misma dirección que el viento. El factor β se calculó como la razón entre la energía asociada con las olas Bragg y la energía alrededor del pico espectral asociado con el oleaje local. Debido a que la energía de las olas con longitud de onda Bragg varía significativamente con U_{10} , los autores proponen un factor β en función de U_{10} y del ángulo entre la dirección relativa en la que mide el radar y la dirección media del oleaje (θ_{LW}). De acuerdo con sus resultados, Haus *et al.* (2010) proponen valores de β para $0 < \theta_{LW} < 90^\circ$ y $5 < U_{10} < 15 \text{ m s}^{-1}$, y con valores de β iguales a 0 para todo el intervalo de valores de U_{10} y valores de $\theta_{LW} < 50^\circ$. En este capítulo los valores de β propuestos por Haus *et al.* (2010) se modificaron como $1 + \beta$ teniendo en cuenta que los valores de $\theta_{LW} < 50^\circ$ indican que la dirección media del oleaje es cercana a la dirección de medición del radar y por lo tanto β debe ser cercano a 1.0.

El cálculo de S_F y H_S usando información de radar HF, requiere de espectros Doppler que no estén contaminados por señales no deseadas y que los ecos de segundo orden del espectro Doppler sean extraídos adecuadamente. La contaminación

del espectro Doppler puede ser detectada mediante técnicas de pre y pos-procesamiento, llamadas así porque son utilizadas antes y después de calcular la información del oleaje, respectivamente. Con las técnicas de pre-procesamiento se pueden identificar bandas de frecuencia del espectro Doppler afectadas por ruido de acuerdo a Gurgel y Schlick (2009). Además, se identifican y excluyen los espectros Doppler con valores bajos de SNR que pueden inducir errores en los cálculos del oleaje. El SNR se puede caracterizar mediante el nivel base de ruido (NBR) del espectro Doppler (Heron y Heron, 2001). Los errores en los valores de H_S además se pueden reducir, realizando un promedio espacial del eco de segundo orden en los nodos cercanos (Hisaki, 2009), o seleccionado ecos de segundo orden con diferencias significativas entre la potencia del pico de segundo orden y el NBR (Hisaki, 2005; Wyatt *et al.*, 2011). Con las técnicas de pos-procesamiento se analizan los valores de H_S estimados a partir del eco de segundo orden y se determinan sus variaciones temporales. En general, un espectro Doppler se descarta si el valor de H_S asociado tiene una variación significativa al compararlo con los valores de H_S adyacentes en la serie de tiempo (Hisaki, 2009; Wyatt *et al.*, 2011). De los espectros Doppler con valores bajos de NBR, asociados con los valores adecuados de SNR, se extraen los ecos de segundo orden.

Existen métodos para extraer la señal asociada con la banda de frecuencias de los ecos de segundo (BFSO), basados en valores de frecuencia constante a partir del valor de la ω_B (Heron y Heron, 1998; Hisaki, 2005; Gurgel *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2009; Wyatt *et al.*, 2011). Otros métodos definen los límites en frecuencia entre los ecos de primero y segundo orden a partir de la identificación de valores mínimos locales de potencia ubicados alrededor los ecos de primer orden (Barrick, 1977b; CODAR, 2002; Hisaki, 2005; Gurgel *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2009; Wyatt *et al.*, 2011). Estos métodos, además, determinan las frecuencias de separación entre potencias asociadas con los ecos de segundo orden y el ruido aleatorio por medio del cálculo del NBR (CODAR, 2002). Una vez que las BFSO son seleccionadas apropiadamente, la información del oleaje que es calculada con la señal de los ecos de segundo orden sólo depende de la función de transferencia usada por los modelos disponibles (Hasselmann, 1971; Barrick, 1977b; Maresca y George, 1980; Heron *et al.*, 1985;

Wyatt, 1990b; Howell y Walsh, 1993; Hisaki, 1996a; Hashimoto y Tokuda, 1999; Gurgel *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2009).

3.2 Descripción del experimento INTOA

Los datos usados en este trabajo fueron obtenidos durante el experimento INTOA (Ocampo-Torres *et al.*, 2011) realizado entre febrero y abril de 2005 en el GoTe. El GoTe está ubicado al sur de México en el océano Pacífico (Figura 3.1(a)). La extensión del Golfo en dirección este-oeste es ~350 km y en dirección norte-sur ~80 km. Esta región se caracteriza por la ocurrencia de vientos intensos en épocas del invierno del hemisferio norte. Estos vientos llamados *Tehuano*s soplan de tierra a mar y debido a las condiciones atmosféricas que los generan y a la topografía de lugar por el que viajan, son secos y fríos. La génesis de estos vientos se debe a diferencias de presión atmosférica entre los Golfos de México y Tehuantepec. Esta diferencia genera vientos en dirección de la Sierra Madre Occidental desde el norte y centro del Golfo de México. En la Sierra Madre los vientos encuentran una depresión topográfica, llamada *Paso de Chivela*, que canaliza el flujo hacia el océano Pacífico. Al llegar al océano Pacífico el viento llega en forma de chorro debido a la aceleración producida durante su tránsito por *Paso de Chivela*. Estos chorros de viento son llamados eventos *Tehuano*s con duraciones de uno a varios días y velocidades de viento mayores a 20 m s^{-1} (García-Nava *et al.*, 2009). Los *Tehuano*s, al llegar al océano Pacífico generan una respuesta asimétrica a ambos lados del eje principal del viento (Velázquez-Muñoz *et al.*, 2014) formando dos remolinos, uno ciclónico y otro anticiclónico en el lado este y oeste del GoTe, respectivamente. Estos remolinos tienen diámetros entre 50 y 200 km (Flores-Vidal *et al.*, 2011) y su asimetría puede ser intensificada por la presencia de corrientes costeras presentes (Velázquez-Muñoz *et al.*, 2011), como es la corriente costera mexicana (Pantoja *et al.*, 2012).

En cuanto al oleaje, los *Tehuano*s establecen una zona de generación y crecimiento cerca de la costa que se extiende hacia el sur-oeste del GoTe. Sumado al oleaje que se genera en el GoTe debido a los *Tehuano*s, las costas del Pacífico Mexicano reciben de manera regular, durante todo el año, swell que se produce en el océano Antártico y sur del océano Pacífico. Estas condiciones hacen del GoTe un laboratorio natural que permite el estudio de fenómenos oceánicos y atmosféricos,

entre ellos la generación y el crecimiento del oleaje limitado por el fetch, en presencia de swell y corrientes fuertes.

(a)



(b)

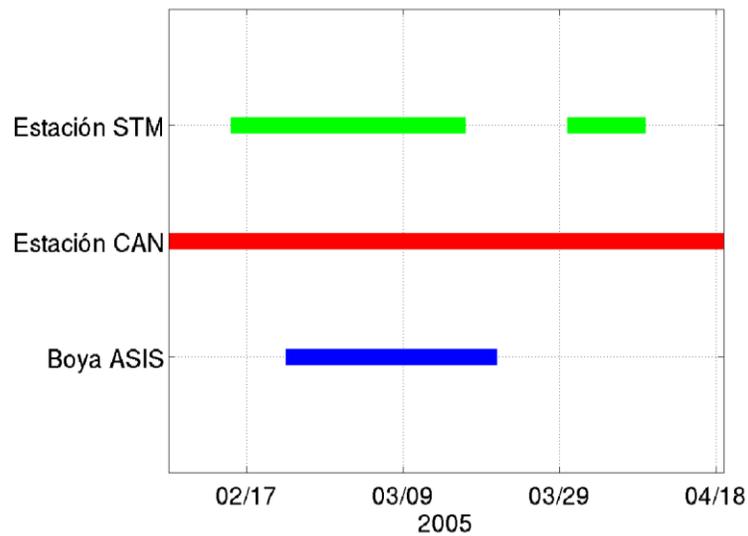


Figura 3.1. (a) Ubicación global del GoTe. Fuente Google Maps 2013 (b) Periodos de medición en el experimento INTOA de la boya ASIS y de las estaciones de radar HF: CAN y STM

Con el fin de analizar varios eventos *Tehuano*s se seleccionó del período de medición del experimento INTOA, los datos correspondientes del 22 de febrero al 21 de marzo (Figura 3.1b). Las mediciones directas del oleaje y del viento se realizaron con una boya ASIS ubicada en 16°N 95°O , sobre una profundidad de 60 m. Las componentes del viento fueron medidas por un anemómetro sónico instalado en la boya ASIS a 6.5 m por encima del nivel del mar y transformados a una altura de 10 m (U_{10}). La información espectral del oleaje fue obtenida por medio de mediciones de un arreglo de alambres capacitores (García-Nava *et al.*, 2009). En este experimento el espectro direccional solamente se midió durante los 10 primeros días, sin embargo los registros del espectro del oleaje en función de la frecuencia están disponibles para la totalidad del período de observaciones. Un sistema de radar HF también fue instalado durante el experimento INTOA. Este sistema estuvo compuesto de dos estaciones CAN ($16^{\circ}04'14''\text{N}$, $95^{\circ}21'45''\text{O}$) y STM ($16^{\circ}12'56''\text{N}$, $94^{\circ}01'59''\text{O}$). En el área de estudio, cada estación midió la señal electromagnética en una malla radial (Figura 3.2). Detalles del sistema de radar HF instalado en INTOA se pueden consultar en la Tabla 2.1.

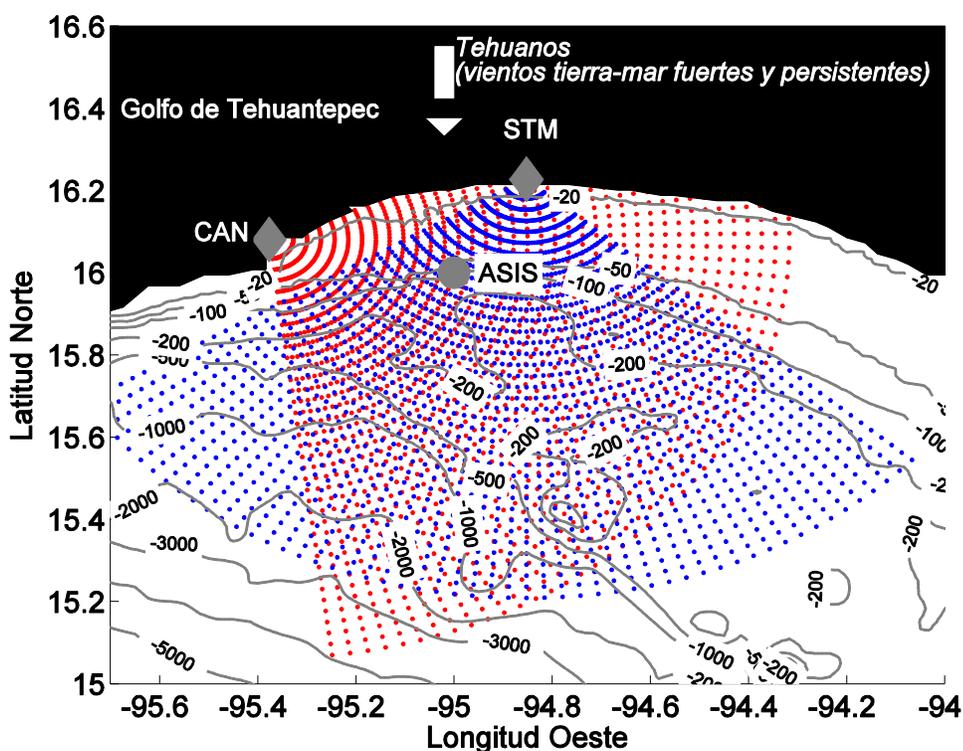


Figura 3.2. Área de cobertura del sistema de radar HF instalado durante el experimento INTOA. Se observa la ubicación de las estaciones CAN y STM y sus mallas radiales asociadas donde se realizaron las mediciones, la boya ASIS y la dirección principal de los vientos Tehuanos.

3.3 Método para el pre-procesamiento y control de calidad de datos.

La información del radar HF necesaria para calcular S_F (ecuación 2.10) y H_S (ecuación 2.11) es el eco de primero y segundo orden. Esta información debe ser extraída de forma cuidadosa de los espectros Doppler con suficiente SNR. Por lo tanto es necesario establecer una técnica de pre-procesamiento control de calidad de datos que permita seleccionar los espectros Doppler con valores bajos de NBR. En algunos casos es posible calcular un valor de SNR en cada estación sin necesidad de calcular el NBR. El SNR se puede calcular por medio de la medición de la señal transmitida durante intervalos de tiempo en los cuales una de las estaciones (maestra) sólo transmite y la otra estación (esclava) sólo recibe la señal. En este caso el valor de SNR se puede calcular a partir de la diferencia entre la potencia de la señal transmitida y la señal recibida. La técnica que se desea implementar además debe extraer de manera adecuada el eco de segundo de orden y mapear las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje. Este pre-procesamiento y control de calidad de datos tiene como objetivo principal reducir los errores en los cálculos de la información del oleaje usando información de radar HF.

Los datos de radar HF y de la boya ASIS usados para establecer la técnica de control de calidad de datos y el mapeo de frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias de oleaje es el correspondiente al período del 22 de febrero al 21 de marzo. Con el fin de reducir la variabilidad estadística de los resultados de S_F y H_S (Gurgel *et al.*, 2006; Hisaki, 2009; Wyatt *et al.*, 2009), se utilizaron los espectros Doppler en el nodo cercano a la posición de la boya ASIS y en sus ocho nodos vecinos. A continuación se presentan los pasos de la técnica de pre-procesamiento y control de calidad de datos.

3.3.1 Selección de los espectros Doppler

Las ω_D de los espectros Doppler fueron corregidas debido al efecto de las corrientes oceánicas. Para esto se realizó el cálculo de la diferencia entre $\pm\omega_B$ y $\pm\omega_{P1ST}$ ($\Delta\omega_D$; Figura 2.6). La corrección se realizó restando $\Delta\omega_D$ a todos los valores de ω_D del espectro.

Luego de corregir ω_D , en cada espectro se identificaron las bandas de frecuencia asociadas con el ruido aleatorio. De acuerdo con CODAR (2002) la señal de los espectros Doppler asociadas con las BFSO y la señal asociada con el ruido aleatorio, se puede separar mediante el NBR. El NBR se calculó mediante el método propuesto por Heron y Heron (2001) basado en el ordenamiento de la energía espectral el cual utiliza una función de distribución continua del tipo Rayleigh. Este método define una banda de frecuencias Doppler en donde se puede ajustar una línea recta que, de acuerdo con una distribución acumulada del tipo Rayleigh, se puede asociar con el ruido aleatorio. El valor de NBR es la potencia asociada con la máxima frecuencia Doppler hasta la cual es posible realizar el ajuste lineal. Utilizando este método se obtuvo NBR en cada uno de los espectros Doppler.

Se calculó el promedio de los valores del NBR de los nueve nodos antes mencionados en cada una de las estaciones de radar HF. La serie de tiempo del NBR de la estación STM (que no es mostrada aquí) presentó valores aleatorios que pueden relacionarse con valores bajos de SNR. Estos valores bajos fueron posiblemente causados por un mal alineamiento entre los arreglos de las antenas transmisoras y receptoras y por lo tanto la información de la estación STM no fue considerada en este capítulo.

El promedio del NBR de los nueve nodos de la estación CAN (línea negra en la Figura 3.3(a)) presentó un ciclo diurno. En el histograma de la serie de tiempo (Figura 3.3(b)) se observaron valores similares de la frecuencia de datos entre 25 y 36 dB (*u.a.*) lo cual confirma el comportamiento cíclico de la serie de datos. Con el fin de caracterizar el comportamiento de la serie de datos del NBR promedio de CAN, se obtuvieron la mediana y la desviación estándar de NBR en función de las horas del día. Se presentaron valores mínimos relacionados con horas de la noche y primeras horas de la mañana (~27 dB), y altos (~38 dB) durante las horas del día. Las diferencias del ruido entre el día y la noche en la capa-D de la ionosfera (Cannon *et al.*, 2005; NATO, 2007) están en concordancia con el ciclo diurno mostrado por los valores promedio del NBR. La suma de los valores de la mediana y dos desviaciones estándar representan el umbral del NBR como función del ciclo diurno (línea negra; Figura 3.3(c)). Este umbral se escogió por que proporcionó los menores errores estadísticos cuando se

compararon los valores de H_S medidos por la boya ASIS y los calculados con la estación CAN. En este trabajo se considera que los valores del NBR por encima de este umbral incluyen, además del ruido base, la presencia de señales no deseadas que afectan los valores de potencia del espectro Doppler y que por lo tanto disminuyen su SNR. El primer paso en la técnica del control de calidad adoptada aquí, consistió en el cálculo de la diferencia entre el NBR de cada espectro Doppler y el valor asociado con el umbral del ciclo diurno. Cuando la diferencia resultante es menor o igual que cero, se considera que el valor del NBR es bajo y por lo tanto, el espectro Doppler asociado tiene un valor adecuado de SNR y es utilizado en el análisis posterior.

En el análisis del ciclo diurno también se compararon los valores del NBR promedio presente durante períodos con ocurrencia de eventos *Tehuano*s y en la ausencia de los mismos (rectángulos grises y blancos, respectivamente Figura 3.3(a)). Las series del NBR promedio (mediana), como función de un ciclo diurno, se calcularon para los dos periodos mencionados (figura 3.3(d)) y se analizaron en términos de una distribución t-Student. El resultado del análisis estadístico indica que las dos series tienen una distribución similar y que los valores de la mediana de las dos series son semejantes. Este resultado es una evidencia que el comportamiento del NBR no se modifica durante la presencia de eventos *Tehuano*s.

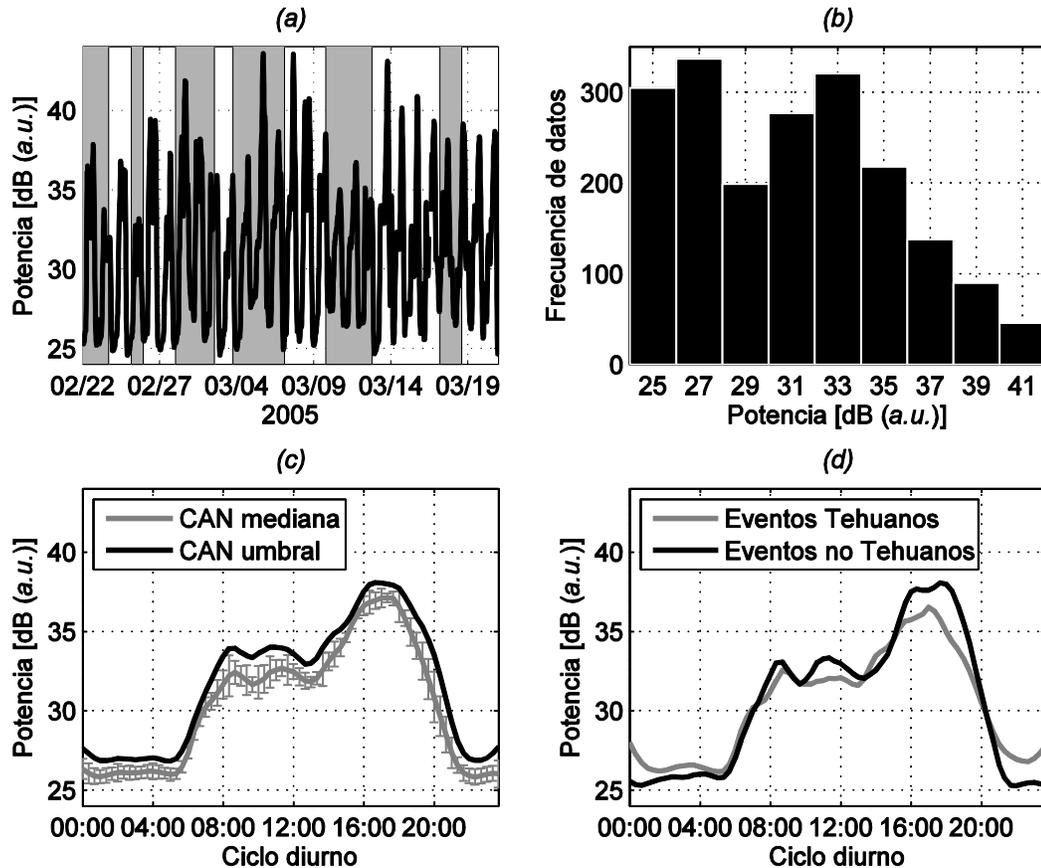


Figura 3.3. Análisis del NBR de la estación CAN usando el método de Heron y Heron (2001): (a) Serie de tiempo del NBR. Las cajas grises muestran los periodos durante los cuales se presentó la ocurrencia de eventos Tehuanos. (b) Histograma de la serie de datos. (c) Día típico del NBR, se muestran: la mediana (línea gris), desviación estándar (barras grises), y el umbral calculado como la mediana mas dos desviaciones estándar. (d) Día típico del NBR para dos casos: Durante eventos Tehuanos (línea gris) y en ausencia de eventos Tehuanos (línea negra). Hora local (GMT -6)

3.3.2 Procedimiento para extraer los ecos de segundo de orden

Con los espectros Doppler seleccionados, se calculó la razón entre los valores de potencia del espectro Doppler y la función de peso (Φ) propuesta por Barrick (1977a). La función Φ es una solución aproximada a las expresiones de los coeficientes hidrodinámico y electromagnético de segundo orden (ver ecuación 17, Barrick (1977a)). Esta función, modifica la potencia del espectro Doppler de tal manera que los resultados obtenidos son independientes de la dirección de propagación del oleaje y además permiten remover los efectos del acoplamiento no lineal entre dos olas (Heron y Heron, 1998). Sin embargo, debido a las aproximaciones realizadas en su cálculo, la

función Φ tiene una dependencia direccional con respecto a θ_{LW} (Wyatt, 1981) y según Barrick (1977a) su utilización no es adecuada para condiciones de estados de mar bajo. Por lo tanto, la función Φ puede ser usada en el cálculo de la información del oleaje no direccional (S_F y H_S) en condiciones de estado de mar alto.

Una vez modificado el espectro Doppler con la función Φ , se procede a extraer de manera adecuada el eco de segundo orden. La potencia de los ecos de segundo orden está asociada con cuatro BFSO localizadas a ambos lados de cada uno de los picos de primer orden. Una BFSO en particular, está limitada por dos frecuencias Doppler: una frecuencia localizada cerca a ω_B (ω_{LM}) y una frecuencia que se encuentra cercana a cero Doppler o en los extremos (\pm) del espectro Doppler (ω_{HR}). Comúnmente los valores de ω_{LM} y ω_{HR} se definen en términos de ω_B y constantes n_1 y n_2 como:

$$\omega_{LM} = \pm[n_1\omega_B]; \omega_{HR} = \pm[n_2\omega_B]. \quad (3.1)$$

Hisaki (2006) y Wyatt *et al.* (2011) proponen valores similares de n_1 y n_2 ($n_1=0.5$, $n_2=1.6$ y $n_1=0.4$, $n_2=1.6$, respectivamente), mientras que Gurgel *et al.* (2006) y Ramos *et al.* (2009) proponen $n_1=0.75$, $n_2=1.25$, y $n_1=0.59$, $n_2=1.41$, respectivamente. Heron y Heron (1998) proponen valores para ω_{LM} como $n_1 \pm \omega_B$ donde $n_1=0.072$.

Otros autores (Barrick, 1977b; CODAR, 2002) definen ω_{LM} como las frecuencias asociadas con los mínimos de potencia local localizados a ambos lados de los picos de primer orden (triángulos grises; Figura 3.4(a)). Por otro lado, CODAR (2002) define las frecuencias ω_{HR} a partir del valor del NBR del espectro Doppler. Las frecuencias ω_{LM} indican la separación entre los ecos de primero y segundo orden y las frecuencias ω_{HR} la separación entre los ecos de segundo de orden y el ruido aleatorio. Sin embargo, debido a la presencia de oleaje alto ($H_S / k_T > 1$) y corrientes fuertes, la estructura del pico de primer orden se puede modificar haciéndose más amplio (Wyatt, 1994; CODAR, 2002). En estos casos los valores de ω_{LM} calculados con las constantes n_1 o los asociados con los valores de mínima potencia local pueden combinarse con la señal del eco de primer orden (triángulos grises; Figura 3.4(b)). De igual manera, el uso de n_2 para definir ω_{HR} puede incluir en algunos casos señales asociadas con el ruido aleatorio o podría en algunos casos excluir información de los ecos de segundo orden. Cuando

esto ocurre el eco de segundo orden es erróneamente extraído y el cálculo de la información del oleaje a partir de información de radar HF generalmente no concuerda con las mediciones *in situ*. En este trabajo se presenta una técnica novedosa que determina las frecuencias Doppler asociadas con los límites de las cuatro BFSO.

Los valores de ω_{HR} fueron calculados siguiendo la aproximación de CODAR (2002). En esta aproximación ω_{HR} se define como la frecuencia asociada con la potencia del espectro Doppler mayor o igual que el NBR (círculos grises; Figura 3.4(a)-(b)). En este trabajo, los valores de ω_{LM} se recalcularon mediante la variable ω_{LR} definida como las frecuencias menores que es posible resolver. Las ω_{LR} fueron calculadas suponiendo que los picos de primer orden pueden ser representados por dos rectas. Estas rectas se determinan mediante los valores de potencia y frecuencia Doppler de dos puntos pertenecientes al pico de primer orden. El primer punto que permite definir la recta corresponde a la potencia y ω_D asociada con el pico de primer orden (P_{FOP}). El segundo punto se ubicó sobre el pico de primer orden en $P_{FOP} / 2$ (CODAR, 2002). Con la información de los dos puntos es posible calcular la pendiente (m) y la ordenada respecto al origen (b) de la recta y representarla por medio de:

$$P_{SD} = m\omega_D + b . \quad (3.2)$$

La expresión (3.2) se puede utilizar para calcular de manera lineal los valores de potencia en frecuencias correspondientes al pico de primer orden y cercanas a la información del eco de segundo orden.

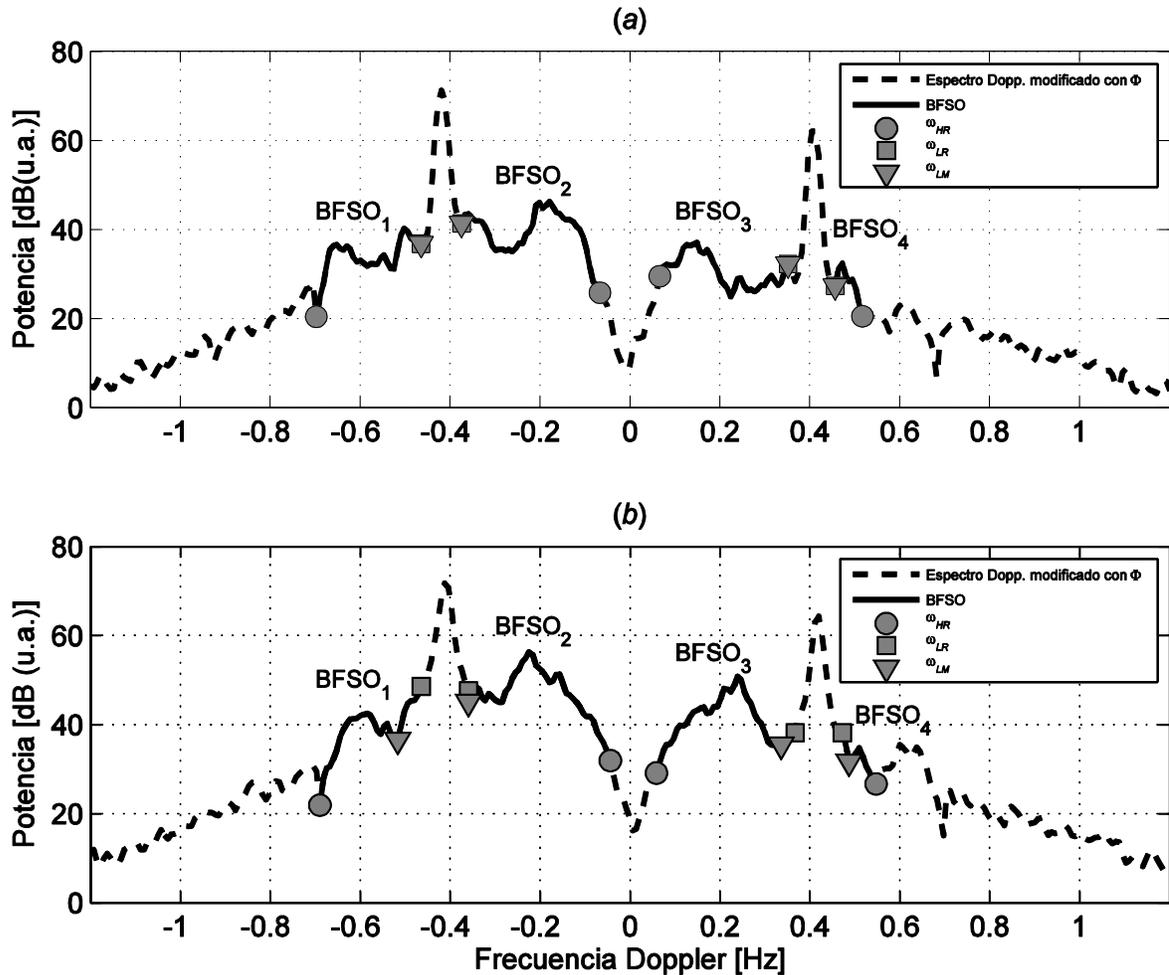


Figura 3.4. Ejemplo de dos espectros Doppler una vez son modificados por la función Φ (líneas discontinuas) en donde se ilustran la potencia de los ecos de segundo orden asociadas con las cuatro BFSO (BFSO₁₂₃₄, líneas solidas). Las frecuencias que definen las BFSO son: frecuencias que separan los ecos de primero y segundo orden asociadas con los mínimos locales (ω_{LM}) y calculadas a partir de la aproximación de los picos de primer orden mediante dos líneas rectas (ω_{LR}); frecuencias que separan los ecos de segundo orden del ruido aleatorio (ω_{HR}). (a) Caso donde $\omega_{LR} = \omega_{LM}$ (marzo 02, 00:00) y (b) caso donde $\omega_{LR} \neq \omega_{LM}$ (marzo 10, 07:00). Hora local (GMT -6).

El ensanchamiento del pico de primer orden en el dominio de ω_D fue analizado por medio del seguimiento de la desviación de la frecuencia del espectro Doppler respecto al valor de frecuencias calculadas con la ecuación lineal (3.2) para un determinado nivel de potencia ($\delta\omega$). Para el caso específico del pico de primer orden asociado con las frecuencias Doppler positivas, $\delta\omega$ puede ser calculado usando la ecuación (3.2) de la siguiente manera:

$$\delta\omega = \omega_D - \frac{P_{SD} - b}{m}. \quad (3.3)$$

Los valores de $\delta\omega$ se evaluaron para diferentes niveles de potencia del pico de primer orden y cercanos a los ecos de segundo orden. Un pico de primer orden se considera suficientemente ancho cuando $\delta\omega$ alcanza un valor mayor o igual que 0.025 Hz. Este valor se considera un umbral y fue estimado como la mediana de los valores de $\delta\omega$ utilizando espectros Doppler de 15 días en el nodo de la boya ASIS. Una vez que se alcanza el valor del umbral, ω_D se convierte en ω_{LR} (Figura 3.4). En la mayoría de los casos los valores de ω_{LM} pueden ser directamente estimados del espectro Doppler y comparados con los valores calculados de ω_{LR} . En este trabajo se propone que ω_{LR} sea igual a ω_{LM} sí y solo sí el valor de ω_{LM} está dentro del intervalo $\omega_{LR} \pm 0.025$ Hz. En la Figura 3.4(b) se presentan las diferencias entre los valores de ω_{LM} (triángulos grises) y ω_{LR} (cuadrados grises) que ocurren debido al ensanchamiento de los picos de primer orden. De esta manera se definieron las cuatro BFSO del espectro Doppler con los valores de ω_{LR} y ω_{HR} (líneas negras).

Luego de extraer adecuadamente la potencia de los ecos de segundo orden asociadas a las cuatro BFSO, se calculó la diferencia entre la máxima potencia de las BFSO y NBR. Se sugiere que la potencia y la BFSO asociada sólo se tomen en cuenta en los cálculos del oleaje si la diferencia es mayor que 3 dB (Hisaki, 2006) o mayor que 15 dB (Wyatt *et al.*, 2011). Algunos autores (Barrick, 1977b; Maresca y George, 1980; Wyatt, 1990b; Heron y Heron, 1998; Ramos *et al.*, 2009) reducen a dos el número de las BFSO que se pueden utilizar en los cálculos del oleaje, y utilizan solamente las BFSO asociadas con el pico de primer orden de mayor potencia. En este caso las BFSO asociadas con el pico de primer orden de menor potencia no se tienen en cuenta debido a que sus valores de potencia, pueden ser susceptibles a la interferencia del ruido (Heron y Heron, 1998). En este trabajo, se utilizó un valor de 9 dB (promedio entre los valores propuestos por Hisaki (2006) y Wyatt *et al.* (2011)) como la mínima diferencia entre las potencias máximas de las BFSO y NBR para considerar la potencia y su BFSO asociada en los cálculos del oleaje. Las potencias de las BFSO que cumplieron con este requisito fueron normalizadas usando la respectiva potencia de los picos de primer orden. Utilizando los valores de ω_{LR} se calcularon las integrales de la potencia de las bandas de frecuencias asociadas con los dos ecos de primer de orden.

Las potencias de las cuatro BFSO se dividieron entre los valores correspondientes de la potencia integrada de los ecos de primer orden de acuerdo con las ecuaciones (2.10) y (2.11).

3.3.3 Mapeo de las frecuencias del eco de segundo orden.

Las frecuencias de las BFSO extraídas del espectro Doppler fueron mapeadas al dominio de las frecuencias del espectro del oleaje. Hasselmann (1971) y Gurgel *et al.* (2006) proponen un mapeo lineal, mientras que Barrick (1971a), Wyatt (1990a) e Hisaki (1996b) sugieren que el mapeo es función de U_{10} . Inicialmente el mapeo de las frecuencias de las BFSO al dominio de las frecuencias del oleaje (f) se realizó utilizando el modelo de Hasselmann (1971):

$$f = abs(\omega_D - \omega_B). \quad (3.4)$$

Los valores de f obtenidos con la ecuación (3.4) y sus correspondientes potencias fueron interpoladas a un vector regular de frecuencias del oleaje (f_R). Se define f_R a partir de 0 Hz con una resolución de 0.005 Hz y hasta un valor máximo que corresponde a la máxima frecuencia del oleaje que puede resolver un radar HF (f_{MO}). Barrick *et al.* (1974) sugiere que $f_{MO} = 0.36$ Hz cuando la frecuencia de radar es 13.4 MHz. Wyatt *et al.* (2011) utiliza el espectro de Pierson-Moskowitz y diferentes valores de H_S y define que f_{MO} es igual a la frecuencia del oleaje correspondiente a la longitud de onda Bragg. Utilizando esta aproximación y de acuerdo con la frecuencia de transmisión de los radares HF en el experimento INTOA (16.3 MHz), $f_{MO} = 0.38$ Hz. Sin embargo, teniendo en cuenta que el valor mínimo de H_S medido en el experimento INTOA es 0.5 m (Ocampo-Torres *et al.*, 2011) y que de acuerdo con el espectro de Pierson-Moskowitz para este valor de H_S la frecuencia asociada al pico espectral es 0.26 Hz, se escogió $f_{MO} = 0.3$ Hz como valor medio entre 0.26 y 0.38 Hz. De esta manera f_R que se utilizó para interpolar los valores de potencia de las BFSO es: $0 < f_R < 0.3$. Las BFSO que son función de f_R fueron llamadas BFSO_M.

Con el fin de comprobar el mapeo adecuado de las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje en las BFSO_M (ecuación 3.4) se utilizó la

información de S_F medidos por la boya ASIS. En los S_F medidos por la boya y en los espectros asociados con las BFSO_M, se identificaron las bandas de frecuencias del swell y del oleaje local, utilizando la frecuencia de separación entre el swell y el oleaje local propuesta por García-Nava *et al.* (2009; f_{SG}) que tiene en cuenta información de U_{10} y del fetch. Luego de identificar las dos bandas de frecuencia ($0 - f_{SG}$) y ($f_{SG} - f_{MO}$), se calcularon en ambos espectros las frecuencias asociadas con los picos del swell (f_{PSW}) y del oleaje local (f_{PWW}). Las f_{PWW} de las cuatro BFSO_M en función de U_{10} se muestran en la Figura 3.5 (puntos azules). En la Figura 3.5 también se presentan las f_{PWW} obtenidas de las mediciones de la boya ASIS (puntos rojos). A partir del modelo de Pierson-Moskowitz se calculan los valores de f_{PWW} en función de U_{10} (línea negra discontinua). Este resultado permite definir un valor mínimo de U_{10} (4 m s^{-1}) asociado con f_{MO} a partir del cual se analizarán los valores de f_{PWW} calculados por medio de los espectros de la boya ASIS y de las BFSO_M. Se calcularon los valores medios de f_{PWW} correspondientes a clases de U_{10} de 0.5 m s^{-1} . Se obtiene el valor promedio y la desviación estándar de f_{PWW} asociadas con los S_F medidos por la boya (línea y barras rojas) y con las BFSO_M (línea y barras azules).

Las diferencias entre los valores medios de f_{PWW} de la boya y de las BFSO_M (asteriscos verdes) presentan una disminución lineal con respecto al aumento U_{10} (líneas negras solidas). Este resultado coincide con lo propuesto por Barrick (1971b) y Wyatt (1990a), donde el aumento de U_{10} produce un desplazamiento de los picos de los ecos de segundo orden hacia ω_B . La banda de frecuencias del oleaje local de las cuatro BFSO_M fue modificada de acuerdo a los ajustes lineales calculados en función de U_{10} (BFSO_{MC}). No se encontró una relación lineal en función de U_{10} asociada con BFSO_{M4} debido a los pocos valores calculados de f_{PWW} (Figura 3.5(b)). Se utilizó la expresión calculada para la BFSO_{M1} (Figura 3.5(a)) en las frecuencias de BFSO_{M4}, teniendo en cuenta que los valores de potencia en BFSO_{M4} son similares a BFSO_{M1} (Figura 3.4). El análisis de las f_{PSW} también se realizó con las S_F medidos y las BFSO_M calculados. Los resultados (no se muestran aquí), sugieren que las diferencias entre las f_{PSW} obtenidas de S_F medidos por la boya ASIS y de las BFSO_M como función de U_{10} , fueron menores o iguales que la resolución en frecuencia del espectro Doppler (0.0075 Hz) y por lo tanto poco significativas.

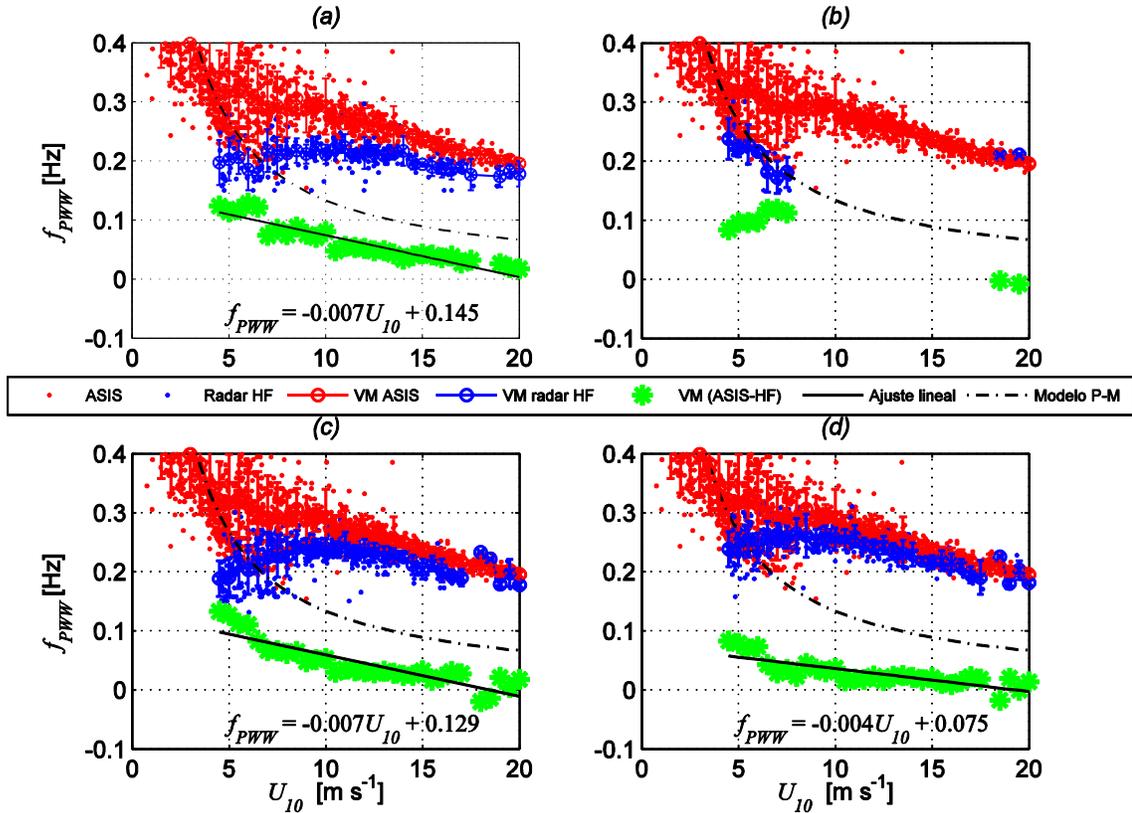


Figura 3.5. Resultados correspondientes a las f_{PWW} obtenidas de los S_F medidos por la boya ASIS (puntos rojos) y de las BFSO_M (puntos azules) como una función de U_{10} : (a) BFSO_{M1}, (b) BFSO_{M4}, (c) BFSO_{M2} y (d) BFSO_{M3}. Se muestran los valores medios (VM) de las f_{PWW} asociadas con clases de U_{10} de 0.5 m s^{-1} (boya ASIS, línea roja; BFSO_M, línea azul); las diferencias (ASIS-Radar) entre los valores medios de las f_{PWW} en asteriscos verdes; un ajuste lineal a las diferencias de f_{PWW} (línea negra continua) y su ecuación en función de U_{10} ; los valores de f_{PWW} en función de U_{10} según el modelo Pierson-Moskowitz (P-M; línea negra discontinua).

Se calculó el valor medio (mediana) de la potencia en cada una de las cuatro BFSO_{MC} utilizando la información del nodo donde estuvo anclada la boya ASIS y de los ocho nodos más cercanos. De acuerdo con la ecuación (2.10) las potencias promedio de las cuatro BFSO_{MC} se sumaron para obtener finalmente el espectro S_{2N} . El espectro S_{2N} se utilizó inicialmente para calcular los valores del parámetro α_F y del factor β . Del período total de observaciones utilizadas en este trabajo, se seleccionaron los últimos diez días (11-21 de marzo) para calcular α_F y β tomando en cuenta la ocurrencia de varios eventos *Tehuano* durante este período. Las observaciones restantes (22 de febrero a 10 de marzo) fueron usadas para validar los cálculos de S_F y H_S obtenidos con información de la estación CAN por medio de la comparación con datos medidos *in situ*.

En las Figura 3.6(a)-(b) se muestran las líneas rojas verticales que indican la separación entre los conjuntos de datos antes mencionados.

3.4 Resumen de la técnica de pre-procesamiento y control de calidad de los datos de radar HF

A continuación se presenta un resumen de los pasos propuestos en las secciones 3.3.1, 3.3.2 y 3.3.3 las cuales hacen parte de la técnica para el pre-procesamiento y control de calidad de los datos de radar HF.

3.3.1. Selección de espectros Doppler con valores altos de SNR asociados con los valores bajos del NBR: a) se corrigen las ω_D del espectro Doppler debido al efecto de las corrientes usando los valores de ω_B ; b) se calcula el valor del NBR de los espectros Doppler a partir del método de Heron y Heron (2001); c) se calcula la diferencia entre el valor del NBR y del umbral del ciclo diurno asociado calculado en este trabajo. Si la diferencia resultante es menor o igual que cero, el espectro Doppler es usado en el siguiente paso.

3.3.2. Procedimiento para extraer adecuadamente la potencia asociada con las BFSO del espectro Doppler: a) se calcula la razón entre las potencias del espectro Doppler seleccionado y la función Φ ; b) se calculan los valores de ω_{HR} utilizando el NBR; c) se calculan los valores de ω_{LR} utilizando la aproximación a los picos de primer orden mediante dos rectas; d) se calculan los valores de ω_{LM} y se comparan con los valores de ω_{LR} ; e) se calcula la diferencia entre la potencia máxima de los BFSO y el NBR. Si la diferencia es mayor o igual que 9 dB, las BFSO y sus potencias asociadas se tienen en cuenta en el siguiente paso.

3.3.3. Mapeo de las frecuencias de las BFSO al dominio de las frecuencias del oleaje: a) se divide la potencia de las BFSO entre el valor integrado de la potencia de los picos de primer orden correspondientes; b) se calcula f de acuerdo a la ecuación (3.4); c) se interpolan los valores de potencia normalizados de las BFSO a un vector regular de frecuencias del oleaje entre 0 y f_{MO} con resolución de 0.005 Hz (BFSO_M); d) se modifican las frecuencias de las BFSO_M asociadas con las bandas de frecuencia del oleaje local de acuerdo con las ecuaciones propuestas en la Figura 3.5 (BFSO_{MC}); e) se

calcula el valor medio (mediana) de las potencias de las BFSO_{MC} utilizando la información del nodo de la boya ASIS y sus ocho nodos vecinos; f) se suman las potencias promedio de las cuatro BFSO_{MC} y se obtiene S_{2N} .

3.5 Validación de la técnica de control de calidad de datos

La validación de la técnica de control de pre-procesamiento y calidad de datos de radar HF propuesta en este trabajo, se realizó mediante la comparación de los valores de H_{RMS} obtenidos de mediciones de la boya ASIS con los calculados con los datos del radar HF. Se utilizaron tres medidas estadísticas del error entre los valores de H_{RMS} calculados con la boya ASIS y con los radares HF: error cuadrático medio (RMSE), sesgo y coeficiente de correlación (R^2).

Se estimaron los valores de S_{2N} mediante dos maneras (Tabla 3.1): 1) utilizando los pasos de la sección 3.4 y 2) utilizando algunas técnicas convencionales. En el segundo caso solamente se usaron la potencia asociada con las dos BFSO correspondientes al pico de primer orden con mayor potencia. Los valores de H_{RMS} fueron calculados usando las ecuaciones (2.11) y (2.12). En esta última ecuación se utilizaron los valores del factor β propuestos por Ramos *et al.* (2009) y Heron *et al.* (1985) para los casos uno y dos, respectivamente. Se observa como los valores de los errores estadísticos son mayores para el caso dos que para el caso uno. Este resultado sugiere que los pasos presentados en la sección 3.4 son adecuados para obtener los valores de S_{2N} .

Tabla 3.1 Casos para la validación de los pasos propuestos en la sección 3.4 . 1) se utilizan los pasos de la sección 3.4 para estimar los valores de S_{2N} ; 2) se usan las técnicas convencionales. Los errores estadísticos corresponden a la comparación de los valores de H_{RMS} calculados a partir de mediciones de la boya ASIS y radares HF usando las ecuaciones (2.11) y (2.12).

Caso	Ciclo diurno utilizado como umbral	Frecuencia de separación entre el 1ro y 2do orden	Dif. de 9dB para seleccionar las BFSO	Número máximo de BFSO usadas	Uso de la función Φ	Relaciones lineales (fig. 3.5) para modificar banda frec. oleaje local	RMSE [m]	Sesgo [m]	Coefficiente de correlación (R^2)
1	Si	ω_{LR}	Si	4	Si	Si	0.43	-0.12	0.75
2	No	ω_{LM}	No	2	No	No	0.87	-0.74	0.63

Aunque los errores estadísticos del caso uno fueron bajos respecto al caso dos, los resultados sugieren que las aproximaciones realizadas pueden ser mejoradas. El umbral calculado a partir del ciclo diurno de la señal del NBR parece adecuado para seleccionar los espectros Doppler con valores suficientes de SNR, inclusive durante eventos *Tehuano*. Sin embargo mediciones directas de la señal de radar utilizando simultáneamente las dos estaciones, podrían permitir caracterizar de una mejor manera el SNR (ver sección 3.3). La función Φ debe usarse con precaución, principalmente en condiciones de $\theta_{LW} \sim 90^\circ$ y no se debe utilizar cuando se realicen cálculos del espectro direccional del oleaje. El mapeo lineal de ω_D al dominio de las frecuencias del oleaje como función de U_{10} está en concordancia con lo propuesto por Barrick (1971b) y Wyatt (1990a). Sin embargo este mapeo sólo debe usarse en el modelo paramétrico y lineal. La cuantificación del error producido por cada uno los tres pasos de la sección 3.4 corresponde con trabajo futuro en este tema.

3.6 S_F medidos por la boya ASIS vs S_{2N} obtenidos con información de radares HF

El modelo paramétrico y lineal de Gurgel *et al.* (2006) que se utilizó en este trabajo (ecuación 2.10) propone que S_F es proporcional al espectro S_{2N} mediante el parámetro α_F . Utilizando el período completo de mediciones se compararon S_F medidos por la boya ASIS y los espectros S_{2N} calculados usando información de la estación CAN en función del tiempo (Figura 3.6(a)-(b); respectivamente). En general, la distribución de densidad de energía espectral como una función de la frecuencia y tiempo es muy

similar en S_F y S_{2N} . En la banda de frecuencias del oleaje local (> 0.15 Hz), es evidente que los picos de energía de los espectros S_{2N} se distribuyen a lo largo de toda banda en concordancia con lo propuesto por Barrick *et al.* (1974). A pesar de esta distribución, los valores de energía en esta banda de frecuencias cercanos a los picos de S_F y de S_{2N} presentan una coincidencia temporal. Esta coincidencia se observa en la Figura 3.6(c) al contrastar en función del tiempo, los valores de la energía espectral de S_F y S_{2N} (líneas solidas y asteriscos, respectivamente) extraídos a lo largo de una frecuencia constante de 0.21 Hz.

En la banda de frecuencias asociadas con el swell (< 0.15 Hz), los valores de energía de S_F y S_{2N} no presentan ninguna coincidencia. Sin embargo, se observa una coincidencia adecuada en las series de tiempo de valores de la energía de S_F y S_{2N} (líneas discontinuas y círculos, respectivamente) correspondientes a una frecuencia de 0.07 Hz (Figura 3.6(d)). Estos resultados sugieren que S_F puede ser calculado a partir de la información de S_{2N} , utilizando un modelo paramétrico y lineal (Hasselmann, 1971; Gurgel *et al.*, 2006). Además que los valores de H_S podrían calcularse a partir de la integración de S_{2N} utilizando la ecuación (2.11) y un factor β de acuerdo con la ecuación (2.12).

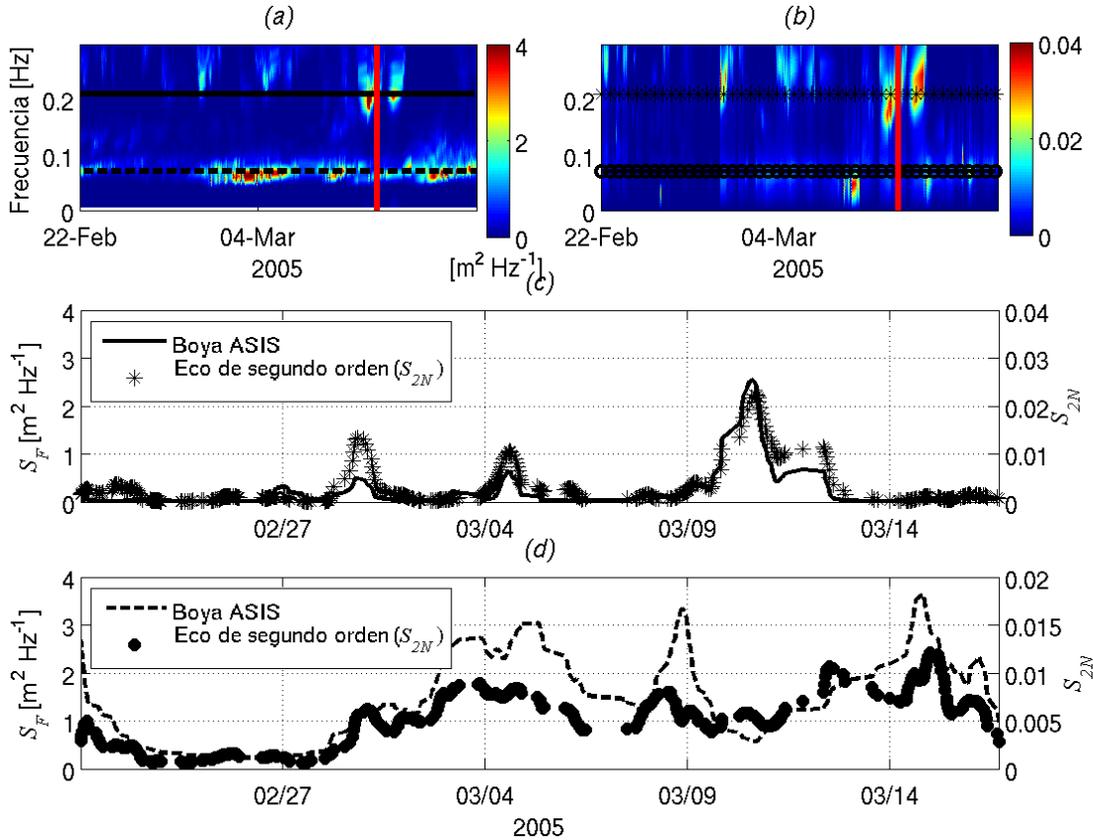


Figura 3.6. Espectros de energía como función de la frecuencia y el tiempo (a) S_F medidos por la boya ASIS. (b) S_{2N} calculados a partir de información de la estación CAN. Las líneas rojas verticales en (a) y (b) separan los dos conjuntos de datos utilizados para el cálculo del parámetro α_F y el factor β (11-21 de marzo) y para la validación de la información del oleaje (22 de febrero – 10 de marzo). Series de tiempo de S_F y S_{2N} con una frecuencia específica de: (c) 0.21 Hz (línea negra sólida y asteriscos, respectivamente), (d) 0.07 Hz (línea negra discontinua y círculos, respectivamente). Hora local (GMT -6).

3.7 Análisis de los forzamientos físicos que influyen en el valor del parámetro α_F

El parámetro α_F se puede calcular como la razón entre S_F medidos por la boya y S_{2N} obtenidos de la estación CAN (ecuación 2.10). De acuerdo con Wyatt (2002) y Haus *et al.* (2010), al usar sólo la información de una estación de radar HF (CAN), se espera que α_F dependa principalmente de la dirección del oleaje (θ). Estos autores sugieren que si se usa información de una sola estación y no se considera la influencia de θ , los cálculos de H_s pueden ser erróneos. Por lo tanto, antes de calcular α_F se analizó la importancia de algunos forzamientos físicos en las mediciones de radares HF, entre ellos θ . Haus *et al.* (2010) sugieren la importancia de U_{10} y θ_{LW} en los cálculos del factor β usado para el cálculo de H_{RMS} (es necesario recordar que θ_{LW} es función de θ). Los

valores de β encontrados por Haus *et al.* (2010), sugieren que θ_{LW} tiene una importancia relativa mayor que U_{10} . Con el fin de utilizar los valores de β propuestos por Haus *et al.* (2010) para obtener H_{RMS} , se calculó la dirección promedio de la distribución de energía espectral del oleaje (θ_M). Siguiendo el método propuesto por Kuik *et al.* (1988) se calculó θ_M asociada con el swell ($\theta_{M_{SW}}$) y el oleaje local ($\theta_{M_{OL}}$) por medio de la información de los espectros direccionales del experimento INTOA correspondientes al período del 22 febrero al 2 de marzo.

Se presenta en la Figura 3.7(a) $\theta_{M_{SW}}$ y $\theta_{M_{OL}}$ y la dirección del viento (θ_W) medida por la boya ASIS (relativa al norte), en función del tiempo. Se observa que $\theta_{M_{SW}}$ es persistente hacia el norte ($\sim 0^\circ$) durante el período analizado. De otro lado $\theta_{M_{OL}}$ es cercana a θ_W , principalmente durante eventos con vientos mayores a 4 m s^{-1} (línea sólida; Figura 3.7(b)) asociados con eventos *Tehuano*s (cajas grises; Figura 3.7(a)-(c)). Durante los períodos de ocurrencia de estos eventos, las diferencias entre $\theta_{M_{OL}}$ y θ_W estuvieron entre -40° y 40° (líneas discontinuas; Figura 3.7(c)). De acuerdo con estos resultados, $\theta_{M_{OL}}$ es similar a θ_W . Por lo tanto, en este trabajo se supone que θ_W puede utilizarse como un proxy de $\theta_{M_{OL}}$, de manera particular durante condiciones de eventos *Tehuano*s.

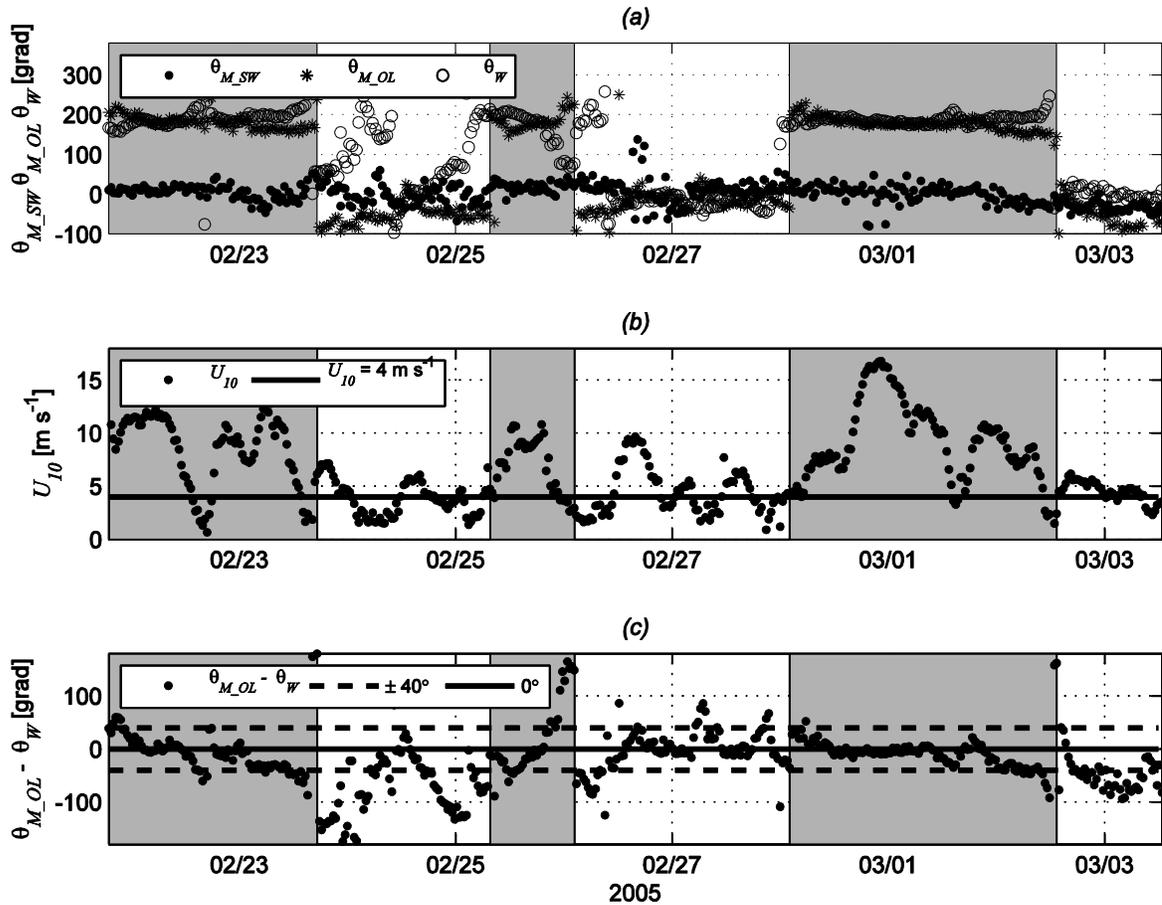


Figura 3.7. Series de tiempo: dirección promedio de la distribución de energía espectral del oleaje (a) θ_{M_SW} (puntos), θ_{M_OL} (asteriscos) y θ_W (círculos vacíos) en grados relativos al norte. (b) Valores de U_{10} . La línea sólida corresponde a valores de $U_{10} = 4\ m\ s^{-1}$ asociados con θ_{M_OL} hacia el sur (Tehuano). (c) Diferencias entre θ_{M_OL} y θ_W (puntos). Las líneas punteadas están asociadas con valores de $\pm 40^\circ$ y la línea sólida es la correspondiente a 0° . Las cajas grises en los tres paneles indican la ocurrencia de eventos Tehuanos. Hora local (GMT -6).

Utilizando información de la boya ASIS del período febrero 22 a marzo 21 se calcularon los valores de θ_{LW} utilizando θ_W y el ángulo respecto al norte definido por la ubicación de la estación CAN y la boya ASIS. Se calcularon los valores de H_{RMS} (ecuación 2.11) usando información de la estación CAN y valores de β en la ecuación (2.12) de acuerdo con Haus *et al.* (2010) en función de θ_{LW} y U_{10} . Las comparaciones de los valores de H_{RMS} calculados con información de la estación CAN y usando las mediciones de la boya ASIS (no se muestran aquí) presentaron una alta dispersión y errores estadísticos significativos. Haus *et al.* (2010) proponen varios mecanismos físicos que pueden explicar los errores en los cálculos de H_{RMS} y que pueden estar relacionados al comportamiento del oleaje local, la presencia de fuertes corrientes y el

cálculo del fetch. Es necesario notar que los valores de H_{RMS} incluyen una componente importante del swell que viaja de manera persistente hacia el norte ($\pm 10^\circ$; Figura 3.7(a)). Por lo tanto, $\theta_{M_{SW}}$ podría ser la responsable de los errores en los cálculos de H_{RMS} obtenidos usando el valor de β propuesto por Haus *et al.* (2010).

Teniendo en cuenta la alta dispersión encontrada entre H_{RMS} calculados con el valor de β propuesto por Haus *et al.* (2010) y calculados a partir de las mediciones de la boya ASIS, en este trabajo se decidió analizar por separado la importancia relativa de θ_{LW} y U_{10} . Este análisis se realizó de acuerdo con lo propuesto por Barrick (1977b) a partir del cálculo de la razón entre los valores de H_{RMS} obtenidos de las mediciones de la boya ASIS ($H_{RMS_{AS}}$) y los obtenidos a partir de información de la estación CAN usando la ecuación (2.10) ($H_{RMS_{RA}}$). Se calculó un intervalo de valores de θ_{LW} a partir de los valores de $\theta_{M_{SW}}$ que de acuerdo con la Figura 3.7(a) son $\pm 10^\circ$ respecto al norte. Con estas direcciones se obtuvieron valores de $\theta_{M_{SW}}$ en el intervalo $60 < \theta_{LW} < 80^\circ$ (caja gris; Figura 3.8(a)). En este trabajo suponemos que $\theta_{M_{SW}}$ y por consiguiente sus valores correspondientes de θ_{LW} fueron persistentes durante el período de mediciones del experimento INTOA.

En las Figura 3.8(a)-(b) son presentados los valores de $H_{RMS_{AS}}/H_{RMS_{RA}}$ como función de θ_{LW} y U_{10} para condiciones de vientos *Tehuano*s (puntos) y vientos del sur (círculos). En este caso los valores de θ_{LW} se calcularon a partir de θ_W y se relacionan con $\theta_{M_{OL}}$ de acuerdo con lo analizado anteriormente. En general, durante condiciones de vientos del sur, se observan valores altos y dispersos de $H_{RMS_{AS}}/H_{RMS_{RA}}$ comparados con los resultados de vientos *Tehuano*s. Se observan valores de θ_{LW} principalmente alrededor de dos intervalos de valores, 90° y 240° . Valores de θ_{LW} cercanos a 90° también se obtuvieron al utilizar $\theta_{M_{SW}}$. Se observó como $\theta_{M_{OL}}$ generado por los *Tehuano*s y $\theta_{M_{SW}}$ son aproximadamente perpendiculares al ángulo definido por la ubicación de la estación CAN y la boya ASIS. De acuerdo con Wyatt (2002) y Haus *et al.* (2010), esto puede conducir a grandes errores en el cálculo de los valores de H_S debido principalmente a una débil reflexión difusa. Sin embargo, el oleaje local generado por los *Tehuano*s presenta una gran dispersión angular (figura 5, Ocampo-Torres *et al.*, 2011) que de acuerdo a la Figura 3.7(c) puede propagarse a $\pm 40^\circ$ del eje

del viento principal. De acuerdo con Forget *et al.* (1981) la presencia de componentes del oleaje local en una dirección similar a k_T y opuestas al swell puede generar una adecuada señal de reflexión difusa. Además, de acuerdo con Crombie *et al.* (1978) es posible, con radares HF, la observación del oleaje con alta dispersión angular generado bajo condiciones de θ_W con componentes aproximadamente paralelas a la línea de costa donde está ubicada la estación de radar ($\theta_{LW} \sim 90^\circ$ en nuestro caso). Por lo tanto a pesar que $\theta_{LW} \sim 90^\circ$ al considerar las características de $\theta_{M_{SW}}$ y θ_W , en el GoTe se puede generar una señal de reflexión difusa debido a la alta dispersión angular del oleaje local generada por los *Tehuano*s y su interacción con el swell proveniente del sur.

El análisis de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} en función de U_{10} (Figura 3.8(b)), muestra que los vientos del sur son relativamente débiles ($U_{10} < 8 \text{ m s}^{-1}$) con valores de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} en el intervalo de 0.5 a 2. Sin embargo, los vientos *Tehuano*s son más fuertes (U_{10} hasta 18 m s^{-1}) y los valores correspondientes de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} están restringidos al intervalo de 0.4 a 1.0. De acuerdo con los resultados presentados en la Figura 3.8, los vientos *Tehuano*s están asociados a valores de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} en función de θ_{LW} principalmente alrededor de dos valores 90° y 240° , mientras que en función de U_{10} , se observan en un intervalo entre 4 y 18 m s^{-1} . Además, teniendo en cuenta que idealmente los valores de β deben estar cercanos a uno, estos resultados sugieren que en el caso del experimento INTOA, U_{10} puede permitir una mejor descripción de los valores de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} comparado con θ_{LW} . De acuerdo con lo anterior, el parámetro α_F se agrupó en función de U_{10} medidos por la boya ASIS. Además, teniendo en cuenta la presencia casi persistente del swell del sur durante el período de mediciones, α_F también se agrupó como función de valores de la razón entre la energía asociada al swell y la energía asociada con el oleaje local (E_{swell}/E_{sea}).

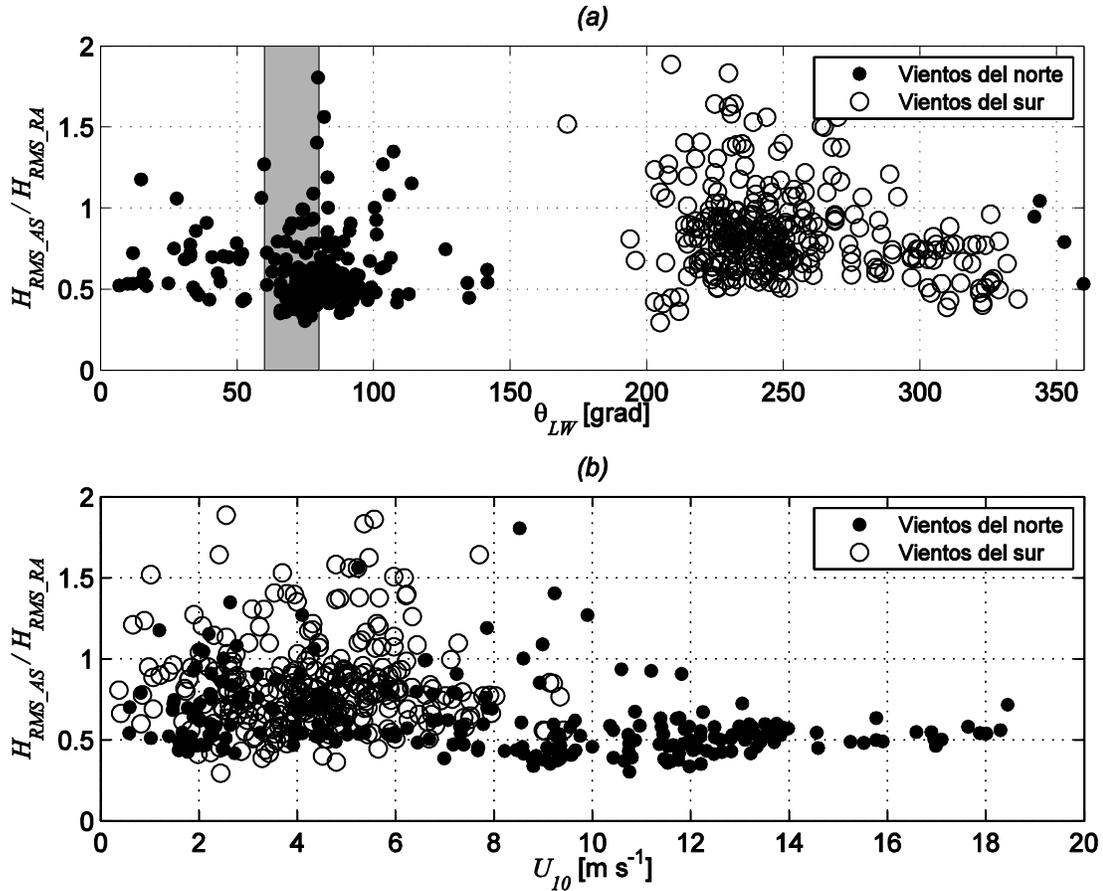


Figura 3.8. Valores de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} como una función de (a) θ_{LW} y (b) de U_{10} , donde H_{RMS_AS} y H_{RMS_RA} corresponden a valores de H_{RMS} obtenidos de las mediciones de la boya ASIS y calculados a partir de información de la estación CAN por medio de la ecuación (2.10). Los puntos negros están asociados con los vientos del norte (Tehuano) y los círculos vacíos a vientos del sur.

3.8 Cálculo del parámetro α_F utilizado para obtener S_F

Los valores de α_F se calcularon como la razón entre los S_F medidos por la boya ASIS y S_{2N} obtenidos de la estación CAN. Los valores de α_F fueron agrupados de acuerdo a valores de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} medidos y calculados con información de la boya ASIS. Los valores de α_F se reagruparon de acuerdo a clases de U_{10} de 4 m s^{-1} en el intervalo $4 < U_{10} < 20 \text{ m s}^{-1}$. Se calcularon los valores de E_{swell}/E_{sea} utilizando la frecuencia de separación propuesta por García-Nava *et al.* (2009; f_{GN}). A partir de los valores de E_{swell}/E_{sea} se reagrupó α_F de acuerdo a dos clases: $E_{swell}/E_{sea} \geq 1$ y $E_{swell}/E_{sea} < 1$. En la Figura 3.9 se presentan la mediana de α_F en cada clase de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} en función de la frecuencia. Se incluye α_F correspondientes a los resultados de Gurgel *et al.* (2006).

En las bajas frecuencias ($f < 0.1$ Hz), α_F parece independiente de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} , y es similar a α_F propuesta por Gurgel *et al.* (2006). En las seis clases de α_F , la forma del pico es suave y las frecuencias asociadas con este pico espectral son ~ 0.07 Hz. Los valores de energía de los picos asociados con las seis clases de α_F son aproximadamente iguales. De acuerdo con Shen *et al.* (2013) y Lipa y Barrick (1986), el aumento de la potencia de los picos del swell y del oleaje local en el dominio Doppler, se relaciona a un aumento en H_S . Valores de θ_{LW} desde 90° a 0° produce incrementos de la potencia de los picos del swell y del oleaje local y un ligero desplazamiento de los picos hacia valores más cercanos a ω_B . En los casos donde se incrementa el valor de la frecuencia asociada con el pico espectral del oleaje ocurre un desplazamiento hacia ω_B , de los picos del swell y el oleaje local en el dominio Doppler. De igual manera, de acuerdo con Barrick (1971b) y Wyatt (1990a), a medida que el valor de U_{10} incrementa la potencia de los picos del oleaje local en el dominio Doppler y se desplazan hacia ω_B . De acuerdo con García-Nava *et al.* (2009), en el experimento INTOA el intervalo de H_S asociada con el swell (H_{SWELL}) estuvo entre $0.5 < H_{SWELL} < 1$ y θ_M del swell fue $\pm 10^\circ$ alrededor de 0° (Figura 3.7(a)). Estos intervalos relativamente cortos sugieren que E_{SWELL} y su influencia en los valores de potencia del espectro Doppler es casi constante y por lo tanto son correctas las diferencias poco significativas en los niveles de energía que se observan entre las clases de α_F .

En general, las seis clases de α_F muestran un mínimo local en las frecuencias entre 0.15 Hz y 0.2 Hz. Los valores mínimos son más notorios cuando $U_{10} > 8$ m s⁻¹ y cuando $E_{swell}/E_{sea} < 1$. En los casos de $\alpha_F(U_{10})$ la frecuencia asociada con el mínimo local cambia de altas a bajas frecuencias al aumentar U_{10} . Los cambios en frecuencia de los valores mínimos locales pueden relacionarse, como se mencionó anteriormente, con el desplazamiento del pico del oleaje local en el dominio Doppler hacia ω_B a medida que U_{10} incrementa. Este cambio de la frecuencia, relacionado con los valores mínimos locales, sugiere una fuerte dependencia de α_F con respecto a U_{10} , especialmente en este intervalo.

En el dominio de las frecuencias mayores que 0.25 Hz, α_F se colapsa en un intervalo estrecho ($40 < \alpha_F < 60 \text{ m}^2 \text{ Hz}^{-1}$) en condiciones de viento *Tehuano* ($U_{10} > 8$; $E_{swell}/E_{sea} < 1$). En condiciones de viento débil ($U_{10} < 8$; $E_{swell}/E_{sea} \geq 1$) α_F tiende a un valor constante ($\alpha_F \sim 90 \text{ m}^2 \text{ Hz}^{-1}$). El comportamiento de α_F en estas altas frecuencias puede estar asociado a influencia de la función Φ (Barrick, 1977a). De acuerdo con estos resultados, α_F parece ser independiente de U_{10} y de E_{swell}/E_{sea} en frecuencias mayores que 0.25 Hz para condiciones de viento de moderado a fuerte.

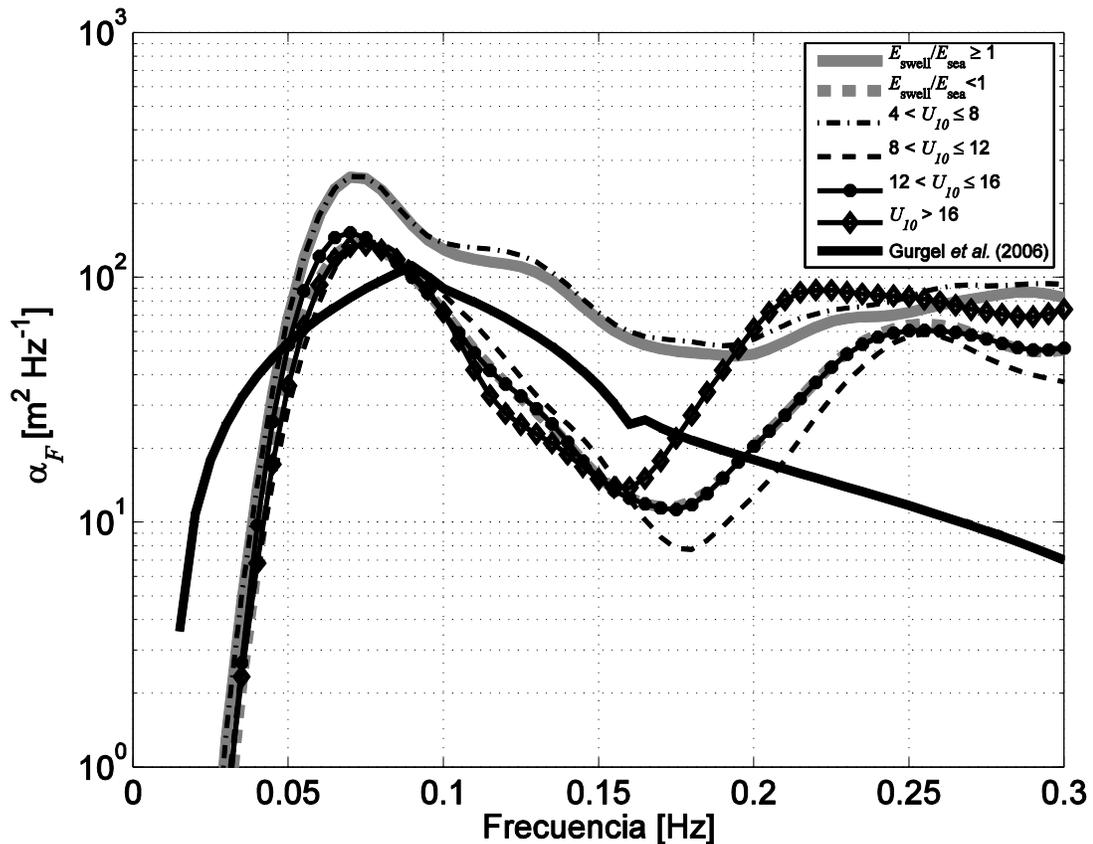


Figura 3.9. Valores de la mediana del parámetro α_F como una función de la frecuencia, obtenido en función de: clases de U_{10} de 4 m s^{-1} para un intervalo de 4 a 20 m s^{-1} y valores de la razón entre E_{SWELL} y E_{SEA} para dos clases $E_{swell}/E_{sea} \geq 1$, $E_{swell}/E_{sea} < 1$. Se muestra en una línea negra sólida el parámetro α_F propuesto por Gurgel et al. (2006). El período usado para calcular los valores de α_F (marzo 11 a 21), fue seleccionado con el fin de incluir varios eventos *Tehuano*.

Los mayores valores de α_F corresponden a $E_{swell}/E_{sea} \geq 1$ y U_{10} entre 4 y 8 m s^{-1} . En estos casos los valores de α_F son similares y coinciden con condiciones de viento débiles (no *Tehuano*) cuando el estado del mar es dominado por el swell. En condiciones de viento de moderados a fuertes, α_F parece ser similar

independientemente de los valores de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} . Se usó una prueba t-Student para comparar los valores medios de estas clases de α_F . Los resultados mostraron que en todos los casos se presenta una distribución normal con una media constante. Este resultado sugiere que α_F podría estar bien caracterizada al utilizar sólo una clase de U_{10} entre 8 y 20 m s⁻¹.

Para comparar nuestros valores de α_F y los propuestos por Gurgel *et al.* (2006) es importante tener en cuenta las características de los conjuntos de datos utilizados. Gurgel *et al.* (2006) obtuvieron α_F a partir de los espectros del oleaje observados en la campaña de medición EuroROSE (línea negra sólida; Figura 3.9). Durante EuroROSE U_{10} varió entre 0 y 22 m s⁻¹ (Essen *et al.*, 2003), siendo un intervalo similar a lo que se presentó en el experimento INTOA. En este experimento la identificación del período de duración de cada evento *Tehuano* es clara (vientos del norte con $U_{10} > 8$ m s⁻¹), mientras que la duración de los eventos con vientos de moderados a fuertes en EuroROSE no es tan clara. Respecto a los valores de H_S , el intervalo de valores del experimento EuroROSE es $0 < H_S < 12$ m (Essen *et al.*, 2003) y por lo tanto mayor que el intervalo del experimento INTOA que es $0 < H_S < 3$ m (Ocampo-Torres *et al.*, 2011). A partir de los espectros en frecuencia se encontró que el intervalo de frecuencias asociada al pico espectral del swell en EuroROSE fue $0.09 < f_{PSW} < 0.14$ (Wyatt *et al.*, 2003), mientras que en el experimento INTOA fue $0.05 < f_{PSW} < 0.11$ Hz (Ocampo-Torres *et al.*, 2011).

De acuerdo con lo anterior, las principales causas de las diferencias de α_F obtenidas en este trabajo con respecto a los valores de Gurgel *et al.* (2006) se deben a las características diferentes del oleaje en el experimento INTOA con respecto a EuroROSE. Otras causas posibles son: 1) la dirección promedio de la energía del oleaje y del viento en EuroROSE en la mayoría del período de medición fue en dirección del radar y por lo tanto $\theta_{LW} \sim 0^\circ$. Por el contrario en el experimento INTOA $\theta_{LW} \sim 90^\circ$; 2) Gurgel *et al.* (2006) calcularon α_F con información de dos estaciones de radar, mientras que en el experimento INTOA se utilizó información de una sola estación de radar HF (CAN). Por lo tanto no se puede realizar un comparación justa entre α_F obtenido en este trabajo y el propuesto por Gurgel *et al.* (2006).

3.9 Cálculo del factor β utilizado para obtener información de H_S .

El factor β de acuerdo con Barrick (1977b) se puede calcular a partir de la razón entre H_{RMS_AS} y H_{RMS_RA} usando la ecuación (2.10) en función de $k_T H_{RMS_RA}$. En la Figura 3.10 se presenta H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} en función de $k_T H_{RMS_RA}$, así como la media y la desviación estándar de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} correspondiente a clases de $k_T H_{RMS_RA}$ de 0.01. En la misma figura se incluye también los factores β calculados por Ramos *et al.* (2009; línea negra discontinua) y por Barrick (1977b; línea negra discontinua con puntos). De acuerdo con Barrick (1977b) el valor de β se debe calcular en el intervalo de $k_T H_{RMS_RA} > 0.15$. Siguiendo esta restricción y usando los valores medios de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} se calculó β como el valor promedio en el intervalo $0.15 < k_T H_{RMS_RA} < 0.35$. El valor de β calculado fue 0.541 comparable con el valor propuesto por Barrick (1977b; 0.785) y similar al valor de Ramos *et al.* (2009; 0.582). Por otro lado, los valores medios de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} en el intervalo $0 < k_T H_{RMS_RA} < 0.15$ sugieren un comportamiento interesante que podría ser analizado utilizando otro conjunto de datos.

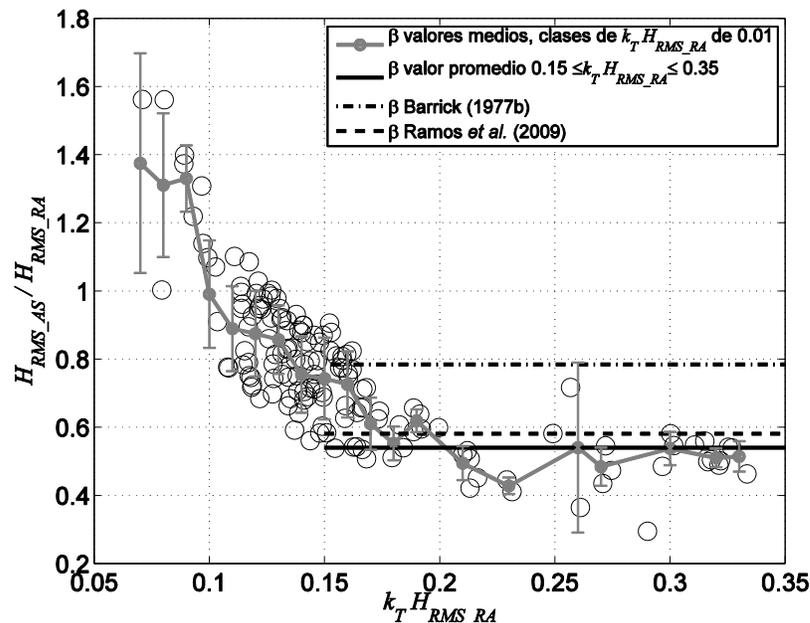


Figura 3.10. Cálculo del factor β a partir de valores de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} como función de $k_T H_{RMS_RA}$. En la gráfica se muestran: Los valores medios calculados a partir de clases de $k_T H_{RMS_RA}$ de 0.01 (línea gris) y sus desviaciones estándar asociadas (barras grises), valor de β calculado como el promedio de los valores medios de H_{RMS_AS}/H_{RMS_RA} en el intervalo $0.15 \leq k_T H_{RMS_RA} \leq 0.35$ (línea negra continua), y valores de β propuestos por Ramos *et al.* (2009) y Barrick (1977b) (líneas negras discontinua y discontinua con puntos, respectivamente).

3.10 S_F a partir del parámetro α_F

Los S_F se calcularon a partir de la ecuación (2.10) como: $S_F = \alpha_F S_{2N}$, en donde el α_F utilizado corresponde ya sea con las clases de U_{10} (Figura 3.11(b)) o con E_{swell}/E_{sea} (Figura 3.11(c)), de acuerdo con los resultados presentados en la Figura 3.9. Se observan que la distribución de la energía de los S_F en función del tiempo medidos por la boya ASIS (Figura 3.11(a)) está en buena concordancia con la energía espectral de los S_F calculados por medio de las seis clases de α_F en función de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} .

En las bajas frecuencias ($f < 0.1$ Hz), es claro que en los S_F medidos se resuelve de manera adecuada la dispersión del swell, que corresponde a un desplazamiento del pico espectral de bajas a altas frecuencias al aumentar el tiempo (Snodgrass *et al.*, 1966). Este comportamiento se puede observar claramente en la figura 4 de Ocampo-Torres *et al.* (2011), por el contrario los S_F calculados a partir de α_F mantienen en la mayoría de veces un valor similar de f_{PSW} . La posición relativamente constante de f_{PSW} en los S_F calculados está relacionada con los valores de α_F . Como se mencionó anteriormente, incrementos en f_{PSW} modifican la ω_D de los picos del swell en el dominio Doppler haciéndola más cercana a valores de ω_B (Shen *et al.*, 2013; Lipa y Barrick, 1986). De acuerdo con Ocampo-Torres *et al.* (2011) las f_{PSW} en el experimento INTOA se presentaron en un intervalo de $0.05 < f_{PSW} < 0.11$ Hz. De acuerdo con Shen *et al.* (2013) este mismo intervalo de f_{PSW} genera un desplazamiento de ω_D de los picos del swell de 0.563 a 0.603 Hz (0.04 Hz). En la Figura 3.9 se observa como en las seis clases de α_F el pico asociado al swell ocupa un intervalo entre 0.04 y 0.09 Hz (0.05 Hz), es decir un desplazamiento de ω_D debido al oleaje en un intervalo parecido al de Shen *et al.* (2013). Lo anterior sugiere que con el uso del parámetro α_F calculado en este trabajo difícilmente se puede reproducir la dispersión del swell en S_F calculados. En las altas frecuencias (> 0.15 Hz) y principalmente durante condiciones de eventos *Tehuano*s se observa una concordancia significativa en los espectros medidos y calculados, de manera particular S_F obtenidos usando α_F en función de U_{10} .

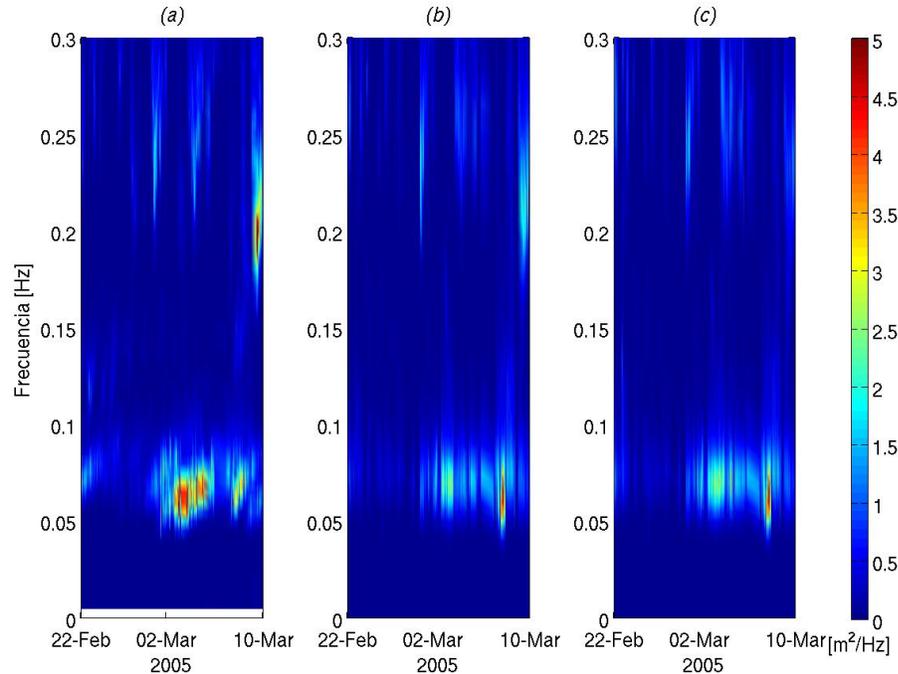


Figura 3.11. Espectros del oleaje en función de la frecuencia y del tiempo obtenidos por medio de: (a) Mediciones de la boya ASIS y usando el parámetro α_F en función de (b) U_{10} y (c) de E_{swell}/E_{sea} . La información usada para calcular estos espectros corresponde al período de febrero 22 a marzo 10. Hora local (GMT -6)

3.11 Altura significativa del oleaje

En la Figura 3.12 se presenta la comparación de los valores de H_S medidos por la boya ASIS y los calculados con información de radar HF durante el período de validación. Se incluyen los valores de RMSE, sesgo y R^2 y la regresión lineal correspondiente. Los valores de H_S calculados a partir de los espectros en frecuencia fueron calculados mediante:

$$H_S = 4 \left[\int S_F \right]^{1/2} \quad (3.5)$$

En las Figura 3.12(a)-(b) se presentan la comparación entre los valores de H_S (ecuación (3.5)) obtenidos con S_F medidos ($H_{S_{AS}}$) y calculados con el parámetro α_F ($H_{S_{U10}}$ y $H_{S_{E/E}}$). Se observa una concordancia significativa entre $H_{S_{AS}}$, $H_{S_{U10}}$ y $H_{S_{E/E}}$. Los errores estadísticos calculados en ambos casos son similares, sin embargo la comparación de $H_{S_{E/E}}$ presentan una mayor dispersión respecto a la regresión lineal de ajuste perfecto que $H_{S_{U10}}$.

A partir de la ecuación (2.12) se calculó H_S usando la información de la estación CAN y tres valores de β : el calculado en este trabajo (Figura 3.12(c); H_{S_FIG9}) y los propuestos por Ramos *et al.* (2009) (Figura 3.12(d); H_{S_RAM}) y Barrick (1977b) (Figura 3.12(e); H_{S_BAR}). Los errores estadísticos obtenidos al comparar H_{S_AS} , H_{S_FIG9} y H_{S_RAM} son similares entre sí y menores que H_{S_BAR} . La comparación entre los errores de H_S obtenidos al comparar las mediciones con las estimaciones a partir α_F y β puede no ser justa debido a las aproximaciones realizadas en ambos casos para obtener S_F y H_S , respectivamente. Sin embargo, teniendo en cuenta que la información primaria utilizada en ambas expresiones es S_{2N} y que los valores de α_F y β fueron debidamente calibrados, los valores de los errores sugieren que con el uso de α_F en función de U_{10} se obtienen los menores errores estadísticos correspondientes con H_S .

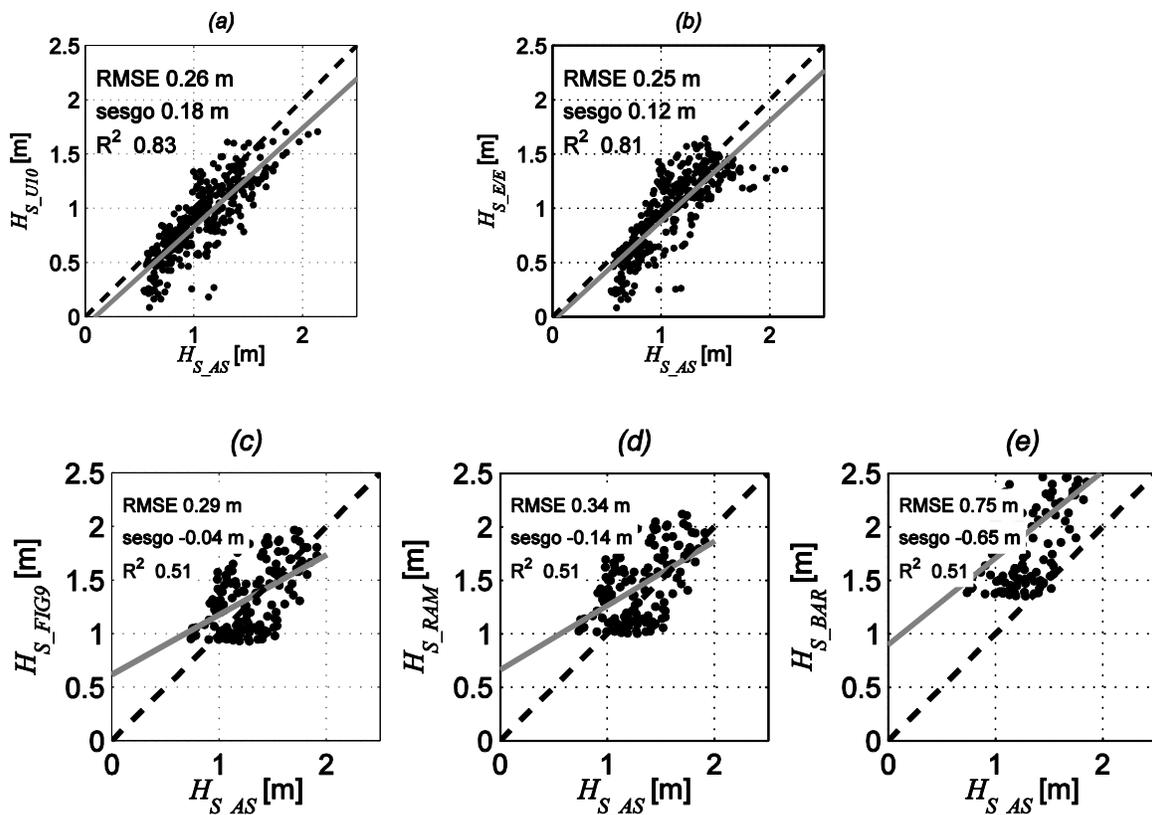


Figura 3.12. Resultados de la comparación entre H_S medida con la boya ASIS y estimada con la información de la estación CAN. Usando el modelo paramétrico y lineal y α_F en función de: (a) U_{10} ; (b) E_{swell}/E_{sea} . Utilizando la expresión propuesta por Barrick (1977b) y el factor β calculado: (c) en este trabajo; (d) por Ramos *et al.* (2009); (e) por Barrick (1977b). Cada gráfico de dispersión muestra además, una línea de ajuste perfecto (línea discontinua), una línea de regresión lineal a los datos (línea gris) y valores de errores estadísticos (RMSE, sesgo y R^2).

Los errores estadísticos asociados con los cálculos de H_S pueden estar relacionados a: 1) el uso de información de una sola estación de radar HF; 2) valores de $\theta_{LW} \sim 90^\circ$; 3) las aproximaciones realizadas en los pasos propuestos en la sección 3.4 con el fin de obtener S_{2N} ; 4) la dependencia del parámetro α_F de otras variables no consideradas en este trabajo. Gurgel *et al.* (2006) encontraron que los errores en la estimación de H_S están relacionados principalmente al uso de una sola estación. Wyatt (1989) analiza la importancia de θ_{LW} en los cálculos de H_S considerando dos casos: $\theta_{LW} = 90^\circ$ y $\theta_{LW} \neq 90^\circ$ y encontró que H_S pueden ser subestimada cuando $\theta_{LW} = 90^\circ$.

En uno de los pasos propuestos en la sección 3.4 se usa la función Φ (Barrick, 1977a) con el fin de obtener S_{2N} . Esta función es el resultado del promedio de los valores del coeficiente de acoplamiento teórico (Γ) como una función de θ_{LW} . Wyatt (1981) sugiere que existe un grado alto de variabilidad en los valores de Γ como función de θ_{LW} y que la función Φ es representada de manera limitada. Sin embargo, encontró que los errores obtenidos pueden ser aceptables cuando θ_{LW} es cercano a 90° (así como en el experimento INTOA). Wyatt (1981) también encontró que H_S puede ser subestimada al utilizar la función Φ en condiciones donde la dirección del swell es opuesta a la del oleaje local.

Wyatt (2002) y Haus *et al.* (2010) proponen que la omisión de la dirección del oleaje en la representación del parámetro α_F y del factor β cuando se usa una sola estación de radar HF, podría conducir a grandes errores en el cálculo de H_S . En este trabajo en particular, U_{10} parece mostrar una relevancia mayor que la dirección del oleaje, debido a que permite una descripción más adecuada de H_S . Sin embargo, la dirección del oleaje o algunos de los mecanismos físicos propuestos por Haus *et al.* (2010) podrían ser incluidos en futuros análisis con el fin de obtener una representación del parámetro α_F y del factor β .

En este estudio también fue utilizado el modelo de Wyatt (1990b) por medio del cual se puede obtener el S_D a partir de información de radares HF. Este modelo utiliza información de las dos estaciones de radar HF (CAN y STM), con las cuales se obtuvieron S_D , S_F y valores de H_S . En el Anexo D se presenta el análisis de la información del oleaje calculada con el modelo de Wyatt (1990b) respecto las

mediciones realizadas con la boya ASIS. En general los resultados sugieren que la información del oleaje obtenida con este modelo no es adecuada. La principal razón se atribuye a los valores altos de NBR de la estación STM (sección 3.3) que fueron posiblemente causados por un mal alineamiento entre los arreglos de las antenas transmisoras y receptoras.

3.12 Conclusiones

En el presente capítulo, se propuso el uso de un modelo paramétrico y lineal (ecuación (2.10)) y una expresión lineal (ecuación (2.12)) para estimar S_F y H_S , respectivamente, a partir del uso de información de radares HF. Además en la sección 3.4 se propusieron una serie de pasos que permiten, seleccionar los espectros Doppler con valores bajos del NBR, extraer adecuadamente los ecos de segundo orden de los espectros Doppler y realizar un mapeo lineal de las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje.

Los valores de potencia de NBR de la estación CAN presentaron una variación diurna relacionada con la radiación solar. Por medio de la caracterización diurna del NBR se propuso un umbral con el cual se seleccionaron los espectros Doppler con valores bajos del NBR. Con el análisis del mapeo lineal de las frecuencias Doppler del eco de segundo orden al dominio de las frecuencias del oleaje, se propuso que las frecuencias Doppler asociadas con la banda de frecuencia del oleaje local, se modifiquen por medio de expresiones lineales en función de U_{10} (Figura 3.5). Los errores estadísticos obtenidos al comparar H_{RMS} , calculados con las mediciones de la boya y la información de radares HF, utilizando los pasos propuestos en la sección 3.4 y las técnicas convencionalmente usadas, sugieren que la técnica de pre-procesamiento y control de calidad de datos propuesta en este trabajo es adecuada para obtener S_{2N} . Se recomienda utilizar la técnica propuesta en este trabajo para obtener la información de los ecos de segundo orden que es usada en los modelos que calculan la información espectral del oleaje (Wyatt, 1990b; Hisaki, 1996a; Hashimoto y Tokuda, 1999). Es de notar que los pasos sugeridos en la sección 3.4 son fácilmente programables. La comparación de los niveles de energía de S_{2N} y S_F mostró una concordancia significativa, lo que sugiere que el modelo paramétrico y lineal es adecuado para calcular información espectral del oleaje.

El análisis de algunas variables físicas medidas durante del experimento INTOA demostró que con el conjunto de datos de INTOA, U_{10} permite una caracterización adecuada del oleaje y por lo tanto se utilizó para representar α_F . A partir de la información de S_F y S_{2N} se agrupó el parámetro α_F como función de las variables U_{10} y E_{swell}/E_{sea} obtenidas de mediciones de la boya ASIS. Se encontró que α_F es independiente de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} en las frecuencias altas ($f > 0.25$ Hz) y bajas ($f < 0.1$ Hz), mientras que en las frecuencias intermedias se observó una clara dependencia con U_{10} . Las diferencias de los experimentos INTOA y EuroROSE tales como el número de estaciones de radar HF utilizadas y los valores de θ_{LW} , imponen limitaciones al tratar de comparar los α_F correspondientes. Se calculó el valor del factor de escalamiento β como la razón entre la H_{RMS} medida por una boya y la calculada con las mediciones de la estación CAN (Figura 3.10). Se obtuvo un valor β de 0.541 para el intervalo $0.15 \leq k_T$ $h^* \leq 0.35$ similar al propuesto por Ramos *et al.* (2009).

Los S_F calculados usando α_F en función de U_{10} y E_{swell}/E_{sea} presentaron una concordancia significativa con los medidos por la boya ASIS, sin embargo se observó una casi nula dispersión del swell. La pobre representación del swell, posiblemente se debe al promedio (mediana) realizado para el cálculo de los valores α_F . Se calcularon valores de H_S a partir de S_F medidos y calculados con α_F y usando β . Los errores mínimos en los cálculos de H_S se obtuvieron al utilizar el parámetro α_F en función de U_{10} . En este trabajo, no fue posible definir explícitamente las fuentes de los errores estadísticos en los cálculos de H_S . Sin embargo se identificaron algunas fuentes potenciales de error entre los que se incluyen: el uso de una sola estación de radar HF, valores de $\theta_{LW} \sim 90^\circ$, el uso de la función Φ y la omisión de la dependencia de la dirección del oleaje en el parámetro α_F .

Aunque el conjunto de datos obtenidos durante el experimento INTOA cubre un amplio rango de condiciones de oleaje y viento, se sugiere que α_F y β sea usado con conjunto de datos que tengan características similares al utilizado en este trabajo. Sin embargo los resultados sugieren que con el uso del modelo paramétrico y lineal (α_F) y la aproximación lineal (β) es posible obtener información adecuada del oleaje a partir de

información de radares HF. El uso del parámetro α_F como función de U_{10} puede ser usado en regiones donde se cuente con información de radares HF y U_{10} medida por una boya u obtenida de modelos globales de viento, que permitan seleccionar las clases de α_F a usar en el modelo paramétrico y lineal. Se recomienda en trabajos posteriores, realizar una validación del modelo paramétrico y lineal propuesto aquí, usando un conjunto de datos diferente. Además de la implementación teórica de T_1/T_2 (Hasselmann, 1971) en el modelo paramétrico y lineal.

Se utilizó el modelo de Wyatt (1990b) para obtener S_D a partir de los datos de radar HF. Las comparaciones entre S_F medidos y obtenidos con el modelo muestran diferencias significativas a pesar de la similitud en los valores de H_S . La principal razón de los errores obtenidos con el modelo está relacionada con el uso de los espectros Doppler medidos por la estación STM los cuales demostraron tener valores elevados del NBR debido a un mal alineamiento entre las estaciones transmisoras y receptoras. La información espectral del oleaje usando información de radares HF del experimento INTOA y obtenida con el modelo de Wyatt (1990b) debe ser usada con precaución. Sin embargo, los resultados obtenidos con el modelo lineal y paramétrico sugieren que la información del oleaje puede ser calculada por medio de mediciones de radares HF.

Capítulo 4. Crecimiento del oleaje limitado por el fetch

En este capítulo se utiliza información de sensores remotos con el fin de analizar el crecimiento del oleaje en el GoTe. Para determinar el crecimiento del oleaje se usaron S_F medidos por la boya ASIS, además de los obtenidos a partir de información de radares HF utilizando el modelo paramétrico y lineal del Capítulo 3. Además, se propone un método para determinar el crecimiento del oleaje utilizando información medida por altímetros combinada con información de oleaje y del viento obtenida de un modelo numérico y de una base de datos de re-análisis, respectivamente.

4.1 Antecedentes

En los análisis del crecimiento del oleaje es ideal que el viento cumpla con dos condiciones, que sea homogéneo y que su dirección respecto a la línea de costa sea ortogonal. Las mediciones *in situ* pocas veces cumplen con estos requisitos ya que los campos de viento normalmente no son homogéneos (Hwang *et al.*, 2011) y pocas veces la dirección del viento respecto a la geometría de la costa es perpendicular (Ardhuin *et al.*, 2007; Bottema y van Vledder, 2008). Algunos autores han realizado análisis del crecimiento del oleaje a partir de mediciones *in situ*: en el océano y en presencia de swell, usando información de boyas espaciadas de manera regular a lo largo de un eje perpendicular a la línea de costa (Hasselmann *et al.*, 1973); en un lago de forma ovalada usando información de boyas espaciadas de manera regular a lo largo de su eje mayor (Young y Verhagen, 1996); en dos lagos usando información de boyas y estaciones meteorológicas ubicadas alrededor de sus respectivos perímetros (Bottema y van Vledder, 2009). Las mediciones del oleaje y del viento en un sólo sitio (Kahma, 1981; Donelan *et al.*, 1985) han permitido analizar el crecimiento del oleaje en condiciones de fetch limitado por medio de la variación de U_{10} . En el GoTe se han llevado a cabo campañas de medición bajo condiciones de vientos fuertes y fetch limitado. Romero y Melville (2010) realizaron mediciones desde un avión utilizando dos instrumentos con tecnología laser, cubriendo un fetch de hasta 500 km con alta resolución espacial y durante un máximo de 2 h. Ocampo-Torres *et al.* (2011) durante el experimento INTOA, utilizaron una boya ASIS con mediciones simultáneas de viento y oleaje y un sistema de radares HF.

De acuerdo con lo anterior, en general los estudios de crecimiento del oleaje se han realizado con mediciones de boyas. Sin embargo, en los últimos años los radares HF han surgido como sistemas complementarios dentro del análisis de: mediciones *in situ* (Wyatt *et al.*, 2003; Robinson *et al.*, 2011), simulación numérica (Lewis *et al.*, 1998; Breivik y Saetra, 2001) y de información de mareas y del oleaje para la generación de energía renovable (Wyatt, 2007; Wyatt, 2012). La mayor ventaja de los radares HF es que permiten realizar mediciones con alta resolución espacio-temporal. También se han utilizado datos de sensores remotos, como los altímetros, para estudiar el crecimiento del oleaje limitado por el fetch (Ebuchi *et al.*, 1992; Ebuchi, 1999). Los altímetros cubren áreas de medición mayores que los radares HF, sin embargo su frecuencia de medición en una misma área es aproximadamente cada 10 días. Las mediciones de los altímetros se pueden combinar con información de modelos numéricos y otras bases de datos, con el fin de obtener valores que permitan el estudio del crecimiento del oleaje. En este trabajo se utilizó la información medida por altímetros, obtenida con el modelo numérico WAVE WATCH-III y de la base de datos de re-análisis CFSR, proporcionada por The Institut Français de Recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER, Francia).

El cálculo de los valores asociados al crecimiento del oleaje permite realizar análisis de la influencia de diferentes procesos físicos en dicho crecimiento. Ardhuin *et al.* (2007) estudian la influencia del swell y de la geometría del fetch en el crecimiento del oleaje usando datos *in situ* y simulaciones numéricas. Usando información de un modelo numérico, Tuomi *et al.* (2012) estudiaron los efectos de la resolución de la geometría de la costa, de la malla numérica del modelo y del campo de vientos en el crecimiento del oleaje. En el caso del swell algunos autores han propuesto que su influencia en el crecimiento del oleaje es poco significativa (Ardhuin *et al.*, 2007; García-Nava *et al.*, 2012), sin embargo otros estudios sugieren que el swell puede modificar el crecimiento del oleaje (Mitsuyasu 1966; Donelan 1987).

4.2 Expresiones para el crecimiento del oleaje

El crecimiento del oleaje se analiza comúnmente utilizando curvas empíricas que son el resultado del análisis de estudios con múltiples conjuntos de datos y mediciones

in situ (Kahma y Calkoen, 1992; Hwang *et al.*, 2011). Estas curvas han sido obtenidas bajo diferentes condiciones de estabilidad atmosférica y siguiendo la teoría de similaridad de Kitaigorodskii (1962). Esta teoría permite analizar la evolución de la energía adimensional (E_{SEA}) y la frecuencia adimensional asociada con el pico espectral (F_{SEA}) del oleaje local, como función del fetch adimensional (X), asociados al crecimiento del oleaje, de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$E_{SEA} = \frac{g^2 E_{SEA}}{U_{10}^4}, \quad (4.1)$$

$$F_{SEA} = \frac{F_{SEA} U_{10}}{g}, \quad (4.2)$$

$$X = \frac{g X}{U_{10}^2}, \quad (4.3)$$

donde F_{SEA} es la frecuencia asociada al pico espectral del oleaje local, X es el fetch. Kahma y Calkoen (1992) definen $E_{SEA}=A X^a$ y $F_{SEA}=B X^b$ para el crecimiento de la energía del oleaje local bajo condiciones atmosféricas estables, donde $A=9.25 \times 10^{-7}$, $a=0.766$, $B=11.99$ y $b=-0.242$. Para estas mismas condiciones y para el caso específico del experimento INTOA, Hwang *et al.* (2011) obtiene los siguientes valores: $A=e^{-17.6158} X^{0.0647 \ln X}$, $a=1.7645 - 2[0.0647] \ln X$, $B=e^{3.0377} X^{-0.0110 \ln X}$ y $b=-0.3990 + 2[0.0110] \ln X$.

Las curvas de crecimiento propuestas por Kahma y Calkoen (1992) se consideran como referentes para determinar el crecimiento del oleaje. Estas curvas empíricas son fundamentales en los modelos numéricos de oleaje ya que se utilizan para validar el crecimiento del oleaje bajo condiciones limitadas por el fetch (Bottema y van Vledder, 2009). En particular durante el experimento INTOA, Romero y Melville (2010) encontraron una buena concordancia con el trabajo de Kahma y Calkoen (1992) para olas generadas bajo condiciones atmosféricas estables.

Los valores de E_{SEA} pueden ser estimados a partir del espectro direccional del oleaje (S_D) que es función de la frecuencia (f) y dirección (θ), calculando el área del espectro que sólo está influenciada por el viento (Hanson y Phillips, 2001; Churchill *et*

al., 2006; Tracy *et al.*, 2007; Portilla *et al.*, 2009). A este procedimiento se le llama partición de S_D y es necesario realizarlo en espectros donde existe información simultánea del swell y del oleaje local. En el caso del GoTe durante eventos *Tehuano*s, la información del oleaje local respecto al swell presentan valores de f y θ claramente diferenciables y cuando se dispuso de información de S_D se utilizó el método de Hanson y Phillips (2001) y Portilla *et al.* (2009) para calcular el valor de E_{SEA} . A partir de S_D y S_F , la energía total del espectro (E_{TOT}), también llamado primer momento espectral, es:

$$E_{TOT} = \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} S_D(f, \theta) df d\theta = \int_0^{\infty} S_F(f) df \quad (4.4)$$

A partir de S_F , Wang y Hwang (2001) y Hwang *et al.* (2012) proponen la definición de una frecuencia de separación (f_s) de tal manera que:

$$E_{TOT} = \int_0^{f_s} S_F(f) df + \int_{f_s}^{\infty} S_F(f) df = E_{SWELL} + E_{SEA}. \quad (4.5)$$

Hwang *et al.* (2012) calculan el valor de f_s a partir de una generalización del método de la pendiente de la ola (Wang y Gilhousen, 1998; Gilhousen y Hervey, 2001) usado operacionalmente por las boyas de la NDBC. La idea básica de este método es que la pendiente de la ola puede caracterizarse como el producto (razón) entre H_S y el número de onda (longitud de onda). A partir de la definición de H_S y de la longitud de onda en función de los momentos del espectro, es posible calcular la pendiente de la ola en función de f (ecuación (1), Hwang *et al.* (2012)). Un análisis del factor de forma de la función pendiente de la ola utilizando pendientes espectrales asociadas con la caída del espectro en altas frecuencias, entre -3 y -6, mostró que la pendiente espectral para el rango de equilibrio es -4. De acuerdo con esto, Hwang *et al.* (2012) modifican la función de la pendiente de la ola reemplazando S_F por la razón entre S_F y f y calculan f_s como la frecuencia asociada con el valor máximo de la función de integración espectral I_1 definida como:

$$I_1(f) = \frac{m_1(f)}{\sqrt{m_{-1}(f)}}, \quad (4.6)$$

donde m_1 y m_{-1} son momentos espectrales definidos como

$$m_i = \int S_F(f)^* f^i df, \quad (4.7)$$

donde $i=1, -1$ y $S_F^* = S_F / f$. En los S_F medidos por la boya ASIS y los obtenidos con los radares HF se calculó f_s (asteriscos negros en las Figura 4.1(a)-(b)) de acuerdo con Hwang *et al.* (2012). Con los S_F medidos y calculados y los valores de f_s , se obtuvieron los valores de E_{SEA} , E_{SWELL} y E_{TOT} para el análisis del crecimiento del oleaje. Por medio de estos valores, se calcularon la altura significativa del oleaje total (H_S), del oleaje local (H_{SEA}) y del swell (H_{SWELL}) de acuerdo a:

$$H_S = 4\sqrt{E_{TOT}}; \quad H_{SEA} = 4\sqrt{E_{SEA}}; \quad H_{SWELL} = 4\sqrt{E_{SWELL}}, \quad (4.8)$$

suponiendo que el oleaje tiene una distribución tipo Rayleigh y la superficie libre una distribución gaussiana. En este capítulo, además se propone un método para obtener E_{SEA} y E_{SWELL} a partir de las mediciones de altímetros ($H_{S,AL}$ y $U_{10,AL}$). Se utilizan resultados del modelo numérico del oleaje WAVE WATCH-III y de la base de datos de re-análisis CFSSR, coincidentes en tiempo y espacio con las mediciones de los altímetros. De la base de datos de CFSSR se utilizó U_{10} ($U_{10,CF}$) y la dirección del viento ($\theta_{W,CF}$). Con el modelo WAVE WATCH-III obtenemos H_S ($H_{S,WWMR}$) y wsf (wsf_{WWMR}) calculados por el modelo a partir de S_D . Los valores de wsf entre 0.5 y 1 están asociados con los valores altos de E_{SEA} y wsf entre 0 y 0.5 está asociado con los valores altos de E_{SWELL} . La definición de wsf en el modelo WAVE WATCH-III (Tracy *et al.*, 2007) es:

$$wsf = \frac{E_{Up>v}}{E_{TOT}} = \frac{E_{SEA}}{E_{TOT}}, \quad (4.9)$$

donde $E_{Up>v}$ corresponde a la energía en el espectro direccional dentro del dominio f y θ que es forzado por el viento (E_{SEA}). Para ello se define una velocidad Up que debe ser

mayor que la velocidad de fase de las olas consideradas (v). La velocidad U_p está definida como:

$$U_p = C_{multi} U_{10} \cos(\theta_w - \theta), \quad (4.10)$$

donde C_{multi} es una variable que tiene valores entre 1.4 y 1.7 y es función de la edad de ola (Tracy *et al.*, 2007). Utilizando las expresiones (4.8) y (4.9) se pueden definir los valores de H_{SEA} y H_{SWELL} de la siguiente manera:

$$H_{SEA} = H_{S_AL} \sqrt{wsf_{WWMR}} \quad (4.11)$$

$$H_{SWELL} = H_{SEA} \sqrt{\left(\frac{1}{wsf_{WWMR}} - 1\right)} \quad (4.12)$$

Utilizando las expresiones (4.11) y (4.12) se obtiene E_{SEA} y E_{SWELL} de la siguiente manera:

$$E_{SEA} = \left(\frac{H_{SEA}}{4}\right)^2 ; E_{SWELL} = \left(\frac{H_{SWELL}}{4}\right)^2 \quad (4.13)$$

Los valores de F_{SEA} fueron calculados únicamente con la información del oleaje obtenida a partir de radares HF a partir de la ecuación (4.5) donde S_F se dividió en dos bandas de frecuencia asociadas con el swell y el oleaje local por medio de f_S . Con información de S_F asociado con el oleaje local (segunda integral), se calculó en esta banda de frecuencias el valor de F_{SEA} como la frecuencia asociada con el valor máximo de energía.

Los valores del X pueden ser calculados trazando una recta entre el punto de estudio en el océano y el punto más cercano a la línea de costa de acuerdo a la dirección del viento siguiendo el concepto de slanting-fetch. De igual manera el cálculo de X se puede realizar siguiendo la ley de similitud de Kitaigorodskii (Wilson, 1955; Reid y Bretschneider, 1953; Bretschneider, 1973; Hasselmann *et al.*, 1973) o mediante las aproximaciones usadas en huracanes (Young, 1988; Young, 1999). En la sección 4.4 se calculó X de acuerdo a la dirección del viento en el punto de interés respecto a la

línea de costa y en la sección 4.3 las demás variables relevantes en el análisis del crecimiento del oleaje. Los resultados se compararon con las curvas empíricas propuestas por Kahma y Calkoen (1982) y Hwang *et al.* (2011) para condiciones atmosféricas estables.

4.3 E_{SEA} , E_{TOT} , E_{SWELL} , y F_{SEA} a partir de S_F obtenidos con el modelo paramétrico y lineal (radares HF)

Los valores E_{SEA} , E_{TOT} , E_{SWELL} y F_{SEA} que se utilizaron en esta sección, fueron calculados a partir de S_F obtenidos por medio de información medida por la boya ASIS y por radares HF. Se utiliza el período de mediciones correspondiente de 22 de febrero a 10 de marzo de 2005. Se usan los espectros Doppler de los 25 nodos de la malla regular más cercanos a la posición de la boya ASIS, lo cual corresponde a una región de $\sim 400 \text{ km}^2$. Debido a que sólo se tiene información de dirección y magnitud del viento en el nodo de la boya ASIS, se supone que las condiciones del viento en los 25 nodos eran los mismos que los medidos por la boya. Los valores de E_{SEA} , F_{SEA} y X se calcularon siguiendo los métodos de la sección 4.2. Se calcularon los valores de E_{SEA} , F_{SEA} y X de acuerdo con las ecuaciones (4.1), (4.2) y (4.3) utilizando los valores de U_{10} medidos por la boya ASIS, y siguiendo la suposición de homogeneidad del viento en los 25 nodos.

Inicialmente el análisis del crecimiento del oleaje se realizó utilizando información de S_F medidos por la boya ASIS y obtenidos a partir de las mediciones de los radares HF en el nodo de la boya ASIS (Figura 4.1(a) y (b), respectivamente). Del período de estudio mencionado se seleccionaron únicamente los espectros correspondientes a eventos con: $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ y $\theta_W = 180^\circ \pm 10^\circ$ (convención náutica, 0° hacia el norte, 90° hacia el este) que en el caso del GoTe, son direcciones aproximadamente perpendiculares a la línea de costa.

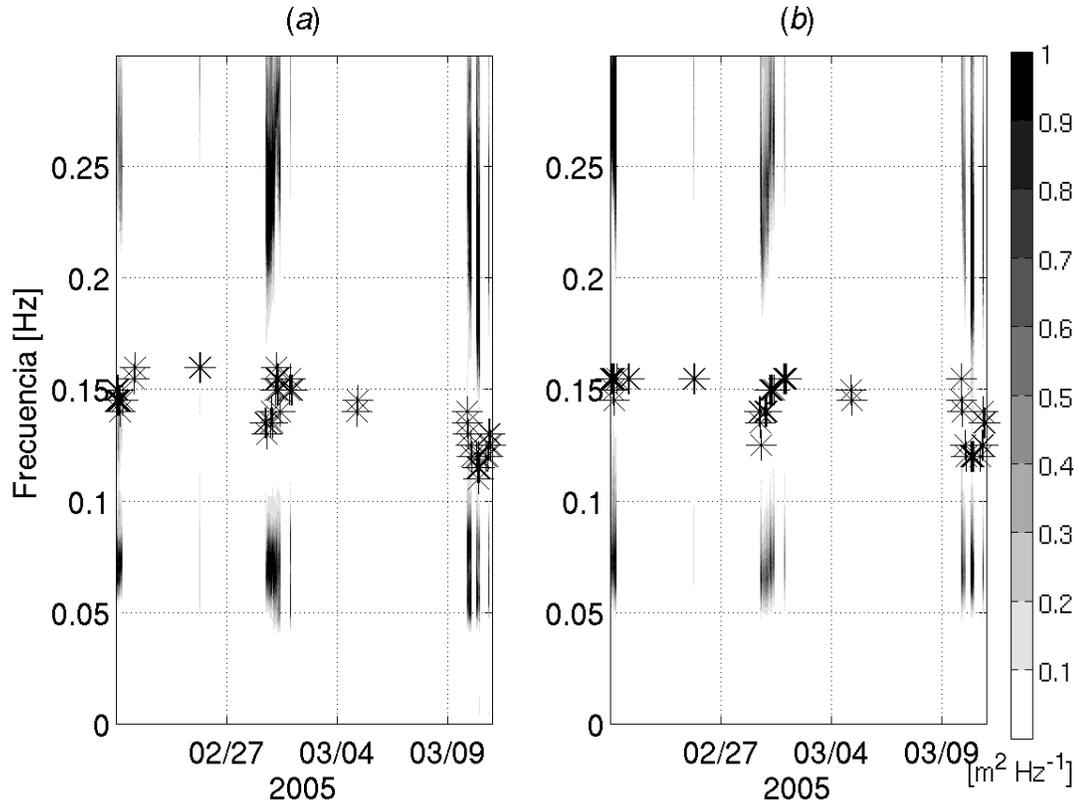


Figura 4.1. Espectros del oleaje de función de la frecuencia y el tiempo del período 22 de febrero al 10 de marzo y seleccionados de acuerdo con valores de $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ y $\theta_w = 180^\circ \pm 10^\circ$. (a) S_F medidos por la boya ASIS. (b) S_F obtenidos por medio de información de radares HF. Los asteriscos indican f_s calculados de acuerdo con Hwang *et al.* (2012).

Se realizaron comparaciones de los valores de H_S , H_{SEA} y H_{SWELL} correspondientes a los espectros medidos con la boya ASIS (H_{S_AS} , H_{SEA_AS} y H_{SWELL_AS}) y los calculados usando información de radares HF (H_{S_RA} , H_{SEA_RA} y H_{SWELL_RA}). En la Figura 4.2 se muestran las comparaciones de los valores de altura significativa antes mencionados, además de los errores estadísticos RMSE, sesgo y R^2 . Se observa una subestimación de H_{S_AS} con un valor de RMSE de 0.39 m y el sesgo positivo de 0.19. Los valores de H_{SEA_RA} muestran este mismo comportamiento, con un RMSE de 0.36 m y un sesgo positivo de 0.1 m. En comparación con los resultados de H_S y H_{SEA} , existe una mejor concordancia entre H_{SWELL_RA} y H_{SWELL_AS} (RMSE=0.24 m; sesgo=0.15 m).

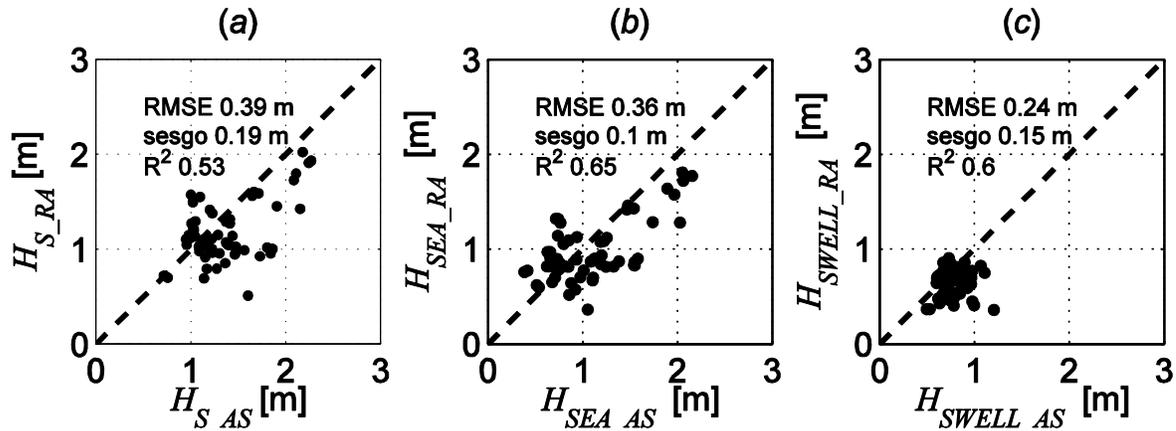


Figura 4.2. Gráficos de dispersión donde se comparan los valores obtenidos de las mediciones de la boya ASIS y los obtenidos a partir de información de los radares HF en el nodo donde estuvo anclada la boya. (a) H_S , (b) H_{SEA} y (c) H_{SWELL} .

Con relación a la subestimación de los valores de H_S y H_{SEA} las posibles fuentes potenciales de error se mencionaron en la sección 3.11. Respecto al H_{SWELL} , las alturas aquí calculadas entre 0.5 y 1 m están en concordancia con los valores reportados por García-Nava *et al.* (2009).

4.4 E_{SEA} y F_{SEA} a partir de S_F obtenidos con el modelo paramétrico y lineal (radares HF)

En la Figura 4.3 se comparan E_{SEA} y F_{SEA} como función de X en el nodo de la boya ASIS calculado a partir de los valores obtenidos con las mediciones de la boya y el radar HF. Se observa como los valores de E_{SEA} y F_{SEA} se encuentran alrededor de las curvas empíricas propuestas por Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) a pesar que los círculos (boya ASIS) no corresponden exactamente con los asteriscos (radar HF). La dispersión mostrada por los puntos respecto a las curvas empíricas y las posibles fuentes de error en el cálculo de E_{SEA} , F_{SEA} y X se discuten más adelante.

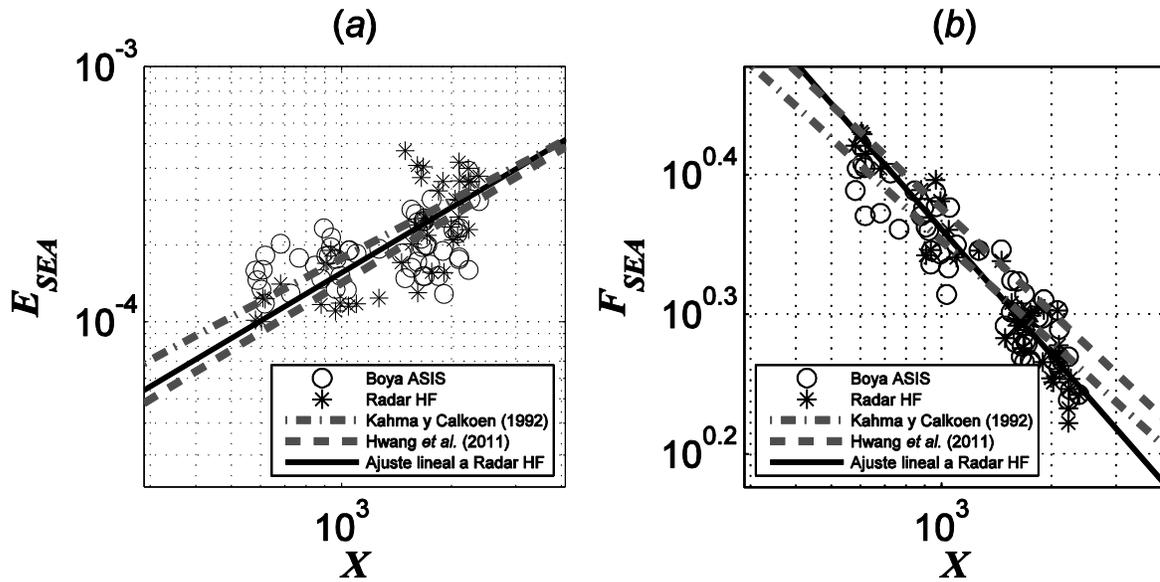


Figura 4.3. Valores asociados con el crecimiento del oleaje. (a) E_{SEA} y (b) F_{SEA} como función de X en el nodo de la boya ASIS a partir de las mediciones de la boya (círculos vacíos) y obtenidos de mediciones de radar HF (asteriscos). En ambas gráficas se muestran las curvas empíricas propuestas por Kahma y Calkoen (1992; línea gris segmentada con puntos) y Hwang *et al.* (2011; línea gris segmentada). Además se muestra una línea de ajuste lineal correspondiente a los valores obtenidos con radares HF.

Los valores de E_{SEA} y F_{SEA} en función de X correspondientes a 25 nodos alrededor de la boya ASIS ($\sim 400 \text{ km}^2$), se muestran en las Figura 4.4(a)-(c) y Figura 4.4(b)-(d), respectivamente. Se incluyen los valores medios y las desviaciones estándar de E_{SEA} y F_{SEA} en clases de X en escala de 10^2 (líneas y barras rojas, Figura 4.4). Los valores de E_{SEA} y F_{SEA} y las líneas que indican el promedio con sus barras son los mismos en las Figura 4.4(a)-(c) y en las Figura 4.4(b)-(d), sin embargo los puntos en escala de colores, corresponden a valores discretos de H_{SWELL} (Figura 4.4(a)-(b)) y wsf (Figura 4.4(c)-(d)). Estos valores se utilizaron para estudiar la posible influencia del swell en el crecimiento del oleaje. Se usaron clases de H_{SWELL} en escala de 0.15 m entre 0.5 y 1.1 m y clases de wsf en escala de 0.1 entre 0.35 y 0.85. Este estudio cubre un intervalo de condiciones de X tal que $350 < X < 2500$, que coincide con la mayoría de los trabajos estudiados. Los valores medios calculados presentaron valores cercanos a las curvas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011), especialmente en el caso de F_{SEA} .

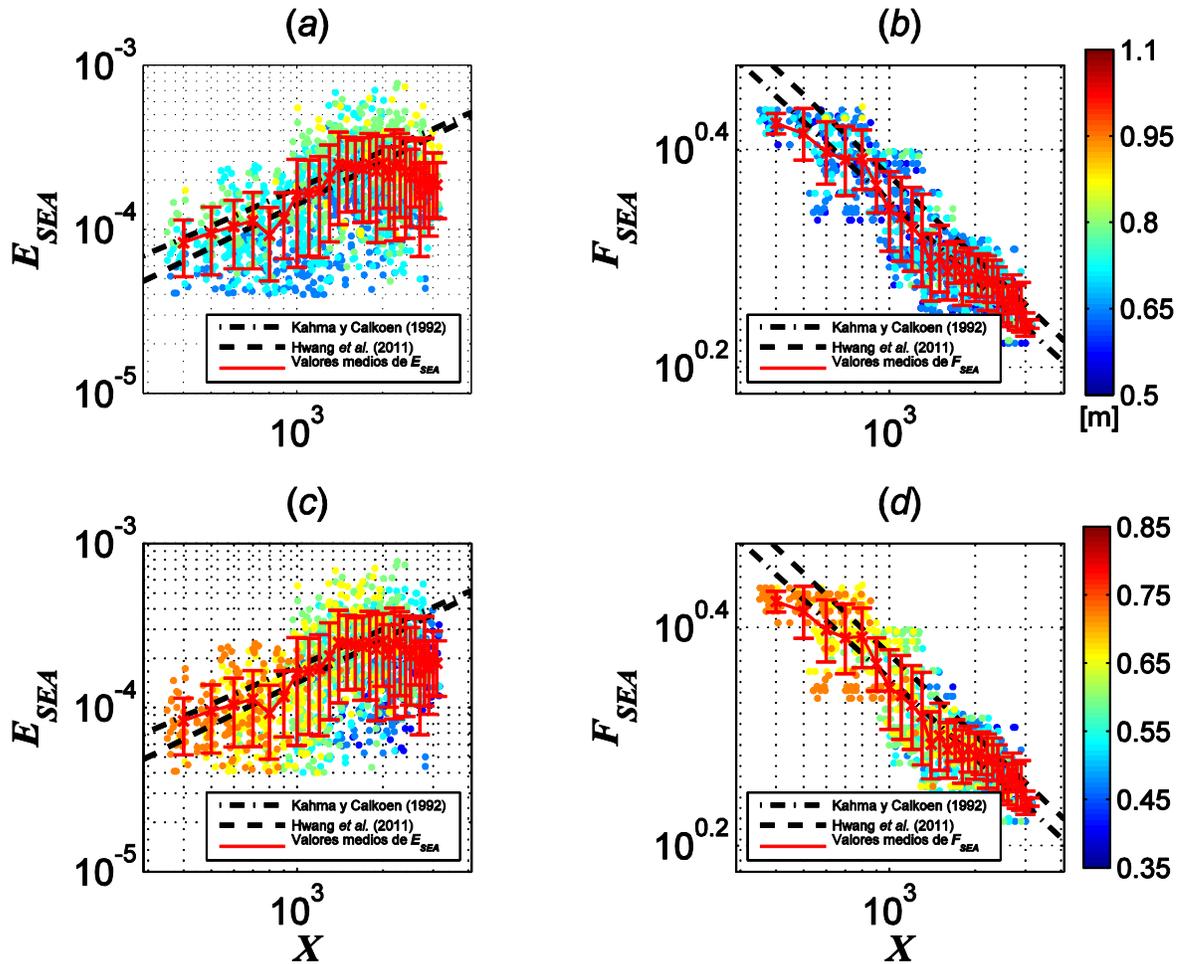


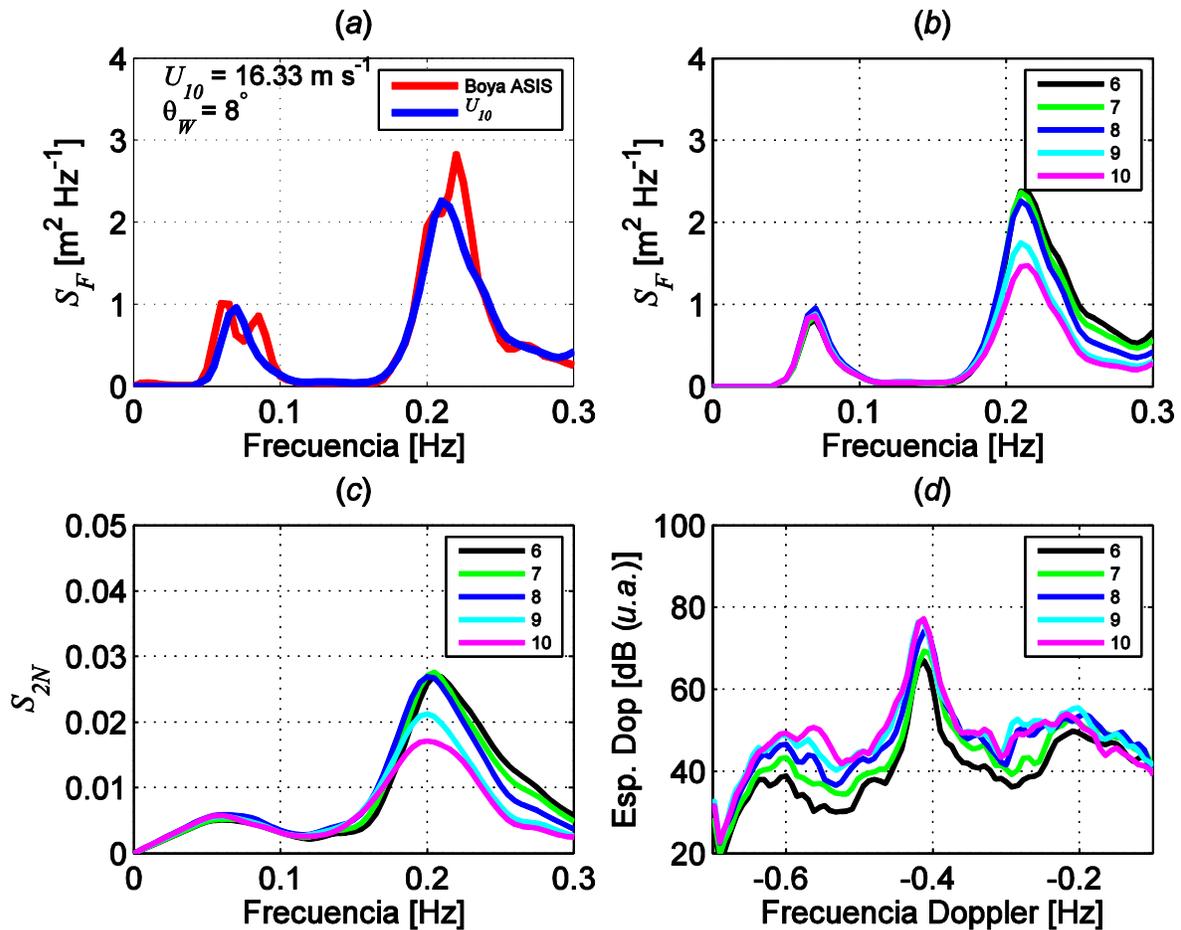
Figura 4.4. Valores asociados con el crecimiento del oleaje. (a) y (c) E_{SEA} y (b) y (d) F_{SEA} como función de X en los 25 nodos alrededor de la boya ASIS. Se muestran las curvas empíricas del crecimiento del oleaje de Kahma y Calkoen (1992; línea negra segmentada con puntos) y Hwang *et al.* (2011; línea negra segmentada). Las líneas y barras rojas corresponden a los valores medios y desviaciones estándar de clases de X en escalas de 10^2 . Los colores de los valores de crecimiento corresponden a: (a) y (b) clases de H_{SWELL} en escala de 0.15 m; (c) y (d) clases de w_{sf} en escala de 0.1.

Los resultados de E_{SEA} y F_{SEA} en función de X en la Figura 4.3 y Figura 4.3, muestran valores dispersos respecto a las curvas empíricas. La ubicación de estos valores, respecto a las curvas empíricas, podría asociarse con las fuentes potenciales de error mencionadas en la sección 3.11. Sin embargo, se observa una menor dispersión entre los valores de F_{SEA} obtenidos a partir de los datos de radar HF y las curvas empíricas.

Con el fin de determinar la influencia del método utilizado en el Capítulo 3 para obtener S_F en la dispersión de E_{SEA} y F_{SEA} alrededor de las curvas empíricas, se

analizaron los espectros Doppler medidos por los radares HF y los espectros S_{2N} y S_F obtenidos con información de radar HF. Se comparan los espectros correspondientes al nodo de la boya ASIS y a cinco nodos de la malla regular ubicados a lo largo de $-95^\circ W$ donde estuvo ubicada la boya ASIS. Dos nodos (6, 7) ubicados al norte y dos al sur (9, 10) del nodo (8) de la boya ASIS.

(A)



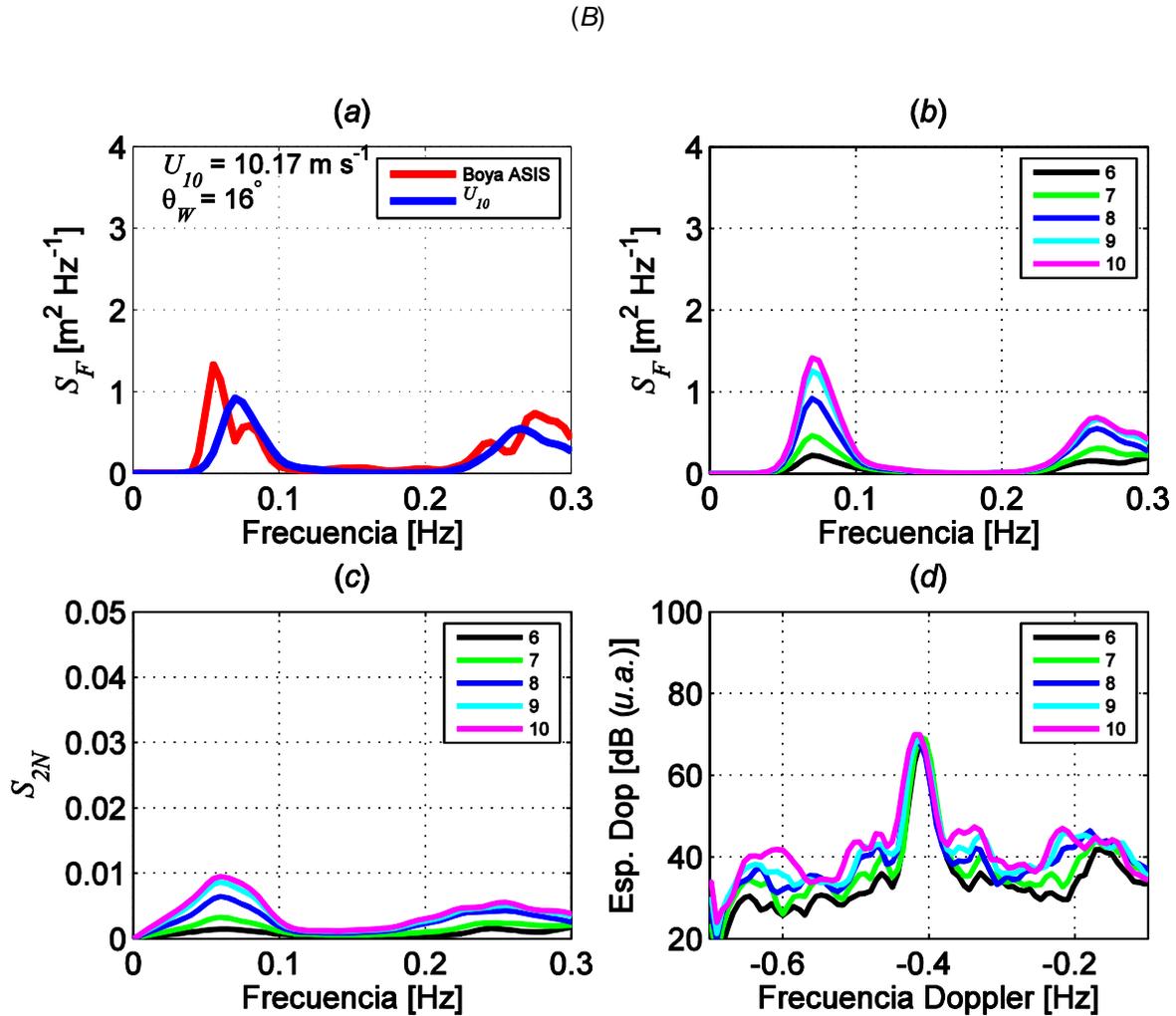


Figura 4.5. Comparación de espectros medidos y obtenidos con información de la boya ASIS y radares HF. (a) S_F medidos por la boya ASIS (línea roja) y calculados mediante información de radares HF utilizando α_F como función de U_{10} (línea azul). Además, se muestra los valores de U_{10} y θ_W medida por la boya ASIS. En los paneles (b), (c) y (d) las líneas en colores corresponden a información obtenida en diferentes nodos a lo largo de -95°W : nodo 6, línea negra ($\sim 18\text{ km}$ de la costa); nodo 7, línea verde ($\sim 21 \text{ km}$); nodo 8 (boya ASIS), línea azul ($\sim 24 \text{ km}$); nodo 9, línea cyan ($\sim 27 \text{ km}$) y nodo 10, línea magenta ($\sim 30 \text{ km}$). (b) S_F calculados con el parámetro α_F en función de U_{10} . (c) S_{2N} . (d) Espectro Doppler en las bandas de frecuencias asociadas con el pico más energético. El panel (B) es típico de casos de S_F cuando E_{SEA} aumenta desde la costa hacia el océano. El panel (A) es típico de casos de S_F cuando E_{SEA} disminuye desde la costa hacia el océano.

En la Figura 4.5, las comparaciones en el nodo de la boya ASIS, presentan una concordancia significativa entre S_F medidos por la boya ASIS y los obtenidos con información de radares HF (paneles (a)). Sin embargo las comparaciones de S_F y S_{2N} obtenidos con los radares HF en función de la latitud (paneles (b)), desde un nodo cercano a la línea de costa (nodo 6) hasta un nodo alejado (nodo 10), muestran dos comportamientos, valores de E_{SEA} que aumentan y otros que disminuyen desde la costa

hacia mar adentro. En el panel (A) se observan los valores de E_{SEA} que disminuyen desde la costa hacia el mar. En el panel (B), por el contrario, se observan los valores de E_{SEA} que aumentan desde la costa hacia el mar (caso eventos *Tehuano*s).

En general se observa un aumento de la potencia de los espectros Doppler desde la costa hacia mar adentro. Este comportamiento, según Shen *et al.* (2013) y Lipa y Barrick (1986) y de acuerdo con lo discutido en la sección 3.8, es razonable debido al aumento de H_{SEA} desde la costa hacia el mar debido a los eventos *Tehuano*s. Se observan en los espectros Doppler donde E_{SEA} aumenta desde la costa hacia el mar, valores similares de la potencia asociada con el pico de primer orden. Sin embargo, en los espectros Doppler donde E_{SEA} disminuye desde la costa hacia el mar, se observan diferencias mayores a 10 dB (*a.u.*) en los valores de potencia asociadas con los picos de primer orden. Nótese, que la escala de valores en dB (*a.u.*) es logarítmica y que por lo tanto las diferencias mencionadas son significativas. De acuerdo con el modelo paramétrico y lineal utilizado, los valores de S_{2N} se obtienen a partir de una normalización de la potencia de los ecos de segundo orden con el valor de potencia integrada del pico de primer orden correspondiente. En consecuencia diferencias significativas en los valores de potencia asociados con los picos de primer orden pueden generar espectros S_{2N} y S_F con valores asociados de E_{SEA} que disminuyen desde la costa hacia el mar y por lo tanto valores no adecuados en las curvas de crecimiento.

Por otro lado, Kahma y Calkoen (1992), Ebuchi (1999) y Bottema y van Vledder (2008) sugieren que parte de la dispersión de E_{SEA} y F_{SEA} respecto a las curvas empíricas se debe a que el análisis del crecimiento del oleaje realizado con datos *in situ* no cumple estrictamente con condiciones ideales de viento y fetch. De la misma manera Young y Verhagen (1996) sugieren que la dispersión es propia del análisis de datos *in situ* y que se debe a causas tales como la variabilidad estadística del muestreo y a la precisión instrumental. Ardhuin *et al.* (2007) asocian la dispersión con la variabilidad del viento, el desarrollo de la capa límite atmosférica y la presencia de corrientes fuertes de marea. Parte de la dispersión de los datos es atribuida por Walsh *et al.* (1989) y Ardhuin *et al.* (2007) a la existencia de un fetch oblicuo (*slanting-fetch*). En particular, Hwang *et al.* (2011) muestran que la dispersión de los datos del

experimento INTOA (círculos, Figura 4.3) es similar a la obtenida con otras bases de datos como la de Kahma y Calkoen (1992).

En esta sección se analizó el crecimiento del oleaje estimado a partir de datos medidos *in situ* y una de las suposiciones es que el viento en el área de estudio (~400 km²) es homogéneo. Hwang *et al.* (2011) analizaron los datos del experimento INTOA y demostraron que las posibles causas de la dispersión de los datos respecto a las curvas empíricas son los campos de viento no homogéneos producidos durante eventos *Tehuano*s y la presencia del swell que se propaga en contra del oleaje que se genera localmente. Es de notar, que los *Tehuano*s son eventos claramente diferenciables (Hwang *et al.*, 2011) debido a que se pueden caracterizar mediante valores aproximadamente constantes de θ_w (del norte) y $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$. De acuerdo con lo sugerido por los autores mencionados y teniendo en cuenta las condiciones del experimento INTOA, las posibles causas de la dispersión de los datos respecto a las curvas empíricas son: valores inadecuados de S_F obtenidos con radares HF, el cálculo del fetch definido mediante una aproximación lineal utilizando la dirección del viento, las condiciones de viento no homogéneo y la presencia del swell.

Con respecto al análisis de la influencia del swell en el crecimiento del oleaje, los resultados con H_{SWELL} y wsf mostraron claras diferencias. Se observa en las Figura 4.4(a)-(b) que los valores de H_{SWELL} se encuentran alrededor de las curvas empíricas de manera casi aleatoria, mientras que los valores de E_{SEA} varían significativamente. Por otro lado, la variación de E_{SEA} respecto a E_{TOT} está bien representada por el factor wsf , tal y como se muestra en las Figura 4.4(c)-(d) donde se observa una relación directa de los valores de wsf con U_{10} . Otra manera de estudiar la posible influencia del swell en el crecimiento del oleaje es a partir del comportamiento de los valores medios. En general las líneas medias de E_{SEA} y F_{SEA} se encuentran cercanas a las curvas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011). Solamente en el caso de E_{SEA} se presentan valores altos de la desviación estándar, principalmente en $X > 10^3$ lo cual podría representar una evidencia débil de la influencia del swell en el crecimiento del oleaje. El comportamiento de los valores de H_{SWELL} y wsf , utilizados en este trabajo, respecto a las curvas empíricas de E_{SEA} y F_{SEA} no presentan evidencia alguna que permita definir la influencia del swell en el crecimiento del oleaje.

Algunos autores han estudiado la influencia del swell en el crecimiento del oleaje. Experimentos de laboratorio (Mitsuyasu 1966; Donelan 1987), han mostrado que la presencia de ondas largas reduce drásticamente el crecimiento del oleaje. Kahma y Calkoen (1992) suponen que E_{SWELL} es responsable de la dispersión de datos en el análisis del crecimiento del oleaje. Sin embargo, aunque sus resultados no mostraron cambios significativos en E_{SEA} debido a E_{SWELL} , sugieren que el swell con pendientes pronunciadas podrían tener influencia en el crecimiento del oleaje. Por el contrario, Ardhuin *et al.* (2007), mediante análisis de datos *in situ* y modelación numérica, encontraron que valores moderados de E_{SWELL} opuestos al oleaje local no tiene un impacto significativo en el crecimiento del oleaje limitado por el fetch. García-Nava *et al.* (2012) sugieren que la presencia de swell atenúa las olas cortas pero consideran que su efecto sobre el crecimiento del oleaje es en general despreciable. Con el análisis presentado en este trabajo no se pudo determinar una posible influencia del swell en el crecimiento del oleaje. El análisis no puede ser contrastado con casos sin swell debido a la presencia del swell durante todo el experimento INTOA. Este tipo de análisis sigue siendo un tema abierto de investigación de acuerdo con las evidencias de los autores antes mencionados y con los resultados presentados en este trabajo.

4.5 Análisis del crecimiento del oleaje a partir de información de altímetros y resultados de un modelo numérico

En esta sección se utiliza la información medida por altímetros sobre la región de estudio del GoTe. Los altímetros utilizados fueron: ERS-2, Envisat, Topex-Poseidon, Jason-1, Geosat, (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Principales características de los altímetros utilizados en el análisis de crecimiento del oleaje

	Satélite	Altitud de referencia (km)	Fecha de funcionamiento	Inclinación	Ciclo de repetición (días)	Número de pases por ciclo	Velocidad orbital [km s ⁻¹]	Velocidad de escaneo [km s ⁻¹]
2	ERS-2	785	21/04/1995 - 01/07/2011	98.52	35	1002	7.45	
3	Envisat	800	01/04/2001 - presente	98.52	35	1002	7.45	
4	Topex - Poseidon	1336	10/08/1992 - 18/01/2006	66	10	254	7.2	5.8
6	Jason-1	1336	07/12/2001 - 01/07/2013	66	10	254	7.2	5.8
7	Geosat (GFO)	800	10/02/1998 - 25/11/2008	108	17	330		

Del modelo numérico del oleaje WAVE WATCH-III se obtuvieron $H_{S_{WWMR}}$ y wsf_{WWMR} provenientes de los nodos de una malla global regular con una resolución temporal de una hora y una resolución espacial de 0.5° . Se calcularon los valores de E_{SEA} utilizando wsf_{WWMR} y $H_{S_{AL}}$ de acuerdo con las ecuaciones (4.11) y (4.12). Los campos de viento de CFSR fueron utilizados para forzar del modelo numérico y tienen una resolución temporal de una hora y espacial de 0.3° . Los valores $H_{S_{WWMR}}$ y $U_{10_{CF}}$ se compararon con los valores medidos por los altímetros y $\theta_{W_{CF}}$ se utilizaron como información complementaria en algunos análisis del crecimiento del oleaje.

Se consideran los datos de los altímetros ($H_{S_{AL}}$, $U_{10_{AL}}$) que coinciden con los del modelo ($H_{S_{WWMR}}$, wsf_{WWMR}) y de CFSR ($U_{10_{CF}}$, $\theta_{W_{CF}}$) cuando la diferencia temporal es < 30 min y se selecciona la información de los nodos de las mallas (círculos azules; Figura 4.6) más cercanos en espacio (cuadros negros; Figura 4.6) a los valores de los altímetros (círculos rojos; Figura 4.6). En el caso donde la medición realizada por el altímetro estuvo localizada en el centro de los cuatro nodos de la malla regular se realizó un promedio de los valores de los cuatro nodos adyacentes.

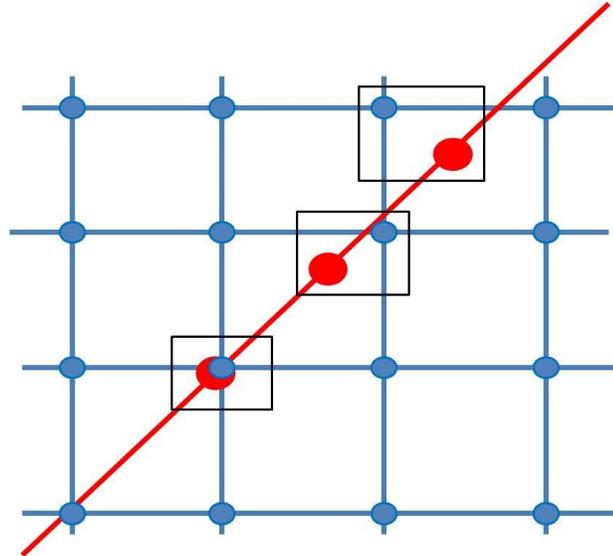


Figura 4.6. Búsqueda espacial de los valores de las mallas regulares de WAVE WATCH-III y CFSR (puntos azules) correspondientes a los valores medidos por los altímetros (puntos rojos). Líneas azules mallas regulares de WAVE WATCH-III o CFSR. Línea roja proyección horizontal de recorrido de un altímetro.

El crecimiento del oleaje utilizando estos conjuntos de datos se analizó durante el período comprendido entre 1999 y 2009, aunque sólo se seleccionó la información asociada con los eventos *Tehuano*s. Para esto la información temporal se restringió a los meses de noviembre a abril correspondientes a la estación de invierno del hemisferio norte. Particularmente, se seleccionó la información asociada con eventos *Tehuano*s, al considerar $U_{10,CF} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ y $170^\circ > \theta_{W,CF} > 190^\circ$ en el nodo de la boya ASIS. Teniendo en cuenta la estructura del campo de viento producido durante los eventos *Tehuano*s y medido espacialmente por QuikSCAT (Chelton *et al.*, 2000; Brennan *et al.*, 2009) el análisis en GoTe se restringió al área definida por -96° a -94.5°W y 14.5° a 16.5°N (cuadro rojo; Figura 4.7(a)).

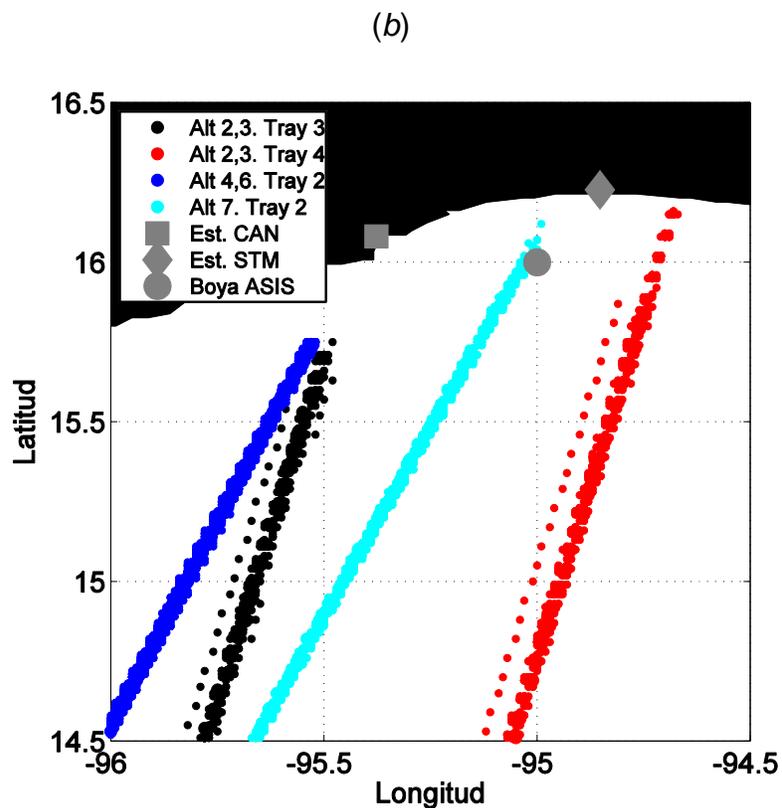
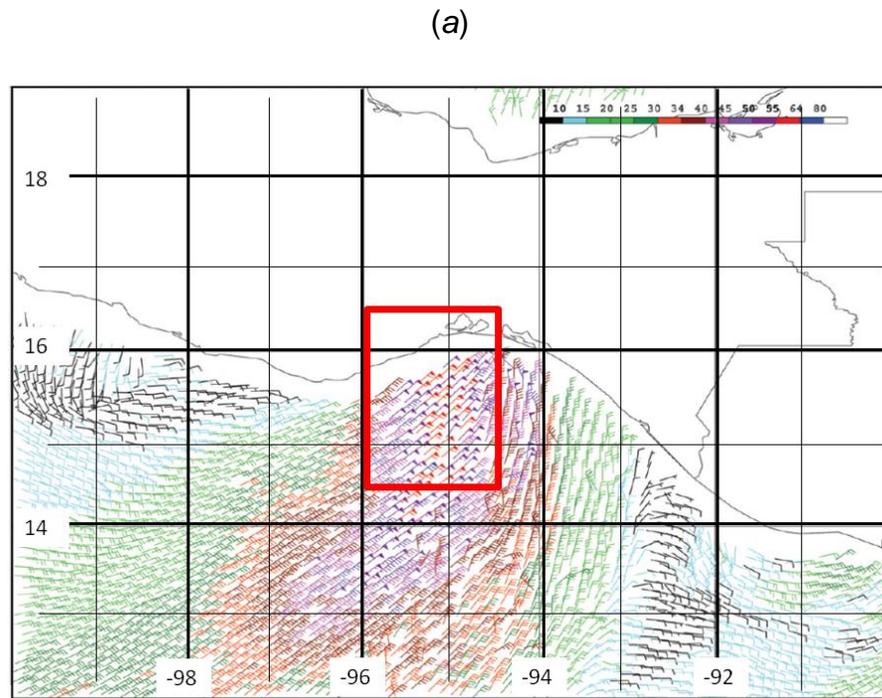


Figura 4.7. (a) Estructura del campo de viento durante un evento Tehuano (tomado de Brennan *et al.* (2009)). El cuadrado rojo corresponde al área de estudio en el GoTe. (b) Trayectorias descendentes de los altímetros utilizados en este análisis durante el período 1999-2009. Se muestran la ubicación de las estaciones de radar HF y de la boya ASIS.

La trayectoria de los altímetros, asociada con orbitas descendentes, sobre la cual se obtiene H_{S_AL} y U_{10_AL} , se muestra en la Figura 4.7(b). Se seleccionaron estas trayectorias ya que presentan una orientación similar a la estructura del viento de los eventos *Tehuano*. Se compararon los valores de H_S y U_{10} medidos por los altímetros y los correspondientes a WAVE WATCH-III y CFSR (Figura 4.8). Los valores de los errores estadísticos sugieren una concordancia significativa entre las mediciones de los altímetros y los datos obtenidos de WAVE WATCH-III y CFSR y concuerdan con lo reportado por Queffeuou (2004). De acuerdo con este resultado, suponemos que los valores de $wsf_{_WWMR}$ que se utilizan en el cálculo de E_{SEA} son adecuados.

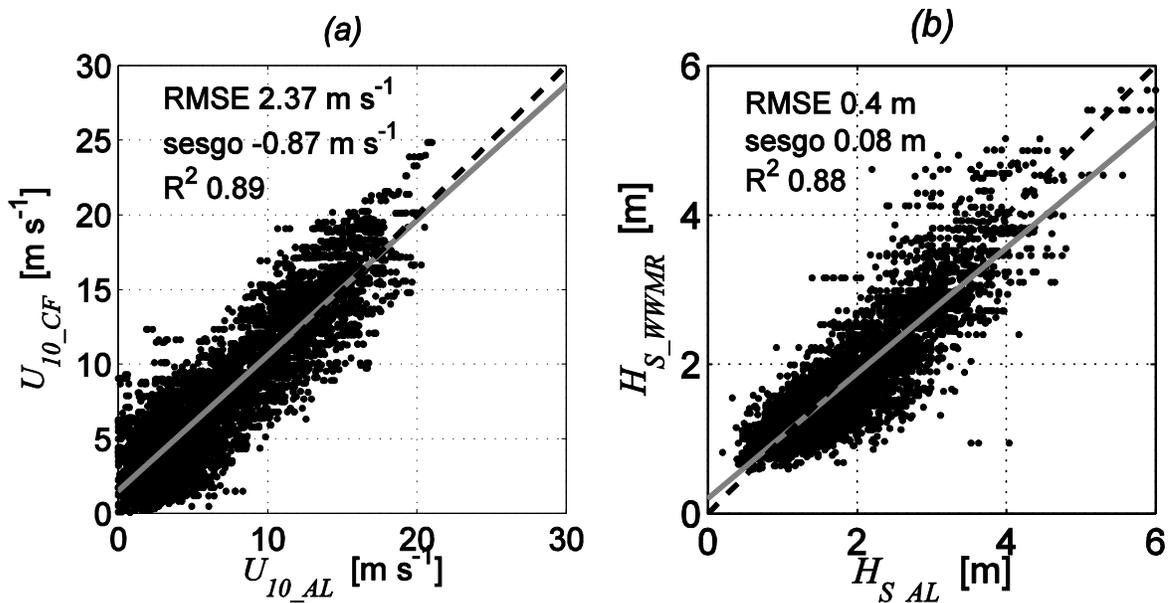


Figura 4.8. Gráficos de dispersión de valores medidos por los altímetros y datos de CFSR y WAVE WATCH-III. (a) U_{10} . (b) H_S .

La otra variable necesaria para el análisis del crecimiento del oleaje es el X . En este caso no se utilizó en el cálculo de X la aproximación de la sección 4.2, debido a que con la orientación definida por la dirección del viento, las rectas alcanzaban la costa en lugares alejados de la zona de influencia del chorro de viento. Por lo tanto el X en este capítulo se calculó así: 1) utilizando la expresión propuesta por Hasselmann *et al.* (1973; X_{HAS}); 2) por medio de una aproximación lineal. Con la aproximación lineal X se calculó como una recta entre un área en la zona costera cercana a la estación STM, identificada por estar generalmente sobre el eje del viento y cada punto de medición del altímetro (X_{LIN}). Esta aproximación supone que el oleaje local viaja en dirección recta

desde que es generado cerca de la costa. Se realizaron comparaciones entre X obtenidos con la aproximación lineal y con la ecuación de Hasselmann *et al.* (1973) (Figura 4.9). Se presentan errores estadísticos significativos, principalmente para $X > 10^5$, con RMSE~48 km y un sesgo de ~12km.

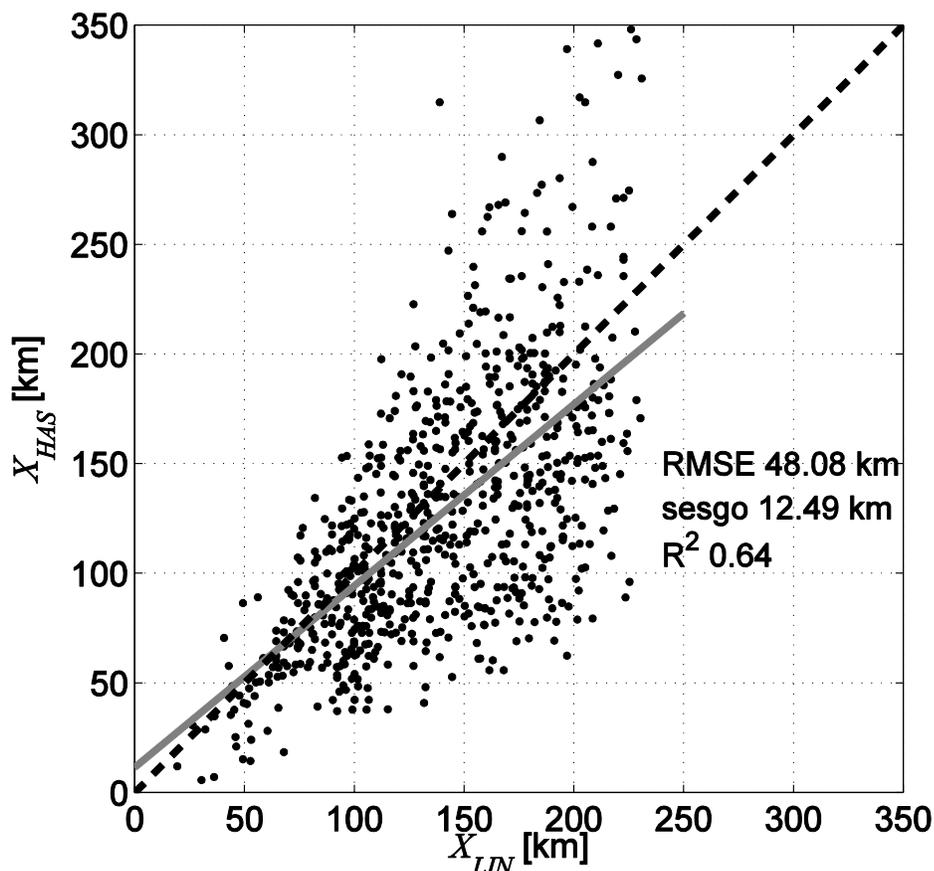


Figura 4.9. Gráficos de dispersión para el cálculo del X . Se comparan los valores del X calculados con Hasselmann *et al.* (1973; X_{HAS}) y con la aproximación lineal (X_{LIN}).

En los análisis del crecimiento del oleaje en lugares cercanos a la costa (< 30 km), el X se define como una recta entre el sitio de medición del oleaje y la línea de costa orientada con la dirección del viento (sección 4.2). Esta definición de X supone que el oleaje local medido en un punto viaja desde la costa con una dirección similar a la dirección del viento. Sin embargo en distancias mayores el oleaje medido es un punto es el resultado de diferentes componentes de oleaje local y la definición de X a partir de la dirección del viento podría no ser adecuada. Hasta el momento no se conoce un método que permita definir adecuadamente el X con campos de viento variables en grandes distancias. Por consiguiente y teniendo en cuenta las suposiciones que implica, se utilizó la aproximación lineal para definir el valor del X . Las

rectas (líneas negras) están asociadas con X desde los puntos de medición (puntos rojos) para diferentes altímetros se muestran en la Figura 4.10.

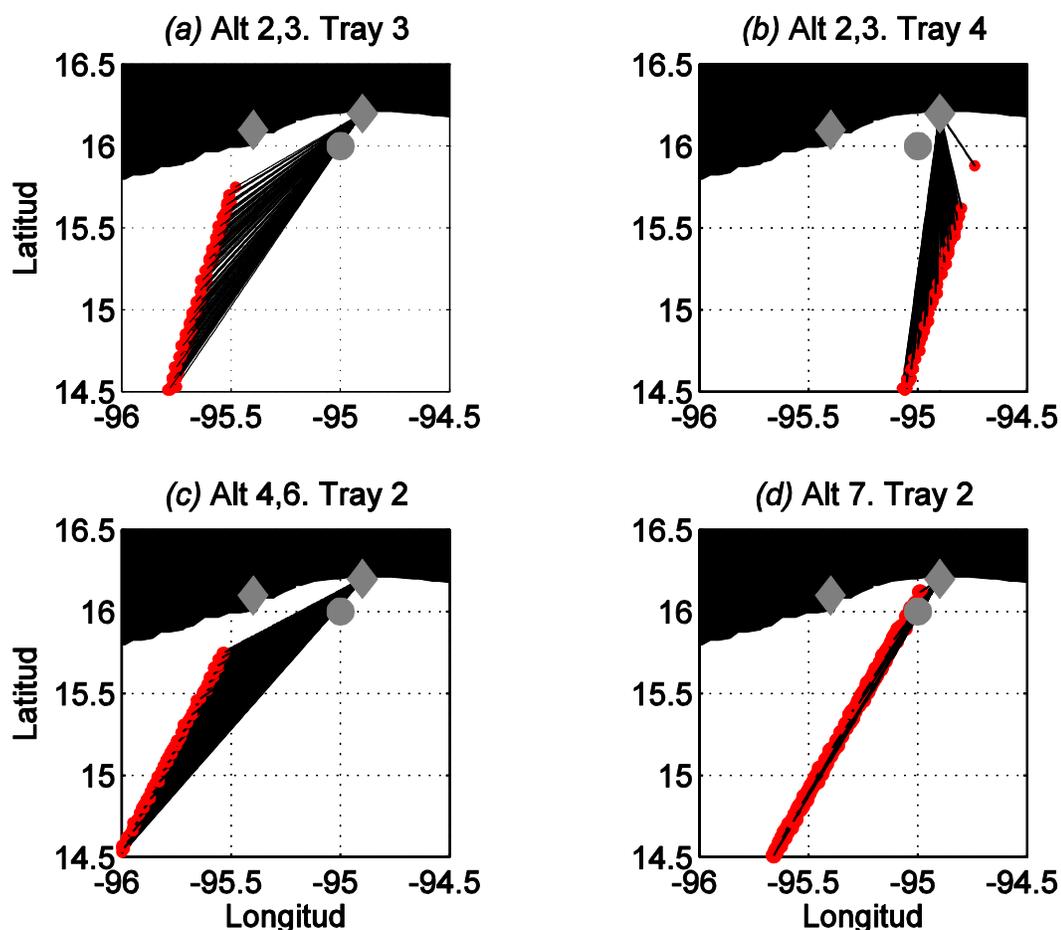


Figura 4.10. Cálculo del X en el GoTe. Se muestran las líneas asociadas con la aproximación lineal con un punto de inicio en un área alrededor de la estación STM (eje del viento) hasta cada uno de los puntos de medición de los altímetros.

En el estudio del crecimiento del oleaje es indispensable considerar que el campo de viento debe ser homogéneo. Los campos de viento fueron analizados a partir de $U_{10_{CF}}$ y $\theta_{W_{CF}}$ asociados con las mediciones de los altímetros. Con el fin de comprobar si las condiciones de viento en las trayectorias de los altímetros eran homogéneas, se seleccionó la información de las trayectorias donde la desviación estándar de $\theta_{W_{CF}}$ a lo largo de la trayectoria era $\leq 40^\circ$. En la Figura 4.11 se observan los valores de $\theta_{W_{CF}}$ sobre las trayectorias de los siete altímetros que cumplieron con la definición anterior. Además se muestran $U_{10_{CF}}$ y las desviaciones estándar $U_{10_{CF}}$ a lo largo de cada trayectoria.

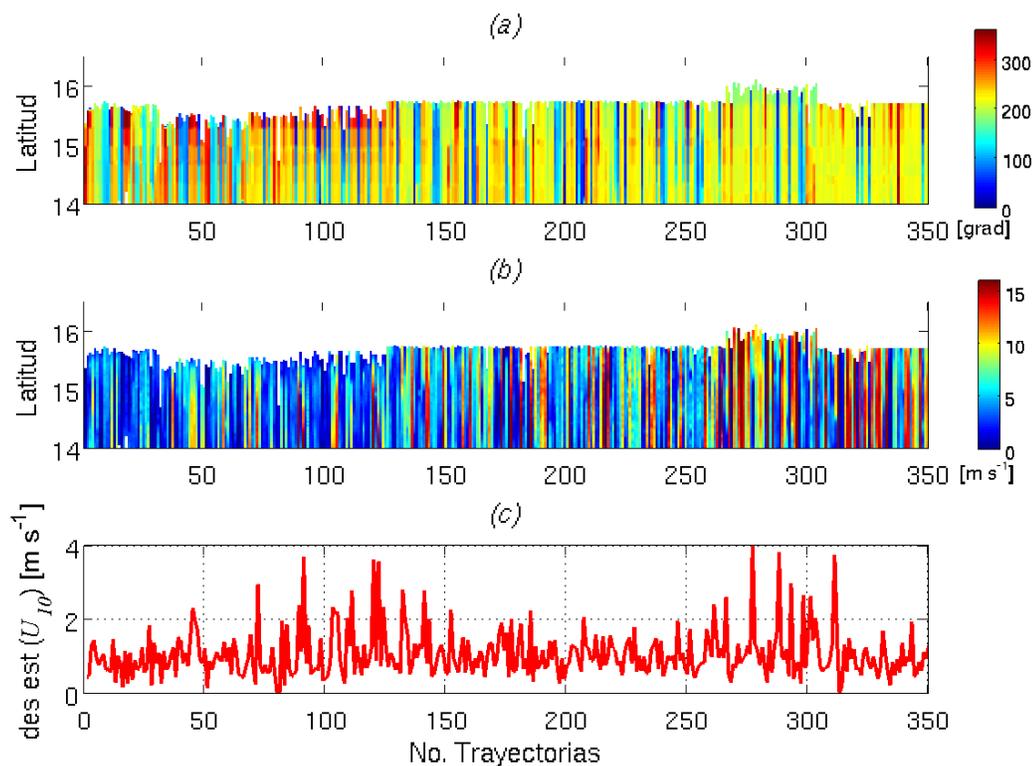


Figura 4.11. Análisis de las condiciones de campo de viento a partir de desviaciones estándar de $\theta_{W_CF} \leq 40^\circ$. (a) θ_{W_CF} . (b) U_{10_CF} . (c) desviaciones estándar de U_{10_CF} de cada trayectoria.

Los θ_{W_CF} y U_{10_CF} asociados con trayectorias de los altímetros donde $\theta_{W_CF} \leq 40^\circ$ presentan valores casi constantes a lo largo de cada trayectoria. Esto es confirmado por las desviaciones estándar de U_{10_CF} a lo largo de cada trayectoria (Figura 4.11(c)) que en general son $< 2\ m\ s^{-1}$. Este resultado sugiere que las condiciones del viento en las trayectorias asociadas a desviaciones estándar de $\theta_{W_CF} \leq 40^\circ$ son relativamente homogéneas. De igual manera se analizaron θ_{W_CF} y U_{10_CF} asociados a trayectorias donde la desviación estándar de θ_{W_CF} a lo largo de la trayectoria era $> 40^\circ$ (no se muestran aquí) los cuales presentaron valores de θ_{W_CF} que cambian significativamente en cada trayectoria y $U_{10_CF} < 10\ m\ s^{-1}$. Estas características de θ_{W_CF} y U_{10_CF} se pueden asociar a casos de *Tehuano* débiles. Por lo tanto sólo la información de las trayectorias asociadas a desviaciones estándar de $\theta_{W_CF} \leq 40^\circ$ se utilizó en los cálculos de E_{SEA} de acuerdo con la ecuación (4.11). Con información de E_{SEA} y X se calcularon E_{SEA} y X de acuerdo a la ecuaciones (4.1) y (4.3) (Figura 4.12). En esta figura, además se incluyen los valores medios y las desviaciones estándar de E_{SEA} en clases de X en

escala de 10^2 (líneas y barras negras) y las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011).

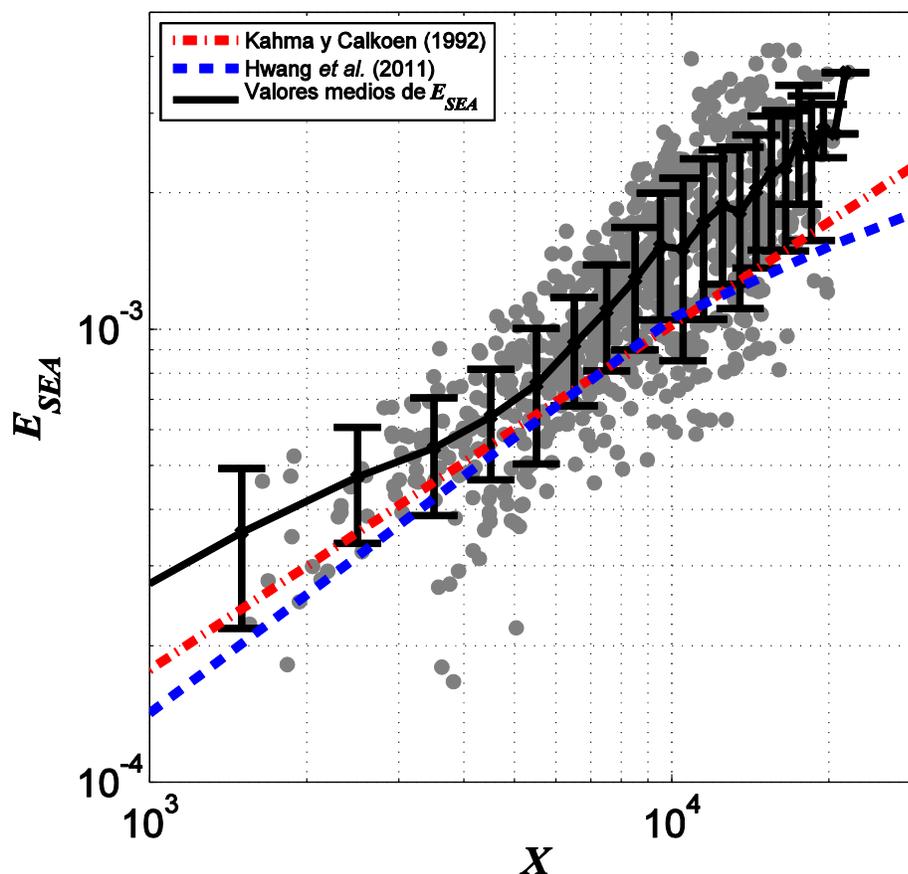


Figura 4.12. Valores asociados con el crecimiento del oleaje, E_{SEA} en función de X . Se muestran las curvas de crecimiento empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011), los valores medios y las desviaciones estándar de E_{SEA} en clases de X en escala de 10^2 .

En la Figura 4.12 se observa, en general, una sobrestimación de E_{SEA} respecto a las curvas empíricas, la cual es mostrada claramente por los valores medios. En el mismo intervalo de X de la Figura 4.12, los análisis de crecimiento del oleaje a partir de información de altímetros de Ebuchi (1999) presentan valores sobrestimados de E_{SEA} respecto a las curvas empíricas. En este caso los valores de E_{SEA} en función de X fueron comparados con las curvas de crecimiento empíricas de Wilson (1955) y Hasselmann *et al.* (1973), que son similares a las obtenidas por Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) para condiciones estables, respectivamente.

A pesar de la semejanza entre los resultados asociados al crecimiento del oleaje de este estudio y los de Ebuchi (1999), es necesario tener en cuenta que la

sobreestimación de E_{SEA} respecto a las curvas empíricas puede ser debida a las aproximaciones realizadas al calcular X . Otro factor responsable de la sobreestimación de E_{SEA} puede ser los valores de wsf utilizados en el cálculo de E_{SEA} (ecuación (4.11)). Se validaron los valores de wsf_{WWMR} en zonas cercanas a la costa (<30km) utilizando información medida por la boya ASIS. Los valores de wsf asociados a las mediciones de la boya ASIS (wsf_{AS}) fueron calculados a partir de S_F y utilizando f_S del método de Hwang *et al.* (2012). La información del modelo WAVE WATCH-III utilizada en este análisis ($H_{S_{WWMR}}$ y wsf_{WWMR}) corresponde al nodo de la malla más cercano a la ubicación de la boya ASIS. En la Figura 4.13 se observa la comparación de H_S y wsf entre los valores medidos por la boya ASIS y los de WAVE WATCH-III.

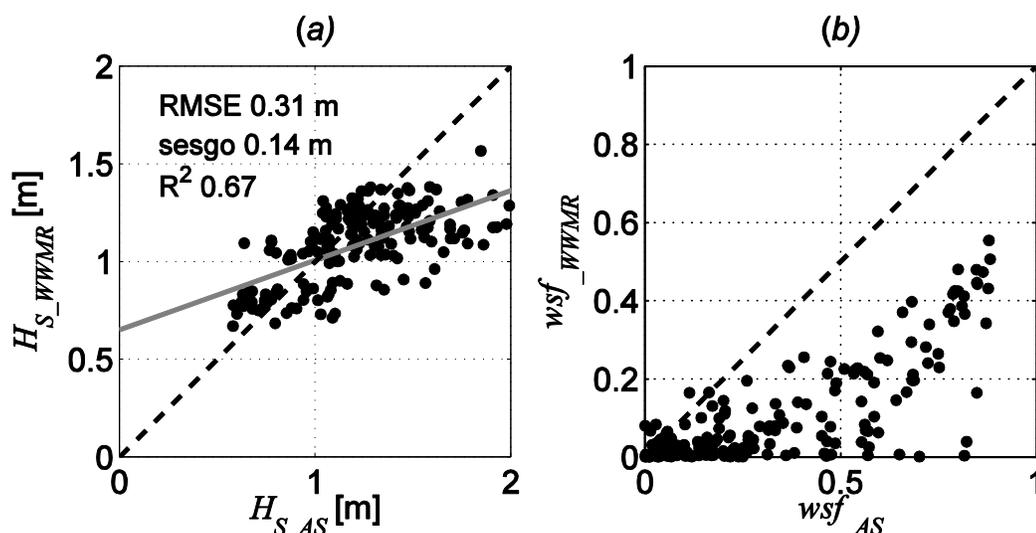


Figura 4.13. Gráficos de dispersión entre (a) H_S y (b) wsf obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y de las mediciones de la boya ASIS.

En la Figura 4.13(a) se observa una concordancia significativa entre $H_{S_{WWMR}}$ y $H_{S_{AS}}$ con una tendencia del modelo WAVE WATCH-III a subestimar particularmente valores de $H_{S_{AS}} > 1$ m. Se observa en la Figura 4.13(b) una clara subestimación de wsf_{AS} . Dos posibles razones por la cuales wsf_{WWMR} no corresponden con wsf_{AS} son: 1) diferencias en los métodos utilizados en este trabajo y en el modelo WAVE WATCH-III para calcular wsf ; 2) valores erróneos de U_{10} que son usados en el cálculo de wsf (ecuaciones (4.9) y (4.10)). Respecto a las diferencias en los métodos se calculó wsf por medio de cuatro métodos utilizando información del espectral del oleaje medido por la boya ASIS. Este análisis se realizó utilizando la información de los 10 primeros días del experimento INTOA (período durante el cual se tiene información de S_D). El valor de

w_{sf} se calculó con información de S_D utilizando el método de Hanson y Phillips (2001; $w_{sf_AS_SD}$), el cual es similar al método de Tracy *et al.* (2007) utilizado por WAVE WATCH-III. Por otro lado utilizando los S_F obtenidos de S_D se calculó w_{sf} utilizando tres alternativas en el cálculo de f_S : 1) Hwang *et al.* (2012) ($w_{sf_AS_SFHW}$); 2) García-Nava *et al.* (2012) ($w_{sf_AS_SFGN}$); y localizando un mínimo local de energía entre las frecuencias 0.1 y 0.2 Hz de S_F ($w_{sf_AS_SFMIN}$) teniendo en cuenta que generalmente en esta banda de frecuencias del conjunto de datos del experimento INTOA se encuentra f_S . En la Figura 4.14 se observa la comparación entre w_{sf_WWMR} y w_{sf} obtenidos a partir de información espectral del oleaje medida por la boya ASIS.

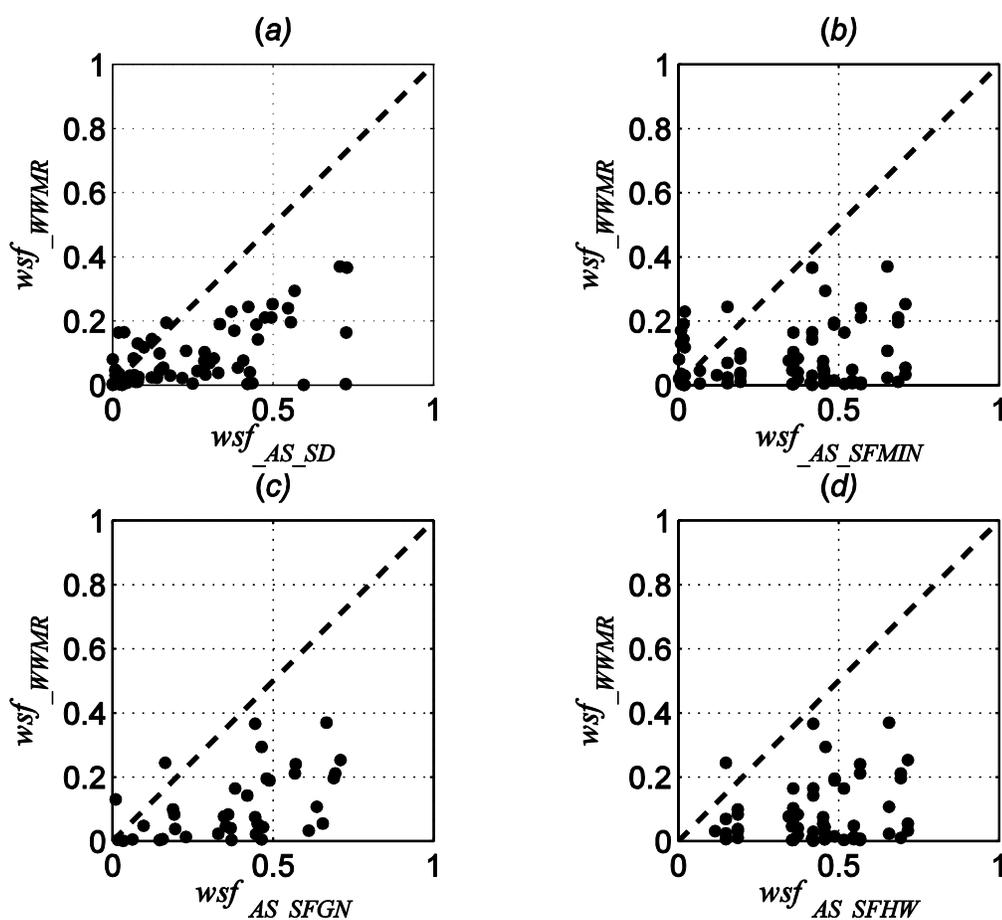


Figura 4.14. Comparación de w_{sf_WWMR} y w_{sf} obtenidos información espectral del oleaje medida por la boya ASIS. (a) Utilizando S_D y el método de Hanson y Phillips (2001; $w_{sf_AS_SD}$). Utilizando S_F : (b) método del mínimo local entre 0.1 y 0.2 Hz ($w_{sf_AS_SFMIN}$). (c) García-Nava *et al.* (2012; $w_{sf_AS_SFGN}$) y (d) Hwang *et al.* (2012; $w_{sf_AS_SFHW}$).

En la Figura 4.14 se observa como el modelo WAVE WATCH-III subestima w_{sf} respecto a los valores calculados con los cuatro métodos que usan la información de la boya ASIS. Este resultado sugiere que independientemente del método utilizado en

este estudio, WAVE WATCH-III subestima w_{sf} respecto a los valores calculados a partir de mediciones y reitera lo presentado en la Figura 4.13(b). Por otro lado, de acuerdo con las ecuaciones (4.9) y (4.10) w_{sf} se define a partir de U_{10} . Como se mencionó anteriormente, el modelo WAVE WATCH-III es forzado con información de viento de CFSR. Por lo tanto se analizaron los valores de U_{10} medidos por la boya ASIS y los obtenidos de CFSR en un nodo cercano a la boya ASIS.

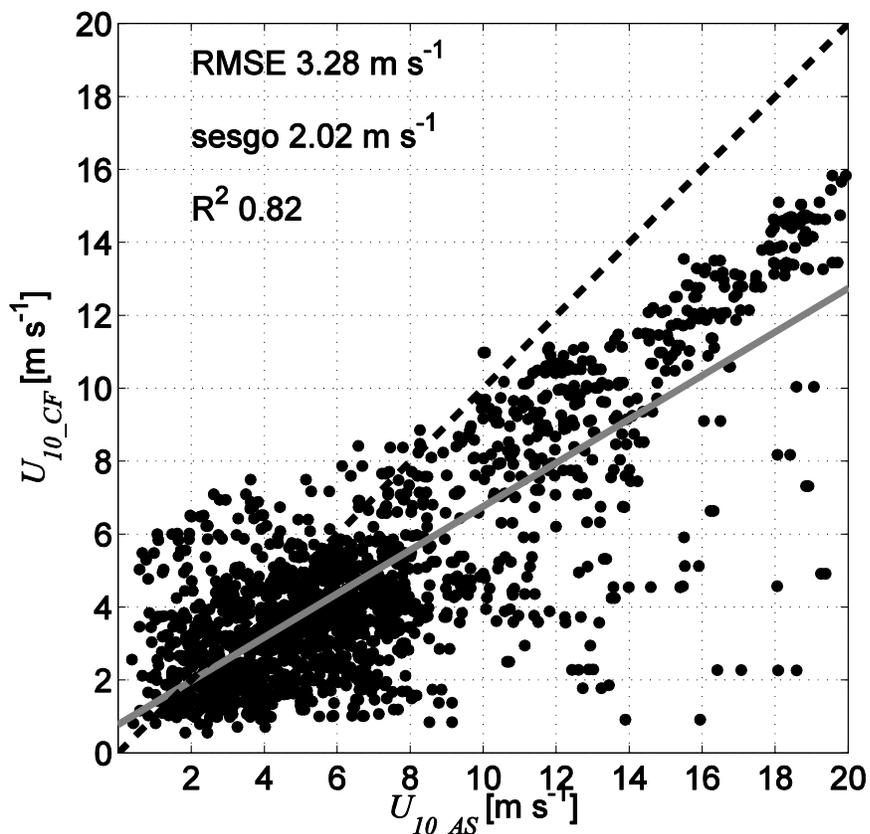


Figura 4.15. Comparación de U_{10_CF} usados para forzar el modelo WAVE WATCH-III y U_{10_AS} medidos por la boya ASIS.

En la Figura 4.15 se presenta la comparación entre U_{10_CF} y U_{10_AS} donde se observa en valores de $U_{10} < 8 \text{ m s}^{-1}$ una dispersión alrededor de la línea de perfecto ajuste. Por otro lado, para $U_{10} > 8 \text{ m s}^{-1}$ se observa una subestimación de los datos de CFSR respecto a las mediciones. Este resultado sugiere que cerca a la costa ($< 30 \text{ km}$), los valores de $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ son subestimados por CFSR y por lo tanto el modelo WAVE WATCH-III podría subestimar la información del oleaje medida por la boya ASIS.

Sin embargo, según los resultados de la Figura 4.8 la comparación de los valores de U_{10_CF} respecto a U_{10_AL} presenta errores poco significativos. En general, los

valores de U_{10_CF} asociados con la Figura 4.8 están ubicados en distancias > 30 km respecto a la línea de costa. Esto sugiere que los valores de U_{10_CF} y por lo tanto de wsf_{WWMR} podrían ser adecuados fuera de la costa. De acuerdo con lo anterior, se analizaron los valores de wsf_{WWMR} en una zona alejada de la línea de costa con el fin de validar los resultados del modelo numérico y para esto se utilizaron los resultados del método propuesto por Husson *et al.* (2012). Este método obtiene información espacial de H_{SWELL} utilizando información de imágenes SAR e información espacial y temporal de las tormentas que generaron H_{SWELL} en el océano Pacífico y con esta información propaga el swell en el océano Pacífico. La empresa CLS (Collecte Localisation Satellites) nos proporcionó series de valores de H_{SWELL} obtenidas con el modelo de Husson *et al.* (2012) de enero a junio de 2005 en un sitio dentro del GoTe (punto negro; Figura 4.16) con una resolución temporal de una hora. Se seleccionó la información correspondiente a las trayectorias descendentes de los altímetros más cercanas al sitio con la serie de datos de H_{SWELL} (altímetros 3 y 7).

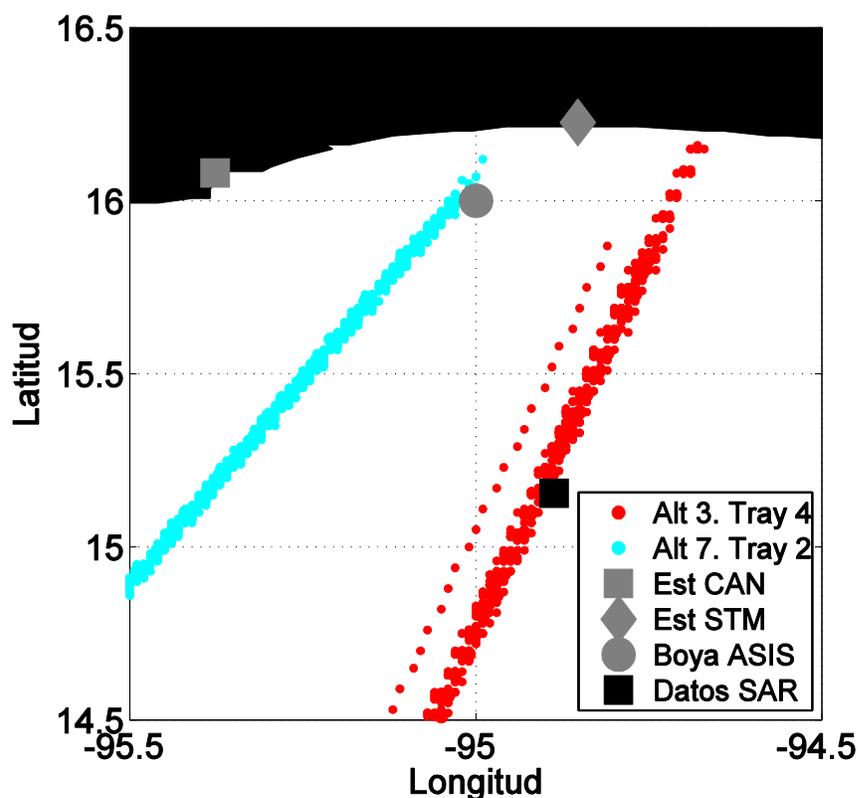


Figura 4.16. Trayectorias descendentes de los altímetros cercanos al sitio con información del método de Husson *et al.* (2012; cuadro negro). Se muestran también la ubicación de las dos estaciones de radar HF y la boya ASIS.

Los valores de H_{SWELL} obtenidos a partir de información de los altímetros (H_{SWELL_AL}) se calcularon por medio de la ecuación (4.12). Se seleccionó la información de los altímetros 3 y 7 cuya diferencia temporal respecto al conjunto de datos del método de Husson *et al.* (2012) fuera menor o igual a 30min. Sólo se encontraron 10 datos que cumplieron con el criterio anterior y fueron utilizados para realizar comparaciones entre H_{SWELL} del método de Husson *et al.* (2012; H_{SWELL_SAR}) y obtenido con información de los altímetros 3 y 7 (H_{SWELL_AL}). En la Figura 4.17(a) se observan valores estadísticos que sugieren una buena concordancia H_{SWELL_AL} y H_{SWELL_SAR} .

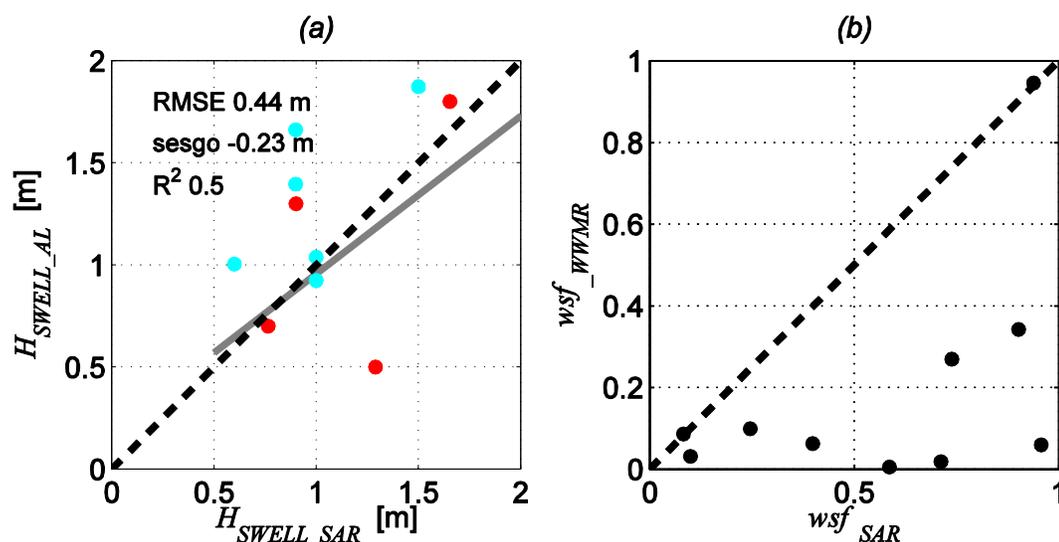


Figura 4.17. (a) Comparación de los valores de H_{SWELL_AL} y H_{SWELL_SAR} . Los colores rojos y cyan de los puntos corresponden a valores de los altímetros 3 y 7, respectivamente. (b) Comparación de wsf_WWMMR y wsf_SAR calculados a partir de la ecuación (4.14).

Se calcularon valores de wsf utilizando los valores de H_{SWELL} (E_{SWELL_SAR}) del método de Husson *et al.* (2012; wsf_SAR) y los valores de H_{S_AL} (E_{TOT_AL}) del altímetro de la siguiente manera:

$$wsf_SAR = 1 - \left(\frac{E_{SWELL_SAR}}{E_{TOT_AL}} \right) \quad (4.14)$$

Utilizamos como referencia wsf_SAR obtenido de la ecuación (4.14) ya que fue calculado por medio de valores de H_S medidos por los altímetros. En la Figura 4.17(b) se observa la comparación entre wsf_WWMMR y wsf_SAR , donde el modelo numérico subestima los valores de wsf_SAR . De igual manera se analizaron wsf_WWMMR en zonas alejadas de la costa, utilizando información de oleaje y viento medida por boyas de la

NDBC en el área de océano Pacífico enfrente del estado de California (USA) y Baja California (México). Estos análisis se presentan en el Anexo E, donde en los resultados se observa nuevamente que el modelo WAVE WATCH-III subestima w_{sf} . Los resultados hasta ahora presentados sugieren que w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III no son adecuados y por lo tanto los valores asociados al crecimiento del oleaje calculados con información de altímetros y presentados en la Figura 4.12 deben ser tomados con precaución. Se espera que en un trabajo futuro se pueda utilizar información de H_{SWELL} calculada por WAVE WATCH-III con el fin de calcular de manera adecuada w_{sf} y poder usar el método propuesto en este trabajo para el análisis del crecimiento del oleaje con información medida por altímetros.

4.6 Conclusiones

En el capítulo 4 se analizó el crecimiento del oleaje limitado por el fetch utilizando información medida por radares HF y altímetros en el Golfo de Tehuantepec durante períodos con ocurrencia de eventos *Tehuano*s. Estos instrumentos permitieron analizar el crecimiento del oleaje por medio de mediciones espacio-temporales de alta resolución. Se utilizó S_F obtenidos a partir de información de radares HF en 25 nodos cercanos al sitio donde estuvo anclada la boya ASIS. Con S_F calculados y medidos por la boya ASIS se obtuvieron los valores (E_{SEA} y F_{SEA}) asociados al crecimiento del oleaje. El valor de X se calculó como una línea recta entre la línea de costa y cada uno de los 25 nodos, orientada con la dirección del viento.

Se encontró que los radares HF subestiman la altura significativa (H_S , H_{SEA} y H_{SWELL}) medida por la boya ASIS. Las causas de esta subestimación fueron presentadas en 0. Sin embargo los errores estadísticos asociados con el cálculo de H_S presentaron diferencias poco significativas. Se encontró que E_{SEA} y F_{SEA} en función de X calculados a partir del radar HF en el nodo de la boya ASIS son relativamente cercanos a las curvas de crecimiento empíricas propuestas por Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) para condiciones estables. De igual manera y utilizando la información de los 25 cercanos a la boya ASIS se encontró que E_{SEA} y F_{SEA} están dispersos respecto a las curvas empíricas aunque los valores medios tienen una concordancia significativa con estas curvas. Algunas posibles causas de la dispersión de los datos de E_{SEA} y F_{SEA} son:

valores no adecuados de S_F usando el modelo paramétrico y lineal, la variación del campo de vientos propias de datos *in situ* que no permiten cumplir estrictamente con condiciones ideales de viento y fetch y condiciones de slanting-fetch que han demostrado que puede tener un efecto en el crecimiento del oleaje (Walsh *et al.*, 1989; Ardhuin *et al.*, 2007). A partir de los análisis realizados con información de radares HF, no fue posible demostrar la influencia del swell en el crecimiento del oleaje local. Este tipo de análisis se podrían mejorar si se incluyen observaciones durante períodos más extensos, con ausencia de swell y períodos donde la altura del swell varíe de forma significativa.

La información medida por altímetros, modelo numérico del oleaje WAVE WATCH-III, y de bases de datos de re-análisis (CFSR) fue combinada para realizar el análisis de crecimiento del oleaje. Comparaciones de los valores de H_S y U_{10} medidos por los altímetros y obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y CFSR mostraron una concordancia significativa. Suponiendo que los campos de vientos se podían aproximar a las condiciones de U_{10} y θ_W de las trayectorias de los altímetros, se encontró que las trayectorias donde la desviación estándar de $\theta_W < 40^\circ$ presentaron condiciones ideales del viento para el análisis del crecimiento del oleaje. Los valores de X fueron calculados como una distancia lineal entre el punto de medición del radar y una área cercana a la estación STM donde se ubica generalmente el chorro de viento de los *Tehuacos*. Se encontraron valores medios de E_{SEA} en función de X ligeramente sobreestimados respecto a las curvas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) en concordancia con los resultados reportados por Ebuchi (1999). Las posibles causas de la sobreestimación son: el cálculo erróneo de X debido a la aproximación lineal utilizada o valores no adecuados de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III utilizados en el cálculo de E_{SEA} .

Los valores de w_{sf} analizados en una zona cercana a la costa ($< 30\text{km}$) mostraron que el modelo WAVE WATCH-III subestima w_{sf} calculado con información medida por la boya ASIS. Se encontró que la subestimación no se debe a los métodos usados en este estudio para el cálculo de w_{sf} ya que los cuatro métodos mostraron nuevamente que el modelo numérico subestima w_{sf} . Análisis de U_{10} medidos por la

boya ASIS y de CFSR, mostraron que para $U_{10} > 8 \text{ m s}^{-1}$ CFSR subestima los valores medidos.

Se analizaron de nuevo los valores de w_{sf} ya que la comparación de U_{10} de CFSR y de altímetros mostraron una concordancia significativa en una zona alejada de la línea de costa (>30km). Utilizando los resultados del modelo de Husson *et al.* (2010) se encontró nuevamente que el modelo WAVE WATCH-III subestima los valores de w_{sf} con respecto a las mediciones. Con el fin de verificar los resultados obtenidos en zonas alejadas de la línea de costa, se analizó información del modelo numérico y medida por boyas en una zona del océano Pacífico enfrente de la costa de California. Los resultados mostraron que WAVE WATCH-III subestima w_{sf} del modelo numérico al ser comparado con valores obtenidos a partir de mediciones boyas y calculados con diferentes métodos. Los resultados sugieren que los valores de w_{sf} no son adecuados y que por lo tanto el crecimiento del oleaje obtenido en este trabajo con mediciones de altímetros debe ser tomado con cuidado. Sin embargo el modelo WAVE WATCH-III obtiene otras variables como H_{SWELL} que permitirían calcular de nuevo w_{sf} y utilizar el método para el crecimiento del oleaje utilizando información de altímetros propuesto en este trabajo.

Capítulo 5. Recapitulación

Se analizó en el presente trabajo el crecimiento del oleaje limitado por el fetch en presencia de swell por medio de información de radares HF y altímetros en el área del GoTe. Se utilizó la información de los radares HF y los altímetros aprovechando las mediciones con alta resolución espacio-temporal que realizan estos instrumentos. El espectro del oleaje se calcula utilizando información medida por los radares HF. Esta información se obtuvo por medio de un método para seleccionar los espectros Doppler con valores adecuados de SNR, extraer y mapear la información del radar HF al dominio de las frecuencias del oleaje. Los errores estadísticos poco significativos obtenidos al comparar este método con otros convencionales, sugieren que X puede ser usado en el pre-procesamiento de datos de radar HF.

La información del radar HF obtenida con el método propuesto se utilizó en un modelo paramétrico y lineal con el cual se obtuvo S_F . En este modelo se utilizó un parámetro α_F que es función de U_{10} medida por una boya ASIS. Los valores de α_F no pudieron ser comparados con otros estudios debido a las diferencias en los conjuntos de datos utilizados en este trabajo y en las otras investigaciones. También fue utilizada una expresión para obtener información de H_S que utiliza un factor β que permite escalar los resultados obtenidos. Se calculó un valor de $\beta = 0.541$ a partir de la información medida por la boya y calculada con los radares HF similar al valor propuesto por Ramos *et al.* (2009).

Los resultados en los valores de H_S obtenidos de S_F con el modelo paramétrico y lineal, presentaron valores de errores estadísticos poco significativos y una ligera subestimación al ser comparado con valores medidos por la boya. Las posibles fuentes potenciales del error en los cálculos de H_S están asociadas con el uso de una sola estación de radar, valores de $\theta_{LW} \sim 90^\circ$, el uso de la función Φ y la omisión de la dirección del oleaje en el parámetro α_F . Validaciones del modelo paramétrico y lineal con mediciones de radar HF con otro conjunto de datos así como la determinación teórica de la función de transferencia propuesta por Hasselmann (1971) T_1/T_2 serán temas de investigación futuros. De igual manera se utilizó el modelo de Wyatt (1990b)

en el cálculo de información del oleaje. Se encontró que los valores calculados tienen diferencias significativas respecto a los valores medidos con la boya ASIS, siendo la posible causa la mala alineación entre las antenas transmisoras y receptoras de la estación STM. Se sugiere ser cuidadoso con los resultados obtenidos con este modelo utilizando el conjunto de datos de radar HF del experimento INTOA.

Se calcularon valores asociados con el crecimiento del oleaje (E_{SEA} y F_{SEA} en función de X) con información de S_F obtenidos de los radares HF. Los valores de E_{SEA} y F_{SEA} fueron calculados con información espacial de los radares HF alrededor del nodo donde estuvo ubicada la boya ASIS. Se supuso que el campo de vientos utilizados en el cálculo correspondía a las condiciones medidas por la boya ASIS. Se encontró que E_{SEA} y F_{SEA} son adecuados aunque están dispersos alrededor de las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) para condiciones atmosférica estables. Las posibles causas de la dispersión son valores no adecuados de S_F obtenidos por medio del modelo paramétrico y lineal, la variación del campo de vientos y las condiciones de slanting-fetch. No se pudo determinar de manera clara una influencia del swell en el oleaje en crecimiento. Los análisis de la influencia del swell en los valores del crecimiento del oleaje sigue siendo un tema abierto de investigación de acuerdo con lo propuesto por algunos autores y con los resultados obtenidos en este trabajo.

Se analizó el crecimiento del oleaje con información combinada de altímetros, del modelo numérico WAVE WATCH-III y CFSR. Se propuso un método para calcular los valores asociados con el crecimiento del oleaje a partir de los valores medidos de H_s por los altímetros y la variable wsf del modelo WAVE WATCH-III. Los valores de X fueron calculados utilizando una aproximación lineal entre cada punto de medición y un área en la zona costera cercana a la estación STM. Se obtuvieron valores de E_{SEA} cercanos a las curvas de crecimiento en concordancia con los resultados obtenidos por Ebuchi (1999) pero en general superiores a los propuestos por las curvas empíricas. Las posibles causas de esta sobrestimación están asociadas al cálculo de X obtenidos con la aproximación lineal y a valores erróneos de wsf del modelo WAVE WATCH-III. Se encontró que wsf del modelo WAVE WATCH-III no es adecuado luego de comparar con valores obtenidos a partir de mediciones con boyas y con otros métodos (Husson *et*

al., 2010). Se espera que en un trabajo futuro el método propuesto para el análisis del crecimiento del oleaje con altímetros sea utilizado con valores de H_{SWELL} del modelo WAVE WATCH-III con los cuales se puede calcular el valor de w_{sf} .

Lista de Referencias

- Apel, J. R. (1994). An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 99(C8), 16269-16291.
- Ardhuin, F., Herbers, T. H. C., Watts, K. P., van Vledder, G. P., Jensen, R., y Graber, H. C. (2007). Swell and slanting-fetch effects on wind wave growth. *Journal of Physical Oceanography*, 37(4), 908-931.
- Barrick, D. E. (1971a). Theory of HF and VHF propagation across the rough sea, 1, The effective surface impedance for a slightly rough highly conducting medium at grazing incidence. *Radio Science*, 6(5), 517-526.
- Barrick, D. E. (1971b). Dependence of second-order Doppler sidebands in HF sea echo upon sea state. *In Antennas and Propagation Society International Symposium*, IEEE. September (V. 9), pp. 194-197.
- Barrick, D. E. (1972a). First-order theory and analysis of MF/HF/VHF scatter from the sea. *Transactions on Antennas and Propagation, IEEE*, 20(1), 2-10.
- Barrick, D. E. (1972b). Remote sensing of sea state by radar. *In Engineering in the Ocean Environment, Ocean 72-IEEE International Conference on*, IEEE. September, pp. 186-192.
- Barrick, D. E. (1973). FM/CW radar signals and digital processing (No. NOAA-TR-ERL-283-WPL-26). *National Oceanic And Atmospheric Administration Boulder Co Wave Propagation Lab*, pp. 1-28.
- Barrick, D. E., Headrick, J. M., Bogle, R. W., y Crombie, D. D. (1974). Sea backscatter at HF: Interpretation and utilization of the echo. *Proceedings of the IEEE*, 62(6), 673-680.
- Barrick, D. E. (1977a). The ocean waveheight nondirectional spectrum from inversion of the HF sea-echo Doppler spectrum. *Remote Sensing of Environment*, 6(3), 201-227.
- Barrick, D. E. (1977b). Extraction of wave parameters from measured HF radar sea-echo Doppler spectra. *Radio Science*, 12(3), 415-424.
- Bottema, M., y van Vledder, G. P. (2008). Effective fetch and non-linear four-wave interactions during wave growth in slanting fetch conditions. *Coastal Engineering*, 55(3), 261-275.
- Bottema, M., y van Vledder, G. P. (2009). A ten-year data set for fetch-and depth-limited wave growth. *Coastal Engineering*, 56(7), 703-725.

- Breivik, Ø., y Sætra, Ø. (2001). Real time assimilation of HF radar currents into a coastal ocean model. *Journal of Marine Systems*, 28(3), 161-182.
- Brennan, M. J., Hennon, C. C., y Knabb, R. D. (2009). The operational use of QuikSCAT ocean surface vector winds at the National Hurricane Center. *Weather and Forecasting*, 24(3), 621-645.
- Bretschneider, C. L. (1973). Prediction of waves and currents. *Look Lab/Hawaii*, 3(1), pp. 1-17.
- Cannon, P. S., Angling, M. J., Heaton, J. A. T., Rogers, N. C., y Shukla, A. K. (2005). The effects of space weather on radio systems. In *Effects of Space Weather on Technology Infrastructure*. Springer Netherlands, pp. 185-201.
- Chelton, D. B., Freilich, M. H., y Esbensen, S. K. (2000). Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Part II: Regional relationships and dynamical considerations. *Monthly Weather Review*, 128(7), 2019-2043.
- Churchill, J. H., Plueddemann, A. J., y Faluotico, S. M. (2006). Extracting wind sea and swell from directional wave spectra derived from a bottom-mounted ADCP (No. WHOI-2006-13). *Woods Hole Oceanographic Institution Ma*, pp 1-41.
- CODAR. (2002). Defining first-order region boundaries. *Technical report* , pp. 1-9.
- Crombie, D. D., Hasselmann, K., y Sell, W. (1978). High-frequency radar observations of sea waves travelling in opposition to the wind. *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1-4), 45-54.
- Donelan, M. A., Hamilton, J., y Hui, W. (1985). Directional spectra of wind-generated waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315(1534), 509-562.
- Donelan, M. A. (1987). The effect of swell on the growth of wind-waves. *Johns Hopkins APL Technical Digest* , 8(1), pp. 18-23.
- Ebuchi, N., Kawamura, H., y Toba, Y. (1992). Growth of wind waves with fetch observed by the Geosat altimeter in the Japan Sea under winter monsoon. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 97(C1), 809-819.
- Ebuchi, N. (1999). Growth of wind waves with fetch in the Sea of Japan under winter monsoon investigated using data from satellite altimeters and scatterometer. *Journal of Oceanography*, 55(5), 575-584.
- Esquivel-Trava, B., Ocampo-Torres, F. J., y Osuna, P. (2014). Spatial structure of directional wave spectra in hurricanes. *Ocean Dynamic* , In review.

- Essen, H. H., Gurgel, K. W., y Schlick, T. (2000). On the accuracy of current measurements by means of HF radar. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 25(4), 472-480.
- Essen, H. H., Breivik, Ø., Günther, H., Gurgel, K. W., Johannessen, J., Klein, H., y Stawarz, M. (2003). Comparison of remotely measured and modelled currents in coastal areas of Norway and Spain. *The Global atmosphere and ocean system*, 9(1-2), 39-64.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Chavanne, C., y Flament, P. (2011). Coastal circulation in the absence of wind in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: High-frequency radar observations. *Ciencias marinas*, 37(4A), 493-512.
- Forget, P., Broche, P., De Maistre, J. C., y Fontanel, A. (1981). Sea state frequency features observed by ground wave HF Doppler radar. *Radio Science*, 16(5), 917-925.
- García-Nava, H., Ocampo-Torres, F. J., Osuna, P., y Donelan, M. A. (2009). Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 114(C12).
- García-Nava, H., Ocampo-Torres, F. J., Hwang, P. A., y Osuna, P. (2012). Reduction of wind stress due to swell at high wind conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 117(C11).
- Gilhousen, D. B., y Hervey, R. (2001). Improved estimates of swell from moored buoys. In *Proceedings of the Fourth International symposium WAVES*. V. 2001, pp. 387-393.
- Green, J. J., y Wyatt, L. R. (2006). Row-action inversion of the Barrick-Weber equations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(3), 501-510.
- Gurgel, K. W., Essen, H. H., y Schlick, T. (2006). An empirical method to derive ocean waves from second-order Bragg scattering: prospects and limitations. *Journal of Oceanic Engineering, IEEE*, 31(4), 804-811.
- Gurgel, K. W., y Schlick, T. (2009). Remarks on signal processing in HF radars using FMCW modulation. In *Proc. International Radar Symposium*, pp. 45-50.
- Hanson, J. L., y Phillips, O. M. (2001). Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 18(2), 277-293.
- Hashimoto, N., y Tokuda, M. (1999). A Bayesian approach for estimation of directional wave spectra with HF radar. *Coastal Engineering Journal*, 41(02), 137-149.

- Hasselmann, K. (1971). Determination of ocean wave spectra from Doppler radio return from the sea surface. *Nature*, 229(1), 16-17.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., et al. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsche Hydrographische Zeitschrift. Supplement*, A(8) (12), 95.
- Haus, B. K., Shay, L. K., Work, P. A., Voulgaris, G., Ramos, R. J., y Martinez-Pedraja, J. (2010). Wind speed dependence of single-site wave-height retrievals from high-frequency radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(8), 1381-1394.
- Heron, M. L., Dexter, P. E., y McGann, B. T. (1985). Parameters of the air-sea interface by high-frequency ground-wave Doppler radar. *Marine and Freshwater Research*, 36(5), 655-670.
- Heron, S. F., y Heron, M. L. (1998). A comparison of algorithms for extracting significant wave height from HF radar ocean backscatter spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(5), 1157-1163.
- Heron, M. L., y Heron, S. F. (2001). Cumulative probability noise analysis in geophysical spectral records. *International Journal of Remote Sensing*, 22(13), 2537-2544.
- Hilmer, T. (2010). Radar sensing of ocean wave heights. *PhD Thesis. Hawaii University*.
- Hisaki, Y. (1996a). Nonlinear inversion of the integral equation to estimate ocean wave spectra from HF radar. *Radio science*, 31(1), 25-39.
- Hisaki, Y. (1996b). A study on surface waves using High-Frequency (HF) ocean radar. *PhD Thesis. Okinawa Radio Observatory*.
- Hisaki, Y. (2005). Ocean wave directional spectra estimation from an HF ocean radar with a single antenna array: Observation. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 110(C11).
- Hisaki, Y. (2006). Ocean wave directional spectra estimation from an HF ocean radar with a single antenna array: Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(2), 268-286.
- Hisaki, Y. (2009). Quality control of surface wave data estimated from low signal-to-noise ratio HF radar Doppler spectra. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 26(11), 2444-2461.
- Howell, R., y Walsh, J. (1993). Measurement of ocean wave spectra using narrow-beam HE radar. *Journal of Oceanic Engineering, IEEE*, 18(3), 296-305.

- Husson, R., Ardhuin, F., Collard, F., Chapron, B., y Balanche, A. (2012). Revealing forerunners on Envisat's wave mode ASAR using the Global Seismic Network. *Geophysical Research Letters*, 39(15).
- Hwang, P. A., García-Nava, H., y 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.
- Hwang, P. A., Ocampo-Torres, F. J., y García-Nava, H. (2012). Wind Sea and Swell Separation of 1D Wave Spectrum by a Spectrum Integration Method. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(1), 116-128.
- Kahma, K. K. (1981). A study of the growth of the wave spectrum with fetch. *Journal of Physical Oceanography*, 11(11), 1503-1515.
- Kahma, K. K., y Calkoen, C. J. (1992). Reconciling discrepancies in the observed growth of wind-generated waves. *Journal of Physical Oceanography*, 22(12), 1389-1405.
- Kitaigorodskii, S. A. (1962). Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Izv. Geophys. Ser. Acad. Sci., USSR*, 1, pp. 105-117.
- Kuik, A. J., Van Vledder, G. P., y Holthuijsen, L. H. (1988). A method for the routine analysis of pitch-and-roll buoy wave data. *Journal of Physical Oceanography*, 18(7), 1020-1034.
- Lewis, J. K., Shulman, I., y Blumberg, A. F. (1998). Assimilation of Doppler radar current data into numerical ocean models. *Continental Shelf Research*, 18(5), 541-559.
- Lipa, B., y Barrick, D. (1980). Methods for the extraction of long-period ocean wave parameters from narrow beam HF radar sea echo. *Radio Science*, 15(4), 843-853.
- Lipa, B. J., Barrick, D. E., y Maresca, J. W. (1981). HF radar measurements of long ocean waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 86(C5), 4089-4102.
- Lipa, B. J., y Barrick, D. E. (1986). Extraction of sea state from HF radar sea echo: Mathematical theory and modeling. *Radio Science*, 21(1), 81-100.
- Long, A., y Trizna, D. B. (1973). Mapping of North Atlantic winds by HF radar sea backscatter interpretation. *Transactions on Antennas and Propagation, IEEE*, 21(5), 680-685.

- Maresca, J. W., y Georges, T. M. (1980). Measuring rms wave height and the scalar ocean wave spectrum with HF skywave radar. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 85(C5), 2759-2771.
- Mitsuyasu, H. (1966). Interactions between water waves and wind (I). *Rep. Res. Inst. Appl. Mech. Kyushu Univ*, 14, pp. 67-88.
- Nato, Research and Technology Organization. (2007). *HF interference, procedures and tools*. Recuperado de <http://www.rto.nato.int>, 11/20/2011.
- Ocampo-Torres, F. J., García-Nava, H., Durazo, R., Osuna, P., Méndez, G. D., y 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.
- Ortiz, M. (2009). Condicion Santa Ana, no todo es viento seco, alergias e incendios forestales. *Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana*. Puerto Vallarta, pp. 1-2.
- Pantoja, D. A., Marinone, S. G., Parés-Sierra, A., y Gómez-Valdivia, F. (2012). Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific Modelación numérica de la hidrografía y circulación estacional y de mesoescala en el Pacífico central mexicano. *Ciencias Marinas*, 38(2), 363-379.
- Portilla, J., Ocampo-Torres, F. J., y Monbaliu, J. (2009). Spectral partitioning and identification of wind sea and swell. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 26(1), 107-122.
- Queffeulou, P. (2004). Long-term validation of wave height measurements from altimeters. *Marine Geodesy*, 27(3-4), 495-510.
- Ramos, R. J., Graber, H. C., y Haus, B. K. (2009). Observation of wave energy evolution in coastal areas using HF radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(9), 1891-1909.
- Reid, R. O., y Bretschneider, C. L. (1953). Surface Waves and Offshore Structures: The Design Wave in Deep Or Shallow Water, Storm Tide, and Forces on Vertical Piles and Large Submerged Objects: a Technical Report. *A. & M. College of Texas, Department of Oceanography*.
- Robinson, A. M., y Wyatt, L. R. (2011). A two year comparison between HF radar and ADCP current measurements in Liverpool Bay. *Journal of operational oceanography*, 4(1), 33-45.
- Romero, L., y Melville, W. K. (2010). Airborne observations of fetch-limited waves in the Gulf of Tehuantepec. *Journal of Physical Oceanography*, 40(3), 441-465.

- Shay, L. K., Graber, H. C., Ross, D. B., y Chapman, R. D. (1995). Mesoscale ocean surface current structure detected by high-frequency radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(4), 881-900.
- Shen, C., Gill, E., y Huang, W. (2012, October). Simulation of HF radar cross sections for swell contaminated seas. *In Oceans, 2012*. IEEE, pp. 1-5.
- Shrira, V. I., Ivonin, D. V., Broche, P., y Maistre, J. C. (2001). On remote sensing of vertical shear of ocean surface currents by means of a Single-frequency VHF radar. *Geophysical research letters*, 28(20), 3955-3958.
- Stewart, R. H., y Joy, J. W. (1974). HF radio measurements of surface currents. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. December, Elsevier. V. 21, No. 12, pp. 1039-1049.
- Tracy, B., Devaliere, E. M., Nicolini, T., Tolman, H. L., y Hanson, J. L. (2007). Wind sea and swell delineation for numerical wave modeling. In *10th international workshop on wave hindcasting and forecasting & coastal hazard symposium*. November, pp.1-12.
- Tuomi, L., Kahma, K. K., y Fortelius, C. (2012). Modelling fetch-limited wave growth from an irregular shoreline. *Journal of Marine Systems*, 105, 96-105.
- Velázquez-Muñoz, F. A., Martínez, J. A., Chavanne, C., Durazo, R., y Flament, P. (2011). Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Ciencias Marinas*, 37(4A), 443-456.
- Velázquez-Muñoz, F. A., Martínez, J. A., y Durazo, R. (2014). Numerical simulation of ocean response by 529 offshore wind stress events. *En Klapp et al. (eds.): Experimental and Computational Fluid Mechanics*, pp. 93-110.
- Wait, J. R. (1966). Theory of HF ground wave backscatter from sea waves. *Journal of Geophysical Research*, 71(20), 4839-4842.
- Walsh, E. J., Hancock III, D. W., Hines, D. E., Swift, R. N., y Scott, J. F. (1989). An observation of the directional wave spectrum evolution from shoreline to fully developed. *Journal of physical oceanography*, 19(5), 670-690.
- Wang, D., y Gilhousen, D. (1998). Separation of seas and swell from NDBC buoy wave data. *Fifth Int. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, pp. 155-162.
- Wang, D. W., y Hwang, P. A. (2001). An Operational Method for Separating Wind Sea and Swell from Ocean Wave Spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(12), 2052-2062.

- Weber, B. L., y Barrick, D. E. (1977). On the nonlinear theory for gravity waves on the ocean's surface. Part I: Derivations. *Journal of Physical Oceanography*, 7(1), 3-10.
- WERA. (2007). *WERA operation Seminar*. Kaltenkirchen (Germany): HELZEL. September 10-14, (3) pp 1-14.
- Wilson, B. (1955). Graphical approach to the forecasting of waves in moving fetches. *Corp Engineers, Department of the Army*. Technical Memorandum 7, pp. 1-30.
- Wyatt, L. R. (1981). On Barrick's inversion procedure. In E. D. Electronic and Electrical (Ed.), *In Department Memorandum 487*. U.K., University of Birmingham, pp. 1-29.
- Wyatt, L. R. (1989). Measuring the ocean wave directional spectrum with HF radar: The inversion problem. In S. Brooks (Ed.), *Mathematics in remote sensin*, Oxford: Clarendon Press, pp. 279-291.
- Wyatt, L. R. (1990a). Progress in the interpretation of HF sea echo: HF radar as a remote sensing tool. In *Radar and Signal Processing, IEEE Proceedings F*, 137-2. April, IET, pp. 139-147.
- Wyatt, L. R. (1990b). A relaxation method for integral inversion applied to HF radar measurement of the ocean wave directional spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, 11(8), 1481-1494.
- Wyatt, L. R. (1994). Coastal surface current and wave measurement with high frequency radar: Limitations and prospects. In P. C. K. Beven (Ed.), *Mixing and Transport in the Environment*. John Willey and Sons, pp. 295–306.
- Wyatt, L. R. (2002). An evaluation of wave parameters measured using a single HF radar system. *Canadian journal of remote sensing*, 28(2), 205-218.
- Wyatt, L. R., Green, J. J., Gurgel, K.-W., Nieto Borge, J. C., Reichert, K., Hessner, K., et al. (2003). Validation and intercomparisons of wave measurements and models during the EuroROSE experiments. *Coastal Engineering* , 48, 1-28.
- Wyatt, L. R. (2007). Wave and Tidal Power measurement using HF radar. In *Oceans 2007-Europe*. June, IEEE, pp. 1-5.
- Wyatt, L. R., Green, J. J., y Middleditch, A. (2009). Signal sampling impacts on HF radar wave measurement. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(4), 793-805.
- Wyatt, L. R., Green, J. J., y Middleditch, A. (2011). HF radar data quality requirements for wave measurement. *Coastal engineering*, 58(4), 327-336.

- Wyatt, L. R. (2012). Use of HF radar for marine renewable applications. In *Oceans, 2012-Yeosu*. May, IEEE, pp. 1-5.
- Young, I. R. (1988). Parametric hurricane wave prediction model. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 114(5), 637-652.
- Young, I. R., y Verhagen, L. A. (1996). The growth of fetch limited waves in water of finite depth. Part 1. Total energy and peak frequency. *Coastal Engineering*, 29(1), 47-78.
- Young, I. (1999). *Wind generated ocean waves* (V. 2). (O. E. Series, Ed.) Elsevier.

Anexo.A Definición del principio Bragg

El principio Bragg es utilizado en el análisis de información de radares de alta frecuencia (HF) para definir la longitud de onda del oleaje que es resonante a primer orden con la onda electromagnética transmitida. Desde el punto de vista de la óptica clásica y el electromagnetismo, cuando una onda choca con una partícula, esta partícula refleja la energía recibida con la misma frecuencia. Esta radiación es dispersada y el fenómeno es conocido como reflexión de Rayleigh. Sin embargo, si la onda interactúa con dos partículas ubicadas en dos planos paralelos y cercanos entre sí, las ondas reflejadas interactúan entre ellas produciendo campos donde las ondas interfieren coherentemente si ellas están en fase (múltiplos de 2π) o de manera incoherente si ellas tienen fases opuestas (múltiplos impares de π).

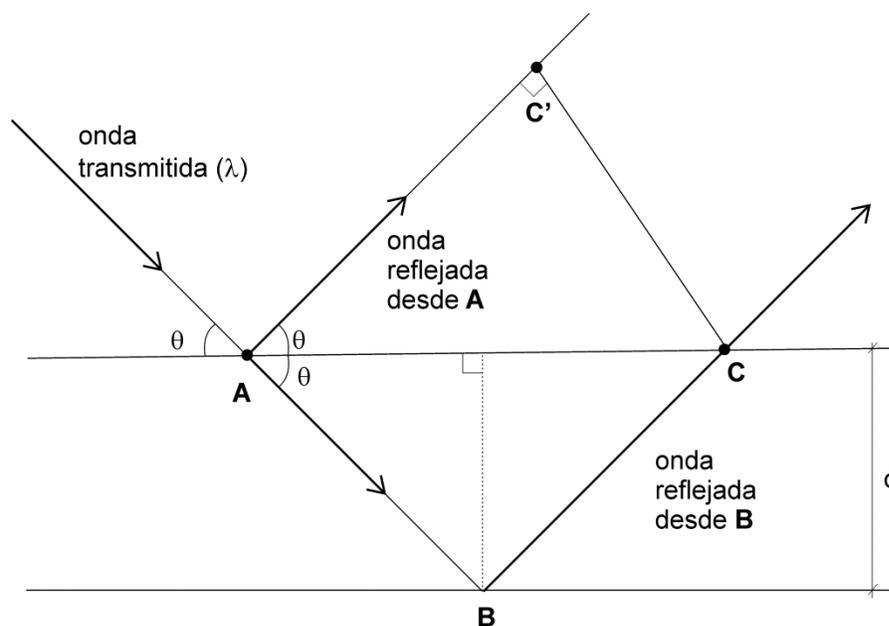


Figura A.1. Diagrama esquemático de la ley Bragg

La Figura A.1 muestra dos planos paralelos y cercanos entre sí separados por una distancia d donde una onda monocromática choca en dos puntos (A y B) y cada uno refleja sus respectivas ondas. Cuando el rayo choca en una partícula y se refleja, los ángulos de entrada y salida (θ) son iguales de acuerdo con la ley de Snell. Los puntos $ABCC'$ forman un cuadrilátero. Definimos la diferencia entre las rutas de la onda que se refleja desde A y la onda que se transmite hasta B y se refleja como:

$$[\overline{AB} + \overline{BC}] - \overline{AC'} \quad (\text{A.1})$$

Las ondas llegarán a un punto con la misma fase (produciendo interferencia coherente) si y solo si la diferencia entre las rutas de las ondas reflejadas es igual a un valor entero (n) de su número de onda (λ):

$$[\overline{AB} + \overline{BC}] - \overline{AC'} = n\lambda \quad (\text{A.2})$$

El segmento \overline{AB} puede relacionarse con el ángulo θ y la distancia d de la siguiente manera

$$\overline{AB} = \overline{BC}; \overline{AB} \text{ sen} \theta = d; \overline{AB} = \frac{d}{\text{sen} \theta} \quad (\text{A.3})$$

El segmento $\overline{AC'}$ se encuentra a partir de θ , d y el segmento \overline{AC} de la siguiente manera

$$\tan \theta = \frac{d}{\overline{AC}/2}; \overline{AC} = \frac{2d}{\tan \theta}; \overline{AC'} = \overline{AC} \cos \theta \quad (\text{A.4})$$

Por lo tanto $\overline{AC'}$ es

$$\overline{AC'} = \frac{2d}{\tan \theta} \cos \theta; \overline{AC'} = \frac{2d \cos \theta}{\text{sen} \theta} \cos \theta; \overline{AC'} = \frac{2d \cos^2 \theta}{\text{sen} \theta} \quad (\text{A.5})$$

Utilizando las expresiones (A.4) y (A.5) en la ecuación (A.2), se tiene

$$\frac{d}{\text{sen} \theta} + \frac{d}{\text{sen} \theta} - 2d \frac{\cos^2 \theta}{\text{sen} \theta} = n\lambda; \frac{2d}{\text{sen} \theta} - 2d \frac{\cos^2 \theta}{\text{sen} \theta} = n\lambda \quad (\text{A.6})$$

$$\frac{2d}{\text{sen} \theta} [1 - \cos^2 \theta] = n\lambda; \frac{2d}{\text{sen} \theta} \text{sen}^2 \theta = n\lambda; 2d \text{sen} \theta = n\lambda \quad (\text{A.7})$$

La última expresión de (A.7) es llamada la ley Bragg. Despejando el valor d

$$d = \frac{n\lambda}{2 \operatorname{sen}\theta} \quad (\text{A.8})$$

En el caso de los radares (HF), n es igual a uno, $\theta \sim 90^\circ$ (se calcula como 90° menos el ángulo de incidencia entre el beam generado por el radar y la superficie del océano el cual es $\sim 0^\circ$ ya que el beam y la superficie son aproximadamente paralelas) y d es la longitud onda del oleaje, por lo tanto la expresión (A.8) se reduce a:

$$d = \frac{\lambda}{2} \quad (\text{A.9})$$

Anexo.B Definición teórica de la localización de los ecos de segundo orden en el espectro Doppler

El eco de segundo orden es un continuo que aparece a los lados del eco de primer orden en el espectro Doppler. Su presencia se debe a interacciones de tipo hidrodinámico y electromagnético que son representadas en la ecuación de Barrick (1977a). Estas interacciones se deben a la presencia de olas que interactúan entre sí y que cumplen la restricción de segundo orden (Barrick, 1974). A nivel hidrodinámico las olas que viajan hacia el radar o se alejan de él pueden generar olas llamadas evanescentes (Hisaki, 1996b) generadas por interacciones no lineales con longitudes de onda cercanas a la longitud de onda Bragg ($\lambda/2$, donde λ es la longitud de onda de la onda electromagnética) que producen reflexión difusa coherente.

Otra manera en la que se genera el eco de segundo orden se debe a la presencia de dos trenes de olas con números de onda k_1 y k_2 (λ_1 y λ_2 sus longitudes de onda asociadas) que interactúan con la onda electromagnética transmitida por el radar (k_T) produciendo reflexión difusa. La onda del radar choca con el primer tren de olas produciendo una reflexión intermedia (no llega al radar) que se propaga sobre la superficie con un ángulo α_e que depende de la dirección del tren de olas respecto a la dirección de transmisión de las ondas electromagnéticas (Figura B.1). Esta onda reflejada choca con un segundo tren de olas que permite que la señal regrese al radar HF. Algunos autores han sugerido que los picos asociados con el swell y el oleaje local pueden ser identificados de manera visual en el dominio Doppler (Lipa *et al.*, 1981; Wyatt, 1990a). Estos trabajos sugieren que los picos asociados con el swell se encuentran más cercanos a los ecos de primer orden que los picos asociados con el oleaje local. Con el fin de determinar la frecuencia de los picos del swell y del oleaje local en el dominio Doppler se definieron en primer lugar las longitudes de onda del oleaje en función de los ángulos que forman con la onda electromagnética.

A partir de algunas aproximaciones dadas por Barrick (1977a), es posible definir la relación entre la onda intermedia reflejada que corresponde a una onda Bragg ($\lambda/2$) y la longitud de onda del primer tren de oleaje

$$\lambda_T = 2 \lambda_1 \cos \alpha_e; \lambda_1 = \frac{\lambda_T}{2 \cos \alpha_e} \quad (\text{B.1})$$

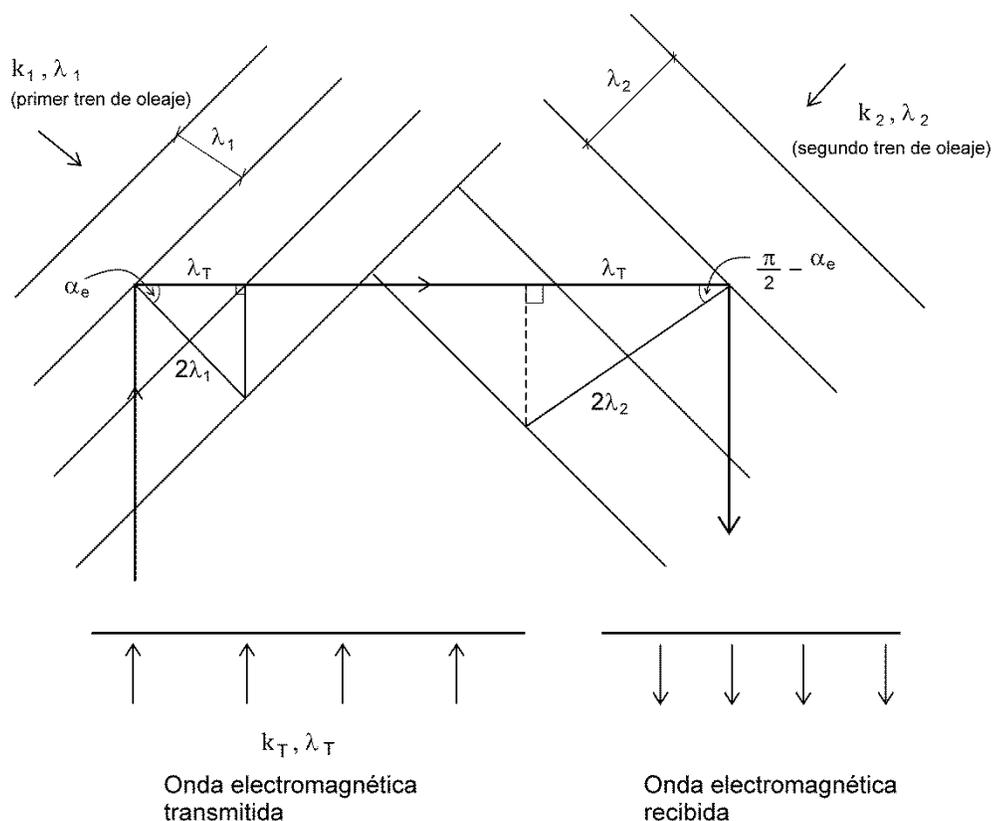


Figura B.1. Esquema de las interacciones de dos trenes de oleaje que interactúan con la onda electromagnética transmitida por el radar

La onda Bragg intermedia interactúa ahora con el segundo tren de olas y define un ángulo entre ellos de $\pi/2 - \alpha_e$ (Figura B.1), de tal manera que la onda intermedia reflejada por el segundo tren de olas viaja de regreso al radar. La relación entre la segunda onda Bragg intermedia y la longitud de onda del segundo tren de olas se puede definir así

$$\lambda = 2 \lambda_2 \cos(\pi/2 - \alpha_e); \lambda_2 = \frac{\lambda_T}{2 \cos(\pi/2 - \alpha_e)} = \frac{\lambda_T}{2 \sin(\alpha_e)} \quad (\text{B.2})$$

De esta manera se obtienen las longitudes de onda asociados con los dos trenes de oleaje en función de λ_T y del ángulo α_e . Según la teoría de reflexión difusa de primer orden, una onda transmitida con frecuencia ω_T y número de onda \mathbf{k}_T es reflejada por el oleaje con frecuencia ω_W y número de onda \mathbf{k}_W por los dos trenes de olas mencionadas con frecuencias y números de onda dadas por la condición Bragg de acuerdo a:

$$\omega_R = \omega_T \pm \omega_W \quad (\text{B.3})$$

$$\mathbf{k}_R = \mathbf{k}_T \pm \mathbf{k}_W \quad (\text{B.4})$$

donde, ω_R y \mathbf{k}_R son la frecuencia y el número de onda de la onda electrónica reflejada de manera difusa. En el caso de reflexión especular $\mathbf{k}_R = \mathbf{k}_T$ y de acuerdo con (B.4)

$$\mathbf{k}_W = \pm 2\mathbf{k}_T \quad (\text{B.5})$$

Teniendo en cuenta que $k=2\pi/\lambda$ es la magnitud del vector \mathbf{k} , de la relación de dispersión para aguas profundas se define ω_W :

$$\omega_W = \sqrt{gk_W} \quad (\text{B.6})$$

Reemplazando (B.5) en (B.6), se tiene

$$\omega_W = \pm \sqrt{2gk_T} \quad (\text{B.7})$$

Reorganizando la ecuación (B.3) se tiene que la diferencia entre ω_R y ω_T a primer orden es aproximadamente igual a la frecuencia Bragg (ω_B) y utilizando (B.7) se tiene:

$$\omega_B = \sqrt{2gk_T} \quad (\text{B.8})$$

De igual manera se puede calcular la frecuencia Doppler (ω_D) generada por la interacción de los dos trenes de oleaje con frecuencias ω_{W1} y ω_{W2} como:

$$\omega_D = \omega_R - \omega_T = \omega_{W1} + \omega_{W2} \quad (\text{B.9})$$

De la relación de dispersión para aguas profundas se define la frecuencia en función del número de onda para los dos trenes de olas:

$$\omega_{W1} = \sqrt{gk_1}; \omega_{W2} = \sqrt{gk_2} \quad (\text{B.10})$$

Combinando las ecuaciones de (B.9) y (B.10) se obtiene

$$\omega_D = \sqrt{gk_1} + \sqrt{gk_2} = \sqrt{\frac{2g\pi}{\lambda_1}} + \sqrt{\frac{2g\pi}{\lambda_2}} \quad (\text{B.11})$$

Reemplazando las expresiones para λ_1 y λ_2 dadas en las ecuaciones (B.1) y (B.2), se tiene:

$$\omega_D = \sqrt{\frac{2g\pi}{\frac{\lambda_T}{2 \cos \alpha_e}}} + \sqrt{\frac{2g\pi}{\frac{\lambda_T}{2 \sin \alpha_e}}} = \sqrt{\frac{4g\pi}{\lambda_T}} [\cos \alpha_e^{0.5} + \sin \alpha_e^{0.5}] \quad (\text{B.12})$$

De la ecuación (B.8) se tiene

$$\omega_B = \sqrt{2gk_T} = \sqrt{\frac{4g\pi}{\lambda}} \quad (\text{B.13})$$

Reemplazando la última expresión de (B.13) por ω_B en (B.12)

$$\omega_D = \omega_B [\cos \alpha_e^{0.5} + \sin \alpha_e^{0.5}] \quad (\text{B.14})$$

Finalmente normalizando (B.13) con ω_B obtenemos:

$$\omega_{DN} = [\cos \alpha_e^{0.5} + \sin \alpha_e^{0.5}], \quad (\text{B.15})$$

donde ω_{DN} es la razón entre ω_D y ω_B . En la ecuación (B.15) reemplazamos α_e por la la dirección relativa entre la dirección del eje principal del radar y la dirección principal del

oleaje (θ_{LW}). En la Figura B.2 se muestra ω_{DN} , λ_1 y λ_2 como función de θ_{LW} . Sólo se presenta el gráfico para el intervalo $0 < \theta_{LW} < 180^\circ$ ya que los valores ω_{DN} , λ_1 y λ_2 tienen el mismo comportamiento para $\theta_{LW} > 180^\circ$.

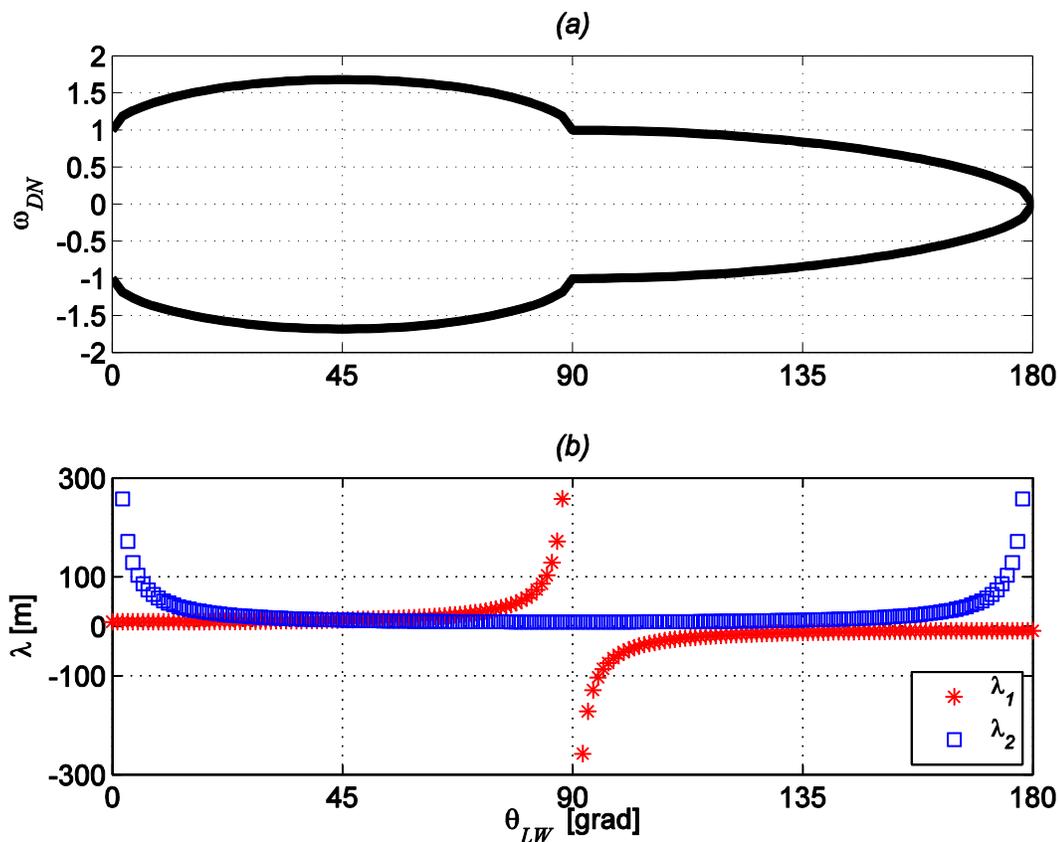


Figura B.2. Análisis de las frecuencias Doppler normalizadas con la frecuencia Doppler y las longitudes de onda de los dos trenes de oleaje en función de θ_{LW} . (a) ω_{DN} y (b) λ_1 y λ_2 .

En la Figura B.2 se observa que valores de ω_{DN} cercanos a ± 1 ($\omega_D = \omega_B$; panel (a)) están asociados con longitudes de onda λ_1 y λ_2 mayores a 100 m (panel (b)). Este mismo resultado se presenta cuando $\omega_{DN} = 0$. Por lo tanto, longitudes onda mayores que 100 m correspondientes al swell estas asociados con los valores de ω_{DN} cercanos a ± 1 , es decir cerca a ω_B y por lo tanto a los picos de primer orden. De acuerdo con los resultados la energía asociada con el swell se puede presentar en $\omega_{DN} = 0$, sin embargo de acuerdo con Barrick (1972b) e Hisaki (2009) es común que cualquier señal cercana a cero Doppler pueda ser enmascarada por reflexiones especulares de la playa.

Por otro lado, valores de ω_{DN} superiores o inferiores a ± 1 están asociados con las longitudes de onda λ_1 y λ_2 menores que 100 m las cuales se pueden asociar con el oleaje local. De acuerdo con la Figura B.2 estas longitudes de onda se presentan en las bandas de frecuencia alejadas de ω_B y por lo tanto alejadas de los picos de primer orden. Los resultados obtenidos en este Anexo sugieren que es posible identificar los picos asociados con el swell y el oleaje local en el dominio Doppler de acuerdo con lo propuesto por Lipa *et al.* (1981) y Wyatt (1990a).

Anexo.C Desarrollo de la aproximación lineal a partir de la ecuación de segundo orden

De acuerdo con la teoría de reflexión difusa de primer orden, una onda transmitida con frecuencia ω_T y número de onda \mathbf{k}_T es reflejada de manera difusa por dos trenes de olas (que se acercan o se alejan del radar) con frecuencia ω_W y número de onda \mathbf{k}_W dadas por la condición Bragg (interacción resonante), mediante una onda con frecuencia (ω_R) y número de onda (\mathbf{k}_R) como:

$$\omega_R = \omega_T \pm \omega_W \quad (\text{C.1})$$

$$\mathbf{k}_R = \mathbf{k}_T \pm \mathbf{k}_W \quad (\text{C.2})$$

En el caso de reflexión especular $\mathbf{k}_R = \mathbf{k}_T$ y de acuerdo con (C.2)

$$\mathbf{k}_W = \pm 2\mathbf{k}_T \quad (\text{C.3})$$

De la relación de dispersión para aguas profundas se tiene que $\omega_W = (g k_W)^{0.5}$. En general $k = 2\pi/\lambda$ es la magnitud del vector \mathbf{k} , reemplazando k_W y recordando que la velocidad de fase del oleaje $c = \omega / k_W$, tenemos

$$\omega_W = \sqrt{\frac{2g\omega_T}{c}} \quad (\text{C.4})$$

De acuerdo con Hasselmann (1971), a primer orden la señal electromagnética es reflejada difusamente debido a la interacción de dos trenes de olas con longitudes de onda igual a $\lambda/2$. Para un espectro de oleaje (S) la reflexión difusa se compone de dos señales con energías definidas por:

$$\sigma_1(\omega_D) = \beta \sum_{m_1} S(-2m_1\mathbf{k}_T)T_1 \quad (\text{C.5})$$

donde, σ_1 es la señal asociada a los ecos de primer orden, ω_D es la frecuencia Doppler definida como $\omega_R - \omega_T$ y m_1 representa un cambio de signo (\pm). El factor T_1 es una

función de la potencia reflejada de manera difusa y la potencia transmitida y β es un factor de transmisión (Hasselmann, 1971). Utilizando la definición en la ecuación (C.1) se obtiene:

$$\omega_D = \omega_R - \omega_T ; \omega_D = m_1 \omega_W \quad (C.6)$$

La interacción de una onda electromagnética incidente con dos trenes de olas (ω_1 y ω_2), producen cuatro ondas reflejadas las cuales satisfacen las condiciones Bragg dadas por:

$$\omega_R = \omega_T + m_1 \omega_1 + m_2 \omega_2 \quad (C.7)$$

$$\mathbf{k}_R = \mathbf{k}_T + m_1 \mathbf{k}_1 + m_2 \mathbf{k}_2 , \quad (C.8)$$

donde m_2 representa un cambio de signo (\pm). Según la teoría del eco de segundo orden se puede obtener un continuo (eco de segundo orden) a partir de los números de onda $m_1 \mathbf{k}_1$ y $m_2 \mathbf{k}_2$. Utilizando la aproximación de la teoría de reflexión difusa ($\mathbf{k}_R = -\mathbf{k}_T$) en las expresiones (C.7) y (C.8) se obtiene:

$$m_1 \mathbf{k}_1 + m_2 \mathbf{k}_2 = -2\mathbf{k}_T \quad (C.9)$$

El eco de segundo orden del espectro Doppler en función de ω_D se puede obtener integrando sobre las restricciones dadas en las expresiones (C.7) y (C.8) (Hasselmann, 1971)

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} \int T_2 S(m_1 \mathbf{k}_1) S(m_2 \mathbf{k}_2) \delta(\omega_D - m_1 \omega_1 - m_2 \omega_2) d\mathbf{k}_1, \quad (C.10)$$

donde, σ_2 es la señal asociada a los ecos de segundo orden, T_2 es una función de transferencia determinada por el coeficiente de acoplamiento (interacciones hidrodinámicas y electromagnéticas). La función delta de Dirac (δ), no permite que la integración pueda realizarse de manera independiente sobre \mathbf{k}_1 y \mathbf{k}_2 , sin embargo puede integrarse sobre uno de los números de onda (\mathbf{k}_1) y el segundo número de onda

(\mathbf{k}_2) considerarlo constante en la expresión (C.10). Si suponemos que $|\mathbf{k}_1| \ll |\mathbf{k}_2|$ y agregando un cambio de signo (m_1) a \mathbf{k}_T , la expresión (C.9) ahora es:

$$m_2 \mathbf{k}_2 = -2m_1 \mathbf{k}_T \quad (\text{C.11})$$

Reemplazando la expresión (C.11) en la ecuación (C.10)

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} \int T_2 S(m_1 \mathbf{k}_1) S(-2m_1 \mathbf{k}_T) \delta(\omega_D - m_1 \omega_1 - m_2 \omega_2) d\mathbf{k}_1 \quad (\text{C.12})$$

Tomando en cuenta que $S(-2m_1 \mathbf{k}_T)$ no depende de \mathbf{k}_1 y que T_2 es un función de transferencia que varía lentamente con \mathbf{k}_1 , la ecuación (C.12) se puede expresar como

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} T_2 S(-2m_1 \mathbf{k}_T) \int S(m_1 \mathbf{k}_1) \delta(\omega_D - m_1 \omega_1 - m_2 \omega_2) d\mathbf{k}_1 \quad (\text{C.13})$$

La ecuación (C.13) ahora sólo tiene una integral en función de \mathbf{k}_1 , excepto que aún conserva la función δ . Esta función permite dentro de la ecuación filtrar las señales de reflexión difusa con respecto a ω_D . Sin embargo en vez de expresar la ecuación con respecto al vector \mathbf{k} , se expresará de aquí en adelante en función de ω y θ (frecuencia y dirección de propagación). Para transformar un espectro del dominio de \mathbf{k} al dominio (ω, θ) tenemos que

$$S(\mathbf{k}) d\mathbf{k} = S(\omega, \theta) d\omega d\theta \quad (\text{C.14})$$

Reemplazando las densidades espectrales con respecto al vector \mathbf{k} por la densidades espectrales en función de (ω, θ) en la ecuación (C.13), se tiene

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} T_2 S(-2m_1 \mathbf{k}_T) \iint_{\omega_1, \theta} S(m_1 \omega_1, \theta) \delta(\omega_D - m_1 \omega_1 - m_2 \omega_2) d\theta d\omega_1 \quad (\text{C.15})$$

Integrando sobre θ

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} T_2 S(-2m_1 \mathbf{k}_T) \int_{\omega_1} S(m_1 \omega_1) \delta(\omega_D - m_1 \omega_1 - m_2 \omega_2) d\omega_1 \quad (\text{C.16})$$

De acuerdo con las características de la función delta de Dirac

$$\delta(x) = \delta(-x) \quad (\text{C.17})$$

Utilizando la expresión (C.17) en la ecuación (C.16), se tiene

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} T_2 S(-2m_1 \mathbf{k}_T) \int_{\omega_1} S(m_1 \omega_1) \delta(m_1 \omega_1 - (\omega_D - m_2 \omega_2)) d\omega_1 \quad (\text{C.18})$$

De la definición de la función delta de Dirac se tiene:

$$\int S(x) \delta(x - a) dx = S(a) \quad (\text{C.19})$$

Usando la definición de (C.19) en la ecuación (C.18)

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} T_2 S(-2m_1 \mathbf{k}_T) S(\omega_D - m_2 \omega_2) \quad (\text{C.20})$$

De la ecuación (C.7) se tiene que

$$m_2 \omega_2 = \omega_R - \omega_T - m_1 \omega_1 \quad (\text{C.21})$$

Combinando las ecuaciones (C.7) y (C.21) se tiene

$$m_2 \omega_2 = m_1 \omega_W - m_1 \omega_1 \quad (\text{C.22})$$

Combinando las ecuaciones (C.22) y (C.20) se tiene

$$\sigma_2(\omega_D) = \beta \sum_{m_1 m_2} T_2 S(-2m_1 \mathbf{k}_T) S(\omega_D + m_1 \omega_W + m_1 \omega_1) \quad (\text{C.23})$$

La ecuación (C.23) involucra otra aproximación. Ya que el número de onda k_1 (perteneciente a las olas largas) es mucho menor que k_2 , los valores de k_1 son relativamente cercanos a k_W cuya frecuencia ω_W es cercana a las frecuencias asociadas con el eco de primer orden. Esto además implica que ω_1 tiene valores cercanos a cero y por lo tanto $m_1\omega_1 \sim 0$. Se produce un cambio Doppler adicional, debido a la desviación de ω_D asociada con el pico de primer orden a través de ω_1 . Además se supone que el espectro del oleaje en función de la frecuencia (S_F) tiene un pico energético asociado con un número de onda que es más pequeño que k_T (como es el caso de los radares HF). El coeficiente de transmisión β puede ser eliminado normalizando la expresión (C.23) con la energía correspondiente de los ecos de primer orden. Reorganizando la ecuación (C.23) se tiene:

$$\frac{\sigma_2(\omega_D)}{\beta \sum_{m_1 m_2} S(-2m_1 k_T) \sum_{m_1 m_2} T_2} = \sum_{m_1 m_2} S_F(\omega_D + m_1 \omega_W) \quad (C.24)$$

Reorganizando la ecuación (C.5) que relaciona la información de los picos de primer orden con el espectro del oleaje se tiene

$$\frac{\sigma_1(\omega_D)}{\sum_{m_1} T_1} = \beta \sum_{m_1} S(-2m_1 k_T) \quad (C.25)$$

Reemplazando el lado derecho de (C.25) en el denominador de la ecuación (C.24) y quitando los signos de sumatoria:

$$S_F(\omega_D + m\omega_W) = \frac{T_1 \sigma_2(\omega_D)}{T_2 \sigma_1(\omega_D)} \quad (C.26)$$

Esta expresión lineal relaciona S_F con la información del eco de segundo orden normalizado con la potencia de los ecos de primer orden a través de los coeficientes T_1 y T_2 . Las frecuencias de S_F son mapeadas usando ω_D .

Anexo.D Espectros del oleaje a partir de información de radares HF utilizando un modelo no-lineal

En el modelo propuesto por Wyatt (1990b) se realiza la inversión de la ecuación (2.2) con el fin de obtener el espectro direccional del oleaje (S_D) por medio de información de radares HF. Este modelo es comercial y lo distribuye la empresa Seaview Sensing. En este trabajo se utilizó este modelo gracias a la empresa Actimar (Brest, Francia) que administra el sistema de radar HF instalado en las costas del noroeste de Francia. El modelo es de código cerrado y sólo permite definir algunos valores relacionados con el procesamiento de los datos y escoger entre algunos esquemas de solución numérica. Entre las opciones que el software ofrece para procesar los datos se encuentran valores que permiten: 1) definir la frecuencia asociada con el pico de primer orden; 2) seleccionar los espectros Doppler con suficiente SNR de acuerdo a un valor teórico de potencia de los picos de primer orden en función de la distancia; 3) definir los valores máximos de la componente radial de la corriente a partir de la frecuencia del radar; 4) extraer las BFSO y seleccionar los ecos de acuerdo con Wyatt *et al.* (2011); 5) definir la resolución del espectro direccional en dirección y frecuencia a partir de Wyatt *et al.* (2011). El modelo utiliza el método propuesto por Green *et al.* (2006) para realizar la inversión de la ecuación integral (2.2), y únicamente utiliza las BFSO asociadas con el pico de primer orden de mayor potencia. Este modelo se utilizó con información del experimento INTOA y se usaron los valores que tiene por defecto el software.

D.1 E_{SEA} , E_{TOT} y E_{SWELL} a partir de S_D

Se utilizó en el modelo de Wyatt (1999b) la información del experimento INTOA, correspondiente al período del 22 de febrero al 21 de marzo. El modelo selecciona únicamente los archivos con mediciones simultáneas de las dos estaciones de radar HF (CAN y STM). Sólo se tuvieron en cuenta los espectros Doppler correspondientes a los nodos de la malla radial ubicados dentro del área común de mediciones de las dos estaciones (Figura 3.2). Con esta información, se obtuvieron S_D a partir de los cuales se calcularon S_F . Utilizando la información de los S_F medidos por la boya y obtenidos con el modelo de Wyatt (1999b) en el nodo de la boya ASIS, además de considerar los

valores f_s de acuerdo con Hwang *et al.* (2012), se calcularon los valores de H_S , H_{SEA} y H_{SWELL} (Figura D.1).

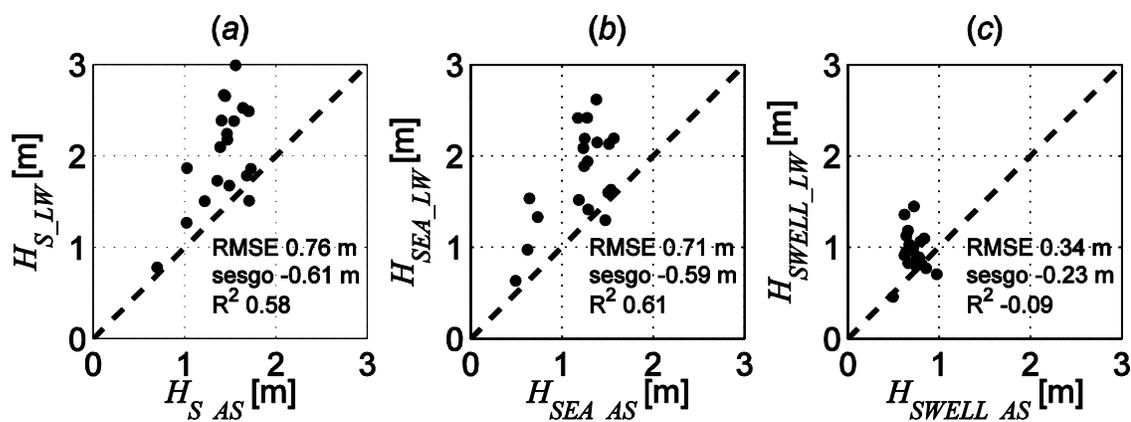


Figura D.1. Altura significativa (a) H_S , (b) H_{SEA} y (c) H_{SWELL} estimada a partir de S_F calculados con el modelo de Wyatt (1999b), con respecto a la obtenida a partir de mediciones con la boya ASIS.

En general se observa una sobreestimación de los diferentes valores de altura significativa calculados con el modelo de Wyatt (1999b; H_{S_LW} , H_{SEA_LW} , H_{SWELL_LW}) respecto a los valores medidos por la boya ASIS (H_{S_AS} , H_{SEA_AS} , H_{SWELL_AS}). Los valores de estadísticos sugieren errores de hasta 76 cm con respecto a H_{S_AS} y H_{SEA_AS} y de hasta 34 cm con respecto a H_{SWELL_AS} .

D.2 S_F medidos por la boya ASIS y obtenidos a partir del modelo no-lineal

Se realizaron comparaciones de S_F , obtenidos de S_D con el modelo de Wyatt (1999b; línea azul) y los S_F medidos por la boya ASIS (línea roja). La comparación en el nodo de la boya ASIS de algunos de estos espectros, sus valores de H_S asociados, así como la fecha y hora de medición se presentan en la Figura D.2.

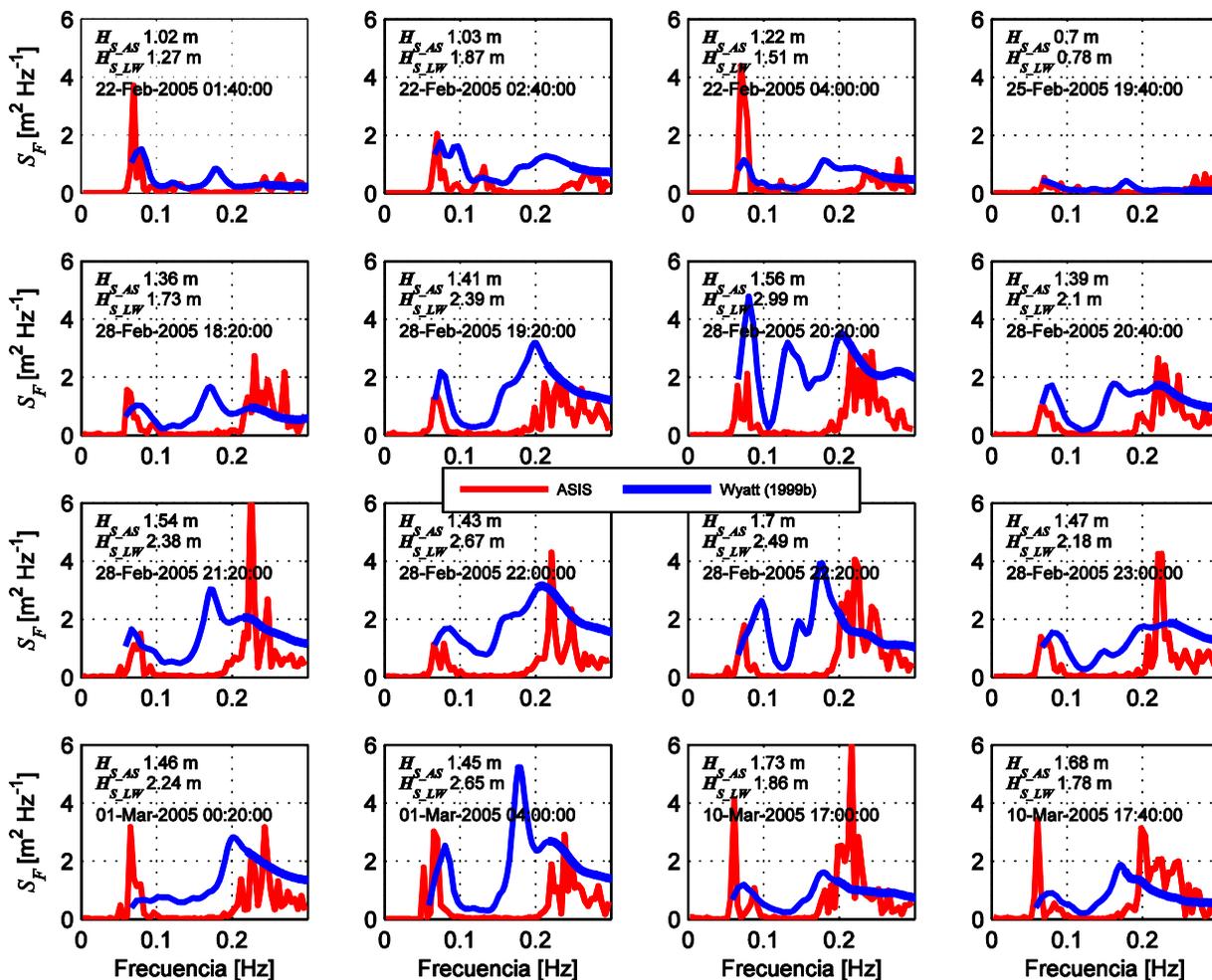


Figura D.2. Comparación de S_F medidos por la boya ASIS (líneas rojas) y calculados con el modelo de Wyatt (1990b). Se muestran los valores de H_S asociados así como la fecha y hora de medición del espectro.

En general S_F calculados con el modelo de Wyatt (1990b) muestran grandes diferencias respecto a los medidos con la boya ASIS. Las diferencias están relacionadas tanto con los valores de energía como con las frecuencias asociadas con los picos del swell y del oleaje local. Es necesario notar en algunas de las comparaciones (p.e. en la primera fila de los espectros mostrados) que los valores de H_S son similares entre sí, sin embargo los S_F presentan diferencias significativas. Suponemos que la causa por la cual se presentan estas diferencias, está asociada con el uso de los espectros Doppler medidos por la estación STM. Estos espectros, como se mostró en la sección 2.3, presentaron valores altos del NBR debido a un supuesto mal alineamiento entre las antenas transmisoras y receptoras. Este resultado sugiere, que en el caso de la información medida por los radares HF en el experimento INTOA,

los espectros del oleaje obtenidos con el modelo de Wyatt (1990b) no son adecuados, inclusive cuando H_S del modelo sean similares a los valores medidos.

Anexo.E Análisis de los valores de *wsf* utilizando información medida por boyas de la NDBC

Con el fin de analizar los valores del wind-sea-fraction (*wsf*) obtenidos del modelo numérico WAVE WATCH-III se utilizó información medida por boyas de la NDBC ubicadas sobre un área del océano Pacífico. En esta área ocurren eventos de viento local donde el oleaje que crece es influenciado por el swell.

E.1 Área de estudio

A parte del GoTe, alrededor de mundo existen otros sitios donde se generan vientos locales los cuales soplan de tierra a mar. Se seleccionó un área donde se producen vientos locales sobre el océano Pacífico cerca a la parte sur del estado de California (USA) y norte del estado de Baja California (México) (Figura E.1). En esta zona el oleaje local producido por vientos locales es afectado por el swell que generalmente es persistente durante todo el año. Los vientos locales de este sitio son llamados vientos de Santa Ana y se generan en el período otoño-invierno del hemisferio norte. La génesis de estos vientos corresponde a altas presiones sobre el sur-oeste de USA (desierto de Arizona) que producen vientos que viajan en dirección del océano Pacífico. Los vientos de Santa Ana se caracterizan por tener direcciones de tierra a mar y valores de $U_{10} \geq 6 \text{ m s}^{-1}$ y de humedad relativa $\leq 60\%$ (Ortiz, 2009).

En los análisis de los valores de *wsf* durante vientos de Santa Ana se utilizó información medida por altímetros, información obtenida con el modelo numérico WAVE WATCH-III y de la base de datos de re-análisis CFSR. Estos datos fueron proporcionados por el IFREMER. Además se utilizó información de cuatro boyas de la NDBC ubicadas en esta región (Figura E.2).

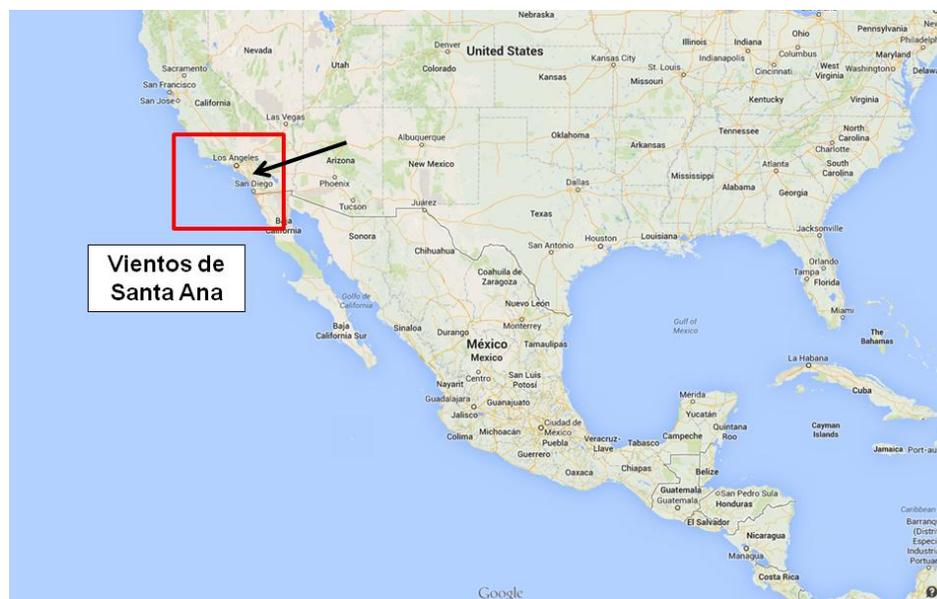


Figura E.1. Área de estudio para el análisis de los valores de w_{sf} calculados a partir de mediciones y de un modelo numérico del oleaje. En esta área se presentan eventos de viento local llamados de Santa Ana.

Con el fin de analizar el comportamiento de w_{sf} y U_{10} fuera de la costa, se utilizó información de cuatro boyas de la NDBC: 46025, 46047, 46069 y 46086. De las boyas seleccionadas se utilizaron mediciones de la rapidez del viento (U_{10}) y espectros del oleaje. La información espectral utilizada fue: espectro direccional (46047) y espectro en frecuencia (46025, 46069 y 46086). Como referencia para los análisis, se calculó la distancia longitudinal a lo largo de una latitud constante, entre las boyas 46025, 46047, 46069 y 46086 y la línea de costa las cuales son: 100, 230, 200 y 90 km, respectivamente. El período de estudio para este análisis comprende los años 2004 a 2009 durante la estaciones de otoño e invierno del hemisferio norte (septiembre a abril) período en el cual suceden los vientos de Santa Ana. Se seleccionó esta época del año en la región mencionada porque se espera que en un futuro el crecimiento del oleaje pueda ser analizado utilizando información de altímetros de igual manera que en el GoTe (sección 4.5).

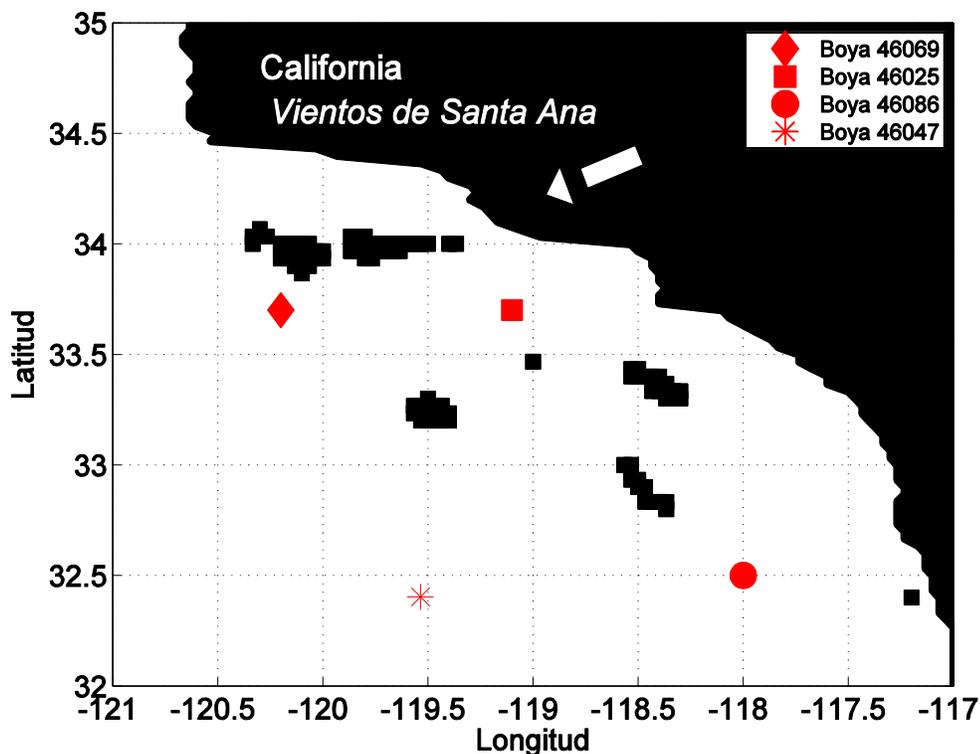


Figura E.2. Localización de las cuatro boyas de la NDBC en la región costera cerca de California (USA). En el mapa se observan además, la dirección preferente de los vientos de Santa Ana y algunas áreas negras en el océano relacionadas con la ubicación de diferentes islas en la región de estudio.

Teniendo en cuenta que los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III dependen de U_{10} , se realizaron comparaciones de los valores de U_{10} medidos por cada una de las cuatro boyas de la NDBC ($U_{10_{BO}}$) y los valores de la malla regular de CFSR ($U_{10_{CF}}$) en el nodo más cercano a cada una de las boyas. En la Figura E.3 se observa como en las boyas más alejadas de la costa (46047 y 46069) los errores estadísticos son más bajos respecto a las boyas más cercanas a la línea de costa (46025 y 46086). En las boyas más cercanas a la costa se observa una distribución de U_{10} alrededor de la línea de perfecto ajuste. Este resultado concuerda con lo observado en la Figura 4.15 para valores de $U_{10} < 8 \text{ m s}^{-1}$. Sin embargo para valores de $U_{10} > 8 \text{ m s}^{-1}$, no se observa claramente una subestimación de $U_{10_{CF}}$ respecto a los valores medidos como lo observado en la Figura 4.15. Los resultados de la Figura 4.15 y Figura E.3 sugieren que los valores de U_{10} obtenidos de la malla regular de CFSR cerca de la costa deben ser usados con cuidado. Sin embargo en distancias de $\sim 200 \text{ km}$ afuera de la costa $U_{10_{CF}}$ parecen ser adecuados. De acuerdo con lo anterior, si los valores de $U_{10_{CF}}$

alejados de la costa son adecuados, podemos suponer que H_S y wsf obtenidos del modelo WAVE WATCH-III también lo sean. Por lo tanto en los siguientes análisis sólo se utilizó la información de las estaciones 46047 y 46069.

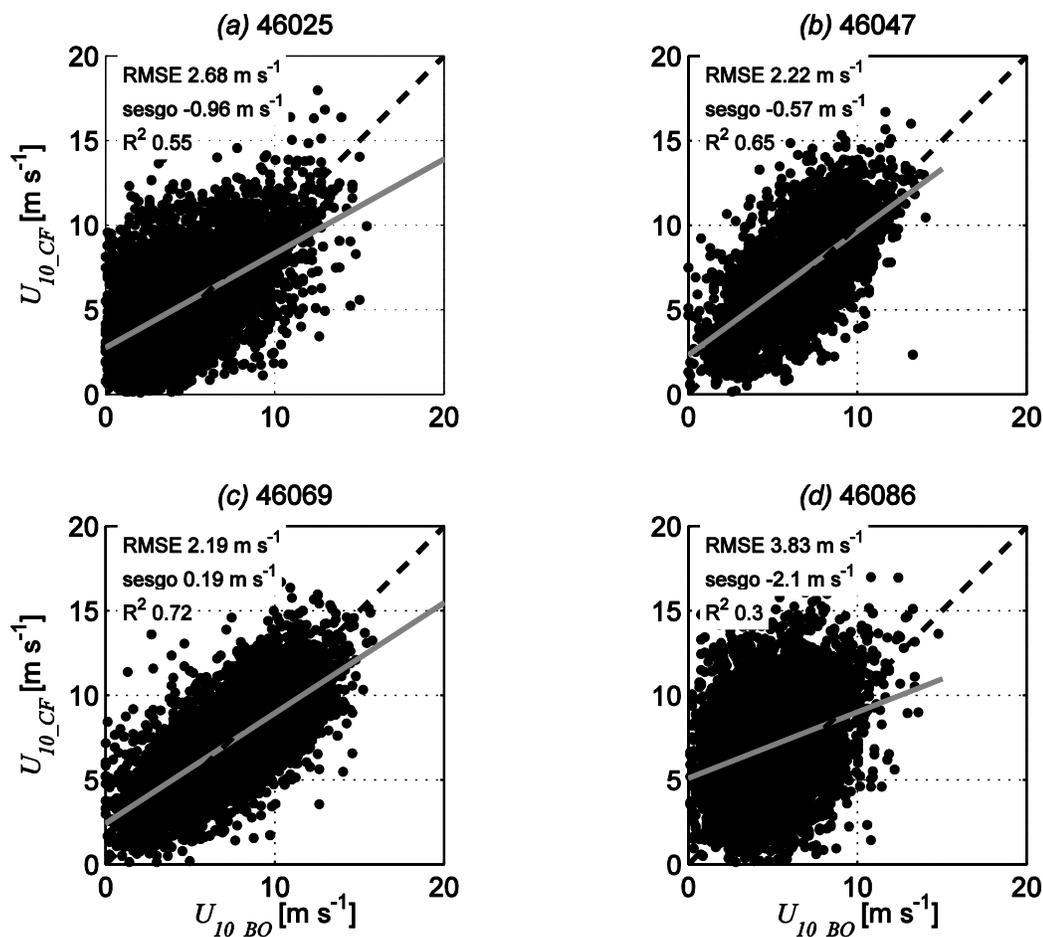


Figura E.3. Gráficos de dispersión de valores de U_{10} entre valores de U_{10_CF} y U_{10_BO} : (a) 46025; (b) 46047; (c) 46069; (d) 46086.

En la Figura E.4 se presentan las comparaciones de los valores de H_S y wsf calculados utilizando información de S_F de las boyas 46025 y 46047 de la NDBC (H_{S_BOSF} y wsf_BOSF) y los valores obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (H_{S_WWMR} y wsf_WWMR). Para el cálculo de wsf además se utilizó f_S calculado con Hwang *et al.* (2012). Los valores de H_S muestran en general una concordancia significativa entre los valores del modelo y los medidos por las dos boyas. Sin embargo se observa una leve sobreestimación de H_S del modelo WAVE WATCH-III respecto a los valores medidos, siendo más notoria en la boya 46069. Se observan errores significativos en la comparación de los valores de wsf modelados y medidos. Los errores estadísticos de

wsf podrían estar asociados con la información espectral usada en el cálculo. Por lo tanto, es necesario analizar si es adecuado utilizar S_F para calcular el valor de wsf o si es necesario utilizar S_D .

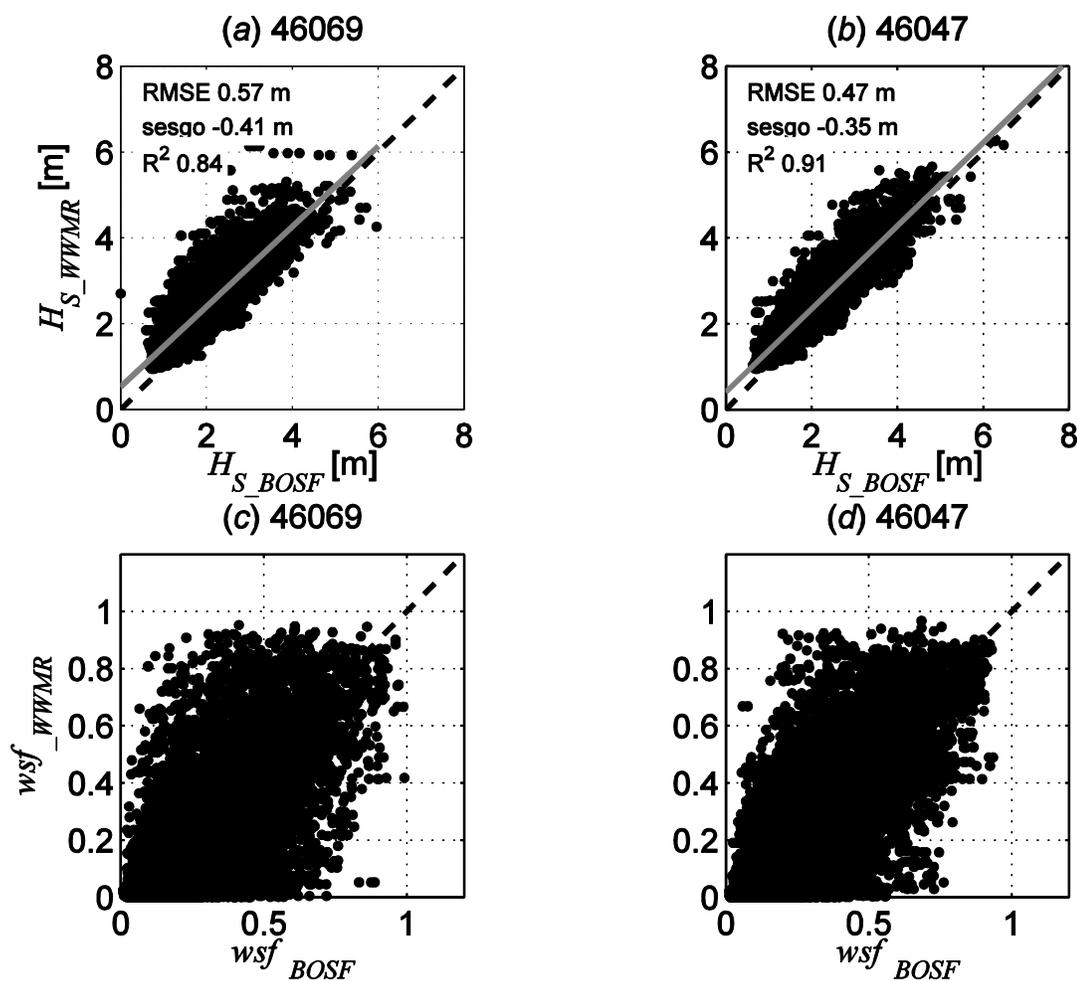


Figura E.4. Comparación de los valores de H_s y wsf calculados a partir de las mediciones de la boya 46025 y 46047 y obtenidos del modelo WAVE WATCH-III. Los cálculos de H_s y wsf se realizaron utilizando S_F y f_s propuesto por Hwang *et al.* (2012).

Los valores de wsf son calculados utilizando información espectral del oleaje y diferentes esquemas de partición que permiten separar la información de la energía del oleaje local y del swell. El modelo WAVE WATCH-III utiliza el S_D y el esquema de partición de Tracy *et al.* (2007) para calcular los valores de wsf . Con el fin de comparar wsf obtenidos usando diferente información espectral del oleaje sólo se utilizó la boya 46047. En este análisis se utilizó S_D medido por la boya y calculado por el modelo WAVE WATCH-III en el mismo sitio donde está anclada la boya. Se calculó la energía asociada con el swell y el oleaje local del espectro direccional utilizando el esquema de

partición de Hanson y Phillips (2001) que es similar al de Tracy *et al.* (2007). Con el fin de comprobar que la información del oleaje es adecuada, inicialmente se compararon los valores de H_S obtenidos de la malla global del modelo WAVE WATCH-III (H_{S_WWMR}) y los calculados usando S_D medidos (H_{S_BOSD}) y modelados (H_{S_WWSD} ; Figura E.5). Los valores de los errores estadísticos en la Figura E.5 sugieren una concordancia significativa entre los H_S medidos y modelados. Sin embargo en la Figura E.5 se observa una ligera sobreestimación de H_S del modelo numérico respecto a H_{S_WWSD} . Esto puede explicarse debido a que el modelo WAVE WATCH-III realiza la asimilación de valores de H_S de los altímetros de tal manera que H_{S_WWMR} puede presentar diferencias respecto a los valores calculados con los espectros medidos y modelados.

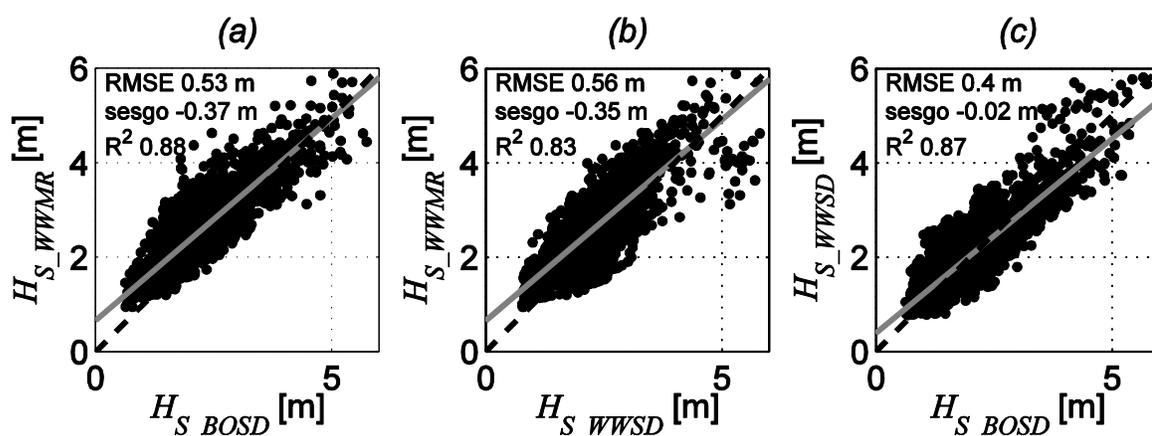


Figura E.5. Comparación de los valores de H_S . Valores de H_S obtenidos de la malla global regular del modelo WAVE WATCH-III (H_{S_WWMR}) y calculados por medio de los espectros direccionales: (a) medidos por la boya 46047 (H_{S_BOSD}); (b) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (H_{S_WWSD}). (c) Comparación entre H_{S_WWSD} y H_{S_BOSD} .

De acuerdo con los resultados de la Figura E.5, la información de la energía del oleaje en el sitio de la boya 46047 obtenida del modelo WAVE WATCH-III es similar a la medida. Los valores de wsf se analizaron con S_D calculados por el modelo WAVE WATCH-III en el sitio de la boya 46047. A partir de S_D se obtuvieron S_F y en los S_F se calculó f_s por medio del esquema de partición de Hwang *et al.* (2012) (wsf_{SFHW}) y a partir de la determinación de un valor de energía mínima local entre 0.1 y 0.2 Hz (wsf_{SFMIN}).

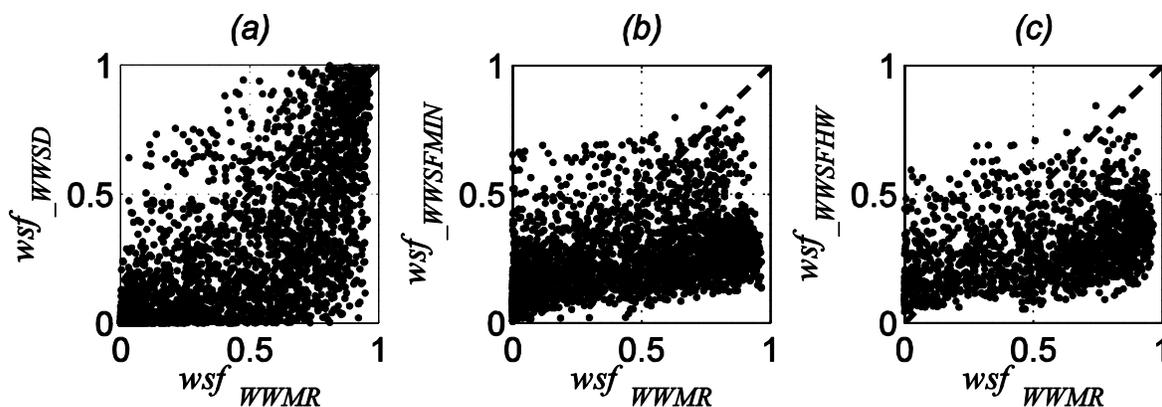


Figura E.6. Comparaciones de los valores de wsf utilizando los valores obtenidos de la malla global regular del modelo WAVE WATCH-III (wsf_{WWMR}) y los valores calculados a partir de información del modelo WAVE WATCH-III en el sitio de la boya 46047 utilizando: (a) S_D (wsf_{WWSD}); S_F y f_S por medio de los métodos (b) mínimo de energía local entre 0.1 y 0.2 Hz ($wsf_{WWSFMIN}$) y (c) Hwang *et al.* (2012) (wsf_{WWSFHW}).

Las comparaciones de wsf_{WWMR} y los valores de wsf calculados a partir de S_D (wsf_{WWSD}) y S_F (wsf_{SFMIN} y wsf_{SFHW}) se muestran en la Figura E.6. Se observa una sobreestimación de wsf de los valores de la malla global regular del modelo WAVE WATCH-III comparados con los valores obtenidos usando S_D y S_F . La menor dispersión de wsf alrededor de la curva de perfecto ajuste se obtuvo con wsf_{SFHW} . Estos resultados sugieren que los esquemas de partición del S_D utilizado por el modelo numérico WAVE WATCH-III y los usados en este trabajo son diferentes. Se sugiere en futuros trabajos un análisis detallado los dos esquemas mencionados. Los resultados de la Figura E.6 sugieren que errores bajos en el cálculo de wsf podrían ser obtenidos utilizando información de S_F y los dos métodos de separación propuestos.

Con el fin de comprobar si el cálculo de wsf con S_F es adecuado, se realizó la comparación entre wsf calculados a partir de mediciones de la boya 46047 (wsf_{BO}) y obtenidos con el modelo WAVE WATCH-III (wsf_{WW} ; Figura E.7). Se observa que el valor de los errores estadísticos obtenidos en los dos casos son similares, sin embargo se presentan menores errores en el caso donde se utiliza el valor mínimo que donde se usa Hwang *et al.* (2012). Es necesario notar que la cantidad de datos en los dos casos es diferente. Esto sucede porque no siempre el método de Hwang *et al.* (2012) calcula wsf , mientras que el método del valor mínimo wsf es calculado.

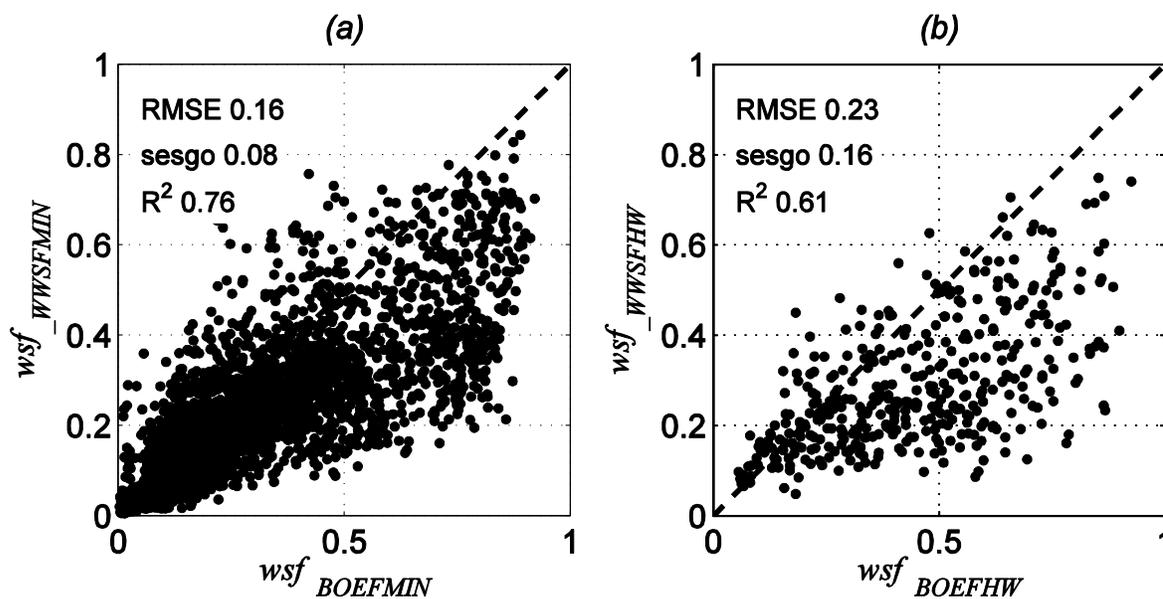


Figura E.7. Comparación de los valores de wsf utilizando información de S_F medidos por la boya 46047 y obtenidos del modelo WAVE WATCH-III utilizando el método: (a) valor mínimo; (b) Hwang *et al.* (2012).

Se realizaron análisis en función del tiempo de la información medida por la boya 46047 y obtenida del modelo WAVE WATCH-III de los años 2007 (Figura E.8) y 2009 (Figura E.9). Se utilizó información de S_F obtenidos del modelo WAVE WATCH-III en el sitio de la boya 46047 (*panel a*) y medidos por la boya 46047 (*panel b*), U_{10} medidos por la boya (*panel d*) y wsf del modelo numérico y calculados por medio de S_F medidos por la boya usando el método Hwang *et al.* (2012; BOSFHW) (*panel e*) y del valor mínimo (BOSFMIN; *panel f*). Además, se calculó la diferencia de los valores de energía entre S_F del modelo WAVE WATCH-III y medidos por la boya en función del tiempo (*panel c*). Se observa en la Figura E.8 y Figura E.9 (*panel c*) eventos con frecuencias < 0.1 Hz donde el modelo WAVE WATCH-III sobreestima los valores de energía y algunos eventos en la banda de frecuencias entre 0.1 y 0.2 Hz donde en el modelo WAVE WATCH-III la energía medida es subestimada. Los valores de energía sobrestimados por debajo de 0.1 Hz podrían estar asociados con una baja disipación del swell en el océano Pacífico calculado por el modelo WAVE WATCH-III.

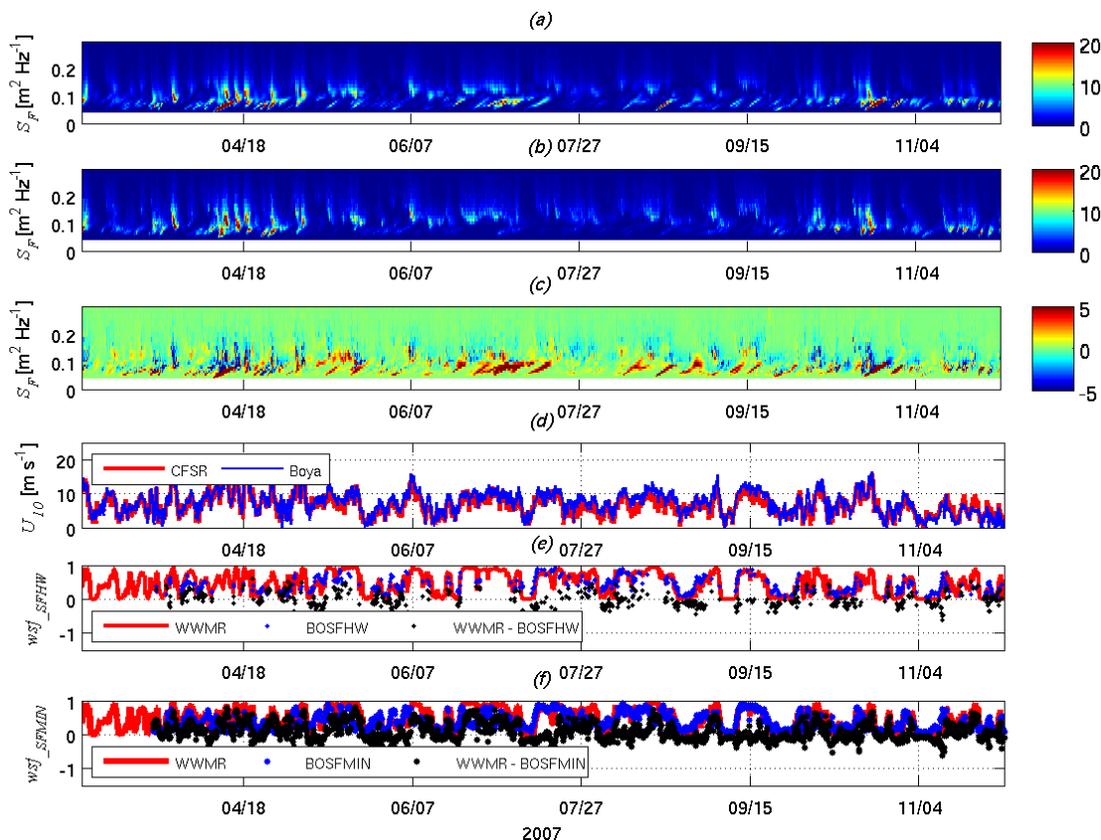


Figura E.8. Comparación en función del tiempo de la información medida por la boya 46047 y obtenida del modelo WAVE WATCH-III para el año 2007. S_f (a) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III, (b) medidos por la boya 46047, (c) diferencia entre los valores de energía de (a) y (b). (d) U_{10} medidos por la boya 46047 (línea azul) y obtenidos de CFSR (línea roja). w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (línea roja; WWMR) y calculados por medio de S_f (puntos azules) usando: (e) Hwang *et al.* (2011; BOSFHW); (f) mínimo local entre 0.1 y 0.2 Hz (BOSFMIN). Los puntos negros en (e) y (f) corresponden a la diferencia entre los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III y calculados con información de la boya.

La energía subestimada por el modelo numérico en la banda de frecuencias entre 0.1 y 0.2 Hz (oleaje local) en general, se pueden asociar a valores de $U_{10} > 10$ m s⁻¹, por lo que estas diferencias podrían asociarse en algunos casos con eventos de viento de Santa Ana. En general los valores de w_{sf} obtenidos por medio de S_f siempre fueron calculados por el método del valor mínimo, mientras que con el método de Hwang *et al.* (2012) sólo se calculó w_{sf} en algunos momentos. Las diferencias entre w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y S_f utilizando Hwang *et al.* (2012), son menores de ± 0.2 . Por otro lado, las diferencias entre los valores de w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y el método del valor mínimo usando S_f presentan valores ± 0.4 . A pesar que los errores con el método de Hwang *et al.* (2012) son menores que con el método del valor mínimo, es necesario notar la diferencia en la cantidad de

valores calculados de un método respecto al otro. Este resultado sugiere que los valores de w_{sf} obtenidos con que el método Hwang *et al.* (2012) son similares a los valores obtenidos de WAVE WATCH-III.

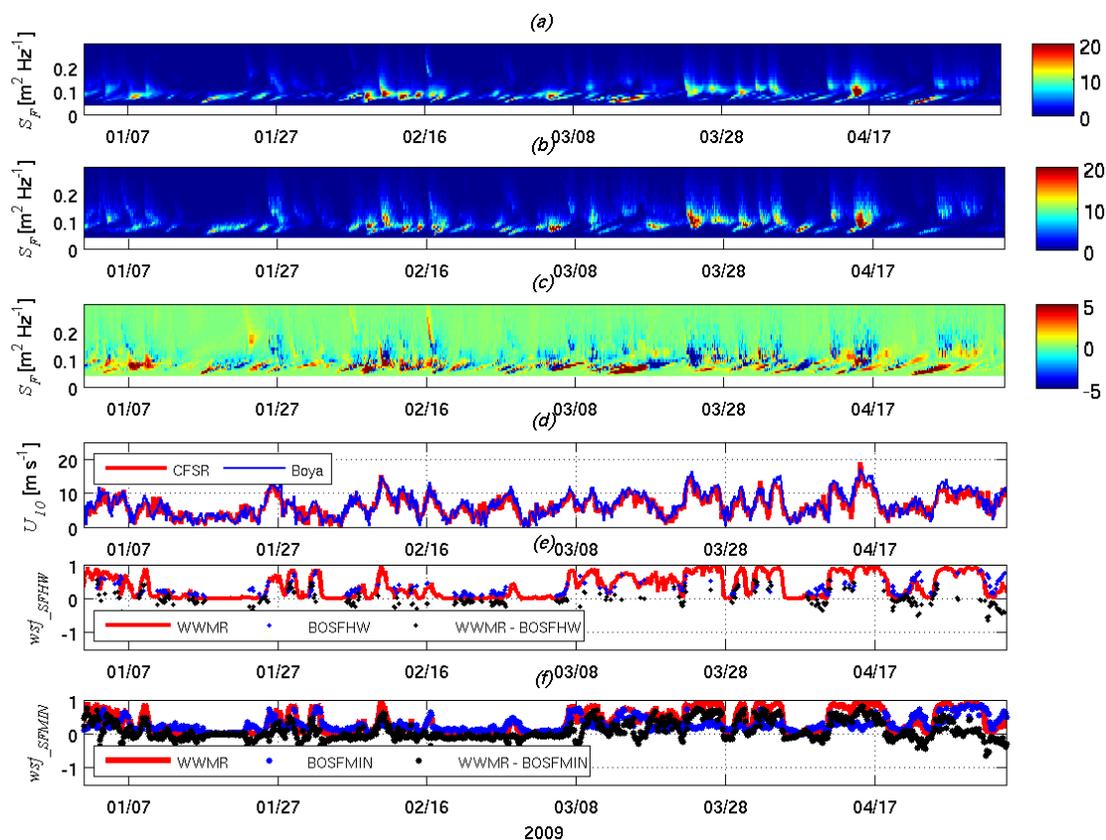


Figura E.9. Comparación en función del tiempo de la información medida por la boya 46047 y obtenida del modelo WAVE WATCH-III para el año 2009. S_F (a) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III, (b) medidos por la boya 46047, (c) diferencia entre los valores de energía de (a) y (b). (d) U_{10} medidos por la boya 46047 (línea azul) y obtenidos de CFSR (línea roja). w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (línea roja; WWMR) y calculados por medio de S_F (puntos azules) usando: (e) Hwang *et al.* (2011; BOSFHW); (f) mínimo local entre 0.1 y 0.2 Hz (BOSFMIN). Los puntos negros en (e) y (f) corresponden a la diferencia entre los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III y calculados con información de la boya.

Se analizó la información de los años 2007 y 2009 asociada con las diferencias de w_{sf} entre WWMR y BOSFMIN $> \pm 0.5$ (Figura E.10). La diferencia entre los valores de energía del modelo WAVE WATCH-III y de la boya presentan los mismos patrones mencionados en la Figura E.9 y Figura E.10, con valores sobrestimados por el modelo numérico respecto a las mediciones en la banda de frecuencias < 0.1 Hz y subestimados en la banda 0.1 a 0.2 Hz. En general, U_{10} es ≥ 8 m s⁻¹. Respecto a los valores de w_{sf_WWMR} son cercanos a uno, mientras que $w_{sf_BOSFMIN}$ se encuentran entre 0.1 y 0.4. Se observa que según w_{sf_WWMR} los espectros están asociados principalmente

con oleaje local, sin embargo $w_{sf_BOSFMIN}$ los espectros se relacionan con la energía del swell.

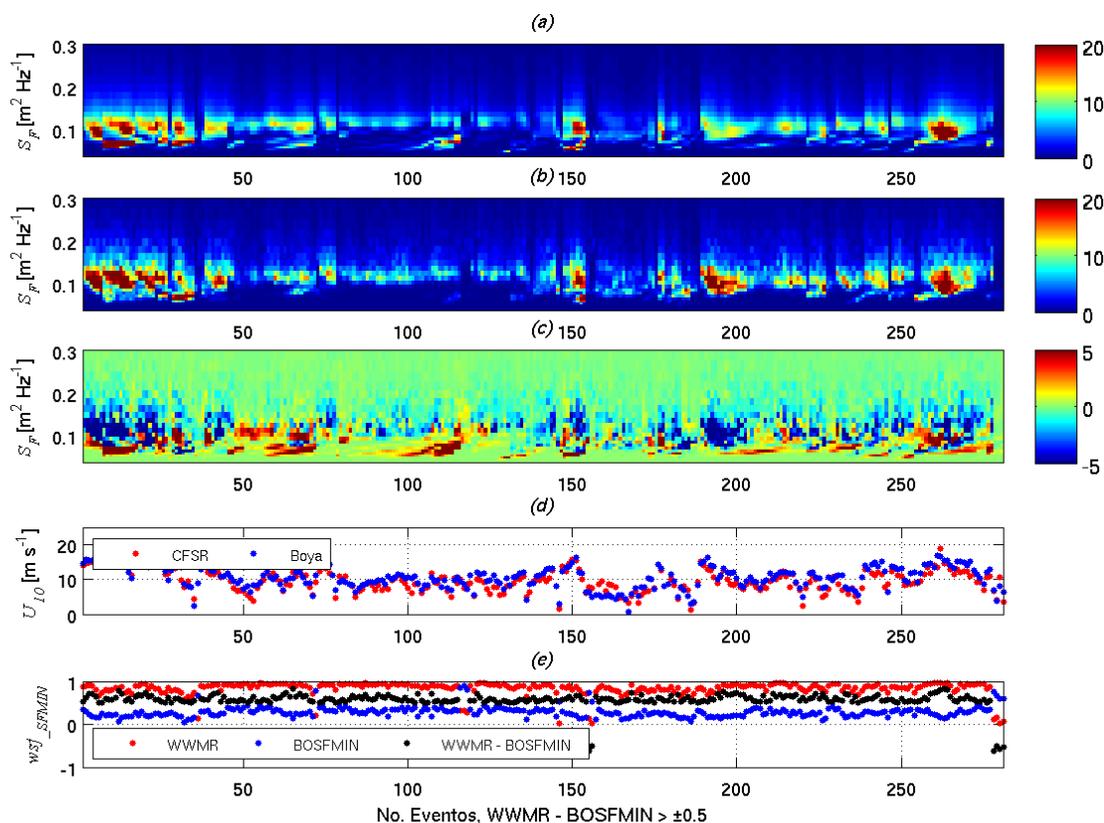


Figura E.10. Eventos seleccionados donde la diferencia entre los valores de w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III y calculados a partir del espectro en frecuencia utilizando el método del valor mínimo es $> \pm 0.5$. S_F (a) obtenidos del modelo WAVE WATCH-III, (b) medidos por la boya 46047, (c) diferencia entre los valores de energía de S_F del modelo WAVE WATCH-III y la boya 46047. (d) U_{10} medidos por la boya 46047 (puntos azules) y obtenidos de CFSR (puntos rojos). (e) w_{sf} obtenidos del modelo WAVE WATCH-III (puntos rojos) y calculados por medio de los espectros en frecuencia (puntos azules) usando el método de un valor mínimo. Los puntos negros corresponden a la diferencia entre los valores de w_{sf} del modelo WAVE WATCH-III y calculados con información de la boya.

De acuerdo con el esquema de partición que utiliza el modelo WAVE WATCH-III (Tracy *et al.*, 2007) los valores de U_{10} se utilizan para definir la región asociada con el oleaje local. Sin embargo, si de manera simultánea se presenta en la misma zona un swell con frecuencias cercanas y viajando en la misma dirección del oleaje local, este esquema podría identificar el swell como oleaje local. Por otro lado, el swell que llega a esta región podría estar influenciado por el viento local y de esta manera ser identificado como oleaje local. Por lo tanto se sugiere que este análisis de w_{sf} se realice teniendo en cuenta la dirección del swell. Espectros direccionales con características

similares a las mencionadas son reportados por Esquivel *et al.* (2014) en su análisis de partición del espectro durante huracanes.

Por otro lado, y de acuerdo con el esquema de partición de Tracy *et al.* (2007) la constante C_{multi} que se utiliza para calcular wsf puede variar entre 1.4 y 1.7 (WAVE WATCH-III utiliza 1.7). Valores cercanos a 1.7 permiten que el radio de búsqueda del oleaje local en el espectro direccional sea más cercano a las frecuencias del swell, mientras que valores de 1.4 reducen el radio de búsqueda. El uso del valor 1.7 en el modelo de WAVE WATCH-III permitiría calcular wsf relacionados con el oleaje local en casos donde hay presencia del swell cercana en dirección y frecuencia.