UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Potencial undimotriz de alta y baja frecuencia en el Golfo de Arauco a partir de datos de radar HF

Nathalie Janet Almonacid Valenzuela

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Marzo 2013

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Potencial undimotriz de alta y baja frecuencia en el Golfo de Arauco a partir de datos de radar HF

Nathalie Janet Almonacid Valenzuela

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Profesor guía:

Dr. Dante Figueroa

Comisión:

Aldo Montecinos, Oscar Pizarro, Dernis Mediavilla

Marzo 2013

Dedicatoria

Dedicado a todos quienes deseen leer, pero en especial, a aquellos que con los conocimientos adquiridos deseamos hacer grandes cosas para la humanidad.

Agradecimientos

A:

mis padres, Liliana y Ricardo, quienes me encaminaron hasta donde estoy, por ser los más incondicionales, por soportarme en mis momentos de tensión, por calmarme con sus técnicas, por su atención y contención, pero por sobre todo por su amor;

mi familia que es pequeña pero estaban atentos en mi proceso, hasta el Tomi lo estaba;

Gustavo, mi compañero, por su: "Dale Gato!", por suavizar mis momentos;

Essa por estar a mi lado mientras estudiaba en la casa;

mis amigos de la vida por sus gestos esporádicos de ánimo y buena onda;

mis amigos tesistas que hicieron más entretenido el proceso de la tesis;

Jorge Bernales que me enseñó las bases de Latex para hacer un bonito informe;

Profesor Andrés Sepúlveda y Dernis Mediavilla por ayudarme en una parte de mi trabajo (la que no alcancé a incluir);

Carolina Martínez y Ricardo Oliva del departamento de Geografía, por facilitar la medición con un sensor de presión y la cooperación activa en la campaña de medición;

SHOA por la facilitación de datos de batimetría;

comunidad DGEO por el acogimiento, espacios, amistad, conocimientos entregados.

Aldo Montecinos por su siempre buena disposición y buena onda;

Dernis Mediavilla y Oscar Pizarro que aceptaron ser parte de mi comisión;

y no se me puede ir, quien fue una especie de maestro, amigo y guía, quien me ayudó durante este último tiempo a pulir varias cosas de mi, tanto como persona y como científico, gracias Dante Figueroa.

Resumen

A partir de datos de oleaje, medidos por el Radar marino de alta frecuencia, WERA, se realizó un análisis del recurso undimotriz en la zona del Golfo de Arauco (entre -36,85 y -36,23 de latitud, -73,65 y -73,15 de longitud) entre enero y julio del año 2008.

El radar de alta frecuencia WERA permite, a partir de la emisión de ondas de radio (alrededor de 25 MHz), la medición remota de las características del oleaje y las corrientes sobre una región oceánica del orden de las centenas de kilómetros cuadrados. En este trabajo se analizan los datos, proporcionados por el radar, de altura significativa, energía y dirección espectral de oleaje.

Para conocer la variabilidad espacial y temporal existente en los datos de oleaje, se realizó un análisis EOF, (Funciones ortogonales Empíricas). Para poder distinguir la energía posible de extraer entre oleaje swell y seas, se caracterizó el potencial undimotriz de alta y baja frecuencia, observando grandes diferencias tanto en su variabilidad como en sus valores. Los resultados muestran que se pueden encontrar altos valores del potencial a lo largo de todo el periodo asociado al swell (desde 30 a 200 kW/m) alrededor de la boca chica y cerca a la costa oriental del Golfo , mientras que asociado al seas se encuentran valores inferiores y menos persistentes en el tiempo (desde 0.7 kW/m a 14 kW/m) cercano a las costas de la Isla Santa maría y a la costa central del Golfo.

Índice general

Índice de figuras vi

Indice de Tablas x

1. Introducción **1**
1.1. Motivación . . . 1
1.2. Objetivos . . . 3
1.3. Formulación de Hipótesis . . . 3
1.4. Esquema del informe . . . 5

2. Marco Conceptual **6**
2.1. Teoría de oleaje asociada . . . 6
2.1.1. Parámetros importantes . . . 6
2.1.2. Propiedades estocásticas del oleaje . . . 11
2.1.3. Mar de fondo y mar de viento . . . 17
2.2. High Frequency (HF) Radar . . . 19

3. Metodología **24**
3.1. Medición del radar. . . . 24
3.2. Series de tiempo . . . 25
3.3. Estadística aplicada a los datos . . . 27
3.4. Análisis EOF . . . 27
3.5. Correlación . . . 31
3.6. Cálculo del Potencial Undimotriz . . . 33

4. Análisis y resultados **34**
4.1. Condiciones zona de estudio . . . 34
4.1.1. Batimetría . . . 34
4.1.2. Condiciones meteorológicas . . . 36

4.2. Estadística aplicada 36
4.2.1. Altura significativa y Periodo Peak 36
4.2.2. Distribución energía espectral 38
4.2.3. Correlación con viento 44
4.3. Análisis EOF 45
4.3.1. Dirección de oleaje 49
4.3.2. Energía espectral 52
4.3.3. Altura de ola significativa 57
4.4. Potencial Undimotriz 61

5. Discusión **67**

6. Conclusiones **70**

Bibliografía **74**

Índice de figuras

1.1. Golfo de Arauco 2
1.2. Distribuciones globales de altura significativa y velocidad de viento (Young, 1999) 4

2.1. Esquema del dominio de soluciones para la Teoría Lineal de onda, (Young, 1999, pp. 5) 7
2.2. El ángulo θ en la Ley de Snell se considera entre el rayo de onda y la normal a los contornos de profundidad paralelos. 11
2.3. Perfil de una onda en mar tormentoso. Costado izquierdo, mar profundo, costado derecho, aguas superficiales (Ochi, 1998). 12
2.4. Comparación entre histograma de altura de ola (izquierda) y la función de densidad de probabilidad teórica en aguas profundas y superficiales (derecha) (Ochi, 1998) 13
2.5. Estructura aleatoria del mar (Pierson *et al.*, 1958) 14
2.6. Distribución típica de frecuencia-altura de ola, (Sorensen, 2006). 15
2.7. Representación de la energía contenida en las ondas superficiales del océano, estimación del espectro de potencial (Kinsman, 1965) 17
2.8. Ejemplo de espectro de ola combinada por swell y sea (altura significativa de 4.9 m) (Ochi, 1998). 19
2.9. Principio de operación: efecto Bragg (Helzel *et al.,* 2005) 20
2.10. Firmas espectrales de Bragg. Las líneas verticales paralelas representan la llegada de la onda teórica conocida para una superficie sin movimiento. Las líneas de Bragg de primer orden se encuentran levemente desplazadas del centro; las de segundo orden llevan la información espectral de la onda (Helzel, 2005). 21

3.1. Posición de los radares dentro del Golfo de Arauco. En la imagen se observa además el barrido ideal que realizan los radares. 24
3.2. Densidad de datos 25

3.3. Puntos escogidos para el análisis. (a) Puntos con data de dirección espectral. Durante el periodo de verano, se dividió en una Franja Norte-Sur y Oeste-Este. (b) Puntos con data de energía espectral y oleaje, analizada por un periodo más corto debido a la escasez de datos previos en algunos puntos) 26

4.1. Batimetría en el Golfo de Arauco 35
4.2. Condiciones meteorológicas 37
4.3. Promedios Altura significativa (a,c y e) y Periodo peak (b,d y f). Cada columna representa verano, mayo e invierno, desde izquierda a derecha. 39
4.4. Distribución mediana de la energía espectral entregada por el radar desde 0,06 a 0,25 Hz, en 5 puntos de la grilla, los cuales se encuentran indicados con una "x", para el periodo de verano (a), mayo (b) e invierno (c). Se indica la mediana de los valores con línea continua, el valor del quintil superior con línea punteada y del primer quintil con cruces. 40
4.5. Dirección más frecuente, o moda de Dirección espectral, para frecuencia 0,07 Hz (a,c y e) y 0,24 Hz (b,d y f). 42
4.6. Energía espectral promedio para cada frecuencia, 0.07 Hz (a,c y e) y 0.24 Hz (b,d y f) en cada periodo de estudio 43
4.7. Correlación series de viento con altura significativa y energía espectral. La cruz indica la zona donde se encontraban las estaciones meteorológicas, en Invierno no aparece puesto que la estación se encontraba más lejos. 44
4.8. Series de Dirección Espectral correspondiente a 0,07 Hz. Para el periodo de Invierno no existían brechas por lo que no fue necesaria la interpolación de datos (4.8c). . 46
4.9. Series de Dirección Espectral correspondiente a 0,24 Hz. 47
4.10. Series de Energía Espectral correspondiente a 0,07 Hz (Columna izquierda) y 0,24 Hz (Columna derecha). 48
4.11. Primer modo EOF, Verano, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio, franja Norte-Sur. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x indica los modos. 49
4.12. Primer modo EOF, Verano, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio, franja Oeste-Este. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x describe los modos. En (e) se describe el segundo modo de la EOF, Verano, para direcciones de oleaje de viento, el cual se encuentra mezclado con el primer modo. 50

4.13. Primer modo EOF, mes de Mayo, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x indica los modos. 51
4.14. Análisis EOF, Invierno, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x indica los modos. 53
4.15. Segundas componentes principales en Invierno, para swell (a) y seas (b) 53
4.16. EOF energía. Primer y segundo modo (a,b,d y e). Para periodo de Verano. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c y f). 54
4.17. EOF energía. Primer y segundo modo (a,b,d y e). Para el mes de Mayo. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c y f). 55
4.18. EOF energía. Primer y segundo modo (a,b,d y e). Para periodo de Invierno. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c y f). 57
4.19. EOF Altura significativa de ola. Primer y segundo modo (a y b). Periodo de Verano. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c). En (d) se aprecia el error de los valores propios, en el eje x se indica cada modo. 58
4.20. EOF Altura significativa de ola. Primer y segundo modo (a y b). Mes de Mayo. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c). En (d) se aprecia el error de los valores propios, en el eje x se indica cada modo. 59
4.21. EOF Altura significativa de ola. Primer y segundo modo (a y b). Periodo de Invierno. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c). En (d) se aprecia el error de los valores propios, en el eje x se indica cada modo. 60
4.22. EOF Potencial significativo de oleaje. Primer y segundo modo para verano (a y d), mayo (b y e) e invierno (c y f). 60
4.23. Potencial undimotriz en periodo Verano, (a) y (d) indican medias de Potencial undimotriz, (b) y (e) el valor del potencial en el primer quintil, (c) y (f) el valor del potencial del quintil superior, asociado a la frecuencia de 0.07 y 0.24 Hz respectivamente. En (g) se aprecia la media del Potencial undimotriz singificativo para el periodo. 61

4.24. Potencial undimotriz para Mayo, (a) y (d) indican medias de Potencial undimotriz, (b) y (e) el valor del potencial en el primer quintil, (c) y (f) el valor del potencial del quintil superior, asociado a la frecuencia de 0.07 y 0.24 Hz respectivamente. En (g) se aprecia la media del Potencial undimotriz significativo para el periodo. . . . 63
4.25. Potencial undimotriz en Invierno, (a) y (d) indican medias de Potencial undimotriz, (b) y (e) el valor del potencial en el primer quintil, (c) y (f) el valor del potencial del quintil superior, asociado a la frecuencia de 0.07 y 0.24 Hz respectivamente. En (g) se aprecia la media del Potencial undimotriz significativo para el periodo. . . 64
4.26. Longitud de onda asociado a 0.07 Hz (a) y 0.24 Hz (b) 65
4.27. Primer modo EOF, Potencial undimotriz, asociado a cada frecuencia de estudio. Periodo de Verano (columna a), Mayo (columna b) e Invierno (columna c) 66

Indice de Tablas

2.1. Clasificación de la profundidad de ondas lineales en términos del parámetro de profundidad relativa d/L 8
2.2. Relaciones entre características de las olas a partir de clasificación según su profundidad 8

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

La matriz energética de Chile se basa un 63 % en combustibles fósiles (Ministerio de Energía, 2011), cada vez más escasos y por lo tanto costosos. Hay políticas de estado que promocionan el uso de nuevas energías. Según la ley 20.257, para el 2024 el 10 % de la energía de las empresas generadoras debe provenir de las Energías Renovables No Convencionales (ERNC).

Nuestro país cuenta con una diversidad de recursos naturales debido al clima y geografía que lo componen. A pesar del enorme potencial energético que estas fuentes poseen, las ERNC recién están comenzando a introducirse dentro de la matriz energética del país. Actualmente, sólo un 3 % de la matriz la componen las ERNC, principalmente la energía eólica (1 %), mini hidro (1 %) y biomasa (1 %) (CER, 2012). Segun estudios del CER (Centro Energías Renovables en Chile) nuestro país cuenta con un enorme potencial undimotriz de alrededor de 164GW (CER, 2012), el que es incluso 10 veces mayor a la capacidad total del SIC (12.200 MW). La idea de implementar este tipo de energía en nuestro país se encuentra aun en un proceso investigativo, no sólo enfocado al tipo de instrumento o maquinaria necesaria para la recolección de energía, sino también orientado a conocer las características de oleaje que Chile posee a lo largo de su costa.

En esta Habilitación Profesional se visualiza el recurso marino proveniente de las olas, como una futura fuente de ERNC a implementar en nuestro país. En particular, el análisis se focaliza en el Golfo de Arauco, zona particularmente estratégica para la generación de electricidad en la región del Biobío. El Golfo de Arauco es una zona aledaña a varias empresas, entre ellas, tres son centrales termoeléctricas; se encuentra cerca de varias subestaciones conectadas con el SIC: Petropower, Bocamina y Arauco (de norte sur) y tiene cercanía con grandes centros urbanos,

Figura 1.1: Golfo de Arauco

como son Concepción, Talcahuano, San Pedro de la Paz, y, de menor tamaño, Coronel, Arauco, y Lota. Por otra parte, en el Golfo de Arauco se localiza la Isla Santa María, una zona que no dispone aún de electricidad aportada por el SIC. Por lo anterior, se puede decir que el Golfo de Arauco, es una zona que necesita energía, por la evidencia de centrales generadoras que contiene a su alrededor. Sin embargo, el proceso que estas empresas emplean, no es el más limpio y al contrario, por la cantidad de contaminantes que se emiten al mar y al aire, es que han habido muchos conflictos con personas y comunidades que habitan en la zona.

En este trabajo se analiza la variabilidad del oleaje característico en la zona del Golfo de Arauco, tanto estacional como espacial, a partir de mediciones de oleaje realizadas con los radares marinos, WERA, durante el año 2008. De acuerdo con la densidad de datos, se escogen 3 periodos del año para analizar: para verano, desde el 26 de enero hasta el 9 febrero; invierno, desde el 10 de junio al 1 de julio; debido a la ocurrencia de una gran tormenta, la cual se registró entre el 15 y 19 de mayo del año en cuestión, se escogió además un periodo de transición, desde el 2 al 24 de mayo. Para esas fechas, los radares estaban instalados, uno en el sector Curaquilla a 6 kilómetros de Arauco y el otro en Punta Lavapié, los cuales realizaron mediciones cada media hora y con una resolución de 700 metros de grilla (Fig. 1.1).

A partir de los datos de energía y dirección espectral, se analizó mediante EOF (Funciones ortogonales empíricas) oleaje de alta y baja frecuencia para caracterizar sus estructuras predominantes. Se analiza la variabilidad que distintos fenómenos climáticos y meteorológicos se encargan de

proporcionarle, además, para conocer cómo éstos se comportan en distintos sectores dentro de la Bahía.

Para conocer finalmente el potencial energético asociado al oleaje dentro del Golfo, se realizaron cálculos con las respectivas consideraciones, integrando los valores de energía espectral para un caso, y en otro caso, considerando los valores de altura significativa de ola y periodo peak. Además se realiza un análisis para conocer la variabilidad temporal y espacial de este potencial, asociado al mar de fondo (swell) y al mar de viento (seas).

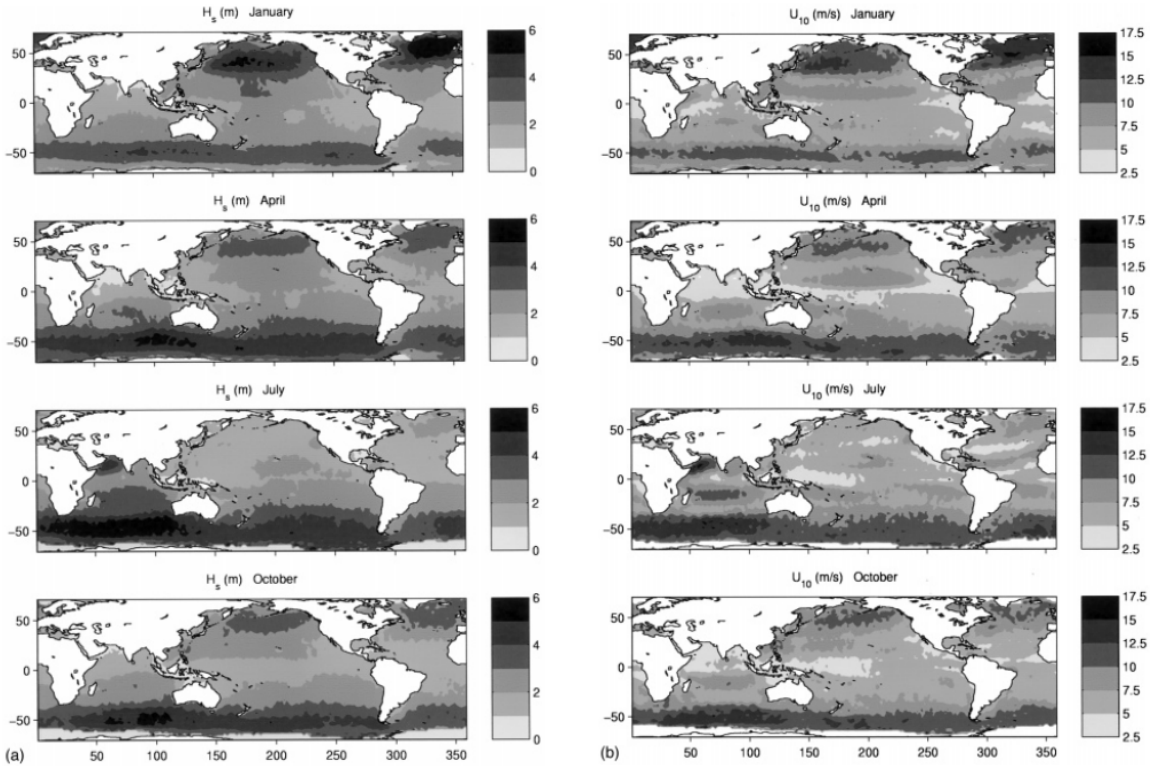
1.2. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es calcular y analizar el potencial undimotriz en el Golfo de Arauco asociado a frecuencias altas y bajas de oleaje, para el año 2008 y conocer en forma preliminar cómo este podría variar entre verano e invierno. Para alcanzar este objetivo general, se definen como objetivos específicos: 1) Analizar datos de oleaje (altura significativa, energía espectral) medidos en el Golfo de Arauco con radares HF marinos; 2) calcular y analizar el potencial undimotriz en el interior del Golfo de Arauco, asociado al oleaje de viento (seas) y al oleaje originado remotamente(swell), para caracterizar su variabilidad estacional y espacial; 3) ubicar zonas donde el potencial undimotriz podría contribuir con mayor energía dentro del Golfo.

1.3. Formulación de Hipótesis

A partir de literatura sobre el desarrollo global y variabilidad estacional del oleaje formado remotamente (swell) y el oleaje de viento local (seas), en la cual se describen variables de altura significativa, periodo medio y dirección media de ola, se pudo bosquejar inicialmente una hipótesis acerca del comportamiento del oleaje alrededor del Golfo de Arauco.

Young (1999), muestra que los valores máximos de altura significativa de ola durante el año en el océano del hemisferio sur alcanzan su peak en invierno. Estos valores no se alcanzan sólo a causa de la extensión espacial del "fetch", proporcionado por los vientos del oeste, sino por la alta velocidad que el viento alcanza durante este periodo. En la Figura 1.2 (Young, 1999) se puede observar que la altura de ola significativa en gran parte sigue la misma tendencia que las variaciones de velocidad del viento, por lo tanto, las olas aparentan estar limitadas por el máximo en la velocidad del viento y la duración de las tormentas más que por el fetch.
Con respecto a la dirección del oleaje en el Pacífico sur, las olas vienen mayormente desde el



(a) Valores medios de Altura significativa [m] **(b)** Valores medios de Velocidad de viento [m/s]

Figura 1.2: Distribuciones globales de altura significativa y velocidad de viento (Young, 1999)

suroeste a lo largo del año, aunque, en verano, hay evidencia de oleaje proveniente del norte como resultado del swell del hemisferio norte (Young, 1999).

Luego, la hipótesis del presente trabajo es que el potencial undimotriz dentro del Golfo de Arauco, será mayor en la época invernal, debido al aumento generalizado de la altura significativa dentro del sureste del Pacífico. A lo largo del año, además los mayores valores de potencial se encontrarán predominantemente en la parte sur del golfo (Boca Chica), debido al oleaje de swell que entra desde el SO, aunque en verano, se podría esperar altos valores de energía en la entrada norte del Golfo (Boca Grande), considerando la llegada de swell desde el Pacífico norte. En invierno, además, se producirán aumentos ocasionales del potencial en la parte norte del Golfo (Boca Grande), asociado al oleaje de viento, desde el norte causado por los frentes de baja presión más intensos, con alturas de ola sobre la media anual.

1.4. Esquema del informe

El trabajo se compone de tres partes principales: (i) El marco conceptual, donde se describen los conceptos y parámetros que más adelante se analizan, tales como las características del oleaje y las ecuaciones que se consideran para realizar los cálculos. Se describen algunos principios funcionales del radar HF. (ii) En la Metodología se hace referencia a cómo se analizó los datos, el periodo y zona de estudio, el tipo de análisis realizado y las consideraciones para hacer ciertos cálculos. (iii) En la tercera sección de Análisis y parte central del trabajo, se presentan los resultados generados, además de su análisis. (iv) Posteriormente se tiene la Discusión, en la que se revisa en forma general algunos resultados y cómo mejorarlos. (v) Finalmente se tienen las Conclusiones asociadas a resultados principales agregándose el trabajo futuro.

Capítulo 2

Marco Conceptual

2.1. Teoría de oleaje asociada

2.1.1. Parámetros importantes

Para comenzar a describir y analizar el oleaje, se debe partir considerando una teoría básica y fácil de usar, la cual defina las características de las olas en dos dimensiones.

Un modelo simple, consistente con la dinámica de la superficie del océano, es la teoría lineal o de pequeña amplitud de las ondas, también conocida como *Airy wave theory* (Airy, 1845). Esta teoría se basa en las ecuaciones del balance de masa y el balance de momentum. Ambas pueden ser expresadas en términos de una función auxiliar ϕ (función de velocidad potencial), lo que resulta en las ecuaciones de Laplace (balance de masa) y Bernoulli (balance de momentum).

Ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \tag{2.1}$$

Ecuación de Bernoulli:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + gz = 0 \tag{2.2}$$

donde x y z son las coordenadas horizontal y vertical, respectivamente. Esta teoría está descrita con mayor desarrollo en Holthuijsen (2007).

A partir de las consideraciones y condiciones de borde al resolver estas ecuaciones, se puede representar el movimiento de una ola, mediante una onda sinusoidal y progresiva, la cual es

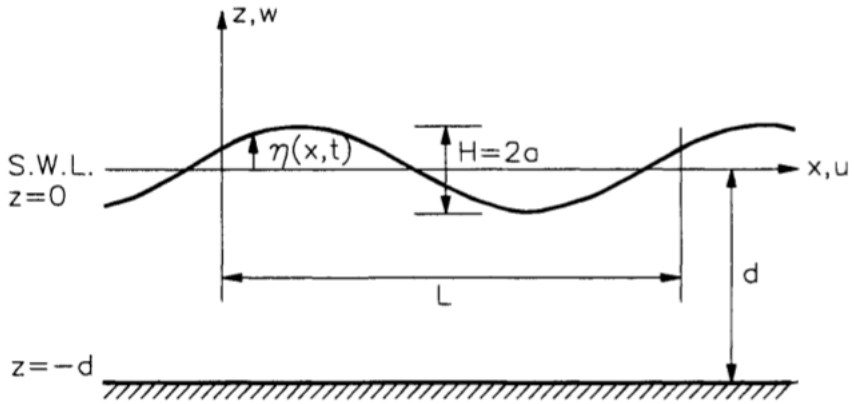


Figura 2.1: Esquema del dominio de soluciones para la Teoría Lineal de onda, (Young, 1999, pp. 5)

periódica en tiempo (periodo T) y espacio (longitud de onda L),

$$\eta(x,t) = \text{asin}(kx - \omega t) \tag{2.3}$$

en donde $a = H/2$ es la amplitud de onda, $\omega = 2\pi/T = 2\pi f$ es la frecuencia angular de la onda y $k = 2\pi/L$ es el número de onda.

Al mismo tiempo se puede obtener la *relación de dispersión* para ondas lineales, en la cual existe una relación entre ω, k y d (profundidad). Si dos de las variables son conocidas, entonces, la tercera puede ser definida en forma única.

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \tag{2.4}$$

Por otro lado, tenemos como definición la velocidad de fase o propagación de una onda,

$$C = \frac{L}{T} = \frac{\omega}{k} \tag{2.5}$$

Substituyendo la Ecuación 2.4 en la Ecuación 2.5, obtenemos,

$$C^2 = \frac{g}{k}\tanh(kd) \tag{2.6}$$

La velocidad de fase, definida en la Ecuación 2.6, también se conoce cómo *celeridad* y señala como la velocidad de fase varía con la profundidad del agua. Con estas relaciones, se tiene que para ciertos valores de ω y k, la onda se propagará más rápido en aguas profundas que en superficiales. Al mismo tiempo, ondas con mayor longitud o con largos periodos, se propagarán más rápido que ondas con longitudes más pequeñas o periodos más cortos. Así, las ondas gradualmente se

separarían en base a sus respectivas longitudes de onda; las ondas más largas podrían ser seguidas por ondas más cortas y de esta forma el campo de ondas gradualmente se dispersaría. Esto es lo que genera el nombre de *relación de dispersión.*

De forma similar, substituyendo la Ecuación 2.5 en la Ecuación 2.6, se obtiene una relación fundamental para la longitud de onda, L,

$$L = \frac{gT^2}{2\pi}\tanh(\frac{2\pi d}{L}) \tag{2.7}$$

Para una profundidad con un valor inferior a la mitad de la longitud de onda, los desplazamientos de las partículas son un 4 % menor que aquellas en superficie, debido a que el fondo del mar comienza a influenciar el movimiento de las partículas de agua. Mientras la profundidad sea mayor a $L/2$ entonces la influencia del fondo sobre las olas es prácticamente despreciable.

Los términos de la Tabla 2.1 son utilizados para caracterizar la razón entre la profundidad (d)y la longitud de onda (L).

Ondas en aguas superficiales	$d/l < 1/20$
Ondas en profundidad intermedia	$1/20 < d/l < 1/2$
Ondas en aguas profundas	$d/l > 1/2$

Tabla 2.1: Clasificación de la profundidad de ondas lineales en términos del parámetro de profundidad relativa d/L

Las funciones hiperbólicas que aparecen en las relaciones antes mencionadas, resultan ser un mecanismo conveniente a la hora de clasificar las ondas en relación a la profundidad del agua. Cuando la profundidad comienza a disminuir, el argumento kd tiende a 0 y $tanh(kd) \to kd$; cuando aumenta, entonces el argumento tiende a ∞ y $tanh(kd) \to 1$. De esta forma las relaciones quedan descritas en la Tabla 2.2

Otra característica en el cambio de profundidad es el cambio de la altura de la ola. Mientras la ola alcanza la costa su altura aumenta. Esto se debe a los cambios en la velocidad de grupo. La energía que se propaga hacia costa debe ser conservada, al menos hasta que la fricción comience

Profundidad relativa	Agua poco profunda	Profundidad intermedia	Agua profunda
Perfil de onda	$\eta = \text{asin}(kx - \omega t)$	$\eta = \text{asin}(kx - \omega t)$	$\eta = \text{asin}(kx - \omega t)$
Velocidad de fase	$C = \sqrt{gd}$	$C = \frac{g}{\omega}\tanh(kd)$	$C = \frac{g}{\omega}$
Longitud de onda	$L = T\sqrt{gd}$	$L = \frac{gT^2}{2\pi} tanh(\frac{2\pi d}{L})$	$L = \frac{gT^2}{2\pi}$
Frecuencia angular	$\omega^2 = gk^2 d$	$\omega^2 = gk\tanh(kd)$	$\omega^2 = gk$
Velocidad de grupo	$C_g = \sqrt{gd}$	$C_g = \frac{1}{2}[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)}]C$	$C_g = \frac{g}{2\omega}$

Tabla 2.2: Relaciones entre características de las olas a partir de clasificación según su profundidad

a ser apreciable. Así si la velocidad de grupo disminuye, la energía por longitud de onda debe aumentar, es decir, la altura de la ola debe crecer (Ecuación 2.8).

$$H_2 = \sqrt{\frac{c_{g,1}}{c_{g,2}}} H_1 \tag{2.8}$$

La Ecuación 2.8 aparece de la conservación de energía. Desde que una onda perturba el agua, hay energía cinética que se asocia al desplazamiento la onda y al movimiento a lo largo de la onda. Las olas también mueven partículas en la vertical, por lo que afecta a la energía potencial de la columna de agua. Una propiedad interesante de las ondas es que su energía total es igualmente dividido entre la energía cinética y potencial.

Si sustraemos la energía potencial de una masa de agua quieta con respecto al fondo, se obtiene la energía potencial de la onda

$$E_p = \int_0^L \rho g(d+\eta)(\frac{d+\eta}{2})dx - \rho g L d(\frac{d}{2}) \tag{2.9}$$

La altura de la superficie η en función de x, dada por la Ecuación 2.3, con $t = 0$, desarrollando la integral y simplificándola queda

$$E_p = \frac{\rho g H^2 L}{16} \tag{2.10}$$

Se sabe que la energía potencial y cinética de una ola son iguales, por lo tanto al sumarlas, resulta,

$$E_{total} = \frac{\rho g H^2 L}{8} \tag{2.11}$$

Luego, el promedio total de energía de ola por unidad de área superficial es llamada energía específica o densidad de energía, dada por:

$$\bar{E} = \frac{E}{L} = \frac{\rho \mathrm{g} H^2}{8} \tag{2.12}$$

La razón a la cual la energía de la ola se propaga es directamente dependiente de la velocidad de grupo de la onda. En este caso, consideraremos las definiciones vistas en la Tabla 2.2 de C_g y C

en términos de la profundidad d:

$$C_g = \frac{gT}{4\pi}\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)\left[1 + \frac{4\pi d/L}{\sinh(4\pi d/L)}\right] \tag{2.13}$$

Por otra parte, para calcular el potencial de las olas, se considera el flujo de la energía que se propaga a lo largo de un plano vertical perpendicular a la dirección de la ola. Por lo tanto el potencial puede ser escrito como el producto de la fuerza actuando sobre un plano vertical normal a la dirección de la propagación de la onda multiplicado por la velocidad de la partícula del fluido sobre este plano. La fuerza inducida se representa por la presión dinámica y la componente horizontal de la velocidad de la partícula, así,

$$p = \frac{1}{T}\int_0^T \int_{-d}^0 (p + \rho g z) u dz dt \tag{2.14}$$

Donde el término en paréntesis es la presión dinámica. Insertando la presión dinámica y la componente horizontal de la velocidad, integrando y simplificando los términos, resulta:

$$\bar{P} = \bar{E} c_g \tag{2.15}$$

Donde $\bar{P}$ representa el potencial undimotriz por metro de ola. De esta forma, tenemos que este valor será dependiente de la altura, el periodo y la profundidad de la ola. Entonces para términos generales se tiene que el potencial undimotriz se puede calcular:

$$P = \frac{\rho g^2 H^2 T}{32\pi}\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)\left[1 + \frac{4\pi d/L}{\sinh(4\pi d/L)}\right] \tag{2.16}$$

Es a partir de esta ecuación que se realizan los cálculos posteriores.

A medida que las ondas comienzan a sentir el fondo, ocurre el fenómeno de refracción. Cuando las ondas entran a aguas de profundidad intermedia, si no están viajando perpendicularmente a los contornos de profundidad, la parte de la onda en agua más profunda se mueve más rápido que la parte en agua somera, causando que la cresta de la ola se vuelva paralela a los isocontornos de profundidad. Esta es una característica universal de las ondas: una onda siempre se vuelve hacia la región con menor velocidad de propagación. La dirección que va tomando la ola se puede describir con la *Ley de Snell* en forma simplificada, donde el ángulo de propagación θ se toma entre el rayo y la normal horizontal a los contornos de profundidad. En el caso de las líneas de profundidad paralelas, la dirección de la onda en cualquier punto puede ser obtenida desde la

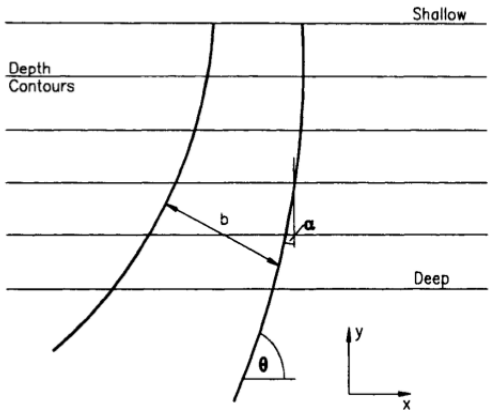


Figura 2.2: El ángulo θ en la Ley de Snell se considera entre el rayo de onda y la normal a los contornos de profundidad paralelos.

dirección de la onda en agua profunda,

$$\frac{\sin\theta}{c} = \frac{\sin\theta_{deep}}{c_{deep}} = \text{constante} \tag{2.17}$$

Esta expresión muestra que cuando la onda alcanza el contorno de profundidad, en donde la velocidad de fase $c = 0$, la dirección de la onda será $\theta = 0$. En otras palabras, todas las ondas del océano siempre alcanzan la costa con el mismo ángulo recto, independiente de su dirección en aguas profundas (esto es por supuesto un resultado teórico).

Del balance de energía entre dos rayos de onda adyacentes, se hace relativamente simple estimar la altura de la ola,

$$H_2 = \sqrt{\frac{\delta b_1}{\delta b_2}} \cdot \sqrt{\frac{c_{g,1}}{c_{g,2}}} . H_1 \tag{2.18}$$

en donde las separaciones entre rayos son δb_1 , δb_2 y las velocidades de grupo son $c_{g,1}$, $c_{g,2}$ para cada medio.

2.1.2. Propiedades estocásticas del oleaje

En este trabajo se analizan las características del oleaje medido y para eso es importante comprender sus parámetros, ver a qué se refieren, qué estadística hay asociada y qué factores externos generan los cambios en estos parámetros.

Primero que todo, hay que considerar que el oleaje es un fenómeno estocástico (Ochi, 1998). Específicamente, la altura de ola (distancia entre el valle y el peak de la onda) y su periodo,

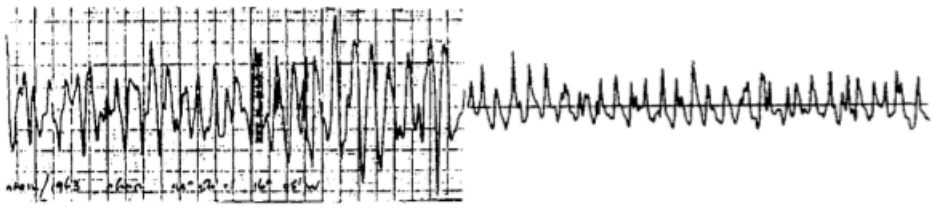


Figura 2.3: Perfil de una onda en mar tormentoso. Costado izquierdo, mar profundo, costado derecho, aguas superficiales (Ochi, 1998).

cambian en forma aleatoria entre un ciclo y otro. A pesar de esto, se conoce el comportamiento con el que el oleaje responderá frente a ciertas condiciones físicas. Por ejemplo, hay una cierta razón entre la longitud de la onda y su altura, *steepness* (pendiente), la cual, al sobrepasar un cierto límite, la ola romperá. Por otra parte, después de una tormenta, las olas de menor longitud, gradualmente perderán su energía, generando que el perfil de las olas se vuelva más regular que al momento de la tormenta. También se pueden notar diferencias en el perfil de olas cuando se disminuye la profundidad (Ochi, 1998).

En la Figura 2.3 se aprecia el comportamiento aleatorio, a la vez que se pueden notar diferencias entre el perfil de la onda en agua profunda con aguas superficiales. En mar profundo los peaks están más suavizados que en mar superficial. A su vez, en aguas superficiales, los peaks son más pronunciados y mayores en su amplitud que en los valles (Ochi, 1998).

Por estas características aleatorias, resulta complicado evaluar las propiedades de las olas en el dominio del tiempo. De esta forma, los análisis en el dominio de la frecuencia y la probabilidad pueden permitir predecir varias propiedades estadísticas de forma más razonable.

En términos estadísticos, la distribución de probabilidad de las olas en aguas profundas está categorizada como normal, es decir, un proceso aleatorio Gaussiano. Mientras que en aguas no profundas, donde la profundidad comienza a perturbar las propiedades de las olas, el proceso aleatorio es no-Gaussiano. En la Figura 2.4 se observan ejemplos de comparaciones entre histogramas de datos de altura de ola y funciones de densidad de probabilidad. En la figura 2.4 a, se puede apreciar que el perfil obedece a una distribución normal, mientras que en la figura 2.4 b, no obedece a la misma distribución (no-Gaussiano).

Lo anterior puede ser explicado, en base al teorema del límite central de la teoría de probabilidad. Consideremos a η como una variable aleatoria que representa la altura de la ola en un punto espacial t, definida en un espacio muestral (-∞,∞). Asumimos, que η es la suma de un amplio

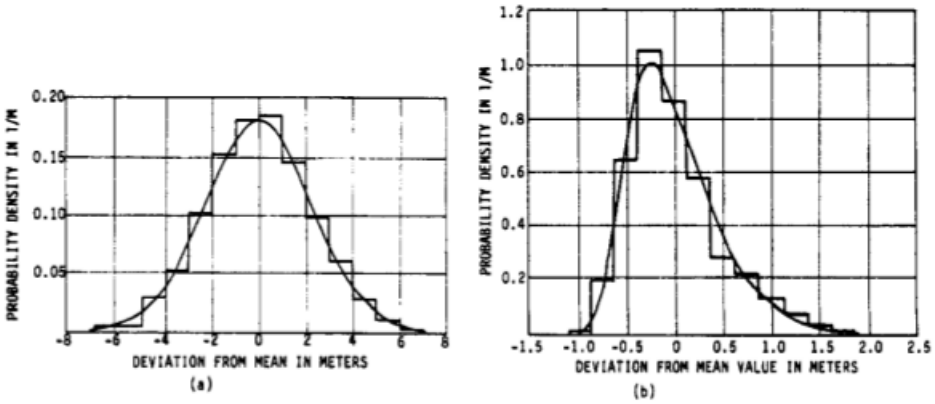


Figura 2.4: Comparación entre histograma de altura de ola (izquierda) y la función de densidad de probabilidad teórica en aguas profundas y superficiales (derecha) (Ochi, 1998)

número de componentes X,

$$\eta = X_1 + X_2 + ... + X_n \tag{2.19}$$

Con X_i variables aleatorias estadísticamente independientes con la misma distribución de probabilidad. La media de los valores X_i es cero y su varianza $n\sigma^2$, con n el número de componente. Al estandarizar η , nos queda la nueva variable aleatoria:

$$Z = \frac{\eta}{\sqrt{n}\sigma} = \sum_{j=1}^{n} \frac{X_j}{\sqrt{n}\sigma} \tag{2.20}$$

Sabemos que la función característica de X sigue una misma distribución de probabilidad, mas no se conoce su forma. Ocupando las propiedades de la función característica, a la cual llamaremos $\phi_x(t)$, podemos dejar $X/(\sqrt{n}\sigma)$ de la Ecuación 2.20, como $\phi_x(t/\sqrt{n}\sigma)$. De esta forma, la función característica de Z se vuelve

$$\phi_z(t) = [\phi_x \frac{t}{\sqrt{n}\sigma}]^n \tag{2.21}$$

Por otro lado, la función característica puede ser expandida como sigue:

$$\phi_x(t) = 1 + itE[x] - \frac{t^2}{2}E[x^2] + ... \tag{2.22}$$

De la variable aleatoria estandarizada, $E[x]$ y $E[x^2]$ son 0 y 1, respectivamente, $\phi_x(t/\sqrt{n}\sigma)$ puede

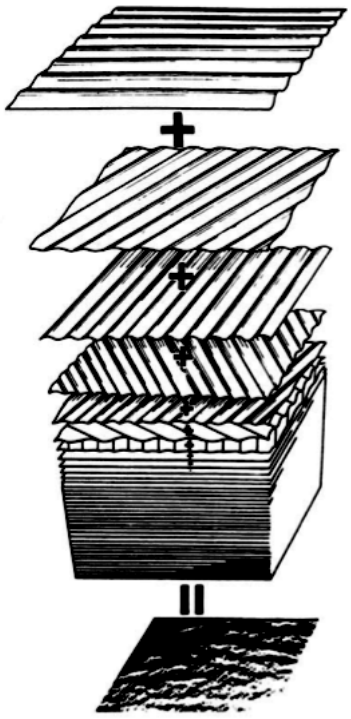


Figura 2.5: Estructura aleatoria del mar (Pierson *et al.*, 1958)

ser escrita como

$$\phi_x(\frac{t}{\sqrt{n}\sigma}) = 1 - (\frac{t^2}{2n}) + 0(\frac{t^2}{n}) \tag{2.23}$$

así tenemos,

$$\phi_z(t) = [1 - (\frac{t^2}{2n}) + 0(\frac{t^2}{n})]^n \tag{2.24}$$

Haciendo $n \to \infty$ en la Ecuación 2.24 tenemos:

$$\phi_z(t) = e^{\frac{-t^2}{2}} \tag{2.25}$$

Esta es la función característica de la función normal estandarizada. Esto implica finalmente que la variable aleatoria Z obedece a la distribución normal con media cero y varianza $n\sigma^2$, por lo que podemos decir que las olas son un proceso aleatorio Gaussiano.

Pierson *et al.*, (1958) esquematizaron las ondas del océano, representándolas como un número infinito de ondas sinusoidales cada cual con su propia altura de ola, todas con diferentes frecuencias y direcciones (Figura 2.5).

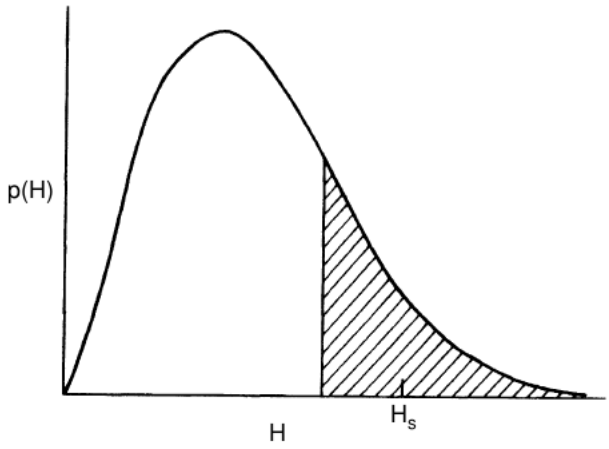


Figura 2.6: Distribución típica de frecuencia-altura de ola, (Sorensen, 2006).

Algunas características del oleaje se derivan a partir de la estadística asociada al espectro de onda. Un primer paso tiene que ver con la distribución de las alturas de olas en los datos. Si la altura de ola es graficada como una distribución de altura-frecuencia, los resultados serán normalmente como en la Figura 2.6, en donde $p(H)$ es la frecuencia o probabilidad de ocurrencia de la altura H, la parte sombreada del gráfico es el tercio superior de las alturas de ola, además se muestra la altura significativa de ola (H_s), la cual se define como el promedio del tercio superior de las alturas de ola,

$$H_s = \frac{3}{N} \sum_{i=(N-\frac{N}{3})}^{N} H_i \tag{2.26}$$

En este caso, se han reordenado las alturas de cada ola, de menor a mayor, mediante el índice i Para el caso de una tormenta, esta distribución es mejor definida con la distribución de probabilidad de Rayleigh, la cual puede ser descrita como

$$p(H) = \frac{2H}{(H_{rms})^2} e^{-(\frac{H}{H_{rms}})^2} \ , \qquad H_{rms} = \sqrt{\sum \frac{H_i^2}{N}} \tag{2.27}$$

Las olas con mayor energía concentrada en el espectro y las olas más altas se encuentran normalmente en periodos alrededor del valor medio en rango de periodos del espectro. El periodo significante es más estable estadísticamente que el periodo medio, así que es preferible ocupar el periodo significativo para representar el registro de ola. Esta energía asociada al periodo de una

ola, se puede definir a partir de un modelo espectral. Una forma general de describirla es,

$$S(f) = \frac{A}{f^5} e^{-B/f^4} \tag{2.28}$$

en donde A y B se ajustan a la forma y escala del espectro, f es la frecuencia de la onda (Sorensen, 2006).

Una forma importante de caracterizar el espectro de onda es por los momentos espectrales, el que se define como

$$m_n = \int_{f_i}^{f_f} S(f) f^n df \tag{2.29}$$

en donde, f_i y f_f es la primera y última frecuencia considerada. Para el caso de m_0 será el área bajo la curva espectral. Un espectro muestra la densidad de energía de cada frecuencia versus el rango de frecuencias.

También podemos encontrar la relación

$$H = c\sqrt{m_0} \quad , con \quad c \geq 0 \qquad\qquad y \qquad m_0 = \int_{f_i}^{f_f} S(f) df \tag{2.30}$$

en donde encontramos una relación entre la altura de ola y la energía espectral, $S(f)$ es el espectro de potencia y c es un coeficiente de proporcionalidad dependiente de los factores climáticos en la región de medición (Longuet-Higgins, 1952).

En la Ecuación 2.16 se define el potencial energético de la ola, considerando su energía particular y la velocidad de grupo. Si consideramos este nuevo caso en donde se pretende calcular el potencial, asociado a una superposición de ondas, mediante el espectro de potencia se puede definir de la forma

$$P = \rho g \int_{ff}^{f_f} c_g(f) S(f) df \tag{2.31}$$

Donde $c_g(f)$ es la velocidad de grupo asociado a cada frecuencia de oleaje, considerando la definición general (para aguas intermedias) visto en la Tabla 2.2.

2.1.3. Mar de fondo y mar de viento

Dentro del espectro energético de las ondas del océano como se observa en la Figura 2.7, las ondas generadas por el viento en la superficie del océano (ondas de gravedad u olas) son las que más contribuyen con energía, aportando más de la mitad de todas las ondas superficiales. Esta energía sobrepasa incluso a las mareas y ondas de tsunamis (Kinsman, 1965). Podemos distinguir dos tipos de ondas generadas por el viento en la superficie del océano. Cuando las olas se generan a partir del viento local y comienzan su proceso de crecimiento, se conocen como oleaje de viento o "*seas*". Las olas que se propagan lejos de su lugar de generación, y siendo su velocidad de fase mayor que la velocidad del viento al cual se encontraban acopladas se denominan oleaje de fondo, o "*swell*". El swell, es capaz de viajar largas distancias a lo largo del globo (Snodgrass et al. 1966). Podemos decir entonces, que el seas se genera localmente y está fuertemente acoplado al campo local de viento, mientras que el swell es generado remotamente y no está directamente acoplado al viento local. Por lo general, se considera como periodo de swell sobre 10 segundos y bajo este valor, el seas (Kinsman, 1965).

Debido a que ambos tipos de oleaje responden a diferentes mecanismos de distintas escalas espaciales y temporales, sus parámetros debieran ser analizados en forma separada para una mejor comprensión.

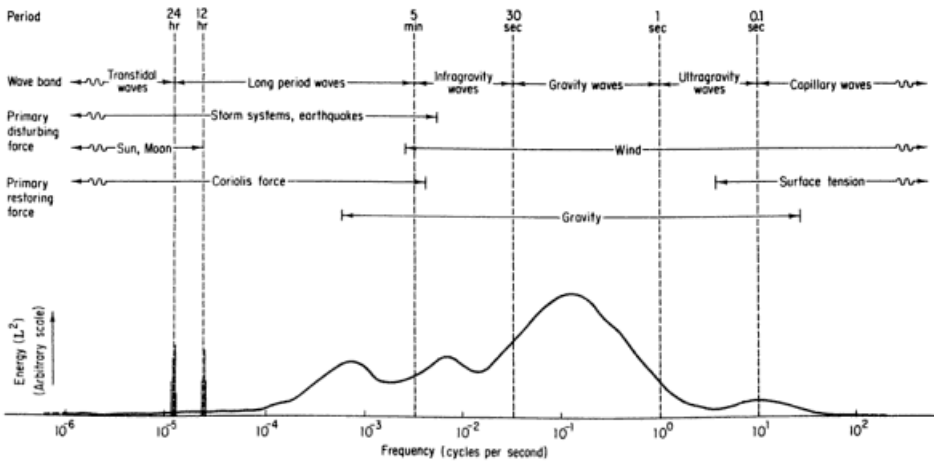


Figura 2.7: Representación de la energía contenida en las ondas superficiales del océano, estimación del espectro de potencial (Kinsman, 1965)

A partir del análisis a un conjunto de datos escogidos por Pierson y Moskowitz (1964), representativos de un oleaje completamente desarrollado, se propusieron varias relaciones en las cuales describían límites para separar entre un oleaje que aun estaba desarrollándose a partir

del momentum entregado por el viento y el que no. Otros autores, continuaron trabajando estas relaciones como Rachev *et al.* (2001), Alves *et al.* (2003) y Kirsty *et al.* (2010).

El oleaje de viento son ondas de corta longitud que absorben momentum del viento para crecer, en contraste, las ondas de mayor longitud asociadas al swell ya han alcanzado el crecimiento máximo para el viento dado y pueden propagarse miles de kilómetros sin absorber momentum del viento. El seas es frecuente en regiones costeras, en mares de geografía cerrada y durante eventos extremos de viento, mientras que el swell usualmente está presente en el océano abierto (Drennan *et al.*, 2003).

Considerando U_{10} como la velocidad del viento a 10 metros de altura sobre la superficie del mar y c_p como la velocidad de fase peak de la ola, los límites propuestos por estos estudios, a pesar que no son estrictos, son:

régimen para el cual el viento impulsa la ola,

$$\frac{U_{10}\cos\theta}{cp} > 0{,}83 \tag{2.32}$$

y régimen para el cual las olas impulsan el viento,

$$0 < \frac{U_{10}\cos\theta}{cp} < 0{,}15 \tag{2.33}$$

cuando el valor se encuentra entre el rango intermedio,

$$0{,}15 < \frac{U_{10}\cos\theta}{cp} < 0{,}83 \tag{2.34}$$

el estado del mar, se encuentra mezclado por ambos, seas y swell (Grachev *et al.*, 2001).

Dentro del espectro de potencia de las ondas de mar generadas por el viento, se considera que sobre los 10 segundos de periodo de ola, corresponde a oleaje swell (Kinsman, 1965). En la Figura 2.8 se muestra un espectro para una altura significativa de 4,9 metros, obtenida de datos tomados en el Atlántico Norte. Considerando este peak en la frecuencia y suponiendo aguas profundas, se puede obtener la estimación de la longitud de onda, $2\pi g/\omega^2 = 333\,m$. Esta información nos indica que las ondas de esta longitud (333 m) tienen la mayor cantidad de energía en esta parte del mar y además que el swell de esta longitud de onda se está cruzando y mezclando con el oleaje de viento generado localmente (Ochi, 1998).

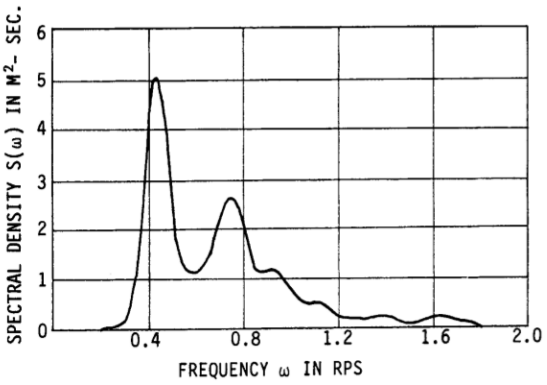


Figura 2.8: Ejemplo de espectro de ola combinada por swell y sea (altura significativa de 4.9 m) (Ochi, 1998).

2.2. High Frequency (HF) Radar

Distintas tecnologías han sido ocupadas para medir el oleaje en el océano, tanto remotamente como in situ. Un instrumento que mide in situ puede ser ubicado en la superficie del mar (*boyas*), bajo la superficie (un transductor de presión montado en el fondo del mar) y en la superficie de un muelle (*wave pole*, un cable montado en una plataforma sobre la superficie del mar, extendiéndose sobre un punto bajo el mar). Estos instrumentos por lo general, son utilizados para adquirir series de tiempo con el movimiento vertical (sube y baja) de las olas en un punto. Últimamente hay boyas más sofisticadas que miden la elevación y su pendiente en dos direcciones ortogonales, además de la curvatura de la superficie en ambas direcciones. En el caso del *Wave Pole*, para medir dirección se deben instalar 3 cables en las esquinas de un pequeño triángulo para medir la inclinación de la superficie. Otras técnicas menos conocidas son el *inverted echo-sounder*, el cual desde alguna profundidad mide la posición de la superficie del agua a partir de una onda sónica que envía a la superficie; el correntómetro, montado a una cierta profundidad bajo la superficie, mide el movimiento orbital de la onda inducida, además de medir las características del oleaje, puede entregar información de dirección ya que la corriente es medida como vector, con dirección y magnitud.

Por otro lado están las técnicas de medición remota, los cuales incluyen instrumentos que están montados fuera de la superficie del mar, sobre alguna plataforma fija o en movimiento (torre en el mar, en la costa, un barco, un avión o un satélite). Estas técnicas tienen como principio recibir reflexiones desde la superficie del océano en luz visible o infrarroja o la energía de un radar. La diferencia operacional más importante entre ambas técnicas es que con las mediciones remotas se pueden medir grandes áreas de interés, pudiendo al mismo tiempo modificar la resolución temporal y espacial.

Entre las técnicas de percepción remota se tiene la *Stereo Fotografía* con la que se obtienen imágenes tridimensionales de la superficie y como el mar está en movimiento, una cámara no es suficiente, ya que entre una foto y otra la superficie cambia en un mismo lugar, por lo que dos cámaras sincronizadas son requeridas para sobreponer las fotos.

Los radares de barco son normalmente ocupados para detectar obstáculos alrededor de la nave que podrían ser potencialmente peligrosos. Al mismo tiempo, pueden ser seteados para mostrar reflexiones de superficies suaves de ondas, debido a la resonancia entre las ondas del radar y las características de la superficie. El *synthetic aperture radar* (SAR) es un radar que entrega imágenes suficientemente reales de las olas del océano, como para obtener características de altura de ola a partir de las características estadísticas en forma de un espectro de dos dimensiones. Por lo tanto es uno de los métodos que permiten encontrar el periodo peak y la dirección espectral de las olas, aunque aun existe cierto debate acerca de su confiabilidad (Holthhuijsen *et al.*, 2003).

La *altimetría* es una técnica que se ha transformado en un instrumento confiable para conocer características de la altura significativa de la ola, (Dobson and Monaldo, 1996). Estos instrumentos tales como el láser o el radar de altimetría, tienen como característica enviar una señal desde lo alto hacia la superficie del mar, para medir la distancia vertical desde el instrumento hasta el punto de interés con mucha precisión. Para el caso satelital, la señal reflejada desde la superficie al satélite se devuelve distorsionada debido a la presencia de las ondas y es lo que sirve finalmente para medir la rugosidad"de la superficie.

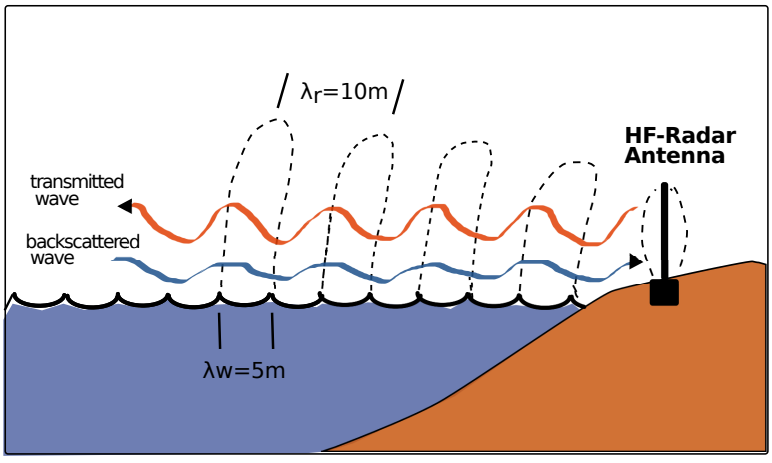


Figura 2.9: Principio de operación: efecto Bragg (Helzel *et al.*, 2005)

El radar WERA WavE o WEllen RAdar de alta frecuencia, es un sistema que realiza mediciones remotas desde la costa de corrientes superficiales del océano, parámetros de oleaje y dirección del viento. Se basa en tecnología de onda corta de radio, entre 7 - 50 MHz, por lo que es capaz de monitorear a alta resolución y con un alcance que bajo ciertas condiciones del océano puede

ser superior a 200 km. Esto último es debido al proceso físico que hay detrás, el cual tiene relación con la retrodispersión de ondas electromagnéticas del radar (entre 10 a 50 metros de longitud de onda) desde la superficie agitada del mar y en movimiento. Este fenómeno físico es descrito con la teoría de interacción onda-onda de la dispersión de Bragg, o *Bragg Scatter* (Gurgel, 2000) (Fig. 2.9).

El Bragg Scatter describe el efecto de amplificación de una onda electromagnética retro dispersada (que fue emitida por el radar) al interactuar con aquellas ondas de gravedad que van hacia o desde el radar y cuya longitud de onda es la mitad que la onda de alta frecuencia transmitida por el radar (Gurgel, 1997). Así, las reflexiones de onda que satisfacen esta condición de Bragg, generarían una firma espectral (*Doppler spectrum*) dominante en la señal recibida debido a esta amplificación.

El desplazamiento Doppler de los dos mayores peaks de esta señal (peaks de Bragg de primer orden) determina la velocidad de fase de las ondas dispersadas, la que se compone por la porción teórica conocida de ondas en superficie sin movimiento y una contribución de las corrientes en profundidad. La diferencia entre la velocidad de fase medida y la teórica se atribuye a la velocidad radial de la corriente superficial (relativa al radar). Por otro lado, la dispersión de segundo orden que rodea los peaks, refleja el espectro de onda total de dos dimensiones dentro de ciertas bandas de frecuencias continuas (Fig.2.10). El análisis matemático de las interacciones de primer y segundo orden de las ondas del océano, es presentado por Barrick (1972), Lipa y Barrick (1986), Holden y Wyatt (1992).

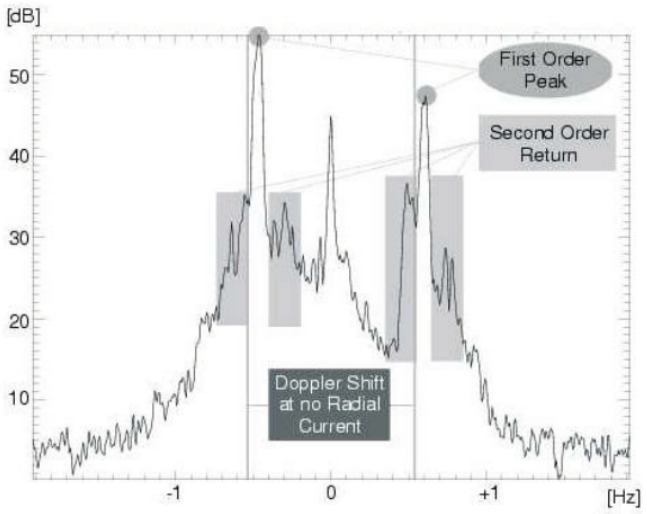


Figura 2.10: Firmas espectrales de Bragg. Las líneas verticales paralelas representan la llegada de la onda teórica conocida para una superficie sin movimiento. Las líneas de Bragg de primer orden se encuentran levemente desplazadas del centro; las de segundo orden llevan la información espectral de la onda (Helzel, 2005).

Entonces, la radiación que emite el radar será reflejada sólo por aquellas ondas del mar, que tengan su mitad de longitud de onda, entregando finalmente en la señal recibida una firma espectral que proporciona las características de la ola en el punto medido.

Varias aproximaciones han sido desarrolladas para proveer una formulación teórica para el espectro de potencial asociado al espectro de onda del océano (como las citadas anteriormente). Wyatt (2000), discute una de las soluciones comúnmente usada. Las ecuaciones que describen la relación entre el espectro de potencia de las señales de la onda retrodispersada y del espectro direccional del número de onda, se describen a continuación. Para el primer orden, se tiene la forma:

$$\sigma_1(\omega, \phi, d) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m'=\pm 1} S(-2m'\mathbf{k}_0)\delta(\omega - m'\omega_b), \tag{2.35}$$

donde m' denota el signo del desplazamiento Doppler, $\mathbf{k}_0$ es el vector de la onda del radar de magnitud k_0, $S(\mathbf{k})$ es el espectro direccional del número de onda, con $\omega_b = \sqrt{2gk_0 \quad tanh(2k_0 d)}$ y d es la profundidad del agua. Esta ecuación describe dos peaks localizados en $\pm\omega_b$ con amplitudes dependientes de las amplitudes del espectro direccional a lo largo de la dirección del haz hacia el radar $S(-2\mathbf{k}_0)$ y de vuelta del radar $S(+2\mathbf{k}_0)$.

La contribución de segundo orden de la sección que cruza el radar, es dada por:

$$\sigma_2(\omega, \phi, d) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m,m'=\pm 1} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} |\Gamma_T|^2 S(m\mathbf{k}) S(m'\mathbf{k'}) \delta\big[\omega - m\sqrt{(gk \quad tanh(kd))} - m'\sqrt{gk' \quad tanh(k'd)}\big] dpdq, \tag{2.36}$$

donde las variables de integración, p y q, son componentes del número de onda paralelos y perpendiculares a $\mathbf{k}_0$, respectivamente y están relacionados a los tres vectores de onda, $\mathbf{k}$, $\mathbf{k'}$ y $\mathbf{k}_0$ por $\mathbf{k} = (p - k_0, q)$ y $\mathbf{k'} = (-p - k_0, -q)$ así $\mathbf{k} + \mathbf{k'} = -2\mathbf{k}_0$. Aquí, m y m' (ambas igual a ± 1) ubican la contribución de segundo orden, ambas al lado izquierdo y derecho de los peaks de primero orden. El término Γ_T es el coeficiente de acoplamiento que describe los procesos electromagnéticos e hidrodinámicos que provee la dispersión de segundo orden. Más detalles se encuentran en Holden y Wyatt (1992).

Uno de los métodos lineales propuestos por Wyatt (1990) para resolver la Ecuación 2.36 es el siguiente. Los números de onda que contribuyen al rango de las frecuencias de Doppler ocupadas en este método de inversión llamado LW, puede ser determinado ocupando la función delta, de la Ecuación 2.37 junto con la condición de Bragg de segundo orden, $\mathbf{k} + \mathbf{k'} = -2\mathbf{k}_0$.

$$\delta\big[\omega - m\sqrt{(gk \quad tanh(kd))} - m'\sqrt{(gk' \quad tanh(k'd))}\big] \tag{2.37}$$

Esta ecuación tiene diferentes soluciones para diferentes combinaciones entre m y m' y para cada una de las dos direcciones del radar, $\mathbf{k}_0$, usado en la solución dual del radar.

Este método de inversión lineal estima el espectro de todos los número de onda $m\mathbf{k}$, entre los límites respectivos que consideran cada lado de las bandas del espectro de Doppler. El espectro a todo el resto de los números de onda es estimado ocupando inicialmente el espectro de Pierson-Moskowitz. Hay además métodos no lineales con los que se puede estimar el espectro direccional, pero este contribuye con una gran sobreposición $m\mathbf{k}$ y $m'\mathbf{k}$' por dentro y fuera de la banda de energía, por lo que hay una limitación con lo que puede cubrir el radar con respecto a las direcciones, por los métodos de inversión que se tienen.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Medición del radar.

Los datos de oleaje fueron medidos por el radar, alrededor de la zona del Golfo de Arauco, desde diciembre de 2007 hasta julio de 2008, por una campaña de medición del proyecto FONDEF D03I-1104. Las antenas del radar se instalaron en Curaquilla ($73^o22'15''$ W, $37°14'39''$S), cerca de Arauco y en Punta Lavapié ($73^o34'30''$W, $37^o09'06''$S).

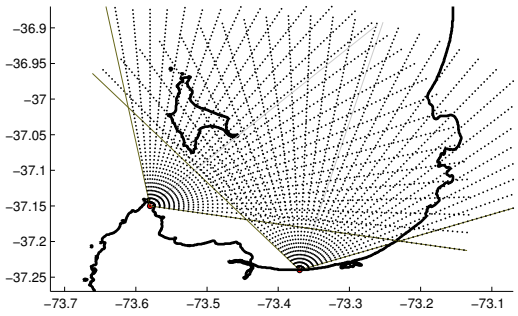
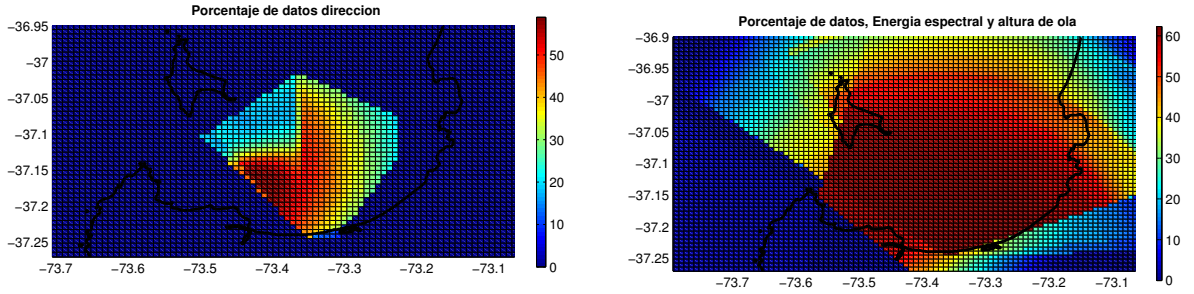


Figura 3.1: Posición de los radares dentro del Golfo de Arauco. En la imagen se observa además el barrido ideal que realizan los radares.

En la Figura 3.1 se aprecia el barrido que realizan los radares, el cual es de aproximadamente 110^ode abertura. En el caso de las mediciones en el Golfo de Arauco la distancia entre los puntos de la grilla se fijó en aproximadamente 700 m y se usó una grilla de 110x110 puntos, lo que implica un potencial alcance de unos 70 km para corrientes y unos 35 km para oleaje. Sin embargo, el



(a) Porcentaje de datos con información de dirección espectral.

(b) Porcentaje de datos de altura de ola y energía espectral.

Figura 3.2: Densidad de datos

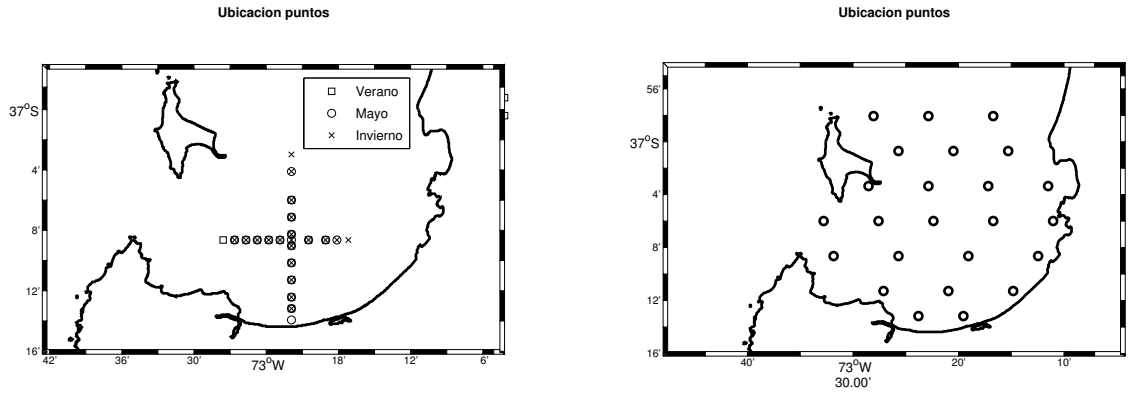
alcance real fue menos por la geometría del Golfo.

La información obtenida por el radar durante estas mediciones contemplaba la densidad espectral ($[m^2 s]$) con sus respectivas direcciones espectrales, altura significativa y dirección media para cada punto de la grilla.

El radar es capaz de captar las direcciones espectrales cuando el barrido de cada haz se solapa con el otro. Si no hay solapamiento sólo percibe energía espectral y altura de ola significativa. Por esta razón es que la densidad de datos de las direcciones espectrales es menor que para las otras variables. En la Figura 3.2 se aprecia el porcentaje de datos que hay en las series de tiempo respectivas.

3.2. Series de tiempo

El espectro de energía que entrega el radar, contiene información para 21 frecuencias en el rango de frecuencias entre 0.05 y 0.25 Hz ($4-20s$). Para este estudio se seleccionó dos de esas frecuencias, 0.07 y 0.24 Hz, correspondientes a periodos de 14,3 y 4,2 segundos, respectivamente. La razón por la que no se escogieron los extremos inferior y superior, fue porque se observó que esas frecuencias extremas frecuentemente tenían errores. Considerando los límites entre el mar de viento y el de fondo mencionados en la teoría, la frecuencia más baja escogida al tener un periodo superior a 10 s, nos entrega básicamente características del swell, mientras que la alta (periodo corto) características del oleaje de viento. De esta forma, podremos conocer la variabilidad asociada a estos dos tipos de fenómenos por separado.



(a) **(b)**

Figura 3.3: Puntos escogidos para el análisis. (a) Puntos con data de dirección espectral. Durante el periodo de verano, se dividió en una Franja Norte-Sur y Oeste-Este. (b) Puntos con data de energía espectral y oleaje, analizada por un periodo más corto debido a la escasez de datos previos en algunos puntos)

Las series de tiempo registran datos cada media hora, aunque para este estudio sólo se consideraron datos cada una hora. Estas series escogidas contienen varios periodos sin datos, por lo que se escogieron 3 periodos dentro de las series para ser analizados, los que contenían mayor densidad de datos, tanto espacial, como temporal.

Para el análisis de las direcciones espectrales, se consideran 3 periodos:

- Verano: 31 enero - 9 febrero (franja norte-sur); 4 - 9 febrero (franja oeste-este) (Fig. 3 3.3a)
- Tormenta: 10 - 19 mayo
- Invierno: 10 - 19 junio

Para el análisis de la energía espectral asociada a cada frecuencia de interés (0,07 y 0,24Hz) y altura de ola, los periodos son:

- Verano: 26 enero - 9 febrero
- Tormenta: 1 - 19 mayo
- Invierno: 10 junio - 1 julio

Para realizar el análisis se seleccionaron algunos puntos de la grilla considerando la densidad espacial de datos. En la Figura 3.3, se especifican los puntos de la grilla escogidos.

Para reconstruir las series, primero se realizó una interpolación lineal para aquellas brechas temporales no mayores a 3 horas. Posteriormente, se realizó un análisis armónico para reconstruir

las series con brechas no mayores a 20 horas.

3.3. Estadística aplicada a los datos

Para conocer en términos generales el comportamiento de las variables analizadas, se realizó un análisis estadístico general. Para conocer la estructura de la energía espectral durante los periodos de estudio, se analizó ciertos puntos dentro de la zona de estudio (posteriormente mencionados), y se calculó la mediana de la energía espectral asociada a cada frecuencia durante el periodo. Además, se extrajo el valor energético del quintil superior e inferior, para conocer las características energéticas en los extremos. El por qué se calculó la mediana y no la media, es principalmente porque se tienen muchos valores extremos no necesariamente representativos, por lo que para evitar esta subvaloración al calcular una media, se prefirió calcular la mediana.

Se calcula además la dirección más frecuente para cada punto escogido dentro de las series de dirección medidas por el radar, ya que esto indica qué dirección fue más predominante durante las estaciones de ese año.

Se promedia la altura significativa, el periodo peak, la energía espectral y el potencial asociado a cada frecuencia y el potencial undimotriz significativo.

3.4. Análisis EOF

A las series de dirección espectral, energía espectral y altura (luego de ser interpoladas), se les aplicó un análisis EOF.

El Análisis EOF (Funciones ortogonales Empíricas) es una herramienta estadística que describe en forma compacta las señales asociadas a la variabilidad de alguna serie de tiempo y provee a partir de una función ortogonal, la estructura estadística (covarianza) del conjunto específico de datos analizados. Hay dos enfoques para calcular EOFs. El primero construye la matriz de covarianza de las series y luego las descompone en valores y vectores propios. El segundo, ocupa la *descomposición del valor singular* de la matriz de datos para obtener los valores y vectores propios y amplitudes variables en el tiempo (componentes principales) sin necesidad de calcular la matriz de convarianza. A pesar que con ambos métodos se obtienen EOFs idénticas, la diferencia es que el segundo método permite mayor velocidad computacional y estabilidad (Emery, 1998; Wilks, 2006). En este análisis se ocupó el primer método, puesto que la matriz de datos contenía pocos puntos espaciales y series de tiempo relativamente cortas, por lo que no había problemas en la rapidez del cálculo de las EOFs.

Para realizar este análisis se quitó la media μ_m a cada serie de tiempo $\psi_m(t)$ y luego se normalizaron las series sin media, dividiendo cada una de ellas por su desviación estándar, σ_m. Esto asegura que el análisis no sea dominado por la varianza de algún punto espacial en especial, sino que cada punto espacial entregue la misma posibilidad de contribuir al análisis, sobre todo cuando se analizan dos o más variables. A los datos de dirección, no se le realizó este procedimiento, puesto que son valores que ya están normalizados entre -1 y 1. Se tiene entonces cada variable

$$F_m(t) = \frac{\psi_m(t) - \mu_m}{\sigma_m} \tag{3.1}$$

con μ_m la media de la serie,

$$\mu_m = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N} \psi_m(t) \tag{3.2}$$

y σ_m la desviación estándar de la serie,

$$\sigma_m = \left[\frac{1}{N-1}\sum_{t=1}^{N} \psi_m^2(t)\right]^{1/2} \tag{3.3}$$

Finalmente obtenemos la matriz a la cual se le aplica el análisis de EOF. Esta matriz con los datos se denomina matriz F, de MXN filas y columnas respectivamente, donde M son las ubicaciones espaciales de los puntos y N es la cantidad de instantes de los datos estandarizados. Para el caso de nuestro estudio, M fueron 24 puntos dentro de la zona de estudio y N la cantidad de unidades de tiempo respectivas para cada periodo de estudio escogido. Como se aprecia en la matriz 3.4, en el caso de la serie de direcciones espectrales M es 48, puesto que son dos componentes de la dirección para cada posición geográfica.

- Ejemplo Matriz F de dirección espectral:

$$\overrightarrow{\text{Tiempo}}$$

$$F_d = \begin{bmatrix} U_1(1) & U_1(2) & \cdots & U_1(N) \\ V_1(1) & V_1(2) & \cdots & V_1(N) \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ U_{24}(1) & U_{24}(2) & \cdots & U_{24}(N) \\ V_{24}(1) & V_{24}(2) & \cdots & V_{24}(N) \end{bmatrix} \quad \downarrow \text{Ubicación} \tag{3.4}$$

con F_d matriz de datos de dirección espectral, con U y V, las series de tiempo de las componentes

de dirección de oleaje asociado a una dirección horizontal y vertical, respectivamente.

- Ejemplo Matriz F de energía espectral:

$$\xrightarrow{\text{Tiempo}}$$

$$F_e = \begin{bmatrix} E_1(1) & E_1(2) & \cdots & E_1(N) \\ E_2(1) & E_2(2) & \cdots & E_2(N) \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ E_{24}(1) & E_{24}(2) & \cdots & E_{24}(N) \end{bmatrix} \quad \downarrow \text{Ubicación} \tag{3.5}$$

con F_e matriz de datos de energía espectral, con E, los valores de energía espectral de la serie y cada punto, en una frecuencia fija.

A partir de la matriz F obtenemos su matriz de covarianza espacial R_{FF} de la forma:

$$R_{FF} = F * F^t \tag{3.6}$$

donde F^t es la matriz transpuesta de F, resultando en

$$R_{FF} = \begin{bmatrix} \langle F_1 F_1 \rangle & \langle F_1 F_2 \rangle & \cdots & \langle F_1 F_M \rangle \\ \langle F_2 F_1 \rangle & \langle F_2 F_2 \rangle & \cdots & \langle F_2 F_M \rangle \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \langle F_M F_1 \rangle & \langle F_M F_2 \rangle & \cdots & \langle F_M F_M \rangle \end{bmatrix} \tag{3.7}$$

donde $\langle F_i F_j \rangle$ es la covarianza entre las series de tiempo $F_i(t)$ y F_j (F de ubicación i y j) definidas como:

$$\langle F_i F_j \rangle = \langle F_j F_i \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^{N} F_i(t) F_j(t) \tag{3.8}$$

donde $i, j = 1...M$. La matriz R_{FF} resultante es cuadrada y simétrica, de dimensión MXM. Luego se debe resolver el problema de valores y vectores propios:

$$R_{FF} * E = E * \Lambda \tag{3.9}$$

con lo que se descompone la matriz R_{FF} en dos matrices Λ, la cual contiene los valores propios

λ_k,

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdots & 0 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 0 & 0 & \cdots & \lambda_M \end{bmatrix} \quad , \quad E = \begin{bmatrix} E_1^1 & E_1^2 & \cdots & E_1^M \\ E_2^1 & E_2^2 & \cdots & E_2^M \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ E_M^1 & E_M^2 & \cdots & E_M^M \end{bmatrix} \tag{3.10}$$

y E la matriz de vectores propios, de dimensión MXM aunque sólo se utilizan K vectores propios, cuyos valores no correspondan a valores nulos. Así obtenemos los modos espaciales de la descomposición EOF. Esta matriz tiene la propiedad, $E * E = E^t * E = I$, donde I es la matriz de identidad, lo que implica que cada vector propio no está correlacionado con otro sobre el espacio, puesto que son ortogonales entre ellos. Cada vector propio E^k representa entonces el patrón *EOF* espacial de modo k.

Como la matriz R_{FF} es definida positiva, sus valores propios son mayores o igual a 0 y generalmente van ordenados de mayor a menor, es decir $\lambda_1 > \lambda_{2>\cdots>\lambda_M}$ y los cuales a su vez describen aquellas estructuras o modos que sirven posteriormente para conocer la intensidad de cierta señal.

La forma en cómo evoluciona cada patrón espacial en el tiempo (EOF) es entregada por las series de tiempo $A^k(t)$, llamadas *Componentes Principales*, las que indican la variabilidad o energía del patrón y son obtenidas proyectando la serie original de datos $F_m(t)$ sobre E^k y sumando sobre todas los puntos m, de la forma:

$$A^k(t) = \sum_{M}^{m=1} E_m^k F_m(t) \tag{3.11}$$

En la notación matricial, A se obtiene multiplicando las matrices E^t y F:

$$A = E^t * F \tag{3.12}$$

resultando A con KXN dimensiones. Al igual que E, las componentes principales de A son ortogonales en el tiempo.

Para encontrar el porcentaje de varianza que cada modo k aporta al campo de datos F, se calcula:

$$\%Varianza\ Modo\ k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^{K} \lambda_i} 100 \tag{3.13}$$

A partir de cada patrón de EOF y su correspondiente componente principal A^k se puede reconstruir

el campo original de datos F de la forma:

$$F_m(t) = \sum_{k=1}^{K} E_m^k A^k(t) \tag{3.14}$$

o en notación matricial,

$$F = E * A \tag{3.15}$$

Este procedimiento fue extraído de Venegas (2001).

Una vez realizado el análisis de EOF, se analizó los modos con un mayor porcentaje de varianza. Para verificar si los modos de las EOF escogidas son significativos o si están mezclados, se aplicó la regla de North *et al.* (1982). Esto implica comparar el error de muestra de los valores propios y el espaciado entre los valores propios vecinos,

$$\Delta\lambda_k \approx \sqrt{\frac{2}{n'}}\lambda_k \tag{3.16}$$

Cuando el error es mayor o comparable al espaciado entre los valores propios vecinos, entonces el error de muestreo de la EOF será comparable al tamaño de los vectores propios vecinos. A su vez, se considera este valor n' como el número de muestras independientes, según Livezey (1995), cercano a:

$$n' \cong n\left[\frac{(1-\rho_1^2)}{(1+\rho_1^2)}\right]^2 \tag{3.17}$$

donde ρ_1 se refiere a la autocorrelación de la serie con 1 lag y n es el número total de datos de la serie.

3.5. Correlación

Las estructuras de las componentes principales obtenidas en el análisis EOF muestran las amplitudes del patrón espacial obtenido, a lo largo del tiempo. Sin embargo, no todos los puntos del campo espacial contribuyen de la misma forma a este comportamiento. Si bien, esta información está en la matriz de vectores propios, es más simple de visualizar si se obtiene la correlación lineal entre la componente principal y el campo original de datos o matriz F, para verificar en qué ubicaciones se encuentra más representado este patrón.

Además se realizó una correlación entre los datos de energía espectral para swell y seas, y el

viento medido por una estación meteorológica durante los periodos de estudio, para conocer qué tan relacionados están ambas variables de distintas escalas temporales con el viento y cómo éste afecta al oleaje.

En este trabajo se utilizó el coeficiente de correlación de *Spearman* puesto que es un método robusto y resistente a la hora de calcular correlación entre series que tienen puntos escapados, es decir, es menos sensible a estas fluctuaciones (Wilks, 2006)

La correlación de Spearman responde a la misma forma de cálculo que el coeficiente de correlación de *Pearson*, con la diferencia que lo que se calcula son las posiciones de los puntos ordenados de menor a mayor, de la forma:

$$r_{xy} = 1 - \frac{6\sum_{i=1}^{n} D_i^2}{n(n^2-1)} \tag{3.18}$$

donde D_i es la diferencia de las posiciones entre el i-ésimo par de valores de datos ordenados y n es la cantidad de datos.

Una vez que se calcularon los coeficientes de correlación, se determinó la significación de dicho coeficiente, para verificar si tal valor realmente corrobora la relación entre ambas series o tan solo presenta aquella relación como consecuencia del azar.

Este coeficiente será significativo si es que se puede afirmar, con una cierta probabilidad, que ρ_{xy} es distinta a 0. En términos estadísticos, se tendrán dos posibles hipótesis:

- $H_0: \quad r_s = 0 \quad \Rightarrow$ El coeficiente de correlación obtenido procede de una muestra cuya correlación es cero ($\rho = 0$)
- $H_1: \quad r_s \neq 0 \quad \Rightarrow$ El coeficiente de correlación obtenido procede de una muestra cuyo coeficiente de correlación es distinto de cero ($\rho \neq 0$)

Para resolver esta hipótesis, en este trabajo se utiliza el test estadístico de dos muestras:

$$t_{obs} = \left| r_{xy}\sqrt{\frac{N-2}{1-r_{xy}^2}} \right| \tag{3.19}$$

donde t_{obs} sigue una distribución conocida como *t de Student*

El valor calculado se compara con el valor de t para la cantidad de grados de libertad efectivos $N^* - 2$ y para un cierto nivel de significancia α, el cual aparece en la tabla de valores críticos de la distribución de t. En este estudio se consideró un nivel de confianza de un 95 %. El número de

grados de libertad efectivos se calculó considerando la expresión dada por Chelton (1983):

$$N^* = \frac{N}{\sum_{\tau=0}^{N/2}[r_{xx}(\tau)r_{yy}(\tau) + r_{xy}(\tau)r_{yx}(\tau)]} \tag{3.20}$$

Por lo tanto, si:

- $t_{obs} > t_{(\alpha,N^*-2)}$ $\Rightarrow$ Se rechaza la Hipótesis nula, puesto que la correlación obtenida no procede de una muestra cuyo valor $\rho_{xy} = 0$, por lo tanto las variables están relacionadas.
- $t_{obs} \leq t_{(\alpha,N^**-2)}$ $\Rightarrow$ Se acepta la Hipótesis Nula. La correlación obtenida procede de una muestra cuyo valor $\rho_{xy} = 0$, por lo tanto ambas variables no están relacionadas.

3.6. Cálculo del Potencial Undimotriz

Para el cálculo del potencial undimotriz en la zona de estudio, se considera la definición Potencial energético asociado a espectro energético de la ola (Ecuación 2.31). En estudios realizados por Lucy Wyatt en la Universidad de James Cook (Australia) a partir de mediciones del radar WERA, se utiliza de igual forma esta relación para calcular el potencial de las olas (Wyatt, 2012). Por lo tanto, a partir de las mediciones de energía espectral del radar, se calcula el potencial para las dos frecuencias seleccionadas. En este estudio se realiza una integración en forma discreta, es decir en términos de sumatoria, considerando como límites de integración el valor de la frecuencia estudiada y 0. Éste último no contendrá energía.

Para el cálculo del potencial energético se debe considerar la batimetría debido a que se requiere conocer la velocidad de grupo. En la Tabla 2.2 se define la velocidad de grupo según la profundidad que haya bajo la onda, y en la Tabla 2.1 se distinguen los límites entre aguas superficiales y profundas. En este trabajo, se realiza el cálculo para el caso general, como se aprecia en la Tabla 2.2 para aguas intermedias.

Al momento de calcular el potencial undimotriz, considerando los valores medidos por el radar de altura significativa y periodo peak (frecuencia del espectro de potencia, donde se encuentra la mayor cantidad de energía para un instante dado), se estaría calculando el potencial significativo, o aquel que aporta con la mayor cantidad de energía dentro de este rango de frecuencias que mide el radar. Para este caso, se considera la definición de potencial energético según la Ecuación 2.16. Posterior al cálculo del potencial undimotriz se le realiza un análisis EOF para conocer sus características en los tres periodos de estudio (verano - mayo - invierno).

Capítulo 4

Análisis y resultados

En este capítulo se realiza una descripción de la estadística general asociada a cada periodo: altura significativa promedio, periodo peak promedio, dirección frecuente de oleaje, medianas del espectro de energía, longitud de onda asociado a cada frecuencia y la media del potencial undimotriz de alta y baja frecuencia. Se indican las condiciones meteorológicas de cada periodo de estudio y se analizan las correlaciones pertinentes entre los vientos locales y la energía espectral del oleaje de cada frecuencia analizada. Se muestran los resultados obtenidos a partir del análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, para el periodo de verano, invierno y el evento de tormenta en mayo, el cual se aplicó a los datos de dirección y energía espectral correspondiente a las frecuencias 0.07 y 0.24 Hz del espectro de potencial del oleaje, a los datos de altura significativa y a los valores obtenidos de potencial undimotriz.

4.1. Condiciones zona de estudio

4.1.1. Batimetría

La batimetría juega un rol importante para conocer el comportamiento de las olas cuando la profundidad comienza a generar cambios en la altura del tren de ondas que se dirige perpendicularmente a las líneas de batimetría. Para el caso del Golfo de Arauco, se puede apreciar en la Figura 4.1 cómo decrece la profundidad alrededor de la bahía, en forma casi radial, mientras se acerca a la costa, pasando desde los 90 metros en el borde norte del Golfo hasta los 10 o 5 metros hacia la costa.

Hay algunos puntos importantes de mencionar, que ayudarán a ubicarnos dentro del Golfo en el posterior análisis. En la zona superior izquierda de la Figura 4.1 se aprecia la Isla Santa María.

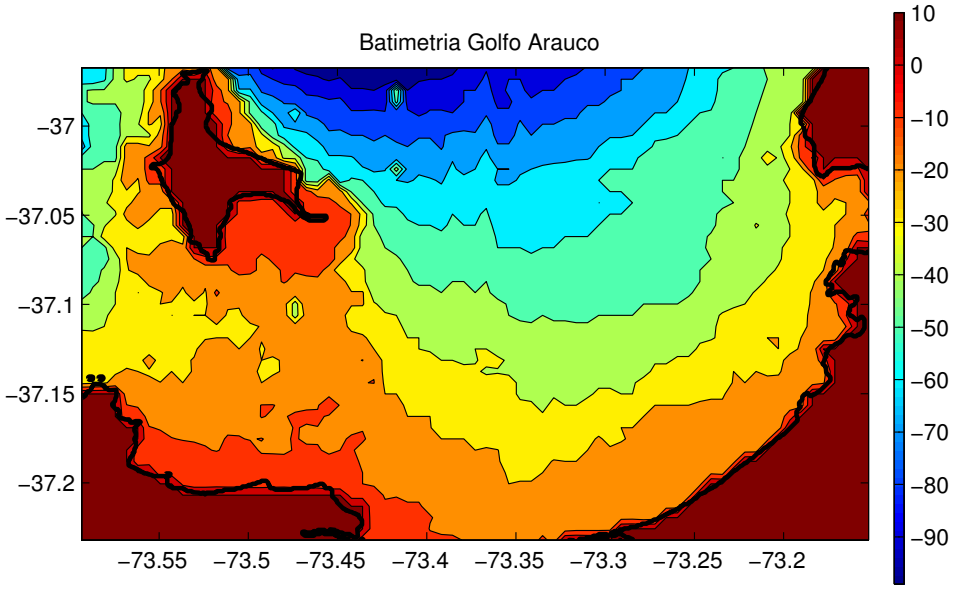


Figura 4.1: Batimetría en el Golfo de Arauco

Bajo la isla (extremo inferior izquierdo) se encuentra la Península de Lavapié. Entre la península y la isla, se observa una entrada la cual llamaremos Boca Chica del Golfo. En el sector norte del mapa, entre la isla y el continente, se observa otra entrada, la que denominaremos Boca Grande del Golfo. La parte de la costa hacia el sur que se encuentra alrededor de $-73,3^o$ de longitud, se le llamará Costa sur, mientras que a la zona de costa hacia el este del mapa, con latitud $-37,1^o$ se le llamará Costa central.

Conviene destacar que entre la isla y la península se observa una unión de terreno más cercano a la superficie, con profundidades menores a 20 metros, lo cual podría ser un factor importante en esa zona si pensamos en la entrada de mar de fondo por la boca chica del Golfo (desde el suroeste), cuya altura de ola podría ser influenciada por esta estructura. De acuerdo a estos valores, se realizan los cálculos, considerando un mar profundo o poco profundo.

Al mismo tiempo, el mar de fondo que pueda estar ingresando por la boca chica del Golfo, es decir por la zona suroeste de la Bahía, se encuentra con un obstáculo: la Isla Santa María. Este obstáculo generará difracción, en que las ondas, luego se incidir sobre un obstáculo, tendrá varias direcciones en forma de abanico.

4.1.2. Condiciones meteorológicas

En la Figura 4.2 se muestran las condiciones meteorológicas de viento, presión y precipitación durante los periodos de estudio. La revisión de las características del tiempo tiene el propósito de observar si existió algún evento extremo local, que pudiese haber alterado las condiciones en el oleaje, tal como un sistema frontal, por ejemplo, en donde se intensifican los vientos del norte, cambiando las condiciones normales durante el año de los vientos que suelen venir del suroeste (Garreaud y Aceituno, 2007).

Las mediciones se llevaron a cabo cerca de la zona del radar, alrededor de 20 km, en verano y mayo. En invierno, los datos meteorológicos fueron tomados desde una zona más lejana al radar, aproximadamente a 50 km de distancia, por lo tanto, estas últimas podrían no ser suficientemente representativas al caracterizar las condiciones de la zona del Golfo.

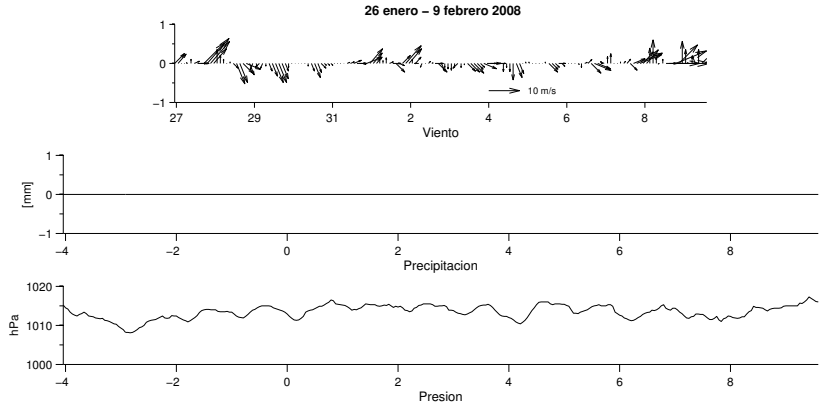
En el mes se mayo de 2008, se observa una baja de presión, a partir del día 15 de mayo, y entre el día 17 y 19, lo que involucró para esa fecha un intenso sistema frontal. Cabe señalar, que las mediciones realizadas por el radar de Arauco fueron interrumpidas por la desestabilización de las antenas producido por el temporal, por lo que luego del 19 de mayo no se pudo continuar la medición. Los vientos durante este evento se intensifican en relación al viento que había los días previos, con una dirección predominante desde el noreste que alcanza los 33 m/s. Para la temporada de invierno del año en estudio, se puede apreciar de igual forma una baja de presión y precipitación asociada, entre el 16 y 20 de junio. Para el periodo de Verano, no se observa este tipo de eventos, aunque si se pueden apreciar jornadas de vientos más intensos predominantes del suroeste y del noroeste.

4.2. Estadística aplicada

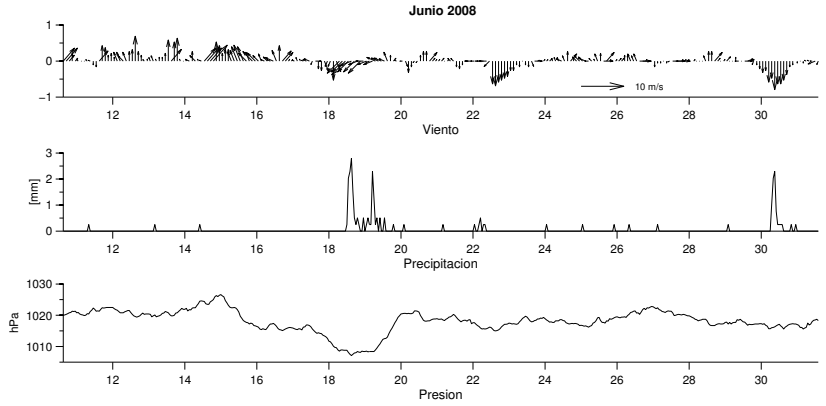
Para realizar estos cálculos estadísticos, se consideró un 80 % de densidad de datos en cada punto de la grilla, para los periodos analizados. Además, para tener una mayor confianza en los resultados, o menos error de medición, sólo se consideraron las zonas donde los haces del radar se solaparon.

4.2.1. Altura significativa y Periodo Peak

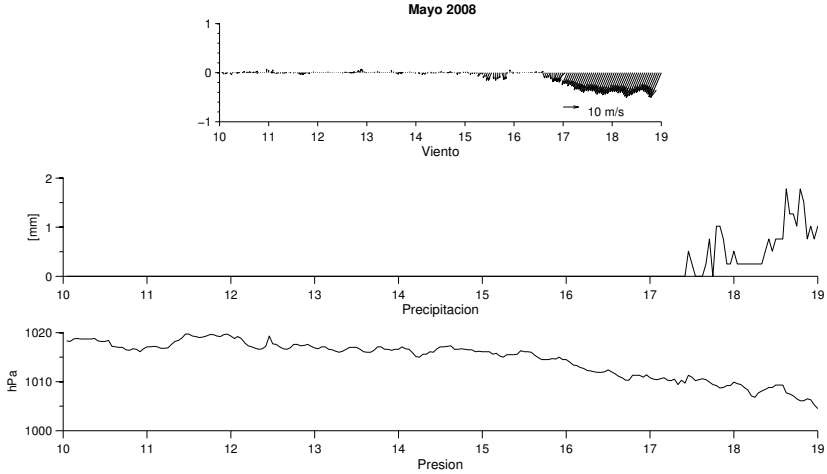
Al calcular la media de altura significativa, se mezclan todos los fenómenos que puedan aportar a la variabilidad de esta altura, y persistirá aquel que contribuya con mayor energía. Para este caso, la altura significativa es aquella que representa parte importante del espectro de energía



(a) Verano



(b) Invierno



(c) Mayo

Figura 4.2: Condiciones meteorológicas

que midió el radar, y según la Ecuación 2.30 mientras mayor energía tenga el espectro, estará representando una ola de mayor altura. A primera vista, se puede observar en los tres primeros gráficos de la Figura 4.3 que, en promedio, la altura significativa sigue los contornos de batimetría apreciados en la Figura 4.1, ya que hacia las zonas costeras ésta aumenta. Esto significa que esta altura representativa, de alguna forma alcanza a sentir el fondo, por lo tanto es un oleaje de frecuencia más baja, asociado al mar de fondo. Los mayores valores se alcanzan en invierno con un promedio de casi 3 metros de altura hacia la zona norte de la isla, boca chica y costa central del Golfo, mientras que en verano los valores son inferiores.

Por otro lado en verano, en promedio, los periodos de ola que contienen mayor energía son mayores que en invierno, hacia el sector de la costa central del Golfo (Fig. 4.3b, 4.3f). En mayo los valores son menores (Fig. 4.3d), lo cual indica que la energía en las olas se concentra hacia periodos más bajos, lo que se puede traducir en eventos que hayan inyectado energía hacia frecuencias más altas, como pudo ser el sistema frontal que llegó a la zona, el cual en forma significativa fue capaz de inyectar energía a las frecuencias más altas de oleaje, generando que en el espectro la energía este distribuida entre las altas y bajas frecuencias. En verano el tiempo meteorológico se vuelve más estable, con esto también el viento, por lo que la distribución de energía de forma general es menos variable y se concentra alcanzando mayores periodos de oleaje, como se puede apreciar en la Figura 4.3b. En invierno hay una zona en particular en la que se alcanzan altos valores promedio de altura significativa asociado a un periodo de ola menor hacia la zona sureste de la costa del Golfo, se puede observar como una pluma a los $37,1^o$ S $-72,2^o$W (Figuras 4.3e y 4.3f).

4.2.2. Distribución energía espectral

Se puede apreciar en los tres periodos de estudio (Fig. 4.4), que los valores máximos de energía espectral se distribuyen principalmente hacia las frecuencias bajas. En invierno la energía en general es mayor que en el resto de los periodos de estudio, lo que se es coherente con el comportamiento observado en la altura significativa (Fig 4.3) ya que tanto su valor del quintil superior e inferior son mayores en relación a los otros periodos. Se observa además que dentro de estos tres periodos, los valores máximos de la mediana son hacia la Boca Chica del Golfo, lo que puede deberse principalmente al swell que entra en esta dirección predominantemente durante todo el año (Young, 1999).

En verano la energía es menor en relación a los otros periodos (Fig. 4.4a). Mas, si consideramos el valor del quintil superior, sus valores son mayores a los de mayo (Fig. 4.4b), además de concentrarse esta energía en frecuencias más bajas, casi al límite de la medición del radar. Los valores del quintil superior en mayo alcanzan máximos de energía en frecuencias más altas en relación al

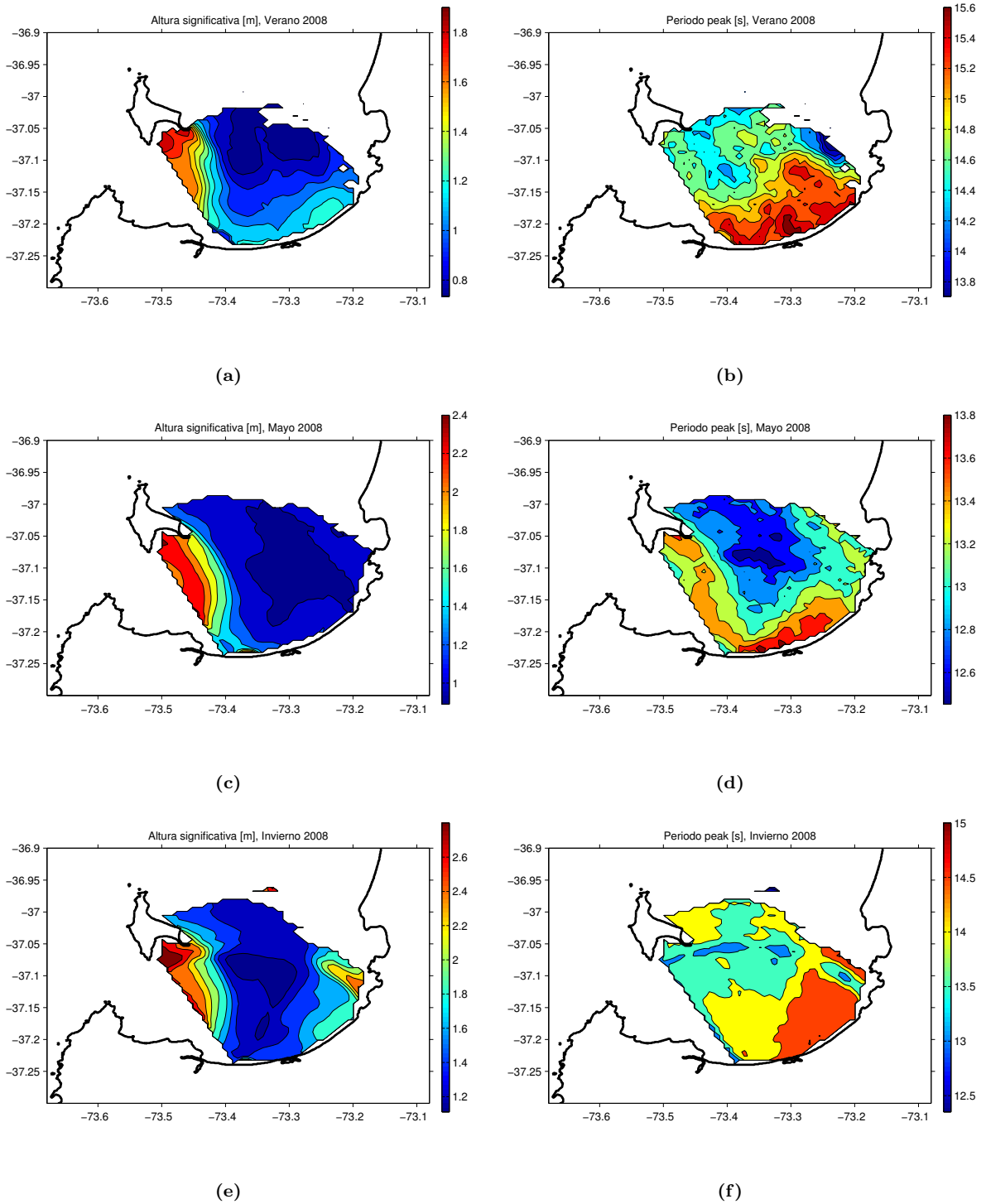
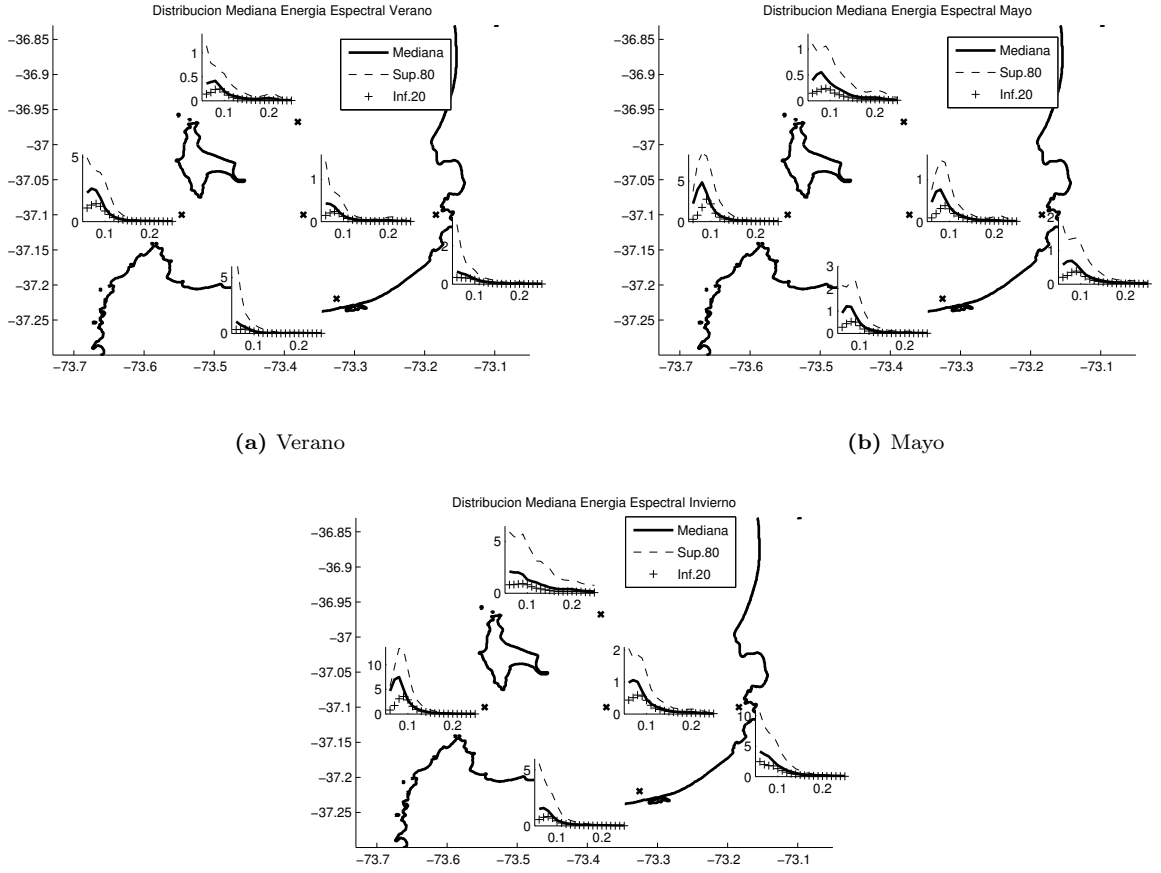


Figura 4.3: Promedios Altura significativa (a,c y e) y Periodo peak (b,d y f). Cada columna representa verano, mayo e invierno, desde izquierda a derecha.



(a) Verano

(b) Mayo

(c) Invierno

Figura 4.4: Distribución mediana de la energía espectral entregada por el radar desde 0,06 a 0,25 Hz, en 5 puntos de la grilla, los cuales se encuentran indicados con una "x", para el periodo de verano (a), mayo (b) e invierno (c). Se indica la mediana de los valores con línea continua, el valor del quintil superior con línea punteada y del primer quintil con cruces.

periodo de verano e invierno. Lo anterior habla que en verano la energía es aportada en mayor parte por swell, ya que ésta se concentra hacia las bajas frecuencias, mientras que en mayo se puede llegar a mezclar swell y seas, consecuencia probablemente por el evento de tormenta.

En general, la energía es menor en la zona central del Golfo y hacia la Boca grande, mientras que se tienen altos valores en la costa sur del Golfo en mayo y verano, y en la costa central del Golfo en Invierno.

Se extrajo la dirección más frecuente en cada punto escogido de la grilla durante los periodos de estudio, asociado a la frecuencia de swell (0.07 HZ) y seas (0.24).

Durante los tres periodos de estudios, en la frecuencia más baja, se aprecia oleaje con dirección

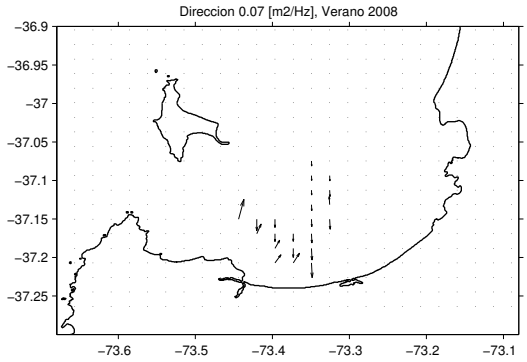
más frecuente en dirección al sur, en la zona central del Golfo aunque con menor magnitud de energía asociada (Fig. 4.5). Hacia la boca chica se observa oleaje con dirección noreste con mayor energía espectral asociada. En los tres casos aparece algo similar, lo cual indica que dentro de esta frecuencia, asociado al swell, hay un oleaje que persiste en el tiempo (Fig. 4.5a, 4.5c y 4.5e). Lo que no se puede advertir es la refracción del tren de ondas hacia los contornos de batimetría. Deben existir otros fenómenos relacionados con difracción por los cambios de dirección de la onda cuando atraviesa un obstáculo, en este caso, la isla y las entradas al Golfo, además de fenómenos de reflexión. Estos factores deben ser analizados con mayor profundidad e incluso ser comparados con algún modelo que incluya estos factores.

Para la frecuencia alta de oleaje se observa otro comportamiento (Fig. 4.5b, 4.5d y 4.5f). De igual forma se advierte un oleaje frecuente hacia el sur desde la zona central del golfo y al mismo tiempo una divergencia a partir de este punto en donde el oleaje más frecuente va hacia el norte. De todas maneras se hace necesario otro tipo de análisis para comprender el comportamiento de las direcciones del oleaje con más ocurrencia.

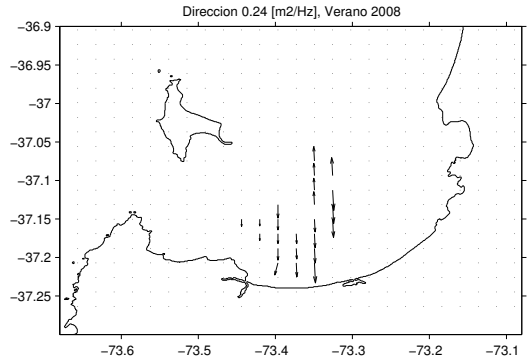
Al considerar sólo el oleaje más frecuente asociado a estos periodos, se está probablemente obviando aquellos factores locales y de poca duración en el tiempo que pudiesen estar contribuyendo de igual forma en la variabilidad de las direcciones. Por esta razón, se revisa mediante un análisis EOF la variabilidad con mayor detalle de las series de dirección de olaje.

En la Figura 4.6 se observa que los contornos de energía espectral promedios asociados a oleaje swell y el seas, son distintos. Para la frecuencia baja, se marca una estructura similar a los contornos de batimetría, probablemente por efecto del fondo, lo cual no se observa para las frecuencias altas. También se aprecia en la baja frecuencia su similitud con la estructura promedio de la altura significativa (Fig. 4.3). En la época de invierno, se observa que gran parte de la energía en la alta frecuencia (Fig. 4.6f) está dispuesta hacia la Costa central del Golfo, en forma similar a lo observado en la Figura 4.3e), con forma de pluma. Este comportamiento se aprecia al mismo tiempo en la energía de baja frecuencia, aunque dentro de esta estructura no es tan marcada (Fig. 4.6e)

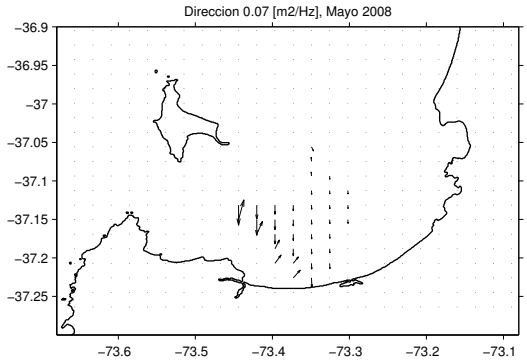
Los valores de energía son mayores en invierno y mínimos en verano, tanto en la baja como en la alta frecuencia de oleaje. Los valores máximos de la frecuencia baja se alcanzan entre la isla y costa sur del Golfo, mientras que para la alta frecuencia los valores máximos en verano se encuentran cerca a la costa central del Golfo (centro-sur) tanto en verano como en invierno, ademas en la zona cercana a la costa sur de la isla Santa María.



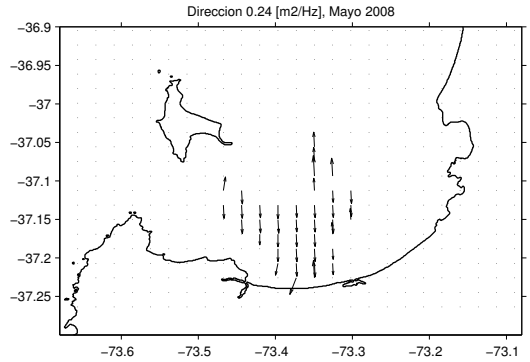
(a) Verano



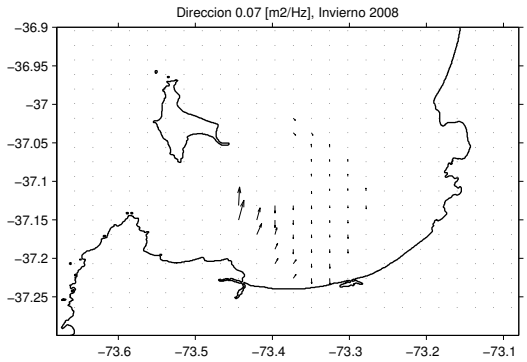
(b) Verano



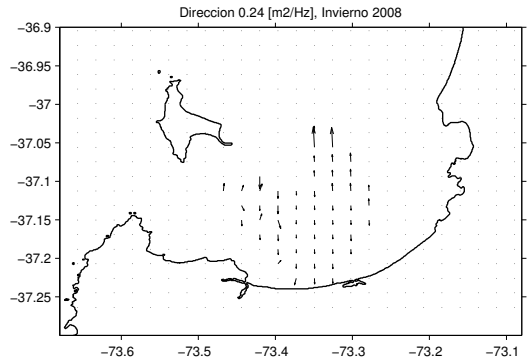
(c) Mayo



(d) Mayo

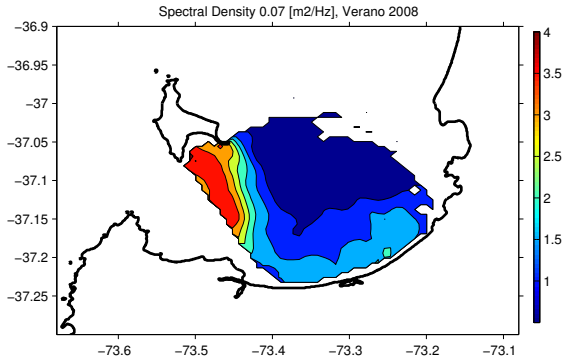


(e) Invierno

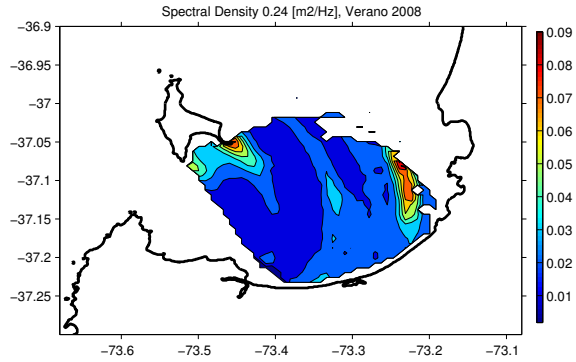


(f) Invierno

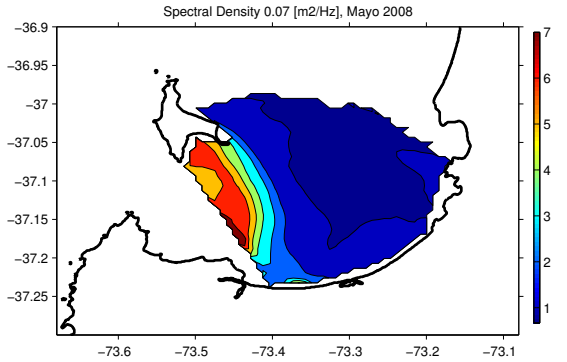
Figura 4.5: Dirección más frecuente, o moda de Dirección espectral, para frecuencia 0,07 Hz (a,c y e) y 0,24 Hz (b,d y f).



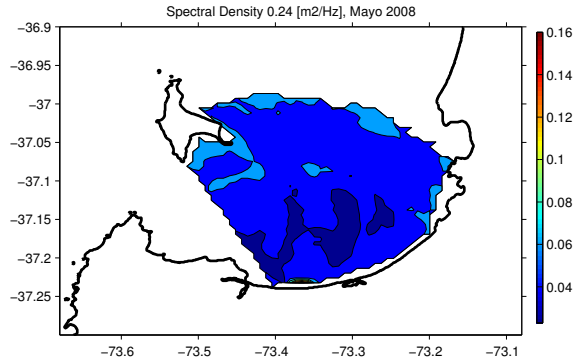
(a) Verano



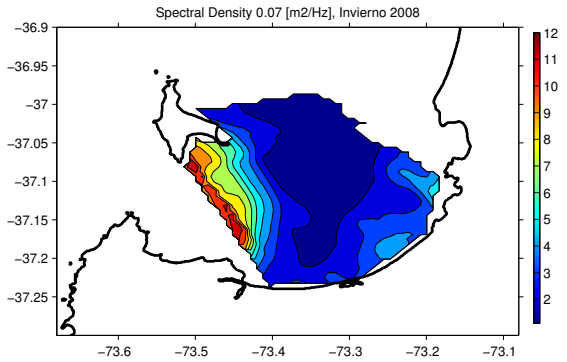
(b) Verano



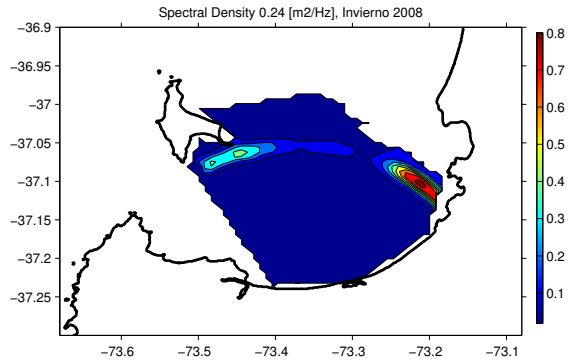
(c) Mayo



(d) Mayo

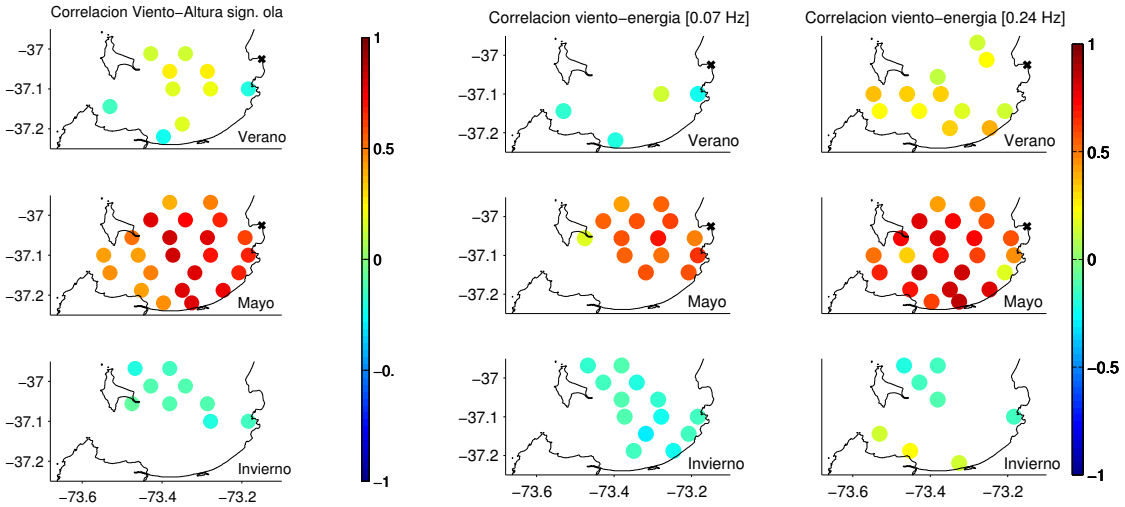


(e) Invierno



(f) Invierno

Figura 4.6: Energía espectral promedio para cada frecuencia, 0.07 Hz (a,c y e) y 0.24 Hz (b,d y f) en cada periodo de estudio



(a) (b)

Figura 4.7: Correlación series de viento con altura significativa y energía espectral. La cruz indica la zona donde se encontraban las estaciones meteorológicas, en Invierno no aparece puesto que la estación se encontraba más lejos.

4.2.3. Correlación con viento

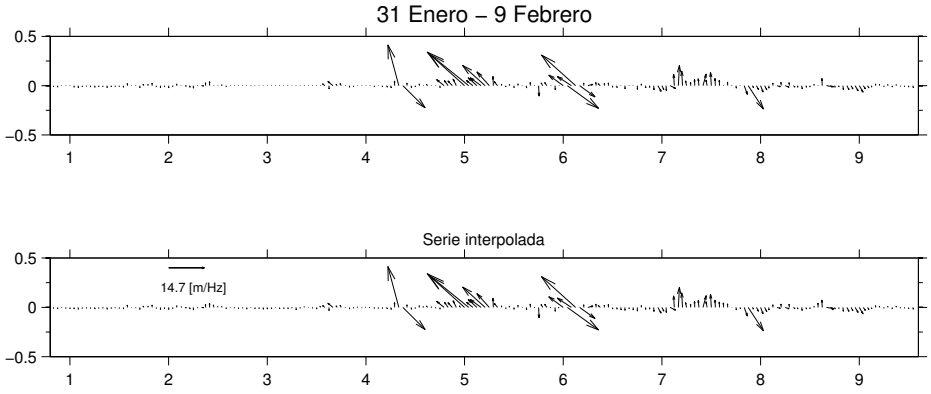
Como se indicaba en la metodología, se correlacionó el viento asociado a cada periodo de estudio con la altura significativa y la energía espectral de cada frecuencia analizada (0,24 y 0,07 Hz). Como se mencionó en la sección de las condiciones meteorológicas, en invierno, los vientos que se lograron obtener estaban lejos del radar, a unos 50 km de distancia, por lo tanto estas series de viento no son tan representativas de la zona. Para verano y mayo se tiene una estación meteorológica más cercana (20 km).

Se aprecia una alta correlación (con un 95 % de significancia) de la altura significativa y la energía espectral asociada a seas, con el viento para el mes de mayo, sobre todo en la zona central del golfo (Fig. 4.7). La energía del swell también se encuentra algo correlacionada alrededor de un 60 % con el viento. Por lo tanto se puede afirmar que la persistencia del sistema frontal que afectó la zona, generó que el viento y el oleaje sobre todo de alta frecuencia estuvieran en fase, aportando de igual forma a la altura de la ola sobre todo para la zona central del Golfo. En verano y mayo no se aprecia una correlación importante. Esto ocurre sobre todo en invierno, debido probablemente a la lejanía de la estación. Posiblemente si para el periodo de invierno se hubiese contado con datos meteorológicos de una estación cercana a la zona de los radares, las correlaciones podrían haber sido mayores.

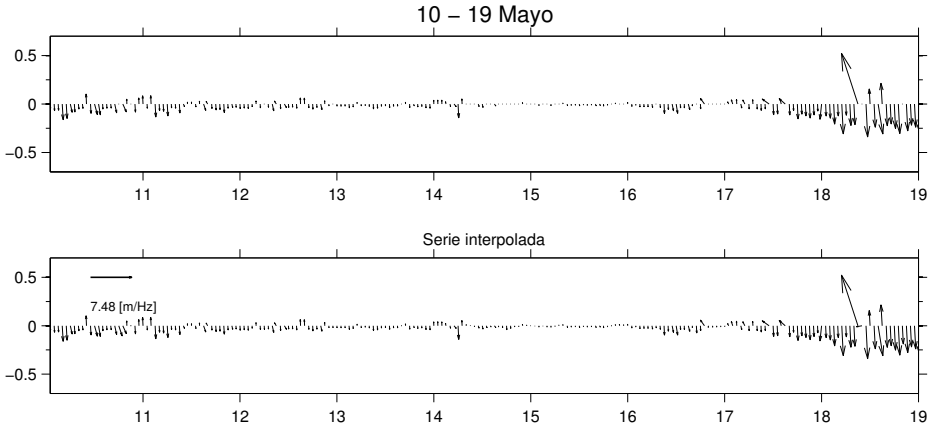
4.3. Análisis EOF

A continuación se revisa el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, para conocer en detalle la estructura de la variabilidad más importante o que podría contribuir más significativamente a la variabilidad. Esto se hace para realizar comparaciones principalmente entre las series de energía espectral, y así visualizar en forma preliminar las principales diferencias entre la variabilidad de energía de alta frecuencia, involucrando fenómenos asociados al oleaje de viento (0,24 Hz) y al mar de fondo (0,07 Hz). Se analiza principalmente el primer y segundo modo, siendo el primero el predominante en términos de varianza, ya que el segundo tiende a mezclarse con el tercer modo e incluso a veces con el primero, de acuerdo al criterio de North *et. al.* (1982). Lo anterior entonces, se puede revisar dentro de las siguientes subsecciones.

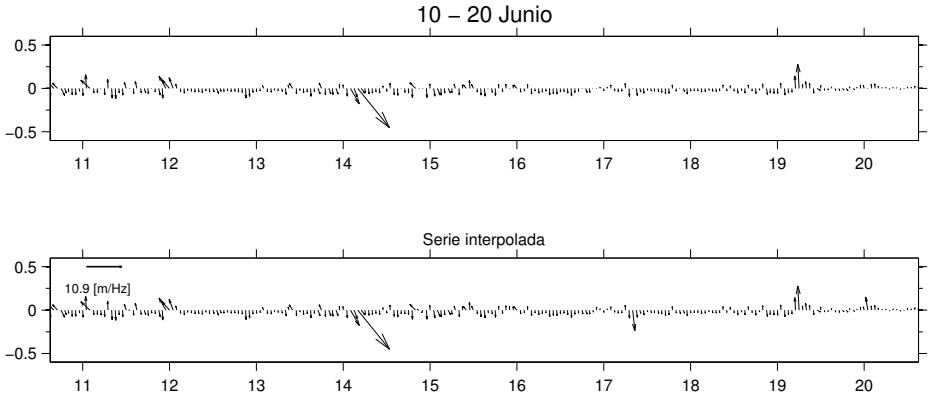
En las Figuras 4.8 y 4.9 y se aprecian ejemplos de series de tiempo de dirección espectral (asociada a la energía espectral de su respectiva frecuencia) y en la Figura 4.10 la energía espectral asociada a cada frecuencia (0,07 y 0,24), para un punto central de los escogidos, a las cuales se les realizaron análisis EOF, con una previa interpolación lineal y con el uso de armónicos.



(a) Verano

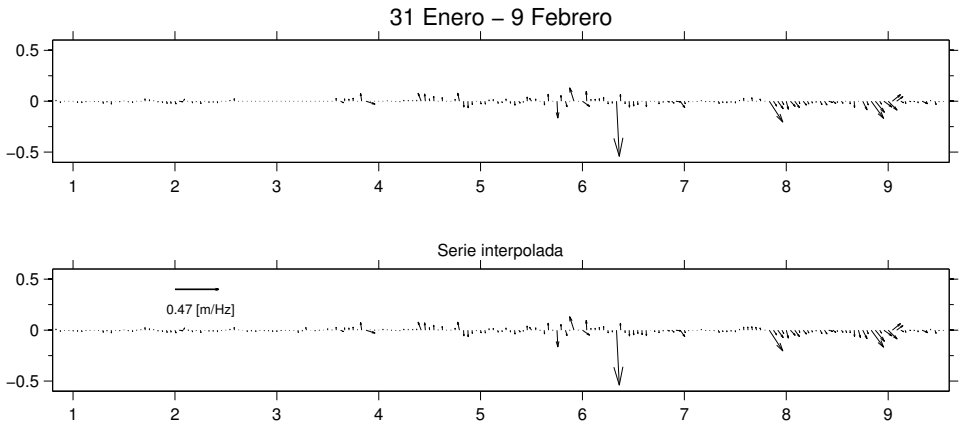


(b) Mayo

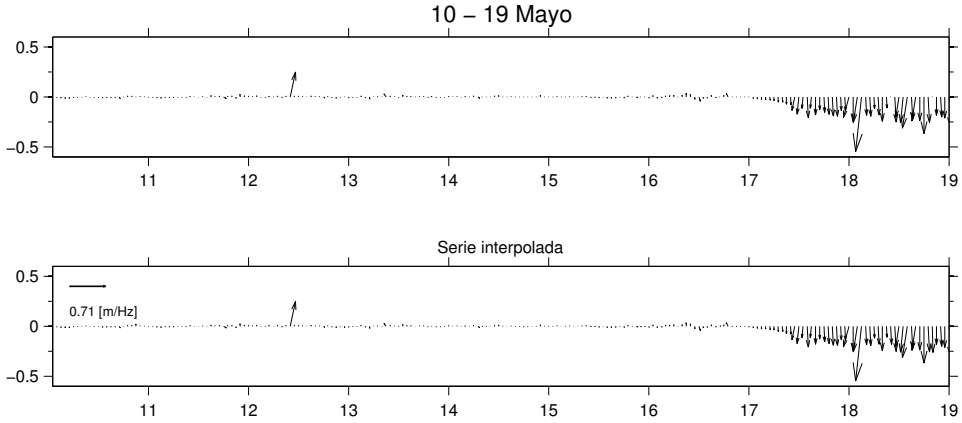


(c) Invierno

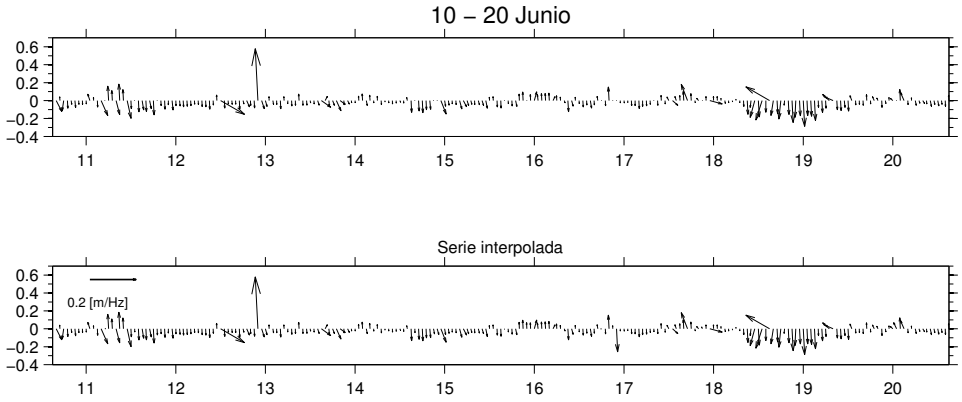
Figura 4.8: Series de Dirección Espectral correspondiente a 0,07 Hz. Para el periodo de Invierno no existían brechas por lo que no fue necesaria la interpolación de datos (4.8c).



(a) Verano

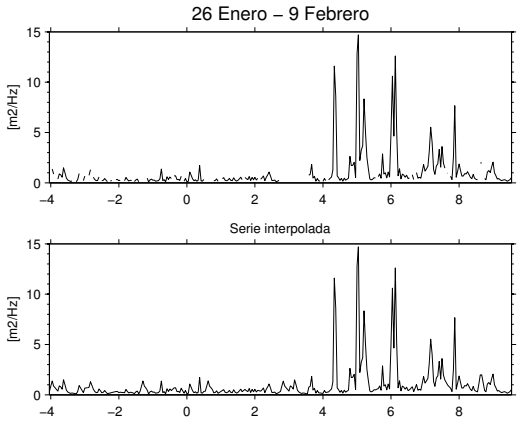


(b) Mayo

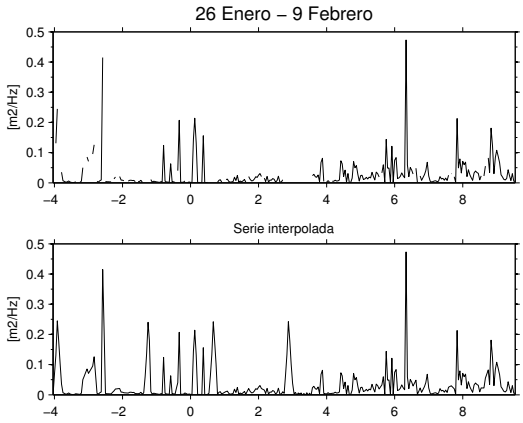


(c) Invierno

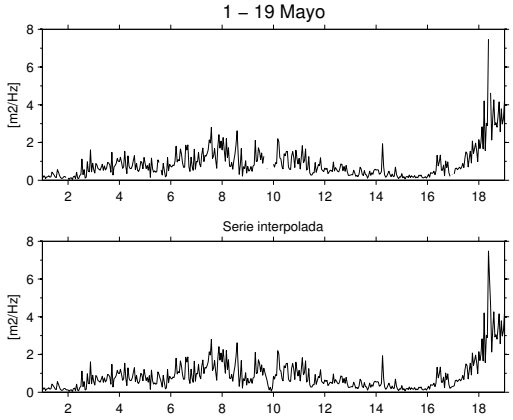
Figura 4.9: Series de Dirección Espectral correspondiente a 0,24 Hz.



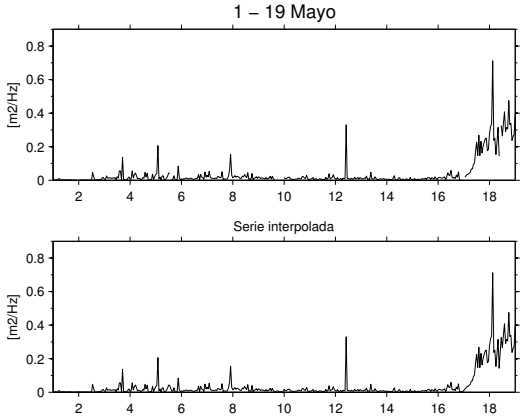
(a) Verano, 0,07 Hz.



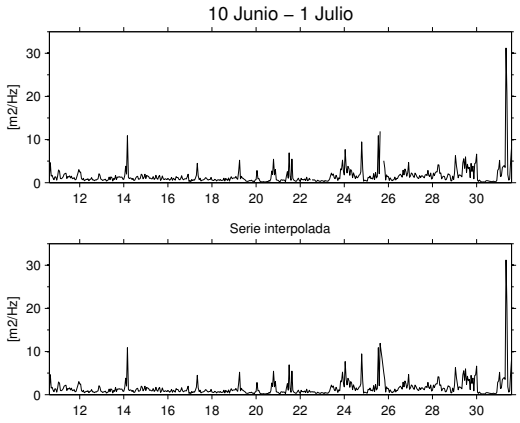
(b) Verano, 0,24 Hz.



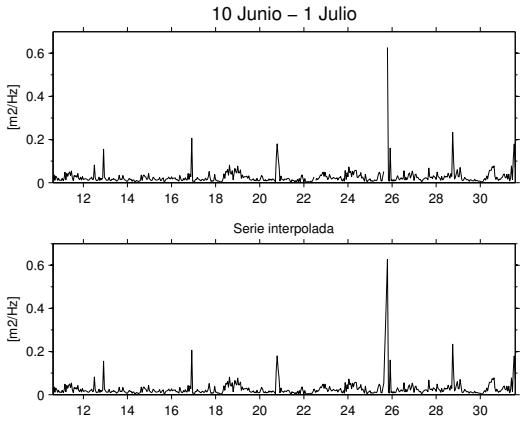
(c) Mayo, 0,07 Hz.



(d) Mayo, 0,24 HZ.



(e) Invierno, 0,07 Hz.



(f) Invierno, 0,24 Hz.

Figura 4.10: Series de Energía Espectral correspondiente a 0,07 Hz (Columna izquierda) y 0,24 Hz (Columna derecha).

4.3.1. Dirección de oleaje

En forma preliminar se puede verificar la diferencia de la variabilidad entre las direcciones de mar de fondo y oleaje de viento. En las Figuras 4.11 y 4.12 se hacen análisis especiales viendo variabilidad Norte-Sur en el primer caso y Este-Oeste en el segundo. La razón de hacer el análisis por separado se debe a que los periodos involucrados son ligeramente distintos.

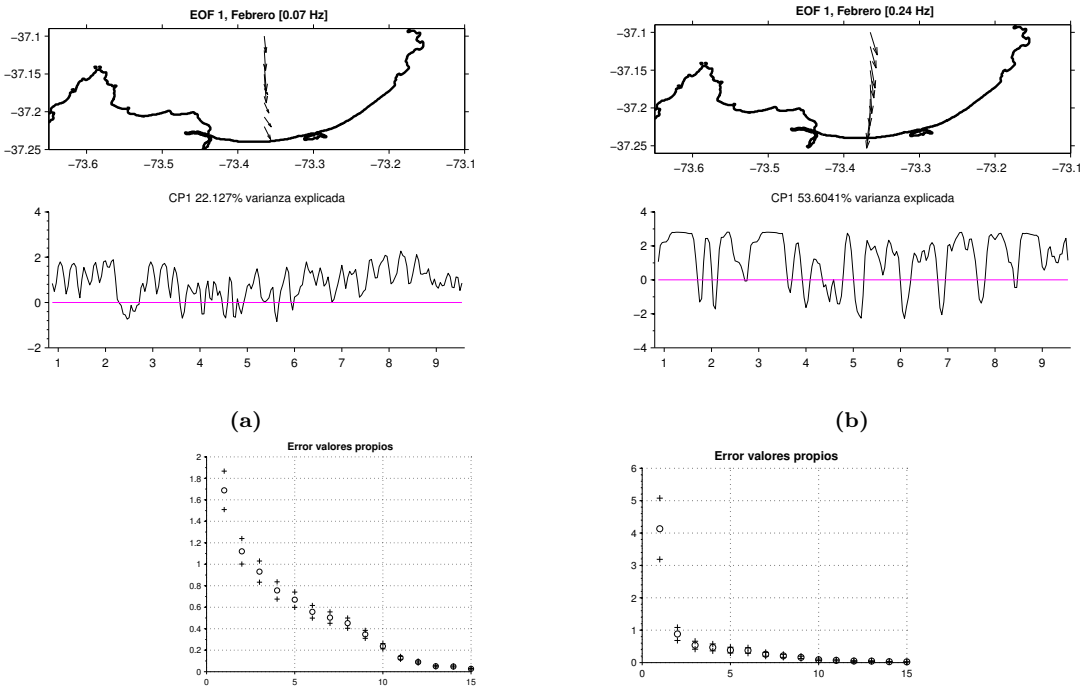


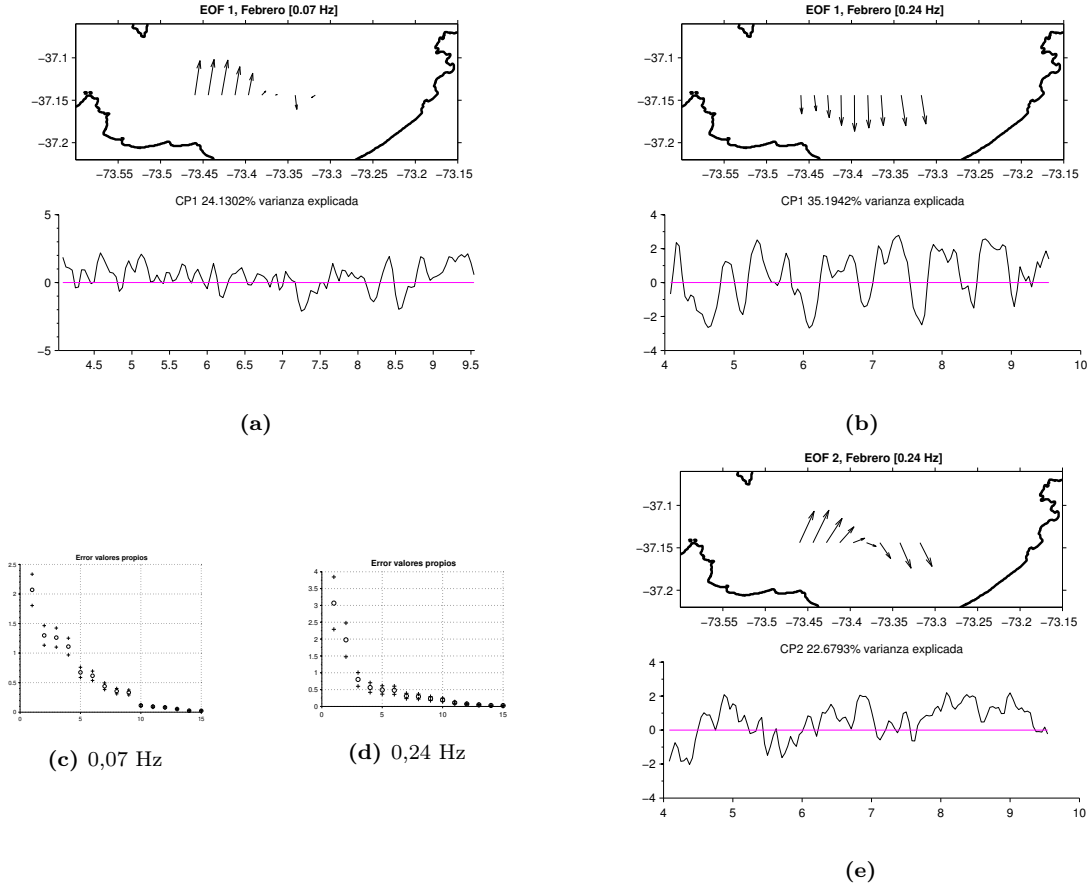
Figura 4.11: Primer modo EOF, Verano, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio, franja Norte-Sur. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x indica los modos.

En general, los resultados muestran principalmente dos direcciones, las que aportan con mayor porcentaje de varianza a la serie y estas varían varían según la estructura de la componente principal, estando en fase a ésta o en desfase.

La estructura predominante de las Figuras 4.11a y 4.12a, al relacionarlas con su primera componente principal, muestra oleaje predominante hacia el sur y hacia el este. Se aprecian además cambios de fase menos bruscos, además de tener una duración mayor a un día en comparación con las estructuras de las Figuras 4.11b y 4.12b, las que tienen cambios de amplitud desde valores positivos a negativos con mayor frecuencia y de forma más abrupta. No se consideró el segundo modo en estos casos, puesto que como se aprecia en la abscisa de las Figuras 4.11c,

4.11d y 4.12c el segundo modo se encuentra mezclado con el tercero.

En la Figura 4.12d se aprecia el primer modo mezclado con el segundo, por lo que se analizó también la estructura de la segunda componente principal, observada en la Figura 4.12e. Este último muestra un comportamiento rotatorio hacia el noreste y sureste siguiendo formas similares a la dirección de los vientos durante ese periodo. Para considerar esta posibilidad de relación habría que hacer otro análisis. Para ambos casos de dirección de oleaje de alta frecuencia (Fig. 4.11b, Fig. 4.12b) se muestra una especie de ciclo diario en sus cambios de amplitud, predominando en estos cambios el oleaje del noroeste y cambiando hacia el suroeste.



(a) **(b)** **(c)** 0,07 Hz **(d)** 0,24 Hz **(e)**

Figura 4.12: Primer modo EOF, Verano, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio, franja Oeste-Este. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x describe los modos. En (e) se describe el segundo modo de la EOF, Verano, para direcciones de oleaje de viento, el cual se encuentra mezclado con el primer modo.

En general, se aprecia una predominancia desde el norte de Swell al para el seas, presentándose en este último además, eventos cortos desde el sur durante la noche.

Las direcciones del swell durante este periodo de estudio, tienen una componente suroeste de

oleaje entrando por la zona oeste del Golfo la mayor parte del tiempo, variando hacia el sureste. En la parte central del Golfo hay una dirección predominante desde el norte, cambiando durante la mitad del periodo levemente hacia la fase contraria, aunque en ambos casos las fases duran más que para el caso de oleaje de viento.

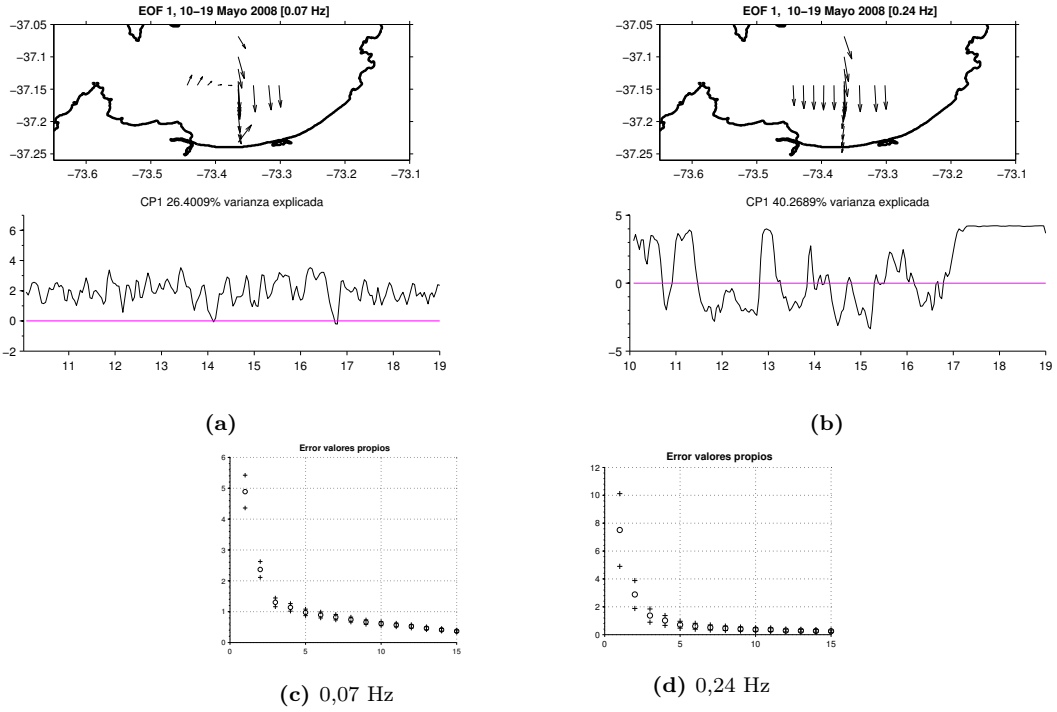


Figura 4.13: Primer modo EOF, mes de Mayo, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x indica los modos.

Para el mes de mayo, en la frecuencia baja (Fig. 4.13a), se tiene que la estructura más significativa, se mantiene en fase durante todo el periodo, variando solo en la cantidad de energía que cada dirección aporta a la estructura. Su componente principal se mantiene relativamente constante durante Mayo.

Existe una predominancia de swell entrando por la boca grande del Golfo, desde el noroeste y además oleaje desde el suroeste entrando por la boca chica. A pesar del episodio de tormenta entre el 16 y 19 de mayo, esta dirección hacia el sureste no se ve amplificada, indicando que probablemente no alteró significativamente la dirección del oleaje de swell.

Para el caso de seas (Fig. 4.13b) se observan al igual que en verano una estructura que cambia de dirección en forma abrupta, con periodicidad casi diaria, cambiando principalmente desde oleaje que va al sureste por oleaje que va hacia el noroeste. De igual forma se aprecia cómo al final del periodo de estudio existe una absorción de energía por parte de estas direcciones asociadas a Seas,

manteniéndose en fase con dirección hacia el sureste durante lo que resta del periodo, rompiendo de alguna forma el esquema de ciclos diarios que se aprecian los días previos.

Para el periodo de invierno, el primer modo de la estructura de oleaje de Swell se encuentra mezclado con el segundo modo (Fig. 4.14c), por lo que la estructura durante este periodo de tiempo se hace menos significativa. En la Figura 4.15a se aprecia el segundo modo, que muestra una estructura rotatoria, con una componente suroeste por la boca chica del Golfo a lo largo de casi todo el periodo en forma constante (estructura de la segunda componente principal) y que además es la que representa de mayor forma este estructura. En el primer modo se observa una predominancia en la dirección del oleaje al final del periodo con componente sur, mientras que durante el resto del periodo predomina el oleaje desde el norte.

Para el caso de oleaje de viento, el porcentaje de varianza explicada en su primer modo es de un 40 %, lo que sería representativo de la serie. Al igual que los casos anteriores, se observa una estructura más desordenada, no apreciándose ciclos diarios como en verano (Fig. 4.14b). El oleaje desde el norte aporta con mayor energía a la serie, ya que las amplitudes de la primera componente principal son menores al invertirse la fase hacia el norte (signo negativo). Existe al mismo tiempo una persistencia al final de la serie de oleaje del norte, pudiendo haber contribuido en esto el intenso viento del norte asociado al sistema frontal que ocurre entre el 18 y el 20 de junio (Fig. 4.2b). En el caso de swell (4.14a), no se aprecia al final del periodo oleaje desde el norte, sino en dirección contraria, mostrando que el viento en este caso no aporta con energía en esta frecuencia de oleaje.

La segunda componente principal de swell (Fig. 4.15b), muestra un comportamiento rotatorio, al igual especie de ciclos diarios con predominancia en la dirección hacia el noroeste entrando por la boca Chica, estructura que pierde energía y se vuelve negativa en forma marcada entre el 18 y 19 de junio. Coincide en varios de sus peaks, que va en fase contraria a la estructura de la primera componente principal.

4.3.2. Energía espectral

Las estructuras de variabilidad más significativa de las series de energía en la alta y baja frecuencia son distintas entre sí. Para el periodo de verano analizado, en el oleaje de swell (Fig. 4.16a) se observa al comienzo una estructura persistente, donde la mayor energía se encuentra en la Zona Central del Golfo aumentando sus valores desde el 4 de enero, de forma predominante durante el periodo y con valores superiores a los que se tenía al comienzo del periodo de estudio. Se puede advertir por las correlaciones que los puntos hacia la Boca Chica del Golfo no son representativos de la estructura de la primera componente principal, por lo que sólo se puede asegurar que la mayor concentración de energía se encuentra en la zona central y la Boca Grande del Golfo, al final

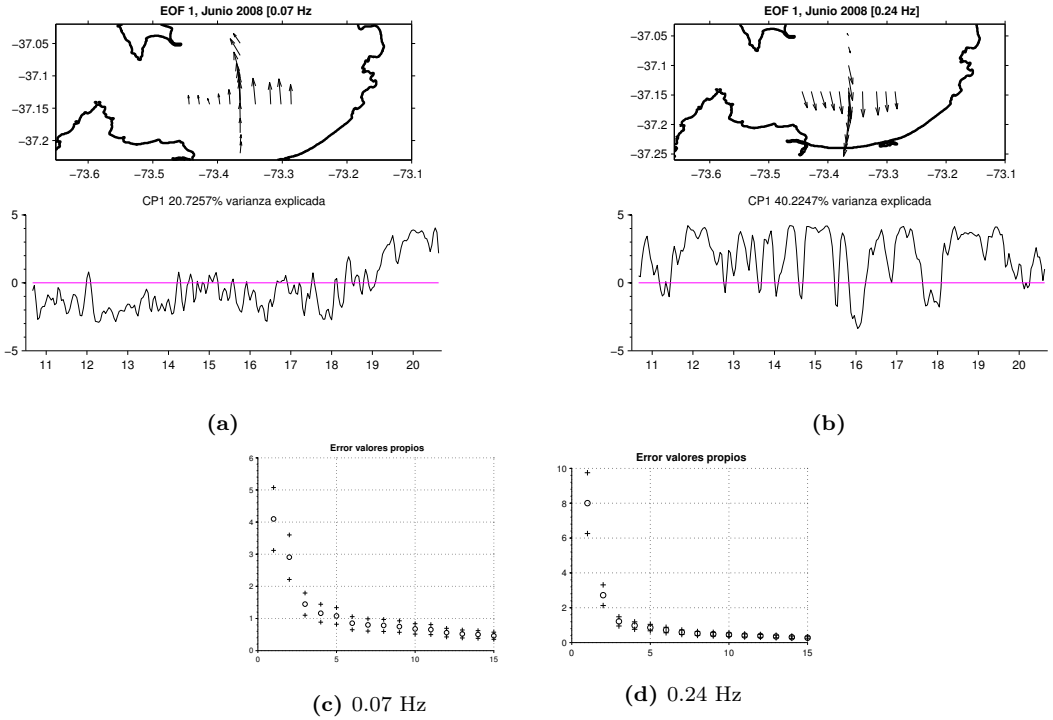


Figura 4.14: Análisis EOF, Invierno, de dirección de oleaje asociado a cada frecuencia de estudio. En las figuras a y b se describe el primer modo del análisis. En las figuras c y d se señala el error de los valores propios, donde el eje x indica los modos.

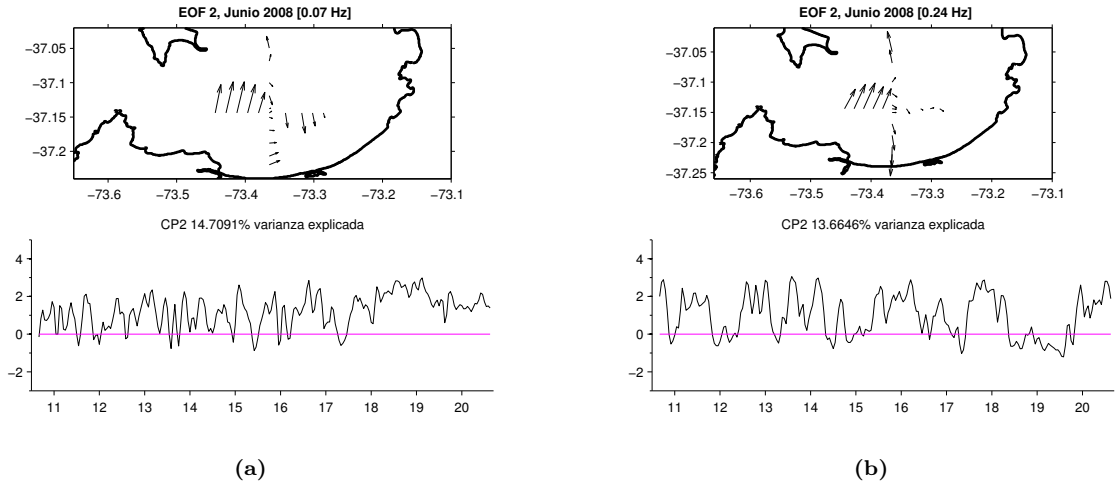


Figura 4.15: Segundas componentes principales en Invierno, para swell (a) y seas (b)

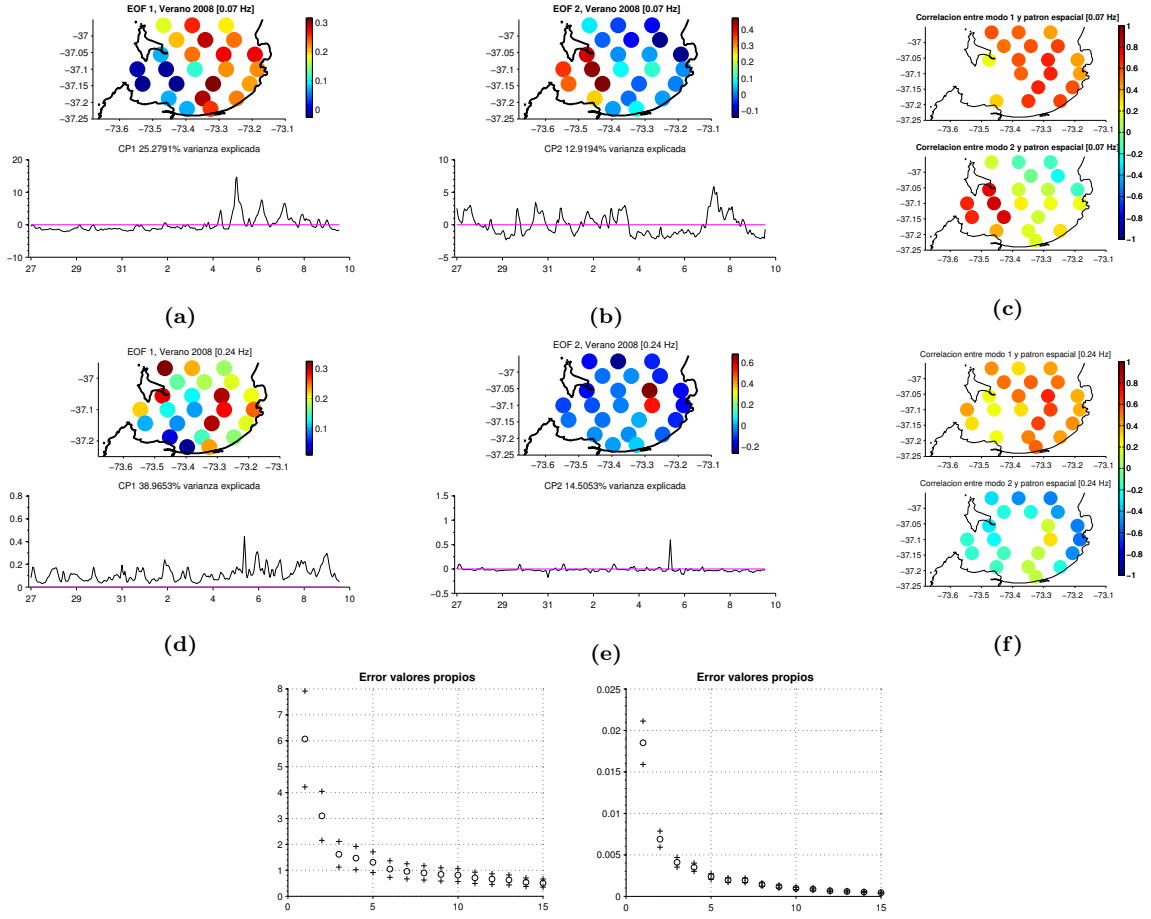


Figura 4.16: EOF energía. Primer y segundo modo (a,b,d y e). Para periodo de Verano. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c y f).

del periodo. Por otro lado, se tiene que el segundo modo no está mezclado, entregando además un buen porcentaje de varianza (Fig. 4.16b). La estructura de la segunda componente principal se encuentra mayormente correlacionada con los puntos hacia la boca chica del Golfo (4.16c). En este sector se pierde energía y luego cambia de fase durante los días en que los puntos centrales adquieren mayor energía (4-6 Enero), y se amplifica al final del periodo cuando los puntos centrales no contiene mayor energía. Entonces podemos decir que finalmente el swell en esta frecuencia está siendo modulado por dos factores principalmente, aunque determinar cuáles requerirían de otro análisis.

Para el caso de oleaje de viento, la primera componente se mantiene positiva durante todo el periodo (Fig. 4.16d, amplificando sus valores hacia el final del periodo. Esta estructura se hace más representativa para los puntos centrales del Golfo,al igual que la estructura de la segunda

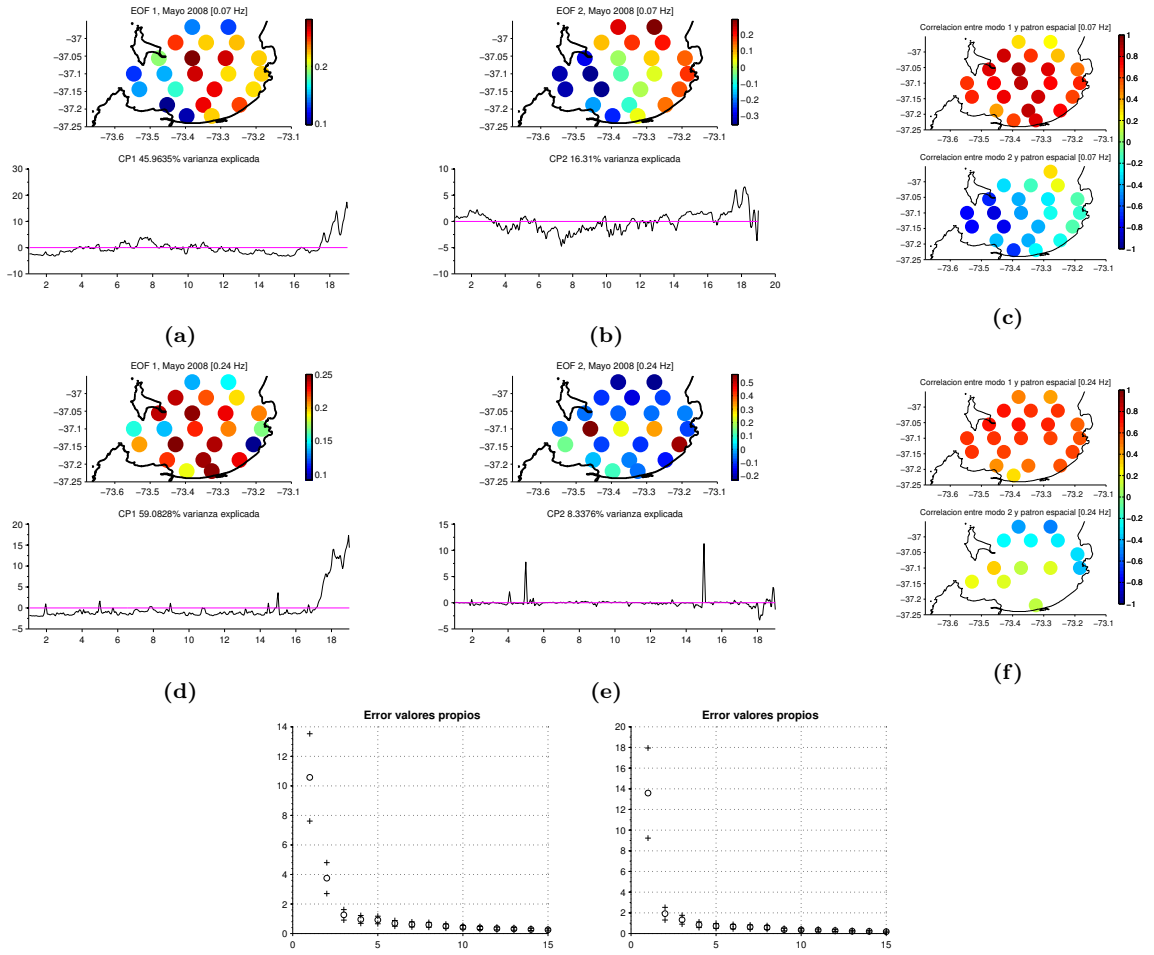


Figura 4.17: EOF energía. Primer y segundo modo (a,b,d y e). Para el mes de Mayo. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c y f).

componente (que no se encuentra mezclado con otro modo) tiene mayor relación con los puntos centrales (Fig. 4.16f), sin embargo su estructura casi no aporta con energía ya que no tiene mayores amplitudes durante el periodo (Fig. 4.16e) y su aporte de varianza es mucho menor al primer modo. En resumen, tenemos que el principal aporte de energía de alta frecuencia se encuentra distribuido a lo largo de todo el periodo en los puntos centrales del Golfo.

En mayo el oleaje de Swell contiene mayor energía hacia el final del periodo, coincidiendo con el evento de tormenta que se observa en la Figura 4.2c, incrementando la energía sobre los puntos centrales del Golfo (Fig. 4.17a). Estos cambios de signo, sin embargo, se dan en forma suave, los que se mantienen por más de dos días. Se puede apreciar en la Figura 4.17c tanto los puntos del centro del Golfo como los de la Boca chica, se encuentran bien correlacionados con la estructura

de la primera componente principal.

El modo 2 asociado al Swell, tiene una estructura que no se mezcla con otro modo, y que principalmente representa los puntos cercanos a la Boca Chica (Fig. 4.17b). Se observan valores bajos de energía al final del periodo con el episodio de tormenta.

Para el oleaje de viento vemos, al igual que para el swell, un incremento en la amplitud de la energía al final del periodo, obedeciendo de igual forma al sistema frontal, en la zona central del Golfo y cerca de la Isla Santa María (Fig. 4.17d). Previamente al fenómeno de tormenta, su amplitud es muy baja, indicando la diferencia de energía entre el periodo sin tormenta, manteniéndose la energía mayor en la zona central del Golfo. El modo 2 para este caso, no es representativo, por el poco aporte en varianza a la serie y además por estar mezclado con el tercer modo.

Se puede concluir que ambos oleajes fueron inyectados con energía del sistema frontal, amplificando su energía durante este periodo hacia la zona central del Golfo.

En invierno, el comportamiento del swell contiene mucha variabilidad. En la primera componente principal (Fig. 4.18a), se aprecian cambios se signo seguidos, además de incremento de energía en ambos sentidos. Esta estructura se representa en forma significativa para los puntos cercanos a la parte sur de la isla y parte suroeste de la costa (Fig. 4.18c), por lo que principalmente esta zona es la que aumenta y disminuye en forma considerable su energía durante este periodo. Por otra parte, este modo está levemente mezclado con el segundo, el cual representa mayormente los puntos en la Boca Grande del Golfo, los que tienen relación al parecer con los frentes de bajas presiones, ya que se amplifican justo en estas fechas.

Por otro lado, la primera componente principal de la energía del seas, se encuentra principalmente representada en la Boca Grande y cercano a la costa centro-este del Golfo, (Fig. 4.18f), la que alcanza mayor energía durante este periodo en la fase positiva de esta estructura hacia el final del periodo (Fig. 4.18d). Los cambios de signo son bastante frecuentes, lo que nos dice que por momentos la energía aumenta en esta zona y a ratos disminuye. Esto no ocurre en el mes de mayo y en verano, en donde la energía se mantiene más estable en el tiempo. La segunda componente principal no entrega información significativa, además de mezclarse con el tercer modo. Este comportamiento en la energía del oleaje de viento, menos persistente en el tiempo, nos habla que hay ciertos fenómenos igual de variables que determinan su comportamiento, lo cual podría ser asociado a las condiciones meteorológicas de invierno.

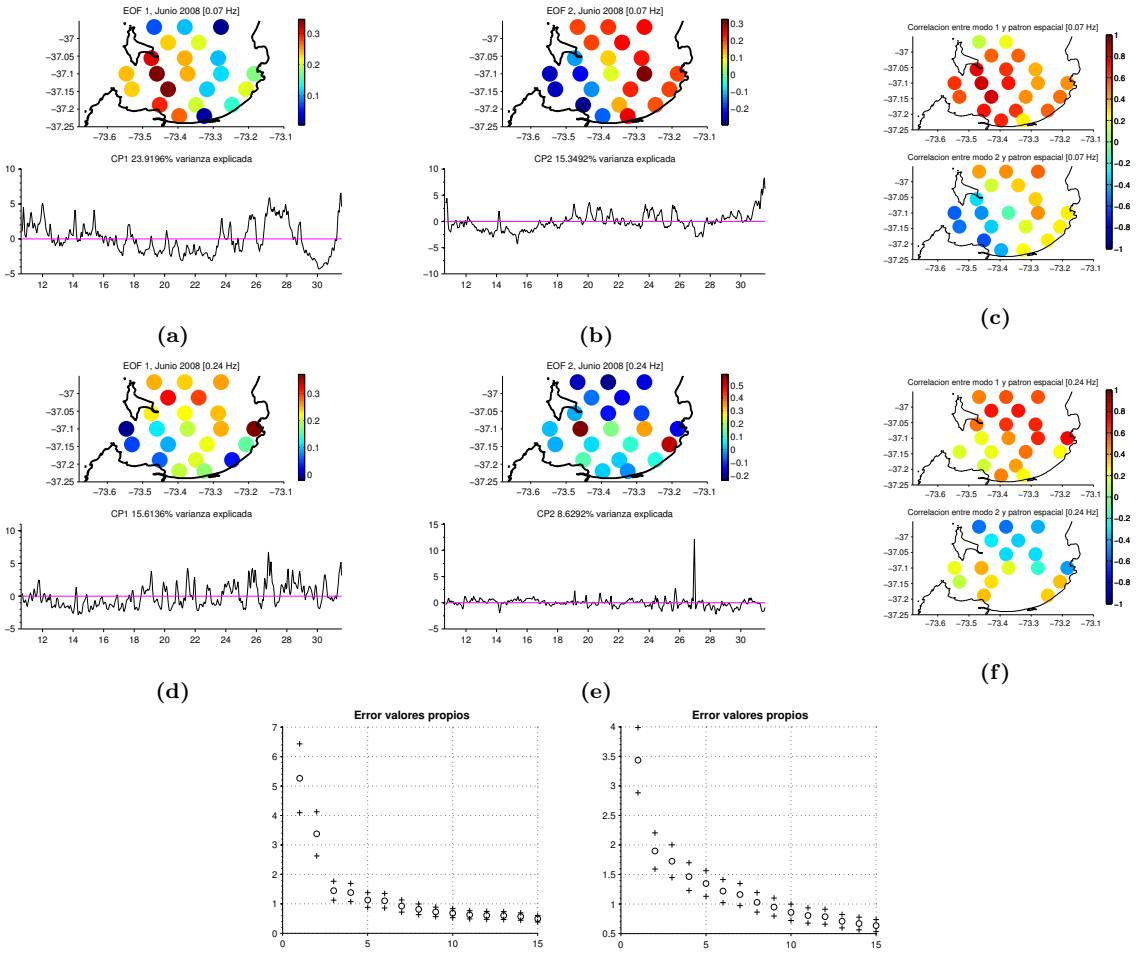


Figura 4.18: EOF energía. Primer y segundo modo (a,b,d y e). Para periodo de Invierno. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c y f).

4.3.3. Altura de ola significativa

Para el periodo de verano, la estructura que aporta con mayor varianza a la serie de altura corresponde a la primera componente principal con un 30 %, la que representa la zona central y la costa sur del Golfo (Fig 4.19c). Estas zonas incrementan su energía desde el 4 de enero, luego de presentar valores negativos y relativamente bajos (Fig. 4.19a. Considerando la segunda componente principal (Fig. 4.19b), la cual representa la zona de la boca chica del Golfo, la altura significativa disminuye sus valores (fase negativa) cuando la zona representada por el primer modo alcanza su peak de altura (entre el 4 y 10 de enero). El resto del periodo tiene varios cambios de signo.

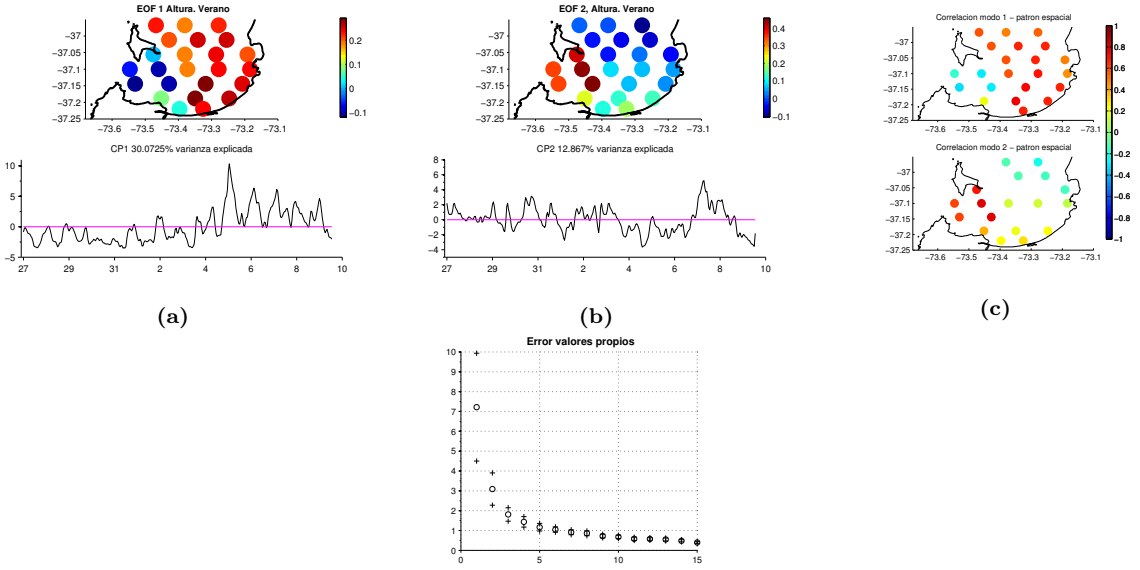


Figura 4.19: EOF Altura significativa de ola. Primer y segundo modo (a y b). Periodo de Verano. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c). En (d) se aprecia el error de los valores propios, en el eje x se indica cada modo.

En mayo se aprecia que el primer modo representa la mayor parte de las zonas en el Golfo especialmente el centro y las costas, explicando un 64 % de varianza, mientras que la segunda componente principal no representa significativamente ningún punto de la zona (Fig. 4.20c). Cuando la componente principal se amplifica, todos los puntos están incrementando su energía y de igual forma, cuando la componente toma valores negativos, todos los puntos disminuyen su energía. Aun así, las zonas que más variabilidad tienen, son en la parte central del golfo, hacia la costa sur y al sureste de la isla. Estas zonas alcanzan los valores máximos en la fase positiva al final del periodo, con la presencia del sistema frontal, mientras que sus valores son menores en relación a los otros puntos, casi la mayor parte del tiempo restante.

En invierno el modo 1 y el modo 2 están levemente mezclados (Fig. 4.21d). El modo 1 representa mayormente la zona central del golfo, mientras que el modo 2 la zona de la boca chica (Fig. 4.21c). La variabilidad es mayor en el primer modo, al parecer modulado por fenómenos de alta frecuencia. Mientras, el modo dos tiene cambios de fase más lentos, con mayor duración de alrededor de una semana y con amplitudes similares en el periodo de estudio. Las zonas con mayor altura se encuentran en la zona central del Golfo y cerca de la costa central, similar a la estructura espacial de mayo del modo 2. Estas zonas alcanzan un valor máximo hacia el final del periodo, pudiendo coincidir con el evento de baja presión (Fig. 4.2b). Pareciese que cuando ocurren estos eventos de corta duración (Fig.4.21a), son capaces de intensificar la altura en las zonas donde habitualmente

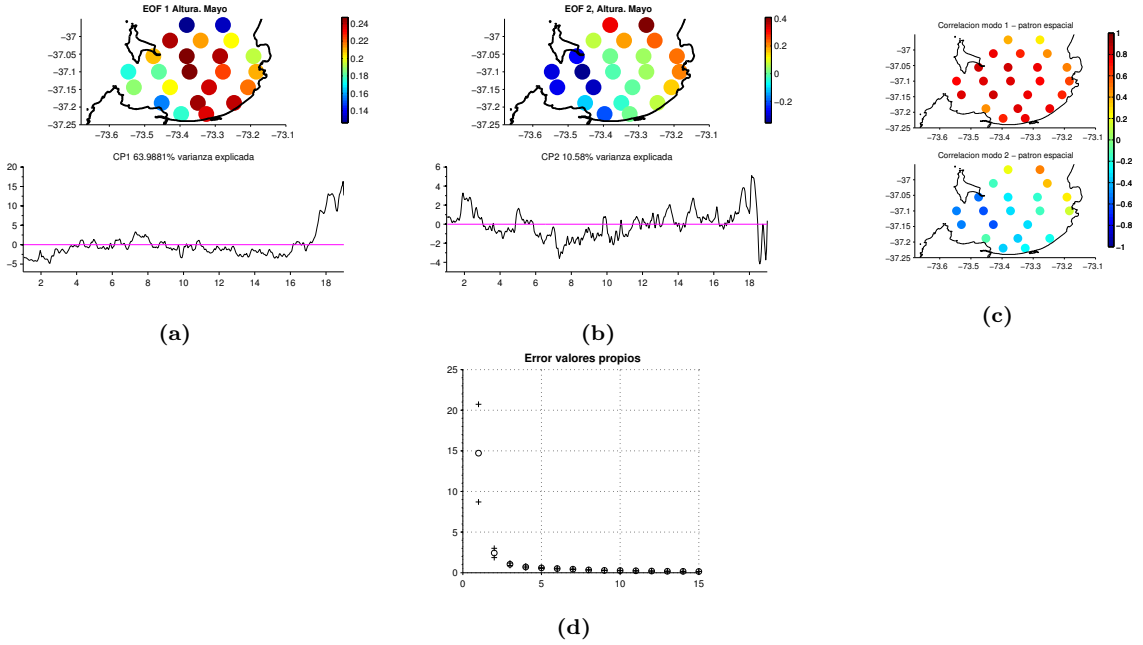


Figura 4.20: EOF Altura significativa de ola. Primer y segundo modo (a y b). Mes de Mayo. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c). En (d) se aprecia el error de los valores propios, en el eje x se indica cada modo.

se tenían valores inferiores en relación la zona de la boca chica del Golfo.

Según la Ecuación 2.16, para el cálculo del potencial undimotriz considerando la altura significativa y el periodo peak, se tiene que sus valores siguen la misma variabilidad que la altura, puesto que en el cálculo, la altura se amplifica por el periodo y por las constantes de fuerza de gravedad y la densidad del agua. Al normalizar los valores del potencial su variabilidad se distribuye con una estructura muy similar a la de la altura, como se puede apreciar en la Figura 4.22. Con esto se tienen las mismas características de variabilidad del potencial undimotriz, tanto zonal como espacial, como se tienen con el análisis EOF realizado a la altura significativa.

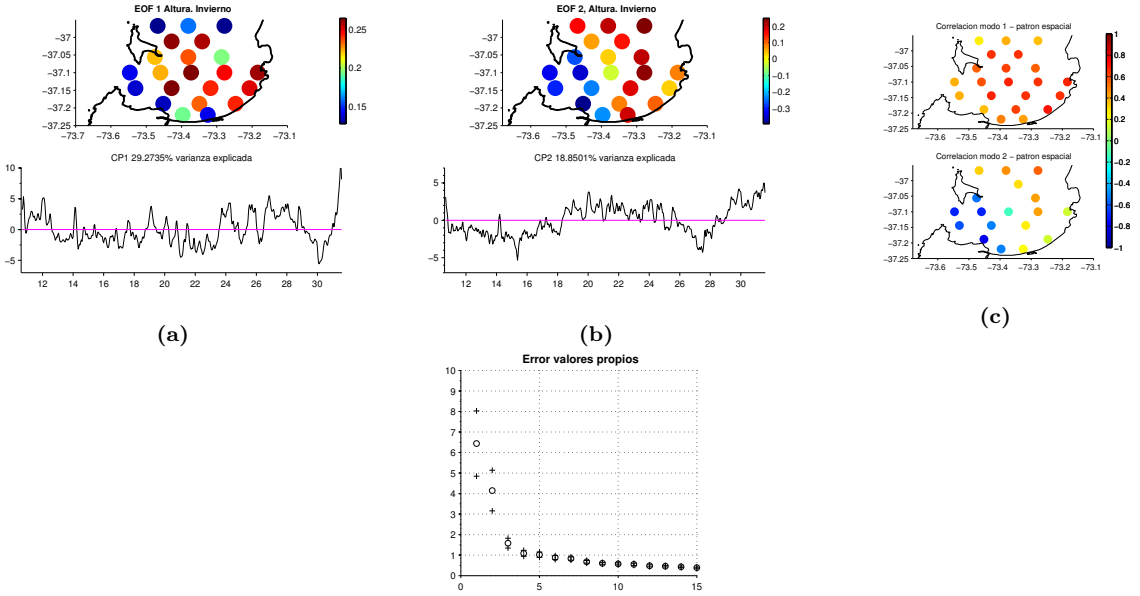


Figura 4.21: EOF Altura significativa de ola. Primer y segundo modo (a y b). Periodo de Invierno. Las correlaciones consideran aquellos puntos que pasaron el test de significancia con un 95 % de confianza (c). En (d) se aprecia el error de los valores propios, en el eje x se indica cada modo.

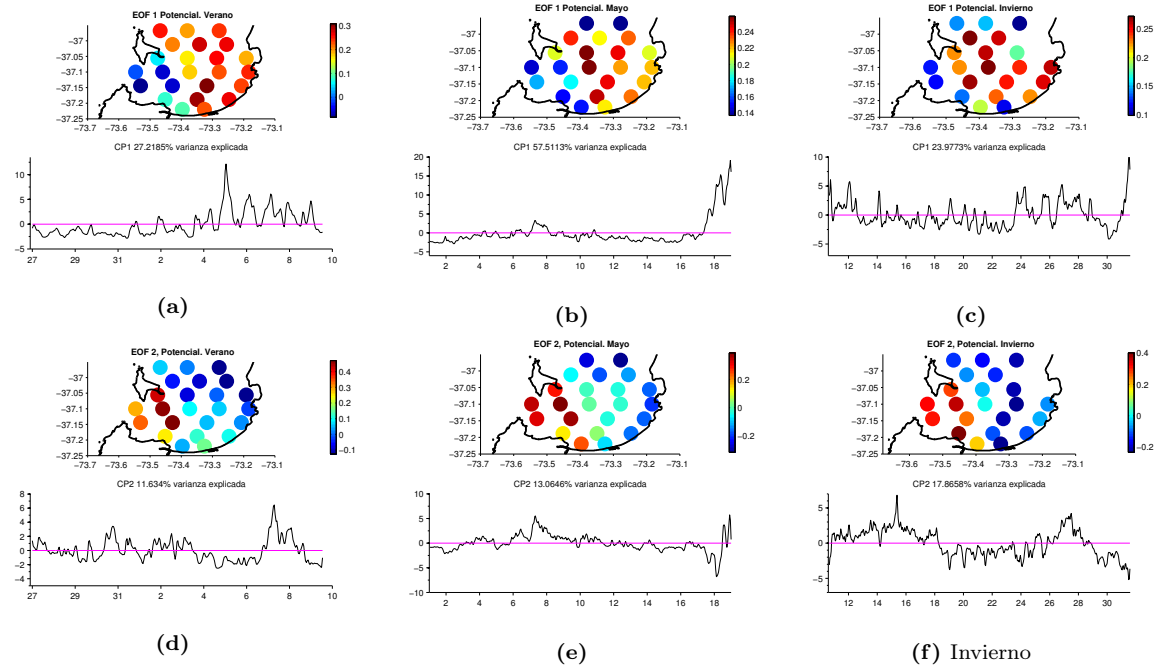
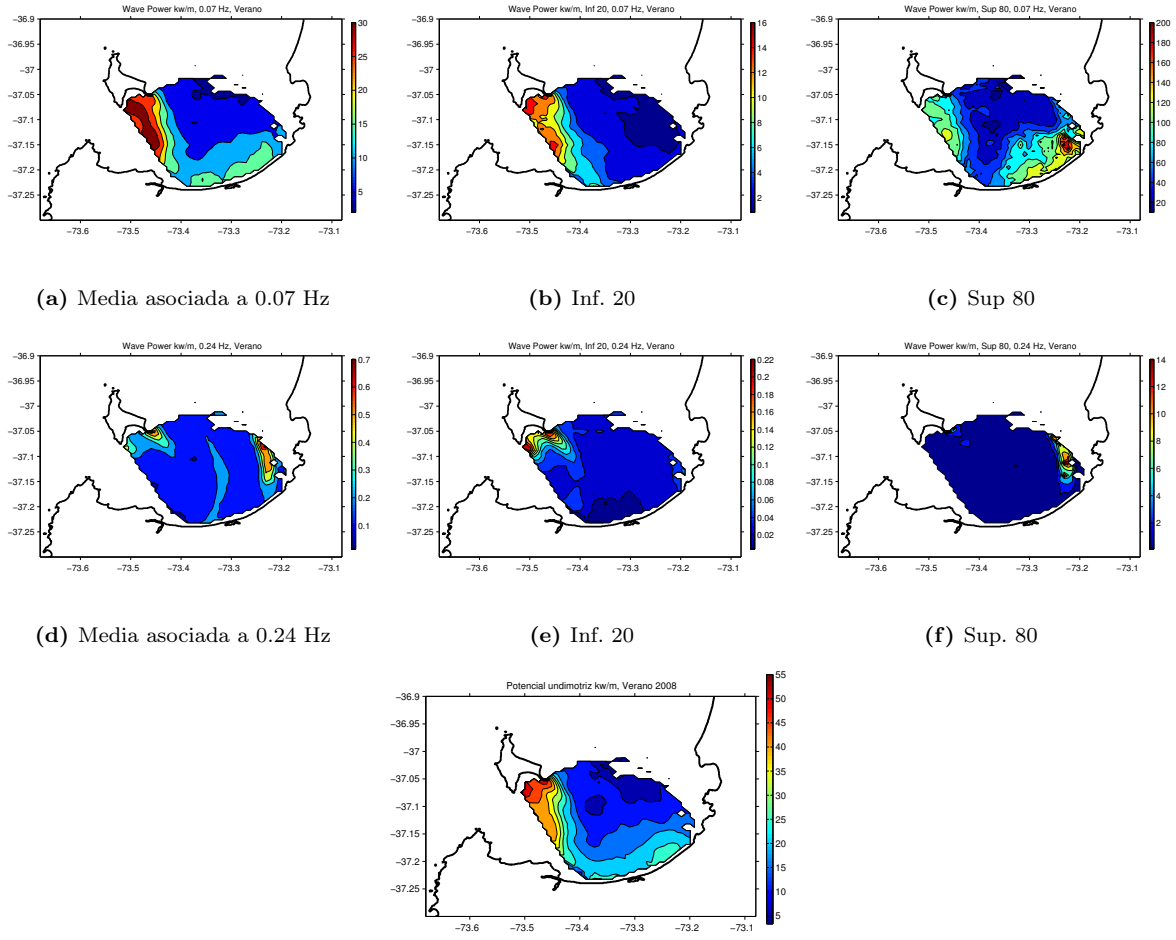


Figura 4.22: EOF Potencial significativo de oleaje. Primer y segundo modo para verano (a y d), mayo (b y e) e invierno (c y f).

4.4. Potencial Undimotriz

En las figuras 4.23g, 4.24g y 4.25g se aprecian los valores promedios del potencial undimotriz significativo para cada periodo de estudio y se observa que los promedios máximos se encuentran en invierno, lo que se debe principalmente a la altura significativa, que es mayor en este periodo.



(a) Media asociada a 0.07 Hz **(b)** Inf. 20 **(c)** Sup 80

(d) Media asociada a 0.24 Hz **(e)** Inf. 20 **(f)** Sup. 80

(g) Media Potencial Significativo

Figura 4.23: Potencial undimotriz en periodo Verano, (a) y (d) indican medias de Potencial undimotriz, (b) y (e) el valor del potencial en el primer quintil, (c) y (f) el valor del potencial del quintil superior, asociado a la frecuencia de 0.07 y 0.24 Hz respectivamente. En (g) se aprecia la media del Potencial undimotriz singificativo para el periodo.

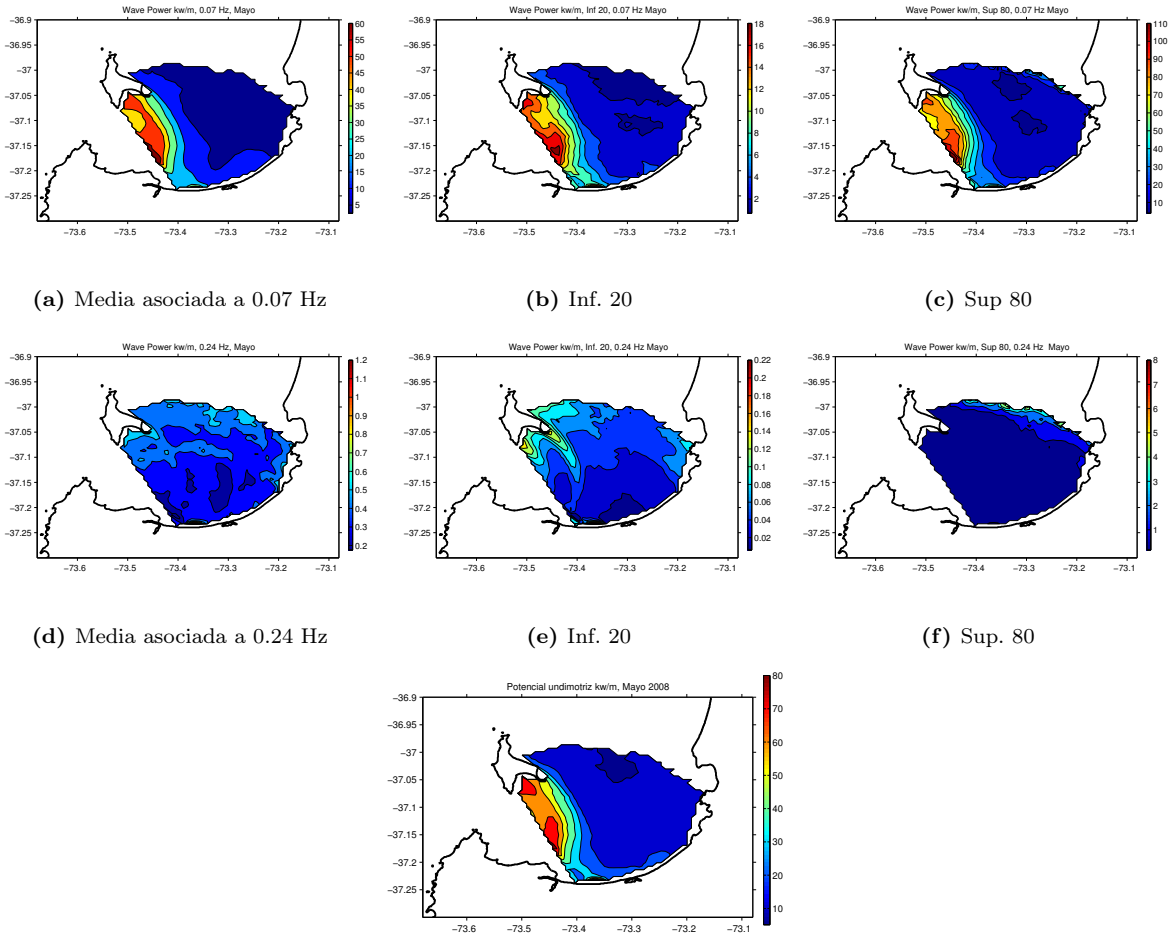
En verano, el promedio del potencial undimotriz asociado a la frecuencia baja, tiene una estructura similar al promedio del potencial significativo (Fig. 4.23g), aunque con valores menores, alcanzando hasta los 30 kW/m desde la zona sureste de la isla hacia la costa sur del Golfo. Esto marca la

zona en donde el agua es más superficial por la unión entre la isla y la costa del Golfo. Se puede plantear que la batimetría juega un rol en el potencial asociado al oleaje de Swell. Cuando se analiza el valor del quintil inferior, su estructura también es similar a la del promedio para esta frecuencia con valores que se reducen casi a la mitad (Fig. 4.23b). Por otra parte, al considerar los valores del quintil superior, en donde se introducen además estos casos eventuales de valores escapados o valores máximos, vemos que alcanzan altos valores en algunos sectores puntuales, como lo es en este caso hacia la costa central, abarcando desde 100 a 200 kW/m (Fig. 4.23c). Este último valor es superior a los que se alcanzan en los otros periodos, aunque abarca un área menor. De igual forma, hacia la isla siguen habiendo valores altos entre 80 y 130 kW/m.

Dentro de las frecuencias altas, se observa que la estructura del potencial undimotriz, primero que todo no coincide con la estructura del promedio del potencial significativo. Se tienen dos zonas principales en donde es mayor el potencial: cerca a la costa sureste de la isla y cerca a la costa occidental del Golfo (Fig. 4.23d). Sus valores van entre los 0.3 y 0.7 kW/m. Se puede observar que los valores máximos del quintil inferior están cercanos a la costa sureste de la isla (Fig. 4.23e), mientras que los valores máximos del potencial para el quintil superior modulan la zona de la costa oriental de la Bahía, alcanzando hasta los 14 kw/m en esta zona (Fig. 4.23f). Por lo tanto, se tiene que el potencial presenta valores extremos hacia la costa central asociado tanto a las altas como bajas frecuencias.

En mayo de igual forma vemos que el promedio del potencial undimotriz asociado al swell sigue la estructura del promedio del potencial significativo durante este periodo (Fig. 4.24g). Los valores del potencial significativo van desde 40 a 80 kW/m en las zonas donde alcanza mayores valores, es decir, entre la costa sureste de la isla y la costa sur del Golfo. Los valores medios máximos asociados a la baja frecuencia van entre 26 y 60 kW/m dentro de la misma zona (Fig. 4.24a). Al considerar los valores del quintil superior e inferior, tenemos que ambos mantienen esta estructura cercana al promedio, con valores máximos en el caso del quintil inferior entre 7 y 18 kW/m, mientras que para el quintil superior van entre 40 y 110 kW/h (Fig. 4.24b y 4.24c). No se encuentran entonces puntos atípicos hacia otras zonas, mostrando la gran fuente de potencial undimotriz que se encuentra a lo largo de esta franja entre el suroeste de la isla y la costa sur de la Bahía.

En el caso del potencial asociado al Seas, se observan estructuras distintas a las del potencial asociado al Swell, con máximos que en promedio se observan en la Boca Grande del Golfo y la costa sur de la isla principalmente, con valores medios que van desde 0,5 a 0,6 kW/m. Se observa además un alto promedio para una zona puntual en la costa sur del Golfo, que alcanza 1,2 kW/m (Fig. 4.24d). Los valores del primer quintil son máximos hacia la zona de la isla con alrededor de 0.1 kW/m, mientras que para el quintil superior alcanzan hasta los 8 kW/m hacia la Boca Grande. Esto último puede estar relacionado con el sistema frontal que viene desde el noroeste,



(a) Media asociada a 0.07 Hz **(b)** Inf. 20 **(c)** Sup 80

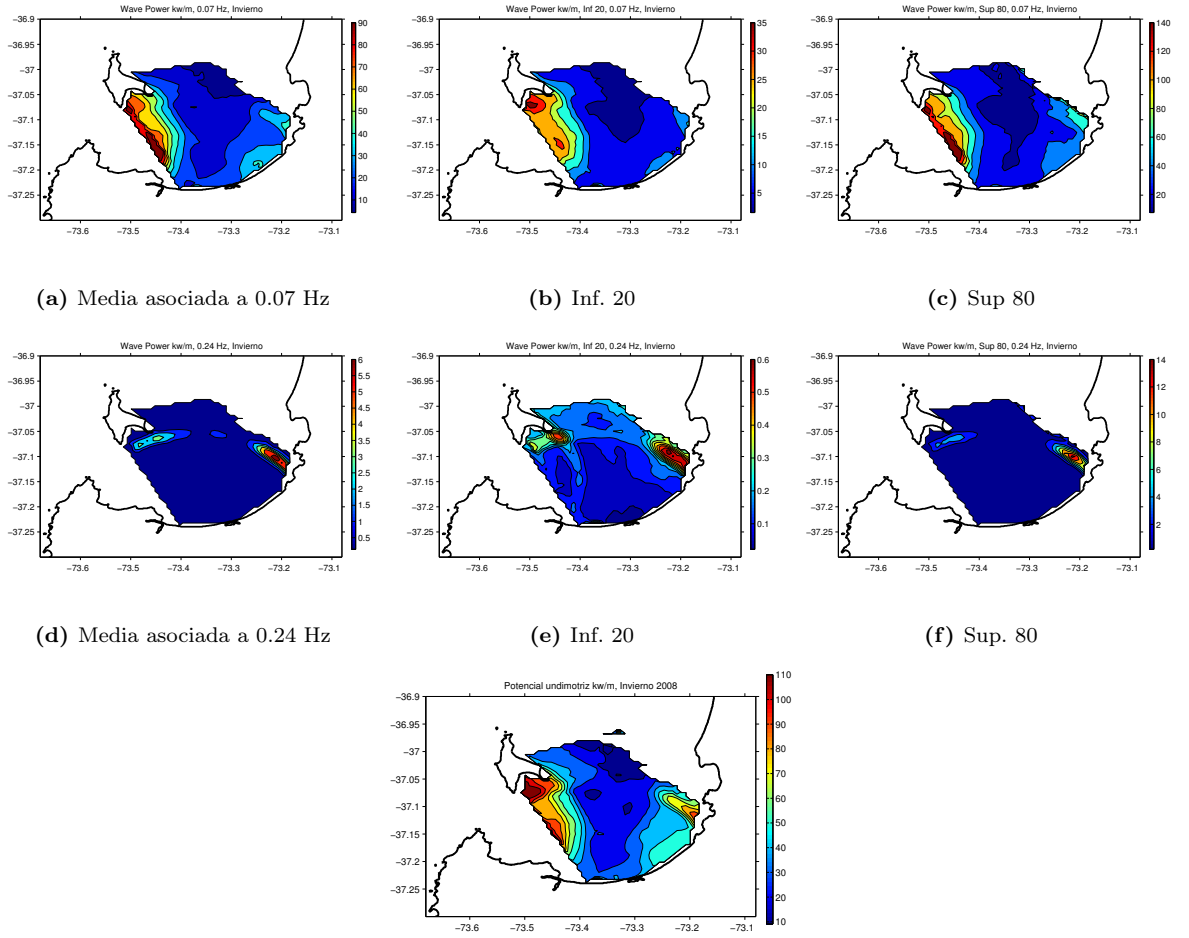
(d) Media asociada a 0.24 Hz **(e)** Inf. 20 **(f)** Sup. 80

(g) Media Potencial Significativo

Figura 4.24: Potencial undimotriz para Mayo, (a) y (d) indican medias de Potencial undimotriz, (b) y (e) el valor del potencial en el primer quintil, (c) y (f) el valor del potencial del quintil superior, asociado a la frecuencia de 0.07 y 0.24 Hz respectivamente. En (g) se aprecia la media del Potencial undimotriz significativo para el periodo.

incrementando la energía espectral sobre esta zona hacia frecuencias altas.

En invierno se encuentran los valores más altos de potencial significativo promedio de los estudiados (Fig. 4.25g), con valores altos entre la costa sur de la isla y en la costa central del Golfo. Esta estructura se aprecia de igual forma en el promedio del potencial asociado a la frecuencia de swell, la cual sigue los contornos de la batimetría (Fig. 4.25a). Tanto para los valores del primer quintil como los del quintil superior se conserva esta estructura con las medias máximas dentro de esta misma zona (Fig. 4.25a, 4.25b y 4.25c) con promediosmáximos que van entre 50 y 90 kW/m y para el quintil superior máximos entre 50 y 140 kW/m.



(a) Media asociada a 0.07 Hz **(b)** Inf. 20 **(c)** Sup 80

(d) Media asociada a 0.24 Hz **(e)** Inf. 20 **(f)** Sup. 80

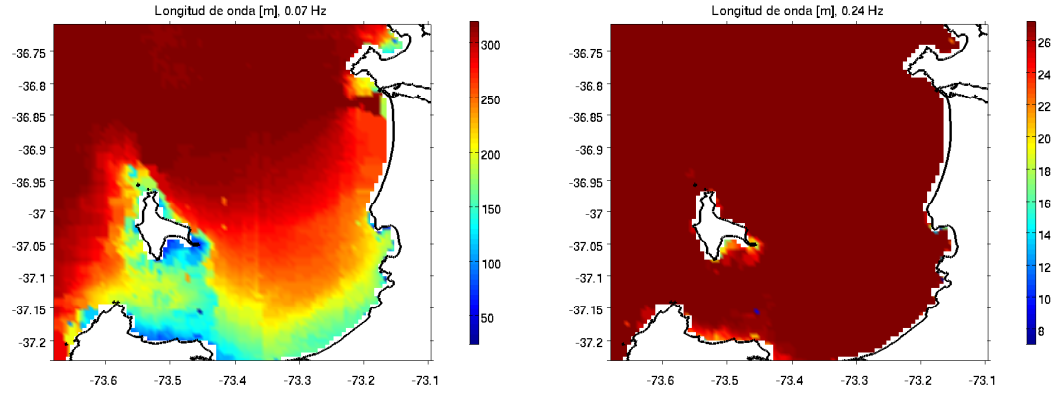
(g) Media Potencial Significativo

Figura 4.25: Potencial undimotriz en Invierno, (a) y (d) indican medias de Potencial undimotriz, (b) y (e) el valor del potencial en el primer quintil, (c) y (f) el valor del potencial del quintil superior, asociado a la frecuencia de 0.07 y 0.24 Hz respectivamente. En (g) se aprecia la media del Potencial undimotriz significativo para el periodo.

Para el seas en invierno, los valores promedios son mayores que para el resto de los periodos de estudio (considerando solo esta frecuencia), alcanzando hasta 6 kW/m en la zona cerca a la costa central del Golfo, y hasta 3,5 kW/m en la zona sureste de la isla (Fig. 4.25d). La misma forma se conserva tanto para los valores del quintil inferior (entre 0,25 y 0,6 kW/m) y los del quintil superior (entre 4 y 14 kW/m), indicando que el mayor aporte de variabilidad al potencial dentro de esta frecuencia está dado dentro de esta zona (Fig. 4.25e y 4.25f). Esto podría estar asociado a un evento de menor escala y que aporta con gran energía durante su durabilidad en el periodo de invierno.

En la Figura 4.26 se aprecian los cálculos de la longitud de onda asociada a cada frecuencia, realizados a partir de la definición de Longitud de onda para el caso general o para aguas intermedias, que aparece en la Tabla 2.2.

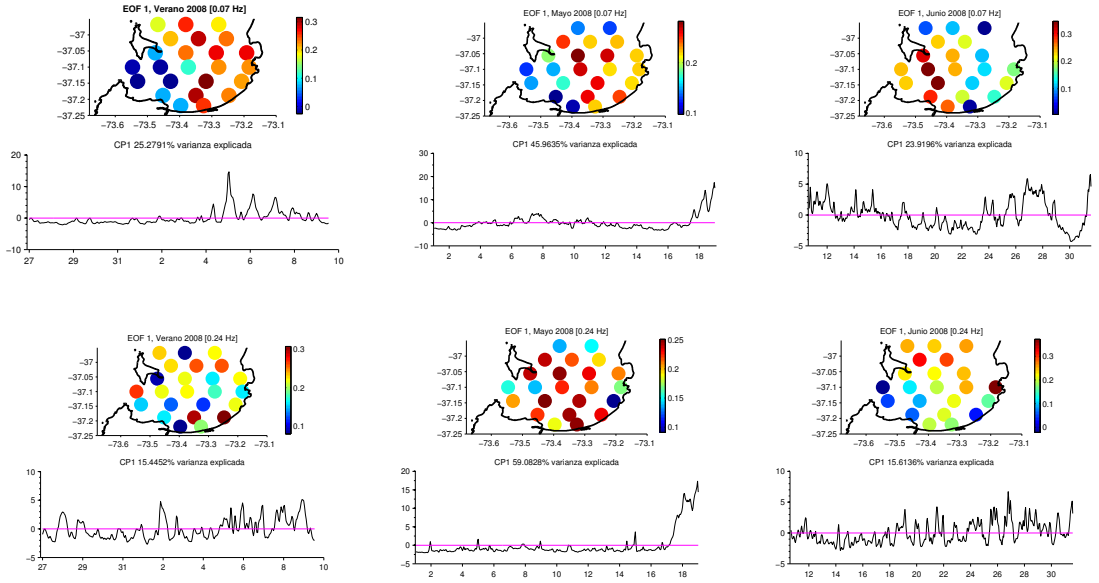
De forma implícita, el potencial que se pudiese llegar a recolectar de las distintas zonas del Golfo, se encontrará relacionado a esas dimensiones de longitud. Para el caso del swell, este se ve afectado por las variaciones de la profundidad, por lo que cambian sus longitudes en gran medida mientras se acerca hacia la costa del Golfo (Fig. 4.26a). Por otra parte, el seas no se ve mayormente alterado, a excepción de zonas próximas a la costa.



(a) Lambda para 0.07 Hz **(b)** Lambda para 0.24 Hz

Figura 4.26: Longitud de onda asociado a 0.07 Hz (a) y 0.24 Hz (b)

Si se pensase en la instalación de un dispositivo que quisiese extraer el potencial asociado a las bajas frecuencias dentro del Golfo, entonces se deberían considerar para éste, dimensiones del orden de los 70 a 150 metros cercano a la costa centro y sur del Golfo, y hacia la zona del sureste de la isla. Saliendo de la bahía por la zona norte, nos encontramos con longitudes de onda superior, debido a que las aguas son menos superficiales, en donde se observan consideran longitudes de 200 a 270 metros. Por otra parte, para el caso del potencial asociado al Seas, se estarían considerando longitudes de onda entre 20 metros cercano a las costas más superficiales del Golfo y la Isla hasta



(a) Verano **(b)** Mayo **(c)** Invierno

Figura 4.27: Primer modo EOF, Potencial undimotriz, asociado a cada frecuencia de estudio. Periodo de Verano (columna a), Mayo (columna b) e Invierno (columna c)

26 metros dentro de la mayor parte de la Bahía del Golfo.

Al realizar el mismo análisis de Funciones Ortogonales Empíricas al potencial undimotriz calculado con la Ecuación 2.31 para cada frecuencia, y con las consideraciones de batimetría, los resultados contienen la misma variabilidad descrita en las series de energía (Fig. 4.27). Esto último no es algo extraño, puesto que éste cálculo contempla de alguna forma la amplificación de la energía a partir de su multiplicación con la magnitud de la velocidad de grupo de la ola, además de las constantes de la densidad de agua y la fuerza de gravedad. Por lo tanto, como las variables se normalizan para realizar el análisis, esta amplificación de la señal es normalizada y distribuida de la misma forma a lo largo de las series. Esto de alguna forma quiere decir, que al analizar la variabilidad de la energía asociada al swell y seas, al mismo tiempo estamos conociendo la variabilidad del potencial energético que contienen las olas.

Capítulo 5

Discusión

En este trabajo no se están considerando los errores que existen en la medición, por lo que al momento de realizar los cálculos de promedios podría haber una revaloración en los datos. Además del error propio del instrumento, existen otros errores asociados. En el área de medición que involucra zonas donde los haces del radar no se cruzan, se podría perder precisión. Por otra parte, el oleaje que va en dirección justamente perpendicular a la dirección de la radiación emitida por el radar, no será medido. Algunos estudios recientes basados en radares HF (T. Helzel, comunicación personal), muestran que en sectores donde la batimetría tiende a ser más superficial, se produce un error dinámico.

Para el caso del análisis EOF, al momento de normalizar las variables, se está analizando sólo la variabilidad común asociada al oleaje, sin importar si es que están o no sobrevalorados los datos. Para el caso de las estimaciones de promedios y cálculos de la moda, se consideró sólo la zona donde se cruzan los haces del radar. Para el cálculo de las medianas habría un punto que se encontraría al límite entre la zona donde no se solapan los haces del radar (punto en la Boca Chica del Golfo, Fig. 4.4), suponiendo de esta forma valores sobrevalorados, sin embargo, debido a la entrada de swell en esta zona, podría ser razonable encontrar alta energía en ese punto.

Sin embargo, otra situación aún más importante es que el largo de los periodos no permite asegurar que haya más potencial y más variabilidad. Por estas razones es que estas son estimaciones preliminares.

De igual forma, para poder realizar algún ajuste se debe estudiar en detalle la precisión de las mediciones de oleaje que realiza el radar y para empezar, se debe realizar una validación de los datos, contemplando comparaciones con mediciones realizadas con otros instrumentos in situ, tales como boyas o sensores de presión. Paralelamente se hace necesaria una comparación con datos de modelaciones, tema que se trabajará posteriormente a este trabajo.

Al analizar las direcciones de oleaje más frecuentes asociadas a cada frecuencia (swell y seas) se observó un comportamiento que requeriría de mayor análisis a otros parámetros para poder describir. Esta es otra razón por la cual sería interesante representar mediante modelación el caso del oleaje en el Golfo de Arauco, ya que estaríamos considerando las variables físicas que interferirían en su comportamiento, tales como la isla, la batimetría, fenómenos de reflexión y por otro lado las situaciones meteorológicas a los que está expuesto.

El haber encontrado cierta variabilidad característica de la energía asociada a una frecuencia alta y baja, no quita que en algún rango inferior o superior a éstas, se encuentren estructuras similares en la energía, e incluso que puedan representar aun más esta variabilidad. Por ésta razón es que para que el análisis de la energía asociada a la frecuencia, sea aun más representativo dentro del espectro energético, sería óptimo considerar otro rango de frecuencias sobre el cual integrar, el que podría ser escogido con un previo análisis en el dominio de la frecuencia para determinar cuáles son aquellas que aportan con más energía. Por lo observado dentro de este trabajo en forma preliminar, con respecto a la distribución de energía, se sugiere realizar un nuevo análisis, considerando una banda de baja frecuencia entre los 0.06 y 0.1 Hz, y una banda de alta frecuencia entre los 0,2 y 0,24 Hz.

Para poder, además, considerar características estacionales que persisten en el tiempo y poder indicar cómo se comporta el oleaje en verano o en invierno, se hace necesaria la medición durante un tiempo mucho más prolongado, el que involucre al menos un año de mediciones. Para este estudio habían muchas brechas sin datos, por lo que no se pudo analizar en forma continua las señales medidas y se optó por separarlo por épocas que contuviesen mayor densidad de datos. Por otra parte, se hace necesaria la ubicación de una estación meteorológica aledaña a la zona en donde se estén realizando las mediciones, ya que esto podría contribuir a conocer en detalle la relación entre el viento, por ejemplo, con el oleaje seas, ya que este oleaje de alta frecuencia es el que está más modulado por las condiciones de viento.

Para el caso específico del Golfo de Arauco, se tienen condiciones especiales ya que los sistemas frontales llegan directamente a la zona, por lo cual, no sería lo mismo considerar una estación meteorológica que se encuentre continente adentro. Sobre todo sería interesante conocer en más detalle las condiciones meteorológicas que se dieron dentro del periodo de invierno analizado, puesto que se observa un evento puntual en el que la altura y la energía alcanzan máximos valores asociado a oleaje de viento, tal como se puede apreciar en las Figuras 4.3e, 4.18d y 4.25d.

El análisis EOF realizado a las direcciones de oleaje indica aquella dirección que aporta con mayor varianza a cada estructura durante el tiempo y al mismo tiempo es capaz de proporcionar cualidades importantes de las direcciones más significativas asociadas tanto al swell como al seas. Estos valores, al igual los proporcionados con el análisis de EOF para las energías espectrales,

nos entregan información sobre los dos tipos de oleaje. Para el episodio de tormenta se observa una buena correlación entre el seas y el viento, mostrando en la primera componente principal de energía y dirección para la alta frecuencia, cómo este evento aportó con gran energía, indicando además las zonas en donde se pudo percibir de mayor forma el fenómeno. También se observa la alta variabilidad que tienen las direcciones de oleaje de seas, el cual sufre de constantes cambios de dirección desde el norte hacia el sur, en todos los periodos de estudio, insinuándose especie de ciclos diarios sobre todo en verano y en mayo. En invierno se observa un comportamiento menos estructurado y con menos cambios de signo, en el que predomina oleaje del norte. La dirección del swell es más estable, cambia de signo con menos frecuencia, en mayo se mantiene casi todo el periodo en el mismo sentido, y a lo largo de los tres periodos se observa una componente predominante desde el suroeste cerca a la Boca Chica del Golfo (para el caso de invierno esta dirección se presenta en la segunda componente principal, la que está mezclada con el primer modo.) y una dirección desde el norte en el centro de la bahía.

Estudios que analizan el swell en el Pacífico sur, indican que durante todo el año predomina en la costa swell que viene desde el suroeste, y además que las alturas de olas son mayores en invierno dentro de esta zona. A través de los datos del radar, se puede observar este mismo comportamiento. Al revisar los promedios de energía y altura significativa, se verifica esta alta energía en la Boca Chica del Golfo y los altos valores de potencial undimotriz asociados a la frecuencia baja. Dentro del análisis EOF a las energías, también se observa una mayor concentración de energía en esta zona, durante casi la mayor parte del tiempo, lo que varía eventualmente con episodios de mayor variabilidad hacia la zona central del Golfo. Entonces, no necesariamente se alcanzan en esta zona los valores máximos de energía pero sí se encuentra una variabilidad que persiste en el tiempo, lo que se ve reflejado en los promedios. Por otra parte, se pueden encontrar valores máximos en el potencial undimotriz hacia zonas más costeras y centrales del Golfo, las que son más variables en el tiempo.

Para el caso específico de las frecuencias analizadas, se tiene que el swell que ingresa por el Golfo, debido al cambio de la batimetría, alcanza una longitud de onda hasta alrededor de 70 a 100 metros cerca a las costas y la Isla Santa María, mientras que fuera de la bahía alcanza 300 metros debido a la gran profundidad que hay, lo cual podría ser positivo a la hora de considerar extraer el potencial con un prototipo de menores dimensiones ya que incluso, estas características se sitúan en las zonas donde el swell promedia mayores valores de potencial. Para el caso del Seas, si se quisiera extraer su energía, entonces habría que considerar una longitud de onda de alrededor de 20 a 30 metros, cercano a la costa sur del Golfo y costa sureste de la Isla.

Capítulo 6

Conclusiones

Las mediciones con radar HF muestran que la variabilidad dentro del oleaje de swell y seas, tiene distinta estructura espacial y comportamientos. Mediante análisis EOF realizado a los datos de energía y dirección espectral, se pudo generar una representación espacial y temporal de las estructuras que aportan con mayor energía en cada frecuencia.

En general se observó que la variabilidad de la dirección de swell es menor que el seas y además que las direcciones son mejor representadas por el oleaje seas debido al porcentaje de varianza explicada. Las direcciones del seas, cambian con mayor frecuencia su sentido, mientras que las del swell tienen mayor persistencia en el tiempo. En términos de la energía espectral y potencial undimotriz asociado al seas, sólo en verano alcanza una persistencia, donde no presenta cambios de signo. En mayo sólo al final del periodo, en concordancia con el sistema frontal que había en la zona, se genera un cambio de dirección y una considerable amplificación de su energía en la zona central del Golfo. En invierno en cambio, es muy variable a lo largo de todo el periodo, amplificando mucho más su energía cuando la dirección de oleaje es del norte y noroeste.

Dentro del análisis se observó que el oleaje de viento medido por el radar reacciona a los sistemas frontales. Tanto su energía como su dirección es forzada por estos eventos como se aprecia con la tormenta en mayo, ya que el oleaje toma una dirección desde el sur y la energía se incrementa hacia la zona central del Golfo. Mientras que en invierno, los valores aumentan hacia la zona norte de la bahía y en especial en un punto que se encuentra cercano a la costa oriental del Golfo. La respuesta a eventos meteorológicos es distinta para el caso de swell, pues no siempre estos eventos alcanzan a alterar la dirección del oleaje. En el caso de mayo no se alteró la dirección del oleaje, aunque sí se incrementó la energía con el evento de tormenta. En Invierno, sin embargo, la dirección sí se ve alterada hacia el final del periodo, con oleaje hacia el sureste y en términos de energía espectral, estos eventos se ven mejor reflejados por el segundo modo, indicando aumento

de energía hacia la parte norte de la Isla Santa María, aunque esta estructura aporta con menos varianza que la del primer modo, cuya energía es predominante hacia la boca chica del Golfo.

Según la hipótesis planteada para este trabajo, se cumple que en invierno los promedios de altura significativa son mayores, al igual que los valores de energía espectral y potencial undimotriz asociado tanto a la baja como alta frecuencia. También se percibe en el seas, aumentos eventuales del potencial en la zona norte del Golfo. Por otra parte, en verano se observa swell del norte además de un evento en donde se incrementa la energía en la zona norte y centro del Golfo, lo cual, como se planteaba en la hipótesis, podría ser causado por los eventos de swell que en verano vienen desde el Hemisferio Norte. Sin embargo, no se puede afirmar que ésta sea la razón principal de este comportamiento, considerando además, que no sólo en verano se aprecian estas direcciones de oleaje, sino también en mayo de forma predominante durante todo el periodo y gran parte del invierno. En efecto, otros análisis deberían ser considerados para profundizar sobre esta idea.

En general, en Verano se tiene mayor energía de swell hacia la parte norte y zona central del Golfo, mientras que el seas se concentra mayor en zonas puntuales cercanas a las costas (costa oriental y costa este Isla Santa María). del centro de la bahía. En mayo se observa que el swell aporta con más energía hacia el centro de la bahía y al noreste de la isla, mientras que el seas aporta con poca energía durante casi todo el periodo hasta aumentar considerablemente con eventos de mal tiempo, casi en toda la bahía, especialmente hacia la costa sureste de la isla y centro de la Bahía. En invierno, el swell aporta con mayor energía hacia la boca Chica del Golfo y el seas hacia el norte del Golfo.

En verano se observan periodos peak más altos de ola que en invierno y mayo, indicando que oleaje de baja frecuencia podría estar siendo inyectado con energía de forma más estable a lo que podría ser en invierno y mayor debido a su variabilidad. Por otra parte el evento extremo que ocurre en mayo inyectó gran energía a las frecuencias altas de oleaje, por lo tanto los promedios, que corresponden a procesos de frecuencia baja, son menores en este periodo. En invierno se aprecia una zona donde en promedio hay alturas sobre lo normal, asociada a periodos peak menores (frecuencia alta), hacia la costa central del Golfo.

La altura significativa de oleaje representa principalmente una altura asociada al swell. Mediante el análisis de EOF, se observaron estructuras similares a la representada por la altura significativa y la energía de baja frecuencia. La distribución media de la altura significativa al mismo tiempo, esta modulada por la forma de la batimetría, alcanzando altos promedios hacia la boca chica del Golfo en los tres periodos de estudio, alcanzando un valor medio de 2 m en Verano, 2.4 m en Mayo y 2,8 en Invierno. En invierno se destaca una zona particular, hacia la costa oriental del Golfo, en donde la altura media alcanza los 2.3 m.

El comportamiento y distribución de la altura significativa, permite una estimación de las

características del potencial undimotriz significativo dentro del Golfo de Arauco. Al realizar los cálculos del potencial considerando la altura significativa y el periodo peak, se tiene una relación directa entre este valor y los valores de energía asociada al swell, ya que el potencial calculado en este caso está en sincronía con una baja frecuencia de oleaje.

Por otro lado, al calcular el potencial undimotriz asociado a cada frecuencia, se observa diferencia en la media, no sólo en valores, sino en sus estructuras espacial. Para el caso del potencial asociado al swell, los valores promedios aumentan al disminuir la profundidad, hasta 30 kW/m en verano, 60 kW/m en Mayo y 90 kW/m hacia la Boca Chica, alcanzando valores máximos del orden de 200 kW/m cerca a la costa central en verano, 110 kW/m hacia la boca chica en mayo y 140 kW/m en invierno. Por otra parte el potencial asociado al seas, muestra otra forma. Contempla altos valores hacia zonas cercanas a la costa suroeste de la Isla Santa María, y costa oriental del Golfo, alcanzando una media de hasta 0.7 kW/m en verano, 1.2 kW/m en mayo y 6 kW/m en invierno, mientras que alcanza máximos de 14 kW/m en verano, 8 kW/m en mayo y 14 kW/m en invierno.

Si bien el potencial significativo nos da una estimación general de la energía que se encuentra dentro del Golfo, no siempre será este potencial el que uno pudiese llegar a extraer a la hora de instalar algún recolector de energía. Además de la eficiencia que pudiese tener el dispositivo en la extracción de esta energía, las características de esta instalación podrían estar moduladas por alguna otra frecuencia de oleaje. Si se considera una estructura de dimensiones menores, entonces lo más probable es que se tenga que analizar el potencial asociado a una frecuencia más alta. Es por esta razón que se hace fundamental realizar un análisis contemplando el espectro de energía del oleaje para conocer la variabilidad a lo largo de todo su espectro. Cabe resaltar, que a pesar de la gran variabilidad del potencial asociado a altas frecuencias, es capaz de contener en ciertos eventos gran energía.

Se puede apreciar que la longitud de onda asociada al swell se ve dominada por la batimetría en el Golfo, alcanzando valores entre 50 y 300 metros, permitiendo el posible uso de dispositivos de distintas escalas. Para la frecuencia alta (0,24 Hz) las longitudes de onda en juego son de hasta unos 25 metros lo cual, impone importantes limitaciones en los equipos que podrían utilizarse.

A partir de los análisis realizados, se puede visualizar que los datos medidos por el radar marino HF están respondiendo a ciertas variables que modulan el oleaje y esto nos podría acercar a una validación. Por eso parte de la línea de trabajo que se debería seguir desarrollando, es la validación y/o ajuste de las mediciones mediante el radar HF. Por otra parte se debería ampliar el análisis a otras frecuencias, considerando las que dentro de su espectro energético, puedan aportar de forma significativa. Se deben contemplar además comparaciones con modelos de oleaje, para comprender aquellas variables físicas que no han sido consideradas en este trabajo y que también

están interfiriendo en el comportamiento del oleaje alrededor de la Bahía.

Por todo lo anterior, el radar HF podría ser una herramienta muy útil y preferible ante instrumentos que miden in situ, ya que su aporte en los datos de energía espectral del oleaje sobre una amplia grilla espacial, nos puede entregar información específica y determinante a la hora de considerar la instalación de un recolector de esta energía de las olas en cierto sector de una bahía.

Bibliografía

[1] Alves J., M. L. Banner, I. R. Young, Revisiting the Pierson - Moskowitz asymptotic limits for fully developed wind waves", J. Phys. Oceanography, 33, 1301 - 1323, 2003.

[2] Barrick D. E., "First order theory abd abalysis of MF/HF/VHF scatter from the sea", IEEE Transactions on Antennas and Propagation. AP-20, 2-10, 1972.

[3] Chelton D. B., Effects of sampling error in statistical estimation", Deep Sea Res., 30, 1083-1101, 1983.

[4] Dobson E. B., F. M. Monaldo, Radar altimeter wave height measurements", Remote Sensing Techniques for Oceanographers, CRC Press, New York, 1996.

[5] Drennan W. M., K. K. Kahma, M. A. Donelan, "On momentum flux and velocity spectra over waves". Bound. Layer Meteor., 92, 489 - 515, 1999.

[6] Emery. W. J., R. E. Thomson, "Data Analysis Methods in Physical Oceanography", Pergamon, Elsevier, New York, 634 pp., 1998.

[7] Garreaud R. D., P. Aceituno, "Atmospheric Circulation and Climatic Variability", The Physical Geography of South America, Oxford University Press. Chapter 3, 2007.

[8] Grachev A., C. W. Fairall, "Upward momentum transfer in the marine boundary layer", J. Phys. Oceanography, 31, 1968-1711, 2001.

[9] Gurgel K. W., G. Antonischki, "Remote sensing of surface currents and waves by the radar WERA", Conference publication 439, 1997.

[10] Gurgel K. W. , G. Antonischki, H. Essen and T. Schlick, "Wellen radar for ocean remote sensing", Coastal engineering, 2000.

[11] Helzel T., M. Kniephoff, L. Petersen, "WERA, remote ocean sensing for current, wave and wind direction",2005.

[12] Holden G. J., L. R. Wyatt, “Extraction of sea state in shallow water using HF radar", IEEE Proceedings Radar Signal Processing 139, 175 - 181, 1992.

[13] Holthuijsen L. H., A. Herman, N. Booij, "Phase-decoupled refraction-diffraction for spectral wave models", Coastal Engineering 40, pp 291-305, Elsevier, 2003.

[14] Holthuijsen L. H., "Waves in oceanic and coastal waters", Cambridge University Press, 387 pp, 2007.

[15] Kinsman B., "Wind Waves". Prentice-Hall, 676 pp. Dover Phoenix Editions, 1965.

[16] Kirsty E. H., S. Belcher, P. Sullivan, “A Global Climatology of Wind–Wave Interaction”, Department of Meteorology, University of Reading, Reading, United Kingdom, 2010.

[17] Lipa B. J., D. E. Barrick, “Extraction of sea state from HF radar sea echo: mathematical theory and modeling", Radio science 21, 81-100, 1986.

[18] Livezey R. E., "The evaluation of forecasts". In: H. Von Storch and A. Navarra, eds., “Analysis of Climate Variability", Springer, 177-196, 1995.

[19] Longuet-Higgins M., “On the statistical distribution of the Heigths of sea waves", Journal of Marine Research, Vol. 11, pp. 246-266.

[20] North G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, F. J Moeng, "Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions". Monthly Weather Review, 110, 699-706, 1982.

[21] Ochi M. K., “Ocean waves, the stochastic approach". Cambridge, Ocean Technology series 6, 1998.

[22] Pierson W. J., G. Neumann , R. W. James, "Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics", Hydrogr. Publ. 603, U.S. Navy Hydrogr. Washington, DC, 1958.

[23] Pierson W. J., L. Moskowitz, “A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii". J. Geophys. Res.,Vol. 69 (24), 5181-5190, 1964.

[24] Snodgrass, F. E., G. W. Groves, K. F. Hasselmann, G. R. Miller, W. H. Munk, W. M. Powers, "Propagation of swell across the pacific". Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol 259, No. 1103, pp 431-497, 1966.

[25] Sorensen R. M., "Basic Coastal Engineering", Springer Science Bussines Media Inc., New York, 324 pp., 2006.

[26] Venegas S. A., "Statistics methods for signal detection in climate", DCESS, Report 2, pp. 96, 2001.

[27] Wilks D. S., "Stadistical methods in the atmospheric sciences, 2nd edn, Elsevier, Amsterdam, 627 pp., 2006.

[28] Wyatt L. R., "A relaxation method for integral inversion applied to HF Radar measurements of the ocean wave directional spectrum", Int. J. Remote Sens., Vol 11, 1481-1494, 1990.

[29] Wyatt L. R., "Limits to the inversion of HF radar backscatter for ocean wave Measurements", Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Volume 17, pp 1651-1665, 2000.

[30] Wyatt L. R., "Use of HF Radar for marine renewable applications", Oceans, 2012 - Yeosu, pp. 1-5, 21-24 May 2012.

[31] Young I.R., "Seasonal Variability Of The Global Ocean Wind And Wave Climate". International Journal of Climatology 19, 931 – 950, 1999.

[32] Young I.R., "Wind generated ocean waves". Elsevier ocean engineering book series, Volume 2, pp. 282, 1999.