

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Salinidad y circulación marina en la Terraza del Itata usando radares HF
marinos**

James Alexis Morales Lassalle

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Septiembre 2014

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**Salinidad y circulación marina en la Terraza del Itata usando radares HF
marinos**

James Alexis Morales Lassalle

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:

Dr. Dante Figueroa Martínez

Comisión:

Dr. Aldo Montecinos - Dr. Ali Belmadani - Dr. Oscar Pizarro



Septiembre 2014

Dedicatoria

Dedicado a todos quienes me acompañaron en este camino, a los que, aun viéndome decaído, no dudaron un segundo en que podría llegar a la meta. Con amor a ti Margarita y a ti Jimmy, más que todos, fueron los artífices de lo que soy y seré. Y en especial a mi amado sobrino y ahijado Benjamín, por ser nuestra alegría aun después de tu dolorosa partida.

Agradecimientos

A mis padres, Margarita y James. Sin ustedes nada de esto se hubiera gestado, nada de lo que soy, sería. A Marcelo y Viviana, por sus constantes oraciones y por hacerme reír cuando la situación se ponía difícil. A Don Benja, por que tu risa, tus gestos y tu amor, llenó de dicha mi corazón. A quienes formaron la Iglesia de la Comunidad Cristiana, sus oraciones fueron escuchadas. A Aldo Montecinos porque, a pesar de que no terminé siendo ADA, disfruté mucho los cursos del área, las salidas a terreno, el compañerismo. Por lo demás, muchos aspectos de mi formación profesional y conocimientos adquiridos fueron contigo como profesor. A Dante Figueroa, por su tiempo, paciencia, compromiso y su confianza en mí. Y porque más que un profesor eres un mentor, un amigo. Muchas gracias por compartir tu conocimiento y vivencias. A l@s ADAS del Dgeo: trabajar con ustedes le dio sentido a esta carrera. A mis amigos, de infancia y ahora, de colegio y universidad, por su apoyo y ánimo, siempre los tendré en mi corazón. A todos les prometo que el tiempo que me dedicaron no fue en vano. Además, hágase presente mi sincero agradecimiento: A Gonzalo Saldías, por facilitarme las imágenes satelitales que de mucho provecho fueron. Al SHOA de la Armada de Chile, por facilitar datos de nivel del mar. Al INPESCA, por facilitar datos de precipitación y viento. Al DGEO por formarme como un profesional, tanto en lo académico como en lo ético y social. Agradecimientos al proyecto FONDEF D03I-1104, gracias al cual se pudo recolectar la información de radares usadas en este trabajo.

Índice general

Lista de figuras	VII
Lista de tablas	XI
1. Introducción	1
2. Marco teórico	3
2.1. Teoría de radares	3
2.2. Herramientas de análisis	6
2.2.1. Análisis de Fourier	6
2.2.2. Análisis armónico de marea	8
2.2.3. Correlaciones cruzadas	11
3. Metodología	13
4. Resultados	17
4.1. Señal no aleatoria	17
4.2. Mecanismos tras la variabilidad de la potencia de retorno	18
4.3. Mecanismos dinámicos que modifican la salinidad del océano	19
4.3.1. Precipitación	20
4.3.2. Caudal del río Itata	20
4.3.3. Condiciones del terreno circundante	21
4.3.4. Advección de Salinidad	23
4.3.5. Desacople entre el forzamiento de las corrientes de marea y viento	24
4.3.6. Ciclo diario del viento y su efecto en las corrientes	28
4.3.7. Distribución espacial de la potencia de retorno	31
4.4. Variabilidad de la potencia de retorno por interacción entre la radiación emitida y las olas	33
5. Conclusiones	39
6. Discusión	41

Índice de figuras

- 2.1. Esquema de un arreglo de antenas WERA típico. A la izquierda se muestran las 4 antenas transmisoras (Tx) y a la derecha están las antenas receptoras (Rx). Esta configuración considera 12 antenas receptoras sin embargo el sistema puede trabajar también con 8 o 16. 4
- 2.2. Interacción de la radiación emitida por las antenas con longitud de onda de 2 veces la correspondiente a la distancia entre las crestas de las olas. 4
- 2.3. Ejemplo de un espectro de energía obtenido de la restrodispersión de las olas. El eje horizontal está centrado en la frecuencia de medición. Las líneas verticales indican la frecuencia de las olas que cumplen la condición de Bragg. Se puede observar que los picos de primer orden están desfasados a la derecha por lo que puede deducirse que las corrientes tienen dirección hacia el radar. El pico central se debe a que parte de la energía emitida llega directamente a las antenas receptoras, por lo tanto no hay desfase. 4
- 2.4. Esquema de una antena dipolo típica para un radar HF WERA. La estructura metálica tiene un largo de $\lambda/4$ y el plano a tierra es completado por cuerdas metálicas casi paralelas al suelo. 5
- 2.5. Corrientes superficiales en el fiordo Reloncaví. En el panel superior las corrientes y el ajuste mareal respectivo. En el panel inferior se observan las corrientes residuales, obtenidas luego de sustraer el ajuste mareal a la serie original. 11
- 3.1. Esquema de los motivos propuestos para la variación de la potencia de retorno. 13
- 3.2. A la izquierda se muestra la batimetría frente a las costas de la región del Biobío, es importante destacar la presencia de la plataforma continental, que se extiende hasta la cota de los 200m a unos 60km de las antenas. A la derecha el barrido de los radares en Achira e Itata para un día con alta cobertura. Además se observan los rayos centrales (bisectriz del barrido), el mareógrafo y los puntos de estudio **A** y **B**. 14

4.1. Potencia de retorno para la desembocadura del Itata (arriba) y Achira (abajo). En los recuadros rojos se aprecian ejemplos de períodos de variabilidad conjunta y en verde los días “Canónicos”.	18
4.2. Línea de costa frente a la Terraza del Itata. Sobre esta se encuentra dibujada la costa idealizada que se consideró para comparaciones entre puntos a distancia fijas de la costa. Las líneas que se adentran al océano corresponden a los ejes centrales de ambos radares.	18
4.3. Mecanismos propuestos a través de los cuales la salinidad del océano se modifica y eventualmente variaría la potencia de retorno.	19
4.18. Vientos promedios horarios (UTC) entre el 12/09 y 17/09	29
4.24. Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Achira y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 15/09 (arriba), 16/09 (medio) y 17/09 /abajo).	31
4.26. Comparación entre potencia de retorno para eventos con alto y bajo oleaje	34
4.28. Comparación entre altura de ola significativa promedio y potencia de retorno en 4 puntos. En el panel inferior se observa la rapidez del viento.	35
4.4. Comparación entre potencia de retorno (estandarizada) a una distancia radial común entre ambos radares a 5.7km (a) y 26.7km(b). Además se incluye un histograma de la precipitación en Talcahuano (c) y caudal medido y promedio del río Itata en Coelemu (d).	36
4.5. Transformada rápida de Fourier para la señal de potencia a 7, 20 y 30km de la costa.	37
4.6. Ajuste de marea para la potencia de retorno en el eje central de los barridos en Achira (azul) e Itata (rojo) a 7km (a), 20km (b) y 30km (c) de la costa. Se incluye además el ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano(d).	37
4.7. Factor de forma de Marea F, calculado para todo el eje central del barrido en Achira (azul) e Itata (rojo).	37
4.8. Imágenes satelitales del sensor MODIS-Aqua en la banda nLw555 para turbulencia en el océano entre el 12 y el 17 de septiembre de 2006. En Negro se aprecian los ejes centrales del barrido de cada radar. En magenta y verde se muestran los arcos tomados para analizar la distribución azimutal de la potencia de retorno (en Achira e Itata respectivamente).	37
4.9. Comparación entre rapidez del viento horaria (arriba) y corrientes superficiales en Achira (medio) e Itata (abajo) medidas con el radar (eje central).	37

4.10. Ejemplificación de la corriente radial medida por cada radar considerando un ciclo diario en el viento que además fuerza las corrientes superficiales en el mar. En el caso de Achira las corrientes serán nulas poco después del tiempo 1, dado que las corriente son perpendiculares al radar, luego son máximas (alejándose del radar) pasado el tiempo 2 y vuelven a anularse luego del tiempo 3. Finalmente son mínimas (acercándose al radar) entre el tiempo 4 y el 1. La misma idea se aplica para Itata. El resultado es un desfase de $1/4$ de ciclo (6 horas). 37

4.11. Diagrama que representa la combinación de datos radiales para construir el vector de velocidad completo. R_1 y R_2 son los radares, mientras P es el punto en común a observar. 37

4.12. Nivel del mar en estaciones ubicadas según leyenda. 37

4.13. Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d). 38

4.14. Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d) para el período 20/08 al 22/08. 38

4.15. Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d) para el período 02/09 al 04/09. 38

4.16. Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d) para el período 29/08 al 31/08. 38

4.17. Transformada rápida de Fourier aplicada a la rapidez del viento y a sus componentes zonal y meridional. 38

4.19. Hodógrafos para las corrientes superficiales de los puntos **A** (en la intersección de las bisectrices) y **B** (a 7km al SW del radar en Itata). 38

4.20. Imágenes satelitales del sensor MODIS-Aqua en la banda nLw555 para turbulencia en el océano entre el 12 y el 17 de septiembre de 2006. En Negro se aprecian los ejes centrales del barrido de cada radar. En magenta y verde se muestran los arcos tomados para analizar la distribución azimutal de la potencia de retorno (en Achira e Itata respectivamente). 38

4.21. Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Itata y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 12/09 (arriba), 13/09 (medio) y 14/09 /abajo). 38

4.22. Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Itata y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 15/09 (arriba), 16/09 (medio) y 17/09 /abajo). 38

Índice de tablas

4.1. Tabla de Correlaciones y desfases (en horas) en Achira	30
4.2. Tabla de Correlaciones y desfases (en horas) en Itata	30

Resumen

Debido a la importancia de conocer los niveles de salinidad en el océano, tanto en las áreas de química, biológica como geofísica, se propuso usar la variable de potencia de retorno de un radar marino HF WERA para estudiar los cambios de conductividad en el océano y por ende de la salinidad, en un enfoque inédito en el contexto de este tipo de instrumental. Para esto se realizaron comparaciones con distintas variables oceanográficas y/o meteorológicas en un intento por desarrollar una nueva metodología de análisis. La relación esperada es directa, esto es, al aumentar la salinidad (y por ende la conductividad) la atenuación de la señal disminuye y por ende aumenta la potencia de retorno. Los datos de radar fueron obtenidos de una campaña de mediciones entre el 20 de agosto y el 17 septiembre de 2006. Uno de los radares utilizados se encontraba en la localidad de Punta Achira (36.199°S , 72.863°W) y el otro en la desembocadura del río Itata (36.199°S , 72.821°W). Las primeras observaciones de la potencia de retorno muestran que ésta no es aleatoria pues ambos radares presentan patrones de variabilidad conjunta, aunque ambas mediciones son independientes. Establecido esto se propuso dos mecanismos a través de los cuales se esperó encontrar al forzante de la potencia de retorno: uno a través de procesos dinámicos o de mezcla que modifiquen la conductividad (y por ende salinidad) del medio y otro más bien ligado a la interacción electromagnética entre la radiación emitida y el oleaje. En términos de mezcla, las observaciones mostraron que la precipitación, ante la posibilidad de disolución del agua de mar superficial, no afecta de manera evidente a la potencia de retorno. Por otro lado, uno de los aspectos que pueden hacer variar la potencia son las condiciones del terreno circundante, el cual está determinado principalmente por la cercanía de las antenas al mar, aspecto que principalmente depende de las mareas. Sin embargo, las mareas fueron descartadas como forzante de la potencia al no existir una señal semidiurna importante en los datos de potencia. Señal que por cierto es muy fuerte en los datos de nivel del mar, por lo demás los ajuste mareales calculados a partir de la potencia indican incongruencias dentro de un mismo barrido para un mismo radar. Ahora bien, en el mismo contexto de procesos dinámicos, se propuso la posibilidad de advección de aguas con distintos niveles de salinidad. Los gradientes horizontales de salinidad (en superficie) que permitirían la advección, fueron verificados usando imágenes satelitales de turbidez del océano del sensor MODIS-Aqua en la

banda nlw-555. Los datos de corrientes superficiales (medidas con el radar) y de rapidez del viento (estación meteorológica en Talcahuano) muestran que existe una clara señal diurna, información apoyada en el cálculo de espectros de Fourier. De igual forma se confirmó la existencia de una clara señal diurna en la potencia de retorno, sin embargo, al realizar correlaciones cruzadas se muestra que el desfase asociado al viento y la potencia (viento delante) es de 1 hora, lo que hace imposible que la variabilidad de retorno medida se deba a la advección de salinidad, considerando la distancia que ha de recorrer el agua para forzar estos cambios. También se estudió la distribución azimutal de la potencia para el barrido del radar durante los instantes en que se tienen datos satelitales. Los resultados en el barrido de Itata indican una disminución de la potencia de retorno cuando un sector del abanico pasa sobre la pluma del río Itata, indicando que espacialmente es posible identificar mediante la potencia de retorno zonas de baja conductividad o bien salinidad. Sin embargo, el caso de Achira no es concluyente y no permite reforzar lo observado en el radar de Itata. Finalmente, respecto al segundo mecanismo propuesto para la variación de la potencia de retorno se estudió la energía del oleaje con frecuencia más cercana a la que cumple con la condición de Bragg. El oleaje con esta frecuencia es determinante respecto de la energía que el radar mide pues afecta a la superficie eficaz de dispersión, parámetro fundamental en la ecuación que define la potencia de retorno. Las comparaciones muestra una importante relación entre la potencia y el oleaje con correlaciones sobre 0.85 aislando eventos de algunos días de duración. Esto indica que la potencia obedece principalmente a cambios en el oleaje generados por el viento local.

Capítulo 1

Introducción

La salinidad en el océano es una variable muy importante pues es fundamental para la existencia de procesos biogeoquímicos determinando, por ejemplo, qué tipo de organismos existen en una determinada masa de agua. Por otro lado es un elemento clave en procesos físicos y dinámicos pues los gradientes de salinidad pueden ser usados como trazadores para verificar patrones de circulación en el océano. Además, la salinidad afecta las propiedades electromagnéticas del océano (a través de la conductividad), de modo que su concentración determina en buena medida el nivel de interacción entre el océano y sistemas de percepción remota como satélites activos o, en particular, radares marinos de alta frecuencia. Estos últimos funcionan en base a la emisión de una onda electromagnética que se dispersa en la superficie del océano, siendo la señal de retorno la capturada y analizada con el objetivo de, en este caso, extraer gran variedad de información oceanográfica. Considerando esto, suena razonable que la potencia de retorno medida por el radar permita obtener información sobre la conductividad del océano y a su vez del nivel de salinidad. La relación esperable implicaría que, dado un aumento (disminución) de la salinidad debiese verificarse un aumento (disminución) en la potencia de retorno. Para esto es necesario conocer qué procesos provocan estos cambios en salinidad y cómo estos pueden ser capturados por el radar.

Hipótesis

- Conociendo qué procesos y cómo intervienen en las variaciones de la potencia de retorno, es posible cuantificar la salinidad, o la variabilidad de ésta.

Objetivo principal

- Usar la variabilidad de la potencia de retorno del radar para determinar la salinidad en la superficie del océano, con aplicación a la Terraza del Itata.

Objetivos específicos

- Comprender la dinámica de las corrientes en superficie (primeros decímetros) asociada a las mareas y el viento y como esto afecta a la potencia de retorno a través de procesos de advección de salinidad.
- Comprender qué procesos físicos fuerzan la potencia de retorno.
- Proponer y probar métodos de análisis de los datos espaciales de potencia de retorno y asociarlos con la distribución espacial de salinidad.
- Manipulación, procesamiento y análisis de datos de salida del radar.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Teoría de radares

En el estudio del océano existen variadas técnicas e instrumental disponible, sin embargo, cuando se desea abarcar extensas áreas, simultaneamente, las alternativas disminuyen. En este sentido, una de las herramientas más desarrolladas es la teledetección satelital, sin embargo, cuando la zona de interés es cercana a la costa la información es escasa y no siempre confiable, sin considerar que la resolución temporal entrega a lo mucho 2 datos al día. En estos casos una excelente alternativa son los radares marinos de alta frecuencia (HF). Estos permiten el estudio del océano a una alta resolución espacio temporal (hasta 150 m radialmente y 33 s entre cada barrido) y abarcando grandes superficies (sobre 2000 km^2 bajo una configuración estándar). Estos sistemas de percepción remota habitualmente funcionan con dos antenas (o arreglos de antenas), una emisora y otra receptora (ver figura 2.1). Un radar marino HF emite una señal electromagnética con una longitud de onda del mismo orden que la longitud de onda típica para olas en el mar, es decir en el rango de las decenas de metros. La radiación, luego de incidir en la superficie del océano (oleaje) es retrodispersada y parte de su energía vuelve al punto de emisión (a la antena receptora). Cuando la distancia entre las olas es la mitad de la longitud de onda de la señal, la energía retrodispersada se ve potenciada. Este proceso es conocido como dispersión de Bragg y es una relación directa entre la distancia de las capas dispersoras (en este caso olas) y la longitud de onda de la radiación incidente. Este fenómeno, inicialmente observado en experimentos con capas cristalinas y rayos X (Bragg, 1913) se comprobó por primera vez en el océano en el estudio de Crombie (1955), donde las olas hacen la parte de las capas de dispersión (ver figura 2.2). Es por esta razón que la radiación emitida por los radares marinos habitualmente va desde los 4MHz a unos 40MHz, lo que implica una potenciación de la radiación dispersada con oleaje de longitud de onda entre 3.75m y 37.5m. En particular, para los radares con los que se tomaron las mediciones en este trabajo, se usó $f = 22,447\text{MHz}$. Con esto, la energía reflejada desde el océano,

asociada a olas de 6.5m, se verá potenciada, esto es $\lambda = c/f$, con $c \sim 3 \cdot 10^8 \frac{m}{s}$. Al recibir la antenna receptora la radiación retrodispersada, se obtiene un espectro de energía como el de la figura 2.3. En este se verifican dos picos levemente desfasados de la frecuencia de Bragg (lineas verticales) o, dicho de otra manera, de la frecuencia que maximiza la retrodispersión. Los picos, si el océano estuviese quieto, debiesen estar centrados exactamente en este punto, sin embargo no lo están debido a las corrientes superficiales y al efecto Doppler que se produce en la interacción de la radiación emitida y las olas. Estos picos son llamados “de primer orden”. La razón de por qué son dos picos y no solo uno se debe a que a pesar que las olas tienen una dirección en promedio definida, existen olas con la misma longitud de onda en la dirección contraria (Gurgel *et al.*, 1999a). Junto a estos se verifican picos de menor tamaño llamados de segundo orden, usados para extraer información de la altura de ola significativa y el espectro de energía del oleaje.

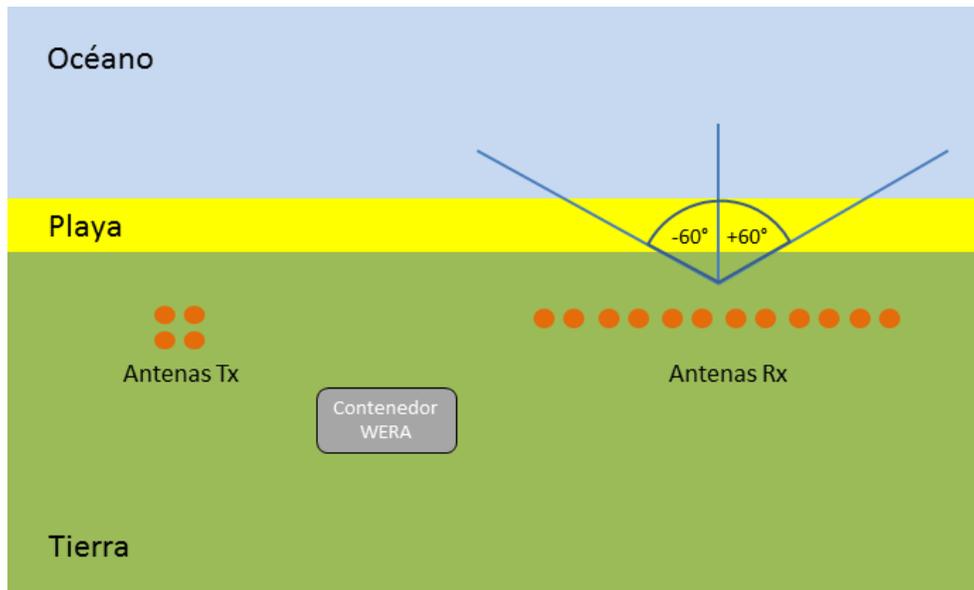


Figura 2.1: Esquema de un arreglo de antenas WERA típico. A la izquierda se muestran las 4 antenas transmisoras (Tx) y a la derecha están las antenas receptoras (Rx). Esta configuración considera 12 antenas receptoras sin embargo el sistema puede trabajar también con 8 o 16.

Respecto de las antenas utilizadas podemos señalar que corresponden al caso de un dipolo, con un largo de la mitad de la longitud de onda de la radiación en emisión. En este caso se suele utilizar un tubo metálico y, completando el dipolo, se utiliza un plano tierra que refleja la radiación emitida (ver figura 2.4). En este caso, la densidad de potencia ¹ promedio en el tiempo para campo lejano (cuando $r \gg l$, con r es la distancia al

¹Cantidad de potencia radiada por unidad de superficie en una dirección determinada

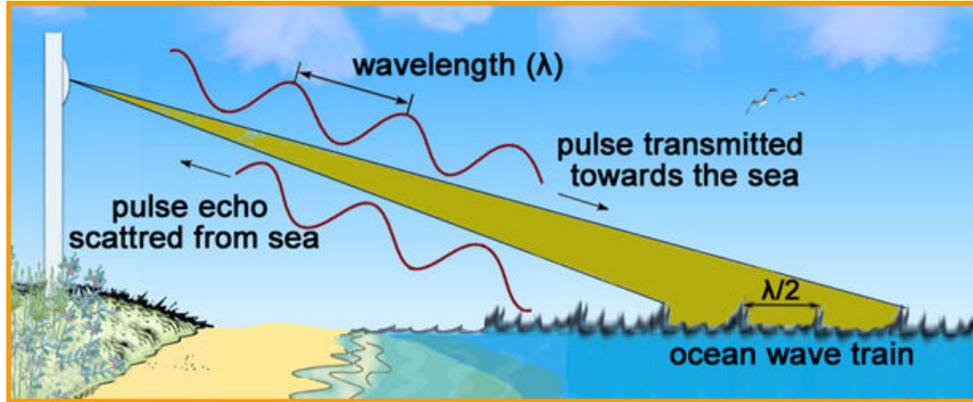


Figura 2.2: Interacción de la radiación emitida por las antenas con longitud de onda de 2 veces la correspondiente a la distancia entre las crestas de las olas.

punto observado y l la longitud del dipolo) es:

$$\Pi_{ave} = \frac{ZI_0^2 \cos^2 [(\pi/2) \cos \theta] \hat{r}}{8\pi^2 r^2 \sin^2 \theta} \quad (2.1)$$

donde Z es la impedancia en el medio (aire) e I_0 es la corriente eléctrica inducida externamente en el dipolo y ω es el ángulo sólido que describe el barrido o apertura angular.

Dado que estas ondas se transmiten a través de la superficie del agua siguiendo la curvatura del planeta son afectadas fuertemente por el medio de propagación, principalmente por el océano, aunque también por la atmósfera. La constante dieléctrica ϵ está dada por (Gurgel *et al.*, 1999b):

$$\epsilon = \begin{cases} 1, & \text{en la atmósfera} \\ 80 + \frac{i\sigma}{\epsilon_0\omega}, & \text{en el océano a altas frecuencias (HF)} \end{cases} \quad (2.2)$$

donde $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} \text{As/Vm}$ es la permitividad absoluta en el vacío, σ es la conductividad en el océano y ω es la frecuencia angular de la señal HF.

El efecto negativo que pueda tener el medio sobre la señal se conoce como atenuación. La conductividad por su parte depende de la salinidad y la temperatura ². Así, el campo eléctrico de nuestro dipolo vertical (figura 2.4) puede ser descrito como (Shen & Wen, 2010):

$$\Phi(\omega, r, t) = \frac{1}{r} A(\omega, \sigma, r) \exp \left[i\omega \left(\frac{r}{c} - t \right) \right] \quad (2.3)$$

²A pesar de que la temperatura también interviene en la conductividad del océano, esta variable no pudo ser estudiada por lo cual el estudio se centra en el efecto que tendría la salinidad sobre la señal de potencia.

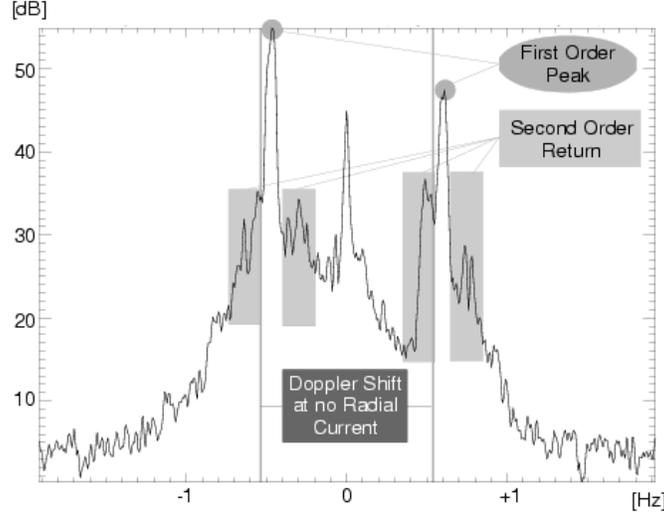


Figura 2.3: Ejemplo de un espectro de energía obtenido de la restrodispersión de las olas. El eje horizontal está centrado en la frecuencia de medición. Las líneas verticales indican la frecuencia de las olas que cumplen la condición de Bragg. Se puede observar que los picos de primer orden están desfasados a la derecha por lo que puede deducirse que las corrientes tienen dirección hacia el radar. El pico central se debe a que parte de la energía emitida llega directamente a las antenas receptoras, por lo tanto no hay desfase.

donde t es el tiempo, c es la velocidad de la luz y A la atenuación, la que a su vez se calcula como:

$$A(\omega, \sigma, r) = \left(\frac{i\mu_0\omega I(\omega)dl}{2\pi} \right) [1 - i\sqrt{\pi}\sqrt{p}\exp^{-p}\operatorname{erfc}(i\sqrt{p})] \quad (2.4)$$

con μ_0 como la permeabilidad, $p = \left(\frac{kr}{2}\right) \left(\frac{\epsilon_0\omega}{\sigma}\right)$ y k es el número de onda.

Cuando las ondas de radio son dispersadas por las olas, la potencia de retorno puede calcularse de la siguiente forma (Shen & Wen, 2010):

$$P_R = \frac{P_T G_T G_R A^4(\omega, \sigma, r) \lambda_r^2 \zeta \Delta d \Delta \theta}{4\pi^3 r^3} \quad (2.5)$$

siendo P_R y P_T la potencia recibida y transmitida respectivamente, λ es la longitud de onda de la radiación emitida, G_T y G_R son las ganancias asociadas a las antenas emisoras y receptoras, $A(\omega, \sigma, r)$ es el factor de atenuación, ζ es la sección eficaz de dispersión, Δd y $\Delta\theta$ son el rango y apertura angular del barrido del radar. Otra versión de la ecuación 2.5, que incluye los efectos de ruido externo e interno en el sistema, y se expresa como la razón entre la potencia de retorno y el ruido asociado, llamada SNR o Signal-to-Noise Ratio, la cual se describe como (Meadows *et al.*, 2013):

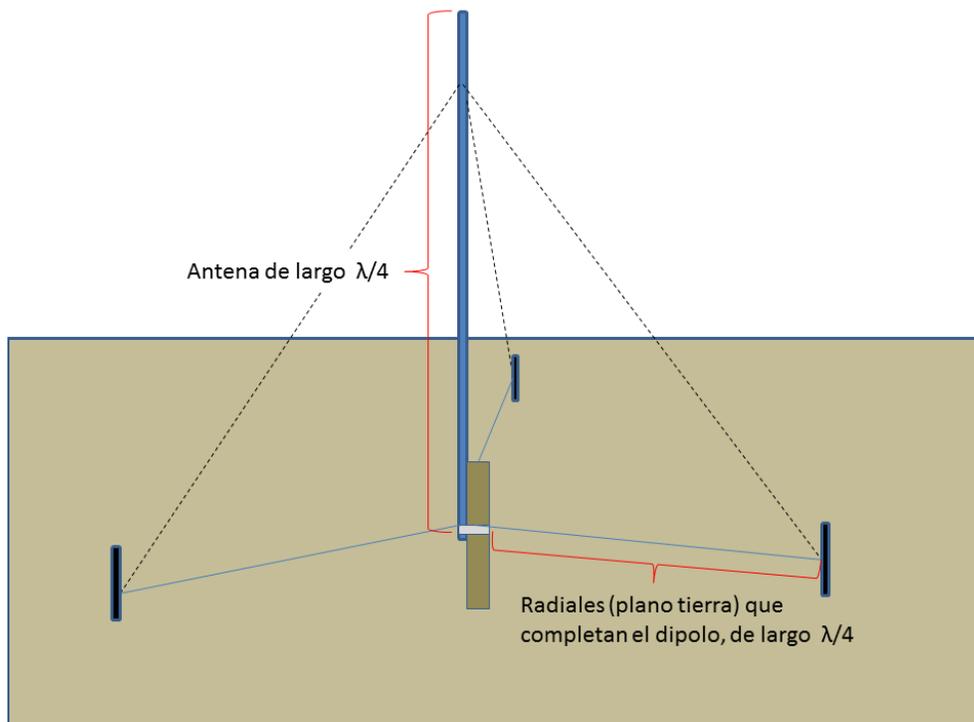


Figura 2.4: Esquema de una antena dipolo típica para un radar HF WERA. La estructura metálica tiene un largo de $\lambda/4$ y el plano a tierra es completado por cuerdas metálicas casi paralelas al suelo.

$$SNR = \frac{P_T G_T D_R A^4(d) \lambda_r^2 \zeta \tau}{(4\pi)^3 R^4 k T F_a} \quad (2.6)$$

donde kT es la densidad espectral de ruido térmico ($4 \times 10^{-21} W/Hz$), F_a es el factor en el cual el ruido externo excede el ruido interno recibido, D_R es la directividad de la antena receptora y τ es el coherent FFT processing time.

2.2. Herramientas de análisis

2.2.1. Análisis de Fourier

La teoría de Joseph Fourier (o simplemente Fourier) señala que es posible reconstruir (o descomponer) una señal $y(t)$ mediante una combinación lineal de senos y cosenos de la forma:

$$y(t) = \overline{y(t)} + \sum_p [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \sin(\omega_p t)] \quad (2.7)$$

Las sumatorias en la ecuación 2.7 también son conocidas como series de Fourier, donde $\overline{y(t)}$ es el valor promedio de la señal, A_p y B_p son llamados coeficientes de Fourier, ω_p es la frecuencia angular tal que

$$\omega_p = 2\pi f_p = 2\pi p f_1 = 2\pi p/T \quad p = 1, 2, \dots \quad (2.8)$$

con T es el largo total de la serie. Para cada serie con frecuencia específica f_p podemos calcular los coeficientes A_p y B_p y así identificar el aporte de cada señal a la serie en su totalidad. A lo largo de este informe nos será de gran utilidad conocer la contribución en energía de cada señal y así estimar el correspondiente espectro de energía.

La ecuación 2.7 puede ser descrita igualmente como:

$$y(t) = \frac{1}{2}A_0 + \sum_{p=1}^{\infty} [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \sin(\omega_p t)] \quad (2.9)$$

o bien en función de su fase ω_p y amplitud C_p en una forma compacta:

$$y(t) = \frac{1}{2}C_0 + \sum_{p=1}^{\infty} C_p \cos(\omega_p t - \Omega_p) \quad (2.10)$$

para la cual la p -ésima componente es:

$$C_p = (A_p^2 + B_p^2)^{1/2}, p = 0, 1, 2, \dots \quad (2.11)$$

$$C_0 = A_0 \quad (2.12)$$

$$B_0 = 0 \quad (2.13)$$

y Ω_p es:

$$\Theta_p = \tan^{-1} \left(\frac{B_p}{A_p} \right), p = 1, 2, \dots \quad (2.14)$$

Así, para determinar la distribución total de energía de la serie $y(t)$ necesitamos encontrar su transformada de Fourier, es decir, determinar los coeficientes A_p y B_p o bien la amplitud C_p y la fase ω_p . Ahora bien, considerando el criterio de Nyquist para la reconstrucción de una serie (el máximo periodo que puede describir a una señal finita es $T/2$ donde T es el largo de la serie) y, suponiendo que hemos removido la tendencia de la serie, la correspondiente serie de Fourier de largo finito con N valores en los tiempos $t_n = t_1, t_2, \dots, t_N$ (con $T_N = T$) es:

$$y(t_n) = \frac{1}{2}A_0 + \sum_{p=1}^{N/2} [A_p \cos(\omega_p t_n) + B_p \sin(\omega_p t_n)] \quad (2.15)$$

Entonces, si usamos $t_n = n\Delta t$ junto con 2.13 y 2.14, tendremos una expresión para series de Fourier discretas de la forma:

$$\begin{aligned} y(t_n) &= \frac{1}{2}A_0 + \sum_{p=1}^{N/2} [A_p \cos\left(\frac{2\pi pn}{N}\right) + B_p \sin\left(\frac{2\pi pn}{N}\right)] \\ &= \frac{1}{2}C_0 + \sum_{p=1}^{N/2} C_p \cos\left[\left(\frac{2\pi pn}{N}\right) - \Theta_p\right] \end{aligned} \quad (2.16)$$

donde $\frac{1}{2}A_0 = \frac{1}{2}C_0$ es el valor promedio de la serie.

En este sentido los coeficientes A_p , $A_{(N/2)}$ y B_p se determinan como:

$$\begin{aligned} A_p &= \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n \cos\left(\frac{2\pi pn}{N}\right), p = 0, 1, 2, \dots, \frac{N}{2} \\ A_{\frac{N}{2}} &= \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N y_n \cos(n\pi) \\ B_p &= \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n \sin\left(\frac{2\pi pn}{N}\right), p = 1, 2, \dots, \frac{N}{2} - 1 \end{aligned}$$

2.2.2. Análisis armónico de marea

En estudios de series de tiempo para frecuencias específicas no se suele usar el análisis de Fourier dado que ello implica la discriminación de frecuencias igualmente espaciadas y que son múltiplos enteros de una frecuencia fundamental f_1 hasta la máxima frecuencia resoluble $f_N =$ frecuencia de Nyquist. Es por esto que para el estudio de las componentes mareales, que dependen de fuerzas astronómicas y por lo tanto están completamente definidas, se realiza entonces un análisis armónico para frecuencias asociadas a mareas, aplicando un ajuste por mínimos cuadrados para resolverlo. Una vez calculados los coeficientes y fases, es posible reconstruir la serie original de marea. Por supuesto la posibilidad de extraer las distintas componentes mareales de una serie de tiempo depende del total N de observaciones con las que se cuente. De esta manera la señal de marea puede ser expresada como:

$$x(t_n) = \bar{x} + \sum_{q=1}^M C_q \cos(2\pi f_q t_n - \phi_q) + x_r(t_n) \quad (2.17)$$

donde M es el número de constituyentes armónicas resolubles, \bar{x} el valor medio de la serie, x_r es la parte residual de la serie, $t_n = n\Delta t$ y C_q, f_q, ϕ_q son la amplitud, frecuencia y fase para la q -ésima componente mareal. La ecuación 2.17 también puede representarse como:

$$x(t_n) = \bar{x} + \sum_{q=1}^M [A_q \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \sin(2\pi f_q t_n)] + x_r(t_n) \quad (2.18)$$

en función de los coeficientes A_q y B_q , donde:

$$C_q = (A_q^2 + B_q^2)^{\frac{1}{2}} \quad \phi_q = \tan^{-1} \left(\frac{B_q}{A_q} \right) \quad q = 1, 2, \dots, M \quad (2.19)$$

En el sentido del análisis por mínimos cuadrados, se debe minimizar la varianza e^2 del residuo, donde:

$$e^2 = \sum_{n=1}^N x_r^2(t_n) = \sum_{n=1}^N \left\{ x(t_n) - \left[\bar{x} + \sum_{q=1}^M M(t_n) \right] \right\}^2 \quad (2.20)$$

de la cual $\sum M$:

$$\begin{aligned} \sum_{q=1}^M M(t_n) &= \sum_{q=1}^M [A_q \cos(2\pi f_q t_n) + B_q \sin(2\pi f_q t_n)] \\ &= \sum_{q=1}^M \left[A_q \cos \left(\frac{2\pi qn}{N} \right) + B_q \sin \left(\frac{2\pi qn}{N} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.21)$$

Luego, tomando la derivada parcial de ecuación 2.20 respecto de los coeficientes A_q y B_q e igualando a 0 obtenemos:

$$\frac{\partial e^2}{\partial A_q} = 0 = 2 \sum_{n=1}^N \left\{ \left[x_n - \left(\bar{x} + \sum M \right) \right] \left[-\cos \left(\frac{2\pi qn}{N} \right) \right] \right\}, q = 0, \dots, M \quad (2.22)$$

$$\frac{\partial e^2}{\partial B_q} = 0 = 2 \sum_{n=1}^N \left\{ \left[x_n - \left(\bar{x} + \sum M \right) \right] \left[-\sin \left(\frac{2\pi qn}{N} \right) \right] \right\}, q = 1, \dots, M \quad (2.23)$$

lo que nos entrega $2M+1$ ecuaciones para $M+1$ constituyentes (sistema sobredeterminado). Esto nos lleva a resolver un sistema matricial del tipo $\mathbf{Dz}=\mathbf{y}$, donde \mathbf{D} es una matriz de $(M+1) \times (M+1)$ elementos que involucra los términos asociados a senos y cosenos, \mathbf{y} es un vector columna que incluye las sumatorias sobre las series (ecuación 2.28) y \mathbf{z} es un vector columna que contiene los coeficientes A_q y B_q . Lo que sigue es invertir la matriz:

$$z = D^{-1}y \quad (2.24)$$

donde D^{-1} es el inverso de la matriz

$$D = \begin{pmatrix} N & c_1 & c_2 & \dots & c_M & s_1 & s_2 & \dots & s_M \\ c_1 & cc_{11} & cc_{12} & \dots & cc_{1M} & cs_{11} & cs_{12} & \dots & cs_{1M} \\ \dots & \dots \\ c_M & cc_{M1} & cc_{M2} & \dots & cc_{MM} & cs_{M1} & cs_{M2} & \dots & cs_{MM} \\ \dots & \dots \\ s_1 & sc_{11} & sc_{12} & \dots & sc_{1M} & ss_{11} & ss_{12} & \dots & ss_{1M} \\ s_2 & sc_{21} & sc_{22} & \dots & sc_{2M} & ss_{21} & ss_{22} & \dots & ss_{2M} \\ \dots & \dots \\ s_M & sc_{M1} & sc_{M2} & \dots & sc_{MM} & ss_{M1} & ss_{M2} & \dots & ss_{MM} \end{pmatrix} \quad (2.25)$$

y los vectores columna:

$$y = \begin{pmatrix} yc_0 \\ yc_1 \\ \dots \\ yc_M \\ ys_1 \\ \dots \\ ys_M \end{pmatrix} \quad z = \begin{pmatrix} A_0 \\ A_1 \\ \dots \\ A_M \\ B_1 \\ \dots \\ B_M \end{pmatrix} \quad (2.26)$$

Los elementos en \mathbf{z} nos entregan los coeficientes A_q y B_q para cada armónico.

Para resolver este sistema de ecuaciones es más fácil plantearse las siguientes sumatorias en base a lo señalado en Emery & Thomson (2001) y reemplazando los tiempos de \mathbf{D} , $t_n = n\delta t$ y usando $\alpha_k = f_k T$, $\alpha_j = f_j T$, donde f_k y f_j son unidades de frecuencia de δt^{-1} :

$$\begin{aligned} c_k &= \sum_{n=1}^N \cos\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right), & s_k &= \sum_{n=1}^N \sin\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right) \\ cc_{kj} = cc_{jk} &= \sum_{n=1}^N \left[\cos\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right) \cos\left(\frac{2\pi\alpha_j n}{N}\right) \right] \\ ss_{kj} = ss_{jk} &= \sum_{n=1}^N \left[\sin\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right) \sin\left(\frac{2\pi\alpha_j n}{N}\right) \right] \\ cs_{kj} = sc_{jk} &= \sum_{n=1}^N \left[\cos\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right) \sin\left(\frac{2\pi\alpha_j n}{N}\right) \right] \end{aligned} \quad (2.27)$$

donde $\frac{\alpha_k n}{N} = \left(\frac{\alpha_k}{N\Delta t}\right) (n\Delta t)$ y los elementos de \mathbf{y} son:

$$\begin{aligned}
 y_{c_k} &= \sum_{n=1}^N x_n \cos\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right) \\
 y_{s_k} &= \sum_{n=1}^N x_n \sin\left(\frac{2\pi\alpha_k n}{N}\right)
 \end{aligned}
 \tag{2.28}$$

En figura 2.5, en el panel superior, se aprecia una serie de tiempo de corrientes radiales superficiales obtenida por un radar HF WERA en el fiordo Reloncaví, Región de los Lagos, junto con su correspondiente ajuste mareal. En el panel inferior se observa la serie luego de quitar el efecto de las mareas (detiding) usando el método de análisis armónico numérico, según Pawlowicz *et al.* (2002).

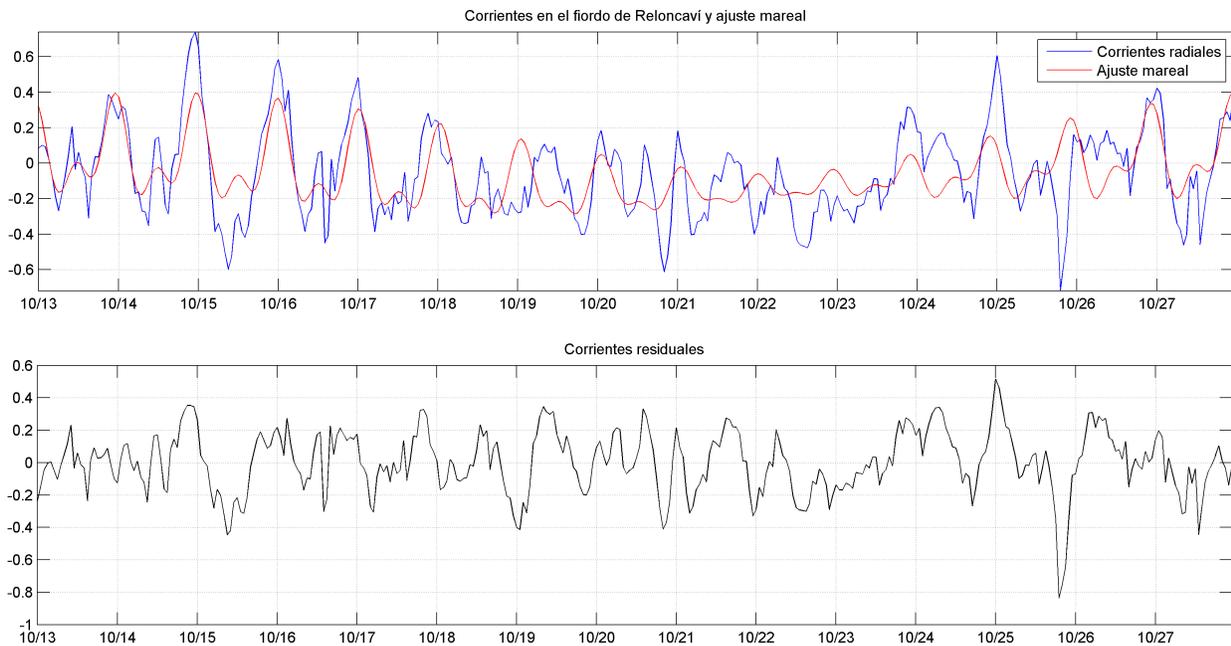


Figura 2.5: Corrientes superficiales en el fiordo Reloncaví. En el panel superior las corrientes y el ajuste mareal respectivo. En el panel inferior se observan las corrientes residuales, obtenidas luego de sustraer el ajuste mareal a la serie original.

2.2.3. Correlaciones cruzadas

Como se verá en el desarrollo de este informe, será importante discutir el forzamiento de la potencia de retorno comparando esta señal con variables como las mareas, corrientes superficiales y el viento, tanto en el grado de correlación como en el desfase entre ambas series. En este sentido la aplicación de correlaciones cruzadas nos permitirá estudiar la covariabilidad de dos series desfasadas en el tiempo τ . Así, para dos series de tiempo $x(t)$ y $y(t + \tau)$ se tiene que, la función de correlación es:

$$R_{xy}(\tau) = E[y(t)x(t + \tau)] = \frac{1}{N - k} \sum_{i=1}^{N-k} y_i x_{i+k} \quad (2.29)$$

donde $E[y(t)]$ es el valor esperado con $E[|y(t)|] < \infty$ y $\tau = \tau_k = k\Delta t$ ($k = 0, \dots, M$) es el desfase para k incrementos muestrales constantes Δt y $M \ll N$.

Cabe señalar que estas funciones son solo estimadores y solo tienen sentido si junto con la relación en sí existe un mecanismo físico que enlace ambas series y explique su covariabilidad.

Capítulo 3

Metodología

La hipótesis en la que se sustenta este informe es la posibilidad de cuantificar la salinidad (o las variaciones relativas de la salinidad) en el océano tomando como base la variabilidad de la potencia de retorno de la radiación emitida por los radares. Por esto es clave comprender el concepto de potencia, especialmente para entender qué factores intervienen en su variabilidad. En Gurgel *et al.* (1999b) se describe la potencia de retorno como “...la potencia de ambos peaks de primer orden y es un promedio para todos los rayos entre -60° y $+60^\circ$ a lo largo del barrido de las antenas.”, en referencia al espectro de energía que calcula el radar luego de recibir de regreso la radiación emitida y al abanico de medición en un radar marino WERA. Sin embargo, para tener una definición más práctica que describa las variables involucradas debemos recurrir a Shen & Wen (2010) quienes presentan explícitamente una expresión para el eco recibido (ver ecuación 2.5) o bien la versión según Meadows *et al.* (2013) que incluye el ruido interno en el sistema y otras variables mencionadas en la ecuación 2.6. En estas ecuaciones vemos la dependencia de la potencia de retorno en base a dos aspectos principales, en primer lugar debido a la atenuación de la señal, la que según la ecuación 2.4 depende de la conductividad del medio. En este sentido cabe considerar procesos que puedan modificar esta propiedad en el océano, en particular por procesos de mezcla y de advección de salinidad. En segundo lugar debemos tomar en cuenta la sección eficaz de dispersión que depende básicamente de la interacción electromagnética entre la señal emitida y el mar. Ambas opciones son la base de este estudio y están resumidas en la figura 3.1.

Para estudiar ambos aspectos se utilizaron datos correspondientes a la campaña de radares HF WERA ejecutada en el marco del proyecto FONDEF D03I-1104. Los radares estaban ubicados en la zona de la Terraza del Itata, Región del Biobío. Uno de ellos se ubicó en la desembocadura del río Itata en las coordenadas 36.370°S , 72.863°W y otro en Punta Achira en 36.199°S , 72.821°W (ver figura 3.2), desde ahora solo mencionados como radar Achira e Itata respectivamente. El análisis se centró en el período más largo que tuviese datos continuos, de esta manera los días a considerar van entre el 12 agosto al 17 de septiembre (incluido) de 2006 para el radar

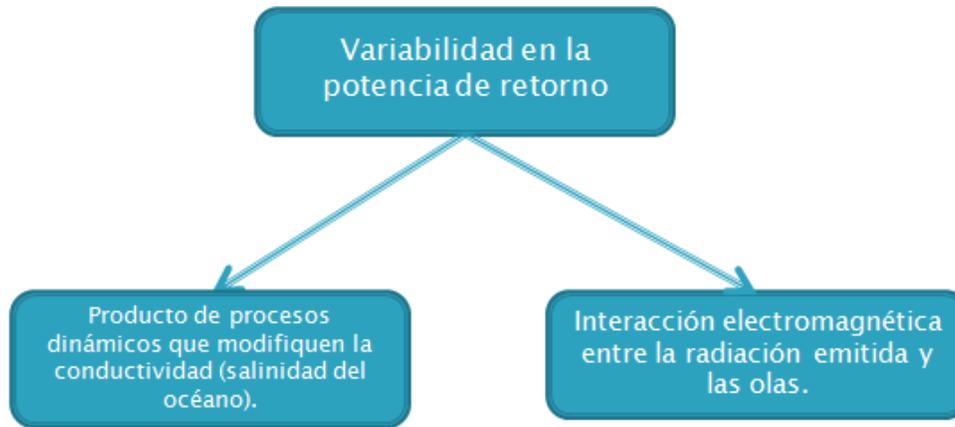


Figura 3.1: Esquema de los motivos propuestos para la variación de la potencia de retorno.

en Achira y entre el 20 de agosto al 17 de septiembre (incluido) de 2006 para el radar en la desembocadura del Itata (29 días). La resolución temporal y espacial (radial) es de 30 minutos y 600 metros respectivamente. Los barridos tienen una resolución y rango azimutal de $\pm 4^\circ$ y $\pm 60^\circ$ respectivamente. La superficie que cubre el barrido va desde los 1200km^2 a 3600km^2 . Las variables a usar, extraídas directamente de las mediciones de ambos radares son: potencia de retorno, altura de ola significativa y corrientes superficiales. Cabe señalar, respecto del concepto de corrientes superficiales que, a pesar que en la literatura esta puede ser ambigua, en lo que respecta a los estudios con radares HF, corrientes superficiales hace referencia solo a lo que ocurre en los primeros decímetros de la columna de agua. Esto es clave en análisis posteriores donde se comparan estas corrientes con las que eventualmente producirían las mareas. En la figura 3.2, a la izquierda, se observa la batimetría de la zona donde destaca la plataforma continental frente a la región del Biobío hasta la cota de los 200 metros, y a la derecha un ejemplo del barrido del radar en un instante de alta cobertura.

Un aspecto importante a señalar es que, si bien en un principio se utiliza todo el período para realizar las observaciones, se determinó que al comparar la potencia de retorno, corrientes, viento y nivel del mar es necesario establecer una base comprensiva en un período con condiciones meteorológicas más simples o regulares, esto de manera de conocer al menos una condición normal dentro del período a estudiar. Por supuesto, es imposible definir en un contexto amplio lo que correspondería a una condición “normal”, sin embargo no es la intención. En la elección de estos días se consideraron variables como: variabilidad de la potencia de retorno, corrientes superficiales, velocidad y dirección del viento y precipitación. Estos días fueron llamados “Días Canónicos” y cubren los últimos 6 días comunes en los datos, entre el 12/09 y el 17/09. Evidentemente se señala es cada sección si se está utilizando el período completo o bien el período canónico.

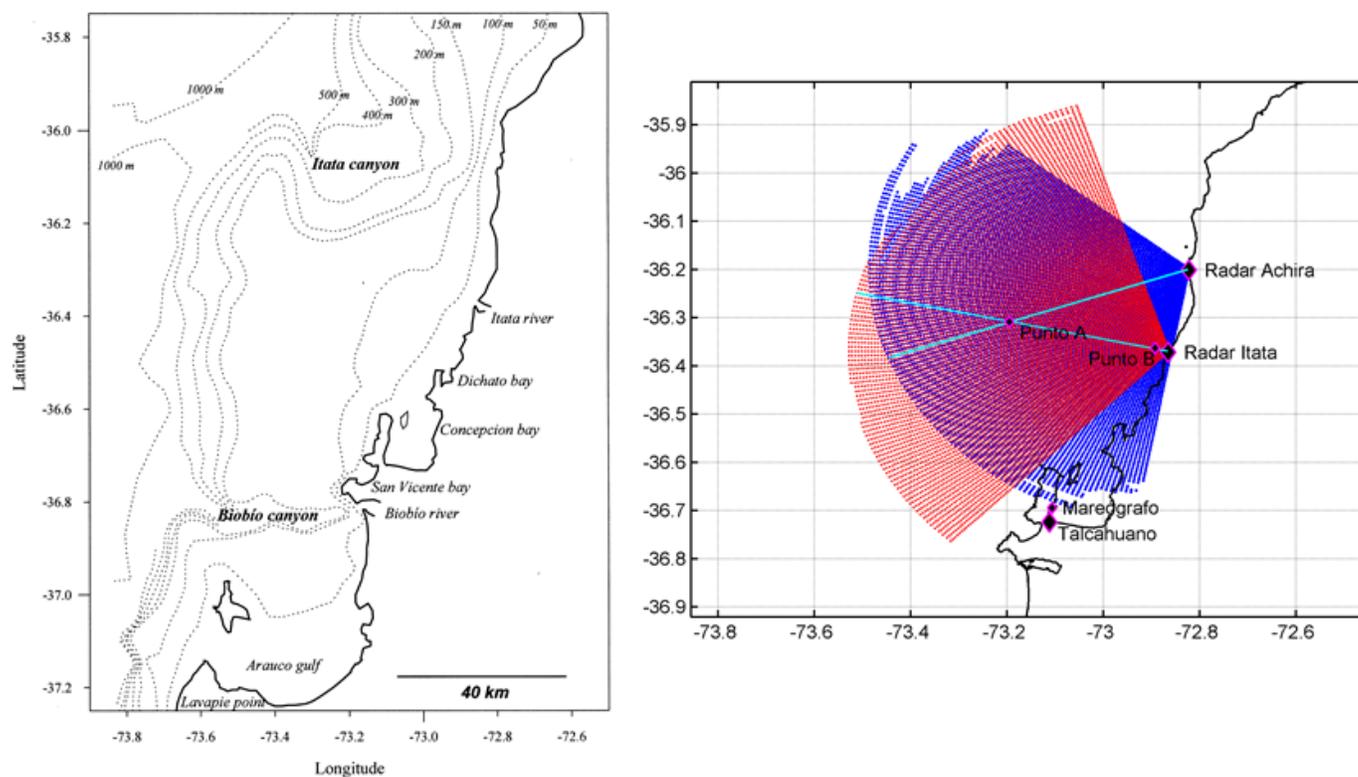


Figura 3.2: A la izquierda se muestra la batimetría frente a las costas de la región del Biobío, es importante destacar la presencia de la plataforma continental, que se extiende hasta la cota de los 200m a unos 60km de las antenas. A la derecha el barrido de los radares en Achira e Itata para un día con alta cobertura. Además se observan los rayos centrales (bisectriz del barrido), el mareógrafo y los puntos de estudio **A** y **B**.

Para la comparación con variables hidrometeorológicas se cuenta con datos de dirección y velocidad del viento cada 1 hora en una estación meteorológica en el aeropuerto Carriel Sur, Talcahuano, Región del Biobío. Junto con esto se usó datos de precipitación del INPESCA ¹, también en Talcahuano. Cabe señalar que la estación meteorológica se encuentra a unos 45kms al SW de Itata y 65km al SW de Achira y no existe información más cercana a los equipos. Información diaria del caudal del río Itata obtenida a través de la DGA ² también fue utilizada. Además, para propósitos de comparación con la potencia de retorno del radar y, en particular, con corrientes superficiales, se utilizan datos de nivel del mar, obtenidos a través del SHOA ³ de la Armada de Chile. Estos datos cuentan con una resolución temporal de 2 minutos y la estación se encuentra ubicada en 33.6953 °S, 73.1061°W en la Bahía Concepción. Con el objetivo de estudiar la variabilidad espacial de la potencia de

¹Instituto de Investigación Científica Aplicada a las Pesquerías y el Medio Ambiente

²Dirección General de Aguas

³Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada

retorno y su asociación con la salinidad, para lo cual se cuenta con imágenes satelitales de color del océano del sensor MODIS-Aqua para la banda nLw555 (normalized water-leaving radiance at 555 nm), para turbidez de la superficie del agua, la que a su vez se encuentra bien correlacionada con salinidad (Saldias *et al.* (2012) ; Suh *et al.* (2002); Nezhin & DiGiacomo (2005)). Es necesario señalar que el enfoque del presente estudio es novedoso y no existe literatura asociada referente al tema, por lo que algunos métodos de comparación, en particular en la sección donde se utilizan las imágenes satelitales, fueron ideados por el autor.

Capítulo 4

Resultados

La primera etapa de este trabajo fue manipular la gran cantidad de información con la que se cuenta, esto porque a pesar de que se usaron “solo” 37 días corridos de datos de radar (en el caso de Achira), cada barrido contiene al menos 7000 puntos de medición independientes. Producto de esto se genera una enorme cantidad de datos que requieren luego un reordenamiento. Esto es necesario para automatizar la lectura y procesamiento de los datos, en especial porque buena parte de las observaciones se realiza en un área o punto en particular. Por ejemplo, en la sección 4.1 se extraen los puntos pertenecientes al eje central de cada radar (ver figura 3.2). El objetivo en esta parte del estudio fue básicamente llevar toda la data a una matriz cuadrada de la forma $P(r,\theta)$, donde r indica la distancia radial del radar al punto P con cierto ángulo θ .

4.1. Señal no aleatoria

Es importante discutir la variabilidad propia de la señal de potencia. Esto es, definir si esta se comporta de manera aleatoria, lo que anularía cualquier posibilidad de realizar el estudio, o bien de manera que existen señales y frecuencias bien definidas y asociables a otras variables meteorológicas y oceanográficas o bien directamente de la interacción electromagnética entre la radiación y el océano. En la figura 4.1 se observan las potencias de retorno correspondientes a Achira (arriba) e Itata (abajo) para el rayo central de cada barrido (ver figura 3.2). Es posible apreciar comportamiento no aleatorio en ambas señales, pero especialmente en el barrido en Itata. Un aspecto de variabilidad común es lo que se observa entre el 23/08 y el 27/08 respecto del alcance máximo en la señal. En ambos casos esta se registra una oscilación en el rango de la señal, que por cierto se encuentra en fase. Por otro lado se destaca lo que sucede el 25 de agosto, cercano a las 22 UTC (en figura 4.1 indicado por un rectángulo rojo). La potencia en Itata comienza a aumentar y ya para las 6 UTC del 26 de agosto experimenta un brusco incremento en el lapso de 1 hora. Esto se registra a partir de unos 5 km del radar en

Itata. Ahora bien, de ser un fenómeno aislado y propio del error asociado al sistema o bien atribuible a otras fuentes de ruido, este aumento brusco no debiese ser observado en Achira, o al menos no para ese momento y con esas características en especial. Sin embargo, es visible en Achira a partir de 30 km del radar. La explicación de la diferencia entre las distancias a las que es posible detectar esta variación puede ser espacial, es decir, un evento localizado en el océano más cerca de Itata que Achira. Esto considerando la inclinación de ambos barridos, lo que implica que el rayo proveniente de Itata se adentra al océano más rápido que el de Achira (ver figura 3.2). Esto se refleja en los ejes verticales en cada una de las figuras, pues están en base a la distancia a una costa idealizada tal como se aprecia en figura 4.2. En ambos radares, el tiempo de inicio es similar y las características del evento también, es decir, tarda más o menos 1 hora en aumentar bruscamente la señal, para luego mantenerse relativamente estable.

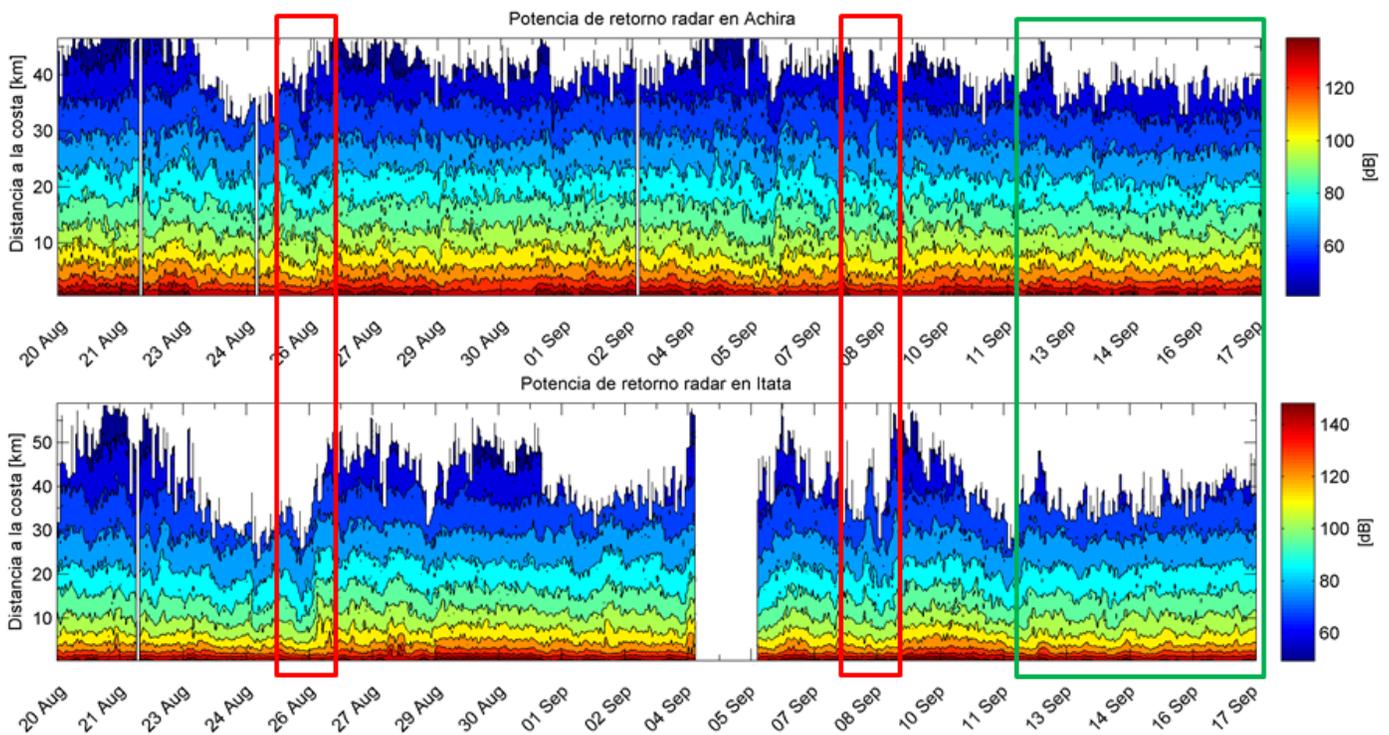


Figura 4.1: Potencia de retorno para la desembocadura del Itata (arriba) y Achira (abajo). En los recuadros rojos se aprecian ejemplos de períodos de variabilidad conjunta y en verde los días “Canónicos”.

Además de esto, previo al evento descrito anteriormente, es visible una clara oscilación en la señal, a partir de los 7km de distancia al radar en Itata y unos 15km en el caso de Achira. Otros peaks comunes entre Achira e Itata son visibles el 8 de septiembre a las 16 UTC (indicado con un recuadro rojo en figura 4.1) o el descenso el 22 de agosto a las 8 UTC. Con esto se muestra que la señal de potencia de retorno no es aleatoria, pues ambos

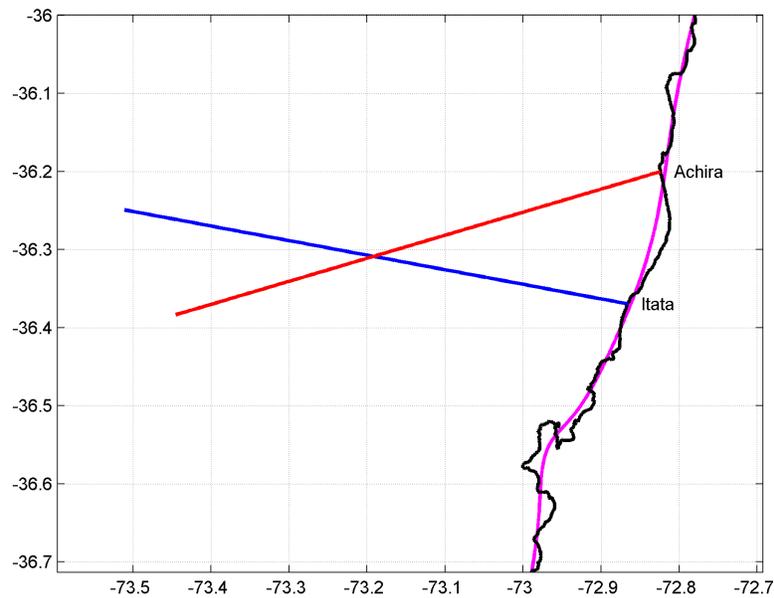


Figura 4.2: Línea de costa frente a la Terraza del Itata. Sobre esta se encuentra dibujada la costa idealizada que se consideró para comparaciones entre puntos a distancia fijas de la costa. La líneas que se adentran al océano corresponden a los ejes centrales de ambos radares.

radars (independientes entre sí) muestran patrones comunes de variabilidad. En análisis posteriores se verifica esta afirmación al realizar comparaciones directas con otras variables.

4.2. Mecanismos tras la variabilidad de la potencia de retorno

Habiéndose demostrado la variabilidad no azarosa de la potencia de retorno es necesario establecer mecanismos a través de los cuales pudiesen ser forzados estos cambios. En primera instancia no podemos asegurar que las variaciones en la salinidad (o conductividad) se traduzcan en efectos notorios en la potencia por lo que se proponen dos mecanismos forzantes. En la figura 3.1 se propone un mecanismo dinámico para explicar las variaciones en la potencia, haciendo referencia explícitamente a fenómenos que modifiquen la concentración de sal en el océano y que por ende sea afectada la conductividad, como por ejemplo advección de salinidad o mezcla con agua dulce. Un segundo mecanismo es presentado y pone énfasis en la interacción entre la onda electromagnética emitida y la superficies del océano. En este caso el elemento fundamental es la sección eficaz de dispersión, la cual a su vez depende básicamente de la existencia de olas que cumplen con la condición de Bragg,

aunque también es afectada por fenómenos de shadowing y formación de espuma (ver sección 4.4), cuando el oleaje es muy intenso.

4.3. Mecanismos dinámicos que modifican la salinidad del océano

Como primer acercamiento a definir el principal forzante detrás de la variabilidad de la señal de la potencia, se realizaron comparaciones con distintas variables meteorológicas y procesos dinámicos que pudiesen tener algún efecto en la salinidad. Para facilitar la comprensión de los procesos involucrados, estos han sido agrupado según el mecanismo a través del cual afectarían los niveles de salinidad. Para esto se consideran 4 subgrupos (ver figura 4.3). En primer lugar se consideran los cambios en salinidad por mezcla con agua dulce, ya sea por precipitación o la presencia de plumas de ríos (en este caso la desembocadura del río Itata). Luego, la existencia de procesos de advección de salinidad producto de las corrientes superficiales forzadas por el viento o marea.

Por otro lado, se ha de considerar las condiciones en el terreno circundante al radar (Gurgel *et al.*, 1999c) tanto en la composición del suelo como en la cercanía del radar al océano, lo que viene dado principalmente por la presencia de ciclos mareales. Finalmente, cabe señalar que no es posible descartar dentro de estos procesos aquellos que tengan relación con difusión vertical de salinidad, en particular aquellos forzados por el oleaje, esto principalmente porque no se contó con el instrumental necesario para ello. En el mismo contexto es necesario que a pesar de que la conductividad además depende de la temperatura océano, sin embargo, durante el presente estudio no se contó con información al respecto (imágenes satelitales de temperatura superficial del agua, por ejemplo).

4.3.1. Precipitación

El efecto de la precipitación en la señal de la potencia viene dado por el nivel de mezcla entre el agua de lluvia y el agua de mar, o dicho de otra forma, el aumento de la disolución de la salinidad superficial en el agua. Este fenómeno, que en principio afecta a grandes zona pertenecientes al barrido de los radares podría jugar un papel importante y fomentar la atenuación de la señal emitida. A modo de referencia, en un experimento desarrollado por Katsaros & Buettner (1969), se utilizaron recipientes y líquidos que simulaban agua de mar. En un lapso de 2 horas fue posible disminuir a la mitad la salinidad en los primeros 7 cm de columna de agua, lo que podría, en la práctica, significar una importante reducción en la potencia de retorno de un radar.

Para estudiar este fenómeno se han tomado dos puntos a lo largo del rayo central del abanico a 5.7 km y 26.7 km de cada radar. En la figura 4.4 se aprecian básicamente 3 eventos de lluvia claramente identificados los días 31 de agosto, 6 de septiembre y 10 de septiembre. Otros eventos muy menores se registran a lo largo de la

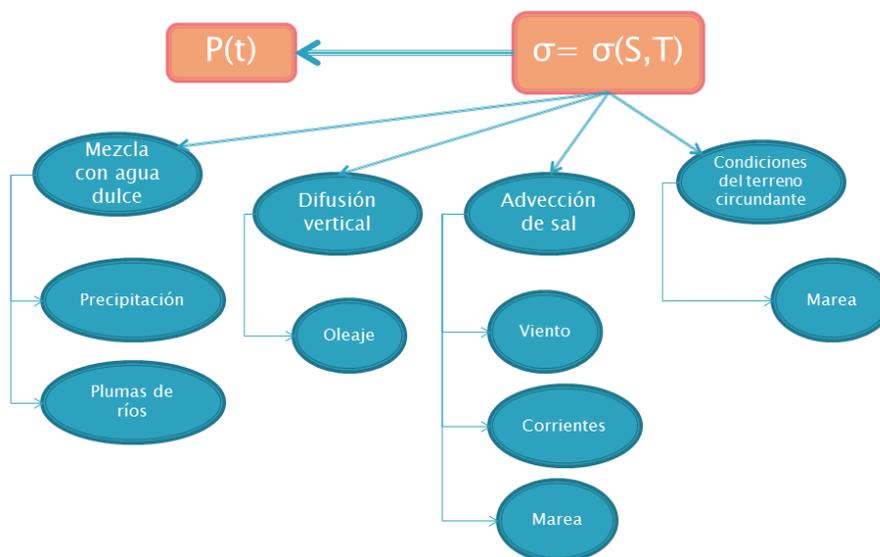


Figura 4.3: Mecanismos propuestos a través de los cuales la salinidad del océano se modifica y eventualmente variaría la potencia de retorno.

serie. Es posible observar coincidencias entre aumentos en la precipitación y aumentos en la señal de potencia aunque esto es visible solo cerca de la costa y principalmente en el radar de Itata tal como se observa en el evento del 10 de septiembre. El 26 de agosto, cerca de la medianoche, se verifica también un pequeño evento de lluvia y a la vez un aumento brusco en la señal tanto en Achira como en Itata. Para el evento principal el 31 de Agosto, donde precipitó 39mm de agua, no se aprecia de manera clara un aumento o disminución en la señal. Estas observaciones muestran que no existe una relación evidente entre la precipitación y la señal de retorno, ya que en primer lugar frente a algunos eventos de precipitación la potencia aumentó, a pesar de la disolución del agua y durante el principal evento la potencia se mantuvo relativamente estable. Una posible explicación para los aumentos de potencia durante eventos de lluvia serían los efectos asociados a la precipitación como el aumento en la intensidad del viento y el oleaje, tal como se verá más adelante.

4.3.2. Caudal del río Itata

En el caso del caudal de un río y su efecto en la señal de potencia la asociación es similar al caso de la lluvia. En este caso depende del proceso de mezcla existente entre el agua de mar y el agua dulce proveniente del río, por lo que es esperable que al aumentar el caudal del río se registrara una disminución de la potencia. Debido a la ubicación geográfica de los radares para la campaña de medición actual, la desembocadura del río Itata podría afectar de manera significativa la señal de retorno de ambos radares y en particular el de Itata, por su cercanía.

El área en que tiene efecto la pluma del Itata puede llegar a ser de dimensiones considerables, especialmente en invierno, alcanzando unos 1000 km^2 (Saldias *et al.*, 2012). Cabe destacar que para este análisis solo se consideró el caudal como un valor neto y representará, en el mejor de los casos, la variabilidad temporal de la potencia. La distribución espacial de la pluma, que por ende implicaría una variación espacial en la salinidad, será discutida en la sección 4.3.7. Respecto del caudal promedio del río Itata, para los meses de Agosto y Septiembre y, con un porcentaje de excedencia del 50% ¹, se estima entre $645 \text{ m}^3/\text{s}$ (agosto) y $525 \text{ m}^3/\text{s}$ (septiembre), según datos de la Dirección General de Aguas de Chile (IDEPE, 2004) en Coelemu.

En la figura 4.4 (panel d) se verifican aumentos importantes en el caudal (por sobre el promedio para la fecha) luego del primer y el último evento de precipitación mayor (31/08 y 10/09), y para el segundo evento de precipitación menor (25/08). Sin embargo, ninguno de estos rápidos aumentos en el caudal se traducen en disminuciones en la señal de retorno, o al menos no de manera evidente. Como se verá más adelante, el principal efecto del río se evidencia solo en las corrientes superficiales y en cierta medida en la distribución espacial de la potencia de retorno.

4.3.3. Condiciones del terreno circundante

Tal como indica Gurgel *et al.* (1999c) las condiciones del terreno en donde las antenas están instaladas tienen un efecto sobre el alcance del radar y en particular también sobre la potencia de retorno. Respecto a esto se deben tener en cuenta varios aspectos, como la forma del arreglo de antenas, la posición de las antenas receptoras respecto a las emisoras, la altura, la constitución del suelo o la cercanía al mar. Sin embargo, cualquier consideración respecto a la geometría del arreglo de antenas (posición y distancia entre ellas) son aspectos fijos que no varían, y aunque tengan un efecto en la señal este ya se encontraría integrado dentro de la ecuación que define la potencia de retorno. En este sentido las únicas variables que interferirían sería la composición del terreno (humedad principalmente) y la distancia al océano. Ahora bien, dado que las antenas durante la campaña de medición se encontraban en una explanada a nivel del mar y cercana a este, se asume que la humedad del terreno no varía mayormente durante el período de medición. Tal vez sería un aspecto a considerar si tomamos en cuenta la diferencia que existe entre verano e invierno. Así, finalmente solo se consideró la cercanía de las antenas al mar, obviamente producto de las mareas y no de movimientos físicos en los equipos.

A priori podemos indicar que el efecto que produciría la marea en señal de potencia debiese, al menos, cumplir con un estricta regularidad temporal, esto dado por los ciclos de marea. Para esto se realizó un análisis espectral de Fourier al periodo que cubre los días canónicos. Se procede de esta manera y no directamente

¹El porcentaje de excedencia hace referencia al porcentaje del tiempo en que el caudal se mantuvo por sobre el nivel indicado, respecto del tiempo de muestreo.

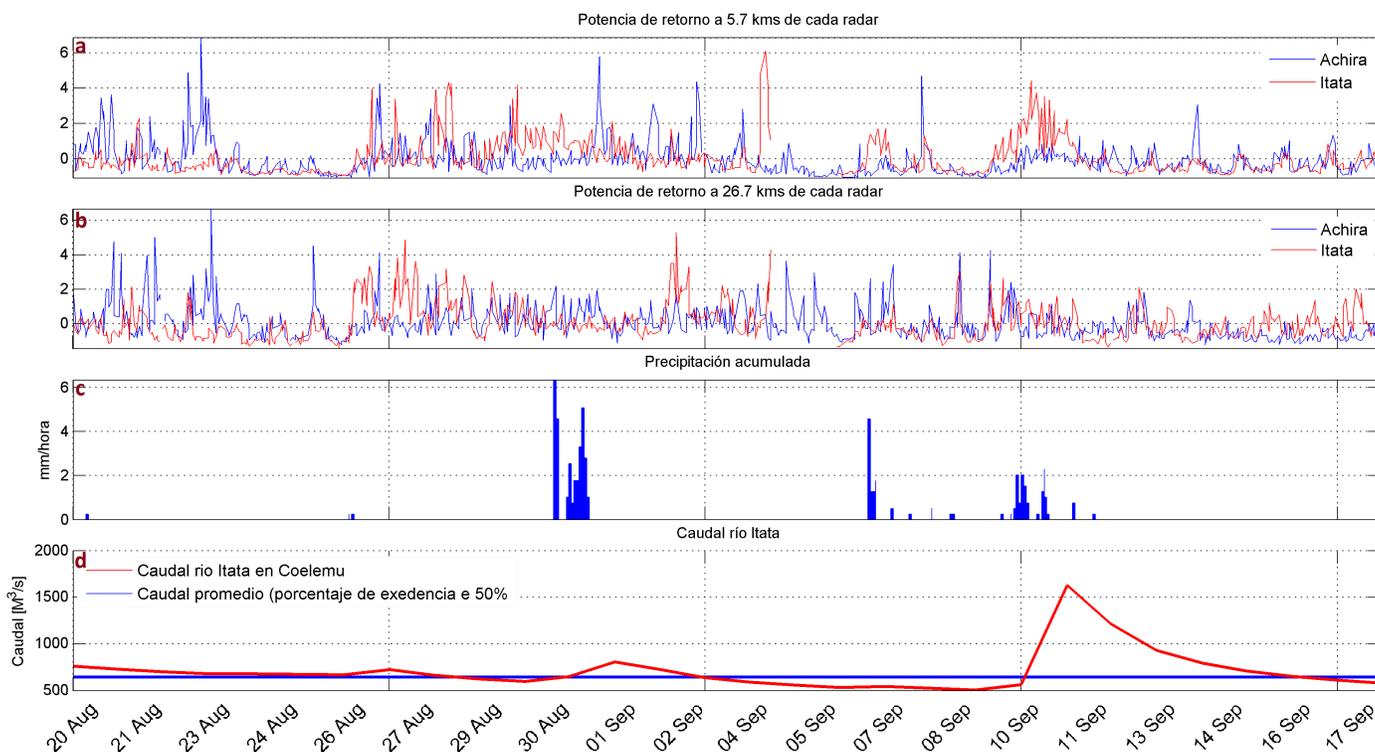


Figura 4.4: Comparación entre potencia de retorno (estandarizada) a una distancia radial común entre ambos radares a 5.7km (a) y 26.7km(b). Además se incluye un histograma de la precipitación en Talcahuano (c) y caudal medido y promedio del río Itata en Coelemu (d).

al análisis armónico (Pawlowicz *et al.*, 2002) porque el principal objetivo es determinar la existencia de estas periodicidades. De no existir, realizar un ajuste mareal podría forzar las conclusiones que se desprendan de ello. Para este análisis se utilizó el eje central del barrido por radar. Sin embargo, de los 100 puntos disponibles (rango máximo de 60 km con 600 m de resolución radial) solo se seleccionaron 3 a distancias comunes de la costa a 7, 20 y 30km en ambos casos ².

El espectro de energía de Achira muestra un importante peak en torno a 1 día, lo que indica la existencia de una señal con un periodo en torno a las 24 horas durante los últimos 6 días de medición, para los tres puntos escogidos. Itata entrega la misma información salvo por el punto a 20km del radar que, si bien muestra energía asociada a 24 horas, también muestra algo intermedio cercano a las 18 horas. Además de este pico es posible observar otros más pequeños en energía y que están centrados en periodos de 12 horas, osea una señal semidiurna. Esto es un indicio de una asociación entre la potencia de retorno con los efectos de la marea y sus

²Estos puntos fueron escogidos con el objetivo de contar con una serie de tiempo continua, sin gaps. A medida que sobrepasamos este límite es mayor la probabilidad de que el radar no tenga datos en un punto en particular.

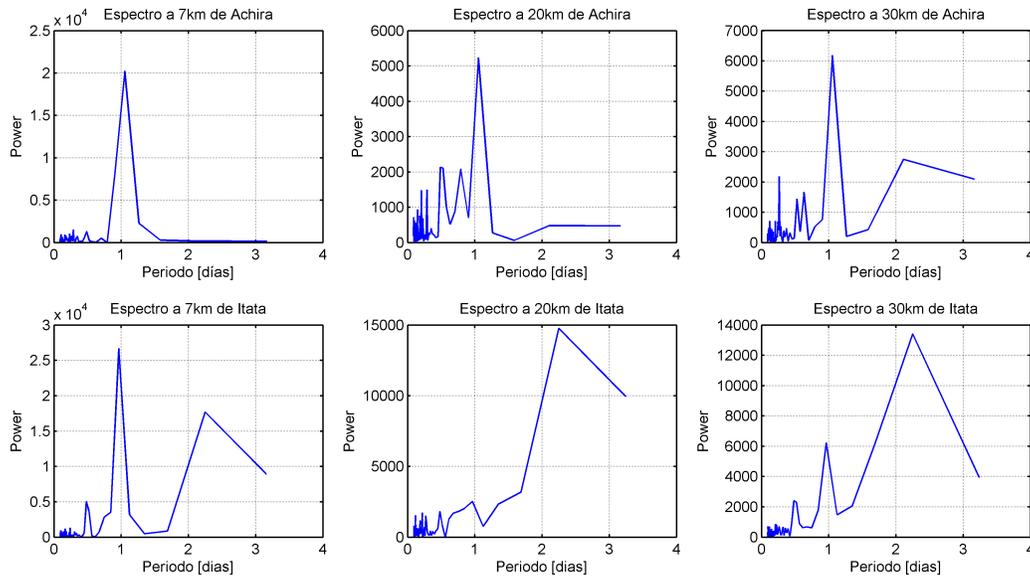


Figura 4.5: Transformada rápida de Fourier para la señal de potencia a 7, 20 y 30km de la costa.

ciclos. Evidentemente para fortalecer esta afirmación debemos conocer qué ciclos están presentes en la marea en esta zona. Para esto se usan los datos de un mareógrafo en la Bahía Concepción. Con estos datos se realizó un ajuste mareal usando el análisis armónico de Foreman (Pawlowicz *et al.*, 2002) y así poder descomponer la serie original y extraer solo las componentes de interés. En base a la longitud temporal del período estudiado solo se trabajó con la señal diurna K_1 y semidiurna M_2 (ambas componentes pueden extraerse de una muestra de 6 días). El factor de forma mareal $F = 0,34$ indica que en la bahía existe una marea principalmente semidiurna (Pugh, 2004). Las observaciones y comparaciones realizadas a los ajuste mareales se resumen en la figura 4.6). En los 3 paneles superiores se muestran ajustes de marea para las potencias de retorno a 7, 20 y 30 km de cada radar (a lo largo del eje central). En el panel inferior se muestra el ajuste mareal para el nivel del mar en Talcahuano. Las primeras observaciones (a 7 km) muestran que los ajustes de marea se encuentran practicamente en fase con un lag de 1 hora, esto calculado mediante correlaciones cruzadas. Se hace evidente además la ausencia (aunque no total) de una señal semidiurna que, como se señaló anteriormente, está muy presente en los datos de marea. La potencia a su vez se encuentra en desfase con la marea con un lag de 10 horas. Analizando esto no parece evidente la relación entre la marea y la potencia, especialmente porque el efecto de la marea debiese reflejarse rapidamente en la potencia. Cabe señalar eso si, que indistintamente a si la potencia es forzada por la marea, resulta claro que ambos radares están respondiendo en este caso a un mismo forzante pues las mediciones se encuentran a mas de 10 km la una de la otra. En los paneles b y c se observan características similares, mientras los ajustes correspondientes a un mismo radar se encuentran en fase entre ellos, al ser comparados con el otro

radar aparece un desfase importante de 10 horas, lo cual resulta evidente al mirar los picos de ambas señales. En el mismo sentido, si se comparan estos ajuste con el nivel del mar nuevamente las señales están desfasadas e incluso en el caso de Achira los datos se encuentran en antifase.

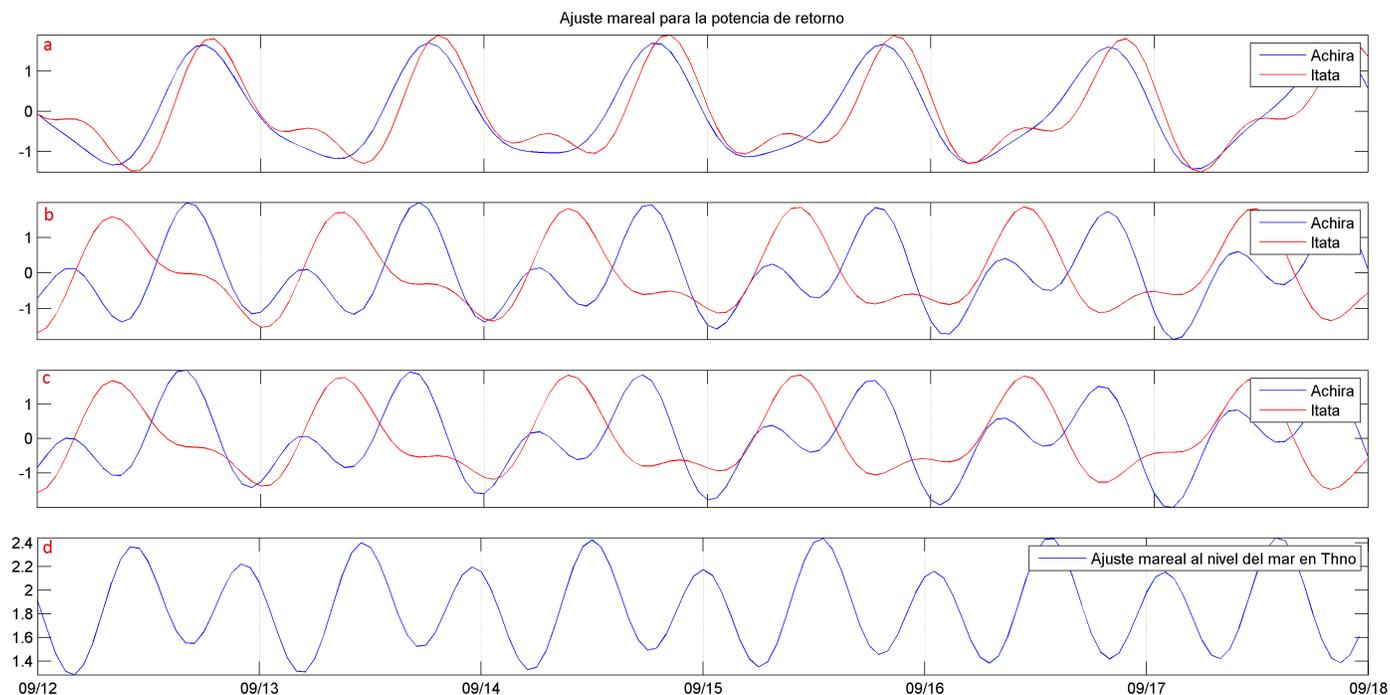


Figura 4.6: Ajuste de marea para la potencia de retorno en el eje central de los barridos en Achira (azul) e Itata (rojo) a 7km (a), 20km (b) y 30km (c) de la costa. Se incluye además el ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano(d).

Para reforzar las observaciones realizadas se calculó el factor de forma mareal para las potencias de retorno a lo largo de los ejes centrales. En la figura 4.7 se registran valores entre 0.8 y 4.5 para Achira y entre 0.3 y 3 para Itata. Se hace evidente las diferencias entre los ajustes cercanos a la costas y aquellos que están más alejados pues abarcan desde mareas mezcladas, principalmente semidiurnas (0.25 - 1.5), hasta regímenes diurnos (>3) (Pugh, 2004). Cabe señalar que, al igual que para el cálculo del factor de forma mareal, el ajuste mareal se realizó solo considerando las principales componentes diurna y semidiurna debido a que solo se está analizando los últimos 6 días de datos, lo que impide extraer otras componentes.

Con lo visto podemos señalar que la potencia no se ve forzada por las mareas, al menos respecto a su efecto en la distancia entre las antenas y el océano. Queda entonces ver la posibilidad de si las corrientes de marea puedan intervenir mediante advección de salinidad.

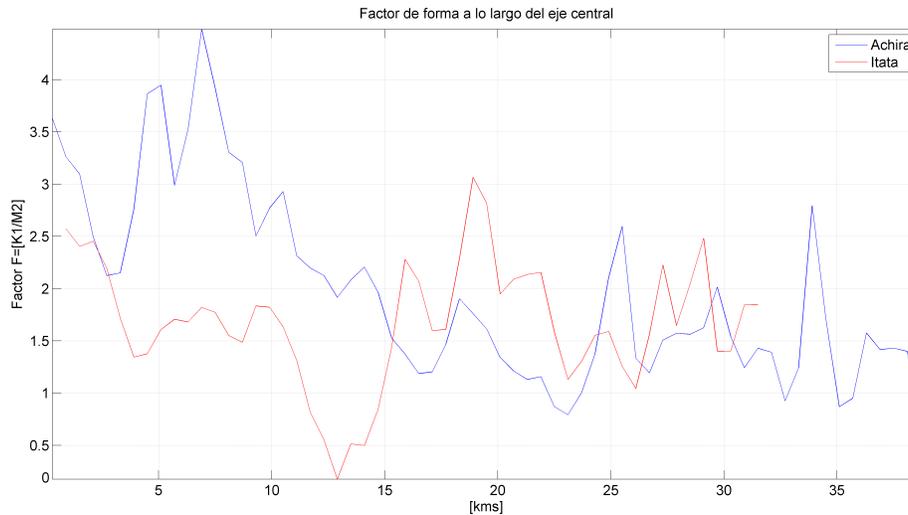


Figura 4.7: Factor de forma de Marea F , calculado para todo el eje central del barrido en Achira (azul) e Itata (rojo).

4.3.4. Advección de Salinidad

Siguiendo en el estudio de los mecanismos tras la variabilidad de la potencia se propuso la posibilidad de procesos de advección de salinidad. Puesto que la conductividad del océano depende fuertemente de los niveles de salinidad es lógico suponer que exista una relación entre el aumento (disminución) de la salinidad y el aumento (disminución) de la potencia. Por supuesto, en términos generales, para que exista advección de cualquier magnitud física se debe contar con una variación espacial (gradiente) de tal propiedad y contar con un campo vectorial que lo afecte. En este caso el campo vectorial son las corrientes oceánicas y, en particular en este contexto, de las corrientes superficiales. Para verificar la existencia de un gradiente en superficie de la salinidad recurrimos a imágenes satelitales de turbulencia en la banda nLw555 del sensor MODIS para el satélite Aqua. Esta banda entrega la señal de turbulencia más potente de entre las posibilidades del sensor (Saldias *et al.*, 2012). A su vez, la señal de turbulencia se correlaciona de buena manera con la salinidad (Suh *et al.* (2002); Nezlin & DiGiacomo (2005); Saldias *et al.* (2012)). Cabe mencionar que los datos de turbulencia son instantáneos y, en este caso, corresponden a las pasadas en horas de la tarde del mencionado satélite (entre las 18 y las 20LT). Por lo tanto contamos en el mejor de los casos con 1 imagen al día. Lamentablemente buena parte del período de estudio corresponde a días nublados, por lo cual no se contó con imágenes satelitales para ello. A pesar de esto, para los últimos 6 días se cuenta con imágenes en buena calidad. Claramente para estas comparaciones se sacrifica en buena medida la resolución temporal, sin embargo es suficiente para verificar la presencia de gradientes horizontales de salinidad. En la figura 4.20 se aprecia claramente la presencia de la

pluma del río Itata llegando incluso hasta el punto donde las bisectrices se cruzan, a unos 25km de la costa. Con el paso de los días la pluma se debilita y se dirige hacia el norte.

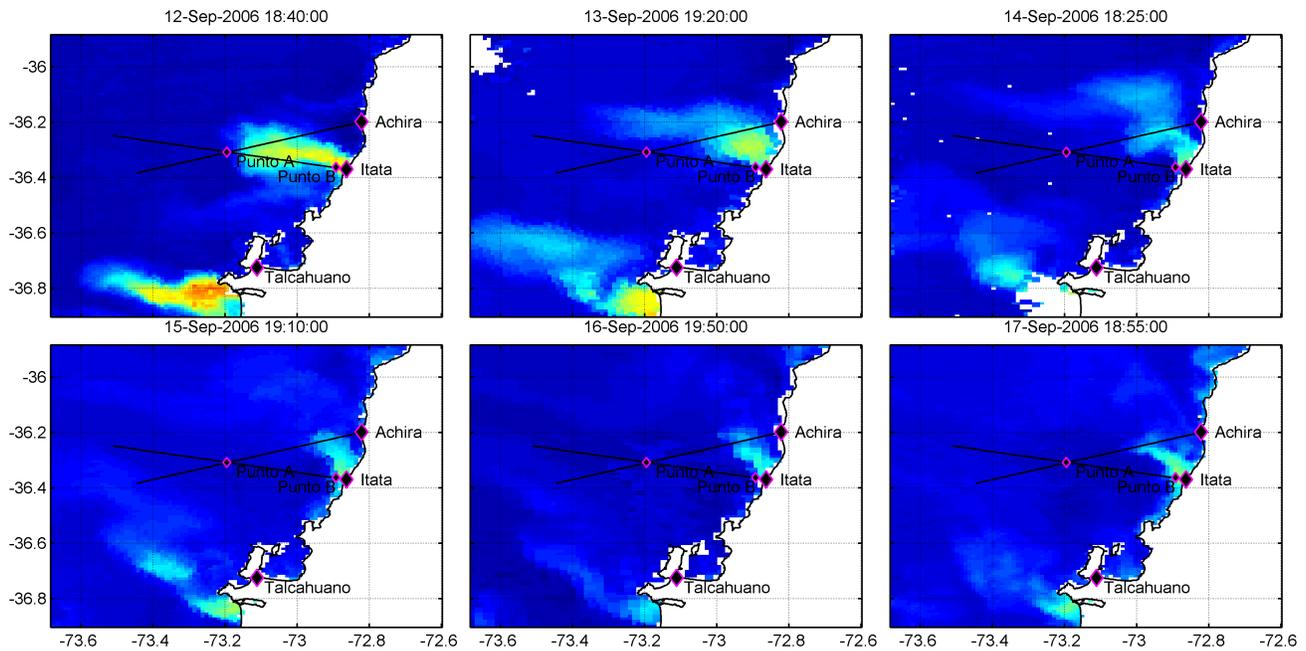


Figura 4.8: Imágenes satelitales del sensor MODIS-Aqua en la banda nLw555 para turbulencia en el océano entre el 12 y el 17 de septiembre de 2006. En Negro se aprecian los ejes centrales del barrido de cada radar. En magenta y verde se muestran los arcos tomados para analizar la distribución azimutal de la potencia de retorno (en Achira e Itata respectivamente).

Ante esta evidencia queda la posibilidad de comparar la potencia de retorno con aquellos forzantes que pueden modificar los niveles de salinidad mediante advección. En este caso consideraremos por supuesto las corrientes superficiales (datos que fueron medidos por los mismos radares).

4.3.5. Desacople entre el forzamiento de las corrientes de marea y viento

Dentro del forzamiento de las corrientes superficiales debemos considerar al menos dos alternativas: los vientos y las mareas. Por supuesto, dado el tipo de corrientes que estamos considerando (primeros decímetros) es esperable que el viento sea el agente más importante. En un estudio realizado por Figueroa *et al.* (2014) en el fiordo de Reloncavi, Región de los Lagos, Chile, se muestra cómo el viento determina el movimiento de las aguas en superficie hasta al menos unos 4 metros. Por supuesto las condiciones en un fiordo son favorables para el viento, en particular por el encajonamiento que se produce por las laderas, situación que evidentemente

no se produce en mar abierto. Puesto que no conocemos el régimen de viento sobre el océano, nuestra mejor aproximación será, como se ha mencionado, los datos de viento en Talcahuano.

Así, primeramente se observó la variabilidad de la rapidez del viento en comparación con las corrientes superficiales radiales de cada uno de los radares en sus ejes centrales. En la figura 4.9, en el panel superior podemos apreciar la rapidez del viento dejando claro la presencia de un fuerte ciclo diario, lo que es esperable para una zona que se encuentra cerca del océano producto del calentamiento desigual entre la tierra y el mar (brisa marina).

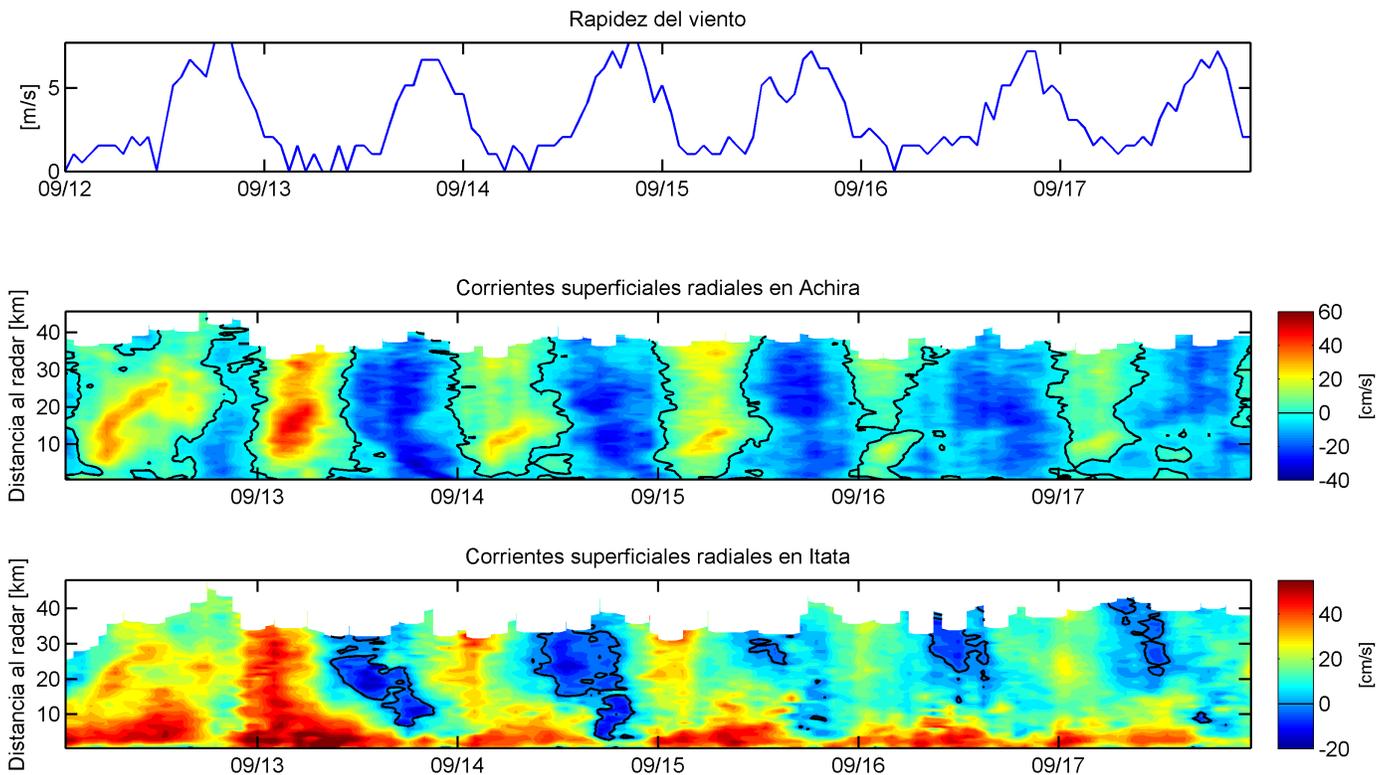


Figura 4.9: Comparación entre rapidez del viento horaria (arriba) y corrientes superficiales en Achira (medio) e Itata (abajo) medidas con el radar (eje central).

En la figura 4.9, en los paneles inferiores se presentan las corrientes superficiales a lo largo del rayo central en Achira (medio) e Itata (abajo). Es evidente la existencia de un ciclo diario en las corrientes superficiales. En los paneles medio e inferior vemos alternadamente tonalidades rojizas y azules, indicando la dirección (radial) e intensidad de las corrientes superficiales para cada radar. Podemos identificar además que, junto con un desfase de algunas horas entre Achira e Itata, las corrientes negativas están asociadas a máximos en la rapidez del viento y lo opuesto para los mínimos. Para comprender esto es necesario explicar que, por convención el sistema

de radares considera como velocidades positivas las que se alejan del radar (rojo) y negativas las que se acercan (azul). Mayor sentido podemos darle a esto cuando consideremos la dirección del viento y el vector de velocidad completo para el caso de corrientes superficiales. También podemos apreciar particularidades en la estructura de los contornos de velocidad. En el caso de Achira la distribución de velocidades radiales a lo largo del rayo central es relativamente estable, esto significa que todas las corrientes son positivas a ciertas horas del día o bien todas negativas a lo largo del rayo central, o lo que sería lo mismo decir, siempre acercándose al radar o bien siempre alejándose. Gracias a esto se observan claramente las oscilaciones diarias en las corrientes que eventualmente corresponderían al viento. Esta situación es un tanto distinta en Itata. En la figura 4.9, a menos de 20km y especialmente a menos de 10km de distancia a la costa se produce una situación bastante particular. Durante el período de observación pareciese que las corrientes son constantemente positivas (alejándose del radar) independiente de la condición de viento prevaleciente y las mareas correspondientes. Una explicación a esto puede ser la desembocadura del río Itata. Ya fue mencionado anteriormente su posible efecto en la salinidad del área de estudio pero, por otro lado, ha de tener un importante efecto en las corrientes superficiales. En estudios en la desembocadura del río Biobío se ha observado que las corrientes superficiales pueden verse afectadas, incluso por sobre el viento o las mareas (Urrutia *et al.*, 1993). En aquella publicación se aprecia cómo, independientemente de la marea (si llenante o vaciante), las corrientes superficiales siempre se alejan de la costa (hacia el oeste), siendo afectadas en el caso de la marea, simplemente en la dirección norte o sur. Ahora bien, el radar en Itata está 2 km al norte de la desembocadura, pero el abanico de medición cubre buena parte de lo que conocemos como pluma. Basta señalar que en los estudios realizados por Saldias *et al.* (2012), se verifica el gran área que cubre la pluma del Itata llegando a abarcar en meses de otoño e invierno unos 1000 km^2 . Considérese, por cierto, que no necesariamente toda el área cubierta por la pluma tiene un efecto significativo en la velocidad o dirección de las corrientes superficiales. Más que nada se desea señalar una posible explicación a lo observado. Ahora bien, respecto al desfase registrado entre los contornos de rapidez de corrientes entre Itata y Achira es necesario hacer una acotación. Como se mencionó, estos datos corresponden a los ejes centrales de cada radar, por lo que el ángulo de observación del océano no es mismo. En la figura 4.10 se muestran los ejes centrales de medición para cada radar. Tomando en cuenta el ciclo diario que registran las corrientes radiales, cada radar interpretará solo parte de la variabilidad en la superficie, y esta diferencia puede incluso explicar desfases de $1/4$ de ciclo, o bien 6 horas.

Ahora bien, para comprender de mejor manera la dinámica asociada a las corrientes en superficie y determinar si las mareas o el viento es el principal agente tras su variabilidad debemos usar el vector de corrientes completo, combinando la información obtenida por ambos radares. La combinación de las componentes radiales se realiza en base a simples relaciones geométricas (figura 4.11). Si llamamos β_1 al ángulo que describe el radar

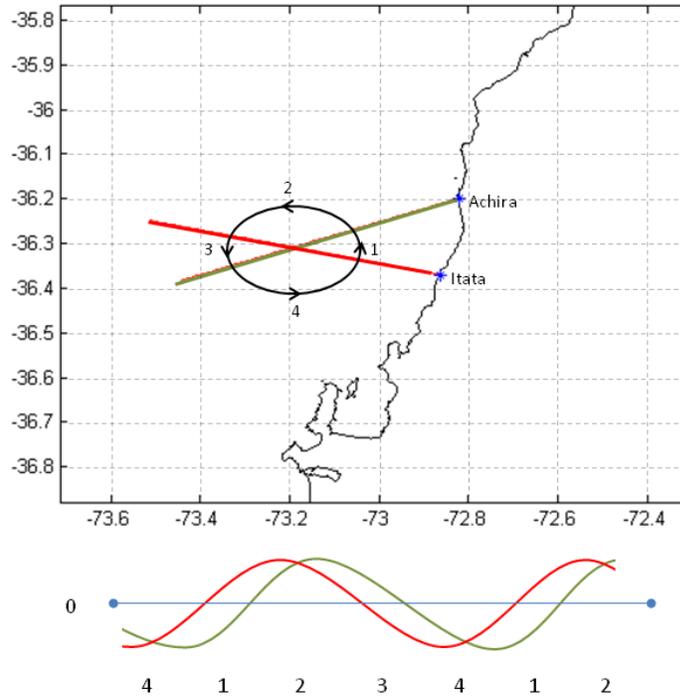


Figura 4.10: Ejemplificación de la corriente radial medida por cada radar considerando un ciclo diario en el viento que además fuerza las corrientes superficiales en el mar. En el caso de Achira las corrientes serán nulas poco después del tiempo 1, dado que las corrientes son perpendiculares al radar, luego son máximas (alejándose del radar) pasado el tiempo 2 y vuelven a anularse luego del tiempo 3. Finalmente son mínimas (acercándose al radar) entre el tiempo 4 y el 1. La misma idea se aplica para Itata. El resultado es un desfase de $1/4$ de ciclo (6 horas).

(a una latitud y longitud fija lat_1 y lon_1) respecto al punto de observación (en lat_0 y lon_0), podemos señalar que:

$$\begin{aligned}\beta_1 &= \arctan\left(\frac{lat_0 - lat_1}{\cos(lat_0 \times \pi/180)(lon_0 - lon_1)}\right) \\ \beta_2 &= \arctan\left(\frac{lat_0 - lat_2}{\cos(lat_0 \times \pi/180)(lon_0 - lon_2)}\right)\end{aligned}\tag{4.1}$$

con lat_2 y lon_2 la posición geográfica del segundo radar. Luego, el ángulo del punto observado respecto a los dos radares es:

$$\theta = \arctan \left(\frac{\cos(\beta_2) - r \cos(\beta_1)}{r \sin(\beta_1) - \sin(\beta_2)} \right)$$

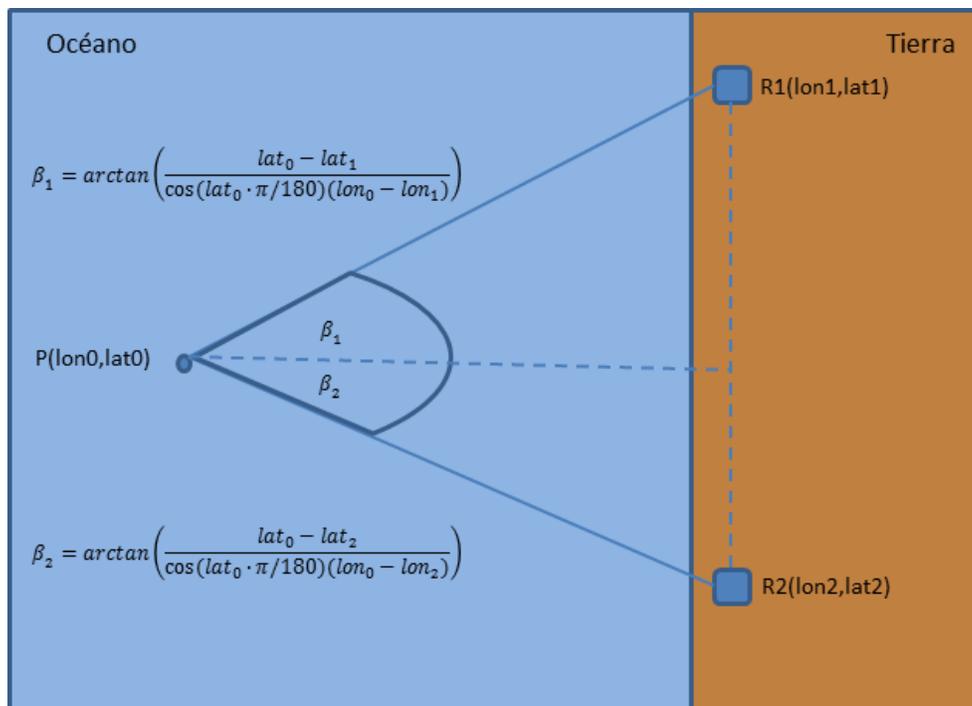


Figura 4.11: Diagrama que representa la combinación de datos radiales para construir el vector de velocidad completo. R_1 y R_2 son los radares, mientras P es el punto en común a observar.

con $r = v_2/v_1$ es la razón entre las magnitudes de la velocidad medida entre ambos radares. Así, el vector completo de velocidad en el punto observado estará dado por $V = (V_1 + V_2)/2$, donde $V_1 = v_1/\cos(\beta_1 - \theta)$ y $V_2 = v_2/\cos(\beta_2 - \theta)$ con un ángulo θ . Finalmente, separando las componentes zonales y meridionales de las corrientes superficiales tenemos:

$$\begin{aligned} V_x &= V \cos(\theta) \\ V_y &= V \sin(\theta) \end{aligned} \quad (4.2)$$

De esta manera ya se cuenta con el vector de corrientes completos y es posible compararlas con la variabilidad del viento. Se consideró entonces, un punto de medición en común para Achira e Itata en las coordenadas 36.3092°S , 73.1944°W (punto **A**). Este punto es la intersección de las bisectrices de ambos barridos. Además, se consideró un segundo punto de comparación en las coordenadas 36.3637°S , 72.8918°W (punto **B**) cerca de la costa, al suroeste del radar Itata (ver figura 3.2). Si observamos el gráfico vectorial de las corrientes

superficiales en figura 4.13 podremos advertir que existen corrientes negativas (hacia el suroeste) que, aunque débiles, muestran cierta periodicidad (al menos en el punto **A**), lo que indica que no están directamente asociadas con el viento, dado que éste no presenta valores negativos meridionalmente (por supuesto estas asunciones se hacen tomando en cuenta la lejanía de la estación meteorológica). Lo más probable es que sea un efecto de las corrientes de marea, ya que coinciden con los momentos en que el viento es más débil. Ahora bien, con el objetivo de determinar si un aumento de la marea se traduce en corrientes hacia el norte o el sur es que debemos hacer un pequeño análisis con niveles de marea a lo largo de la costa chilena.

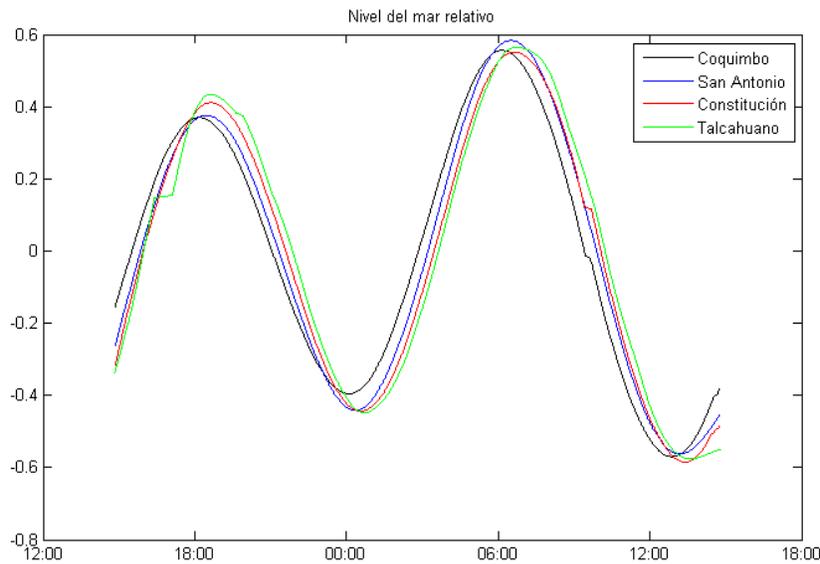


Figura 4.12: Nivel del mar en estaciones ubicadas según leyenda.

Para esto simplemente se considera el nivel del mar³, visible en figura 4.12, con datos correspondientes a Coquimbo, San Antonio, Constitución y Talcahuano, para un período común. La figura muestra como la señal de marea llega primero a la estación en Coquimbo y luego hacia el sur hasta Talcahuano. La distancia que separa ambos sensores es de 766km y el tiempo de desfase entre los respectivos peaks es de 27 minutos. La señal viaja a 473m/s o bien 1700km/h. Todo esto indica que para el caso de marea alta podremos apreciar, en particular, un llenado de la bahía Concepción (donde está ubicado el mareógrafo que utilizamos en este estudio) y por ende, corrientes hacia sur. La situación contraria debiese apreciarse con mareas bajas: un vaciamiento de la bahía, produciendo corrientes hacia el norte.

³Los datos de nivel del mar pertenecen al SHOA de la Armada de Chile, sin embargo el acceso a estos se hizo a través del portal de la UNESCO: <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org>

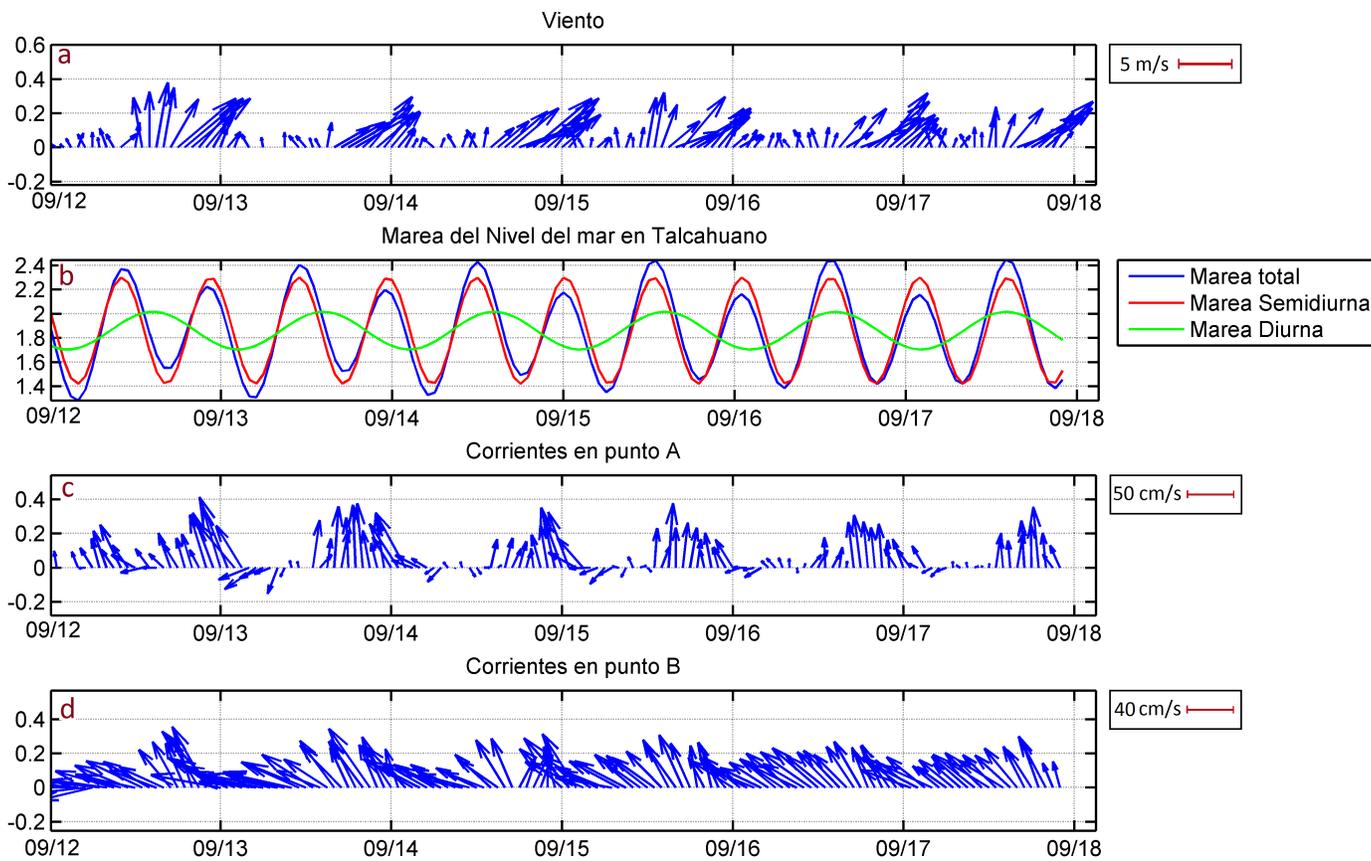


Figura 4.13: Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d).

Dejando lo anterior establecido volvemos al gráfico vectorial en figura 4.13 durante el periodo canónico. Es posible observar en el punto **A** (panel c), variabilidad conjunta entre el viento y las corrientes, sin embargo, a partir de las 4 UTC del 13/09 se registran direcciones hacia el suroeste, a pesar de que el viento sigue teniendo componente hacia el norte (aunque muy débil, bajo los 3m/s). Por otro lado, el nivel del mar comienza a aumentar a eso de las 5 UTC forzando así corrientes hacia el sur que llenan la bahía Concepción. Esto se mantiene durante toda la madrugada hasta las 10 UTC (6 a.m. LT), momento de transición para la marea, coincidente con el cese de las corrientes hacia el sur. En las horas siguientes la marea comienza a disminuir y el viento aumentar dando como resultado fuertes corrientes (sobre los 50cm/s) hacia el noroeste. Sin embargo no se registran, luego, corrientes hacia el sur, aun cuando la marea vuelve a aumentar (17 UTC del 13/09). En este caso el viento al parecer sobrepasa el efecto de la marea hasta idéntica hora del día anterior. Luego, el viento nuevamente se debilita (4 UTC del 14/09) y la marea gana terreno induciendo corrientes hacia el sur. En los días siguientes el fenómeno no es tan fuerte pues la marea total está más debilitada en comparación con

los primeros días, observándose velocidades muy débiles en las corrientes cuando es baja la rapidez del viento. En el punto **B** (panel d) pueden hacerse acotaciones similares, sin embargo queda en evidencia que no es la marea la que juega el rol principal. En este caso, cuando el viento se debilita, se observa una intensificación en las corrientes hacia el oeste, probablemente producto de las corrientes forzadas por la pluma del río Itata. Lo anterior es particularmente claro durante los 3 primeros días en este período. Ahora bien, se dejará de lado por un momento las observaciones focalizadas en los días canónicos, con el objetivo de ampliar nuestra visión de la dinámica de circulación de la zona. En figura 4.14 verificamos corrientes positivas prácticamente durante todo el período y solamente en la madrugada del 22/08 estas se anulan en el punto **A** y van hacia el suroeste en el punto **B**. Los vientos en este período son relativamente débiles por lo que posiblemente en este caso las corrientes estén obedeciendo a características locales, en particular para la madrugada del 22/08. El efecto de las mareas en este caso no es evidente y, al menos para el punto **B**, el debilitamiento en la componente meridional en favor de la zonal, en las 3 madrugadas, indica que es el viento el que ejerce su dominio.

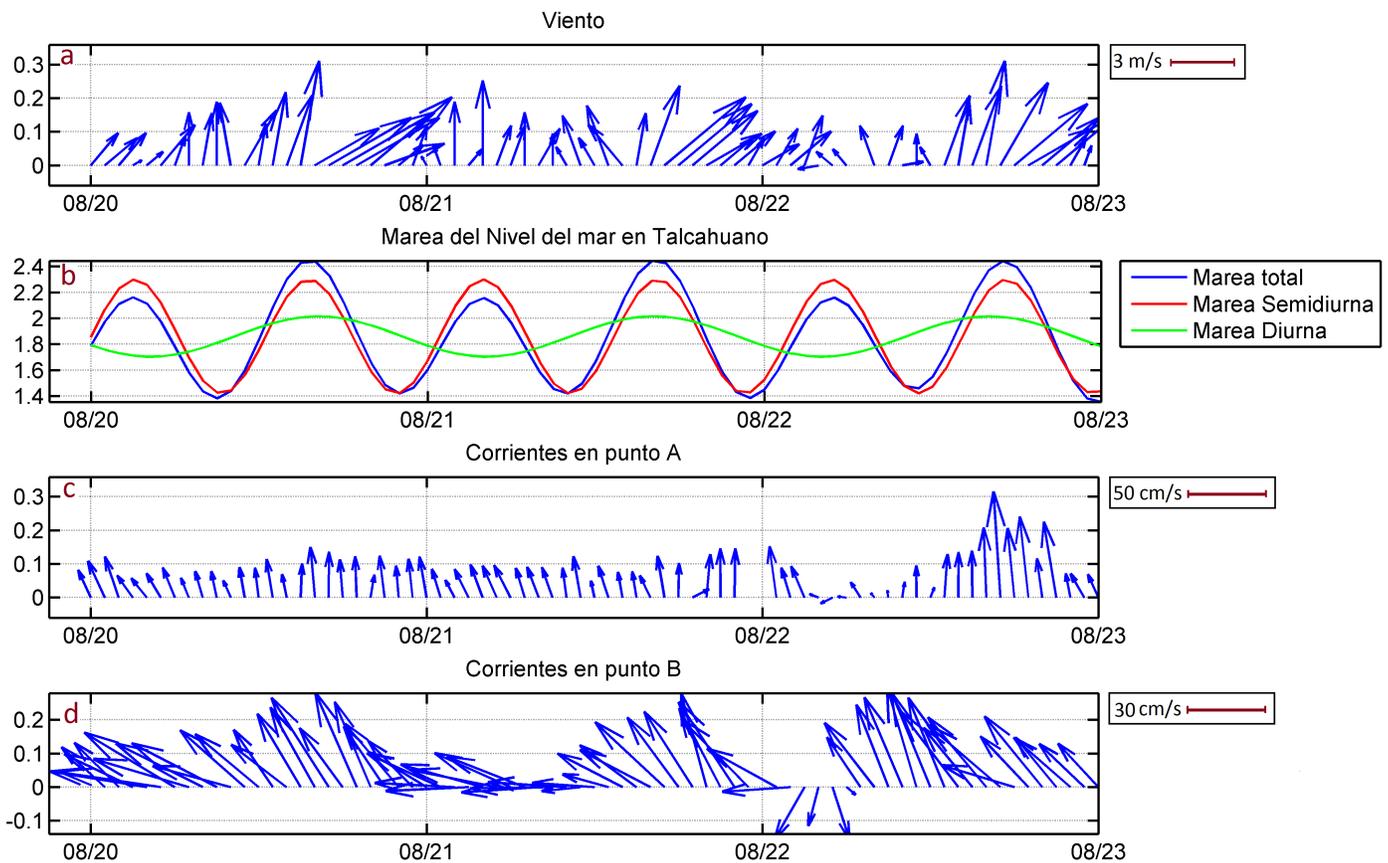


Figura 4.14: Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d) para el período 20/08 al 22/08.

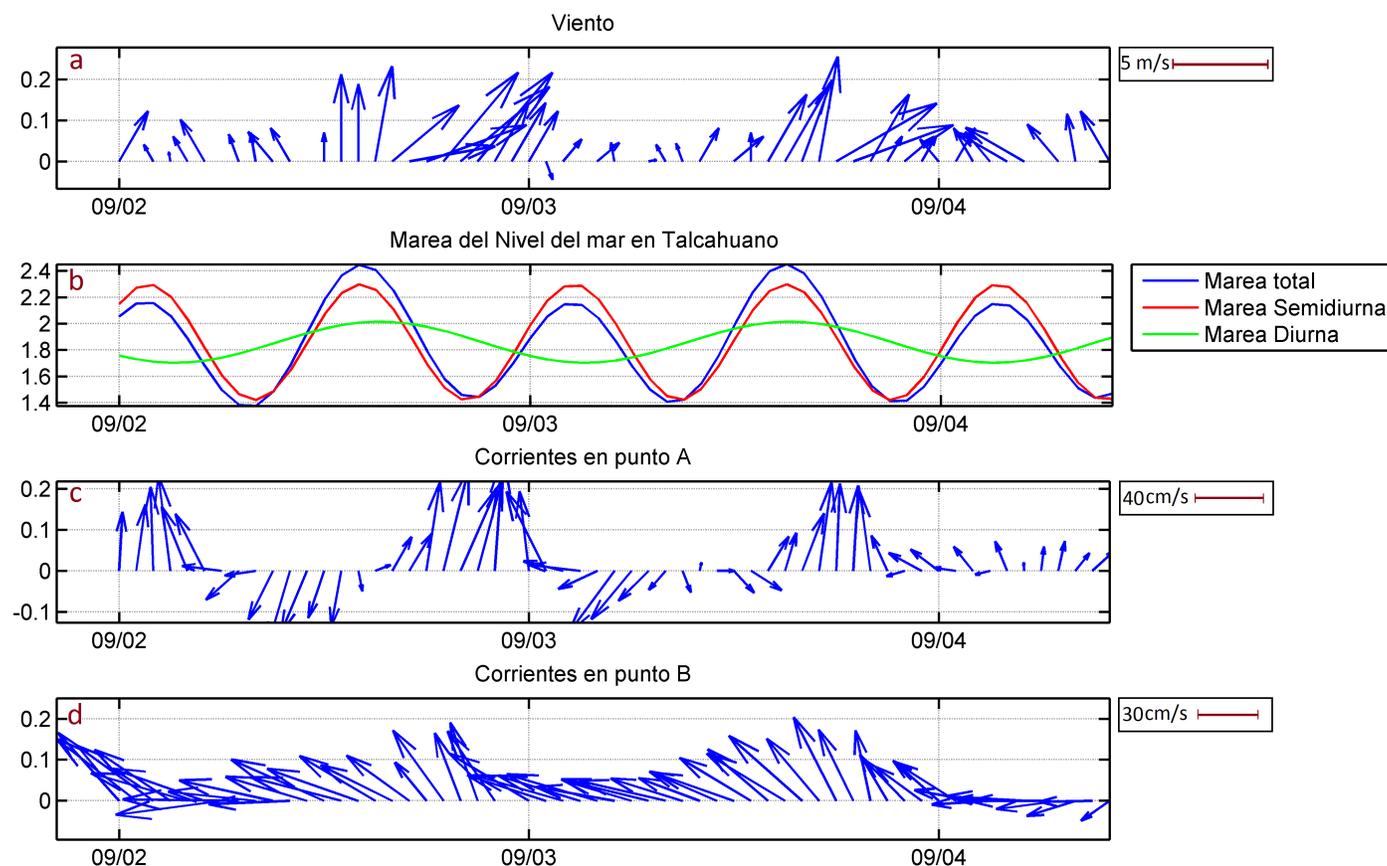


Figura 4.15: Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d) para el período 02/09 al 04/09.

En figura 4.15, se aprecia un efecto combinado entre el viento y las mareas. En la madrugada del 2/09 las corrientes en el punto **B** son intensas (~ 50 cm/s) y con dirección norte, lo que aparentemente no obedece al forzamiento directo de las mareas pues las corrientes ya tenían esta dirección cuando la marea recién comienza a bajar en la bahía, sin embargo, las corrientes hacia el sur que se verifican a partir de las 6 UTC están efectivamente relacionadas con la marea. La marea mantiene su dominio en el punto **A** hasta el 4/09 donde finalmente las corrientes solo se dirigen hacia el norte. Por otro lado, el punto **B** parece nuevamente solo influenciado por el viento y, cuando este disminuye su intensidad durante el día, la componente zonal toma fuerza.

Un tercer periodo es el descrito en figura 4.16. Este evento “extremo-destaca por presentar vientos particularmente intensos y constantes durante el período de estudio, con una intensidad que en promedio supera los 7.5 m/s. En figura 4.16 es evidente la prevalencia de vientos del norte y, junto con esto, corrientes superficiales en la misma dirección. El evento, que inicia en la madrugada del 29/08, ya mostraba una disminución en la

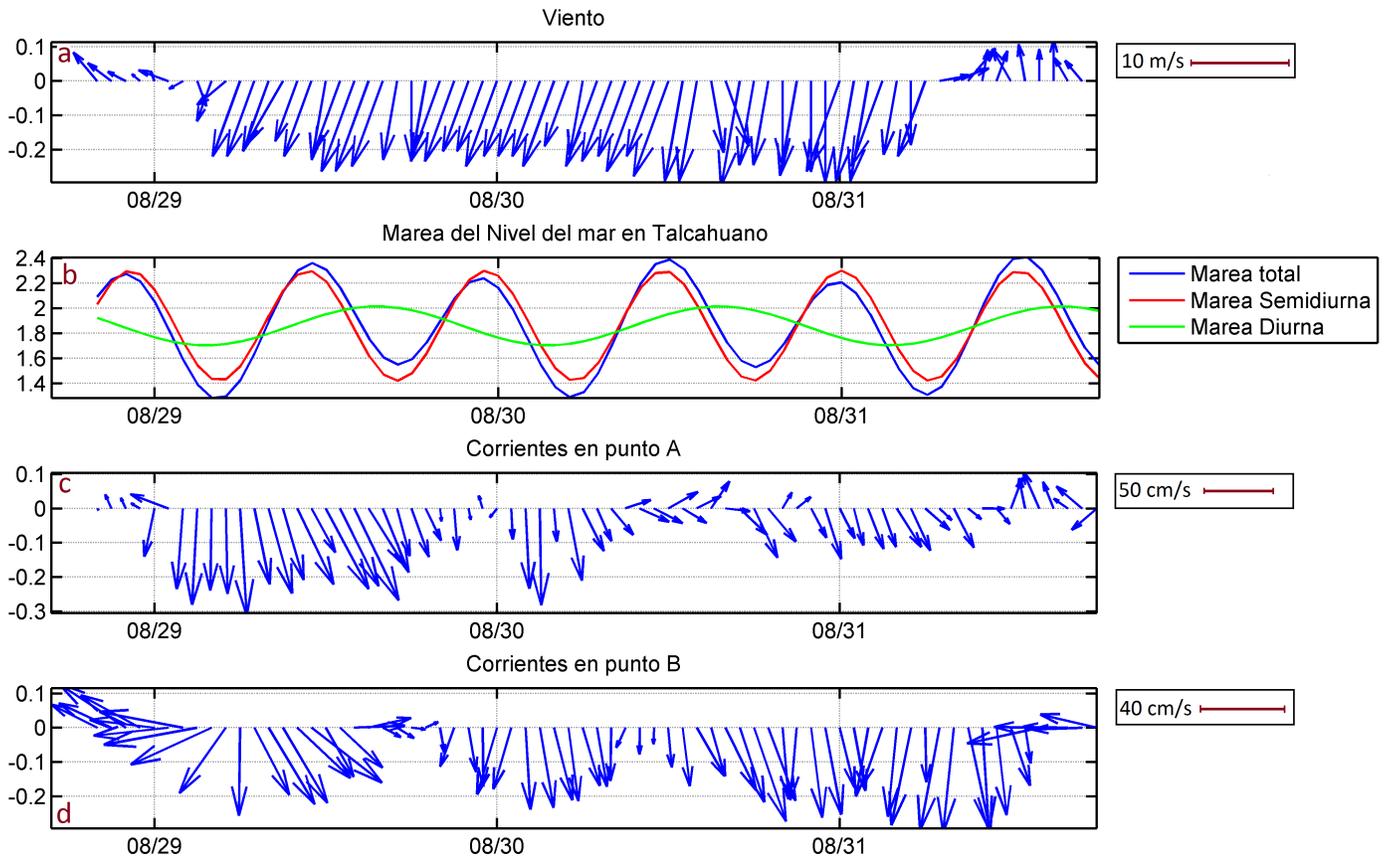


Figura 4.16: Comparación Vientos en Talcahuano (a), ajuste mareal al nivel del mar en Talcahuano (b) y corrientes superficiales en punto **A** (c) y punto **B** (d) para el período 29/08 al 31/08.

intensidad del viento unas horas antes, situación que también se observa en las corrientes. Incluso el giro del viento se reproduce de buena manera en las corrientes. Al finalizar el evento, a eso de las 7 UTC del 31/08, los vientos vuelven a rotar hacia el norte, sin embargo las corrientes no responden a esto de manera inmediata sino unas horas después. Esto último puede deberse a que al momento de disminuir la intensidad de los vientos del norte, la marea se encontraba en fase de llenado de la bahía, o sea, forzando corrientes hacia el sur, por lo que no es sino hasta el momento de transición de la marea cuando finalmente las corrientes comienzan a rotar hacia el norte. Las oscilaciones que se verifican durante el evento extremo en sí, visibles como momentos en que las corrientes disminuyen bruscamente, no tienen una explicación clara. Lamentablemente no es posible adjudicarle esta variabilidad directamente al efecto de las mareas, pues el mínimo en el punto **B** se observa al menos 5 horas antes que en el punto **A**, lo que no tiene mucho sentido dada la cercanía de ambos puntos.

Las anteriores observaciones indican que en esta zona existe un balance muy delicado entre el forzamiento del viento y el efecto de las mareas sobre las corrientes superficiales, pero que de todas formas depende de, entre

otras cosas, de la cercanía a la costa. Mientras que el punto **A**, que se encuentra en la intersección de los ejes centrales, se verifica un efecto más notorio de las mareas, para el punto **B** es básicamente el viento el forzante.

4.3.6. Ciclo diario del viento y su efecto en las corrientes

En la sección anterior se pudo observar cómo el viento fuerza las corrientes en superficie, en observaciones para varios periodos donde se registra, entre otras cosas, que ambas variables tienden a describir un ciclo diario. Esta información que se ve reforzada al calcular una transformada rápida de Fourier a la magnitud del viento total como a las de sus ejes meridionales y zonales (ver figura 4.17), durante el período canónico. Además se aprecia energía en torno a 12 horas, en particular para la componente meridional, lo cual podría dar luces del motivo por el cual la potencia de retorno captura esa periodicidad.

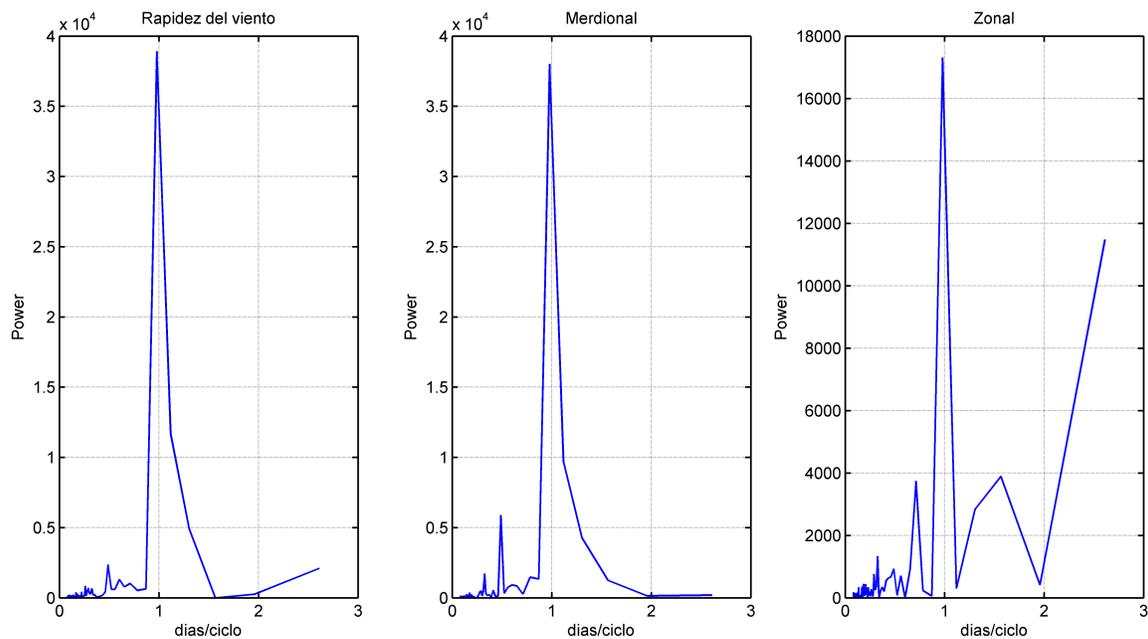


Figura 4.17: Transformada rápida de Fourier aplicada a la rapidez del viento y a sus componentes zonal y meridional.

De manera de comprender el ciclo diario que describe el viento se calcula un hodógrafo con la evolución horaria de los vientos para el período canónico. La figura 4.18 muestra de manera clara la variación diurna de los vientos producto del calentamiento desigual entre la tierra y el océano, al observar la tendencia W-E en la dirección. Los vientos zonales varían entre -0.3 y 10.5 m/s con un máximo (en este eje) bien definido a las 19

UTC y valores mínimos relativamente constantes entre las 6 y las 12 UTC. Los vientos meridionales son siempre positivos y van desde los 2 a 8 m/s

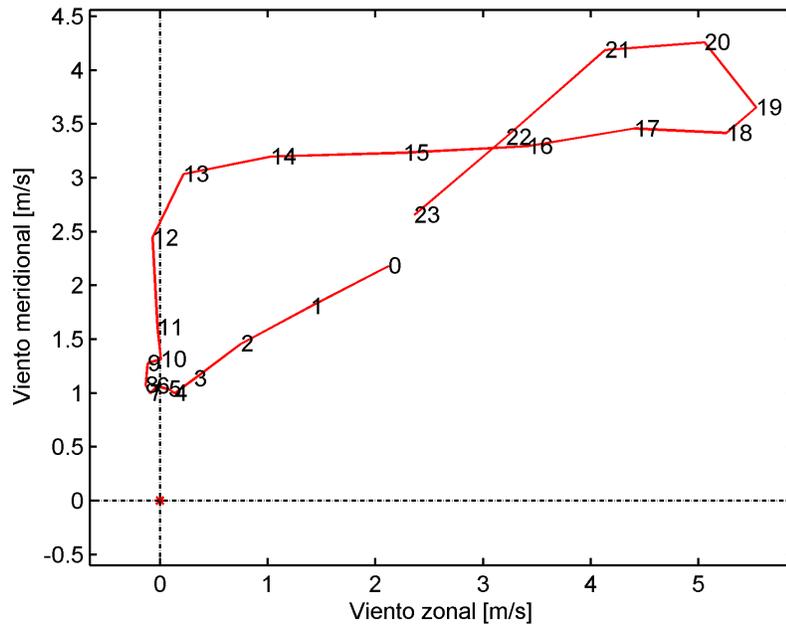


Figura 4.18: Vientos promedio horarios (UTC) entre el 12/09 y 17/09

Ahora bien, usando la misma metodología, es posible construir un símil al hodógrafo pero en base a corrientes superficiales. Este cálculo fue realizado para los puntos **A** y **B** (durante los días canónicos) tal como se observa en la figura 4.19. En esta figura es posible comprobar dos regímenes distintos a lo largo del día, que sin embargo mantienen ciertas características en común. En el punto **A** se aprecia una variación principalmente meridional en las corrientes superficiales, con una corriente promedio de 25 cm/s al NNW, mientras que en el punto **B** se observa una contribución relativamente pareja entre la dirección N-S y W-E, aunque con un desplazamiento neto al NW con 42 cm/s. Esto lleva a considerar distintos niveles de forzamiento entre la marea y el viento, pudiendo a priori señalar a este último como la principal influencia en el punto **B** y la marea en el punto **A**. Es innegable la similitud entre el hodógrafo del viento en figura 4.18 con el caso más cercano a la costa (punto **B**). En ese caso, el viento experimentaba un importante aumento en su componente zonal a partir de mediodía hasta alcanzar un máximo a las 19 UTC, misma situación que en **B**. Luego, a partir de las 21 UTC el viento experimentó una disminución en la velocidad en ambos ejes, situación que se verifica en el punto **B** a partir de

las 23 UTC en el eje y . En este punto cabe destacar que a pesar de que para el viento, a esta hora, la intensidad en el eje x simplemente disminuía, en el caso de las corrientes estas se hacen cada vez más “negativas“ o hacia el oeste. Considerando la dirección que toman las corrientes (que también es visible en el punto **A**) lo más probable es que se deba al transporte de Ekman que, por efecto de la aceleración de Coriolis, tiende a mover las masas de agua en superficie en sentido anticiclónico.

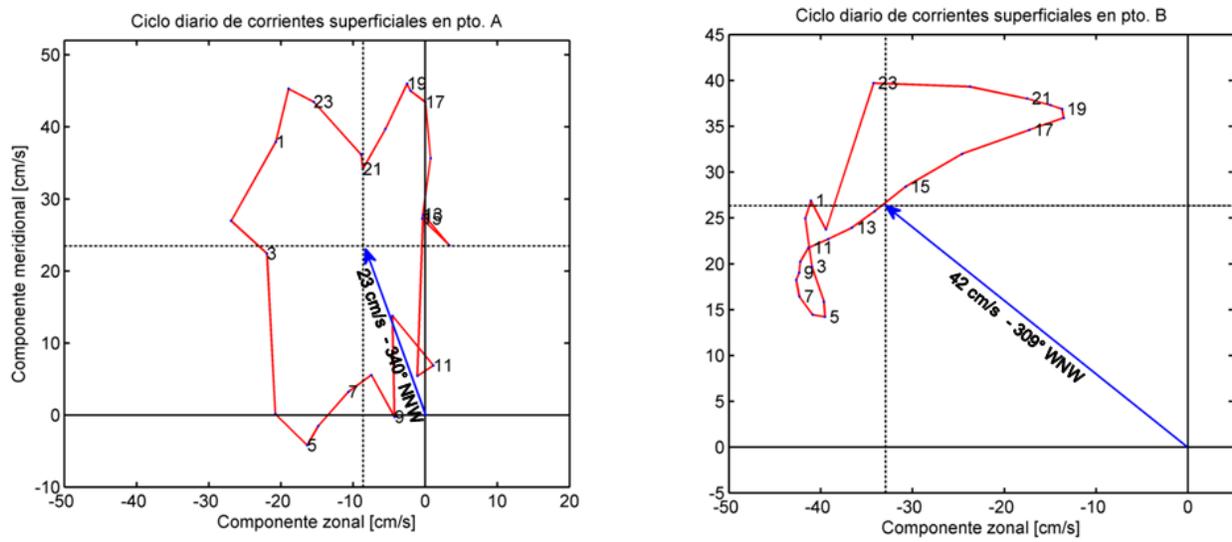


Figura 4.19: Hodógrafos para las corrientes superficiales de los puntos **A** (en la intersección de las bisectrices) y **B** (a 7km al SW del radar en Itata).

Ahora, volviendo al hodógrafo del punto A podemos observar que a pesar de que la “forma” del ciclo diario no se parece a la que describe el viento, aun conserva ciertas características atribuibles a su efecto. Es así como el máximo que registra el viento y el punto **B** a las 19 UTC en el eje zonal, aquí es visible pero rotada completamente hacia el norte, para luego notar una fuerte disminución en este eje a partir de la medianoche y registrar mínimos entre las 4 y las 9 UTC. Cabe señalar que esta disminución en el eje y hasta el mínimo ocurre en un lapso de unas 5 horas en todos los casos. Finalmente, cuando el viento tiene intensidad mínima (entre 4 UTC y 10 UTC) es cuando las corrientes se debilitan hasta cambiar de dirección hacia el suroeste (punto **A**).

En resumen, hasta ahora se ha demostrado que tanto el viento como las corrientes y la potencia presentan un marcado ciclo diario, en particular para el período canónico. Además se vio que las corrientes también tienen una variación diurna, la cual coincide con la variación en la dirección del viento. Esto aumenta las posibilidades de que exista advección de salinidad. Sin embargo, para concluir el forzamiento sobre la potencia se calculó la correlación cruzada entre estas variables. Los resultados se muestran en la tabla 4.1 y 4.2.

Analizando primero los resultado de la correlación cruzada (viento delante) entre el viento y las corrientes superficiales vemos valores entre 0.52 y 0.64 para Itata y entre 0.58 y 0.72 en Achira, a lo largo de sus ejes centrales. Esto indica covariabilidad que refuerza lo observado en párrafos anteriores. Los desfases o lag (en horas) deben mirarse con cuidado. En Achira los desfases son de entre 9 y 10 horas, pero Iata muestra valores de 12 horas a 7 km y 5 horas para 20 y 30 km. El lag de 12 horas cercano al radar en Itata es probable que sea vea afectado por la presencia del río Itata, lo que explicaría tal diferencia con los puntos más alejados al radar. Por otro lado, los desfases de 5 horas respecto a los de Achira, tienen una diferencia de acorde con el ángulo de medición de los radares, cómo se explicó anteriormente. Ahora bien, teniendo en cuenta estos desfases uno esperaría que las variaciones en la potencia de retorno debido a advección tengan un desfase respecto de la intensidad del viento aun mayor que en el caso del forzamiento de las corrientes, tomando en cuenta por ejemplo que en promedio las corrientes pueden llegar a unos 40 cm/s (es decir, las aguas podrían recorrer unos 10 km en 10 horas). Esto se contrapone al observar que la correlación entre el viento y la potencia tiene un lag de 0 horas para Achira y 1 hora para Itata. Lo que indica finalmente que no hay una relación directa entre procesos de advección y variabilidad de la potencia. Los otros desfases de Achira no guardan sentido físico pues implicarían que la potencia es forzante del viento y, en el caso de Itata, los otros desfases tienen valores de correlación muy bajos.

	7km		20km		30km	
	r	lag	r	lag	r	lag
Viento-Potencia	0.66	0	0.35	-2	0.24	-3
Viento-Corriente	0.58	9	0.62	10	0.72	9

Tabla 4.1: Tabla de Correlaciones y desfases (en horas) en Achira

	7km		20km		30km	
	r	lag	r	lag	r	lag
Viento-Potencia	0.58	1	0.39	14	0.22	12
Viento-Corriente	0.52	12	0.59	5	0.64	5

Tabla 4.2: Tabla de Correlaciones y desfases (en horas) en Itata

En base a estos resultados es posible descartar que la potencia de retorno dependa de procesos dinámicos que modifiquen la conductividad del medio. Aunque por supuesto este tipo de análisis puede profundizarse

de contar con otro tipo de instrumental, o bien de mejorar la calidad de los datos, por ejemplo contando con una estación meteorológica más cercana a los puntos de observación. En este sentido también se debe señalar que no se pueden descartar procesos de difusión vertical en el océano. Sin embargo, para lograr una correcta parametrización del nivel de mezcla de salinidad vertical es necesario contar con perfiles medidos con instrumental del tipo CTD.

4.3.7. Distribución espacial de la potencia de retorno

Otra etapa en las comparaciones es la visualización espacial de la potencia de retorno, con el objetivo de identificar zonas de baja potencia asociadas a bajos niveles de salinidad (o de turbidez considerando los datos satelitales). La idea, aunque suena sencilla no es obvia ya que la distribución espacial de la potencia tiene características muy particulares. En primer lugar la señal decae como $r \sim \frac{1}{d^4}$ según lo señalado en ecuación 2.1 (considerando el trayecto de ida y de vuelta). Además, para evitar los errores en los bordes del abanico de medición es recomendable usar datos preferentemente en ángulos intermedios. Tomando en cuenta estos detalles (en especial el del decaimiento radial de la señal) y además el hecho de que no existe literatura sobre este tipo de análisis, se propusieron varios métodos de tratamiento de los datos de potencia espacial. Finalmente se decidió estudiar la distribución azimutal de la potencia a lo largo de los arcos de barrido. Esta idea nace de aprovechar la simetría radial en el decaimiento que ese ejemplifica en la figura 4.26.

Lo valioso de esta metodología es que nos permitiría realmente verificar el efecto de la salinidad en el océano, en particular para esta zona pues, además de no lidiar con el decaimiento radial, los arcos “atravesan” la pluma del Itata, alcanzando zonas de alta salinidad con otras de baja salinidad. Así, de manera análoga a los estudios anteriores, se consideran tres arcos a 7, 20 y 30km de cada radar, abarcando a su paso zonas con distintos niveles de salinidad (o turbidez), principalmente producto de la pluma del río Itata. En fig 4.20 se aprecian imágenes satelitales con sus respectivos horarios de pasada y con colores normalizados, de manera que permita la comparación entre ellos. También se observa en negro el eje central de medición, como punto de referencia para el análisis. En verde claro y magenta se indican los arcos de barrido que se consideraron. En las figuras se ven claramente las plumas procedentes del río Itata (norte) y del río Biobío (sur) e incluso en algunos días es visible la pluma del río Andalien, en la Bahía Concepción. Esta es la manera más clara de observar (que poseemos) las diferencias de salinidad en superficie. La distribución espacial de las plumas y su evolución en el paso de los días nos permiten excelentes puntos de comparación.

En las figuras 4.21 y 4.22 se incluyen las distribuciones de potencia azimutal para cada arco de la figura 4.20 para el radar de Achira. De izquierda a derecha se muestran los resultados de extraer los datos por arco

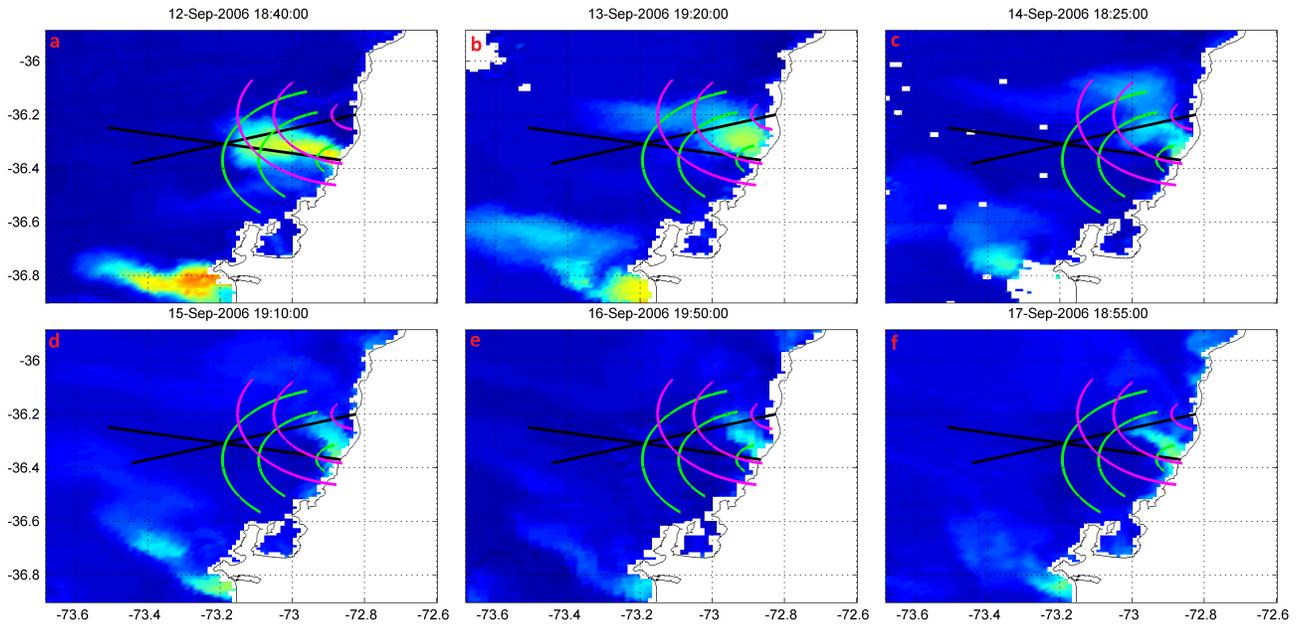


Figura 4.20: Imágenes satelitales del sensor MODIS-Aqua en la banda nLw555 para turbulencia en el océano entre el 12 y el 17 de septiembre de 2006. En Negro se aprecian los ejes centrales del barrido de cada radar. En magenta y verde se muestran los arcos tomados para analizar la distribución azimutal de la potencia de retorno (en Achira e Itata respectivamente).

de medición (a 7, 20 y 30 km del radar) para potencia y turbidez. El eje de las ordenadas está dividido entre los 121 ángulos de apertura del radar, siendo el ángulo 61 la bisectriz del barrido.

En los paneles a 7 km de Itata vemos en general durante los 6 días altos índices de turbidez (y por ende baja salinidad) concentrados hacia ángulos superiores (hacia el norte) con algunas oscilaciones entre medio. Dado esto, y suponiendo que la hipótesis es correcta, en estos puntos debiesen registrarse mínimos en la potencia. Al observar la potencia en estos paneles efectivamente los máximos están centrados en los ángulos menores y de manera coherente la señal tiende a disminuir hacia el norte cuando el arco está completamente “dentro” de la pluma.

En el segundo arco, a 20 km, la turbidez muestra un comportamiento similar al señalado en el párrafo anterior. Nuevamente los máximos en potencia están asociados a zonas de baja turbidez (mayor salinidad). Sin embargo, la serie de oscilaciones de la señal de la potencia antes de llegar a su punto mínimo impide concluir una relación confiable. Incluso a ratos se verifican aumentos conjuntos de ambas variables (como el 13 y 14 de septiembre a 20 km, en Itata) lo que contradice la hipótesis inicial.

4.4. VARIABILIDAD DE LA POTENCIA DE RETORNO POR INTERACCIÓN ENTRE LA RADIACIÓN EMITIDA

Finalmente, para el arco más lejano (a 30 km), la turbidez cambia su comportamiento y, junto con que la pluma tiende a dirigirse hacia el norte, comienza a aparecer una segunda lengua desde el sur que alcanza un máximo el 16 de septiembre. Al respecto la potencia muestra un comportamiento similar al de los casos anteriores dando buenos indicios de relación cuando la pluma está hacia el norte, sin embargo, cuando aparece una lengua desde el sur la señal de potencia no se ve afectada.

En el caso de Achira tampoco es posible verificar una relación clara entre la turbidez y la potencia. A pesar de que en ocasiones se registran aumento en la turbidez y al mismo tiempo disminuciones en la potencia, este comportamiento es solo esporádico y en la mayoría de los casos la potencia pareciera variar independientemente de la turbidez. En particular es posible observar que la distribución azimutal en el caso de Achira es más bien del tipo campana, con un máximo en los ángulo centrales y disminuyendo hacia los bordes, a diferencia de Itata que tiende a disminuir hacia los ángulos más hacia el norte.

Para finalizar podemos señalar que queda en evidencia que este método, sin entregar en todos los casos las lecturas esperadas, permite de todas formas un acercamiento al objetivo principal de este estudio. Posiblemente con un refinamiento del método pueda establecerse bajo qué parámetros estas comparaciones tienen sentido. Por lo demás es preciso contar con más eventos a comparar y, lamentablemente, en base a imágenes satelitales, tan se puede contar con 1 o dos observaciones diarias. Idealmente este tipo de estudio debiese considerar el uso de sensores de salinidad tipo CTD que permita comprender más detalladamente la variabilidad superficial de la salinidad.

4.4. Variabilidad de la potencia de retorno por interacción entre la radiación emitida y las olas

Dado que en los análisis anteriores no se pudo verificar que la potencia de retorno se produzca debido a procesos dinámicos que modifiquen los niveles de salinidad cabe verificar si esto es producto de la interacción directa entre la radiación emitida y el oleaje. En este caso la variable fundamental es la sección eficaz de dispersión:

$$\zeta'(\omega) = 4(2\pi)^3 |C_1|^2 k_0^4 \left\{ S_{-2k_0} \delta \left[\Delta\omega + 2\mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{V} - (2gk_0)^{1/2} \right] + S_{2k_0} \delta \left[\Delta\omega + 2\mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{V} + (2gk_0)^{1/2} \right] \right\} \quad (4.3)$$

donde \mathbf{k}_0 es el vector de onda de la radiación emitida por el radar, $S(k)$ es la densidad espectral del oleaje, g es la aceleración de gravedad, C_1 es una constante de proporcionalidad que, según Barrick (1972) puede aproximarse a $|C_1|^2 = 2/\pi^2$ y ω es la frecuencia de Bragg dada por:

$$\omega = \omega_0 - 2\mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{V} \pm (2gk_0)^{1/2} \quad (4.4)$$

Esta ecuación por supuesto es una de las variables que considera la ecuación de potencia del radar 2.5. La sección eficaz de scattering es la fracción de energía que llega al radar respecto de la energía emitida considerando solo la dispersión de primer orden (Robson, 1984). En palabras, es una expresión que representa al oleaje que cumple con la condición de bragg y permite que exista interacción constructiva entre el océano y el radar. De hecho, si el océano fuese “plano”, no existiría una sección eficaz de scattering por lo que, en teoría, no habría retorno al radar. Considerando esto, parece lógico pensar que el estado del océano (características del oleaje presente) interviene en buena medida en la cantidad de energía que retorna al radar. Como se ha mencionado, la resonancia de Bragg es el principal proceso que genera la retrodispersión de las ondas HF (Gurgel *et al.*, 1999b), esto implica que, en la medida de que exista más oleaje que cumpla con la relación, mayor será la interacción de las ondas electromagnéticas con el océano. Ahora bien, considerando la frecuencia con la que se trabajó en este experimento (22.447MHz) y el respectivo oleaje que favorece la resonancia ($\lambda = 6,5m$), podemos pensar en el viento como un agente intensificador de la potencia de retorno por medio de la sección eficaz de scattering, pero físicamente a través del incremento del oleaje de $\lambda = 6,5m$, ya que olas de estas características obedecen principalmente a vientos locales. Por supuesto la relación entre el oleaje y la potencia no es simple y existen distintos aspectos que deben ser considerados. En primer lugar a pesar de que la presencia de oleaje que cumpla con la condición de Bragg es un factor fundamental para la medición, que exista gran cantidad de viento favorable para este oleaje no necesariamente debiese traducirse en un aumento de la potencia. Esto es discutido en Gurgel *et al.* (1999b) donde se señala que cuando el viento es muy intenso, junto con la generación de oleaje de bragg se favorece también la formación de oleaje con gran altura de ola significativa. En estos casos se produce el efecto de shadowing (figura ??), donde las misma olas absorben parte de la radiación emitida, reduciendo la potencia de retorno y el alcance del radar. Dentro del mismo contexto se menciona que producto de viento intenso se fomenta la aparición de espuma en la superficie del mar lo que afecta de la misma forma que con grandes olas. En la figura 4.26 se aprecia una comparación de la potencia de retorno para una condición de oleaje normal con altura significativa de ola de 0.9 m y otra para una instante con oleaje intenso con altura de 4.7 m. Lo mencionado respecto al shadowing y a la absorción por espuma se hace presente en esa figura pues luego de 12 km alejados del radar la potencia de retorno en el instante con oleaje fuerte es menor respecto de la situación calma. Junto con esto se observa una disminución en el rango de 15 km. Vale señalar que estos resultados son similares a los obtenidos en Gurgel *et al.* (1999b).

Antes de realizar las comparaciones pertinentes entre oleaje y potencia es necesario señalar que no es conveniente para esto usar la altura de ola significativa (H_s), aunque pareciese evidente. Esto porque el cálculo de

4.4. VARIABILIDAD DE LA POTENCIA DE RETORNO POR INTERACCIÓN ENTRE LA RADIACIÓN EMITIDA

H_s se realiza considerando la energía del oleaje asociado a todas las bandas de frecuencia. En la ecuación 4.5 se aprecia el cálculo que realiza el radar para obtener la altura significativa de ola:

$$H_s = 4 \times \sqrt{0,001 \times \sum_{k=0,05}^{0,25} \{\epsilon_k \times A_k\}} \quad (4.5)$$

donde ϵ_k son todas las bandas de frecuencias, que van desde 0.025Hz a 0.25Hz y A_k son coeficientes de ajuste a una distribución empírica. Si utilizamos entonces la altura significativa directa de este cálculo estamos incluyendo el efecto, por ejemplo, del oleaje de fondo que interactúa con las olas de Bragg. Para evitar esto solo se considerará la frecuencia que más cercana asociada al oleaje de Bragg. Recordemos que el período del oleaje que interactúa con el radar es de 6.7 m y tomando en cuenta que la profundidad en la plataforma es de al menos 50 m, tenemos que el periodo de un oleaje de este tipo correspondería a 2.1 segundos, o bien a 0.48 Hz. Debido a esto no es posible extraer del espectro de energía que entregan los radares la correspondientes a oleaje de Bragg, sin embargo se utilizará para ello la mayor frecuencia posible, 0.25 Hz. Se fijaron 4 puntos de comparación (ver figura ??) y se extrajo la correspondiente potencia de retorno y la energía de olas de 0.25 Hz. Los puntos se distribuyen de manera que dos de ellos se encuentran en puntos cercanos a los respectivos radares, con el objetivo de capturar en lo posible el efecto del mar de viento. Los otros 2 puntos se encuentran en un punto medio y un punto lejano a la costa tal como se indica en la figura ??.

En figura 4.28, en los paneles a y b se observan las comparaciones individuales de potencia y altura de ola en Achira (a) e Itata (b).

En primer es importante hacer notar el evidente ciclo diario que muestra el oleaje a lo largo de todas las series, aunque de manera más clara en las observaciones cercanas a tierra. Esto viene dado por supuesto por la acción del viento local que, como vimos, tiene una fuerte componente diurna en esta zona. Dicho esto podemos apreciar en el panel **a** una buena correspondencia entre la potencia y el oleaje de 0.25 Hz, en especial durante los primeros días.

En el primer panel se aprecia buena correspondencia entre el oleaje y la potencia al menos hasta la primera semana, luego de eso hay una disminución notoria en la potencia de retorno sin que se registre una disminución importante en la energía de olas de 0.25 Hz o el viento. Al final de la serie vuelve a aparecer correspondencia entre ambas variables. En el panel **b** existe un comportamiento similar a Achira durante los primeros días. Nuevamente la relación tiende a romperse durante el período intermedio y ya para el 10 de septiembre ambas series muestran variación conjunta. En los puntos 3 y 4 (paneles **c** y **d**) la relación es bastante débil salvo por algunos instantes donde el oleaje coincide con la potencia. En este punto se debe enfatizar en dos aspectos, el primero hace referencia a que el radar no puede describir la energía asociada de Bragg, por lo que no estamos realizando las comparaciones de la mejor forma posible. Por otro lado un punto no menor es que estamos

extrayendo energía de solo una banda de frecuencia e ignorando en buena medida la distribución de energía en el resto del espectro de oleaje. Esto es importante porque si bien la radiación emitida interactúa con el oleaje de Bragg, estas olas a su vez se ven afectadas por la presencia de oleaje de menor frecuencia o directamente mar de fondo (Morales *et al.*, 2011). Finalmente, un cálculo de correlaciones cruzadas indican valores de hasta 0.85 con un desfase de 0 horas en períodos al aislar algunos periodos, como la primera semana en el primer punto en Achira. Globalmente la correlación es muy baja y no supera un valor de 0.35.

Con lo visto hasta ahora podemos señalar que a pesar de que no estamos considerando exactamente la energía asociada a el oleaje de Bragg es posible identificar variabilidad conjunta importante, principalmente cerca de la costa, siendo esto la evidencia más fuerte de un forzante para la potencia en este trabajo.

4.4. VARIABILIDAD DE LA POTENCIA DE RETORNO POR INTERACCIÓN ENTRE LA RADIACIÓN EMITIDA

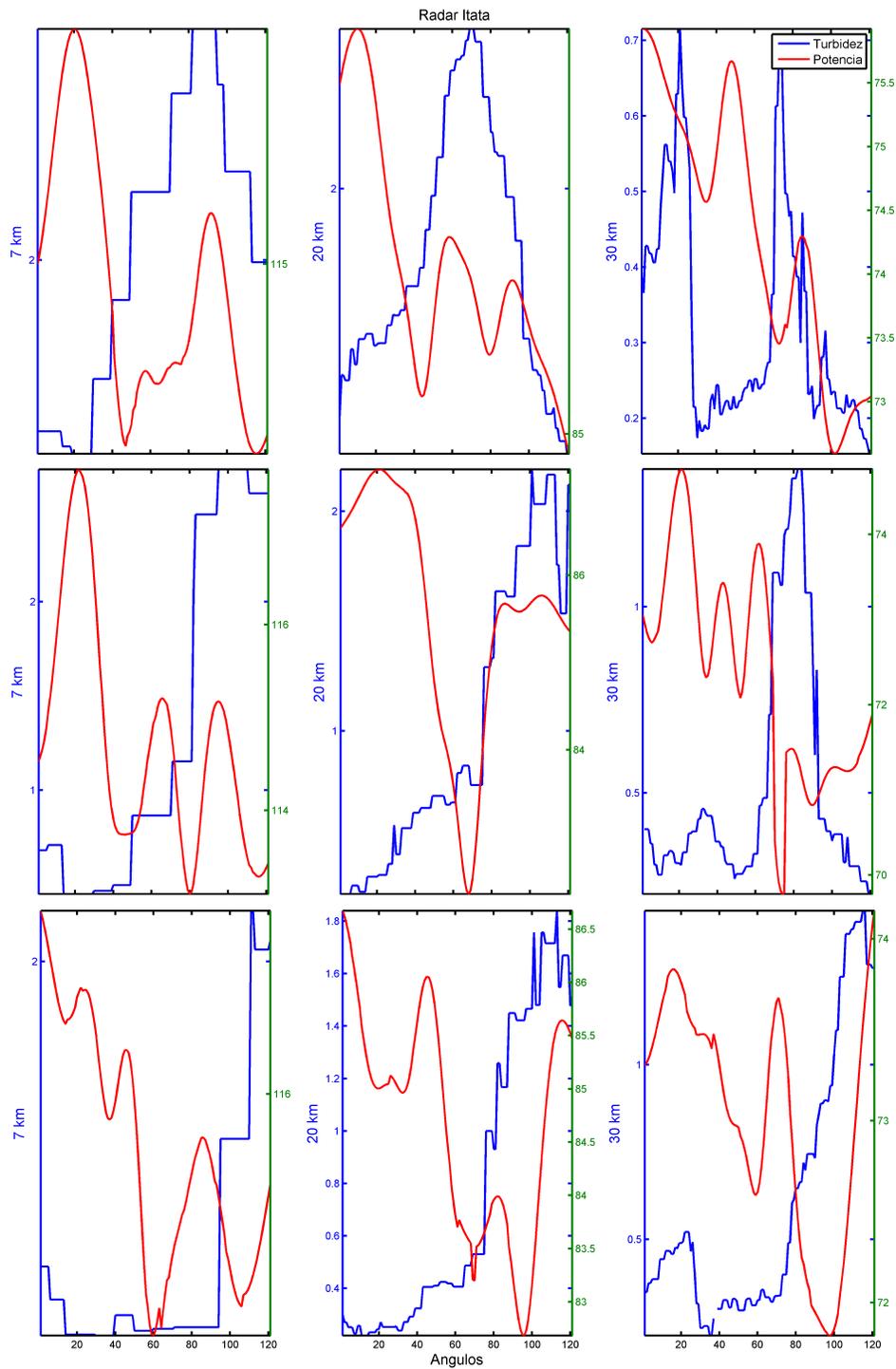


Figura 4.21: Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Itata y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 12/09 (arriba), 13/09 (medio) y 14/09 /abajo).

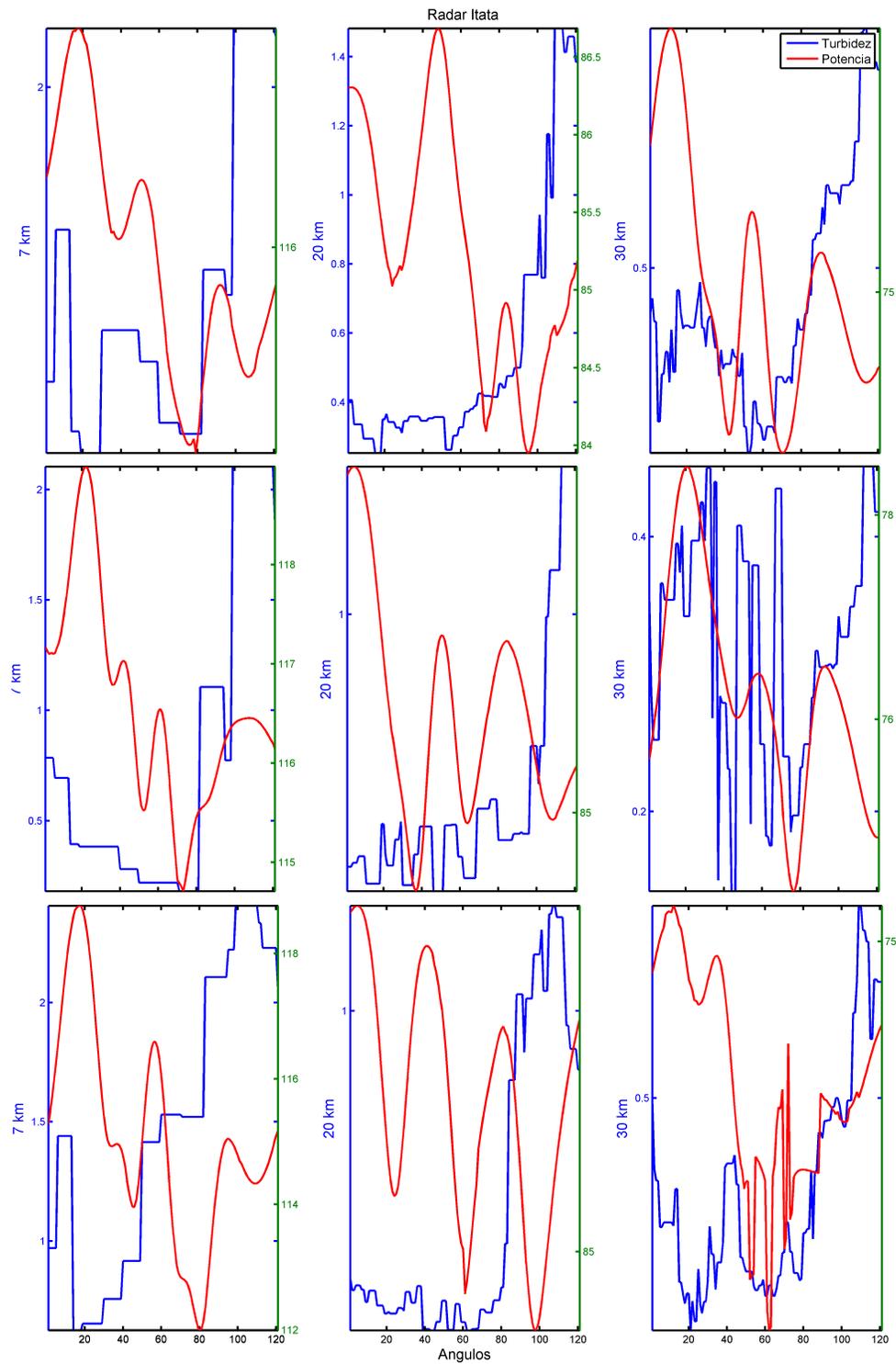


Figura 4.22: Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Itata y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 15/09 (arriba), 16/09 (medio) y 17/09 /abajo).

4.4. VARIABILIDAD DE LA POTENCIA DE RETORNO POR INTERACCIÓN ENTRE LA RADIACIÓN EMITIDA

Figura 4.23: Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Achira y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 12/09 (arriba), 13/09 (medio) y 14/09 /abajo).

Figura 4.24: Comparación de la distribución azimutal (a lo largo de un arco de barrido) de la potencia de retorno del de Achira y la turbidez del océano a 7, 20 y 30 km del radar, durante los días 15/09 (arriba), 16/09 (medio) y 17/09 /abajo).

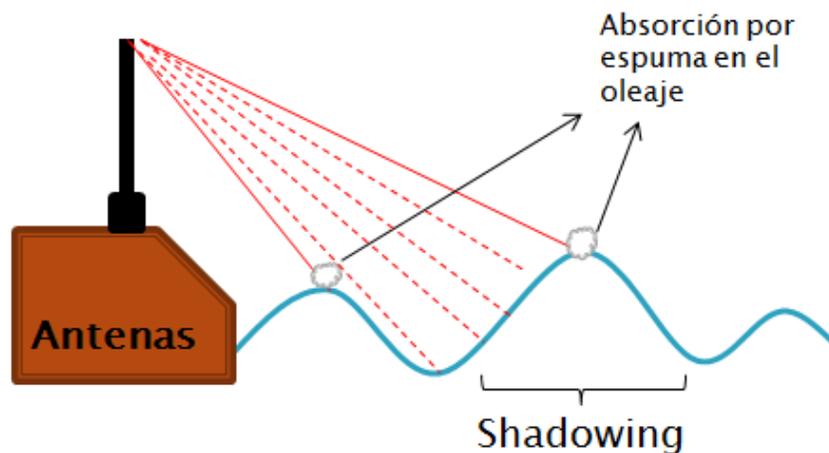


Figura 4.25: Esquema de radiación del radar. La señal está siendo interrumpida por oleaje (altura de ola significativa) impidiendo que la radiación puede propagarse más lejos. También existe atenuación de la señal por formación de espuma en la superficie.

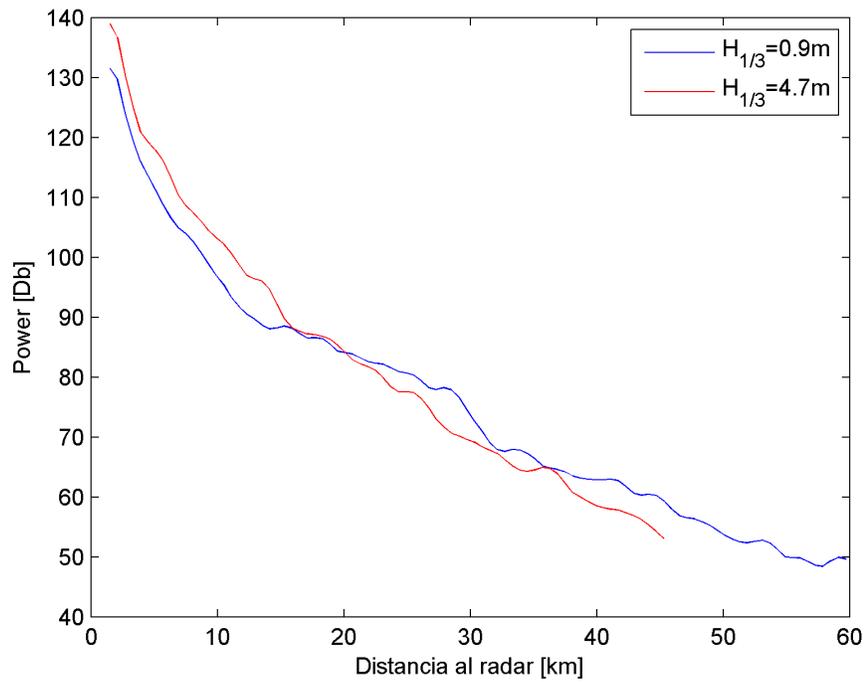


Figura 4.26: Comparación entre potencia de retorno para eventos con alto y bajo oleaje

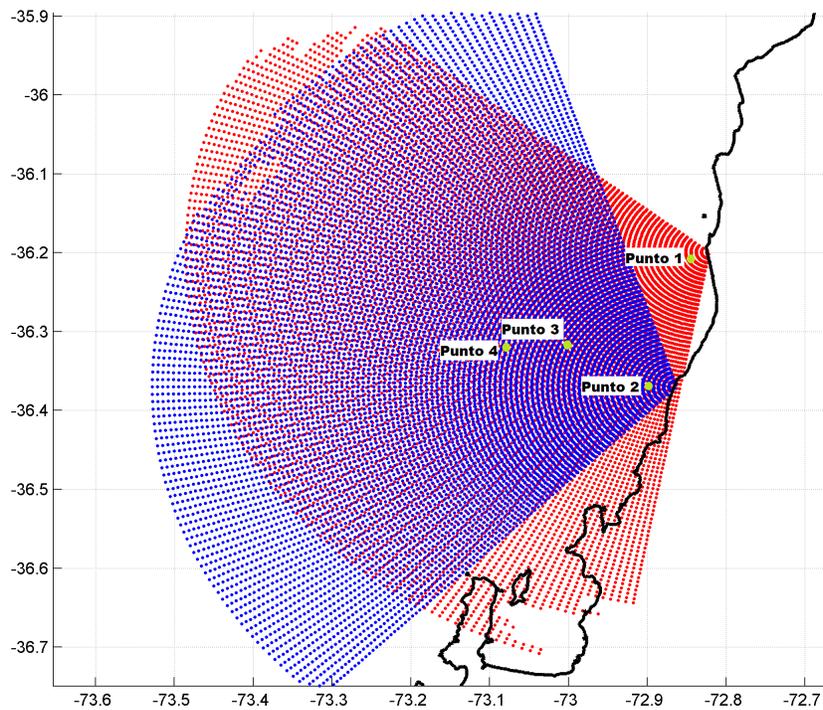


Figura 4.27: Puntos de comparación entre oleaje y potencia.

4.4. VARIABILIDAD DE LA POTENCIA DE RETORNO POR INTERACCIÓN ENTRE LA RADIACIÓN EMITIDA

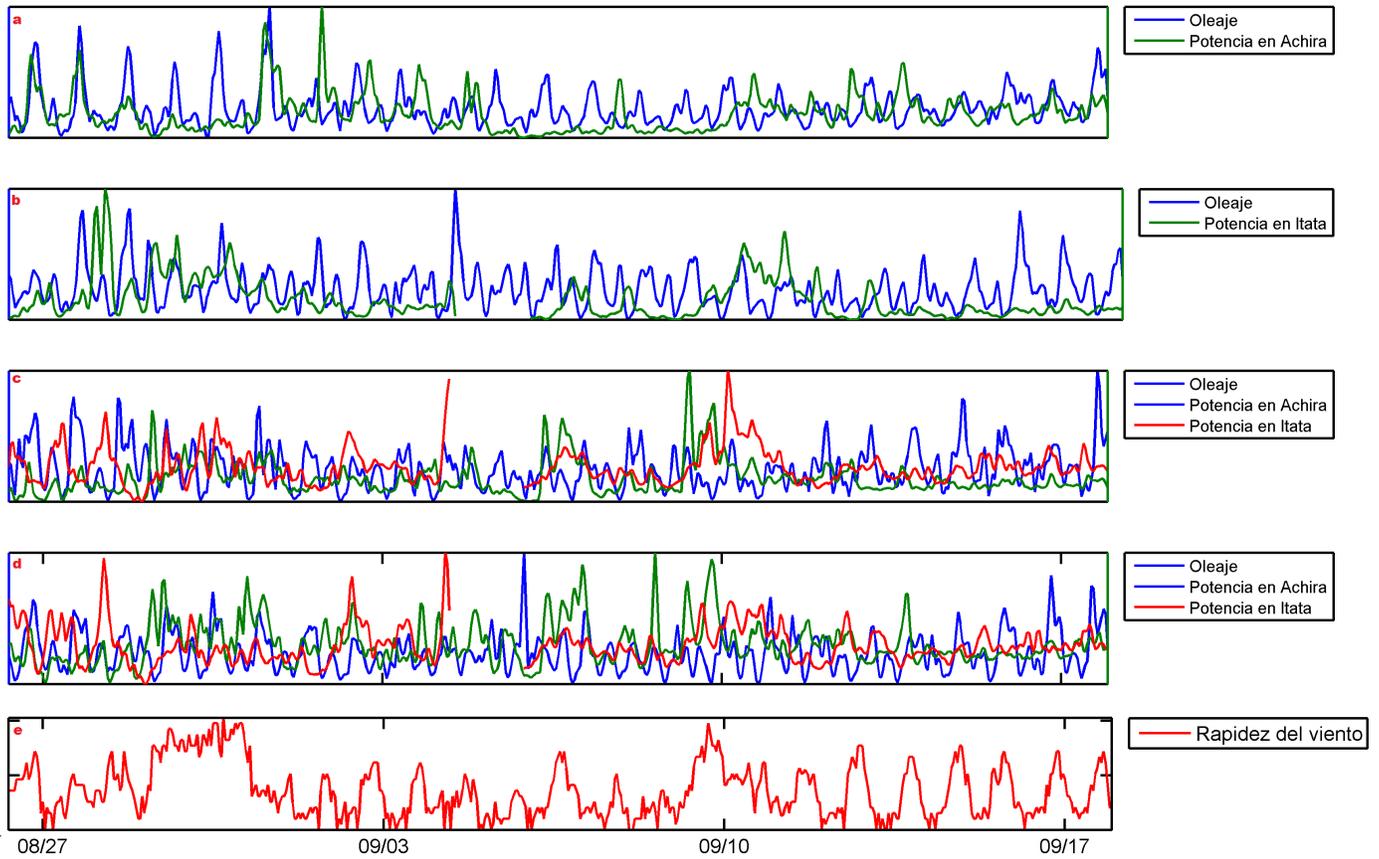


Figura 4.28: Comparación entre altura de ola significativa promedio y potencia de retorno en 4 puntos. En el panel inferior se observa la rapidez del viento.

Capítulo 5

Conclusiones

Dado que este tipo de estudio es inédito fue necesario establecer desde un principio los mecanismos a través de los cuales la potencia de retorno y su variabilidad pudiesen ser forzados por los cambios de salinidad. Para esto, en primer lugar se demostró que la señal de potencia de retorno no es aleatoria y presenta patrones de variabilidad conjunta en ambos radares (mediciones independientes), esto en base a las primeras observaciones espaciales para el eje central de cada barrido. Luego se estableció que la potencia ha de ser modificada por procesos dinámicos que afecten la salinidad del océano, y por otro lado, por la interacción directa entre la radiación emitida y el oleaje. En el sentido de la modificación de la salinidad por procesos dinámicos se muestra que la precipitación no juega un rol relevante en su variabilidad pues el efecto esperable de disminución de la potencia por mezcla con el agua de mar no es evidente y por supuesto no explica la variabilidad entre evento de lluvia. Por otro lado el caudal del río Itata no parece afectar la señal de retorno, al menos respecto a variabilidad temporal. Respecto de la distancia entre las antenas y el océano, la cual está determinada principalmente por las mareas, queda descartada principalmente por la ausencia de una señal semidiurna potente en la potencia, señal que es muy importante en las mareas. Además las fases de los ajuste mareales entre puntos distintas de cada barrido no están relacionadas.

Gracias a imágenes satelitales de turbidez en el océano es posible identificar gradientes horizontales de salinidad lo que indica que puede ocurrir advección. Sin embargo, en base a lo observado no es posible encontrar una relación entre procesos de advección y la variabilidad de la potencia. Por otro lado se estudió la distribución azimutal de la potencia por arcos de barrido en un intento de encontrar efectos visibles producto de la presencia de la pluma de río Itata y aprovechando la simetría del decaimiento radial de la señal del radar. Los datos no son concluyentes y, a pesar de que se verifican eventos donde el aumento de la turbidez en el agua está asociado a disminuciones en la potencia, existen otros donde la relación no es clara e incluso es contradictoria a la hipótesis. Finalmente, se verifica que el oleaje de frecuencia 0.25 Hz determina en buena medida la variación de la potencia

introduciendo, por ejemplo, una señal diurna, la que responde a su vez al ciclo diario del viento en las costa de la región. Esto ocurre por el fenómeno de brisa marina. De todas formas no toda la variabilidad es explicada por el oleaje, probablemente porque la frecuencia no es exactamente la correspondiente a la condición de Bragg.

Cabe señalar que si bien no se logró determinar la relación propuesta en un principio, este estudio permitió trabajar con una variable poco usada en el contexto de radares y aunque los resultados no sean de los esperados las técnicas de análisis desarrolladas durante el estudio servirán en lo próximo como herramientas base.

Capítulo 6

Discusión

Existen aspectos claves durante el desarrollo de este texto que pueden mejorarse en caso de repetir el estudio o bien de mejorarlo. En primer lugar debe mencionarse la lejanía de los sensores meteorológicos con los puntos de estudio. En este caso se asume que el viento en Achira o Itata ha de comportarse de manera similar al de Talcahuano, sin embargo, una distancia de 60km puede significar diferencias muy significativas, especialmente en la variable viento, de la cual se se tomó buena parte de los análisis. A pesar de esto debe tenerse en cuenta que aunque la estación meteorológica se encuentre junto con los radares, las conclusiones respecto del viento a 20km o 30km mar adentro deben realizarse con precaución.

En el mismo contexto de los sensores, una manera obvia de mejorar la calidad y cantidad de información con la que se cuenta, es el uso de un sensor ADCP, con el objetivo de trabajar con perfiles de velocidad del mar a distintas profundidades. De esta manera se podría estudiar de mejor manera la advección de salinidad. Por supuesto idealmente debiese contarse con un CTD que permita muestrear la conductividad en el océano de manera continua, aunque no debe descartarse el uso de imágenes satelitales que, si bien tienen una baja resolución temporal, permiten una visión espacial de la salinidad imposible de captar solo usando un CTD. Por otro lado, estos dos instrumentos (ADCP y CTD) permitirían tener una aproximación a los niveles de difusión vertical de la sal en la superficie del océano, que se cree pudiese tener algún efecto en la señal. Uno de los principales forzante de este efecto sería el oleaje, variable que como se señaló, también podemos medir.

Finalmente se recomienda una mayor profundización en los aspectos teóricos del proceso de captura del radar. Se debe comprender a cabalidad cada una de las variables que comprenden la ecuación de potencia y en lo posible aislarla una de la otra. De esta manera, el efecto de la conductividad del medio puede manejarse de mejor manera.

Bibliografía

- BARRICK, D. E. (1972). First-order theory and analysis of MF/HF/VHF scatter from the sea. *IEEE Transactions on antennas and propagation* **20**, 2–10.
- BRAGG, W. (1913). The diffraction of short electromagnetic waves by a crystal. In: *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, vol. 17. pp. 43–57.
- CROMBIE, D. (1955). Doppler spectrum of sea echo at 13.56 mc/s. *Nature* **175**, 681–682.
- EMERY, W. J. & THOMSON, R. E. (2001). *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier B. V., 2 ed.
- FIGUEROA, D., MEDIAVILLA, D. & PIZARRO, O. (2014). Wind and freshwater control of the surface circulation on a fjord as determined by hf marine radar. En proceso de publicación.
- GURGEL, K.-W., ANTONISCHKI, G., ESSEN, H.-P. & SCHLICK, T. (1999a). Wellen Radar (WERA): a new ground-wave hf radar for ocean remote sensing. *Coastal Engineering* **37**, 219–234.
- GURGEL, K.-W., ESSEN, H. & KINGSLEY, S. (1999b). HF radars: Physical limitations and recent developments. *Coastal Engineering* **37**, 201–218.
- GURGEL, K.-W., ESSEN, H. & SCHLICK, T. (1999c). Tracking of fresh-water plumes in dutch coastal waters by means of HF radar. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999. IGARSS '99 Proceedings. IEEE 1999 International.*, vol. 5.
- IDEPE, C. (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Itata. Tech. rep., Dirección General de Aguas.
- KATSAROS, K. & BUETTNER, K. (1969). Influence of rainfall on temperature and salinity of the ocean surface. *Journal of Applied Meteorology* **8**, 15–18.

- MEADOWS, L., WHELAN, C., BARRICK, D., KROODSMA, R., RUF, C., TEAGUE, C. C., MEADOWS, G. A. & WANG, S. (2013). High frequency radar and its application to fresh water. *Journal of Great Lakes Research* **39**, 183–193.
- MORALES, J., MONTECINOS, A. & FIGUEROA, D. (2011). Variabilidad sinóptica del oleaje de fondo frente a la desembocadura del itata, medido con radares marinos HF. Congreso Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sur Oriental.
- NEZLIN, N. & DIGIACOMO, P. (2005). Satellite ocean color observations of stormwater runoff plumes along the san pedro shelf (southern california) during 1997-2003. *Continental Shelf Research* **25**, 1692–1711.
- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B. & LENTZ, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using t_tide. *Computers and Geosciences* **28**, 929–937.
- PUGH, D. (2004). *Changing sea levels: effects of tides, weather and climate*. The press syndicate of the University of Cambridge, 1 ed.
- ROBSON, R. E. (1984). Simplified theory of first- and second-order scattering of HF radio waves from the sea. *Radio Science* **19**, 1499–1504.
- SALDIAS, G., SOBARZO, M., LARGIER, J., MOFFAT, C. & LETELIER, R. (2012). Seasonal variability of turbid river plumes off central chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sensing Environment* **123**, 220–233.
- SHEN, W. & WEN, B. Y. (2010). Experimental research of UHF radio backscattered from fresh and seawater surface. *Progress In Electromagnetics Research* **11**, 99–109.
- SUH, Y.-S., JANG, L.-H., MITCHELL, B., KAHRU, M., PRASAD, K. & SHIN, H. (2002). Study on the korean waters using the CAL/VAL of the OSMI Level 2 Data. *Korean Journal of Remote Sensing* **18**(3), 127–139.
- URRUTIA, A., FIGUEROA, D. & SOTO, L. (1993). Biobio river plume diffusivities during high discharge. *Ciencia y tecnología del mar* **16**, 21–32.