

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

VII SEMINARIO INTERNACIONAL DE INGENIERÍA Y OPERACIÓN PORTUARIA

METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO WAVEWATCH III EN LAS COSTAS DE CHILE PARA LA SIMULACIÓN DE MAREJADAS: CASO DE APLICACIÓN DE LOS EVENTOS OCURRIDOS EL 3 DE JULIO DE 2013 Y EL 8 DE AGOSTO DE 2015 EN LA ZONA CENTRAL DE CHILE

CÉSAR ESPARZA ACUÑA¹

RESUMEN

En esta publicación, se propuso una metodología de calibración del modelo numérico WAVEWATCHIII v4.18 con el objeto de estimar los parámetros integrales del espectro de oleaje aguas profundas que caracterizaron las marejadas ocurridas el 3/7/2013 y el 8/8/2015 a la cuadra de Valparaíso. Las simulaciones fueron forzadas con los re-análisis atmosféricos ERA-Interim (Dee, 2011) y CFSRv2 (Saha, 2010). En primera instancia, se demostró una sobrestimación de la altura significativa H_{m0} cuando WAVEWATCHIII se configura por defecto bajo el paquete físico ST4 (Ardhuin, 2010). Para mitigar esta sobrestimación, se reajustaron los coeficientes de balance de energía a la nueva recomendación de la NOPP (Ardhuin, 2015). La asimilación se efectuó calibrando el coeficiente físico BETAMAX, el cual permitió controlar el nivel ingreso de energía desde el viento hacia el espectro de oleaje. La verificación se realizó contrastando los resultados de cada evento con 1 mes de mediciones altimétricas de la base de datos perteneciente a GLOBWAVE (Ash et. al. 2012). Posteriormente se evaluó con la boya perteneciente al SHOA emplazada frente a Valparaíso a 450m de profundidad y con la boya del INH emplazada en Curaumilla a 150m de profundidad. Los resultados calibrados evidencian que a la cuadra de Valparaíso, el evento ocurrido el 3/07/2013 presentó una altura significativa de $H_{m0}=6.3$ m, un periodo pico de $T_p=18.8$ s y una dirección pico de $\theta=239$ °N y el evento del 8/8/2015, presentó una altura significativa $H_{m0}=7.20$ m, un periodo pico de $T_p = 11.8$ s y una dirección pico de 336°N.

¹ Ingeniero Civil Oceánico (e), cesar.esparza@ingenieriaoceanica.com ; trabajo derivado desde mi asesoría técnica al proyecto Fondef IdeA IT13I20006 "Un Atlas de Oleaje para Chile" perteneciente a la Escuela de Ingeniería Oceánica de la Universidad de Valparaíso. Me gustaría agradecer al equipo de trabajo del proyecto por disponer esta oportunidad para mí. Se agradece la facilitación mediciones de oleaje al SHOA, al Proyecto Corfo-INNOVA 09CN14-5718 "Catastro del recurso energético asociado a oleaje para el apoyo a la evaluación de proyectos de generación de energía undimotriz" y a la oficina consultora APUERTO Ingeniería Limitada por la disposición de recursos informáticos, asesoría y financiamiento del tiempo necesario para la I+D.

1. INTRODUCCIÓN

Una marejada es un aumento inusual en la altura del oleaje forzado por un incremento de la velocidad del viento superficial originado por una perturbación atmosférica. Actualmente en Chile, existen una cantidad significativa de obras marítimas proyectadas en sectores de alto riesgo al impacto del oleaje en condición de marejada, lo cual evidencia la importancia de implementar una metodología para modelar numéricamente dicho fenómeno y así estudiarlo dentro de las etapas básicas y conceptuales que componen un proyecto de ingeniería marítima. Las consecuencias prácticas de estos eventos son grandes daños en las infraestructuras existentes, impacto en la geomorfología de bordes costeros, perturbación de ecosistemas marinos e interrupción de la operatividad en los servicios de las industrias pesqueras y portuarias.

En Chile, la normativa exige que los estudios de oleaje deben realizarse en primera instancia en aguas profundas aplicando modelos numéricos de oleaje de 3^{ra} generación, no obstante, existen escasas aplicaciones y publicaciones en Chile que detallen el procedimiento de modelado de este variable meteoceanográfica. Las consultoras interesadas en cuantificar las marejadas comúnmente recurren a bases de datos efectuadas por consultoras especializadas ej. Baird & Associates (Chile), Fugro-Oceanor (Noruega) y organismos internacionales de predicción climática y re-análisis atmosféricos (ej. NOAA^{II} y ECMWF^{III}) de las cuales se desconocen los supuestos adoptados, configuraciones, forzantes y/ parametrizaciones físicas aplicadas en los modelos numéricos. En esta publicación se presenta una propuesta metodológica de calibración de base física del modelo numérico WAVEWATCH III v4.18 (Tolman, 2014). La aplicación se centra en cuantificar los estados de mar que caracterizaron los eventos ocurridas el 3 de julio de 2013 y 8 de agosto de 2015. Se eligieron ambos eventos principalmente debidos a la particularidad agresiva y nociva que presentaron en la costa de Chile, lo cual llamó la atención de toda la comunidad hidráulica marítima chilena. No obstante, un objetivo secundario es mejorar el conocimiento público acerca del modelado numérico de oleaje en aguas profundas, exponiendo gran parte de la configuración necesaria del modelo y sus procesos físicos.

2. MODELO NUMÉRICO WAVEWATCH III v4.18

El modelo numérico WAVEWATCH III (Tolman, 2014) (de ahora en adelante WWIII), es un modelo de fase promediada elaborado por la NOAA/NCEP^V, perteneciente a la clase de modelos de 3^{ra} generación, los cuales implementan la física en la ecuación de balance de la densidad de acción^{VI} del oleaje (de ahora en adelante EBAO). La EBAO permite resolver la evolución espacio-temporal del espectro de oleaje en función del número de ondas k , la dirección θ , el espacio x y el tiempo. Dicha ecuación se presenta a continuación.

$$\begin{array}{cccccc}
 \frac{\partial N}{\partial t} & + & \nabla_x \cdot \dot{x} N & + & \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} N & + & \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta} N & = & \frac{S}{\sigma} \\
 \text{Variación temporal} & & \text{Advección espacial} & & \text{Advección} & & \text{Advección} & & \text{Flujo de acción} \\
 \text{de la} & & \text{de la densidad de acción.} & & \text{intraespectral} & & \text{intraespectral} & & \text{neto} \\
 \text{densidad de acción.} & & \text{"propagación en el espacio} & & \text{de la densidad} & & \text{de la densidad} & & \\
 & & \text{físico o geográfico"} & & \text{de acción} & & \text{de acción} & & \\
 & & & & \text{en el dominio} & & \text{en el dominio} & & \\
 & & & & \text{de la frecuencia} & & \text{direccional} & & \\
 & & & & & & & & (2-1)
 \end{array}$$

^{II} National Oceanographic and Atmosphere Administration (EEUU).

^{III} European Centre for Medium Range Weather Forecasts

^V National Centers for Environmental Prediction.

^{VI} La denominada acción de las olas N es la densidad de energía E dividida por la frecuencia intrínseca de cada componente espectral σ .



Donde N es la acción, \dot{x} es la celeridad de grupo incluyendo la corriente promediada en la vertical. La EBAO es una EDP^{VII} hiperbólica de advección, la parte derecha representa los flujos energéticos que constituyen los diversos procesos físicos que aportan, transfieren o atenúan energía en el espectro de oleaje. Conforme a Komen et. al. (1996) en aguas profundas, los procesos físicos relevantes son la transferencia de energía y *momentum* desde el viento hacia el oleaje S_{in} , la disipación del oleaje por *whitcapping* S_{ds} , la disipación del oleaje *swell* S_{sd} y las interacciones no lineales cuádruples ola a ola S_{nl4} . A excepción de las interacciones no lineales, todos los procesos físicos anteriormente mencionados son de menor escala que la resolución típica de un modelo de aguas profundas, por ende, WWIII los cuantifica mediante una variedad de aproximaciones de base semi-empírica denominadas parametrizaciones físicas. Dichas aproximaciones pueden no ser apropiadas para algún fenómeno en particular y son, por lo tanto, fuentes de error. Para mitigar esto, WWIII implementa continuas actualizaciones de acuerdo con el progreso del estado del arte, abarcando múltiples ramas de desarrollo en los procesos físicos, en este trabajo se utilizará la última actualización propuesta para la física de crecimiento y disipación implementada por Ardhuin (2010) denominado en WWIII como paquete físico "ST4".

3. PARAMETRIZACIONES FÍSICAS

Crecimiento de oleaje S_{in}

Es la transferencia de energía y *momentum* desde el viento hacia las olas se describe en WWIII mediante el mecanismo de Phillips (1957) y el mecanismo de Miles (1957). Ambos mecanismos actúan de manera acoplada durante la etapa de crecimiento de oleaje, induciendo un crecimiento inicialmente lineal y luego exponencial respecto al tiempo, WWIII implementa ambos términos mediante el siguiente modelo matemático.

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BN(\sigma, \theta) \tag{3-1}$$

Donde el coeficiente A se parametrizará mediante el algoritmo "SEEDING" (Tolman, 2014), que consiste en un nivel de energía mínimo que se asegura para que actúe el mecanismo de Miles, este último mecanismo por su parte, se parametriza mediante la siguiente ecuación.

$$B(k, \theta) = \underbrace{\frac{\rho_a \beta_{max}}{\rho_w \kappa} e^{Z Z^4} \left(\frac{u_*}{C} + z_\alpha \right) \cos^{P_{in}}(\theta - \theta_u)}_{\text{Parámetro de Miles}} \sigma \tag{3-2}$$

Donde ρ_a es la densidad del aire, ρ_w es la densidad del agua de mar, β_{max} es un factor de ajuste, κ es la constante de Von Karman, P_{in} es un factor de dispersión direccional, u_* es la velocidad de corte del viento, θ_u es la dirección del viento, θ es la dirección de propagación del oleaje, Z es la relación de Janssen (1991), que permite acoplar la tensión de corte soporte del oleaje^{VIII} y en el coeficiente de arrastre aerodinámico del viento sobre la superficie del mar. Ardhuin (2010) introduce una modificación al término de crecimiento S_{in} para controlar la velocidad de corte u_* con el objeto de admitir una calibración del ingreso de energía en las altas frecuencias del espectro de oleaje.

$$(u'_*)^2 = \left| u_*^2 (\cos\theta, \sin\theta) - |s_u| \int_0^{k_{max}} \int_0^{2\pi} \frac{S_{in}(k', \theta)}{C} (\cos\theta, \sin\theta) dk' d\theta \right| \tag{3-3}$$

^{VII} Ecuación en derivada parcial.

^{VIII} La tensión de corte soporte del oleaje, es aquella que transfiere momentum desde el viento hacia la generación de olas diferenciándose de aquella tensión que aporta momentum hacia las corrientes inducidas por viento.



Donde $|s_u|$, es el coeficiente de abrigo el cual controla el ingreso de energía en las altas frecuencias del espectro de oleaje.

Disipación del oleaje por whitecapping S_{ds}

Este proceso físico es el principal mecanismo disipador de energía del oleaje en aguas profundas y su aparición se ha relacionado a una inestabilidad en las cercanías de la cresta de la ola, cuando las velocidades orbitales en la superficie se aproximan a la celeridad de fase de la ola, causando un desmoronamiento de la cresta (Miche, 1944), en términos espectrales este fenómeno se denomina "saturación" (Phillips, 1985) y actúa como una componente de balance al ingreso de energías S_{in} . El modelo numérico WWIII permite parametrizar la saturación en función de un umbral cuyo fundamento físico es un nivel límite espectral derivado desde estadísticas de rotura en aguas profundas (Banner et. al. 2000). Adicionalmente, Young & Babanin (2006) identifican un mecanismo de disipación secundario denominado "disipación acumulativa" y se produce cuando las olas más largas en condición de rompiente contribuyen a disipar las olas más cortas. Ambos mecanismos se implementan en WWIII por medio de la siguiente ecuación:

$$S_{ds} = [\gamma_{acum.} + \gamma_{sat.}] N(f, \theta) \quad (3-4)$$

Dónde γ_{sat} es la parametrización física de la disipación por saturación del espectro y γ_{acum} es la parametrización física de la disipación acumulativa. El denominado "umbral de saturación" $B'(k, \theta)$ se obtiene desde una integración parcial del espectro entre $(\theta - \Delta\theta)$ y $(\theta + \Delta\theta)$.

$$B'(k, \theta) = 2\pi \int_{\theta - \Delta\theta}^{\theta + \Delta\theta} \sigma k^3 \cos^2(\theta - \theta') N(f, \theta') d\theta' \quad (3-5)$$

Donde $\Delta\theta = 80$, con lo cual se permite una discriminación entre sistemas de oleaje propagándose en diferentes direcciones. La parametrización física implementada en WWIII mediante el paquete físico "ST4" incluye una parte isotrópica y otra direccional.

$$\gamma_{acum} = \sigma \frac{C_{ds}^{sat}}{B_r^2} [\delta_d \max\{B(k) - B_r, 0\}^2 + (1 - \delta_d) \max\{B'(k, \theta) - B_r, 0\}^2] \quad (3-6)$$

Donde C_{ds}^{sat} es un coeficiente calibrable de saturación, $B(k) = \max\{B'(k, \theta), \theta \in [0, 2\pi]\}$ es un umbral de saturación isotrópico, B_r es el límite de saturación de Banner (Banner et. al. 2000), δ_d es un factor de ponderación entre la disipación isotrópica y direccional. El uso de ambos términos $B(k)$ y $B'(k, \theta)$ permiten un control direccional de la disipación por saturación.

La parametrización física por disipación acumulativa fue derivada empíricamente por Arduin (2010), asumiendo que la tasa de atenuación es proporcional a la razón de paso de las olas más largas sobre las más cortas.

$$\gamma_{sat} = \frac{-14.2 C_{cu}}{\pi^2} \int_0^{r_{cu}^2 k} \int_0^{2\pi} [\max\{\sqrt{B'(k, \theta)} - \sqrt{B_r}, 0\}]^2 d\theta' dk' \quad (3-7)$$

Donde C_{cu} es un coeficiente ajustable y r_{cu} es un factor frecuencial entre la ola corta y larga.

Disipación del oleaje swell S_{ds}

Esta atenuación de energía fue observada por Arduin et. al. (2009) y se genera únicamente para olas con periodos mayores a $T=13$ s y ocurre cuando el grupo de olas se propaga más rápido que el viento o en dirección opuesta a este induciendo un flujo de energía desde las olas hacia el viento. Arduin (2010) estableció una parametrización física definiendo el número de Reynolds



límite como $Re = 4u_{orb}a_{orb}/\nu_a$, donde u_{orb} y a_{orb} son las velocidades y amplitudes de los orbitales en la superficie, y ν_a es la viscosidad del aire. Si el número de Reynolds es menor que un valor crítico $Re_c = 10^5$ se tendrá una capa límite laminar, y por tanto el flujo de energía desde el oleaje al viento será:

$$S_{out,vis}(k, \theta) = -s_5 \frac{\rho_a}{\rho_w} \{2k\sqrt{2\nu\sigma}\} N(k, \theta) \quad (3-8)$$

Caso contrario, si el número de Reynolds supera un valor crítico ($Re > Re_c$) se tendrá una capa límite turbulenta, y por tanto el flujo de energía desde el oleaje al viento será:

$$S_{out,turb}(k, \theta) = -\frac{\rho_a}{\rho_w} \{16f_e \sigma^2 u_{orb,s}/g\} N(k, \theta) \quad (3-9)$$

Donde f_e es una función de ajuste para el término disipativo, ν es la viscosidad cinemática del agua de mar, $u_{orb,s}$ es la velocidad orbital superficial asociada a la altura significativa espectral.

Interacciones no lineales por cuádruples ola a ola

Las interacciones no lineales entre ondas, es un tema ampliamente discutido en física teórica, sin embargo los conocimientos del autor de esta publicación en dicha materia son escasos para tratar el tema a un nivel técnico adecuado, no obstante, se examinarán las implicancias de este fenómeno físico en la modelación numérica de oleaje generado por viento.

En aguas profundas son 4 componentes frecuenciales adyacentes que intercambian energía siempre y cuando satisfagan la siguiente condición de resonancia (Hasselmann, 1962):

$$k_1 + k_2 = k_3 + k_4 \quad (3-10)$$

$$\omega_1 + \omega_2 = \omega_3 + \omega_4 \quad (3-11)$$

El término fuente S_{nl4} actúa como una transferencia de energía desde las altas hacia las bajas frecuencias, ocurre principalmente durante las etapas de crecimiento y propagación de oleaje en océano abierto. No obstante, el fenómeno físico pierde su fortaleza en aguas someras, cabe mencionar que en dicho rango la transferencia energética se invierte desde las bajas hacia las altas frecuencias y el mecanismo de resonancia lo conforman 3 olas. Los cuádruples no lineales entre olas fueron investigados teóricamente por Zakharov (1968) derivando un modelo matemático conocido como "integral cinética de Boltzmann", no obstante la solución analítica de esta ecuación es computacionalmente ineficiente para aplicaciones prácticas. El último avance significativo en modelos numéricos de oleaje fue el desarrollo del método DIA^{ix} (Hasselmann et al. 1985), el cual permitió optimizar el tiempo de cálculo de la integral cinética de Boltzmann. Todos los resultados discutidos y presentados en este trabajo se obtienen con el método DIA, el coeficiente de acoplamiento que da la magnitud de las interacciones es C_{nl} se reajusta el valor de C_{nl} a 2.78×10^7 , que es el valor utilizado y validado por Bidlot et al. (2005).

Interacción oleaje-hielo marino

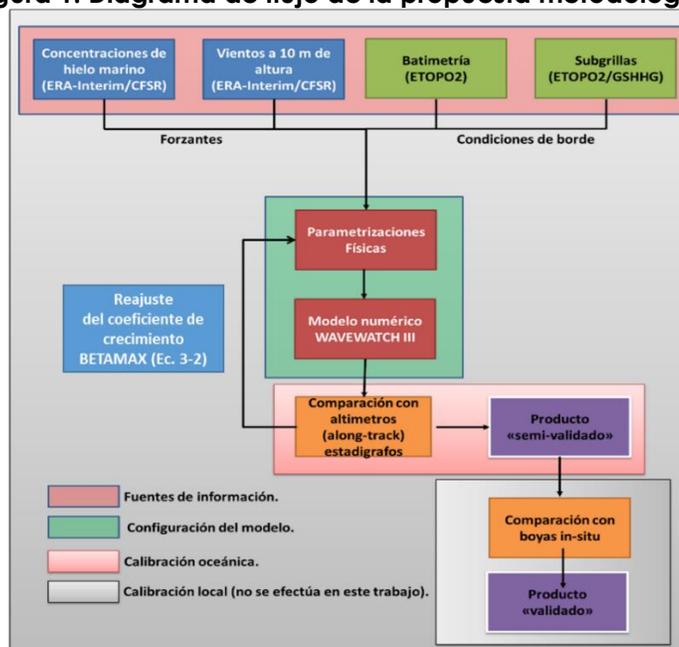
Para considerar la atenuación de energía inducida en los polos debido al crecimiento y/o presencia de hielo marino, se considerará la parametrización física "IC0" (Tolman, 2014), la cual asume que bajo 0.25% de cobertura de hielo marino se asume la celda como 100% activa y sobre 75% se asume como tierra, los valores intermedios se interpolan linealmente.

^{ix} Discrete Interaction Approximation.

4. METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN

La propuesta metodológica se compone de 5 etapas, dicho procedimiento se resume en el diagrama de flujo de la Figura 1.

Figura 1. Diagrama de flujo de la propuesta metodológica.



Fuente: Elaboración propia.

Las etapas propuestas en el diagrama de flujo de la Figura 1 consisten en:

- 1) Fuentes de información: consiste en la información forzante del modelo numérico y a las condiciones de borde asociadas a la batimetría, líneas de costa y presencia de islas.
- 2) Configuración del modelo numérico: constituyen la definición de mallados, esquemas numéricos pasos de tiempo y parametrizaciones físicas. Es común que sean una fuente de error sistemático.
- 3) Calibración oceánica: constituye la comparación con altímetros y permite verificar las simulaciones a nivel oceánico e identificar errores regionalizados. Para ello se utilizará la red de altímetros GLOBWAVE. Para cuantificar el error se utilizarán 5 estadígrafos que consisten en el sesgo (BIAS), el error medio cuadrático (RMSE), el índice de dispersión (SI), el índice de acuerdo de Wilmott (WILMOTT) y el coeficiente de correlación de Pierson (R^2).
- 4) Calibración local: representa el producto (estados de mar) cuyos sesgos oceánicos han sido minimizadas mediante el ajuste de la física, no obstante se necesita una comparación local con boyas *in-situ*, para corroborar la correcta representación de eventos extremos. En este trabajo no se efectuará una asimilación directa del estado de mar final.
- 5) Producto validado: es aquel producto (estados de mar) cuyos errores oceánicos y locales han sido minimizados y que finalmente pueden ser aplicados a la definición de soluciones en ingeniería.

5. FUENTES DE INFORMACIÓN

Batimetría y línea de costa

La información batimétrica fue obtenida de la base de datos ETOPO2v2 (NGDC, 2006). Dicha información consiste en un conjunto de datos batimétricos dispuestos en una grilla regular de 2 x 2 minutos. La línea de costa se extrajo de la base de datos GHSG^x (Wessel & Smith, 1996)

Vientos forzantes y concentraciones de hielo marino

Las fuentes forzantes del modelo numérico consisten en vientos a 10 m de altura y concentraciones de hielo. Se analizarán los eventos considerando 2 fuentes de información.

- NOAA-CFSR (Saha, 2010): Vientos a 10 m de altura e índices de concentración de hielos marinos con resolución horaria, los vientos presentan una resolución de mallado de 0.3° en latitud y longitud.
- ECMWF ERA-Interim (Dee, 2011): Vientos a 10 m de altura e índices de concentración de hielos marinos. Presentan una resolución temporal de 3 hrs y una resolución de mallado de 0.75° en latitud y longitud.

6. CONFIGURACIÓN DEL MODELO

Mallado computacional

El modelo WWIII fue configurado con un mallado computacional regular desde la 135°E a la 65°W de longitud y desde la 75°S a la 60°N de latitud, bajo una resolución de 1°. Para considerar el bloqueo parcial de energía debido a la presencia de islas, el mallado fue construido sobre la base de los algoritmos de Chawla et. al. (2008). El dominio numérico se presenta en la Figura 2.

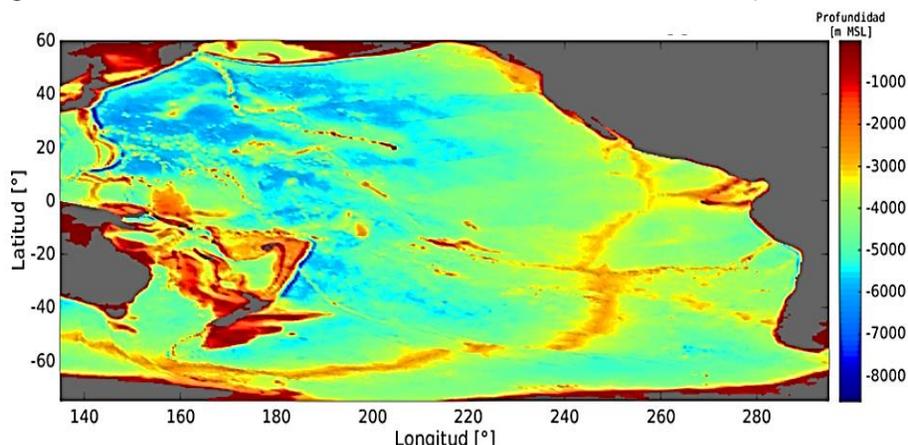


Figura 2. Dominio numérico del modelo de oleaje. Fuente: Elaboración propia.

El modelo WWIII fue configurado para solucionar la EBAO mediante esquemas numéricos de 3^{er} orden tipo ULTIMATE QUICKEST (Leonard, 1991), el cual implementa correcciones para aliviar el efecto Garden Sprinkler (Tolman, 2002) y considerar la presencia de islas más pequeñas que la resolución de mallado (Chawla et. al. 2007).

^x A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography

Discretización espectral

Para el mallado espectral se consideraron los 4 cuadrantes direccionales (0 a 360°) y periodos entre 1 y 26 s. La primera frecuencia del espectro se configuró en $f_{min} = 0.0373 [Hz]$, con un factor de incremento frecuencial $\gamma = 1.1$ y la última frecuencia $f_{max} = 0.78 [Hz]$, con lo cual el espectro quedó discretizado con 32 *bines* en frecuencia y 24 *bines* en dirección (15° de resolución).

Parametrizaciones físicas: balance de términos fuente

En la Tabla 1, se presentan las parametrizaciones físicas del balance de términos fuente, los coeficientes "MANUAL" (en rojo) corresponden a valores por defecto de la parametrización ST4 en WWIII (TEST451, Tolman 2014) y los coeficientes "TAU" (en azul) corresponden a los parámetros físicos propuestos por la *National Oceanographic Partnership Program* NOPP (Arduin, 2015).

Tabla 1. Parametrizaciones físicas del balance de terminos fuente.

Parámetro Interacción ola-viento	Variable en WWIII	MANUAL TEST451 (Tolman, 2014)	TAU (NOPP)	Parámetro de disipación	Variable en WWIII	MANUAL (TEST451 Tolman, 2014)	TAU (NOPP)
z_u	ZWNS	10	-	p	WNMEANP	0.5	-
α_0	ALPHA0	0.0095	-	p_{tail}	WNMEANPTAIL	0.5	-
p_{in}	SINTHP	2	-	f_{FM}	FXFM3	9.9	2.5
z_α	ZALP	0.006	-		SDSC1	0	-
s_u	TAUWSHELTER	1	0.3	C_{ds}^{sat}	SDSC2	-2.2x10 ⁵	-
s_1	SWELLF	0.8	0.66	C_{ds}^{BCK}	SDSBCK	0	-
s_2	SWELLF2	-0.0181	-	C_{ds}^{HCK}	SDSHCK	0	-
s_3	SWELLF3	0.015	0.022	Δ_θ	SDSDTH	80	-
Re_c	SWELLF4	100000	150000	B_r	SDSBR	0.0009	-
s_5	SWELLF5	1.2	-	C_{cu}	SDSCUM	-0.40344	-
s_6	SWELLF6	0.	-	s_β	SDSCOS	2.0	-
s_7	SWELLF7	230000	360000	B_0	SDSC4	1.0	-
z_r	ZORAT	0.04	-	p^{sat}	SDSP	2.0	-
$z_{0,max}$	ZOMAX	1.002	-	C_{turb}	SDSC5	0.0	-
				δ_d	SDSC6	0.3	-

Escenarios de calibración

Sobre la base de los 2 escenarios de balance de términos fuentes presentadas en la Tabla 1 (MANUAL y TAU), se propusieron 3 escenarios de calibración.

Tabla 2. Escenarios de calibración.

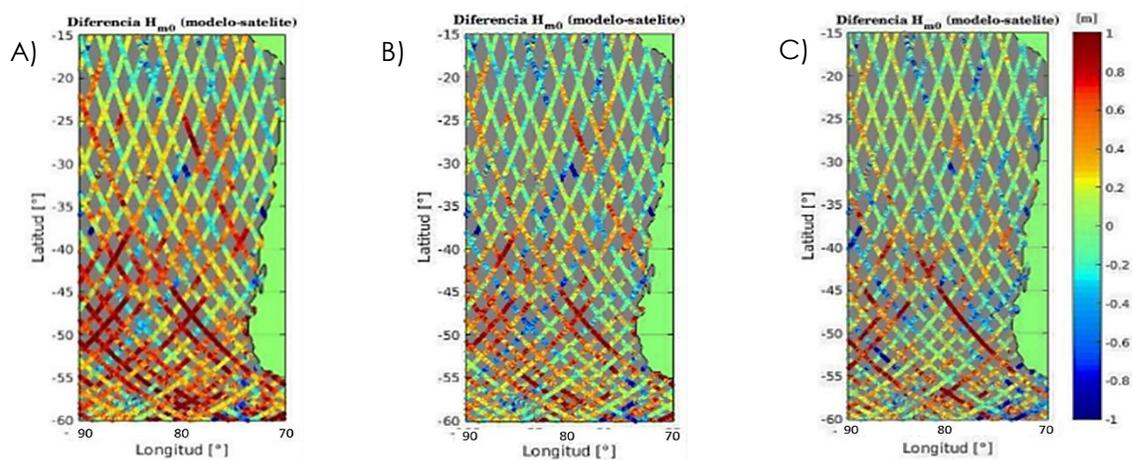
Escenario [forzante-balance]	Vientos	Coeficiente crecimiento (Ec - 3.1)	
ERA-TAU	ERA-I	B_{max}	1.52
CFSR-MANUAL	CFSR	B_{max}	1.33
CFSR-TAU	CFSR	B_{max}	1.25

El escenario ERA-TAU consistió en una calibración efectuada en el coeficiente de crecimiento de oleaje B_{max} para vientos ERA-Interim sobre la base del balance de términos fuente de la TAU, mismo caso para el escenario CFSR-TAU, que consistió en una calibración del coeficiente de crecimiento de oleaje B_{max} para los vientos CFSR bajo el balance de términos fuente TAU. El escenario CFSR-MANUAL consistió en una calibración implementada el manual de usuario de WWIII para viento CFSR considerando el balance de términos fuente TEST451 (Tolman, 2014).

7. RESULTADOS: CALIBRACIÓN OCEANICA (ALTIMETRO VS WWIII)

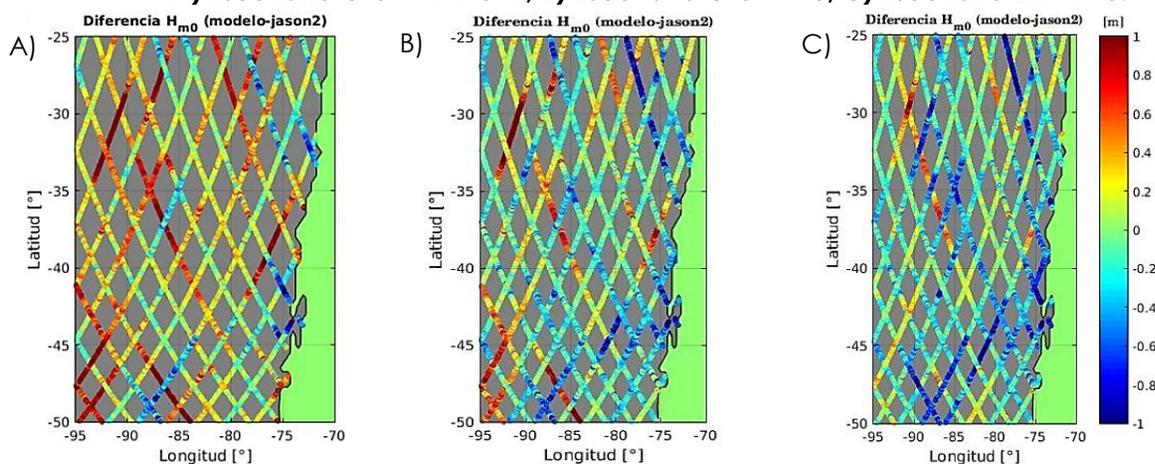
A continuación se presenta un análisis espacial entre las diferencias dadas por las simulaciones y el altímetro Jason2 para las marejadas del 3/7/2013 (Figura 3) y el 8/8/2015 (Figura 4). Las simulaciones fueron colocadas a los satélites siguiendo la metodología de Queffeuou (2013).

Figura 3. Diferencias entre las simulaciones (WWIII) y el altímetro Jason2 (GLOBWAVE)
 . A) Escenario CFSR-MANUAL; B) Escenario CFSR-TAU; C) Escenario ERA-TAU.



Periodo: 15/6/2013 al 15/7/2013. Fuente: Elaboración propia.

Figura 4. Diferencias entre las simulaciones (WWIII) y el altímetro Jason2 (GLOBWAVE)
 A) Escenario CFSR-MANUAL; B) Escenario CFSR-TAU; C) Escenario ERA-TAU.



Periodo: 15/7/2015 al 15/8/2015. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados obtenidos para ambos eventos evidencian que las simulaciones generadas por el escenario CFSR-MANUAL (Figura 3A y Figura 4A), tienden a sobrestimar la altura significativa, se observan rutas cuyas diferencias entre el modelo numérico y el satélite Jason2 llegan a sobrepasar 1 m. Los escenarios CFSR-TAU (Figura 3B y Figura 4B) y ERA-TAU (Figura 3C y Figura 4C) tienden a atenuar esta sobrestimación, no obstante, en ambos eventos se observan rutas que alternan subestimaciones y sobrestimaciones que se distribuyen en forma heterogénea en todo el dominio espacial. Esta singularidad será verificada con un análisis cuantil-cuantil con el objeto

de evidenciar si las diferencias observadas son tendencias generada por las parametrizaciones físicas o ruido propio del radar del altímetro. Para fortalecer el análisis, se agregaron 2 fuentes de información altimétrica adicionales extraídas desde GLOBWAVE, los resultados se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3. Análisis estadístico simulaciones vs altímetros.

Along track desde el 15 de junio al 15 de julio de 2013							
Altímetro	Escenario	BIAS [m]	RMSE [m]	SI	Ajuste	WILMOTT	R ²
JASON1	CFSR-MANUAL	0.324	0.518	12%	H _{scat} *1.08	0.975	0.843
	CFSR-TAU	0.147	0.391	9%	H _{scat} *1.041	0.985	0.884
	ERA-TAU	0.202	0.402	9%	H _{scat} *1.047	0.984	0.874
JASON2	CFSR-MANUAL	0.318	0.54	13%	H _{scat} *1.081	0.973	0.835
	CFSR-TAU	0.136	0.421	10%	H _{scat} *1.041	0.983	0.873
	ERA-TAU	0.141	0.415	10%	H _{scat} *1.038	0.983	0.873
CRYOSAT	CFSR-MANUAL	0.141	0.469	11%	H _{scat} *1.048	0.978	0.855
	CFSR-TAU	-0.036	0.409	10%	H _{scat} *1.006	0.982	0.871
	ERA-TAU	-0.023	0.402	10%	H _{scat} *1.005	0.982	0.874
Along-track desde el 15 de julio al 15 de agosto de 2015							
Altímetro	Escenario	BIAS [m]	RMSE [m]	SI	Ajuste	WILMOTT	R ²
JASON2	CFSR-MANUAL	0.241	0.517	12%	H _{scat} *1.062	0.957	0.796
	CFSR-TAU	-0.055	0.436	11%	H _{scat} *0.99	0.967	0.824
	ERA-TAU	-0.153	0.415	11%	H _{scat} *0.961	0.969	0.835
CRYOSAT	CFSR-MANUAL	0.242	0.516	13%	H _{scat} *1.062	0.946	0.78
	CFSR-TAU	-0.059	0.439	12%	H _{scat} *0.985	0.957	0.813
	ERA-TAU	-0.119	0.398	11%	H _{scat} *0.969	0.965	0.833
SARAL	CFSR-MANUAL	0.278	0.548	13%	H _{scat} *1.063	0.969	0.826
	CFSR-TAU	-0.037	0.45	12%	H _{scat} *0.987	0.978	0.861
	ERA-TAU	-0.175	0.456	12%	H _{scat} *0.948	0.976	0.868

Los estadígrafos presentados en la Tabla 3, reafirman lo evidenciado en el análisis espacial. El escenario CFSR-MANUAL presenta una sobrestimación de la altura significativa que en ambos eventos se manifiesta con un sesgo (BIAS) aproximado de 0.3 m. Sin embargo la corrección física del balance de términos fuente y la calibración del coeficiente de crecimiento B_{max} propuesto en los escenarios CFSR-TAU y ERA-TAU, evidencian mejoras en los resultados para ambos eventos, presentando sesgos (BIAS) que no sobrepasan los 0.2 m, lo cual conlleva a aminorar los errores medios cuadráticos (RMSE) aproximadamente desde 0.5 a 0.4 m y aumentar el índice de correlación de Pierson R^2 aproximadamente desde 0.80 a 0.87, lo que para ser un contraste entre modelo numérico interpolado hacia una ruta de muestreos altimétricos, es bastante bueno. Esto evidencia que para ambos eventos analizados, el modelo numérico WWIII corrido con valores por defecto tiende sobrestimar la altura significativa de ola. Cabe mencionar el índice de *Wilmott* es un índice que tiene la particularidad de mitigar el ruido típico de las mediciones altimétricas,

este presenta valores cercanos a la unidad lo que es un indicador que el modelo y el registro presentan la misma tendencia a ascender y descender y valores medios iguales.

Para cada uno de los satélites, la ecuación de mejor ajuste indica que ambos escenarios corregidos (CFSR-TAU y ERA-TAU) presentan pendientes cercanas a 1. Es decir, que el modelo numérico es capaz de representar adecuadamente todos los rangos (desde medios a extremos) las mediciones altimétricas.

8. RESULTADOS: CALIBRACIÓN LOCAL

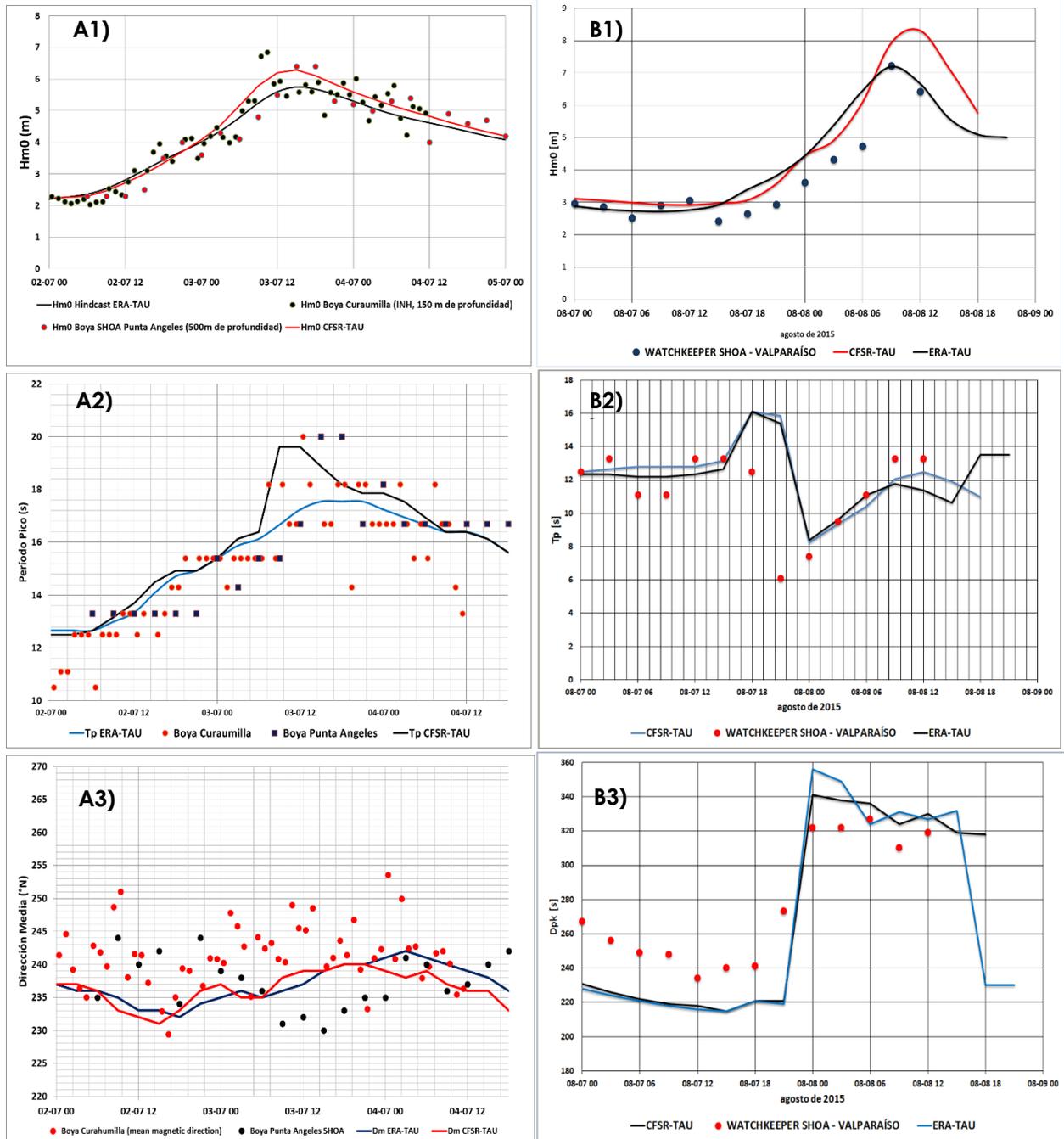
Marejada del 3 de julio de 2013

En la Figura 5-A1) se puede observar que el *hindcast* generado por la calibración CFSR-TAU es el que mejor simula los valores picos de la altura significativa de ola durante la marejada registradas por la boya *watchkeeper* de Punta Ángeles de Valparaíso perteneciente al SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile) y la boya Curaumilla perteneciente al INH (Instituto Nacional de Hidráulica). El *hindcast* generado por vientos ERA-TAU, si bien, presenta un buen ajuste durante las etapas tempranas de la marejada, no logra reproducir adecuadamente el valor pico. En la serie de tiempo de periodos pico (Figura 5-A2), se observa que el *hindcast* generado por CFSR-TAU reproduce adecuadamente los máximos periodos picos registrados por las boyas, por otra parte el *hindcast* generado por ERA-TAU logra reproducir los periodos pico asociados a las primeras etapas de la marejada, pero no alcanza a representar adecuadamente el periodo pico máximo de la mediciones. En la serie de tiempo de direcciones medias, se observa que ambos *hindcast* forzados con vientos CFSR y ERA-Interim, presentan un direcciones medias similares, no obstante los registros de ambas boyas muestran una fuerte dispersión, la cual pudo ser causada por oleaje local o por procesos costeros de la ola al interactuar con el fondo marino, la cual puede inducir cambios en la dirección. En conclusión, el estado de mar extremo simulado a la cuadra de Valparaíso fue representado de mejor manera por el escenario CFSR-TAU y presentó una altura significativa espectral de oleaje de $H_{m0} = 6.3$ m, un periodo pico $T_p = 18.8$ s y una dirección pico de $\theta = 239$ °N.

Marejada del 8 de agosto de 2015

En cuanto a la serie de tiempo de alturas significativas H_{m0} , presentada en la Figura 5-B1, se observa un ajuste prácticamente perfecto entre las mediciones efectuadas por la boya *watchkeeper* (SHOA) y el *hindcast* generado por ERA-TAU, no obstante se desconoce la calidad de las últimas muestras de la boya ya que esta se averió durante la marejada (SHOA), lo cual pone en duda la veracidad del ultimo estado de mar medido, no obstante, El *hindcast* CFSR presenta sobrestimaciones que son evidentes en las etapas previas al punto de máxima energía de la tormenta. Al observar la serie de periodos pico Figura 5-B2, se evidencia en las mediciones una variación brusca desde 12 a 6 segundos que coincide con un cambio de cuadrante en la dirección pico desde el SW hacia el NW (Figura 5-B3), lo cual es un indicador del inicio de la marejada, ya que posterior a dicho cambio el periodo pico tiende a ascender nuevamente. Dicho fenómeno en particular fue reproducido adecuadamente por ambos *hindcast*, sin embargo ambos presentaron un leve retraso en el tiempo de arribo, que para las aplicaciones prácticas que comúnmente presentan este tipo de estudios, no es significativo. En conclusión, la marejada inducida por el temporal del 8 de agosto de 2015 fue representado de mejor manera por el *hindcast* generado por el escenario ERA-TAU, el cual genero un estado de mar caracterizado por una altura significativa de $H_{m0} = 7.20$ m, un periodo pico de $T_p = 11.8$ s y una dirección pico $\theta_p = 336$ °N.

Figura 5. Series de tiempo de mediciones a la cuadra de Valparaíso 1: alturas significativas, 2: periodos pico y 3: direcciones medias (A3) y pico (B3). A) marejada del 3/7/2013; B) marejada del 8/8/2015.



Fuente: Elaboración propia

9. CONCLUSIONES

La propuesta metodológica cumplió con el objetivo inicial, que fue calibrar y validar el modelo numérico WWIII para las marejadas ocurridos el día 3 de julio de 2013 y 8 de agosto de 2015 en las costas de la zona central de Chile, todo esto dentro de las restricciones computacionales, de tiempo y recursos humanos que dispuso la elaboración de este trabajo.

Las parametrizaciones físicas implementadas por defecto en WWIII (escenario CFSR-MANUAL) tendieron a sobrestimar la altura significativa H_{m0} , no obstante las correcciones formuladas en el balance de términos fuente propuestas por la NOPP (Ardhuin, 2015), permitieron atenuar el error sistemático. Las sobrestimaciones de las parametrizaciones del escenario CFSR-MANUAL se deben a que actualmente no existe una teoría que permita cuantificar de manera precisa todos los procesos físicos que componen la EBAO. Las parametrizaciones físicas son estrategias heurísticas y requieren una visión global de su impacto y sus efectos secundarios, por lo tanto, para calibrar y validar un modelo numérico de oleaje en aguas profundas, es necesario recurrir a mediciones de campo, con la cual se puedan ajustar los parámetros físicos y así reducir los errores sistemáticos en un sector en particular. Es este último punto crítico es el que limita gran parte del desarrollo de la ingeniería hidráulica marítima y costera en Chile, debido a la falta de una red de monitoreo meteorológico continuo en el territorio marítimo chileno, con la cual se puedan calibrar adecuadamente modelos numéricos de oleaje de aguas profundas y re-análisis de viento para su posterior aplicación en ingeniería.

Para el evento del 3 de julio de 2013, el *hindcast* generado por el escenario CFSR-TAU, presentó estados de mar que se ajustaron de manera adecuada a las mediciones. El estado de mar simulado en aguas profundas a la cuadra de Valparaíso que caracterizó el evento fue una altura significativa de $H_{m0}=6.3$ m, un periodo pico de $T_p=18.8$ s y una dirección pico de $\theta=239$ °N. La cualidad de dicho evento fue causado por un periodo más largo que lo común debido a que el ciclón extratropical que forzó este evento se emplazó a unos 3500 km de la costa de Chile frente a las latitudes 55-60°S, esto configuró un *fetch* con el suficiente espacio para que los frentes de olas se propagaran, dispersaran y arribaran a la costa con periodos largos.

Para el evento del 8 de agosto de 2015 fue el escenario ERA-TAU el que mejor representó el evento, generando un estado de mar en aguas profundas a la cuadra de Valparaíso caracterizado por una altura significativa $H_{m0} = 7.20$ m periodo pico $T_p = 11.8$ s y una dirección pico de 339 °N. Ambas series de tiempo de periodos pico (CFSR-TAU y ERA-TAU) lograron simular adecuadamente la brusca variación (aproximadamente desde 12 a 7 segundos), causada por el ingreso de energía desde el viento hacia la porción de alta frecuencia del espectro de oleaje. Este fenómeno es característico en las etapas prematuras del crecimiento de olas, lo cual evidencia la robustez de las parametrizaciones del paquete físico "ST4" al momento de simular de crecimiento a partir del oleaje sea.

El evento del 8/8/2015 se caracterizó por un ciclón extratropical muy próximo a la costa central de Chile, contiguo a las latitudes 30° a 35°S que configuró un *fetch* aproximado de unos 1200 km, lo cual favoreció que el oleaje no tuviese espacio suficiente para propagarse y disiparse antes de arribar a las costas de Chile, esto favoreció a que los frentes incidieran con una energía considerable y un periodo inferior a los 13 segundos. Además estos eventos se presentan en conjunto con aumento del nivel del mar causado por la disminución de la presión atmosférica.

10. REFERENCIAS

- Ardhuin, F. (2015). *Wave dissipation and balance - NOPP wave project*. FY14 NOPP Wave Project Report.
- Ardhuin, F., Chapron, B., & Collard, F. (2009). Observation of swell dissipation across oceans. *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2008GL037030, , 4p.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A., Flipot, J. F., Magne, R., Roland, A., . . . Collard, F. (2010). Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation. *Journal of Physical Oceanography*. Vol 40., 1918-1941.
- Ash, E., Collard, F., & Buswell, G. (2010). *GLOBWAVE Satellite Wave Data Quality Report*. The GlobWave Project .
- Banner, M., & Phillips, O. (1974). On the incipient breaking of small scale wave. *Journal of Fluid Mechanics / Volume 65 / Issue 04 /* , 65.
- Banner, M., Babanin, A., & Young, I. (2000). Breaking Probability for Dominant Waves on the Sea Surface. *Journal of Geophysical Research*. Vol.106, 11659-11676.
- Bidlot, J. A., & Janssen, P. (s.f.). A revised formulation for ocean wave dissipation in CY25R1 . *Research Dept. Tech. Rep. Memo. R60.9/JB/0516, ECMWF, Reading, United Kingdom*, , 35 pp.
- Center, N. G. (2006). *2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2) v2*. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5J1012Q .
- Chawla, A., & Tolman, H. (2008). Obstruction grid for spectral wave models. *Ocean Modelling* 22, 12–25.
- Hasselmann, K. (1962). On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum Part 1. General theory. *Journal of Fluid Mechanics / Volume 12 / Issue 04 /* , pp 481- 500.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J., & Barnett, T. (1985). Computation and parametrization of the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum .Part II: Parametrization of the nonlinear energy transfer for application in wave models. *Journal of Physical Oceanography Vol. 15*, 1378-1391.
- Janssen, P. (1991). Quasilinear Theory of Wind Wave Generation Applied to Wave Forecasting. *Journal of Physical Oceanography Vol. 21*, 1631-1642.
- Komen, G., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., & Hasselmann, S. (1996). *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. . 1st paperback ed. Cambridge: Cambridge University Press.
- Leonard, B. (1991). The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one dimensional advection. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 88, 17-74. .
- Miche, R. (1944). Mouvement ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante. *Annales des Ponts et Chaussées*.
- Miles, J. W. (1957). On the generation of surface waves by shear flow. *J. Fluid Mech.* Vol. 3, 185–204.
- Phillips, O. (1957). On the generation of waves by turbulent wind. . *J. Fluid Mech.*, Vol. 2., 417–445.
- Phillips, O. (1985). Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity wa'es. *Journal of Fluid Mechanics Vol. 156*, 505-531.
- Saha, S. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *American Meteorology Society J. Climate*, 19, <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>.
- The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. (2011). *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society Volume 137, Issue 656*, 553–597.
- Tolman, H. (2002). Alleviating the Garden Sprinkler Effect in wind wave models. *Ocean Modelling* 4, 269-289.
- Tolman, H. (2014). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III ersion 4.18* . Environmental Modeling Center Marine Modeling and Analysis Branch.
- Wessel, P., & Smith, W. (1996). A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal of Geophysical Research* 101, doi: 10.1029/96JB00104. issn: 0148-0227.
- Young, I., & Babanin, A. (3-7 July, 2005.). Two-phase behaviour of the spectral dissipation of wind waves. *Proc. Ocean Waves Measurement and Analysis, Fifth Int. Symp. WAVES2005 Madrid, Spain, Eds. B. Edge and J.C. Santos, paper no.51*, 11p.
- Zakharov, V. (1968). Stability of periodic waves of finite amplitude on surface of deep fluid. *Journal of Applied Mechanics Tech. Phys.* Vol. 2, 190-198.