

Universidad de Concepción Dirección de Postgrado Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas Programa de Doctorado en Oceanografía



Energía undimotriz en Chile continental: zonas de generación del oleaje y predictibilidad

Tesis para optar al grado de Doctor en Oceanografía

DERNIS GABRIELA MEDIAVILLA CONCEPCIÓN-CHILE 2016

Profesor Guía: Dr. Dante Figueroa Martínez Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Universidad de Concepción

Universidad de Concepción

Dirección de Postgrado

La Tesis de "*Doctorado en Oceanografía*" titulada "*Energía undimotriz en Chile continental: zonas de generación del oleaje y predictibilidad*", de la Srta. "*Dernis Gabriela Mediavilla*" y realizada bajo la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

Dr. Dante Figueroa Profesor Guía Universidad de Concepción

Dr. Oscar Pizarro Profesor co-Guía Universidad de Concepción

Dr. Andrés Sepúlveda Miembro Comité de Tesis Universidad de Concepción

Dr. Walter Dragani Evaluador Externo Universidad de Buenos Aires



Dr. Rubén Escribano Director Programa de Doctorado en Oceanografía Universidad de Concepción

Curriculum Vitae

Dernis Mediavilla Nacida el 14 de septiembre de 1985, en la Ciudad de Buenos Aires, Argentina

2005-2009: Licenciada en Ciencias Oceanográficas, Universidad de Buenos Aires, Argentina 2010-2016: Doctora en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

PUBLICACIONES

D'Onofrio E. E., Fiore M. E., Grismeyer, W., **Mediavilla D. G.**, 2008. *El ascenso del nivel del mar en la costa de la Provincia de Buenos Aires*, edición de agosto de 2008 en "Ciencia Hoy", Revista de Divulgación Científica y Tecnológica de la Asociación Civil "Ciencia Hoy".

C.G. Simionato, N. Possia, C. Campetella, M. Saraceno, D. Moreira, M. Luz Clara Tejedor, **D. Mediavilla**, G. Alonso, L. Ruiz Etcheverry, C. Kahl, M.C. Nieva Tamasiunas, D. Valla, M.E. Dillon, M.S. Osores, L.I. Pappalardo, V. Pántano y R.E. Racedo, 2009. *Tallex - Experimentos Con Flujos Rotantes En La Formación De Meteorólogos Y Oceanógrafos*. Meterológica, 34, nº2. Editada por el Centro Argentino de Meteorólogos. Buenos Aires, Argentina. ISSN: 0325-187X.

Bárbara E. Prario, Walter Dragani, **Dernis G. Mediavilla**, Enrique D'Onofrio, 2011. *Hydrodynamic Numerical Simulation At The Mouths Of The Parana And Uruguay Rivers And The Upper Rio De La Plata Estuary: A Realistic Boundary Condition*, Applied Mathematical Modelling, Volume 35, Issue 11, November 2011, Pages 5265-5275, doi:10.1016/j.apm.2011.04.013.

Dragani, W., E. D'Onofrio, **D. Mediavilla**, W. Grismeyer, M. Fiore, 2011. *Tide gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004, at the Río de la Plata estuary, Argentina*. In "The Tsunami Threat - Research and Technology", Cap. 17, 355-370. IN-TECH, Vienna. ISBN: 978-953-307-552-5.

Charpentier, J., **Mediavilla, D.,** Pizarro, O, 2012. *Modeling the seasonal cycle of the oxygen minimum zone over the continental shelf off Concepción, Chile (36.5° S)*, Biogeosciences Discuss., 9, 7227-7256, doi:10.5194/bgd-9-7227-2012, 2012.

Figueroa, D., **Mediavilla, D.,** Pizarro, O.: Wind and freshwater control of the surface circulation on a fjord as determined by HF marine Radar. Enviado en 2015 a Journal of Oceanography.

Mediavilla, D., Sepúlveda, H. H., 2016. *Nearshore assessment of wave energy resources in central Chile (2009–2010)*. Renewable Energy, 90, 136-144.

Mediavilla, D., Figueroa, D., *Assessment, sources and predictability of the swell wave power arriving to Chile*. En revisión en Renewable Energy.

Mediavilla, D., Sepúlveda, H. H., Alonso, G., *Wind and wave height climate from two decades of altimeter records on the Chilean Coast (15°- 56.5°S)*. En preparación.

ÁREAS DE INVESTIGACIÓN

Principal: Oceanografía Física Secundaria: energía marina Otras: modelación numérica, oceanografía costera

EXPERIENCIA DOCENTE

Ayudantías durante el Doctorado: *Introducción a la Oceanografía Física*, del Programa de Doctorado en Oceanografía, *Mecánica de los Fluidos*, para los Pregrados en Física, Astronomía y Geofísica, *Oceanografía Física y Geológica*, Biología Marina de Pregrado, *Introducción a la Oceanografía*, Ingeniería en Biotecnología Marina y Acuicultura, Universidad de Concepción, Chile.

Ayudante de Segunda Regular, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Materias designadas: *Oceanografía General, Circulación General de la Atmósfera y los Océanos* (Abril 2009 – diciembre 2009).

Ayudante de Segunda Interino, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Materias designadas: *Oceanografia General, Mareas* (Abril 2008 – abril 2009).

ESTADÍAS DE INVESTIGACIÓN O ENTRENAMIENTO

Laboratoire d'Oceanographie Spatiale, Ifremer, Brest, Francia. Fabrice Ardhuin, noviembre y diciembre de 2013.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	viii
ABSTRACT	X
 INTRODUCCIÓN	1 1 4 7
2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS	. 10
 MATERIALES Y MÉTODOS	. 11 11 13 14 16 16
 4. RESULTADOS	17 17 hile. 27
4.3 Climatologia de altura significativa de ola y magnitud del viento a partir de dos decadas de registros de altimetría de las costas de Chile (15°-56,5°).	69
 5. DISCUSIÓN	78 83 85 91
6. CONCLUSIONES	. 94
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	. 96
ANEXOS ANEXO 1: Ecuaciones y parametrizaciones utilizadas en la modelación numérica con WWIII ANEXO 2: Metodología ESTELA ANEXO 3: Información sobre datos disponibles de boyas direccionales ANEXO 4: Tablas de porcentaje de flujo de energía y tiempo de propagación según zonificación océano.	100 101 109 114 del 115

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1: FIGURA 1.2:	Estimaciones de energía de ola, de Barstow (1998). Promedio anual de potencial undimotriz por metro de cresta de ola (o "densidad undimotriz", campos en color) y promedio anual de dirección media de arribo (en flechas) y		5 6
FIGURA 3.1:	 zonificación por continente de líneas de costa de Gunn y Stock-Williams (2012). Zonas donde se realizó la modelación numérica de alta resolución (izquierda, zonas delimitadas por líneas moradas) y tracks de altimetría usados en la validación de la modelación numérica de oleaje de Chile Central y 		15
FIGURA 5.1:	offshore Chiloé. El punto rojo indica la ubicación de la boya direccional de aguas profundas de Valparaíso. Rosas de oleaje (dirección hacia la que se dirige) de período de ola para Iquique (arriba), offshore Valparaíso (abajo, izquierda) y dentro de la Bahía de Valparaíso (abajo, derecha)		84
FIGURA 5.2:	Regionalización propuesta del Océano Pacífico utilizada en el análisis de las zonas de generación del oleaje remoto que arriba a Chile continental	•••••	86
FIGURA 5.3:	Porcentaje de flujo de energía mensual por región del Océano Pacífico y por mes. Se eliminaron las regiones que	•••••	87
FIGURA 5.4:	Mapas conjuntos de flujo de energía de oleaje y tendencias significativas halladas en los campos de viento. Los campos de colores representan el flujo de energía ya presentado en el Capítulo 2 de los Resultados, para los meses de enero (izquierda) y julio (derecha) en las tres localidades estudiadas. En puntos negros se muestran las tendencias positivas y en gris, las negativas, correspondientes a las estaciones de verano (izquierda) e invierno (derecha) del Hemisferio Sur		90
FIGURA 5.5:	Porcentaje de flujo de energía asociado a tiempos de propagación en la ventana de 1 a 15 días y su variación mensual. Las isolíneas del 50% y 90% se presentan en el gráfico	•••••	92
FIGURA A2.1:	Diagrama de flujo representando la metodología ESTELA (adaptado do Fig. 1 do Póroz et al. 2014)	•••••	109
FIGURA A2.2:	Espectros bidimensionales de oleaje simulados por el modelo WWIII para una localidad de aguas profundas del lado oceánico de la Isla de Chiloé.	•••••	110

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1.1:	Potencial undimotriz estimado por continente (izquierda) y para algunos países selectos (derecha), en GW (de Gunn y Stock-Williams 2012, Tabla 2 y Tabla 3).	•••••	7
TABLA 3.1:	Características de las simulaciones de alta resolución desarrolladas con WW3.	•••••	14
TABLA 3.2:	Estadísticos utilizados para la validación de los datos modelados. <i>n</i> es el número total de pares de datos, la línea superior indica promedio temporal.	•••••	15
TABLA A3.1:	Posición e intervalo de medición de las boyas direccionales instaladas por el SHOA en la costa de Chile.	•••••	114
TABLA A4.1:	Porcentaje de flujo de energía según la zonificación propuesta del océano para cada localidad objetivo, presentado mensualmente. Los valores en gris corresponden a las zonas no representadas en la Figura 5.3 por presentar un porcentaje de generación menor al 1%.		115
TABLA A4.2:	Porcentaje de flujo de energía de ola abarcado según el tiempo límite considerado para la propagación de la energía desde su zona de generación hasta la localidad objetivo, presentado mensualmente.		116



Energía undimotriz en Chile continental: zonas de generación del oleaje y predictibilidad, Dernis Mediavilla, Dante Figueroa (Profesor Guía) y Oscar Pizarro (Profesor co-Guía), 2016.

RESUMEN

Los estudios de oleaje son cruciales para el desarrollo de un país con amplios recursos marítimos como Chile. Por otro lado, el interés hacia las energías renovables no convencionales ha ido en aumento en los últimos años con la búsqueda de la reducción del CO₂ atmosférico, y, por lo tanto, el potencial uso de energía undimotriz para entregar electricidad o agua potable es otro motivo de interés para el estudio y caracterización del oleaje. Actualmente, más del 60% de la demanda energética en Chile está cubierta por recursos importados, y el costo de la energía eléctrica para la industria es uno de los más altos en Latinoamérica, con un mercado energético abierto y regulado por precio. Nuevas fuentes de energía deben ser exploradas para atender a la creciente demanda energética del país, estimando que, para el 2020, se necesitarían al menos 8000MW de energía adicional. En respuesta a este contexto, el Ministerio de Energía desarrolló la Hoja de Ruta Energética para las próximas décadas, conocido como Energía 2050, en el que se establece como meta para el 2050 que el 70% de la energía debe provenir de fuentes renovables.

El oleaje puede verse como una superposición de ondas superficiales generadas localmente, olas de períodos cortos, junto a ondas generadas en zonas remotas. Éstas últimas son olas de períodos largos que se han propagado alejándose del área donde fueron generadas, y, por lo tanto, son independientes del viento local (*swell*). El presente estudio se centra en el oleaje de origen remoto que arriba a las costas de Chile continental, en su aporte al potencial undimotriz y sus zonas de generación que conectan las costas chilenas con zonas lejanas del Océano Pacífico.

El océano global está estadísticamente dominado por el swell. Del análisis de registros de boyas direccionales cercanas a Valparaíso e Iquique, junto a información proveniente de modelación numérica, se reafirma la ubicuidad del oleaje de origen remoto en las costas chilenas. Las zonas de generación de mayor influencia en el oleaje que arriba a las costas del país se localizan en el Pacífico Sur principalmente, con predominancia de la región del Pacífico Sudoriental en época invernal en el norte y centro de Chile. El norte de Chile recibe también el

aporte no despreciable de oleaje proveniente del Pacífico Norte durante el invierno del Hemisferio Norte, arribando una menor cantidad de energía a Chile central, volviéndose ya no significativo en el sur del país. El tiempo de viaje de la energía desde las zonas de generación hasta las costas chilenas varía latitudinalmente, siendo menor en la zona sur y aumentando hacia el norte, y también en verano que en invierno. También se encontraron variaciones meridionales en la diferencia de tiempo de propagación entre invierno y verano, la cual es mayor para la zona de Chiloé que para la localidad de Iquique. En Chiloé, un 90% del flujo de energía de ola demora entre cuatro a cinco días en propagarse durante el año. Por otro lado, más al norte, en Valparaíso, la ventana de tiempo varía de cinco a siete días, mientras que en Iquique es de poco más de seis a casi nueve días.

Las costas de Chile son de las zonas de mayor potencial undimotriz del mundo, recibiendo más del 50% de la energía estimada en las costas de América del Sur. Un análisis climatológico muestra un potencial medio anual de 20kW/m en el norte, alcanzando los 50kW/m en el sur del país, donde el P90 llega a superar los 150kW/m. Se estima que la energía de solamente un 10% de la costa de la Isla de Chiloé es de alrededor de 1800MW en julio y 720MW en noviembre, valores significativos en comparación con los 200MW que satisfacen la necesidad energética de toda la isla. Más aún, se muestra que la costa que linda con el Océano Pacífico de Chiloé es una de las regiones más propicias para potencialmente alimentar el Sistema Interconectado Central. Esto es no sólo porque tiene un mayor potencial undimotriz que las regiones de menor latitud, sino también porque la estabilidad de la energía a lo largo del año disminuye más al sur, y la variabilidad mensual aumenta al norte de esta región.

Esta Tesis busca alinearse con la imperiosa necesidad de encontrar fuentes alternativas de energía, aportando en los primeros pasos de la caracterización de la energía de ola en la costa de Chile, desde la estimación del potencial undimotriz en alta resolución en zonas del centro y sur del país, así como con el estudio de su dependencia con zonas remotas donde el oleaje predominante en las costas chilenas es generado.

Wave energy at continental Chile: wave generating areas and predictability, Dernis Mediavilla, Dante Figueroa (Profesor Guía) y Oscar Pizarro (Profesor co-Guía), 2016.

ABSTRACT

Surface waves studies are crucial for the development of a country with significant marine resources like Chile. Also, interest towards non conventional renewable energies has increased in these last years, looking for the reduction of atmospheric CO₂, and, therefore, the potential usage of wave energy for delivering electricity or fresh water is an additional reason of interest for the study and characterization of surface waves. At the present moment, more than 60% of the electricity demand at Chile is covered by imported resources, and the cost of energy for industry one of the highest in Latin-America, with an open and regulated by price market. New sources of energy must be explored in order to answer to the growing energetic demand of the country, estimated to increase on at least 8000MW in 2020. In response to this context, the Ministry of Energy developed the Energetic Roadmap for the next few decades, known as *Energía 2050*, stating that at least 70% of the electricity must come from renewable sources in 2050.

Surface waves can be seen as a superposition of locally generated waves, with short periods, along with remotely generated waves. The latter are long period waves that travelled far from the generating region, and, therefore, are independent of the local wind (called swell). The current study is focused on the swell that arrives at the coasts of continental Chile, on their contribution to wave potential and their generation zones that link Chilean coasts with remote areas of the Pacific Ocean.

Global ocean is statistically governed by swell. From the analysis of directional buoy records near Valparaiso and Iquique, along with information gathered from numerical modelling, the ubiquity of swell waves in the Chilean coasts is reinforced. Wave generating regions of major influence for Chilean waves are located mainly at South Pacific Ocean, with the Southeastern Pacific Ocean dominating the cold seasons for north and central Chile. Northern Chile also receives wave energy input from the North Pacific Ocean during Northern Hemisphere winter, arriving to central Chile with less energy, and being non significant at the South. Traveling time of the energy from the generating regions up to the Chilean coasts varies

with latitude, being less in the southern regions than in the north, and also in summer than in winter. Also, meridional variations of the winter-summer difference are found, being higher for Chiloé region than for Iquique. At Chiloé, 90% of the wave energy flux takes four to five days in traveling during the year. On the other hand, at Valparaiso, this time window varies from five to seven days, being more than six up to nine days for Iquique.

Chilean coasts are one of the most energetic in the world, receiving more than 50% of the wave energy estimated for South America. Climatologic analysis shows an annual average potential of 20kW/m at the north and 50kW/m at the south of the country, where P90 reaches more than 150kW/m. It is estimated that the energy of only 10% of the energy offshore of Chiloe Island is of around 1800MW in July and 720MW in November, which are significant values compared to the 200MW that satisfy the energetic need of the entire island. Moreover, it is shown that the Pacific coast of Chiloé Island is one of the most suitable regions to harvest wave energy and deliver it to the electrical network (*Sistema Interconectado Central*). This is not only because the region has more wave potential than the northern areas, but also due to the energy stability, which decreases to the south, and its monthly variability, which increases to the north.

This Thesis aims to be aligned with the urgent need of finding alternative energy sources, helping on the first steps towards wave energy characterization at the Chilean coast, from high resolution wave potential estimation at central and south regions, as well as with the study of its connection with remote areas where dominant waves are generated.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Oleaje remoto que arriba a Chile y su implicancia energética

Los estudios de oleaje son cruciales para el desarrollo de un país con amplios recursos marítimos como Chile, ya que es uno de los principales factores físicos que gobiernan la apertura, cierre y seguridad de los puertos, la instalación y diseño de estructuras costeras (muelles, emisarios, malecones, etc.) o de mar abierto (plataformas petroleras off-shore, eventuales sistemas eólicos offshore), la dinámica de playas y el transporte de sedimentos, el manejo de riesgo de inundación, etc. El oleaje también gobierna el intercambio gaseoso en la superficie del océano (Woolf 2005; Zhao et al. 2003, entre otros) y la profundidad de la capa de mezcla (Kantha y Clayson 2004; Mellor y Blumberg 2004), siendo entonces un factor de impacto, en particular, para el estudio de la zona de mínima concentración de oxígeno disuelto que se encuentra en el centro-norte del país. Por otro lado, debido a la escasez de combustibles fósiles y ante los distintos escenarios de cambio climático, el interés hacia las energías renovables no convencionales ha ido en aumento en los últimos años, siendo una de sus formas más reconocidas la energía recolectada del oleaje (undimotriz), y por lo tanto otro motivo de interés para su estudio y caracterización.

Sobre oleaje remoto:

El término "oleaje de viento" se utiliza para las olas que crecen activamente ante el forzante del viento local. Este oleaje viaja en la dirección del viento local o cercano a ella. "Swell" (u "oleaje remoto") es el término que se usa para describir el oleaje de períodos largos (generalmente mayores a 10s) que se ha propagado alejándose del área donde fue generado, y, por lo tanto, es independiente del viento local. El swell se propaga a través del océano con una baja pérdida de energía. En aguas profundas, tienen una longitud de onda de, típicamente, 100-500m, mientras que el oleaje de viento puede abarcar desde unos pocos metros hasta 500m, dependiendo de la magnitud del viento. El swell puede coexistir con el oleaje de viento. Es decir, en vez de una onda sinusoidal individual propagándose en una dirección particular, el oleaje real puede considerarse como un sistema compuesto de varias ondas elementales de diferentes direcciones y frecuencias.

En el año 1962, Munk rastreó hasta el Océano Índico a un sistema de swell observado en el Océano Pacífico Norte (Munk et al. 1962). A distancias de 2000 km o más desde su zona de origen, estas olas están bien representadas por los principios de la óptica geométrica, con un período de ola constante a lo largo de líneas geodésicas (líneas que representan la distancia mínima entre dos puntos de la superficie terrestre) al seguir un paquete de olas en un sistema montado sobre su velocidad de grupo (e.g., Snodgrass et al. 1966; Collard et al. 2009), con desviaciones menores debido a las corrientes oceánicas. Dado que se observa que el swell se propaga a través de largas distancias, su energía debería conservarse o disiparse débilmente (Snodgrass et al. 1966), aunque hay muy poca información disponible respecto a este tema. Por ejemplo, las alturas de swell son relativamente pobremente predichas (e. g., Rogers y Wang 2007; Rascle et al. 2008). Por lo tanto, la evolución del swell en grandes escalas no se encuentra todavía resuelta.

El océano global está estadísticamente dominado por el swell (Semedo et al. 2011). El swell generado en la región de vientos intensos del sur de los océanos (sur de 50°S) tiene un impacto significativo en gran parte de los océanos del mundo, penetrando a través de los Océanos Índico, Pacífico Sur y Atlántico Sur a lo largo del año (Young 1999; Semedo et al. 2011). Durante el invierno del Hemisferio Sur, este swell alcanza el Pacífico Norte (Young 1999). Alves (2006) muestra la influencia de las zonas de generación de swell del Pacífico Norte y Ecuatorial, que persisten en las costas de Chile por poco más de medio año.

El estudio del oleaje remoto reviste importancia para varias aplicaciones, como son el escalamiento estadístico a menores resoluciones, el rastreo de tormentas o la definición de las grillas en modelaciones numéricas. Este oleaje resulta, entonces, en uno de los procesos físicos que conectan a la región con el océano en grandes distancias del globo, volviendo entonces susceptibles a las costas chilenas a los cambios en los procesos físicos de las zonas remotas. El presente estudio se centra en el oleaje de origen remoto que arriba a las costas de Chile continental, en su aporte al potencial undimotriz y sus zonas de generación que lo conectan a zonas lejanas del Océano Pacífico.

Energía del oleaje:

La investigación moderna acerca de la recolección de energía del oleaje recibió un impulso en los '70s con la emergente crisis del petróleo (ver, por ejemplo, Salter 1974). Con los

ojos del mundo ahora buscando la reducción de los niveles de CO_2 atmosférico, el foco sobre la generación de energías renovables ha vuelto a tomar un lugar de importancia en la investigación (i.e., iniciativas del COP21, Naciones Unidas 2015).

El potencial energético global entregado por el oleaje de todas las costas del mundo, fue estimado en 1-10TW por Kinsman (1965), en 2TW por Thorpe (1999), y en 2,7 TW por Jacobson y Delucchi (2011). La estimación mundial de potencial undimotriz en océano abierto es un orden de magnitud mayor, una cantidad que, si se recolectara, es comparable al consumo eléctrico global actual. A pesar de ser menor que el potencial de energía de viento en el planeta (estimado en unos 1700 TW, ver Jacobson y Delucchi 2011), el cual, a su vez, es una pequeña parte del potencial de energía solar (cuya sola parte fotovoltaica fue estimada en unos 6500 TW, Jacobson y Delucchi 2011), la energía undimotriz representa una fuente considerable de energía renovable. Al momento en que la energía solar se convierte en energía de viento, el flujo de energía promediado en el tiempo se concentra espacialmente, desde una intensidad típicamente de 0,1-0,3 kW/m² de superficie horizontal terrestre, a 0,5 kW/m² previsto por área perpendicular a la dirección del viento. Cuando la energía eólica se transforma a energía undimotriz, se presenta una concentración espacial aún mayor. Cerca de la superficie del océano, la intensidad de la potencia es típicamente del orden de $2-3kW/m^2$ de área prevista perpendicular a la dirección de propagación del oleaje. Este incremento en intensidad de la potencia, junto al hecho de que la energía undimotriz tiene una mayor persistencia que la eólica, estimula la motivación e impulsa el desarrollo de la tecnología de recolección de energía de ola, todavía subdesarrollada, hacia un nivel más próspero de maduración en el futuro. Si la tecnología puede ser exitosamente desarrollada, el potencial de mercado es enorme (Falnes 2007).

El caso de Chile:

Desde mediados de 1980 la demanda nacional de electricidad en Chile se ha duplicado cada 10 años. Siguiendo esta tendencia, se cree que para el 2020 se necesitarían al menos 8000MW de energía adicional (Ministerio de Energía, Chile 2011). Históricamente, alrededor de un tercio de la electricidad ha sido provista de fuentes hidrológicas, y los dos tercios restantes de combustibles fósiles (EIA 2014). Actualmente, más del 60% de la demanda energética en Chile está cubierta por recursos importados (importando alrededor del 90% de petróleo, carbón y gas natural), y el costo de la energía eléctrica para la industria es uno de los más altos en

Latinoamérica, con un mercado energético abierto y regulado por precio. Sin embargo, nuevas fuentes de energía deben ser exploradas para atender a la creciente demanda energética del país, más aún considerando que la producción interna chilena de combustibles fósiles llega al 3,7% del consumo nacional, y a esto se le suma la resistencia pública a nuevas iniciativas termoeléctricas o hidroeléctricas. La dependencia de fuentes de energía de otros países y la naturaleza inestable de la hidroelectricidad han creado volatilidad en los precios de la energía e inestabilidad en la grilla. En respuesta a este contexto, uno de los objetivos de la Agenda Energética anunciada en mayo de 2014 es la búsqueda de un 45% de generación de energía instalada entre 2014 y 2025 proveniente de energías renovables, buscando lograr que, para el 2025, el 20% de la matriz energética para Chile, Energía 2050, busca una inserción de energía renovable en un 70% en la matriz energética para el año 2050, con una meta intermedia del 60% para el 2035. Con más de 4000km lineales de costa y un potencial undimotriz destacado en el mundo, el aporte de energía extraída del oleaje podría representar un aporte significativo en el cumplimiento de esta meta.

1.2 Estimaciones de energía undimotriz en el mundo

El cambio climático, el tratado de Kyoto, la COP21, la merma de las reservas de energía tradicional y el aumento del costo de la energía han impulsado un nuevo interés hacia las energías de origen renovable, y en particular en el desarrollo de las energías renovables no convencionales. En los últimos años, han habido avances significativos en los sistemas de recolección de energía undimotriz, los que se vislumbra que alcanzarían un nivel comercial de desarrollo a gran escala durante la próxima década.

Pontes et al. (1997) encontraron que, desde mediados de la década de los 80's, los modelos numéricos de oleaje han entregado estimaciones de buena calidad, y destacan estas estimaciones como muy valiosas para la estimación del recurso de energía de ola en aguas profundas. Analizaron el comportamiento de dos modelos de oleaje, mediante la comparación con datos de boyas, y seleccionaron al modelo WAM para ser usado en el atlas de potencial undimotriz offshore europeo, WERATLAS (Pontes 1998). Este atlas incluye estadísticas de climatología estacional y anual para 85 puntos offshore, distribuidos a lo largo de la costa europea del Atlántico y el Mediterráneo. Mientras que las predicciones para el Atlántico

noroeste representaron una buena precisión, las correspondientes al Mediterráneo y el Mar del Norte fueron menos satisfactorias.

Barstow et al. (1998) y también Krogstad y Barstow (1999) obtuvieron estimaciones de energía undimotriz en unos cientos de puntos discretos de aguas profundas a lo largo de una línea de costa global, basado en un análisis de dos años de altimetría satelital de Topex/Poseidon. En este análisis, los datos de altura significativa de ola se obtuvieron a partir del altímetro, mientras que el período de energía de ola requerido para estimar la potencia del oleaje se estimaron a partir de curvas teóricas que relacionaban ambas variables, obtenidas a partir de datos de boyas en Noruega, Portugal y el Pacífico Sur. Las estimaciones entregaron valores de energía de ola a lo largo de la mayoría de las costas con variaciones espaciales razonables, a pesar de la limitación del cálculo (ver Figura 1.1).



Figura 1.1: estimaciones de energía de ola, de Barstow (1998).

Más recientemente, Gunn y Stock-Williams en 2012 muestran estimaciones actualizadas del potencial undimotriz, estimando los valores globalmente, por continente y también para algunos países seleccionados, entre ellos Chile. La Figura 2 muestra un mapa de la regionalización utilizada y los valores considerados para los cálculos, estimados a partir de las salidas del modelo numérico de oleaje WAVEWATCHIII de la NOAA, considerando un espectro del tipo Pierson-Moskowitz para la estimación del potencial undimotriz. La estimación global del recurso de energía de ola es de 2,11 \pm 0,05TW (con un 95% de nivel de confianza),

el cual es muy cercano a la estimación de Strange et al. (1993), citada frecuentemente, de 2TW. El recurso de ola está equitativamente repartido entre el norte y el sur del océano, si bien el porcentaje que se recolectaría de una manera efectiva sería mayor para el Hemisferio Norte que para el Sur. Cabe destacar que este último cálculo se realizó considerando un equipo recolector de energía de ola (WEC, Wave Energy Converter) que en la actualidad se encuentra obsoleto, el Pelamis, por lo que debe considerarse con cautela.



Figura 1.2: promedio anual de potencial undimotriz por metro de cresta de ola (o "densidad undimotriz", campos en color) y promedio anual de dirección media de arribo (en flechas) y zonificación por continente de líneas de costa de Gunn y Stock-Williams (2012).

Las estimaciones de potencial undimotriz por país y por continente se muestran en la Tabla 1.1. América del Norte y Oceanía son los continentes con mayor potencial undimotriz, seguidos por América del Sur (374 ± 16 GW), y con Europa en último lugar. Es interesante observar los valores para los países seleccionados por los autores, ya que entrega un estimado de la posición de Chile en relación a otros países del mundo. Australia sería el país con mayor potencial undimotriz, seguido de los Estados Unidos y luego por Chile, con un 194 \pm 11 GW, consistente con estimaciones previas al estudio (ver Tabla 2). El caso de Chile es particularmente notable si se considera que -a diferencia de Australia y de Estados Unidos- tiene costa en sólo el borde occidental.

Continent	P(GW)
North America	427 ± 18
Oceania	400 ± 15
South America	374 ± 16
Africa	324 ± 12
Asia	318 ± 14
Europe	270 ± 20

Country P(GW)Australia 280 ± 13 United States 223 ± 12 Chile 194 ± 11 New Zealand 89 ± 16 Canada 83 ± 7 South Africa 69 ± 4 United Kingdom 43 ± 4 29 ± 4 Ireland Norway 29 ± 4 20 ± 3 Spain Portugal 15 ± 2 14 ± 3 France

Varios autores han entregado estimaciones locales de energía undimotriz más detalladas en regiones particulares de los distintos países, además de los mencionados por Gunn y Stock-Williams en su trabajo del 2012. Éstos incluyen, entre otros, Reino Unido (ABPmer 2004), Portugal (Pontes et al. 2005), California en EEUU (Wilson and Beyene 2007), el Mar del Norte (Beels et al. 2007), Italia (Liberti et al. 2013), China (Zheng et al. 2012). Estos análisis en general involucran datos de boyas direccionales, satélite, hindcast de modelación numérica, o una combinación de estas fuentes. El estudio del recurso energético de ola a nivel regional y local es un tema que está siendo enfrentado en distintas partes del mundo, y Chile está también comenzando a recorrer ese camino.

1.3 Estimaciones de energía undimotriz en Chile

En Chile, la disponibilidad de las ERNC ha sido objeto de varios estudios recientes (Garrad-Hassan 2009; Aquatera 2013; Monardez 2008; Monardez 2011; Cruz 2009). Éstos señalan que la energía de ola es una importante alternativa, en relación a la energía solar, de viento o las opciones hidrológicas, debido a la disponibilidad geográfica y un clima de ola dominado por el oleaje remoto generado en el Océano Pacífico (Semedo 2011). Sin embargo, las condiciones que influencian las características del oleaje no pueden ser comprendidas en su totalidad al estudiar únicamente información local. Es necesario considerar la dinámica de la

Tabla 1.1: potencial undimotriz estimado por continente (izquierda) y para algunos países selectos (derecha), en GW (de Gunn y Stock-Williams 2012, Tabla 2 y Tabla 3).

superficie del océano a lo largo de una trayectoria que se inicia en la zona de generación del olaje.

Según los resultados entregados por Gunn y Stock-Williams (Tabla 1.1), las costas chilenas reciben más del 50% del potencial undimotriz del Sudamérica. Estudios previos han encontrado una alta energía undimotriz en la costa de Chile continental, cuyo océano contiene la suficiente energía renovable como para realizar una contribución significativa a la grilla eléctrica chilena (Garrad-Hassan 2009; Aquatera 2013). La geografía beneficia a Chile en relación a las energías marinas: Gunn y Stock-Williams (2012) encontraron que los climas de ola más energéticos estaban entre los 30-60° de latitud, lo cual convierte a las costas de Chile en una de las mayores fuentes de energías marinas del mundo. Una gran parte de la energía que los vientos imparten al Océano Pacífico Sudoriental es depositada en las costas del país. Esto entrega un relativamente alto factor de planta (cercano al 50%), comparado con otros países (Aquatera 2013). Los valores de energía promedio obtenidos en las costas de Chile continental fueron de 19,6kW/m en la costa de Arica (18,5°S) hasta 66kW/m en la costa de Diego Ramírez (56,5°S) (Garrad-Hassan 2009). Utilizando una interpolación lineal de estos valores, hicieron una estimación aproximada de 165GW para la costa chilena. Salvando la idea de que es una estimación general, este valor supera ampliamente la capacidad de generación eléctrica instalada en el país para el año 2014, que alcanzó los 19GW (CNE 2015). En la práctica, sin embargo, mucha de esta energía termina fuera del Sistema Interconectado Central y del Norte Grande (SIC y SING), siendo las secciones de la grilla de Aysén y Magallanes las que se verían más beneficiadas con el recurso. Considerando hipotéticamente la existencia de bases operativas y una distancia promedio a una subestación eléctrica, Aquatera (2013) eligió seis lugares prometedores para evaluar la energía undimotriz como recurso. Entre estos seis, el ubicado en Puerto Montt (~41,5°S), resultó ser el más favorable, el cual se encuentra en el límite sur del SIC, con un clima de energía undimotriz promedio de 58kW/m.

Monardez et al. (2011) encontraron una estimación de 240GW para la costa chilena, usando estimaciones omnidireccionales de energía de ola a partir de salidas del modelo WAVEWATCH III (WWIII) de 1º de resolución espacial, y resolviendo la transferencia espectral a la costa usando el modelo numérico STWAVE. En su estimación, y usando resultados del modelo numérico WAVEWATCHIII de la NOAA, Gunn y Stock-Williams (2012) encontraron el valor ya mencionado de 194±11 GW.

Modelos numéricos de oleaje:

Los avances en el conocimiento de la física del oleaje y de la capacidad computacional, dieron como resultado la construcción de bases de datos de reanálisis de oleaje en series de tiempo continuas que se extienden por décadas y que cubren grandes zonas del océano (por ejemplo, Rascle et al. 2008; Reguero et al. 2012). La disponibilidad de datos homogéneos y continuos soluciona el problema de las limitaciones de los datos medidos, en cuanto a la necesaria cobertura espacial y temporal en todo el globo, siendo una herramienta valiosa para mejorar el entendimiento de la propagación del oleaje a lo largo de la superficie del planeta.

Una de esas herramientas es el ya mencionado WWIII, modelo espectral de tercera generación que describe el desarrollo del oleaje de viento y su propagación desde aguas profundas a aguas poco profundas, resolviendo la ecuación de balance de acción para la evolución del espectro de olaje (Tolman 1991; Tolman 2014). Desarrollos recientes de la física del WWIII (Ardhuin et al. 2010; Rascle et al. 2013; Roland y Ardhuin 2013) han mejorado la disipación del swell, el rompimiento del oleaje, la reflexión por la línea de costa, y las interacciones no-lineales entre las distintas olas. La disponibilidad de energía de oleaje cercana a la costa ha sido caracterizada anteriormente mediante el anidamiento de distintos modelos, buscando la descripción de las transformaciones de oleaje en el océano abierto hacia aguas intermedias y someras. Estos estudios han forzado modelos como el SWAN (Guzmán 2012; Iglesias y Carballo 2010a, 2010b), STWAVE, MIKE21 SW (Strauss et al. 2007), REF/DIF-1 (Hiles et al. 2014) con configuraciones globales de WWIII o WAM (Cerqueiro et al. 2003). Más reciente es el uso de grillas desestructuradas (Roland 2008) como una alternativa al refinamiento de grillas mediante anidamiento de dominios. Este es un paso importante hacia la resolución de parámetros de oleaje en la zona cercana a la costa, lo cual es crítico para la selección técnica de un dispositivo de recolección de energía undimotriz (WEC) (Mota y Pinto 2014).

2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS

La presente Tesis Doctoral aborda las siguientes hipótesis y objetivos asociados:

<u>H1:</u> El swell que arriba a las costas de Chile continental proviene mayoritariamente del Océano Pacífico Sur, con significativas contribuciones del Pacífico Norte y Ecuatorial en verano.

• **O1:** Determinar la distribución de energía del swell en el Océano Pacífico, identificando las zonas donde se genera el oleaje que se propaga hacia las costas de Chile, clasificando estacionalmente las mismas.

H2: El tiempo de viaje del swell que arriba a las costas de Chile aumenta de sur a norte.

• **O2:** Estimar el tiempo de viaje del oleaje remoto que arriba a las costas del norte y el sur del país.

<u>H3:</u> La costa occidental de la Isla de Chiloé provee el mayor potencial undimotriz cercano al SIC en Chile.

• **O3:** Estimar el potencial undimotriz a lo largo de la costa occidental de Chiloé, comparándolo con los resultados obtenidos a lo largo de la costa de Chile.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Durante la realización de esta Tesis se utilizaron datos de oleaje de distintas fuentes (de boyas direccionales, satelitales, simulaciones numéricas), así como se obtuvieron parámetros de ola mediante simulaciones numéricas. Se compararon estadísticamente series de tiempo, y también se estimaron tendencias de parámetros descriptivos de la distribución estadística de datos de altimetría satelital. Luego se aplicó una metodología que permite analizar el flujo de energía del oleaje a partir de datos espectrales. En esta sección se presentará un resumen de las metodologías e información utilizada, complementada con los Anexos 1 y 2.

3.1 Estimación de parámetros de ola y potencial undimotriz

En esta sección se detallan las convenciones usadas para los parámetros que describen el oleaje. Considerando al océano real como una superposición de olas regulares de distintas frecuencias, amplitudes y direcciones, se utiliza para su representación una función de varianza de densidad espectral, o un espectro de oleaje 2D, $S(f,\theta)$. Los parámetros globales de ola obtenidos por el modelo son calculados considerando esta aproximación espectral.

La altura significativa de ola (Hs) se define:

$$H_s = 4\sqrt{E} \quad [m] \tag{3.1}$$

donde E es la energía espectral de ola, y también representa la integral bajo la curva del espectro de oleaje en frecuencia.

La dirección media de arribo del oleaje (θ_m) se calcula a partir de:

$$\theta_m = tan^{-1} \frac{b}{a} \quad [\text{grados}] \tag{3.2}$$

donde

$$a = \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{\infty} \cos(\theta) S(f, \theta) df d\theta$$

$$b = \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{\infty} \sin(\theta) S(f, \theta) df d\theta$$
(3.3)

Finalmente, el tercer parámetro de oleaje usualmente entregado por las mediciones in situ o las simulaciones numéricas es el período peak (Tp), que es el período asociado a la frecuencia de máxima energía del espectro. A partir de los parámetros globales de oleaje, junto con la profundidad local del océano, puede estimarse el flujo de energía o potencial undimotriz transmitido por una ola regular, por unidad de ancho de cresta, mediante:

$$P = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 C_g$$
 [W/m] (3.4)

con ρ la densidad del agua de mar, g la aceleración de la gravedad, H_s la altura significativa de ola y C_g la velocidad de grupo, definida como

$$C_g = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kh}{sinh(2kh)} \right) \frac{L}{T}$$
 [m/s] (3.5)

donde *h* es la profundidad local, *L* la longitud de onda, *T* el período de ola, $k=2\pi/L$ es el número de onda y C=L/T es la velocidad de fase. La longitud de onda, profundidad y período se relacionan a través de la relación de dispersión:

$$L = T \sqrt{\frac{g}{k} tanh(kh)} \quad [m] \quad (3.6)$$

En aguas someras e intermedias ($h \le L/2$), puede usarse la ecuación explícita para L:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \left\{ tanh\left[\left(\frac{4\pi^2 h}{gT^2} \right)^{3/4} \right] \right\}^{2/3} \quad [m] \quad (3.7)$$

En aguas profundas (h>L/2), $C=L/T=2C_g$ y $L=L_0=gT^2/2\pi$, y por lo tanto,

 $P_0 = \frac{1}{32\pi} \rho g^2 H^2 T \quad \text{(para oleaje regular en aguas profundas)} \qquad [W/m] (3.8)$

Considerando el océano real como una superposición de ondas, y recordando la aproximación espectral del oleaje considerada por el WWIII, la estimación de los campos modelados de flujo de energía undimotriz, o potencial undimotriz, por unidad de ancho de ola siguen la expresión:

$$P = \rho g \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} C_g(f,h) S(f,\theta) df d\theta \, [W/m]$$
(3.9)

expresada como

$$C_g(f,h) = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right] \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad [\text{m/s}] \quad (3.10)$$

Otra magnitud utilizada al analizar el potencial del oleaje es el período de energía de ola (Te), es decir, el período de una ola monocromática conteniendo la misma energía que la superficie real, y se define en términos de los momentos espectrales como:

$$T_e = \frac{m_{-1}}{m_0} = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} f^{-1} S(f) df d\theta}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} S(f) df d\theta}$$
 [s] (3.11)

3.2 Modelación numérica del oleaje

El modelo numérico utilizado para simular las condiciones del oleaje es el WAVEWATCHIII® versión 4,18 (WWIII), liberado al público en marzo del 2014 por la NOAA (NOAA, Tolman 1997, Tolman 1999, Tolman 2014). El WWIII es un modelo espectral de tercera generación, que describe el desarrollo del oleaje y su propagación desde aguas profundas a poco profundas mediante la resolución de la ecuación de balance de acción del espectro de ola. Pueden encontrarse las ecuaciones utilizadas en el Anexo 1. Los avances recientes en la física del modelo mejoraron significativamente la disipación del swell, el rompimiento del oleaje, la reflexión en la costa y las interacciones no lineales (Ardhuin et al. 2010, Rascle y Ardhuin 2013, Roland y Ardhuin 2014). En particular, la configuración utilizada en la simulación de alta resolución de la zona de Chile central y Chiloé consideraba los términos fuente asociados al forzante de viento y los términos de disipación siguiendo Ardhuin et al. (2010) y a Filipot y Ardhuin (2012), con la parametrización de disipación de swell activada (Ardhuin et al. 2009), presentadas detalladamente en el Anexo 1. La cobertura de whitecapping como una representación de la disipación se estimó siguiendo a Reul y Chapron (2003). La modelación de la fricción de fondo es acorde a Tolman (1994), ajustada por Ardhuin et al. (2003). También es importante en ambientes de aguas poco profundas el rompimiento inducido por profundidad (Battjes y Jansen 1978) y las interacciones de triadas (Eldeberky 1996).

Tanto la simulación desarrollada para la zona de Chiloé como la de Chile central fueron alimentadas en su borde abierto por salidas de WWIII globales, gentilmente provistas por el Proyecto IOWAGA del Ifremer (disponibles en [http://tinyurl.com/iowagaftp/HINDCAST, de Rascle y Ardhuin 2013). Este modelo global incluye las parametrizaciones TEST471 (anterior TEST451, Ardhuin et al. 2010, actualizada por Leckler et al. (2013), el cual incluye un reajuste a la parametrización de la disipación del swell), máscaras de icebergs (Ardhuin et al. 2011) y reflexiones con la línea de costa (Ardhuin y Roland 2012). Las simulaciones de este modelo global fueron también utilizadas como base de datos regular en el espacio y de extensión climatológica en la aplicación de estudio de zonas de generación de oleaje.

En la última versión del modelo se incluyó el uso de grillas desestructuradas (Roland 2008; Ardhuin y Roland 2013), como una alternativa al anidamiento de múltiples grillas para alcanzar resoluciones espaciales pequeñas, ahorrando significativamente el costo computacional del anidamiento. Esto es debido a que estas grillas se adaptan a las características

de la batimetría considerando la adecuada representación numérica de un oleaje objetivo determinado. En particular, la grilla utilizada en el presente trabajo es de forma triangular, la cual fue construida utilizando Polymesh (Roland 2008) para dos regiones de Chile, una que abarca la zona central, que incluye la bahía de Valparaíso, y otra al sur del país que cubre la región que enfrenta al Océano Pacífico de la Isla de Chiloé. La batimetría incluida fue provista por el SHOA. Las salidas del modelo fueron almacenadas cada 3hs, con un paso temporal de cálculo de 3 minutos. Se calculó un espectro de 32 frecuencias, espaciadas exponencialmente de 0,0373 a 0,7159s⁻¹, y 24 direcciones, usando la convención meteorológica para los ángulos. En la Tabla 3.1 se encuentran las especificaciones de las simulaciones de Chile Central e Isla de Chiloé.

Grilla	Extensión N-S	Extensión E-W	Resolución espacial y temporal	Período simulado	Información para validación	Vientos
		+	. 200m a 400m en la		. Boya	
Chile Central /	-32° / -34 5°	-73° / -71 25°	línea de costa	2009-	direccional	CFSR
Valparaíso	52 5 - 5	15 1 11,25	. Salidas cada 3hs;	2010	. Altimetría	ERA-Interim
			cálculo cada 180s		satelital	
			. 200m a 300m en la			
	41 550 / 42 70	7(0 / 72 00	línea de costa	2012	. Altimetría	EDA Interim
Isla de Chiloe	-41,55 / -45,7	-70 / -73,9	. Salidas cada 3hs;	2012	satelital	EKA-IIItelliii
			cálculo cada 180s			

Tadia 5 T. cataciensticas de las simulaciones de alta resolución desarronadas con ww	Tabla 3 1.	características	de las	simulaciones	de alta	resolución	desarrolladas	con W	W
--	------------	-----------------	--------	--------------	---------	------------	---------------	-------	---

3.3 Comparaciones de series de tiempo

Las simulaciones del modelo fueron contrastadas con datos de altura significativa de altimetría satelital, obtenidos de la base de datos de Queffeulou et al. (2013), y/o con datos de la boya direccional provistos por el SHOA. Debido a la carencia de uniformidad espacial y temporal de la información de estas fuentes, se aplicaron estadísticos para la comparación de ambas para los cuales no se requiere poseer dos series de tiempo continuas (Tabla 3.2). También se utilizó el coeficiente de correlación de Spearman, ya que las series no necesariamente seguían una distribución normal. Finalmente, también se calcularon diagramas qq-plot y en algunos casos histogramas de diferencias.

Error cuadrático medio normalizado	$NRMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (y_i - x_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} x_i^2}}$
Bias normalizado	$NBIAS = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_{i}^{2}}}$
Pendiente	$Slope = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_i y_i}{\sum_{1=1}^{n} x_i^2}$
Índice de dispersión	$SI = \frac{1}{\bar{x}} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} [(y_i - \bar{y}) - (x_i - \bar{x})]^2}$

Tabla 3.2: estadísticos utilizados para la validación de los datos modelados. *n* es el número total de pares de datos, la línea superior indica promedio temporal.

Los datos provistos por el SHOA provienen de la boya direccional ubicada en la boca de la Bahía de Valparaíso (32,996°S-71,8256°W, Figura 3.1), a una profundidad de 486m. El intervalo de tiempo que cubre es desde 30/08/2009 al 10/10/2010, con un 0,01% de datos faltantes. Este instrumento entregó datos de altura significativa de ola, período peak y dirección media cada 3 horas.

Los datos de altimetría satelital fueron extraídos de una base de datos de altimetría satelital multi-plataforma calibrados, desarrollada y actualizada regularmente por Queffeulou (2004) y Queffeulou y Croizé-Fillon (2013). Los tracks utilizados se muestran en la Figura 3.1.





Figura 3.1: Zonas donde se realizó la modelación numérica de alta resolución (izquierda, zonas delimitadas por líneas moradas) y tracks de altimetría usados en la validación de la modelación numérica de oleaje de Chile Central y offshore Chiloé. El punto

rojo indica la ubicación de la boya direccional de aguas profundas de Valparaíso.

3.4 Zonas de generación del oleaje: Método ESTELA

La metodología ESTELA (a method for Evaluating the Source and Travel-time of the wave Energy reaching a Local Area) fue desarrollada por Pérez et al. (2014), cuyo objetivo es brindar una forma de caracterizar de manera simple el área de influencia de la energía de ola de una zona particular del océano. Más aún, evalúa la zona de origen y el tiempo de viaje de la energía de ola que llega al área local. El método se basa en un análisis a nivel global considerando criterios tanto geográficos como físicos. El *criterio geográfico* se basa en que el oleaje de aguas profundas se propaga siguiendo la trayectoria de los grandes círculos. Con esto, se limita el área de estudio al descartar las zonas cuyo oleaje no puede alcanzar el punto objetivo de análisis al estar bloqueada por tierra. De las particiones espectrales resultantes del reanálisis de simulaciones globales, se reconstruye el espectro de oleaje en cada celda, y se le aplica un criterio físico. Este criterio está basado en la selección de la fracción de energía que viaja hacia el punto objetivo (siguiendo la trayectoria de grandes círculos) para cada una de las celdas. El resultado de la aplicación de ESTELA provee mapas que informan sobre la importancia de distintas áreas oceánicas relativa a la localidad estudiada. En el Anexo 2 se encuentra una explicación extendida de la metodología ESTELA.

3.5 Estudio climatológico desde datos de altimetría satelital

Con el fin de analizar cambios climatológicos en la altura significativa de ola y la magnitud del viento (W), se estudiaron las posibles tendencias de datos grillados provenientes de altimetría. Los datos de altimetría fueron extraídos de la base de datos calibrada y combinada, actualizada regularmente, de Queffeulou 2013 y Queffeulou y Croizé-Fillon 2013, basada en los datos de GLOBWAVE. Se construyó una grilla de 1°x1° de resolución para la región 15°S-56,5°S y 81°W-69°W, entre los años 1993-2012, con una resolución temporal mensual y estacional. Las consideraciones utilizadas al momento de construir esta grilla, tanto para la serie mensual como estacional, pueden ser consultados en el Capítulo 3 de los Resultados. A partir de estas grillas las variables estimadas fueron la mediana, la curtosis, la asimetría y el percentil de 99% de los datos de Hs y W medidos por los altímetros en cada punto de grilla. Se analizó la tendencia lineal de la curtosis, sesgo y mediana usando el método de Mann Kendall estacional, teniendo en cuenta el análisis realizado por Young et al. (2011) para la estimación de tendencia lineales de la media de datos de altimetría satelital.

4. RESULTADOS

4.1 Estimación costera del recurso de energía de ola en Chile central (2009-2010).

Paper publicado en la revista Renewable Energy de Elsevier:

Mediavilla, D. G., Sepúlveda, H. H., Nearshore assessment of wave energy resources in central Chile (2009-2010), Renewable Energy (90) 2016, 136-144.



Renewable Energy 90 (2016) 136-144



Nearshore assessment of wave energy resources in central Chile (2009–2010)



D.G. Mediavilla^{a, b}, H.H. Sepúlveda^{c, *}

^a Department of Oceanography, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile
 ^b COPAS Sur-Austral Research Center, Concepción, Chile
 ^c Geophysics Department, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

ARTICLE INFO

Article history: Received 12 February 2015 Received in revised form 24 December 2015 Accepted 27 December 2015 Available online xxx

Keywords: WAVEWATCH III[®] Wave energy Nearshore Numerical model Chile

ABSTRACT

The goal of this work is to estimate nearshore wave energy resources in central Chile with high spatial resolution. Due to the lack of in situ measurements a suite of numerical models are used to assess the wave energy between 2009 and 2010. We compare the effects of different wind forcing reanalysis, particularly CFSR and ERA-Interim, and physics parametrizations on numerical simulations of the nearshore wave energy fluxes near Valparaiso (33°S), central Chile. For this we utilize WAVEWATCH III[®], an open source community spectral wave model, configured with a high resolution unstructured grid (200–400 m at the coast). Our results show a difference of 3 kW/m in wave power estimations when using different wind reanalysis, and less a difference of less than 0.5 kW/m when adding the triad wave interactions term. Statistical indicators calculated using buoy and altimeter data for comparison favor the use of ERA-Interim winds and including triad wave interactions. For the Valparaiso region, the area south of Punta Curaumilla was confirmed as a hot spot of wave energy (4–5 MW/yr), with the most energetic and frequent sea state described by Te of 9–11 s and H_s 2.5–3.5 m.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Energy production in Chile during 2011 consisted on 63% thermoelectric, 34% hydroelectric resources, and 3% nonconventional renewable energy (NCRE) sources [1]. More than 60% of the energy demand in Chile is covered with imported resources due to limited resources of gas, oil, and coal. The cost of electrical energy for the industry is one of the highest in Latin America. The future availability of traditional energy sources such as coal-powered thermoelectric plants might not be sufficient to cope with the increasing needs of the mining industry in the northern part of the country, or be able supply remote off-grid populations such as those in southern Chile's fjord area. In response to this, the legal Act 20.257 established a legal framework to define financial incentives for NCRE. The government's initiatives state that by 2025, 45% of the energy should come from NCRE, such as solar, wind, wave and tidal energy [2]. The

* Corresponding author.

http://dx.doi.org/10.1016/j.renene.2015.12.066 0960-1481/© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved. availability of NCRE has been subject to several recent studies [3–5]. These studies demonstrate that wave energy is an important alternative, relatively to solar, wind, and hydrology options, due to the geographical availability, and a wave climate dominated by swell produced across the Pacific Ocean [4].

With over 4000 km of exposed coast, wave energy reports in Chile have described a potential of 169 GW [5] using omnidirectional power estimations, 240 GW [4], and 194 ± 11 GW [6], using global results from NOAA's WAVEWATCH III[®] (hereafter WW3) model. For the Valparaiso area (Fig. 1), the wave energy resources have been estimated being 41 kW/m in a study by the National Hydraulic Institute (NHI), 40–60 kW/m in (http://awenergy.com), and 35.8 kW/m using a Pacific WW3 1° run and STWAVE to do the spectral transfer of waves towards shallow water [4]. Another study using SWAN and a WW3 hindcast found a maximum annual mean of 126 kW/m for Punta Curaumilla, near Valparaiso [7]. Global wave energy studies have also described an increasing N–S pattern with 40–50 kW/m for

WW3 is a third-generation spectral model that describes the development of wind waves and their propagation from deep to

E-mail addresses: dmediavilla@udec.cl (D.G. Mediavilla), andres@dgeo.udec.cl (H.H. Sepúlveda).



Fig. 1. Coastline and bathymetry for the central Chile area.

shallow waters by resolving the action balance equation for the evolution of the wave spectra [8,9]. Recent developments in WW3 physics have improved swell dissipation, wave breaking, shoreline reflection, and non-linear interactions [10–12]. Also recent is the use of unstructured grids as an alternative to grid refinement with nested domains [13]. This an important step towards resolving wave parameters in the nearshore area, which is critical to the technical selection of Wave Energy Converters (WEC) [14]. Nearshore wave energy availability has been characterized before by nesting different models to describe the wave transformations from the open ocean into intermediate and shallow waters. These studies have used models such as SWAN [7,15,16], STWAVE, MIKE21 SW [17], or REF/DIF-1 [18], forced by

Table 1

Main details of WW3 configuration file *switch* for CFSR and ECMWF runs, where wind forcing was obtained from CFSR and ERA-I. Configuration E_TR1 uses ERA-I winds and had activated the switch related to the wave triad interaction (in bold), using the **TR1** option instead. For further details on the meaning of each option, see the Refs. [9,10].

PR3	UQ	REF1	IOS2	ST4	STAB0
FLX0	NL1	BT4	DB1	MLIM	BS0
TRO	SEED	WNX1	WNT2	CRX1	CRT1

Table 2

Evaluation of significant wave height, H_s [m]. Model versus buoy data. Statistical indexes used are: normalized root mean square error (NRMSE), normalized bias (NBIAS), scatter index (SI), slope of linear adjustment (Slope), and Spearman's correlation coefficient (R²). Calculated values were significant (p < 0.001), N = 3252. Optimal values in bold.

Case	NRMSE (%)	NBIAS (%)	SI (%)	Slope	R ²
CFSR	0.19	-0.13	0.14	1.11	0.8
ECMWF	0.15	-0.09	0.12	1.07	0.9
E_TR1	0.15	-0.09	0.13	1.06	0.9

global configurations of WW3 or WAM [19]. In this study we implement an unstructured grid within WW3 framework to study wave energy availability in the nearshore Valparaiso Bay, Chile.

The goal of this work is to estimate wave energy resources for the nearshore area of central Chile during 2009–2010 using a high spatial resolution WW3 configuration based on an unstructured grid (Fig. 2). This model resolves the offshore and nearshore waves simultaneously and is forced with a global WW3 model, using wind forcing from two different reanalysis, and different physics options. We compare the results with directional measurements from a single buoy, and quality controlled altimetry data from multiple satellite missions. We choose to simulate only a period between 2009 and 2010 due to the availability of one of the few year-long buoy records in the region. Wave parameters from buoy measurements in Chile are scarce, compared with many other countries. This work is a first step towards the development of the wave modeling capabilities near Chile utilizing the unstructured version of WW3 and the improved physics to reproduce the wave conditions nearshore.



Fig. 2. Model grid for the central Chile model with zoom in Valparaiso area.

-					
Case	NRMSE (%)	NBias (%)	SI (%)	Slope	R ²
CFSR	0.20	-0.08	0.19	1.05	0.7
ECMWF	0.18	-0.03	0.18	0.99	0.7
E_TR1	0.18	-0.02	0.18	0.99	0.8

2. Materials and methods

2.1. Study area

The study region is located at the Southeastern Pacific Ocean, offshore of Valparaiso Region, Chile, at 32-34.5 S and 71.25-73 W (Fig. 1). The wave field is dominated by swell from the SW [20] and studies have described a maximum wave height of 1-3 m 72% of the time [21]. This area includes



Fig. 3. Time series of significant wave height, H_s [m], T_p [s], and direction (°) from buoy measurements (black line) and model results (red line) - E_TR1. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



Fig. 4. Buoy/Altimeter minus model results. Q-Q plots and histograms of significant wave height, H_s [m]. E_TR1 configuration.

Table 3



Fig. 5. Maps of differences for annual mean values of significant wave height, H_s [m], and wave power, J [kW/m]. CFSR and ECMWF cases vs E_TR1 case.

Valparaiso bay, which is one of the main Chilean harbors and also an important location for tourism, and is the third most populated area in the country. The region is regularly affected by strong storms at sea, with waves that can exceed 6 m height, causing inundation along the coastline and the harbor to close. Understanding the waves is crucial for the mitigation of losses. We limited our study to August 2009–October 2010 considering the availability of buoy data for the wave field description and model validation.

2.2. Model implementation

The grid was constructed with a triangle-based unstructured mesh of 6500 grid points (92% at sea), that adapts to varying depth and has an alongshore resolution of 200 m–400 m. The unstructured grid was build with IDL's TWIST Tool¹ and Aaron Roland's program *Polymesh*. The spatial part uses an N-scheme [22,13]. We used 24 directions and 32 frequencies, exponentially

spaced from 0.037 to 0.72 Hz. It is forced at the boundary by full spectra point outputs of a well validated global grid WW3 simulation, with a 0.5° spatial resolution in this region [11]. The model has a maximum global time step of 180 s, with outputs every 3 h. Hourly wind forcing was used from CFSR [23] and ERA-Interim [24] model results, the later at a resolution of 0.25° or better, with a time step of 6 h. Both the global model and the regional grid (Fig. 2) are ran with the same wind reanalysis, using an approximately quadratic interpolation in time, and an approximate linear speed interpolation in space for the high resolution grid (options WNX1 and WNT2 in Table 1). We used the physics configuration ST4 in WW3 [10], for the source term package (Table 1). Bathymetric data was provided by SHOA (Servicio de Hidrografía y Oceanografía de la Armada de Chile, Hydrographic and Oceanographic Chilean Naval Service) and consist of global data bases and high density coastal soundings for the area near Valparaiso bay. Guzman [7] observed discrepancies of 240 m between nearshore in-situ soundings and the GEBCO database [25]. Initially, the coastline was defined using the GSHHS database [26]. The latitude and longitude of the polygons was then modified overlaying then on a map of the area and adjusting their position by a constant value until the polygons matched the

¹ https://forge.ifremer.fr/plugins/mediawiki/wiki/ww3/index.php/En:idl_ tool#The_TWIST_tool.

(1)

(2)

coastline on the map. This consisted on a correction of -0.0025° in latitude and $+0.0045^\circ$ in longitude. These corrections were significant for the correct representation of the coastline at the nearshore scale.

2.3. Atimetry data

A merged and calibrated multi-platform altimeter wave height data set has been developed and is regularly updated [27,28]. For the study period measurements were available from ENVISAT, with a periodicity of 35 days, and Jason-1 and Jason-2 satellites, with a periodicity of 10 days. These measurements were distributed along several tracks that crossed the model's area in the open ocean and also close to the coast (figure not shown). The total number of valid observations from all altimeters is 4631 with sufficient data.

2.4. Buoy data

Directional buoy data were provided by SHOA, for the period August 30th 2009 until October 10th 2010, with 0.01% of missing data. The buoy was located at the mouth of Valparaiso bay (Fig. 2), at 32.996 S, 71.8256 W, with the depth of 486 m. It measured significant wave height, peak period and mean wave direction every 3 h. The total number of valid significant wave height records from the buoy is 3252. Hourly meteorological data, wind direction and magnitude are also available from the buoy.

2.5. Model evaluation

Model results are compared with buoy and altimetry data calculating several statistical indicators for the whole series (Table 2 and Table 3). These indicators include the normalized root mean square error

NRMSE =
$$\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (y_i - x_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_i)^2}},$$

normalized bias,

$$\text{NBIAS} = \frac{\overline{y} - \overline{x}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i)^2}},$$

scatter index,

$$\mathrm{SI} = \frac{1}{\overline{x}} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \left[(y_i - \overline{y}) - (x_i - \overline{x}) \right]^2},\tag{3}$$

slope,

slope =
$$\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i \times y_i)}{\sum_{i=1}^{n} (x_i)^2}$$
, (4)

and Spearman's correlation coefficient (\mathbb{R}^2). The over-line indicates a time average and *n* is the total number of data pairs. Model output was compared with available buoy and altimetry data by constructing Q–Q plots, and histogram of differences for significant wave height, H_s [m]. We present spatial maps of annual mean and monthly variability index, defined as the difference between the maximum and minimum of the monthly values calculated at each grid point. These maps are calculated for significant wave height, H_s [m], energy period, Te [s], and wave power, J [kW/m]. Time series of the monthly variability of these parameters is also





Fig. 6. Zoom of annual and monthly variability of significant wave height, H_s [m]. Area represented in zoom is centered in Valparaiso, a main chilean port. E_T R1 configuration.

calculated at selected locations. Differences between model configurations for significant wave height, $H_{_S}$ [m], and wave power, J [kW/m] (as defined by Refs. [9], Eq. (2.188)), are used to study the spatial variability of the results. Dispersion matrixes of energy period, Te [s], vs significant wave height, $H_{_S}$ [m] at 0.5 s and 0.5 m bins, were calculated at selected locations to discuss the wave energy potential in the area.

3. Results and discussion

Buoy data shows a predominant wave direction from the SW, with a small number of events coming from the NW (Fig. 3, lower panel). Swells were ubiquitous, dominating the wave record, with peak periods higher than 10 s more than 84% of the time, and 96% considering an 8 s period partition (Fig. 3, middle panel). 90% of the record showed significant wave heights under 3.34 m, with only 2%

140







Fig. 7. Zoom of annual and monthly variability of energy period, Te [s]. Area represented in zoom is centered in Valparaiso, a main chilean port. E_TR1 configuration.

over 4 m (Fig. 3, upper panel). The maximum wave height recorded was of 5.48 m during July 27th, 2010, with a peak period of 15.4 s coming from the SW. The wave record included a swell event from the NW (Fig. 3, lower panel 07/10), which was also represented by the model simulations. Q-Q plots of buoy versus model H_s (Fig. 4a) and of altimeter versus model H_s (Fig. 4c) show an overestimation of H_s lower than 2 m in both cases. H_s larger than 4 m in the buoy record were overestimated by the model (Fig. 4a) and those H_s larger than 4.5 m in the altimetry record were underestimated by the model (Fig. 4c). In both cases, the distribution of the differences between observations minus model results presented an unimodal distribution (Fig. 4b and d) with larger differences when comparing with the altimetry record (Fig. 4d), but comparable to those obtained elsewhere [29]. These differences might be explained by the position of the buoy, as it represents the variability of a single location that is exposed to the open ocean but less than 50 km from the shore, while altimeter records are collected all over the oceanic part of the model domain. Studies

Fig. 8. Zoom of annual and monthly variability of wave power, J [kW/m]. Area represented in zoom is centered in Valparaiso, a main chilean port. E_TR1 configuration.

report that buoys located less than 50 km from the coast have larger differences (RMSE and BIAS), relative to altimeter records, than those at offshore locations [30].

Model evaluation versus buoy observation of H_s show a slightly better performance when using ERA-Interim winds (ECMWF and E_TR1 cases) over CFSR winds (CFSR case) (Tables 2 and 3). The use of the TR1 switch made a small impact in the error statistics (Table 2) probably due to the relatively deep location of the buoy (486 m). It has been established [31] that ERA-Interim winds underestimates the upper percentiles of wind magnitude, which were a small percentage of those observed in the buoy record were wind magnitudes over 10 m/s were less than 8% of the total record and those over 15 m/s were less than 1% for this period (data not shown). In this context CFSR reanalysis would be a better choice to study swell from extreme events, but ERA-Interim would be better suited for decadal simulations, as it more homogeneous through time [31]. However both reanalyses have a coarse resolution for nearshore wave power studies. An improvement in the estimation of the local wave power could benefit from an improved representation of the surface currents [32] by using input from regional models and downscaled wind fields from atmospheric models such as Weather and Research Forecast (WRF; [33]).

Annual mean wave power estimations using CFSR were up to 3 kW/m higher than the E_TR1 case in deep waters while this value decreases in the near shore area (Fig. 5a). This difference is close to 0.5 kW/m or less when ECMWF winds were used and the only difference was if the wave triad interaction switch was activated (Fig. 5b). Annual mean H_s results using CFSR winds were up to 0.1 m higher than the E_TR1 run (Fig. 5c), while the annual mean H_s for the ECMWF run had a difference of less than 0.02 m with the E_TR1 case (Fig. 5d). The differences are larger in exposed areas, and they decrease in nearshore areas protected from SW swell.

Monthly variability was less than 30% of the annual value of significant wave height, H_s [m], in the nearshore area (Fig. 6a and b), and for energy period, Te [s], (Fig. 7a and b), and of the same range of the annual value of J in the protected nearshore areas (Fig. 8a and b). To investigate further, we selected four points to obtain a time series of H_s, Te, and J (Fig. 9a), three near the coast and one in the open ocean. While Te and H_s presented a weaker seasonal variability (Fig. 9d) were higher during the austral winter (June, July, and August). Mean annual energy values at the two most energetic sites were 40 kW/m, comparable to what has been

observed in the west coast of Canada [34].

The areas of energy concentration (or *hot spots*, [16]) are controlled primarily by coastline orientation [35] and the role of capes or promontories in blocking the exposition, in particular for Valparaiso harbor to the SW swell. Our results present a high spatial variability of the annual mean and monthly variability of the wave energy estimates due to these effects. These results also reinforce the need of high resolution bathymetry in any area of interest, and the usefulness of high resolution models to select areas to explore in detail. This approach could be beneficial for small populations in remote areas [18], such as the fjord area in southern Chile.

The joint probability of H_s and Te was studied at four locations (Fig. 10), one offshore and three nearshore. Site 1, offshore, and site 3, W of Punta Curaumilla, an exposed nearshore place, had the largest contribution to the yearly total energy in similar ranges; Te of 9–11 s and H_s of 2.5–3.5 m. These ranges also concentrated the largest occurrence in terms of hours per year for the obtained sea-states. As such, the identified locations and prevalent sea-states could be used as guidance for WEC selection or design. Locations for sites 2 and 4 were more protected from SW swell and where included for comparison on the large differences (10 times smaller) that can be obtained over relatively short distances (sites 3 and 4). Site 2 is interesting due to its proximity to Valparaíso bay. However the mean annual energy values were half of those obtained for sites 1 and 3 (Fig. 9). While sites 1 and 3 seem



Fig. 9. Monthly variation at selected points (a) of energy period, Te [s], (b), significant wave height, H_s [m] (c), and wave power, J [kW/m] (d) - E_TR1 configuration.



Fig. 10. Histogram of probability and energy distribution obtained for selected locations (Fig. 9(a) using the E_TR1 configuration. The sea-states are represented in the significant wave height (H_s [m])- energy period, Te [s], space. Colors represent the cumulative energy for the simulated period in each bin. Numbers are the number of occurrences of each sea-state for each bin, in hours per year. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

to be optimal spots for energy generation, the feasibility to deploy, maintain, and transfer energy from these sites to the users depends on more specific studies on local bathymetry, nearby availability of ports and roads, factors that must be also considered in any site selection.

The spatial scales achieved in this study (200-400 m at the coast) seem sufficient to identify hot spots where a more detailed experimental study could be developed, focusing on a climatological description of the wave parameters, or testing a particular WEC. A higher spatial resolution could be achieved by increasing the number of computing nodes. However the lack of bathymetry data limits the ability to develop higher resolution computation gris nearshore. The role of currents and tides [36] should be also be taken in account in further studies. The area SW of Punta Curaumilla was confirmed as a hot spot of wave energy (Fig. 9d), but with an annual mean estimate lower than what was obtained by Ref. [7]. Other areas closer to population centers might also result in a convenient choice due to logistic limitation such as available infrastructure for energy transport and WEC maintenance [37]. It must be stresset that using 1-2 years of wave model results is not adequate to removing inter-annual variability (e.g Refs. [31,38] for CFSR). There can be quite a lot of variability from year to year and the computed wave energy can vary significantly. The use of >10 years of model results would be more appropriate and will be the subject of future work.

4. Conclusions

An estimation of nearshore wave energy resources in central Chile is achieved using high spatial resolution numerical modeling. The effect of different wind forcing is studied using CFSR and ERA-Interim reanalyses. The impact of a wave triad interaction parametrization is also studied. We obtained a maximum difference of 3 kW/m in the annual wave power estimations when using different wind reanalyses, and a difference of less than 0.5 kW/m when adding the wave triad interaction term (TR1) to the run with ERA-Interim winds. Statistical indicators calculated using buoy and altimetry data for comparison favor the use of ERA-Interim winds and including the TR1 term. Average wave power in the region is estimated as 40 kW/m. Upper values during austral winter are above 100 kW/m at offshore areas and nearshore hot spots. For the Valparaiso region, the area south of Punta Curaumilla is confirmed as a hot spot of wave energy, where the largest energy contribution was provided by waves with Te of 9-11 s, and H_s of 2.5-3.5 m. While a longer time series of model results, >10 years, should be used remove the interannual variability, these results show the usefulness of high resolution numerical models for wave energy hot spot detection at nearshore areas.

Acknowledgments

This manuscript was greatly improved by suggestions from two anonymous reviewers. DGM acknowledges a doctoral fellowship from CONICYT and funding from COPAS Sur-Austral. Fundamental advice was provided by Fabrice Ardhuin and Mickael Assenci. Powered@NLHPC: This research was partially supported by supercomputing infrastructure of the NLHPC (ECM-02) awarded to DGM. Computing resources were provided also by the Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS), IFREMER, Plouzané, France. Buoy and bathmetric data was kindly provided by the CENDHOC, Chilean
Navy's Hydrographic and Oceanographic Service (SHOA). Altimetry data was obtained from IFREMER's contribution to the GLOBWAVE project. HHS was hosted at the LOS for a year, under the "University of Concepción" fellowship. Global WW3 results were obtained from the IOWAGA project.

References

- Chilean Government, National Energy Strategy 2012–2030, 2012, p. 37.
- [2] Energy Ministry, Agenda de Energía, un desafío país, progreso para todos, 2014. p. 132. [3] P. Monárdez, H. Acuña, D. Scott, Evaluation of the potential of wave energy in
- Chile in: ASME 2008 27th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, American Society of Mechanical Engineers, 2008, pp. 801-809
- [4] P. Monárdez, H. Acuña, D. Zimmer, Metodología de elaboración de mapas de energía undimotriz en aguas intermedias y someras, XX Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, 2011 (In spanish).
- Cruz, M.D. Thomson, E. Stavroulia, R.I. Rawlinson-Smith, Preliminary Site [5] J. Selection-chilean Marine Energy Resources, Garrad Hassan, 2009. [6] K. Gunn, C. Stock-Williams, Quantifying the global wave power resource,
- Renew. Energy 44 (2012) 296–304.
- [7] M.N. Guzman, Proposición de un modelo de central de energía undimotriz en un sector costero del área de Valparaíso, Rev. Mar. 2 (2012) 167-172 (In spanish).
- [8] H.L. Tolman, A third generation model for wind waves on slowly varyi unsteady, and inhomogeneous depths and currents, J. Geophys. Res. 21 (1991) 782-797.
- [9] H.L. Tolman, User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III /ersion 4.18, Technical Report 316, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, 2014.
- [10] F. Ardhuin, E. Rogers, A. Babanin, J.-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffeulou, J.-M. Lefevre, L. Aouf, F. Collard, Semi-empirical dissipation source functions for wind-wave models: part I, definition, cali-bration and validation, J. Phys. Oceanogr. 40 (9) (2010) 1917-1941.
- N. Rascle, F. Ardhuin, A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2: model validation with improved source term parameteriation, Ocean. Model. 70 (2013) 174-188.
- [12] A. Roland, F. Ardhuin, On the developments of spectral wave models: numerics and parameterizations for the coastal ocean, Ocean. Dyn. 64 (6) (2014) 833-846
- [13] A. Roland, Development of WWM II: Spectral Wave Modelling on Unstructured Meshes, PhD thesis, Technische Universitat Darmstadt, Institute of Hydraulic and Water Resources Engineering, 2008.
- [14] P. Mota, J.P. Pinto, Wave energy potential along the western Portuguese coast, Renew. Energy 71 (2014) 8–17. [15] G. Iglesias, R. Carballo, Offshore and inshore wave energy assessment: Astu-
- rias (N Spain), Energy 35 (5) (2010a) 1964–1972. [16] G. Iglesias, R. Carballo, Wave energy and nearshore *hot spots*: the case of the
- SE Bay of Biscay, Renew. Energy 35 (11) (2010b) 2490–2500. [17] D. Strauss, H. Mirferendesk, R. Tomlinson, Comparison of two wave models for
- Gold Coast, Australia, J. Coast. Res. 50 (2007) 312–316. [18] C.E. Hiles, B.J. Buckham, P. Wild, B. Robertson, Wave energy resources near
- Hot Springs Cove, Canada, Renew. Energy 71 (2014) 598–608.
 D. Cerqueiro, L.M. Gomez, M. Gomez-Gesteira, J.C. Carretero, Sensitivity of the
- SWAN model in a local application to the Artabro Gulf (NW Spain), Thalassas

19 (2) (2003) 33–43.

- [20] P.M. Molina, L.M. Contreras, G.P. Winckler, M.S. Salinas, G.M. Reyes, Consid-eraciones sobre las variaciones de mediano y largo plazo del oleaje en el diseño de obras marítimas en Chile central, An. del Inst. Ing. Chile 123 (3) (2011) 77-88 (In spanish).
- C. Martínez, M. Quezada, P. Rubio, Historical changes in the shoreline and [21] littoral processes on a headland bay beach in central Chile. Geomorphology 135 (1) (2011) 80–96.
- [22] A. Csik, M. Ricchiuto, H. Deconinck, A conservative formulation of the multidimensional upwind residual distribution schemes for general nonlinear conservation laws, J. Comp. Phys. 172 (2) (2002) 286–312. S. Saha, S. Moorthi, H.L. Pan, et al., The NCEP climate forecast system rean-
- 3. sand, S. Moulta, H.L. Fall, et al., 18 (2010) 1015–1057. Jysis, Bull. Am. Meteorol. Soc. 91 (8) (2010) 1015–1057. D.P. Dee, S.M. Uppala, AJ. Simmons, et al., The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. R. Meteorol. Soc. 137 (656) (2011) 553–597. [24]
- British Oceanographic Data Center, (2003). Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans. British oceanographic data centre, Liverpool.
- P. Wessel, W.H.F. Smith, A global self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database, J. Geophys. Res. 101 (1996) 8741-8743. [26]
- [27] P. Queffeulou, Long-term validation of wave height measurements from altimeters, Mar. Geod. 27 (3-4) (2004) 495-510, http://dx.doi.org/10.1080/ 01490410490883478.
- [28] P. Queffeulou, D. Croizé-Fillon, Global Altimeter SWH Data Set, Version 10, Tech. rep., Laboratoire d'Ocánographie Spatiale, IFREMER, 2013.
- [29] J.E. Stopa, K.F. Cheung, Y.L. Chen, Assessment of wave energy resources in Hawaii, Renew. Energy 36 (2) (2011) 554–567.
- [30] H.H. Sepulveda, P. Queffeulou, F. Ardhuin, Assessment of SARAL AltiKa wave height measurements relative to Buoy, Jason-2 and Cryosat-2 data, Mar. Geod.
- 38 (S1) (2015) 449–465, http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2014.1000470. J.E. Stopa, K.F. Cheung, Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF reanalysis interim and the NCEP climate forecast system reanalysis, [31] LE. Ocean, Model, 75 (2014) 65-83.
- G. Zodiatis, G. Galanis, G. Kallos, A. Nikolaidis, C. Kalogeri, A. Liakatas, The impact of sea surface currents in wave power potential modeling, Ocean. Dyn. 65 (2015) 1547–1565.
- W.C. Skamarock, J.B. Klemp, A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, J. Comput. Phys. 227 (7) (2008) 3465–3485. B.R. Robertson, C.E. Hiles, B.J. Buckham, Characterizing the near shore wave
- [34] energy resource on the west coast of Vancouver Island, Canada, Renew. En-
- rgy 71 (2014) 665–678. B. Rusu, C. Guedes Soares, Numerical modelling to estimate the spatial distribution of the wave energy in the Portuguese nearshore, Renew. Energy 34
- (6) (2009) 1501–1516. M.J. Lewis, S.P. Neill, M.R. Hashemi, M. Reza, Realistic wave conditions and their influence on quantifying the tidal stream energy resource, Appl. Energy [36] 136 (2014) 495-508.
- L.D. Mann, Application of ocean observations & analysis: the CETO wave en-[37] ergy project, in: A. Schiller, G.B. Brassington (Eds.), Operational Oceanography in the 21st Century, Springer Science & Business Media, 2011.
- J.E. Stopa, K.F. Cheung, H.L. Tolman, A. Chawla, Patterns and cycles in the climate forecast system reanalysis wind and wave data, Ocean. Model. 70 (2013) 207–220.

4.2 Estimación, fuentes y predictibilidad del potencial de ola del swell que arriba a la costa de Chile.

Paper enviado a la revista *Renewable Energy* de Elsevier, para su edición especial *Wave and Tidal Energy*, el día 22 de junio de 2016. En proceso de revisión.



Assessment, sources and predictability of the swell wave power arriving to Chile

Mediavilla, D. G. ^{(a,b,1)*}, Figueroa, D. ^(c)

(a) Graduate Program in Oceanography, Department of Oceanography, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile.

(b) COPAS-Sur Austral Program, Casilla 160-C, Concepción, Chile.

(c) Geophysics Department, University of Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile.

E-mail addresses: dmediavilla@udec.cl (D.G. Mediavilla), dantefigueroa@udec.cl (D.

Figueroa)

* Corresponding author.

1. Currently at MERIC, Marine Energy Research and Innovation Center, Santiago, Chile.

dernis.mediavilla@meric.cl

Abstract

Located at the western border of South America, Chile lacks appreciable reservoirs of fossil fuels, and has begun an effort for developing renewable energies. As the wave power increases to the south, and the southern border of the Chilean Interconnected electrical network lies by 40°S, the zone around Chiloé Island represents a unique opportunity for harvesting wave energy. Using results from a 20-year global numerical wave model we assessed the wave power and its variability for the Chilean coast, and we determined the sources of the swell arriving to the coast. Wave power and wave arriving direction increased rather steadily from 25 kW/m and SW at the northern Chile (~18°S) to 70 kW/m and W near the south (~54°S). Energy variability reaches in southern Chile a 4-fold the value of the northern latitudes. A validated high resolution wave model was developed for the ocean around Chiloé Island. Determination of wave generation zones allows foreseeing a potentially accurate forecast of wave energy for this area. Wave energy contained in 10% of the coastline of Chiloé Island consists of 1800 MW to 720 MW. We postulate that wave energy harvesting could fulfill the electricity needs at the remote regions of Southern Chile.

Keywords: wave power; Chile; non conventional renewable energies; marine resource assessment; numerical modeling; swell generating regions.

1 1. Introduction

22

Since the mid 1980's the national demand for electricity has doubled every 10
years in Chile. It has been predicted that for 2020 at least 8000 MW of additional
electrical energy have to be added to the 20000 MW presently entering into the national
electricity network [1].

Roughly a third of the electricity in Chile has been historically provided by 6 hydrological resources, the other two thirds coming almost exclusively from fossil fuels. 7 As the Chilean internal production of fossil fuels contributes just around 4% of the 8 9 national consumption, new sources have to be explored for fulfilling the growing energetic needs of the country. This has become even more critical after episodes of 10 strong public concern on the installation of new thermoelectric or hydroelectric power 11 plants, the most recent example being the suspension of the 2750 MW HydroAysén 12 project (see http://www.bbc.com/news/world-latin-america-27788286). 13

One of the objectives of the Chilean Energy Agenda, released by the Chilean 14 15 Energy Ministry in May 2014, is that 45% of the new installed energy capacity in the country between 2014 and 2025 comes from renewable energies, in order to achieve 16 that by 2025 these energies provide 20% of the Chilean electricity matrix. Moreover, in 17 the new Roadmap 2050, released at the end of 2015, the new Chilean Energy Policy 18 19 states that, by 2050, 70% of the energy must be provided by renewable sources. 20 Several studies ([2], [3]) have reported that the Pacific Ocean off Chile contains enough marine renewable energy (MRE) for making a significant contribution to the 21

3

Chilean electricity matrix. The Chilean governments have consequently taken concrete

steps in this direction, as the recently bidding for pilot studies and for the start-up in 23 Chile of an international research and development center for tidal and wave energies. 24 Geography indeed benefits Chile with wave energy. Previous studies show that 25 a significant part of the energy that the westerly winds transfer to the Southeastern 26 Pacific is finally deposited on the Chilean coasts ([4], [5], [6]). The more austral on the 27 28 Chilean coast the study zone lies, the larger is the available wave power ([7], [8], [9], among others). According to Gunn y Stock-Williams [7], the best wave climates are 29 located between 30 and 60° of latitude, turning the coasts of Chile into one of the most 30 favorable places for MRE developing around the world. Swell waves provide a steady 31 flux of wave energy, expressed as a relatively large plant factor, close to 50%, as 32 compared with other countries [3]. 33

Garrad-Hassan [2] studied the wave energy along the Chilean coast, obtaining 34 values from 19.6 kW/m off Arica (18.5°S) to 66 kW/m off Diego Ramírez (56.5°S). Using 35 a linear interpolation between these limits they estimated an offshore wave energy of 36 37 165 GW for the whole Chilean coast, i.e. around 8 times the present Chilean capacity for electric generation. In practice, however, much of this energy lies far from the national 38 integrated electrical grid system (SIC+SING, after their Spanish names). By taking into 39 account the existence of adequate operating bases and average distances to an 40 41 electrical substation, they chose six promising locations for evaluating wave energy. Among these six locations, the one located at Puerto Montt (~41.5°S), on the southern 42 continental limit of the main Chilean Interconnected electrical network, appeared as the 43 most favorable, with an average local wave climate of 58 kW/m and an annual yield of 44

45 85.35 GWh for a 30 MW wave farm consisting in 40 Pelamis attenuators occupying an
46 area of 0.6 km by 2.1 km, assuming a 75% operation time.

The southern border of the SIC+SING Chilean electrical network lies on Chiloé Island (i.e. around 43°S), immediately south of the aforementioned location. It is therefore particularly interesting to evaluate the wave potential around Chiloé Island, as this zone is the southernmost location –and therefore the one possessing the largest wave potential– that can be incorporated into the Chilean main electrical network.

Global, low-resolution studies for wave power agree on an estimation of 40-50 kW/m for this region [5]. The complex coastline and the presence of islands make however mandatory to develop a high resolution wave model for assessing realistic values of the available local wave power and for resolving ideal locations for the installation of Wave Energy Converters (WEC).

57 Here we present assessments of availability and sources for wave energy for 58 both the north-central, more inhabited sector of the Chilean coast, i.e. from the Chilean 59 northern border (~18°S) down to the southern border of the SIC+SING border (~42°S), 60 and for the Chiloé island zone, due to its maximum potential contribution to the 61 SIC+SING network. The study regions are shown in Figure 01.

For the large-scale study, we used the results of the IOWAGA Project, freely available at ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ww3/HINDCAST/. After validation of the modeling, we present annually averaged assessments for the wave energy, arriving direction, and stability for the study region, as well as results concerning sources and predictability for three important locations in this region: Iquique, Valparaíso and Chiloé Island, that

67 corresponds to locations in northern, central and central-southern Chile, respectively.

⁶⁸ The study of the sources was done with the ESTELA methodology [10].

For the second, more local, study we created an unstructured numerical grid for 69 the zone between 41.55°S and 43.7°S, between the western coast of Chiloé Island and 70 71 the Guafo southern gateway to the open ocean (see Figure 01), using it for estimating the wave power with the third-generation spectral numerical model WAVEWATCHIII® v. 72 4.18 (NOAA). We present monthly, high-resolution wave power assessments for the 73 74 aforementioned region. In order to obtain a comprehensive understanding of the wave dynamics in the region, we estimate the total sea-wave fraction of the energy spectra 75 and extracted the percentage of the total wave power provided by swell predominating 76 77 sea states. The comparison between swell and sea-waves gives an estimation of the remote and local wind dependence of the waves arriving to the Island coasts, providing 78 a deeper understanding of the spatial and temporal variability of the wave energy 79 80 available for harvesting.

81

82 2. Materials and Methods

83 2.1 Wave power assessment for north-central Chile

Hindcast results from the IOWAGA Project were used for the assessment of the wave power for the north-central part of Chile and its variability. These data spans from 1992 up to 2013 in a global grid having 0.5° resolution in longitude and latitude, using a spectral grid with 24 directions and 31 frequencies exponentially spaced from 0.037 Hz to 0.7 Hz. The used model includes the parameterizations by Ardhuin et al [11], iceberg

masks [12], shoreline reflections [13], and movable-bed bottom friction [14]. Rascle and Ardhuin [15] introduce in detail the parameterizations applied, the available grids and forcing fields used, and the global model validation. The model parameterization package proposed by Ardhuin et al [11] is used operationally at the French Weather Service (Meteo-France) since 2011 and at the US Weather Service (NOAA/NCEP) since May 2012 with the adjustments introduced by [15].

Validation of the IOWAGA data for central Chile was performed comparing with data from a buoy moored at 32.996°S, 71.8256°W (i.e. offshore of Valparaíso, Chile), in waters of 486 m depth. For the comparison a QQ-plot was prepared using significant wave heights from the model and from the buoy (Fig. 02).

99 Using the same 20-years IOWAGA dataset we calculated the latitudinal variation of the mean and the standard deviation of the wave power for waves arriving to the 100 coast. The same was done for the average angle of the incoming waves. The latitudinal 101 102 values for the 90th and 10th percentiles of wave power (P₉₀ and P₁₀, respectively) were also estimated. This analysis was performed for the whole Chilean coast, i.e. from 18°S 103 to 57°S (see Fig 03). In order to assess the temporal variability of the wave power, the 104 105 Power Monthly Variability Index MV [16] was calculated for the same region (Fig 04). This index, calculated as MV=(PM1-PM12)/Pannual, quantifies the variability of the wave 106 107 energy resource relative to its anual mean value, eliminating the influence of time scales 108 shorter than a month. It describes the maximum range of monthly mean wave power relative to the yearly mean level. Here PM_1 (PM_{12}) represents the most (least) energetic 109 110 month of the year, and P_{annual} is the annual mean of the wave power. On the other hand,

in order to show a normalized dispersion of the wave power, the stability *S*, defined as the annual mean value divided by the standard deviation ($S=P/\sigma_P$), was calculated for the same part of Chile (see also Fig 04).

114

115 2.2 Swell generating areas and travel time: the ESTELA methodology

For determining the origin and tracks of the waves arriving to Chile we used the method Evaluating the Source and Travel-time of the wave Energy reaching a Local Area (ESTELA), developed by Pérez et al [10]. This method allows to characterize the wave energy and travel time into the area of influence of any particular ocean location worldwide. The result of the application of ESTELA are maps of the wave energy that can travel towards the target point, in this case towards the Chilean locations of Iquique (20°S), Valparaíso (33°S), and Chiloé Island (42°S).

123 The study of wave generation areas requires uniform data covering the region of 124 interest, the Pacific Ocean in our case. Therefore, wave simulations were used for 125 performing this analysis, extracted from the same database that ESTELA authors used, 126 and updated after, based on the WAVEWATCH III^R, versions 4.05 to 4.18, performed by 127 the IOWAGA Project.

First, the methodology applies geographic criteria to limit the study to those regions where generated waves are able to reach the target point. The assumption behind this is that deep water waves travel along great circles, although the possibility of the energy to trespass small islands or regions partially blocked by land is also considered. Therefore, a source point is neglected when the area of influence for that

grid point is clearly blocked by land, meaning that land mass is blocking all the directions in a directional sector, which width is specified by an expression that is 5° maximum (see equation (1) of [10]). Colored values on Figure 05 show the source points considered for Valparaíso, Iquique and Chiloé Island, as a result of the application of the geographic criteria.

138 After the source points are selected, frequency-direction information of wave energy is generated by reconstructing the wave spectra. In order to do so, four 139 parameters are used from the model hindcast: significant wave height (Hs), peak period 140 141 (Tp), mean direction (θ) and directional spread (σ) for one sea wave and up to five swells. From each of the six partitions, a unimodal spectrum is built using a one-142 143 dimensional wave spectrum considering a JONSWAP shape [17] and a cosine type expression for the directional distribution. The multimodal spectrum is obtained by 144 145 aggregation of these unimodal spectra (eqs. 2 to 5 of [10]).

Finally, the effective energy flux is assessed. This is defined as the energy of the spectrum traveling towards the target point at the group velocity. From this estimation, Effective Wave Energy (EWE) and travel time ESTELA maps are created. It is worth noting that this method considers the correction of viscous dissipation of the waves suffered from the source point to the target point.

151

152 2.3 Numerical modeling for Chiloé Island using WAVEWATCHIII

153 Using the third generation, spectral wave model NOAA's WAVEWATCHIII®

v.4.18 (WW3 hereafter), released in March 2014 [18, 19, 20], the wave conditions

offshore of Chiloé Island in a high resolution unstructured grid were simulated. WW3 is a 155 third-generation spectral model that describes the development of wind waves and their 156 157 propagation from deep to shallow waters by resolving the action balance equation for the evolution of the wave spectra. The model has improved parameterizations of swell 158 159 dissipation, wave breaking, shoreline reflection, and non-linear interactions [11, 14, 15]. The wind input and dissipation source terms follow [11, 21], with the swell dissipation 160 parametrization activated [22]. Whitecapping coverage as a representation of dissipation 161 is estimated by the model following [23]. Modeled bottom friction follows [24], adjusted 162 163 by [25]. Also important in shallow water environments is depth-induced breaking [26] and 164 triad wave-wave interactions [27].

165 An unstructured grid [28, 29] was implemented in the present work, avoiding the 166 computational costs of nested domains and achieving high resolution at shallow water areas. The model was forced with high-resolution ECMWF winds, and fed in the open 167 ocean boundary with the spectral outputs of the IOWAGA Project global model. This 168 global model includes parameterizations TEST471 (previous TEST451, [11], updated by 169 [30], with an imposed f^5 tail and readjusted swell dissipation), iceberg masks [12], and 170 shoreline reflections [13]). The triangular unstructured grid was built for the region using 171 Polymesh [28], with a resolution of around 200m along the coast and a coarser spatial 172 173 resolution in the open ocean boundary of no more than 25km (Figure 1). The bathymetry considered was provided by the Chilean SHOA (Chilean Oceanographic and 174 Hydrographic Naval Service). Considering the resolution of these data, depths shallower 175 176 than 2m were flagged.

The model was run for the year 2012, with field outputs every 3 hours, with a 177 178 computational time step of 3 minutes. It calculated spectra for 32 frequencies, exponentially spaced from 0.0373 to 0.7159s⁻¹, and for 24 directions, using the 179 meteorological convention for the angles. The obtained significant wave heights were 180 validated using satellite altimeter data from a merged and calibrated, regularly updated, 181 182 altimeter wave height data set, based on the GLOBWAVE database [31, 32]. Several statistical estimators were calculated, including normalized root mean squared error, 183 normalized bias, slope (see Appendix A) and Spearman's correlation coefficient. A QQ-184 plot between modeled and altimeter Hs was also constructed. 185 Monthly fields of mean and standard deviation of significant wave height (Hs), 186 wave direction (θ), energy period (*Te*) and wave power (*J*) were then obtained. The 187 wind-sea fraction of the energy spectra was also estimated by the model. Details of 188 these computations are provided in Appendix B. 189 190

191

192 **3. Results**

193 3.1 Wave energy and its variability for north-central Chile

A QQ-plot shows a fair correspondence among significant wave heights ($H_{1/3}$) from the

195 IOWAGA numerical model and a buoy moored in Valparaíso, up to significant heights

around 5 m (Fig 02). For values smaller than 2 m the model tends to slightly

¹⁹⁷ underestimate the observed significant wave heights, and over this threshold it tends to

overestimate them. Up to significant heights around 5 m the difference between modeled

and observed values remains always smaller than 10%. Observed waves having

significant heights larger than 5 m are not so well represented by the model, but they

represent less than 0.5% of the waves observed in the buoy location.

Figure 03a shows a rather steady latitudinal increasing of the wave power off Chile, from 202 values around 25 kW/m around 20°S to around 70 kW/m on the southern part of the 203 204 study area, around 55°S. The variability of the wave power at every location during the 205 20 years of data, represented by its standard deviation, shows a marked growth to the 206 south, reaching by 55°S a 4-fold larger value compared to the values at 20°S (~100 kW/m compared to \sim 24 kW/m). Both P₁₀ and P₉₀ wave values are consistent with this 207 latitudinal variation. Nevertheless, P₉₀ has more significant variations, from around 208 209 40kW/m in the north up to more than 150 kW/m at the south. On the other hand, although P₁₀ values also increases to the south, its north-south variation is ten times less 210 than the one found in P_{90} . 211 212 The mean direction of arrival of the waves for our study region is shown on Figure 03b. It is observed that for the whole study area the waves arrive to Chile mainly from the SW, 213 214 with a steady increasing of the angle from ~215° at 30°S up to ~265° at ~50°S. The

shaded area shows that the variability of the arriving angle also increases from 30°S to

the south, with large values $(+/-30^{\circ})$ by 50°S.

The variability showed in Figure 03 has been represented in a normalized form in Figure 04, where the latitudinal variation of the wave energy stability ($S=P/\sigma_P$) is presented from 15°S to ~55°S. A rather constant value around 1.1 is found for S from the northern limit of the study region until ~30°S, owing to the constancy of the atmospheric conditions in

northern Chile, stabilized by the strong influence of the near atmospheric southeastern
high pressure center [33]. From ~30°S to the south S increases rather steadily up to
values around 1.5 by 50°S.

The same Figure 04 shows another form to display this north-south variability of the wave power. *MV* appear rather constant from 15°S to ~30°S, in consonance with the results shown in Figure 03 and the stability show in the same Figure 04. Between ~30°S and ~40°S the MV increases significantly (a behavior also present for *S* at these latitudes, albeit much weaker).

229

230 3.2 Swell effective energy flux and travel time

Figure 05 shows the monthly mean 20-years effective wave energy flux and 231 travel time related to the latitudes of the locations on North, Central and South Chile 232 (Iquique, Valparaíso, and Chiloé Island, respectively) for January (i.e. austral summer), 233 April (fall), July (winter) and October (spring). White areas represent regions of the 234 235 ocean where generated waves are not able to reach the studied target locations, not being connected by great circle paths. Another correction has to do with the irregular 236 energy exchange near the Antarctic because of ice and iceberg interactions with the 237 waves, which, even if they are considered by the model, present a too large spatial and 238 239 time variability. Because of this, and also because the model has not been validated specifically there, we disregarded this area. 240

241 Waves arriving from far in the South Pacific are ubiquitous all year long. For 242 each one of the considered locations, the maximum energy flux field extends from the

13

latitude of the target down until the Antarctic continent, but rarely to lower latitudes. For 243 Valparaiso and Chiloé, energy fluxes larger than 2000 kW/m/deg require three to five 244 days for traveling up to the coast, but longer for lquique, which requires seven days. In 245 246 winter it requires just three days for reaching Chiloé. These local energy maximums of 247 swell-generating regions can span up to 120°W, especially during summer. According to a monthly zonal distribution of the wave energy flux, a bimodal behavior in the South 248 Pacific exists for the three analyzed locations: from October/November up to April 249 (spring and summer of the Southern Hemisphere) the largest energy flux has a larger 250 zonal distribution than in May to September/October, with 30° of longitude difference 251 252 (from 90°W up to the coastline). During winter, the energy flux remains more confined to the south direction in the three locations. 253

Swell-generating areas are also detected in the North Pacific, from 15° up to 45°N, coincidently with the core region of the Westerlies on the Northern Hemisphere. The northern the studied target location lies, the more energy it receives from across the Equator. Also, the northern regions receive waves from the north during the whole year.

258

259 3.3 Model validation for Chiloé Island

Model validation was performed by comparing our modeled *H*s against altimeter data. Statistical descriptors are sound, showing a significant linear correlation coefficient of 0.83, a slope of 0.95 with a NRMSE of 0.2, and a normalized bias of -0.03 with *n* higher than 3700. Figure 06a shows the good consistency of modeled and altimeter data in the scatter diagram. Their concordance is also shown in the QQ-plot (Figure 06b),

with a very good correspondence for waves significant heights between 2 and 6 m/s. For
both small (less than 2m) and high (larger than 6 m) significant wave heights the model
underestimates the values.

In order to test if there are particular regions where the model does not fit the 268 altimeter data, a map of their differences (modeled minus altimeter) is shown in Figure 269 270 06c. It is observed that the spatial coverage is adequately uniform during the year, with a 271 general underestimation of the model (majority of blue colors), especially northeast of Guafo Island. This is to be expected considering the model setup and the grid 272 conformation: waves arriving from the southwest are not properly considered in the 273 274 southern border of the grid. Besides this particular region, no other modeled zone shows some strong tendency to having systematic positive or negative difference values. The 275 276 presence of large absolute differences (more than 1m) in specific altimeter tracks could indicate a sensor bias, an issue that needs to be further explored. 277

Figure 06d shows monthly boxplots of Hs differences. In November, January, 278 279 March, May and June and October medians are the best representation of the dispersion, although the entire distribution is closer to zero in January and March. The 280 281 majority of the outliers are located in the extreme negative values, with the exception of 282 December. In a broader view, autumn and winter standard deviation differences are greater than spring and summer ones. A possible reason for the standard deviation 283 seasonal contrast, consistent with the overall underestimation shown, is the need of a 284 better representation of the local winds, as ECMWF winds have just an 1/4° spatial 285 resolution. Despite this limitation, model performance is satisfactory and surprisingly 286

15

accurate.

288

289 3.4 Swell waves and wave power near Chiloé Island

Swell waves are ubiquitous in the modeled region. According to the wind-sea fraction estimated by the model (Eq. 5, Appendix B), energy from wind seas provided less than 40% of the whole wave spectra in 64% of the total outputs, and less than 10% in 34% percent of the cases.

Figure 07 shows monthly mean directions (meteorological convention) of the 294 waves arriving to Chiloé Island, averaging the cases when swell was predominant in the 295 spectra. During the whole year swell arrives from a general southwest direction, with a 296 range of angles from 220° to 260°, but without some systematic annual cycle. Even the 297 monthly variability, showed as shadow regions in Figure 07, has scantly variations during 298 299 the year. In spite of these minor monthly variations of the mean incoming direction of the swell-predominant sea states, the total wave power, depicted in Figure 08, does show a 300 strong seasonal variation. Wave powers larger than 70kW/m are observed from April to 301 August (Southern Hemisphere autumn and winter) on a vast portion of the ocean off 302 Chiloé Island, and values lower than 45kW/m are found during the rest of the year. On 303 304 the other part, most of the near-the-shore coastal regions (nearer than about 5km from the shore) has a wave power of less than 20kW/m, except for those places that are not 305 306 shallow and/or are not wave-shadowed regions. Due to the direction of the incoming 307 waves, areas with less wave power are found Northeast-East of Guafo Island and at the southern ends of bays. Modeled shallow areas also have lower wave power due to the 308

16

loss of energy by bottom friction, whitecapping and wave breaking. Model estimations
show that these fluxes have an annual mean over 15W/m² in shallow areas (figure not
shown).

There are coastal regions -notably around 42.4°S- having up to three times 312 higher wave power than nearby zones, because there the ocean is deeper and not 313 sheltered by islands or coastline features. These cases are of particular interest because 314 there the swell constitutes more than 90% of the wave power during the whole year as 315 316 shown in Figure 09. This figure shows the monthly distributions of the percentage of 317 wave energy contributed by swell accounted for at least 60% of the spectral energy. It is 318 observed that swell dominates the whole study region in front of Chiloé Island practically 319 during the whole year, with the exception of December, perhaps due to the low 320 magnitudes of the Southern Ocean winds during that period, and also the whole year in 321 the wave-shadowed zones, such as the Guafo gateway, south of Chiloé Island. The 322 contribution of swell is particularly strong from February to March, and from October to 323 November. The fraction of swell waves have shows an strong correlation with the energy periods, shown in Figure 10. Generally speaking, the dominant periods are larger than 324 10 seconds, except when the swell does not dominate, i.e. during December-January, 325 326 and in the wave-shadowed zones, such as, again, the gateway south of Chiloé Island. 327

328

329 **4. Discussion**

330 4.1 The Chilean case

With a growing population, a growing GDP and a high dependence of fossil fuels 331 from abroad, Chile has recently reinforced its policies concerning renewable energies, 332 looking for a substantial increasing in its national production of energy. Chile is a region 333 334 of particular interest for wave power assessment, due to the influence of the Westerlies and the swell waves traveling around the Antarctica. A significant part of this swell 335 336 impinges into the Chilean coasts. Chiloé island receives a high amount of wave power, 337 both from swell and sea waves (for instance, see [9]). On the other hand, as Chiloé Island lies at the southern border of the Chilean electrical interconnected network 338 (SIC+SING), it corresponds to the best combination of energy resource availability and 339 340 access to the electric grid in Chile. It is therefore relevant to assess the wave power 341 there in order to determine the feasibility of collecting this energy. Resource evaluation showed promising results, with power values higher than 60kW/m during autumn and 342 343 winter, being able to reach a maximum of 107kW/m. There are coastal sectors where a high percentage of the wave power is provided by swell, therefore independent of local 344 345 winds. These locations have the advantage of showing wave field predictability, as waves generated thousands of km from the coast open the possibility of developing 346 347 precise forecasts for the next few days.

348

349 4.2 Predictability

Locations with wave climates dominated by swells have the advantage of showing wave field predictability, as waves generated thousands of km from the coast open the possibility of developing precise forecasts for the next few days. The maximum

wave energy flux (i.e. values around ~2000kW/m/deg) that arrives to the Chilean coast 353 has a time window for traveling of three to five days for central and south Chile, up to 354 seven days for northern Chile, spreading from the coast up to 120°W in the South Pacific 355 Ocean. When considering wave energy fluxes just around ~100kW/m/deg, the traveling 356 time and corresponding predictability extends to around 10 days in the case of northern 357 Chile (Iquique). The influence of the North Pacific is present, augmenting accordingly to 358 the diminishing of the latitude: Northern locations are more influenced by the wave 359 energy flux from 15°-30°N of the Northeastern Pacific Ocean, especially during the 360 austral summer (winter on the Northern Hemisphere). 361

362 The predominance of the influence of the Southeastern Pacific as a region of generation of swells arriving to the Chilean coasts is consistent with the mean directions 363 364 recorded and modeled. The bi-directionality is consistent with the distribution of the energy flux, expanding West in spring and summer of the Southern Hemisphere and 365 being more aligned along the coast in autumn and winter. Moreover, if we consider the 366 predominance of swell waves registered along the Chilean coasts together with the two 367 modes of the zonal spreading of the wave energy flux maxima (reaching up to 120°W 368 369 from October/November to April and 90°W during May to September/October), the 370 distribution of the swell source regions could be the reason why the cold seasons and warm seasons generally show similar behaviors on wave climate. Also, the distance 371 from shore of the swell generating areas could result in swells with less energy 372 spreading, leading to waves with higher significant height. 373

374

Wave power stability along the Chilean coast, showing a steady increase from

19

 \sim 30°S to the south up to values around 1.5 by 50°S, is also consistent with the different 375 376 wave generation regions found, and also to the presence of concurring atmospheric forcings. Between ~30°S and ~40°S the monthly variability increases significantly (a 377 behavior also present for S at these latitudes, albeit much weaker). These latitudes 378 379 conform the competing region between the influence of the atmospheric southeastern anticyclone and the occurrence of atmospheric low-pressure disturbances wandering 380 westward [33]. Further south, from ~40°S to ~50°S, persistent westward winds, present 381 during the whole year, drastically reduce the variability of the wave power. 382

383

384 4.3 Numerical modeling

The values shown for wave power averages agree very well with the 385 aforementioned results from [2]: 19.6 kW/m for the coastal zone at 18.5°S, and 66 kW/m 386 at 56.5°S. In order to get more reliable modeled results near the coast, at least two 387 aspects need to be improved. High resolution bathymetry is needed for feeding the 388 source term representation, and in-situ measurements are also crucial, improving model 389 validation and calibration, although comparison with altimeter data seems to work well. 390 391 The comparison with an in-situ spectral wave instrument is mandatory for analyzing 392 which section of the spectra needs to be improved (local or remotely generated waves). Additionally, high-resolution winds are needed for the appropriate modeling of 393 sea-waves. However, as shown, wave spectra have a high percentage of energy coming 394 from swell, and therefore lower resolution winds allow a reasonable performance. In this 395 scenario, the quality of the grid nesting becomes crucial, as also the performance of the 396

20

lower resolution models. Swell arriving from outside of the modeled region is related to 397 398 Southeastern Pacific winds, and therefore this region is the one needed to be modeled with caution in order to extract appropriate boundary points for feeding a representation 399 of the waves offshore of Chiloé Island, and possibly of the Southern Chilean coast. 400 401 Considering the time the swell uses for traveling from the Southeastern Pacific into the study region, and the high contribution of these waves to the wave power found in this 402 403 study, the developing of a wave forecast seems promissory for this region. On a much larger time scale, South Pacific climate change scenarios should have a strong impact in 404 the region, an issue that needs to be addressed in a future study. 405

The influence of islands and shallow water sectors around Chiloé is crucial for 406 an adequate assessment of the wave resource, due to strong shadow effects and the 407 corresponding energy losses. Indeed, the small-scale features shown here deserve 408 further analysis and in situ data collection. We want to highlight from this analysis the 409 410 need of a high resolution coastal wave model for a proper assessment of the wave energy resource along Chiloé Island. Otherwise, effects like wave energy shadows by 411 islands, decreasing the wave energy flux along the nearest coast, or bathymetry 412 obstructions, that possibly causes punctual high energy regions, could not be properly 413 414 treated.

415

416 **5. Conclusions**

Chiloé Island is the southernmost Chilean location connected to the Chilean
 electrical interconnected network (SIC). As the wave power increases to the south, it

represents a unique opportunity for wave energy harvesting. A validated high resolution wave model was developed for the ocean near to the Island, and estimations of wave power are obtained for a typical year. The need to have in-situ data is imperative for future modeling, as well as high-resolution bathymetry data, in order to further improve the modeling quality and calibration.

In this work, we demonstrated that the swell observed in the Chiloé Island sector 424 is related to generation regions located further to the southwest, deep into the Southern 425 Ocean. This allows foreseeing a potentially accurate wave energy forecast for this area. 426 Also, we found that the wave power in the study area has a strong seasonal variability, 427 not caused by arrival direction. We can hypothesize that distance to the generation zone 428 or strength of the winds there can be the cause, considering the seasonal contrast on 429 430 wave periods and significant wave height, together with the resultant swell generating regions. 431

Estimations of wave energy revealed that in just 10% of the coastline of Chiloé 432 Island there is a wave power of around 1800 MW in July and some 720 MW in 433 434 November. For comparison, some 200 MW could satisfy the whole electricity needs of Island itself, that is, if wave energy could be harvested with an efficiency of around 30%, 435 wave power could feed the island through the whole year. There are some hot spots for 436 wave energy, as for example the zone around the mouth of Abtao river (42.29°S, 437 438 72.2°W), where just 10 km of north-south distance have a potential around 500 MW during July and some 180 MW during December, high enough for providing full energy 439 to main cities nearby and for exporting to the SIC a large part of the energy surplus. 440

22

441

445

447

Appendix A. Statistical estimators definitions.

442 The statistical estimators used to compare altimeter data and modeled results of

- 443 significant wave height are:
- 444 Normalized root mean square error:

$$NRMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (y_i - x_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} x_i^2}}$$
(A.1)

446 Normalized bias:

$$NBIAS = \frac{\dot{x} - \dot{y}}{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i^2}}$$
(A.2)

448 Slope:

449
$$Slope = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_i y_i}{\sum_{i=1}^{n} x_i^2}$$
(A.3)

- 450 Where *n* is the total number of data pairs and the over line indicates time
- 451 average.



452

454 *Hs* is estimated by the model considering

 $H_s = 4\sqrt{E} \quad [m] \tag{B.1}$

456 where *E* is the total wave energy spectrum. θ_m is calculated using

457
$$\theta_m = tan^{-1}\frac{b}{a}$$
 [degrees] (B.2)

458 where

459
$$a = \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{\infty} \cos(\theta) F(\sigma, \theta) d\sigma d\theta$$
$$b = \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{\infty} \sin(\theta) F(\sigma, \theta) d d\theta$$
(B.3)

460 The model estimates fields of the wave energy flux, particularly useful in 461 engineering and renewable energy applications:

462
$$J = \rho_{\omega}g \int C_a E(f)df \quad [W/m] \tag{B.4}$$

where C_g is the group speed, E(f) the wave frequency (f) energy spectrum, ρ_{ω} is the water density and g the acceleration due to gravity. One of the available outputs is also the energy period (Te), i. e., the period of a monochromatic wave containing the same energy as the real sea state, defined by the ratio between -1 and 0 spectral moments. Bulk parameters for the spectral partitions are estimated the same way, based on the partition of the spectrum into individual wave fields [34, 35]. With this approach, a "wind sea fraction" is introduced (W),

470
$$W = E^{-1}E_{U_n > C}$$
(B.5)

where E is the total wave spectral energy, and $E_{U_p>C}$ is the energy in the spectrum for

which the projected wind speed U_p is larger than the local wave phase velocity (C),

- 473 which defines the section of the spectrum directly influenced by the local winds. U_p is
- 474 estimated taking into account non-linear interactions, which could shift this boundary to
- 475 lower frequencies.





476 Acknowledgments

D. Mediavilla acknowledges a doctoral fellowship from CONICYT and partial 477 478 funding from Program COPAS Sur-Austral PFB-31, as well as support from REDOC Program for invaluable training on WW3 at IFREMER, Brest, France, conducted by F. 479 Ardhuin along with the assistance of M. Accensi. Powered@NLHPC: This research was 480 partially supported by supercomputing infrastructure of the NLHPC (ECM-02) awarded 481 to D. Mediavilla. Bathymetry data was kindly provided by the CENDHOC, Chilean Navy's 482 Hydrographic and Oceanographic Service (SHOA). Altimeter data was obtained from 483 IFREMER's contribution to the GLOBWAVE project, and spectral modeled data was 484 485 used thanks to IOWAGA Project. Computing resources were provided also by the Laboratoire d'Océanographie Spatiale, IFREMER, France. 486



References

489	[1] Chilean Energy Ministry (2011). http://www.minenergia.cl/documentos/
490	presentaciones/la-encrucijada-energetica-de-chile-los.html.
491	[2] Garrad Hassan Research: J. Cruz, M. D. Thomson, E. Stavroulia, Preliminary
492	site selection - Chilean marine energy resources. Document 100513/BR/02, Garrad
493	Hassan and Partners Limited (2009), 69 pages. www.garradhassan.com
494	[3] Aquatera. Recommendations for Chile's Marine Energy Strategy – a
495	Roadmap for Development, Aquatera Ltd/FCO/P478, October 2013,
496	www.aquatera.co.uk
497	[4] I.R. Young, S <mark>easonal Variability Of The Glob</mark> al Ocean Wind And Wave
498	Climate, Int. J. Climatol. 19 (1999) 931–950.
499	[5] A. Semedo, K. Susel <mark>j, A. Rutgersson</mark> , A. Sterl, A Global View on the Wind
500	Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40, J. Climate. 24 (2011) 1461-1479.
501	[6] J-H.G.M. Alves, Num <mark>erical modeling</mark> of ocean swell contributions to the
502	global wind-wave climate, Ocean Modelling 11 (2006) 98–122.
503	[7] K. Gunn and C. Stock-Williams, Quantifying the global wave power resource,
504	Renewable Energy 44 (2012) 296-304; doi:10.1016/j.renene.2012.01.101
505	[8] P. Monardez, H. Acuña, D. Scott, Evaluation of the potential of wave energy
506	in Chile. In ASME 2008 27th International Conference on Off-shore Mechanics and
507	Arctic Engineering (2008) 801-809, American Society of Mechanical Engineers.
508	

509	[9] R. A. Arinaga, K. F. Cheung, Atlas of global wave energy from 10 years of
510	reanalysis and hindcast data, Renewable Energy 39 (2012) 49-64.
511	[10] J. Pérez, F. J. Méndez, M. Menéndez, I. J. Losada, ESTELA: a method for
512	evaluating the source and travel time of the wave energy reaching a local area, Ocean
513	Dynamics 64 (2014) 1181–1191; DOI 10.1007/s10236-014-0740-7.
514	[11] F. Ardhuin, E. Rogers, A. Babanin, J-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van
515	der Westhuysen, P. Queffeulou, J-M. Lefevre, L. Aouf, F. Collard, Semi-empirical
516	dissipation source functions for wind-wave models: part I, definition, calibration and
517	validation, J. Phys. Oceanogr. 9 (2010) 1917-1941.
518	[12] F. Ardhuin, J. Tournadre, P. Queffeulou, F. Ardhuin, F. Collard, Observation
519	and parameterization of small icebergs: Drifting breakwaters in the southern ocean,
520	Ocean Modelling 39 (2011) 405-410.
521	[13] F. Ardhuin, A. Rolan <mark>d, Coastal wave</mark> reflection, directional spread, and
522	seismoacoustic noise sources, Journal of Geophysical Research-oceans 117(C00J20)
523	(2012) 16pp.
524	[14] A. Roland, F. Ardhuin, On the developments of spectral wave models:
525	numerics and parameterizations for the coastal ocean. Ocean Dynamics 6 (2014) 833-
526	846.
527	[15] N. Rascle, F. Ardhuin, A global wave parameter database for geophysical
528	applications. Part 2: Model validation with improved source term parameterization,
529	Ocean Modelling 70 (2013) 174-188, ISSN 1463-5003.
530	[16] A. M. Cornett, A global wave energy resource assessment. In The

Eighteenth International Offshore and Polar Engineering Conference, International
 Society of Offshore and Polar Engineers, January, 2008.

[17] K. Hasselmann, T. P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D. E. Cartwright, K. 533 Enke, ..., A. Meerburg, Measurements of wind-wave growth and swell decay during the 534 Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) (1973) Deutches Hydrographisches Institut. 535 536 [18] H. L. Tolman, User manual and system documentation of WAVEWATCH-III 537 version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB, Technical Note 151 (1997) 97 pp. [19] H. L. Tolman, User manual and system documentation of WAVEWATCH-III 538 version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB, Technical Note 166 (1999) 110 pp. 539 540 [20] H. L. Tolman, User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18. NOAA / NWS / NCEP / MMAB, Technical Note 316 (2014) 194 pp.+ 541 542 Appendices. [21] J-F. Filipot, F. A. Ardhuin, Unified spectral parameterization for wave 543 breaking: from the deep ocean to the surf zone, J. Geophys. Res. 2012; 117: C00J08. 544 [22] F. Ardhuin, B. Chapron, F. Collard, Ocean swell evolution from distant 545 storms, Geophys. Res. Lett. 36 (2009) L06607. 546 [23] N. Reul, B. Chapron, A model of sea-foam thickness distribution for passive 547 microwave remote sensing applications, J. Geophys. Res. (2003) I08(C 10), 3321, doi: 548 549 10.1 02912003JCOO 1887.

[24] H. L. Tolman, Wind-waves and moveable-bed bottom-friction, J. Phys.
Oceanogr. 24 (1994) 994–1009.

552 [25] F. Ardhuin, W. C. O'Reilly, T. H. C. Herbers, P. F. Jessen, Swell

- 553 transformation across the continental shelf. Part I: Attenuation and directional
- ⁵⁵⁴ broadening, J. Phys. Oceanogr. 33 (2003) 1921–1939.
- [26] J. A. Battjes, J. P. F. M. Janssen, Energy loss and set-up due to breaking of
 random waves, Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng. (1978) pp. 569–587. ASCE.
 [27] Y. Eldeberky, Nonlinear transformations of wave spectra in the nearshore
 zone. Ph.D. thesis, Delft University of Technology (1996) Delft, The Netherlands.
- 559 [28] A. Roland, Development of WWM II: Spectral wave modelling on
- 560 unstructured meshes, PhD thesis, Technische Universitat Darmstadt, Institute of
- 561 Hydraulic and Water Resources Engineering (2008).
- 562 [29] F. Ardhuin, A. Roland, The development of spectral wave models: coastal
- and coupled aspects, Proceedings of Coastal Dynamics (2013). Vol. 2013, p.7th.
- 564 [30] F. Leckler, F. Ardhuin, J-F. Filipot, A. Mironov, Dissipation source terms and
- 565 whitecap statistics, Ocean Modelling 70 (2013) 62-74, ISSN 1463-5003,
- 566 http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.03.007.
- 567 [31] P. Queffeulou, Merged altimeter data base, an update. In: Proceedings of
- 568 ESA. Living Planet Symposium, 9-13 September 2013, Edinburgh, UK
- 569 [32] P. Queffeulou, D. Croizé-Fillon, Global altimeter SWH data set, version 10.
- 570 Tech. Rep. 2013, Laboratoire d'Océanographie Spatiale, IFREMER.
- [33] D. J. Karoly and D. G. Vincent. Meteorology of the Southern Hemisphere.
- 572 American Meteorological Society, The University of Chicago Press Books, 1999.
- 573 [34] J. L. Hanson, O. M. Phillips, Automated analysis of ocean surface
- directional wave spectra. J. Atmos. Oceanic Techn. 18 (2001) 177–293.

[35] B. Tracy, E-M. Devaliere, T. Nicolini, H. L. Tolman and J. L. Hanson, Wind
sea and swell delineation for numerical wave modeling. In 10th international workshop
on wave hindcasting and forecasting & coastal hazards symposium 2007, JCOMM Tech.
Rep. 41, WMO/TD-No. 1442. Paper P12.



Figures



Fig 01. Study area. Grey dots indicate the locations where the modeled wave power was extracted from (left). The red dot points the location of the directional wave buoy used for global model validation (left). The Chiloé Island zone is indicated (right) and detailed (right), including the unstructured grid implemented for the WW3 model for the last case.



Fig 02. QQ-plot for validation of the north-Chile study, comparing significant wave data from the

model and from a buoy installed in Valparaiso.





Fig 03. (a) Average, standard deviation, P_{90} y P_{10} of the wave power along the coast of Chile. (b) Average and standard deviation of the arriving mean direction of the waves along the coast of Chile.


Fig 04. Wave power monthly variability (thin line) and wave energy stability (bold line) for the

Chilean coast.



Fig 05. Wave energy fluxes and travel time of the generation regions of waves arriving to the north (Iquique), central (Valparaiso) and south (Chiloé) Chile, for January, April, July and October.



Fig 06. Comparison of modeled significant wave height with altimeter derived data. (*a*) Scatter diagram (*b*) QQ-plot (*c*) Map of modeled minus altimeter data. Stationary tracks are shown as superimposed differences (in meters) (*d*) Monthly boxplots of the differences among modeled and altimeter *H*s: the median is shown in red, along with 10 and 90 percentiles (blue limits of the boxes), black lines extend up to $\pm/2.7\sigma$, outliers are shown apart as red crosses.



Fig 07. Monthly mean wave direction (degrees, meteorological convention) of incoming waves to the Chiloé Island region, for the cases when swell energy was at least 60% of the total energy spectra. The shaded area represents one standard deviation over and under the mean values.





Fig 08. Modeled monthly mean wave energy (kW/m) offshore of Chiloé Island.





Fig 09. Monthly distributions of the percentage of wave energy contributed by swell (i.e. cases

when swell accounted for at least 60% of the spectral energy) offshore of Chiloé Island.





Fig 10. Modeled monthly mean energy period (in seconds) offshore of Chiloé Island.



4.3 Climatología de altura significativa de ola y magnitud del viento a partir de dos décadas de registros de altimetría de las costas de Chile (15°-56,5°).

Publicación en preparación.

Nota: se extenderá el análisis al año 2015, para incluir la última actualización de la base de datos de altimetría.



1	Wind and wave height climate from two decades of altimeter records on the
2	Chilean Coast (15°- 56.5°S)
3	Mediavilla, D. ^{(1) (2)} , Sepúlveda, H. ⁽³⁾ , Alonso, G ⁽⁴⁾
4	⁽¹⁾ Graduate Program in Oceanography, Department of Oceanography, University of Concepción, Chile.
5	⁽²⁾ Programa COPAS-Sur Austral, Universidad de Concepción, Chile.
6	⁽³⁾ Geophysics Department, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, Universidad de Concepción,
7	Concepción, Chile
8	⁽⁴⁾ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA,
9	Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2do. Piso. (C1428EGA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina
10	

11 Abstract

12 In order to look for climatological changes on significant wave height and wind magnitude distributions, two decades of altimeter data were analyzed in a monthly 1°x1° grid 13 at the Southeastern Pacific Ocean, offshore of Chile. Both wind magnitude and significant wave 14 height shown significant growing medians, at a rate of up to 0.2 m.dec⁻¹ and 1m.s⁻¹dec⁻¹, 15 respectively. Nevertheless, the shape of both statistical distributions shown regional differences 16 17 from North to South. We conclude that both significant wave height and wind magnitude distributions experienced significant changes during the last two decades, and also that their 18 19 behavior is not uniform along the Southeastern Pacific Ocean.

20 Introduction

The impact of wind and waves on energy, coastal circulation, sediment transport and infrastructure is an important reason to understand their past and future variability. Variations in the wind and wave climate have been studied from both an historical perspective using data analysis and modeling studies, and future climate change scenarios, using coupled general circulation models (GCM, e.g. Reyers et al, 2016) or statistical approaches (e.g. Wang et al., 2014).

Wind wave represent half the energy contained in ocean surface waves. They are generally classified depending upon how close are they to the point they were generated. During the development phase they are refereed as wind sea, being strongly coupled to the local wind filed. After waves have traveled a significant distance, so that their phase speed overcomes the wind speed of their generation phase, they are designated as swell, these waves being decoupled from the local wind field at the place of their observation, Wave climatologies have been developed since 1996 (Barstow, 1996) and one of the main topics
study of the wave field has been the separation of the wind sea and the swell contributions.

35 The main sources of information for historical studies have been satellite altimetry and 36 satellite scatterometers, with global records starting in the early 1990, model hindcast reanalysis, which rely on numerical wave models and wind hindcast reanalysis, and to a minor 37 38 extent visual observations from ships or platform. These two sources of information have their 39 own problems. Satellite altimetry information is limited by the spatial and temporal coverage of available remote sensors, as well as the variations on their precision and accuracy. Model 40 41 hindcast reanalysis depend on the physical parametrizations for the numerical models used, 42 as well as the correct description of the wind reanalysis that is used as the main forcing. Wind reanalysis have known limitations such as underestimation of high wind speeds (ERA-40, 43 44 Caires and Sterl, 2003), or decadal variations on bias (Stoppa & Cheung 2014). Visual 45 observation records are an important source of verification for modeling and remote sensing efforts, however they are limited in their spatial coverage, particularly in the Southern 46 47 Hemisphere.

It has been found that the wave field is dominated by swell, even in areas where wind 48 49 sea is important (Semedo et al., 2011). Positive linear trends in Hs of up to 20 cm/decade have been observed in the North Atlantic and North Pacific (Semedo et al., 2011). These trends have 50 51 been found for wind speed and wave height in other studies (Young et al., 2011) using 23 years 52 of satellite altimetry data. The length of the time series does not allow yet to distinguish whether 53 such variations are a trend or part of a multi-decadal oscillation (Young et al., 2011). The 54 increasing trend is more statistically significant for extreme than for mean monthly values. In 55 the Southern Hemisphere, Hs trends present a positive correlation with the Southern Annular 56 Mode (SAM, Hemer et al., 2010), and similar connection to atmospheric patterns have been observed in the North Atlantic (e.g., Kushnir et al., 1997). 57

58

59 Data and methods

Wave height and wind speed altimeter data from a merged and calibrated data set,
 regularly updated, based on the GLOBWAVE database (Queffeulou, 2013; Queffeulou and
 Croizé-Fillon, 2013) was extracted, spanning the years 1993 to 2012 for the region from 15°S

to 56.5°S and 81°W up to 69°W (Figure 1). A 1°x1° grid and monthly temporal resolution were 63 64 chosen for the analysis, in order to account for a statistically large amount of data per cell (not less than 30 measurements) to estimate the median, skewness and kurtosis of the significant 65 66 wave height (Hs) and wind speed (Ws). Therefore, a monthly, one degree resolution database 67 was constructed for the median, kurtosis and skewness from the observations of Hs and Ws. 68 From the two-decade median time series, the 99% percentile was estimated per cell. Also, a seasonal analysis was performed (JJA, Southern Hemisphere winter), building a time series of 69 70 the median of those cells with at least 90 measurements per season. Finally, climatological seasonal fields are shown of the two decade observations of Ws and Hs. 71



72

73

Figure 1: study area. The region selected for the study is delimited with a black line.

Focusing on general statistical descriptors, the main goal of this work is to look for climatological changes on Hs and Ws distributions. The statistical descriptors used are the median, skewness, kurtosis and 99% quantile. The *median* accounts for the 50% quantile

value, providing an estimate of the distribution shift towards higher or lower values. Distribution
 skewness is a measure of the asymmetry of the time series, indicating whether the values are

79 gathered amongst lower (left shifted distribution, negative value) or higher values (right shifted

80 distribution, positive value). By definition, the skewness of a distribution is

$$k = \frac{E(x-\mu)^3}{\sigma^3}$$
(1)

82 where μ is the mean and σ the standard deviation of the time series, and *E*(*t*) 83 represents the expected value of the quantity *t*. Here, it is obtained by

84

85 where *n* is the length of the time series and \bar{x} the mean.

86 On the other hand, the *kurtosis* is a measure of how outlier-prone a distribution is.

 $k = \frac{E(x-\mu)^4}{\sigma^4}$

(3)

87 Meaning, in other words, how disperse or built up the values are. It is defined as

88

89

And it is applied by the equation

$$k = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^4}{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2\right)^2}$$
(4)

90

Finally, the *99% quantile* (meaning, *99%* of the measurements are found below that value, and, the same way, that only 1% of the data exceeded it) gives information about the position of the higher "tail" of the distribution, and so, of the extreme values.

$$s = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2}{\left(\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2}\right)^3}$$
(2)

94 The main objective of this work is to investigate climatological changes on Hs and Ws 95 for the region, by analyzing the possible trends in gridded altimeter data. In order to do so, is 96 necessary to determine the magnitude of any monotonic trend present in the data and whether 97 it is statistically significant. In this regard, Young et al. (2011), evaluated a number of different techniques for the determination of the trend. They concluded that the Seasonal Kendall test 98 99 recovers the trend most accurately. The seasonal Kendall test (Hirsch et al., 1982) accounts for 100 seasonality by computing the Mann Kendall test on each season separately, and then combining the results. Following Young et al. (2011), the seasonal Kendall test with a 101 102 significance of 95% was used to compute the trends. First, the trend of each statistical 103 descriptor was calculated in every cell with no more than 25% of missing data. Secondly, 104 seasonal values of Hs and Ws were obtained for each of the cells with more than 90 105 measurements per season. The same trend analysis as before was applied with a confidence 106 level of 95%. Also, seasonal characteristic fields were obtained as well for each variable (considering the two decade time series for each cell). 107

108 Results

109 Two decade monthly series of median Ws and Hs are first analyzed. Sen's slope of the monthly median series is shown in Figure 2. This trend is not homogeneous from North to South 110 in the Southeastern Pacific Ocean region. Significantly positive median trends are found in 111 Northern Chile, both in Hs and Ws, up to 35°S, followed by a non-significant trend region, that 112 113 ends around 45°S, where the median trend shows positive values again. Positive median slopes imply that in the last twenty years both Hs and Ws have been growing, up to 0,2 mdec⁻ 114 ¹ and 1ms⁻¹dec⁻¹, respectively. This means that the center of the distribution (50% quintile) 115 shifted towards higher values. Considering this latitudinal trend differences, we proposed a 116 117 regional approach for the analysis (regions delimited on Figure 2). Note that there are no significant negative slopes in the studied area, rather both North and South Regions tend to 118 119 have higher Hs and Ws this last two decades.



120

Figure 2: Seasonal Mann Kendall's Sen's Slope of the monthly median series for Hs (a) and
Ws (b). Black dots point the values that are statistically significant (p-value≤0.05). Regions
suggested for analysis are differentiated by dash black lines.

124 Two other statistical descriptors where analyzed in order to see if the change in the median indicates a uniform shift of Hs and Ws towards higher values, or if the shape of the 125 126 distribution showed significant modifications during time. Kurtosis and skewness 20-year slopes 127 per cell are displayed in Figure 3. Results showed a shift towards a more gathered Ws 128 distribution, mainly towards higher values in the Central Region, and towards lower ones in the 129 North (where the kurtosis and skewness slopes are highly significant) and South Regions. At 130 the Central and South Regions, Hs distributions follow the trend of Ws. On the other hand, the 131 Northern Region presents an opposite kurtosis and skewness trends for Hs and Ws, showing 132 waves that tend to have a more evenly distributed significant height, with magnitudes growing 133 towards lower values.





135



Considering these results, we can conclude that both significant wave height and wind magnitude distributions experienced significant changes during the last two decades, and also that their behavior is not uniform along the Chilean coast. In order to explore further the nature of this changes, a seasonal analysis was performed.

140 Figure 4 display linear trends obtained for each season of median Hs, along with the 141 seasonal climatological mean fields. Latitudinal differences in seasonal Hs estimations are 142 evident. The South Region shows the highest Hs values, growing over the last two decades. 143 Nevertheless, the Summer (DJF) is the only season that shows significant positive trends, being 144 possibly the season responsible for the median growth mentioned earlier (cf. Figure 2). The North Region, presenting the lowest Hs through the year, shows a dichotomous trend, with Hs 145 146 significantly augmenting in Autumn (MAM) and Winter (JJA) and descending less significantly 147 in Summer (DJF). Positive trends exceed then the negative Summer trend, leading to the global 148 increment of the Hs median found in the North Region. On the other hand, the Central Region 149 appears to be a transition Region, with waves of 2,5m in its southern limit in Summer that reach 150 its northern limit in Winter, and no definite trend, consistent with the global trend shown in the 151 monthly median Hs series.







154 Figure 4: Hs median seasonal slopes, p-values≤0.5 are remarked in black dots (up) 155 and seasonal means for Hs (down).

156 This meridional contrast, with high Hs in the South and low in the North, is present also in the extreme latitudinal distribution. Figure 5 shows the estimation of 99% percentile for Hs 157

median, meaning that only 1% of the data obtained by the altimeter per monthly 1°x1° cell exceeds those values. In the Figure, the closest location to seven of the most important Chilean harbors are highlighted, along with the number of events that exceed the 99% percentile of the median *Hs* value. The median *Hs* exceeded 3,67m during the last twenty years 189 times in lquique, and up to 139 events of *Hs* higher than 4,66m were registered in Valparaiso. Offshore of Punta Arenas (South Region, Magellan Strait), 130 times the median *Hs* was over almost 8m.



165

Figure 5: median *Hs* 99% percentile, showing also its value for the nearest cell of seven
 principal harbors, along with the number of events represented by this percentile.





169



172 Wind magnitude seasonal median (Figure 6) presents also latitudinal differences, with 173 features near the coast that are present through all Seasons. Minimum Ws is found in the 174 Northeastern zone of the North Region, displaying significant changes during the cold seasons 175 this last two decades. Wind magnitude outside of this area grew from Autumn to Spring, leading 176 to the global positive trend found in the North Region. High winds in the South Region increased 177 their magnitude in Summer and Autumn. It is worth noting that the North Region shows a local 178 maximum between 30° and 35°S near the coast, with wind magnitudes that increased during 179 Summer and Autumn, synchronized with the South Region seasonal trends. Central Region 180 doesn't show a dominant seasonal trend, with only few cells with significantly low positive trend 181 in Winter and negative in Spring.

182 Moreover, both local features in the North Region (the northeastern minimum and 183 \sim 30°S maximum) are highlighted in a 99% percentile analysis, estimated from the two decade 184 time series (Figure 7). The lowest winds are located at North Chile, with only 1% of the Ws exceeding 10ms⁻¹ at most, and a magnitude gradient directed perpendicularly to the coast. The 185 186 local maximum near the coast around 30°S has a north-south orientation, following the coast, 187 with winds lower than 16ms⁻¹ 99% of the time. On the other hand, both Central and South 188 Regions show a more zonally uniform 99% percentile distribution, finding the maximum regional 189 Ws values in the South, with extreme winds that can exceed 20ms⁻¹.



190

Figure 7: Ws 99% percentile estimated from the two decade median time series.

192 Discussion and Conclusion

193 The correspondence between wind and wave median trends (Figure 2) possibly is not 194 by chance. Significant wave height accounts for both swell and sea waves contribution to the 195 wave spectra. Hence, it's reasonably to expect that Hs tends to be higher responding to Ws 196 growth in time. In this context, the significance of North and South Region trends is not the 197 same, being higher at the first than at the latter. This is found most likely due to the swell 198 presence in the Southern Ocean, that has not a direct dependence on local winds, but is more 199 related to distant storm tracks. Semedo et al (2011), following Chen et al (2002) and Gulev and Grigorieva (2006), show that the global field is dominated by swell waves, finding also that the 200 201 wave climate variability is also dominated by changes in swell waves carrying the effect of 202 changes in surface winds to large and remote areas. Therefore, the connection between the climatological changes in wind speed and significant wave heights is not necessary direct, due 203 204 to the arrival of remotely generated waves.

From seasonal Hs analysis (Figure 3) is worth noting, on the one hand, that *Hs* median show a tendency to decrease meridional *Hs* gradient this last two decades during cold seasons, by means of an increment on its magnitude in the region with lower *Hs* (North), with no significant variances on the South. On the other hand, latitudinal differences tend to increase during Summer, with high *Hs* growing in the South and lower *Hs* decreasing in the North.

210 Semedo et al (2012) found that the annual and seasonal mean Hs are projected to have increased and decreased over large areas of the global ocean by the end of the twenty-211 212 first century because of global warming. They encounter predominant decreases at lower latitudes, while at higher latitudes, especially in the Southern Hemisphere, an increase is found. 213 Our results differ from these conclusions, showing lower latitudes with increasing Hs during the 214 last two decades, in the annual trends and also the seasonal, with the exception of DJF season. 215 216 Also, higher latitudes show a small number of significant increasing linear trends, not consistent 217 through all seasons.

Hemer et al (2010) build a monthly mean Hs time series by merging satellite data, and correlated it with the Southern Oscillation Index. According to this work, the Southern Region is positively correlated with the SOI in Autumn and Winter. On the other hand, the correlation with the Annular Mode Index is throughout the year, extensive to the Northern Region in Winter, although never significant for the Central Region. The authors show also linear trends for 223 significant wave height of the Southeastern Pacific Ocean, with significant positive values of

- around 0.05m/yr (0.5m/decade) in October, consistent with the values found in this analysis.
- 225 The monthly trend approach and the inconsistency of the time series length between both
- analysis makes difficult further comparisons.

227 References

- Barstow, S. F., 1996: World wave atlas. AVISO Newsletter, No. 4, AVISO, Ramonville St-Agne,
 France, 24–35.
- Caires, S., and A. Sterl, 2003: Validation of ocean wind and wave data using triple collocation.
 J. Geophys. Res., 108, 3098.
- Chen, G., Chapron, B., Ezraty, R., & Vandemark, D. (2002). A global view of swell and wind
 sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer. *Journal of*
- Atmospheric and Oceanic Technology, 19(11), 1849-1859.
- 235 Gulev, S. K., & Grigorieva, V. (2006). Variability of the winter wind waves and swell in the
- North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data.
 Journal of Climate, 19(21), 5667-5685.
- Hemer, M. A., Church, J. A., & Hunter, J. R. (2010). Variability and trends in the directional
 wave climate of the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology*, *30*(4),
 475-491.
- Hirsch, R., Slack, J., & Smith, R. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water
 quality data. Water Resources Research , 18, 107-121.
- Kushnir, Y., Cardone, V.J., Greenwood, J.G. and Cane, M.A., 1997. The Recent Increase in North Atlantic Wave Heights. *Journal of Climate*, *10*(8), pp.2107-2113.

P. Queffeulou, Merged altimeter data base, an update. In: Proceedings of ESA. Living Planet
 Symposium, 9-13 September 2013, Edinburgh, UK

- P. Queffeulou, D. Croizé-Fillon, Global altimeter SWH data set, version 10. Tech. Rep. 2013,
 Laboratoire d'Océanographie Spatiale, IFREMER.
- Reyers, M., Moemken, J. and Pinto, J.G., 2016. Future changes of wind energy potentials over
 Europe in a large CMIP5 multimodel ensemble. *International Journal of Climatology*,
 36(2), pp.783-796.
- 252 Semedo, A., Sušelj, K., Rutgersson, A., & Sterl, A. (2011). A global view on the wind sea and 253 swell climate and variability from ERA-40. *Journal of Climate*, 24(5), 1461-1479.
- Semedo, A., Weisse, R., Behrens, A., Sterl, A., Bengtsson, L., & Günther, H. (2012). Projection
 of global wave climate change toward the end of the twenty-first century. *Journal of Climate*, 26(21), 8269-8288.
- J.E. Stopa, K.F. Cheung, Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF reanalysis
 interim and the NCEP climate forecast system reanalysis Ocean. Model., 75 (2014), pp.
 65–83
- 260 X.L. Wang, Y. Feng, V.R. Swail, Changes in global ocean wave heights as projected using 261 multimodel CMIP5 simulations Geophys. Res. Lett., 41 (2014), pp. 1026–1034.
- Young, I. R., Zieger, S., & Babanin, A. V. (2011). Global trends in wind speed and wave height.
 Science, 332(6028), 451-455.
- 264

5. DISCUSIÓN

5.1 Presencia del oleaje remoto en las costas chilenas y potencial undimotriz

La presencia del oleaje remoto se expresa por la predominancia de los períodos largos, tanto en los registros medidos como en los datos de modelación. Los datos provenientes de la boya direccional que se encuentra offshore Valparaíso, mencionados en los Capítulos 1 y 2 de la Sección 4 de Resultados, muestran un porcentaje promedio total de swell de 83% considerando un umbral de 10s en sus períodos peak (y del 94% considerando una partición del oleaje local y de generación remota de 8s). Es decir, en un año de registro (desde el 30/08/2009 al 10/10/2010), el oleaje asociado a la mayor energía del sistema es oleaje remoto. También el SHOA hizo entrega de datos in situ para la costa de Iquique y dentro de la Bahía de Valparaíso (ver Anexo 3 para más información de las series de tiempo disponibles). Lamentablemente, estos últimos datos presentan un porcentaje de datos faltantes que impide un análisis en profundidad del clima de ola presente o de su energía: tomando datos en dos períodos distintos, del 19/11/2004 00:00 al 9/11/2005 21:00 y desde el 29/11/2006 00:00 al 06/02/2008 15:00, sumando un total de 3652 registros para la boya en Iquique, y 4800 registros válidos para el período 06/01/2000 al 08/01/2003 en la Bahía de Valparaíso. Sin embargo, esta información sí puede dar un estimado de la presencia del swell, por lo pronto en aquellos momentos en los que las boyas estuvieron funcionales. La Figura 5.1 representa las rosas de oleaje extraídas en los tres casos, donde se ve la distribución de períodos asociados a la dirección hacia la que se propaga el oleaje. Las rosas de oleaje confirman que el oleaje remoto (swell) es el que predomina, incluso en aguas someras (Iquique y bahía de Valparaíso), como ya se había encontrado para aguas profundas (offshore Valparaíso).





Figura 5.1: rosas de oleaje (dirección hacia la que se dirige) de período de ola para Iquique (arriba), offshore Valparaíso (abajo, izquierda) y dentro de la Bahía de Valparaíso (abajo, derecha).

En números, los registros de Iquique muestran un 91% de presencia de swell, considerando un período de corte de 10s, y un ubicuo 99% si se consideran 8s. Como muestra la Figura 5.1, el oleaje medido proviene del cuadrante Sudoeste, con oleaje predominante del Sud-Sudoeste. En esta localidad, el oleaje remoto alcanza una mayor altura significativa que el local, con un promedio de 1,7m de Hs, y un máximo local registrado el 6 de septiembre de 2007 de 4,2m. Dentro de la Bahía de Valparaíso, la presencia del oleaje generado localmente se incrementa, alcanzando un porcentaje de presencia de swell del 81%. La dirección de arribo es predominantemente del Sudoeste tanto dentro como fuera de la Bahía de Valparaíso, con algunos eventos con oleaje que se dirige hacia el Este.

En la presente tesis se hizo un esfuerzo significativo para poder desarrollar modelación numérica de alta resolución en algunas zonas de interés. En particular, se trabajó en la representación del oleaje en dos regiones: la zona de Chile Central, dado que existen datos de boya direccional para su validación; y la costa que linda con el Océano Pacífico de la Isla de Chiloé, por ser la zona más energética que podría alimentar al Sistema Interconectado Central de distribución de energía eléctrica. Las simulaciones numéricas tienen como ventaja la capacidad de poder observar la presencia del oleaje según su frecuencia. Para el caso de Chiloé, se estimó la fracción de oleaje de viento presente en la región. De estos resultados, se observa la ubicuidad del oleaje de origen remoto en el campo de ola. Sin embargo, también destaca la presencia predominante del oleaje de viento en aquellas zonas en las que el oleaje remoto se ve disipado por la presencia de islas, o también por la orientación de las Bahías o disminuciones abruptas de batimetría que produce el rompimiento del oleaje. Por lo tanto, el análisis a escala regional y local del oleaje se vuelve obligatorio para la determinación del arribo efectivo del oleaje a la costa. Se advierte entonces que la presencia del swell, y por lo tanto esta discusión de los resultados hallados, se encuentra siempre supeditada a la realización de un estudio más acotado espacialmente y más detallado en resolución, en caso de buscar, por ejemplo, instalar un equipo de recolección de energía undimotriz. Es menester destacar, por otro lado, que no se encuentra dentro del contexto de esta tesis el análisis de la factibilidad de instalación de un WEC, evaluación que considera factores mucho más amplios que la disponibilidad del recurso (cercanía a la grilla eléctrica, puertos, astilleros, disponibilidad para maniobras de operación y mantenimiento, costo local de la energía, etc.).

Chile tiene una de las zonas de mayor potencial undimotriz del mundo. El potencial undimotriz medio climatológico (presentado en el Capítulo 2 de los Resultados) varía aproximadamente desde los 20kW/m en el norte a los 50kW/m en el sur del país, con un P₉₀ que supera los 100kW/m en las costas de Chiloé. Cabe destacar que el potencial undimotriz mensual presentado para la costa occidental de Chiloé muestra una variación bimodal en su energía, es decir, la distribución de energía en otoño-invierno se distingue de la de primavera-verano, con escasas diferencias entre estos pares de estaciones. La dirección media de arribo del oleaje varía de los 195° (15°S, al norte del país) a los 270° (al sur de los 50°S), presentando una mayor variabilidad en el sur que en el norte del país.

5.2 Zonas de generación del oleaje remoto que arriba a las costas de Chile

En los Resultados, Capítulo 2, se presentó la distribución mensual climatológica del flujo de energía en el Océano Pacífico que arriba a las costas de Chile, para tres lugares objetivo, Iquique, Valparaíso y Chiloé. Se describió el alcance longitudinal de estas regiones, y su variación estacional invierno-verano. También se destacó la presencia de una variación bimodal durante el año, con comportamientos similares en otoño-invierno y primavera-verano, que son consistentes con el oleaje modelado y medido en la región. Ahora bien, estas estimaciones precisan de una cuantificación más profunda, que permita identificar espacialmente las regiones de las que proviene predominantemente el swell que arriba a las costas chilenas continentales.

Con el fin de estimar la distribución espacial y la variabilidad temporal de las zonas de generación del oleaje remoto que arriba a las costas de Chile, se define una zonificación del Océano Pacífico, presentada en la Figura 5.2. A partir de esta zonificación, se estima el porcentaje de flujo de energía proveniente de cada región, para tener una visión comparativa de

las mismas. Se extrae este resultado mensualmente, para detectar variaciones estacionales en el flujo de energía, y tener una mejor aproximación del comportamiento climático de las zonas de generación del oleaje en el Océano Pacífico.



Figura 5.2: regionalización propuesta del Océano Pacífico utilizada en el análisis de las zonas de generación del oleaje remoto que arriba a Chile continental.

La Figura 5.3 muestra la distribución porcentual mensual del flujo de energía para los tres puntos objetivo, Iquique, Valparaíso y Chiloé. Aquellas regiones que representaban menos de un 1% se eliminaron de la visualización, y corresponden a Pacífico Norte, SW y NW. Las tablas de datos generadas pueden encontrarse en el Anexo 4.



Figura 5.3: porcentaje de flujo de energía mensual por región del Océano Pacífico y por mes. Se eliminaron las regiones que proveen menos de un 1% de energía a lo largo del año.

El Pacífico Sur y Pacífico SE son las regiones que proveen el mayor porcentaje de energía en los tres casos estudiados. Iquique responde durante abril a septiembre al Pacífico SE, siendo comparable su aporte al del Pacífico Sur durante primavera y verano. Por su parte, Valparaíso muestra una disminución en otoño-invierno de la predominancia del Pacífico Sur, llegando a ser menor en primavera y verano que la del Pacífico SE. Finalmente, la región del Pacífico Sur es la que aporta el mayor porcentaje en flujo de energía durante todo el año, llegando a ser cuatro veces mayor en otoño-invierno que la del Pacífico sudoriental. Cabe destacar el cambio estacional de los aportes de ambas regiones, aumentando el flujo de energía presente en el Pacífico Sur en esta misma época del año en las mismas zonas. Chiloé, por su parte, presenta el comportamiento inverso, con un incremento del porcentaje del Pacífico Sur en otoño-invierno y una baja del correspondiente al Pacífico NE.

Las regiones ecuatoriales y del Pacífico NE también tienen una presencia que no puede despreciarse, que se disipa de norte a sur del país. Iquique resulta ser más sensible a los inviernos del Hemisferio Norte, presentando un aporte poco menor al 10% por parte de la región del Pacífico nororiental. El porcentaje del flujo de energía que arriba desde esta región disminuye ya llegando a Valparaíso, y es prácticamente despreciable en la zona sur del país. Por su parte, la región del Pacífico ecuatorial se encuentra presente en porcentajes menores al resto de las regiones, y su aporte no supera el 5% en ninguna región en ningún momento del año, siendo mayor también en Iquique que en Valparaíso y Chiloé.

Por lo tanto, es posible decir que el oleaje remoto que arriba a las costas de Chile continental extrae gran parte de su energía del Pacífico Sur, si bien la presencia del Pacífico Sudoriental como zona de generación destaca también, principalmente en la zona norte y centro del país. Por su parte, el Pacífico Norte también aparece como una zona de generación de oleaje, con una influencia no despreciable durante el invierno del Hemisferio Norte en la zona norte del país.

La zonificación del las regiones de generación del oleaje remoto y su preponderancia, tanto espacial como en el tiempo, es información relevante a la hora de construir dominios computacionales para simulaciones numéricas de escala climatológica. Una grilla que tiene en cuenta las zonas del Pacífico Sur y Sudoriental alcanzaría para representar adecuadamente la energía que arriba a las costas de Chile continental en la escala de décadas. Por otra parte, debe considerarse que el Pacífico NE también aporta a la dinámica del swell en el norte del país en época invernal, y en menor medida en la zona central. Se vuelve necesario aclarar que estas estimaciones son climatológicas, ya que fueron obtenidas a partir del análisis de 20 años de campos de ola, y que por lo tanto no pueden dar cuenta de las especificidades necesarias para representar modelaciones de escala temporal menor, si bien pueden representar una guía para lograrlo.

Por otro lado, en el Capítulo 3 de los Resultados se presenta cómo el oleaje ha ido cambiando a lo largo de veinte años de registro de altimetría satelital, así como la magnitud del viento en la zona del Pacífico sudoriental. Es necesario aclarar que las alturas significativas obtenidas por el altímetro no sólo consideran el oleaje remoto, sino que también incluyen la presencia de oleaje de viento. Como se menciona en el trabajo, la desconexión entre las tendencias de los patrones de viento y de altura de ola significativa puede deberse a

modificaciones en el viento en regiones más distantes del Océano Pacífico, regiones en las que el predominante oleaje remoto se genera. Por otro lado, esta Tesis puede llevar a dar luz sobre la posible influencia del cambio a escala climática de la magnitud del viento, y su impacto en el oleaje que reciben zonas del país que no son necesariamente aledañas, mediante la modificación del clima del swell. Es decir, el incremento en la magnitud del viento (asumiendo que su fetch y duración no cambia) implicaría una mayor cantidad de energía transferida a la superficie del océano que, posiblemente, a su vez se traduciría en un aumento en la energía del oleaje swell generado, que luego se propaga por el océano hasta alcanzar las costas del país. Con el fin de poder analizar con más detenimiento el cambio en el viento con las zonas de generación del oleaje que arriba al norte, centro y sur del país, se construyeron mapas conjuntos del flujo de energía y de los resultados de tendencias significativas de la magnitud del viento en la zona estudiada en el análisis de la información del satélite (Figura 5.4, contrastar con Figura 5 del Capítulo 2 y Figura 2 del Capítulo 3 de los Resultados).





Figura 5.4: mapas conjuntos de flujo de energía de oleaje y tendencias significativas halladas en los campos de viento. Los campos de colores representan el flujo de energía ya presentado en el Capítulo 2 de los Resultados, para los meses de enero (izquierda) y julio (derecha) en las tres localidades estudiadas. En puntos negros se muestran las tendencias positivas y en gris, las negativas, correspondientes a las estaciones de verano (izquierda) e invierno (derecha) del Hemisferio Sur.

Considerando que las tendencias de la magnitud del viento obtenidas en las últimas dos décadas persistirían en el tiempo, la Figura 5.4 puede implicar que el efecto de los cambios en el viento será distinto según la localidad estudiada, en esta región (acotada) del Pacífico Sudoriental. La zona de generación asociada al oleaje remoto que arriba a Iquique aumentaría su flujo de energía durante el invierno. Sin embargo, en verano este efecto es menor, ya que las tendencias significativas positivas del viento se encuentran en su mayoría en zonas exteriores a la región del océano conectada a la localidad estudiada, considerando el criterio geográfico que determina las regiones de generación del oleaje remoto: las zonas en blanco de la Figura no se encuentran conectados por grandes círculos a las localidades estudiadas.

Por lo tanto, sin considerar las regiones inaccesibles, podría decirse que durante el verano, las zonas de mayor flujo de energía se verían reforzadas, mientras que las zonas de

menor energía, debilitadas. Por su parte, durante el invierno, las zonas de generación del oleaje remoto que arriban a las costas del país presentarían un mayor flujo de energía, viendo incrementadas sus regiones de máximos y también alimentadas sus regiones de menor energía. Si eventualmente el aporte de las zonas de bajo flujo de energía puede volverse significativo en escala climática, es una pregunta que deberá ser estudiada en mayor profundidad. Cabe destacar también que es necesario extender el análisis de los datos de altimetría para alcanzar una región que incluya, al menos, las regiones del Océano Pacífico reconocidas como de influencia significativa en la generación del oleaje swell, y así lograr una conclusión más sólida al respecto, lo cual también se considerará en una instancia posterior a esta tesis.

5.3 Tiempo de propagación de la energía en el Océano Pacífico

Los campos de flujo de energía presentados en el Capítulo 2 muestran también el tiempo de propagación del flujo de energía correspondiente al oleaje remoto que alimenta las tres localidades objetivo en el norte, centro y sur de Chile. Puede afirmarse a partir de ello que la zona norte tiene una ventana de tiempo de influencia del oleaje que arriba a la costa que es mayor que para el sur, donde los máximos de flujo de energía se encuentran más concentrados espacialmente y son más cercanos a la localidad de estudio.

A simple vista, podría decirse que los máximos de flujo de energía se encuentran en una ventana de aproximadamente una semana de tiempo de propagación. Sin embargo, también se observa que estos tiempos presentan variaciones, no sólo de norte a sur de la línea de costa, sino también a lo largo del año. Buscando cuantificar el tiempo necesario para que la mayor parte de la energía se propague desde su zona de generación hacia el lugar de estudio, se obtuvo el porcentaje de flujo de energía asociado a una ventana de tiempo que varía desde 1 día hasta 15 días, y su variación mensual (Figura 5.5).



Figura 5.5: porcentaje de flujo de energía asociado a tiempos de propagación en la ventana de 1 a 15 días y su variación mensual. Las isolíneas del 50% y 90% se presentan en el gráfico.

La Figura 5.5 muestra que el 90% de la energía demora tiempos distintos en propagarse según la localidad de estudio y el momento del año, siendo menor para el sur del país que para el norte, y en época de verano que de invierno. La diferencia de tiempos entre invierno y verano también es distinta según la región, aumentando desde Chiloé hasta Iquique.

En Chiloé, un 90% de la energía demora entre cuatro a cinco días en propagarse durante el año. Por otro lado, más al norte, en Valparaíso, la ventana de tiempo varía de cinco a siete días, mientras que en Iquique es de poco más de seis a casi nueve días. Estas diferencias son consistentes con la cercanía de cada localidad a la zona de generación hallada en la sección anterior: Chiloé recibe la mayor parte de su energía del Pacífico Sur, el cual impacta directamente en sus costas, mientras que la energía de esta misma región precisa un tiempo mayor para alcanzar a Iquique y Valparaíso.

Puede extraerse también de los resultados entregados en el Capítulo 2 el tiempo que demora en llegar a las costas chilenas una perturbación determinada en una región específica del Océano Pacífico, entregando entonces información sobre la manera en la que el oleaje de las costas chilenas se teleconecta con el resto del Océano Pacífico. Esto resulta de utilidad para alimentar el análisis de fenómenos climatológicos presentes en la atmósfera y su impacto en el clima de ola en las costas de Chile, como ser el fenómeno de El Niño en el Océano Pacífico Este

tropical, o la Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur, en la franja de latitudes 40°-50°S (Hemer et al. 2010, y Reguero et al. 2011, presentan a este patrón climático como el de mayor influencia en el oleaje en el Hemisferio Sur).

Cabe destacar, sin embargo, que no es posible extraer de manera precisa de estos resultados una escala de predicción sinóptica del oleaje, sino más bien de escala climatológica. Es decir, por ejemplo, el clima de ola del mes de marzo en Chiloé recibe la mayor parte de su energía con una ventana de tiempo que se extiende cuatro días hacia el pasado. Sin embargo, si se busca desarrollar un pronóstico de oleaje a escala sinóptica, no es posible responder con precisión únicamente con esta información qué predictibilidad tiene el sistema. Sí puede considerarse como una guía general, de donde se extrae que climatológicamente se ha encontrado que deben considerarse los campos de ola desarrollados en un período de tiempo de 4 a 5 días, en las regiones especificadas en la sección anterior. Más aún, esta información, al estar basada en promedios de veinte años, no entrega información específica para el tratamiento de eventos extremos.



6. CONCLUSIONES

En la presente Tesis se estudia el potencial undimotriz a lo largo de la costa de Chile, las zonas de generación del oleaje y sus tiempos de propagación hacia las costas. Luego de analizar el flujo de energía de ola en toda la cuenca del Océano Pacífico, se encontró que la zona del Pacífico Sur se destaca por ser la región desde donde el swell que arriba a la zona norte, centro y sur del país extrae la mayor parte de su energía, principalmente en la zona cercana a Chiloé. Sin embargo, cabe mencionar que la zona del Pacífico Sudoriental también se destaca como zona de generación, principalmente en la zona norte y centro del país en la época invernal, con un aporte que llega a ser mayoritario esos casos. Por lo tanto, se **acepta parcialmente la afirmación realizada en la Hipótesis 1** de este trabajo, la cual se sostiene acorde al lugar estudiado y al momento del año. Por su parte, el Pacífico Norte también se identifica como una zona de generación de oleaje, con una influencia no despreciable durante el invierno del Hemisferio Norte en la zona norte del país.

Además de la magnitud de la energía del oleaje generado remotamente, se estudió el tiempo que le lleva a esta energía trasladarse desde estas zonas de generación hasta las costas de tres localidades de Chile, al norte, centro y sur del país. El tiempo de propagación hacia la costa de la energía asociada al oleaje generado remotamente presenta una variación latitudinal, siendo menor en el sur del país que para el norte, **acorde a lo mencionado en la Hipótesis 2** de esta tesis. Más aún, en el presente trabajo se encontraron variaciones meridionales también en la diferencia de tiempo de propagación entre invierno y verano, la cual es mayor para la zona de Chiloé que para la localidad de Iquique. En Chiloé, un 90% de la energía demora entre cuatro a cinco días en propagarse durante el año. Por otro lado, más al norte, en Valparaíso, la ventana de tiempo varía de cinco a siete días, mientras que en Iquique es de poco más de seis a casi nueve días.

Al estimar el potencial undimotriz a lo largo de la costa de Chile, se refuerza la afirmación del país como uno de los lugares con mayor potencial undimotriz del mundo, con valores medios anuales climatológicos de 20kW/m en el norte a los 50kW/m en el sur del país, con un P₉₀ que supera los 100kW/m en las costas de Chiloé. Más aún, al recibir oleaje predominantemente del Sudoeste durante todo el año, con variaciones en su dirección media que no superan los 30°, la estabilidad en dirección de arribo del oleaje también lo posiciona en un lugar preferente para la instalación de equipos de recolección de energía de ola. En particular,

las costas de Chiloé presentan una de las regiones más adecuadas para alimentar el sistema interconectado central con energía undimotriz. Más allá de tener una mayor energía de ola que las costas más al norte, se destaca por ser una localidad con un justo equilibrio entre un potencial de ola alto, una estabilidad energética comparable y una variabilidad mensual menor que la del resto de la región conectada al SIC. Es decir, por un lado, la zona entre 41,8°S a 43,5°S es más energética al contrastarla con localidades más al norte (más de 20kW/m mayor en promedio anual), pero a la vez presenta una menor variabilidad mensual que las costas del centro-norte del país. Más al sur, la estabilidad de la energía aumenta drásticamente a partir de los 45°S, por lo cual, la recolección de energía más al sur se vuelve más desfavorable (si bien al momento se encuentran desconectadas del sistema eléctrico interconectado). Por lo tanto, se acepta la Hipótesis 3, verificando que la costa occidental de Chiloé es el lugar más adecuado para evaluar la posibilidad de alimentar el SIC con energía undimotriz respecto de las localidades de más al norte. Cabe destacar, sin embargo, que resulta necesario realizar un análisis de alta resolución de la energía de ola antes de seleccionar una localidad específica: como muestran los mapas de potencial undimotriz para Chiloé, hay islas que detienen el arribo del oleaje que debiera llegar a la costa, así como la orientación de la línea de costa respecto al oleaje entrante puede no ser la favorable.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABPmer, The Met Office, Garrad Hassan, Proudman Oceanographic Laboratory. 2004. Atlas of UK Marine Renewable Energy Resources. Technical Report. Department of Trade and Industry, UK.

Ardhuin, F. and A. Boyer. 2006. Numerical modelling of sea states: validation of spectral shapes (in French). Navigation. 54: 55–71.

Ardhuin, F., A. D. Jenkins. 2006. On the interaction of surface waves and upper ocean turbulence. J. Phys. Oceanogr. 36(3): 551–557.

Ardhuin, F., B. Chapron, F. Collard. 2009. Ocean swell evolution from distant storms. Geophys. Res. Lett. 36: L06607.

Ardhuin, F., L. Marie, N. Rascle, P. Forget, A. Roland. 2009b. Observation and estimation of Lagrangian, Stokes and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface. J. Phys. Oceanogr. 39(11): 2,820–2,838.

Banner, M. L., A. V. Babanin, I. R. Young. 2000. Breaking probability for dominant waves on the sea surface. J. Phys. Oceanogr. 30: 3,145–3,160.

Barstow, S., O. Haug, H. Krogstad. 1998. Satellite Altimeter Data in Wave Energy Studies. Proc. Waves'97, ASCE. 2: 339- 354.

Beels, C., J. Henriques, J. De Rouck, M. Pontes, G. De Backer, H. Verhaeghe. 2007. Wave Energy Resource in the North Sea. Proc. 7th EWTEC, Porto, Portugal.

Bidlot, J. R., P. A. E. M. Janssen, S. Abdalla. 2007. A revised formulation of ocean wave dissipation and its model impact. Tech. Rep. Memorandum.

Bretherthon, F. P., C. J. R. Garrett. 1968. Wave trains in inhomogeneous moving media. Proc. Roy. Soc. London, A. 302: 529–554.

Charnock, H. 1955. Wind stress on a water surface. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 81: 639–640.

Collard, F., F. Ardhuin, B. Chapron. 2009. Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations, J. Geophys. Res., 114: C07023, doi:10.1029/2008JC005215.

Comisión Nacional de Energía. 2015. Reporte mensual Sector Energético.

Dore B.D. 1978. Some effects of the air-water interface on gravity waves. Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn. 10:215–230.

Dore, B. D. 1978. Some effects of the air-water interface on gravity waves. Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn. 10: 215–230.

Drew, B., A. R. Plummer, M. N. Sahinkaya. 2009. A review of wave energy converter technology. Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers, Part A: Journal of Power and Energy, 223(8): 887-902.

EIA. 2014. Liquid fuels and natural gas in the Americas. Report, U.S. Energy Information Administration.

Falnes J. 2007. A review of wave-energy extraction. Marine Structures. 20: 185-201.

Filipot, J.-F., F. Ardhuin, A. Babanin. 2010. A unified deep-to-shallow-water wavebreaking probability parameterization. J. Geophys. Res. 115: C04022.

Grant, W. D., O. S. Madsen. 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. J. Geophys. Res. 84: 1,797–1,808.

Gunn, K., C. Stock-Williams. 2012. Quantifying the global wave power resource. Renewable Energy. 44: 296-304.

Hanson, J. L., O. M. Phillips. 2001. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. J. Atmos. Oceanic Techn. 18: 177–293.

Hasselmann, K., T. P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D. E. Cartwright, K. Enke, J. A. Ewing, H. Gienapp, D. E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Muller, D. J. Olbers, K. Richter, W. Sell and H. Walden. 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A(8), 12, 95 pp.

Holthuijsen L.H. 2007. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press, Cambridge, p 387.

Jacobson, M. Z., M. A. Delucchi. 2011. Providing all global energy with wind, water, and solar power, Part I: Technologies, energy resources, quantities and areas of infrastructure, and materials. Energy Policy 39: 1154-1169.

Janssen, P. A. E. M. 1982. Quasilinear approximation for the spectrum of wind-generated water waves. J. Fluid Mech. 117: 493–506.

Janssen, P. A. E. M. 1991. Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting. J. Phys. Oceanogr. 21: 1,631–1,642.

Janssen, P. A. E. M. 2004. The interaction of ocean waves and wind. Cambridge University Press.

Kantha, L. H., C. A. Clayson. 2004. On the effect of surface gravity waves on mixing in the oceanic mixed layer. Ocean Modelling, 6(2): 101-124.

Kinsman B. 1965. Wind waves. Chapter 3: 150-154. Ed. Prentice-Hall.

Krogstad, H., S. Barstow. 1999. Satellite Wave Measurements for Coastal Engineering Applications. Coastal Engineering. 37: 283- 307.

Liberti, L., A. Carillo, G. Sannino. 2013. Wave energy resource assessment in the Mediterranean, the Italian perspective. Renewable Energy. 50: 938-949.

Longuet-Higgins, M. S., R. W. Stewart. 1961. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents. J. Fluid Mech., 10(04): 529–549.

Longuet-Higgins, M. S., R. W. Stewart. 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf-beats'. J. Fluid Mech., 13(04): 481-504.

Mei, C. C. 1983. The applied dynamics of ocean surface waves. Ed. Wiley, New York, 740pp.

Mellor, G., A. Blumberg. 2004. Wave breaking and ocean surface layer thermal response. Journal of physical oceanography, 34(3): 693-698.

Miles, J. W. 1957. On the generation of surface waves by shear flows. J. Fluid Mech., 3.

Mitsuyasu H., F. Tasai, T. Suhara, S. Mizuno, M. Ohkusu, T. Honda, K. Rikiishi. 1975. Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy. J Phys Oceanogr 5(4):750–760.

Munk, W. H., G. R. Miller, F. E. Snodgrass, N. F. Barber. 1963. Directional recording of swell from distant storms. Phil. Trans. of the R. Soc. of London A: Math., Phys. and Eng. Sci., 255(1062): 505-584.

Naciones Unidas. 2015. Convención Marco sobre el Cambio Climático, FCCC/CP/2015/L.9.
Phillips, O. M. 1977. The dynamics of the upper ocean. Cambridge Univ. Press, 336 pp, Second Edition.

Phillips, O. M. 1985. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in windgenerated gravity waves. J. Fluid Mech. 156: 505–531.

Pontes, M., S. Barstow, L. Bertotti, L. Cavaleri, H. Oliveira-Pires. 1997. Use of Numerical Wind-Wave Models for Assessment of the Offshore Wave Energy Resource. J. Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 119: 184-190.

Pontes, M.T. 1998. Assessing the European Wave Energy Resource. J. Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 120: 226-231.

Pontes, M.T., R. Aguiar, H.O. Pires. 2005. A nearshore wave energy atlas for Portugal. Journal of Offshore Mechanics and Engineering. 127: 249-255.

Rascle, N., F. Ardhuin, P. Queffeulou, D. Croize-fillon. 2008. A global wave parameter database for geophysical applications. Part 1: Wave-current–turbulence interaction parameters for the open ocean based on traditional parameterizations. Ocean Modelling, 25: 154–171.

Reguero B. G., M. Menéndez, F. J. Méndez, R. Mínguez, I. J. Losada. 2012. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. Coast Eng 65:38–55. doi:10.1016/j. coastaleng.2012.03.003.

Reguero, B. G., C. Vidal, M. Menendez, F. J. Méndez, R. Minguez, I. Losada. 2011. Evaluation of global wave energy resource. In OCEANS 2011 IEEE-Spain. 1-7.

Rogers, W. E., and D. W. C. Wang. 2007. Directional Validation of Wave Predictions. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 24: 504–520.

Salter, S. H. 1974. Wave power. Nature. 249(5459): 720–724.

Snodgrass, F. E., G. W. Groves, K. F. Hasselmann, G. R. Miller, W. H. Munk, and W.

H. Powers. 1966. Propagation of ocean swell across the Pacific. Phil. Trans. of the R. Soc. of London A: Math., Phys. and Eng. Sci., 259: 431–497.

Strange D.L.P., T. Tung, G. C. Baker, G. Hagerman, L. F. Lewis, R. H. Clark. 1993. Renewable energy resources: opportunities and constraints 1990-2020. World Energy Council. 6:321-358.

Teixeira, M. A. C., S. E. Belcher. 2002. On the distortion of turbulence by a progressive surface wave. J. Fluid Mech. 458: 229–267.

Thorpe T. W. 1999. A brief review of wave energy. Technical Report, ETSU.

Tracy, B., E.-M. Devaliere, T. Nicolini, H. L. Tolman, J. L. Hanson. 2007. Wind sea and swell delineation for numerical wave modeling. In 10th international workshop on wave hindcasting and forecasting & coastal hazards symposium, JCOMM Tech. Rep. 41, WMO/TD-No. 1442. Paper P12.

Whitham, G. B. 1965. A general approach to linear and non-linear dispersive waves using a Lagrangian. J. Fluid Mech. 22(02): 273–283.

Wilson J., A. Beyene. 2007. California Wave Energy Resource Evaluation. J. Coastal Research. 23-3: 679-690

Woolf, D. K. 2005. Parametrization of gas transfer velocities and sea- state- dependent wave breaking. Tellus B, 57(2), 87-94.

Wu, J. 1982. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. J. Geophys. Res. 87:9,704–9,706.

Young, I. R. 1999. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. International Journal of Climatology. 19(9): 931-950. Zhao, D., Y. Toba, Y. Suzuki, S. Komori. 2003. Effect of wind waves on air-sea gas exchange: proposal of an overall CO_2 transfer velocity formula as a function of breaking-wave parameter. Tellus 55B: 478–487.

Zheng, C., H. Zhuang, X. Li, X. Li. 2012. Wind energy and wave energy resources assessment in the East China Sea and South China Sea. Science China Technological Sciences. 55(1): 163-173.



ANEXOS

ANEXO 1. Ecuaciones y parametrizaciones utilizadas en la modelación numérica con *WWIII*.

ANEXO 2. Metodología ESTELA.

ANEXO 3. Información sobre datos disponibles de boyas direccionales.

ANEXO 4. Tablas de porcentaje de flujo de energía y tiempo de propagación según zonificación del océano.



ANEXO 1: Ecuaciones y parametrizaciones utilizadas en la modelación numérica con WWIII

A continuación se presenta una breve revisión de la terminología y términos fuentes utilizados por el modelo WAVEWATCHIII (WWIII). Esta sección está basada en la información proporcionada en el manual del modelo WAVEWATCHIII versión 4,18 (Tolman, 2014).

Ecuaciones gobernantes

El oleaje o las componentes de oleaje espectral en agua con profundidad limitada y corrientes no nulas se describen generalmente usando un juego de variables de fase y amplitud. Los parámetros de fase son el vector número de onda k, el número de onda k y la dirección θ en varias frecuencias. Si se considera el efecto de la corriente media en el oleaje, se realiza una distinción entre la frecuencia (en radianes) intrínseca o relativa $\sigma = 2\pi f_r$, que es la que se observa en un sistema de referencia que se mueve junto con el oleaje, y la frecuencia (en radianes) absoluta $\omega = 2\pi f_a$, considerada desde un sistema de referencia fijo. La dirección θ es por definición perpendicular a la cresta de ola, y equivale a la dirección k. Generalmente, se asume que las escalas de variación de las profundidades y las corrientes son mucho mayores a aquellas de una ola individual. Tradicionalmente, se aplica localmente la relación proveniente de la teoría lineal de oleaje, cuya relación de dispersión se encuentra dada por

$$\sigma^2 = gktanh(kh) \qquad (A1.1 - 2.1)$$
$$\omega = \sigma + k.U \qquad (A1.2 - 2.2)$$

con *h* la profundidad y U es la velocidad de la corriente, promediada en profundidad y el tiempo en la escala de las olas individuales. La definición usual de *k* y ω de la función de fase de una ola o componente de ola implica que el número de crestas de ola se conserva (por ejemplo, Phillips, 1977; Mei, 1983)

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \nabla \omega = 0 \qquad (A1.3 - 2.3)$$

¹ se preserva *en cursiva* el número de las ecuaciones correspondiente al manual en caso de que el lector quiera complementar la lectura con el mismo.

Para ondas monocromáticas, la amplitud de la ola se describe como la amplitud, la altura de ola o la energía. En el caso de oleaje irregular, la varianza (aleatoria) de la superficie del océano se describe usando el espectro de varianza espectral (en general conocido como espectro de energía). El espectro de varianza F es una función de todos los parámetros de ola independientes, esto es, $F(\mathbf{k},\sigma,\omega,\mathbf{y})$ también depende del tiempo y espacio en escalas mayores que las de las olas individuales, o sea que $F(\mathbf{k},\sigma,\omega;x,t)$. Sin embargo, se asume que las componentes espectrales individuales satisfacen la teoría lineal (localmente), por lo que las ecuaciones (A1.1 - 2.1) y (A1.2 - 2.2) interrelacionan k, σ y ω . En consecuencia, sólo existen dos parámetros de fase independientes, y así el espectro local e instantáneo se vuelve bidimensional. Dentro del WWIII, el espectro básico es el espectro de número de onda y dirección $F(\mathbf{k}, \theta)$, seleccionado por ser invariante respecto a la física del crecimiento y el decaimiento del oleaje ante profundidades variables. La salida del WWIII, sin embargo, es el más tradicional espectro de frecuencia-dirección $F(f_r, \theta)$. De cualquiera de estas formas espectrales se puede obtener el espectro unidimensional por medio de la integración en dirección, mientras que la integración en la totalidad del espectro da la varianza total E (usualmente conocida como la energía del oleaje).

En caso de no considerar las corrientes, la varianza (energía) del espectro de un paquete de olas es conservativa. Al considerar las corrientes, la energía o varianza de la componente espectral ya no se conserva, debido al trabajo hecho por la corriente en la transferencia de momento del oleaje (Longuet-Higgins y Stewart 1961, 1962). Sin embargo, de una manera más general, la acción de ola $A \equiv E/\sigma$ se conserva (por ejemplo, Whitham 1965; Bretherton y Garrett 1968). Esto hace que el espectro de elección del modelo sea el espectro de densidad de acción de ola $N(k, \theta) \equiv F(k, \theta)/\sigma$. La propagación del oleaje se describe por

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \tag{A1.4 - 2.7}$$

donde D/Dt representa la derivada total (en movimiento con la componente de ola) y S representa el efecto neto de las fuentes y sumideros del espectro F. Debido a que el término izquierdo de la ecuación (A1.4 - 2.7) generalmente considera propagación lineal, sin dispersión, efectos de propagación de ola no lineal (o sea, interacción ola-ola) o reflexión parcial de ola, estos efectos se consideran en S.

Términos fuente

El modelo WAVEWATCHIII v4,18 incluye los siguientes términos fuente S para estimar el oleaje:

- S_{in}: interacción viento-oleaje (crecimiento exponencial)
- **S**_{nl}: interacción no-lineal ola-ola.
- **S**_{ds}: disipación (*whitecapping*) + disipación de swell
- **S**_{ln}: input lineal (crecimiento de ola)
- *S*_{bot}: interacción oleaje-fondo
- S_{db} : rompimiento inducido por profundidad
- *S*_{tr}: interacción de triadas ola-ola
- S_{sc}: dispersión del oleaje por rasgos de batimetría
- S_{ice}: interacción ola-hielo
- S_{ref}: reflexión por línea de costa u objetos flotantes
- S_{xx}: definido por el usuario

Los términos indicados en **negrita**, son aquellos generales considerados en toda simulación, mientras que, los que se presentan en *cursiva*, son particularmente importantes en simulaciones en aguas poco profundas (como es el caso de simulaciones de alta resolución cercanas a la costa). Las parametrizaciones asociadas a estos términos, entre otras consideraciones (relacionadas a la grilla, al uso computacional, versiones de compilación, entre otros) son activadas en un archivo llamado *switch*, el cual es esencial para generar los ejecutables que consideren adecuadamente la física del oleaje, según el caso estudiado. Luego, también, se pueden realizar ajustes a los parámetros de cada fórmula activada en el archivo ww3_*grid.inp*. Ambos archivos conforman las herramientas con las que se calibra el modelo, cuya construcción debe ser cuidadosa, buscando acercarse lo mejor posible a las mediciones para lograr la validación del mismo. En el Capítulo 1 de los Resultados, se presenta el *switch* usado en la representación del oleaje para la zona de Chile central, así como los términos fuente que fueron testeados. Luego de la validación del modelo con esta configuración, se replicó esta construcción para la modelación de las costas de Chiloé.

A continuación, se presenta una descripción breve de las parametrizaciones de los términos fuente correspondiente a la interacción viento-oleaje junto a la disipación, ya que son las nuevas parametrizaciones incluidas en esta versión del modelo, ajustadas por Ardhuin et al.

(2010), y en su conjunto se conocen como *TEST451*. Para mayores referencias del resto de los términos, referirse al Manual del WWIII, versión 4,18 (Tolman 2014).

Crecimiento del oleaje, TEST451: Sin

El término *S_{in}* utilizado proviene en parte del modelo previo al WWIII, el WAM4. Está basado en la teoría de crecimiento del oleaje de Miles (1957), modificado por Janssen (1982). Incluye las correlaciones pendientes-presión a las que responde la generación del oleaje siguiendo a Janssen (1991). En esta oportunidad, se utilizaron los términos positivos de esta parametrización del WAM4, ya que los negativos dan cuenta de la disipación del swell, el cual tiene otra forma en la configuración actual. Se adiciona un término de disipación de a la sección del swell del espectro, que tiene en cuenta las variaciones del estrés de corte en fase con la velocidad orbital, basado en las observaciones de decaimiento del swell de Ardhuin et al. (2009).

De Janssen (2004):

$$S_{in}(k,\theta) = \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{\beta_{max}}{\kappa^2} e^{\mathbf{Z}} \mathbf{Z}^4 \left(\frac{u_*}{c} + z_\alpha\right)^2 \cos^{p_{in}}(\theta - \theta_u) \sigma N(k,\theta) + S_{out}(k,\theta)$$
(A1.5 - 2.90)

 $\begin{array}{ll}
\rho_{a} & \text{densidad del aire (cte)} \\
\rho_{w} & \text{densidad del agua de mar (cte)} \\
\beta_{max} & \text{coeficiente de crecimiento no dimensional (cte)} \\
\kappa & \text{constante de Von Karman} \\
p_{in} & \text{controla la distribución direccional de S}_{in}(cte)
\end{array}$

 Z^4 viene de Janssen (1991, ec. 16), corregida para aguas intermedias, y se lee

$$Z = log(kz_1) + \kappa / [cos(\theta - \theta_u)(u_*/C + z_\alpha)]$$
(A1.6 - 2.91)

donde z_1 es la rugosidad modificada por el estrés que recibe el oleaje τ_w , y z_α es el parámetro que regula la edad del oleaje. La rugosidad z_1 se define como

$$z_{1} = \alpha_{0} \frac{\tau}{\sqrt{1 - \tau_{w}/\tau}}$$
 (A1.7 - 2.93)
$$U_{10} = \frac{u_{*}}{\kappa} \log\left(\frac{z_{u}}{z_{1}}\right)$$
 (A1.8 - 2.92)

donde $\tau = u_*^2$, y z_u es la altura a la que se especifica la velocidad del viento. Ambas ecuaciones establecen una dependencia funcional implícita de u_* en U₁₀ y τ_w/τ , relación tabulada por Janssen (1991) y Bidlot et al. (2007).

El cálculo del estrés soportado por el oleaje, τ_w está dado por

$$\tau_{w} = \left| \int_{0}^{k_{max}} \int_{0}^{2\pi} \frac{S_{in}(k',\theta)}{c} (\cos\theta, \sin\theta) dk' d\theta + \tau_{hf}(u_{*},\alpha) (\cos\theta_{u}, \sin\theta_{u}) \right|$$
(A1.9 - 2.94)

incluyendo la parte resuelta del espectro hasta k_{max} , así como el estrés recibido por ondas más cortas, τ_{hf} . Asumiendo una forma f^x más allá de la frecuencia más alta, τ_{hf} está dado por

$$\tau_{hf}(u_*,\alpha) = \frac{u_*^2}{g^2} \frac{\sigma_{max}^X 2\pi\sigma}{2\pi C_g(k_{max})} \int_0^{2\pi} N(k_{max},\theta) max \{0,\cos(\theta-\theta_u\}^3 d\theta * \frac{\beta_{max}}{\kappa^2} \int_{\sigma_{max}}^{0.05g/u_*} \frac{e^{Z_{hf}} Z_{hf}^4}{\sigma^{X-4}} d\sigma \qquad (A1.10 - 2.95)$$

donde la segunda integral es función de u_* y el coeficiente de Charnok α solamente, el cual se encuentra tabulado. En el modelo, el cálculo se calcula con *X*=5, y la variable Z_{hf} se define

$$Z_{hf}(\sigma) = \log(kz_1) + \min\{\kappa/(u_*/C + z_{\alpha}, 20\}$$
(A1.11 - 2.96)

Esta parametrización es sensible al nivel espectral en k_{max} . Un nivel espectral más alto llevará a un valor mayor de u_* y por lo tanto a una retroalimentación positiva en el input del viento por medio de z_1 . Esta sensibilidad se exacerba con la sensibilidad del nivel espectral en altas frecuencias a la presencia del swell por medio del término de disipación.

En el conjunto de parametrizaciones usadas en la configuración del modelo en esta tesis, se considera una reducción ad-hoc en u_* , la velocidad de fricción del viento, para permitir un balance con la disipación basada en la saturación. Esta corrección también reduce el coeficiente de arrastre en vientos intensos. Originalmente estaba establecida por Charnok (1955) y Wu (1982)

$$u_* = U_{10}\sqrt{(0.8 + 0.65U_{10})10^{-3}}$$
 (A1.12 - 2.47)

Reduciendo el input del viento en altas frecuencias y vientos intensos, ahora la fricción del viento se considera como una $u_*'(k)$ de la forma

$$(u'_*)^2 = \left| u^2_*(\cos\theta_u, \sin\theta_u) - |s_u| \int_0^k \int_0^{2\pi} \frac{s_{in}(k',\theta)}{c} (\cos\theta, \sin\theta) dk' d\theta \right| (A1.13-2.101)$$

El coeficiente $|s_u|$ (del orden de 1) se puede usar para regular el estrés en vientos intensos. El valor usado en esta modelación es de 1, siguiendo a Ardhuin et al. (2010).

Al utilizar un valor de s_1 distinto de cero (aquí se usó 0,8), se activa la parametrización de disipación del swell dada por Ardhuin et al. (2009), S_{out}. Ésta está dada por una combinación del valor en la capa límite viscosa

$$S_{out,vis}(k,\theta) = -s_5 \frac{\rho_a}{\rho_w} \{2k\sqrt{2\nu\sigma}\}N(\kappa,\theta)$$
(A1.14 - 2.102)

y en la capa límite turbulenta

$$S_{out,tur}(k,\theta) = \frac{-\rho_a}{\rho_w} \{ 16f_e \sigma^2 \, u_{orb,s}/g \} N(k,\theta)$$
(A1.15 - 2.103)

El término completo tiene la forma:

$$S_{out}(k,\theta) = r_{vis}S_{out,vis}(k,\theta) + r_{tur}S_{out,tur}(k,\theta)$$
(A1.16 - 2.104)

donde los pesos r_{vis} y r_{tur} de definen a partir de una capa límite aire-agua modificada con un número de Reynolds significativo $R = 2u_{orb,s} H_s / v_a$

$$r_{vis} = 0.5(1 - tanh((Re - Re_c)/s_7))$$
(A1.17 - 2.105)

$$r_{tur} = 0.5(1 + tanh((Re - Re_c)/s_7))$$
(A1.18 - 2.106)

La velocidad orbital significativa está definida por

$$u_{orb,s} = 2[\iint \sigma^3 N(k,\theta) dk d\theta]^{1/2}$$
(A1.19 - 2.107)

La ecuación (A1.14 - 2.102) es el decaimiento viscoso lineal de Dore (1978), con v_a la viscosidad del aire y s_5 un parámetro de regulación de O(1). Algunas pruebas han mostrado que un límite de $R_c = 2x10^5 x(4 m/H_s)^{(1-s_6)}$ provee un resultado razonable con $s_6=0$ (valor usado aquí).

La ecuación (A1.15 - 2.103) es una parametrización del decaimiento turbulento nolineal. Al comparar los resultados del modelo con observaciones, se encontró que el modelo tendía a subestimar el swell largo y sobreestimar el más corto, con variaciones regionales. Este defecto es probablemente debido a, en parte, errores en la generación o la evolución no-lineal de estos swell. Sin embargo, en la parametrización de Ardhuin et al. (2010) se eligió ajustar f_e como función de la velocidad y dirección del viento,

$$f_e = s_1 f_{e,GM} + [|s_3| + s_2 \cos(\theta - \theta_u)] u_* / u_{orb}$$
(A1.20 - 2.108)

donde $f_{e,GM}$ es el factor de fricción dado por la teoría de Grant y Madsen (1979) de la capa límite oscilatoria rugosa sin flujo medio, usando una longitud de rugosidad ajustada a r_z veces la rugosidad del viento z_1 . El coeficiente s_1 es un parámetro de ajuste O(1), y los s_2 y s_3 también son parámetros de ajuste del efecto del viento en la capa límite aire-agua oscilatoria. En este caso, se utilizó $s_2 < 0$ (s_2 =-0,081), y así el swell que se opone al viento se disipa más que aquél que sigue la dirección del viento. Más aún, cuando $s_3 > 0$ (aquí s_3 =0,015), el término S_{out} indicado se aplica a todo el espectro, no solamente al swell.

Disipación del oleaje, TEST451: S_{ds}

El término de disipación está parametrizado en base a la saturación del espectro de ola. Dado que el espectro direccional de oleaje era muy angosto al usarse un espectro de saturación integrado en todo el círculo (Ardhuin y Boyer 2006), la integración se restringe a un sector de ancho medio Δ_{e} ,

$$B'(k,\theta) = \int_{\theta-\Delta_{\theta}}^{\theta+\Delta_{\theta}} \sigma k^3 \cos^{sB}(\theta-\theta') N(k,\theta') d\theta'$$
(A1.21 - 2.109)

De esta manera, una condición de oleaje con dos sistemas de la misma energía pero con direcciones opuestas producirá típicamente un disipación menor a una condición de oleaje con toda la energía radiada en una misma dirección.

Finalmente, se define el término de disipación como la suma del término basado en la saturación y un término de rompimiento acumulado S_{bk,cu},

$$S_{ds}(k,\theta) = \sigma \frac{c_{ds}^{sat}}{B_r^2} [\delta_d max \{B(k) - B_r, 0\}^2 + (1 - \delta_d) max \{B'(k,\theta) - B_r, 0\}^2] N(k,\theta) + S_{bk,cu}(k,\theta) + S_{turb}(k,\theta)$$
(A1.22 - 2.110)

donde

$$B(k) = max\{B'(k,\theta), \theta \in [0,2\pi]\}$$
 (A1.23 - 2.111)

El término isotrópico (el primero) y el que depende de la dirección (el segundo) surge de la búsqueda de permitir algo de control sobre la dispersión direccional del espectro resultante.

El término de rompimiento acumulado $S_{bk,cu}$ representa la suavización de la superficie por grandes olas rompientes de velocidad *C* que barren con olas de menor magnitud de velocidad de fase *C*. Debido a incertidumbres en la estimación de este efecto en varias observaciones, se utiliza el modelo teórico de Ardhuin et al. (2009b). En resumen, la velocidad relativa de las crestas es la norma del vector diferencia, $\Delta_c = |\mathbf{C} - \mathbf{C}'|$, y la tasa de disipación de olas cortas es la tasa del pasaje del oleaje rompiente más largo sobre las ondas más cortas, es decir, la integral de $\Delta_c \Lambda(\mathbf{C})d\mathbf{C}$, donde $\Lambda(\mathbf{C})d\mathbf{C}$ es el largo de las crestas rompientes por unidad de superficie que tienen componentes de velocidad entre C_x y C_x+dC_x , y entre C_y y C_y+dC_y (Phillips 1985). Aquí Λ se infiere de la probabilidad de rompiente. Basado en Banner et al. (2000, figura 6, $b_T = 22(\varepsilon - 0,055)^2$), y considerando su término de saturación ε del orden de $1,6\sqrt{B'(k,\theta)}$, la probabilidad de rompimiento del oleaje dominante es aproximadamente,

$$P = 56.8 \left(max \left\{ \sqrt{B'(k,\theta)} - \sqrt{B'_r}, 0 \right\} \right)^2$$
(A1.24 - 2.112)

Sin embargo, en esta aproximación, al usar una análisis de cruce por cero, para una dada escala de ola, hay varias ocasiones en las que las olas no se consideran porque el registro es dominado por otra escala. Es decir, en su análisis hay solamente una ola en un tiempo dado. Esto tiende a sobreestimar la probabilidad de rompiente por un factor de 2 (Filipot et al., 2010). En la aproximación del modelo se tiene en cuenta que varias olas (o diferentes escalas) pueden estar presentes en el mismo lugar y momento, por lo que se corrige *P* dividiéndolo por 2.

Con esta aproximación, la densidad espectral por longitud de cresta (rompiente o no) por unidad de superficie $l(\mathbf{k})$ de tal forma que $\int l(\mathbf{k}) dk_x dk_y$ tiene la forma

$$l(k) = \frac{1}{2\pi^2 k}$$
(A1.25 - 2.113)

y la densidad espectral de la longitud de la cresta rompiente por unidad de superficie es $\Lambda(\mathbf{k}) = l(\mathbf{k})P(\mathbf{k})$. Asumiendo que cualquier oleaje rompiente disipa instantáneamente toda la energía de todo el oleaje con frecuencia mayor que un factor de r_{cu} , la tasa de disipación acumulada está dada simplemente por la tasa a la que estas olas más cortas son barridas por olas rompientes más largas, multiplicado por la densidad espectral, se tiene

$$S_{bk,cu}(k,\theta) = -C_{cu}N(k,\theta)\int_{f' < r_{cu}f}\Delta_C \Lambda(k')dk' \qquad (A1.26 - 2.114)$$

donde r_{cu} define la tasa máxima de las frecuencias de las olas largas que barrerán a las olas cortas. Esto da un término fuente de la forma,

$$S_{bk,cu}(k,\theta) = \frac{-14,2C_{cu}}{\pi^2} N(k,\theta) \int_0^{r_{cu}^2 k} \int_0^{2\pi} max \left\{ \sqrt{B(f',\theta')} - \sqrt{B_r}, 0 \right\}^2 d\theta' dk'$$
(A1.27 - 2.115)

Se consideran en la presente configuración $r_{cu}=0.5$ y $C_{cu}=-0.040344$, parámetro de regulación que también corrige errores en la estimación de *l*.

Finalmente, el término de interacción oleaje-turbulencia de Texeira y Belcher (2002) y Ardhuin y Jenkins (2006), está dado por

$$S_{ds,turb}(k,\theta) = -2C_{turb}\sigma cos(\theta_u - \theta)k\frac{\rho_a u_*^2}{g\rho_w}N(k,\theta)$$
(A1.28 - 2.116)

El coeficiente C_{turb} es de 1 y puede ser usado para ajustar la estratificación del océano y el agrupamiento del oleaje.

ANEXO 2: Metodología ESTELA

La metodología ESTELA (a method for Evaluating the Source and Travel-time of the wave Energy reaching a Local Area) fue desarrollada por Pérez et al. (2014), con el propósito de caracterizar de manera simple el área de influencia de la energía de ola de una zona particular del océano. Más aún, evalúa la zona de origen y el tiempo de viaje de la energía de ola que llega a la localidad que se busca estudiar. El método se basa en un análisis a nivel global considerando criterios tanto geográficos como físicos (ver Figura A2.1).



Figura A2.1: diagrama de flujo representando la metodología ESTELA (adaptado de Fig. 1 de Pérez et al. 2014).

El *criterio geográfico* se basa en que el oleaje de aguas profundas se propaga siguiendo la trayectoria de los grandes círculos (e.g., Snodgrass et al. 1966; Collard et al. 2009). Con esto, se limita el área de estudio al descartar las zonas cuyo oleaje no puede alcanzar el punto objetivo de análisis al estar bloqueada, total o parcialmente, por tierra. Se descarta un punto fuente cuando hay un área terrestre que bloquea todas las direcciones de propagación a la localidad objetivo en un sector direccional de $\alpha \pm \Delta$, donde α es la dirección de la línea geodésica que une al punto fuente y al objetivo, y Δ determina el ancho del sector direccional, considerando

$$\Delta = max\left(5, \arctan\left(\frac{dx/2 + dy/2}{r}\right)\right)$$
(A2.1)

donde dx y dy son la resolución espacial del hindcast, y r es la distancia (a lo largo de la superficie terrestre) entre los puntos fuente y objetivo.

De las particiones espectrales resultantes del reanálisis de simulaciones globales, se *reconstruye el espectro de oleaje* en cada celda. El esquema de partición espectral del WWIII está basado en Hanson y Phillips (2001), implementado según Tracy et al. (2007). A modo de ejemplo, en la Figura A2.2 se observa el espectro bidimensional simulado durante un evento de tormenta en una celda en aguas profundas, extraído de una simulación en el océano aledaño a Chiloé (modelación presentada en el Capítulo 2 de los Resultados). Aquí se pueden diferenciar el oleaje de viento y el oleaje remoto que el modelo interpreta en simultáneo.



Figura A2.2: espectros bidimensionales de oleaje simulados por el modelo WWIII para una localidad de aguas profundas del lado oceánico de la Isla de Chiloé.

El almacenamiento de los espectros bidimensionales completos requiere, sin embargo, un alto costo computacional. Por ello, el modelo preserva, para cada punto de grilla de $0.5^{\circ}x0.5^{\circ}$, globalmente, parámetros espectrales para seis particiones de oleaje: la del oleaje de viento y hasta cinco swells. A partir de ellos, se reconstruye la información espectral completa, preservando la información de direccionalidad. En este método se usan cuatro parámetros, que son altura significativa de ola (*Hs*), período peak (*Tp*), dirección media (θ) y la dispersión espectral (σ) para estas seis particiones { Hs_0 , Tp_0 , θ_0 , σ_0 ,..., Hs_5 , Tp_5 , θ_5 , σ_5 }. Cada partición puede verse como un espectro unimodal con su conjunto de parámetros (cf Figura A2.2), y el espectro multimodal puede ser obtenido mediante la agregación de estos espectros unimodales, siguiendo:

$$E(f,\theta) = \sum_{i=0}^{5} \rho g S_i(f) D_i(\theta) \qquad (A2.2)$$

con ρ la densidad del agua y g la aceleración de la gravedad. $S_i(f)$ y $D_i(\theta)$ son el espectro unidimensional de ola y la distribución direccional para la partición *i*. La Figura A2.2 anterior muestra ejemplos de la evolución temporal de E(f, θ).

El espectro unidimensional $S_i(f)$ se obtuvo siguiendo a Pérez et al. (2014), considerando una distribución espectral de tipo JONSWAP general (JOint North Sea Wave Project, Hasselmann et al., 1973), donde la distribución a lo largo de las frecuencias la determina Tp, según:

$$S(f) = \frac{ag^2}{f^5} exp\left(-\beta \frac{f_p^4}{f^4}\right) \gamma^a \qquad (A2.3)$$

$$a = exp\left[\frac{-(f-f_p)^2}{2f_p^2 \sigma^2}\right] \qquad (A2.4)$$

$$\sigma = \begin{cases} 0,07sif \le f_p\\ 0,09sif > f_p \end{cases} \text{ tipicamente entre } 0,0081 \text{ y } 0,01 \qquad (A2.5)$$

$$\alpha = 0,033 \left(\frac{f_p U_w}{g}\right)^{2/3} \qquad (A2.6)$$

con γ =3,3, β =5/4, U_w la velocidad del viento a 10m de altura, *f* la frecuencia de cada componente de oleaje y f_p la frecuencia peak. Cabe destacar que esta aproximación puede mejorarse si estuvieran disponibles mediciones espectrales de oleaje en la zona de estudio, particularmente en el Pacífico Sudoriental. Sin embargo, los autores del método ESTELA afirman que la modificación del parámetro de realzamiento del peak espectral (γ) tiene un efecto insignificante en el asesoramiento de la energía efectiva del oleaje que arriba a la localidad objetivo.

Respecto de la distribución direccional (θ), se asume una expresión del tipo coseno, siguiendo a Mitsuyasu et al. (1975) o Holthuijsen (2007), entre otros:

$$D(\theta) = A_2 \cos^{2s} \left(\frac{\theta - \alpha}{2}\right) para - 180^\circ < \theta - \alpha < 180^\circ \quad (A2.7)$$

donde θ es la dirección media, y α es la dirección entre el punto fuente y el objetivo. A_2 y s son parámetros que controlan el ancho de la distribución y dependen del parámetro de dispersión espectral:

$$s = \frac{2}{\sigma^2} - 1$$
 (A2.8)
 $A_2 = \frac{\Gamma(s+1)}{\Gamma(s+\frac{1}{2})2\sqrt{\pi}}$ (A2.9)

Finalmente, se aplica un criterio físico para *estimar el flujo efectivo de energía de ola que arriba a la localidad objetivo*. Este criterio está basado en la selección de la fracción de energía espectral que viaja hacia el punto objetivo (siguiendo la trayectoria de grandes círculos) para cada una de las celdas, viajando con la velocidad equivalente a la velocidad de grupo.

La posición del punto fuente respecto a la localidad objetivo se define mediante la distancia r y el ángulo α . La densidad espectral radiada hacia el punto objetivo se determina mediante $E_{(f;r,\alpha,t)}$, es decir, la sección direccional que cruza el espectro $E_{(f,\theta;r,\alpha,t)}$ en la dirección α . Con el fin de no subestimar la importancia de la energía desde lugares distantes, se considera una tasa de decaimiento espacial, μ , relacionada con la disipación viscosa². En aguas profundas, se considera (Dore 1978; Ardhuin et al. 2009; Collard et al. 2009):

$$\mu = 2 \frac{\rho_a}{\rho_w g c_g} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^{5/2} \sqrt{2\nu_a} \quad (A2.10)$$

donde $\rho_a/\rho_w = 0.0013$ es la relación entre la densidad del aire y la del agua, $c_g = \frac{gT}{4\pi}$ es la velocidad de grupo, y v_a es la viscosidad del aire (para una superficie limpia, v_a=1,4 10⁻⁵m²s⁻¹).

El flujo efectivo de energía (F) y el tiempo de propagación (τ) en el tiempo (t) y posición (r, α) se obtienen con

$$F_{(r,\alpha,t)} = \int_0^\infty E_{(f;r,\alpha,t)} e^{-\mu r} c_g df \qquad (A2.11)$$

$$\tau_{(r,\alpha,t)} = r \frac{\int_0^\infty E_{(f;r,\alpha,t)} e^{-\mu r} df}{F_{(r,\alpha,t)}} \qquad (A2.12)$$

El flujo efectivo de energía y el tiempo de propagación para una serie de *N* estados de ola se obtienen como la suma de los flujos efectivos de energía válidos dividido por el número de estados de ola, y con la media ponderada de la velocidad de grupo, respectivamente:

$$F_{(r,\alpha)} = \frac{\sum_{i=1}^{N} F_{(r,\alpha,t_i)}}{N}$$
 (A2.13)

² Los autores aclaran que, con el fin de comparar la importancia relativa de las fuentes lejanas, es posible que sea necesario incluir otros mecanismos de disipación.

$$\tau_{(r,\alpha)} = r \frac{\sum_{i=1}^{N} F_{(r,\alpha,t_i)} \frac{\tau_{(r,\alpha,t_i)}}{r}}{\sum_{i=1}^{N} F_{(r,\alpha,t_i)}}$$
(A2.14)

Con esta información se construyen entonces los mapas de flujo efectivo de energía y de tiempo de arribo de la energía, para cada localidad estudiada.



ANEXO 3: Información sobre datos disponibles de boyas direccionales

Las boyas direccionales instaladas por el SHOA en la costa de Chile midieron información de θ , Hs y Tp cada 3hs, en las zonas y períodos de tiempo indicados en la Tabla A3.1, a continuación:

Tabla A3.1: posición e intervalo de medición de las boyas direccionales instaladas por el SHOA en la costa de Chile.

Estación	Boya	Latitud	Longitud	Intervalo de Medición	Registros
		(promedio)	(promedio)	(DD/MM/YYYY HH UTC)	válidos
Iquique	Triaxys	-20,1482	-70,1476	19/11/2004 00:00 a 9/11/2005 21:00	3652
				29/11/2006 00:00 a 06/02/2008 15:00	
Valparaíso	Triaxys	-32,92 <mark>4</mark> 2	-71,6809	1/06/2000 18:00 a 1/08/2003 18:00	4799
Valparaíso	Watchkeeper	-32,996	-71,8256	30/08/2009 12:00 a 10/10/2010 21:00	3207



ANEXO 4: Tablas de porcentaje de flujo de energía y tiempo de propagación según zonificación del océano.

Tabla A4.1: Porcentaje de flujo de energía según la zonificación propuesta del océano para cada localidad objetivo, presentado mensualmente. Los valores en gris corresponden a las zonas no representadas en la Figura 5.3 por presentar un porcentaje de generación menor al 1%.

IQUIQUE		Mes											
Región	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Sur	45,1	43,7	44,5	49,4	34,3	28,0	30,0	35,6	25,6	39,2	45,6	39,9	
SE	40,5	42,7	47,1	46,4	65,1	71,3	69,5	64,0	73,5	58,1	48,6	47,3	
SW	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,1	0,1	
Ecuatorial	4,2	4,7	3,0	1,4	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,9	1,2	2,6	
NE	9,6	8,3	5,3	2,6	0,4	0,3	0,1	0,1	0,4	1,6	4,4	9,8	
NW	0,5	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	
Norte	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

VALPARAÍSO		Mes										
Región	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sur	51,4	53,3	<mark>5</mark> 3,1	53 <mark>,</mark> 9	35,6	33,5	38,1	43,2	33,2	44,7	53,4	51,2
SE	39,8	38,2	4 <mark>2</mark> ,0	43,8	63,9	<mark>65</mark> ,6	61,2	56,2	65,7	53,6	42,8	40,7
SW	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,4	0,4	0,4	0,6	0,2	0,1	0,1
Ecuatorial	1,8	2,3	0,8	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,8
NE	6,7	5,9	4,0	2,0	0,3	0,4	0,2	0,1	0,4	1,4	3,5	7,0
NW	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Norte	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0

CHILOÉ		Mes										
Región	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sur	66,5	70,1	72,0	77,7	79,2	80,1	76,9	77,5	74,1	76,5	71,6	66,6
SE	29,4	25,9	25,4	21,1	20,4	19,2	22,5	22,0	25,0	22,3	26,2	29,4
SW	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,4	0,3	0,3	0,6	0,2	0,1	0,1
Ecuatorial	0,5	0,8	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
NE	3,3	3,0	2,2	1,0	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,9	2,1	3,6
NW	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Norte	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0

Tabla A4.2: Porcentaje de flujo de energía de ola abarcado según el tiempo límite considerado para la propagación de la energía desde su zona de generación hasta la localidad objetivo, presentado mensualmente.

IQUIQUE						Me	S					
DÍAS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	2,0	2,0	2,1	2,5	4,8	5,0	7,4	6,7	5,8	3,9	2,3	2,2
2	8,9	8,7	9,3	10,0	19,7	23,2	23,9	20,8	24,4	15,3	10,4	9,9
3	18,3	18,5	20,1	22,1	43,5	51,1	45,9	41,5	49,9	30,5	21,8	20,9
4	28,7	28,8	34,0	36,8	61,1	66,9	62,3	56,7	68,2	47,4	33,6	32,7
5	44,7	46,1	52,3	59,2	75,6	76,8	72,1	68,4	79,5	70,5	52,8	47,6
6	66,9	69,8	77,1	83,4	87,1	84,9	82,6	81,3	88,1	88,7	79,2	68,8
7	82,0	84,6	90,3	93,9	93,9	92,5	91,6	90,2	93,2	94,0	91,3	84,6
8	86,7	89,0	92,9	95,7	96,6	96,3	95,4	95,1	95,8	95,6	94,1	88,8
9	91,4	93,2	95, <mark>5</mark>	96,9	97,8	97,7	96,9	96,7	96,7	96,8	96,1	92,4
10	94,6	95,7	97, <mark>6</mark>	97,9	98,6	98,5	97,8	97,8	97,6	98,1	97,9	95,5
11	96,1	96,8	98, <mark>7</mark>	9 <mark>8,7</mark>	99,0	99,0	98,5	98,5	98,4	98,7	98,8	97,2
12	97,2	97,7	99, <mark>4</mark>	9 <mark>9,2</mark>	99,3	99,3	99,1	99,0	99,0	99,1	99,3	98,2
13	98,1	98,4	99, <mark>6</mark>	9 <mark>9,5</mark>	-99,6	99,6	99,5	99,3	99,4	99,4	99,6	98,8
14	98,7	98,9	99, <mark>8</mark>	9 <mark>9,8</mark>	99,8	99,8	99,7	99,6	99,7	99,7	99,7	99,3
15	99,2	99,3	99, <mark>9</mark>	9 <mark>9,9</mark>	99,9	99,9	99,9	99,8	99,9	99,9	99,8	99,5
16	99,5	99,6	99, <mark>9</mark>	9 <mark>9,9</mark>	100,0	100	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,7
17	99,7	99,8	99,9	99, <mark>9</mark>	100,0	100	100	100	100	99,9	99,9	99,8
18	99,8	99,8	99,9	100	100,0	100	100	100	100	100	99,9	99,8
19	99,9	99,9	100	100	100,0	100	100	100	100	100	99,9	99,9
20	99,9	99,9	100	100	100,0	100	100	100	100	100	100	99,9

VALPARA	ÍSO					Λ	Mes					
DÍAS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	4,8	4,6	4,3	5,4	10,3	12,3	10,8	10,5	11,9	7,1	4,2	4,6
2	15,9	15,5	16,8	22,7	44,5	49,0	39,2	33,7	44,3	29,2	16,0	16,3
3	32,4	30,8	35,7	46,0	69,5	66,1	57,1	51,8	66,4	57,5	33,6	31,5
4	58,4	57,6	65,2	76,3	82,5	76,2	71,1	68,1	78,9	81,4	66,5	55,3
5	81,1	83,3	89,9	92,0	88,3	83,9	82,6	79,1	86,1	90,5	87,8	82,1
6	88,0	88,7	93,0	94,6	93,2	91,0	89,9	88,0	91,0	93,7	93,0	89,4
7	89,6	90,1	93,8	95,8	95,7	94,9	93,3	92,6	93,1	95,3	94,6	90,7
8	91,6	92,5	94,9	96,6	97,0	96,6	95,1	95,0	94,6	96,5	95,5	92,2
9	93,8	95,0	96,4	97,5	97,9	97,5	96,5	96,7	96,2	97,3	96,5	94,4
10	95,9	97,0	97,7	98,2	98,6	98,3	97,9	97,8	97,5	97,9	97,7	96,4
11	97,4	98,1	98,8	98,8	99,1	99,0	98,7	98,5	98,5	98,7	98,7	98,0
12	98,3	98,8	99,5	99,3	99,5	99,5	99,3	99,1	99,1	99,2	99,4	98,8
13	98,9	99,2	99, <mark>8</mark>	99,7	99,8	99,7	99,7	99,5	99,5	99,6	99,7	99,4
14	99,3	99,4	99, <mark>9</mark>	99,8	99,9	99,8	99,8	99,7	99,8	99,7	99,8	99,6
15	99,5	99,6	99, <mark>9</mark>	99,9	99,9	99,9	99,8	99,8	99,9	99,9	99,8	99,7
16	99,7	99,7	99, <mark>9</mark>	9 <mark>9,9</mark>	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,8
17	99,7	99,8	99, <mark>9</mark>	9 <mark>9,9</mark>	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,8
18	99,8	99,9	100, <mark>0</mark>	10 <mark>0,0</mark>	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	99,8
19	99,8	99,9	100, <mark>0</mark>	10 <mark>0,</mark> 0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	99,9
20	99,9	99,9	100, <mark>0</mark>	10 <mark>0,0</mark>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9



CHILOÉ						Me	S					
DÍAS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	8,8	7,4	8,6	10,0	14,1	14,2	15,4	15,4	15,7	11,1	7,8	8,2
2	29,1	27,1	29,6	37,4	36,8	36,7	36,7	36,2	40,6	41,8	28,2	26,7
3	62,9	60,3	63,8	70,2	64,2	59,6	61,4	62,0	65,8	75,2	72,4	60,2
4	88,4	89,4	91,7	92,6	87,2	83,0	83,7	81,4	83,9	90,5	91,1	88,9
5	93,5	93,6	95, <mark>3</mark>	95,9	93,5	91,4	91,5	90,2	90,2	94,0	95,0	93,9
6	94,8	95,0	96, <mark>3</mark>	97,1	95,8	95,4	94,4	94,2	92,4	95,7	96,5	95,1
7	95,6	95,6	96, <mark>9</mark>	97,7	97,1	96,9	95,9	96,2	94,4	97,1	97,2	95,7
8	95,8	95,9	97, <mark>1</mark>	9 <mark>8,1</mark>	98,1	97,8	97,3	97,5	96,2	97,8	97,5	95,9
9	96,6	97,2	97, <mark>7</mark>	9 <mark>8,5</mark>	98,7	98,6	98,4	98,4	97,8	98,3	97,6	96,7
10	97,7	98,4	98, <mark>5</mark>	9 <mark>9,0</mark>	99,2	99,1	99,1	99,0	98,7	98,7	98,3	98,0
11	98,6	99,1	99, <mark>2</mark>	9 <mark>9,4</mark>	99,6	99,5	99,5	99,5	99,3	99,0	99,1	98,9
12	99,2	99,5	99, <mark>7</mark>	9 <mark>9,6</mark>	99,8	99,8	99,8	99,7	99,6	99,5	99,6	99,5
13	99,5	99,7	99, <mark>9</mark>	9 <mark>9,8</mark>	99,8	99,8	99,8	99,8	99,7	99,7	99,8	99,7
14	99,7	99,7	99,9	99,9	99,9	99, <mark>8</mark>	99,8	99,8	99,8	99,8	99,9	99,8
15	99,7	99,8	100,0	99,9	99,9	<mark>99,</mark> 8	99,8	99,9	99,9	99,9	99,9	99,8
16	99,8	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9
17	99,8	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9
18	99,8	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9
19	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9
20	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	<u>99,</u> 9