



Memoria del proyecto para optar al Título de
Ingeniero Civil Oceánico

INFLUENCIA DEL MODO ANULAR AUSTRAL SOBRE EL OLEAJE INCIDENTE EN LAS COSTAS DE CHILE.

Marcelo Andrés Godoy Apablaza

Junio 2018

APROBACIÓN

INFLUENCIA DEL MODO ANULAR AUSTRAL SOBRE EL OLEAJE INCIDENTE EN LAS COSTAS DE CHILE.

Marcelo Andrés Godoy Apablaza

COMISIÓN REVISORA

NOTA

FIRMA

Dra. Catalina Aguirre Galaz
Profesora guía

Claudia Pincheira Araya
Meteoróloga SERVIMET

Mauricio Molina Pereira
Ingeniero Civil Oceánico

DECLARACIÓN

Este trabajo, o alguna de sus partes, no ha sido presentado anteriormente en la Universidad de Valparaíso, institución universitaria chilena o extranjera u organismo de carácter estatal, para evaluación, comercialización u otros propósitos. Salvo las referencias citadas en el texto, confirmo que el contenido intelectual de este Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

La Universidad de Valparaíso reconoce expresamente la propiedad intelectual del autor sobre esta Memoria de Titulación. Sin embargo, en caso de ser sometida a evaluación para los propósitos de obtención del Título Profesional de Ingeniero Civil Oceánico, el autor renuncia a los derechos legales sobre la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos.

Marcelo Godoy Apablaza

Catalina Aguirre Galaz

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mis sinceros agradecimientos a:

Mis padres Andrea y Marcelo por su amor incondicional y su constante esfuerzo por nuestra familia, por creer en mí en todo momento, y por todo lo que han hecho para hacer de mi cada día alguien mejor. Espero hacerlos sentir orgullosos.

Gracias a mis hermanos, Diego, Yoshua y Martina por acompañarme siempre en cada etapa de este viaje y por poder tenerlos cerca.

Gracias a mi novia Vanessa por mantener siempre su alegría y apoyarme durante toda mi carrera, por inspirarme a ser alguien mejor y ser una gran compañera de vida.

Gracias a mi profesora guía Catalina Aguirre quien en todo momento tuvo la mejor disposición a mis preguntas, por su dedicación, tiempo y por compartir conmigo su pasión por la investigación. Sin duda este trabajo y gran parte de lo que he aprendido ha sido exitoso gracias a ella. Siempre le estaré agradecido.

Finalmente gracias a todas las personas que de una u otra manera han colaborado con la realización de esta memoria, especialmente a quienes que con sus comentarios o sugerencias han mejorado este trabajo.

Con todo mi amor y cariño a mis padres y hermanos.

Lo único imposible es aquello que no intentas.

CONTENIDOS

RESUMEN.....	.xii
ABSTRACT.....	xiii
1 INTRODUCCIÓN.....	1
2 OBJETIVOS Y ALCANCES.....	3
3 FUNDAMENTO TEÓRICO.....	5
3.1 ANTECEDENTES GENERALES	5
3.2 ANTECEDENTES DEL MODO ANULAR AUSTRAL.....	6
3.3 CARACTERIZACIÓN DEL MODO ANULAR AUSTRAL.....	9
3.4 RELACIÓN ENTRE EL MODO ANULAR AUSTRAL Y LOS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS DEL HEMISFERIO SUR	11
3.5 RELACIÓN ENTRE EL MODO ANULAR AUSTRAL Y EL CLIMA DE OLEAJE DEL HEMISFERIO SUR	13
4 METODOLOGÍA.....	17
4.1 FUENTES DE INFORMACIÓN.....	17
4.2 PROCESAMIENTOS DE LOS DATOS.....	20
5 RESULTADOS	25
5.1 ÍNDICE SAM	25
5.2 CLIMATOLOGÍAS.....	26
5.2.1 PARAMETROS ATMOSFÉRICOS.....	27
5.2.2 PARAMETROS DE RESUMEN.....	27
5.2.3 ESPECTROS DE OLEAJE.....	30
5.3 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN ESTACIONAL.....	31
5.3.1 PARAMETROS ATMOSFÉRICOS.....	31
5.3.2 PARAMETROS DE RESUMEN.....	32
5.4 POTENCIA DEL OLEAJE	34
5.5 ANÁLISIS DE COMPUESTO	36
5.5.1 PARAMETROS ATMOSFÉRICOS.....	36
5.5.2 PARAMETROS DE RESUMEN.....	38
5.5.3 DATOS ESPECTRALES.....	42
5.6 CLIMA EXTREMO.....	44
5.6.1 RESULTADOS DISTRIBUCIÓN GEV	44

5.6.2	ANÁLISIS DE COMPUESTO DISTRIBUCIÓN GEV.	45
5.6.3	DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD FRENTE A LAS COSTAS DE CHILE.....	49
5.6.4	TRAYECTORIAS DE CICLONES EXTRATROPICALES DEL HEMISFERIO SUR.....	51
6	DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES.	54
7	CONCLUSIONES.....	56
8	REFERENCIAS.....	59
9	ANEXOS.....	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 3-1. Ubicación geográfica de alguno de los indicadores climáticos más estudiados	5
Figura 3-2. El Mapa muestran el mar de Amundsen-Bellingshausen en la región del Océano Austral. Las ubicaciones de los mares Bellingshausen, Amundsen y Ross están marcados, así como la barrera de hielo de Ross, las regiones de Ellsworth Land y Marie Byrd Land, West Antarctica, y la Península Antártica	6
Figura 3-3. Valores estacionales del índice SAM desarrollado por Marshall (2003). La curva negra muestra las variaciones decenales	9
Figura 3-4. Esquema explicativo en las fases opuestas del SAM. En colores se muestran las anomalías de presión a nivel medio del mar y con flechas se representa el fortalecimiento o debilitamiento en los vientos superficiales	10
Figura 3-5. Análisis de compuesto en la densidad de ciclones considerando la diferencia entre las fases positivas, negativas y neutras del SAM. Los valores estadísticamente significativos con un 90% de confianza están limitados por líneas negras	13
Figura 3-6. Mapas de correlación estacional hs con el Índice SAM para verano (DJF); Otoño (MAM); Invierno (JJA) y Primavera (SON). La correlación significativa positiva o negativa (con 95% del nivel de confianza) están limitadas por una línea negra sólida	15
Figura 3-7. Correlación entre las anomalías mensuales de hs y el índice SAM. Las áreas sombreadas indica una correlación significativa con un 95% de nivel de confianza	15
Figura 4-1. La salida de los datos espectrales frente a la costa de Chile aparece indicada con cuadrados azules, mientras que los puntos extraídos frente a la costa aparecen con círculos rojos	18
Figura 4-2. Ejemplo de salida de Hs [m] para los datos de altimetría satelital frente a la costa de Chile	19
Figura 4-3. Valores mensuales del índice SAM, calculado utilizando presión a nivel medio del mar NCEP CFSR	20
Figura 4-4. Ilustración de (a) los parámetros del ciclón y (b) determinación del radio	24
Figura 5-1. Correlación del índice SAM calculado utilizando NCEP CFSR y Marshall (2003)	26
Figura 5-2. Correlación de la PNM zonal a los 40° y 65°S en los datos derivados del índice SAM calculado utilizando NCEP CFSR y Marshall (2003)	26
Figura 5-3. Climatología de la PNM utilizando NCAR CFSR 1979-2010	27
Figura 5-4. Climatología del viento superficial utilizando NCAR CFSR 1979-2010	27
Figura 5-5. Climatología estacional de hs para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando RADS (superior) y "CAWCR WAVE HINDCAST" (inferior). Los vectores muestran la dm del oleaje en cada estación	28
Figura 5-6. Climatología estacional de Tm (superior), Tp (inferior) para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando "CAWCR WAVE HINDCAST" 29	29

Figura 5-7. Climatología estacional Espectro latitud 30°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”	30
Figura 5-8. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales de PNM y el índice SAM. Correlación positiva o negativa (con un 95% de confianza)	31
Figura 5-9. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales del viento superficial y el índice SAM. Correlación positiva o negativa (con un 95% de confianza)...	31
Figura 5-10. Mapa de correlación entre las anomalías mensuales (384 meses) de hs (superior), Tm (inferior) con el índice SAM. Se muestran las áreas con una correlación de un 95% de confianza	32
Figura 5-11. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales de hs y el índice SAM. base de datos RADS (superior), “CAWCR WAVE HINDCAST” (inferior). Se muestran las áreas con una correlación positiva de un 95% de confianza	33
Figura 5-12. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales de Tm (superior), Tp (inferior) y el índice SAM. utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”. Se muestran las áreas con una correlación positiva de un 95% de confianza	34
Figura 5-13. Mapa Potencia del oleaje para las fases opuestas del índice SAM. Potencia calculada utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior)	35
Figura 5-14. Variación porcentual en la potencia del oleaje entre las fases opuestas del SAM	36
Figura 5-15. Mapa análisis de compuestos estacional en las anomalías de PNM para Verano (DEF); Otoño (MAM); Invierno (JJA); Primavera (SON). Anomalías de PNM para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior)	37
Figura 5-16. Mapa análisis de compuestos estacional en las anomalías del viento superficial para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior)	37
Figura 5-17. Mapa análisis de compuesto estacional en las anomalías de hs para las fases opuestas del índice SAM. Anomalías de hs calculadas utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior)	39
Figura 5-18. Mapa análisis de compuesto estacional en las anomalías de Tm para las fases opuestas del índice SAM. Anomalías de Tm calculadas utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior)	40
Figura 5-19. Mapa análisis de compuesto estacional en las anomalías de Tp para las fases opuestas del índice SAM. Anomalías de Tp calculadas utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior)	41
Figura 5-20. Análisis de compuesto espectral (m ²) latitud 30°S para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha)	43

Figura 5-21. Distribución estacional parámetro de localización (μ_0) del ajuste GEV en la altura de olas extremas obtenido de CSIRO “CAWCR WAVE HINDCAST”	45
Figura 5-22. Distribución estacional parámetro de escala (σ_0) del ajuste GEV en la altura de olas extremas obtenido de CSIRO “CAWCR WAVE HINDCAST”	45
Figura 5-23. Parámetro de localización (μ_0) para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (superior) y menor al 20% (inferior) del índice SAM	46
Figura 5-24. Análisis de compuesto en la variación porcentual en los extremos estacionales de la altura de olas extremas para el parámetro de localización (μ_0)	47
Figura 5-25. Parámetro de escala (σ_0) para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (superior) y menor al 20% (inferior) del índice.....	48
Figura 5-26. Análisis de compuesto en la variación porcentual en los extremos estacionales de la altura de olas extremas para el parámetro de escala (σ_0)	49
Figura 5-27. Función de probabilidad de altura significativa frente a Chile central. Valor P entre las fases opuestas del SAM para la serie cada 3 horas (Ps1) y la serie con los máximos mensuales (Ps2)	50
Figura 5-28. Climatología con la densidad de los sistemas (número promedio de sistemas encontrados por análisis en un área de 10^3 (grados latitud) ²) presentes sobre el hemisferio sur.	52
Figura 5-29. Mapa con la densidad de los sistemas (número promedio de sistemas encontrados por análisis en un área de 10^3 (grados latitud) ²) para los meses de invierno. A) periodo en que el índice SAM es mayor al 80%, B) menor al 20%	53
Figura 5-30. Diferencia entre las fases opuestas del SAM (SAM positivo-SAM negativo).53	
Figura 9-1. Climatología estacional Espectro latitud 10°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”	65
Figura 9-2. Climatología estacional Espectro latitud 20°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”	66
Figura 9-3. Climatología estacional Espectro latitud 40°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”	67
Figura 9-4. Climatología estacional Espectro latitud 50°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”	68
Figura 9-5. Análisis de compuesto estacional en las anomalías de hs para las fases opuestas del índice SAM para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Izquierda) y menor al 20% (Derecha).....	69
Figura 9-6. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud 10°S para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (Izquierda) y menor al 20% (derecha)	70
Figura 9-7. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud 20°S para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (Izquierda) y menor al 20% (derecha)	71
Figura 9-8. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud 40°S para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (Izquierda) y menor al 20% (derecha)	72

Figura 9-9. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud $50^\circ S$ para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha)73

Figura 9-10 Función de probabilidad de altura significativa frente al norte de Chile. Valor P entre las fases opuestas del SAM para la serie cada 3 horas (Ps1) y la serie con los máximos mensuales (Ps2)74

Figura 9-11. Función de probabilidad de altura significativa frente al sur de Chile. Valor P entre las fases opuestas del SAM para la serie cada 3 horas (Ps1) y la serie con los máximos mensuales (Ps2)75

LISTA DE TABLAS

Tabla 7-1: RESUMEN.....56

RESUMEN

En este trabajo se analizan los impactos de la oscilación climática del Modo Anular Austral (SAM) sobre el clima de oleaje incidente en las costas de Chile. El SAM es el modo dominante de la variabilidad atmosférica entre latitudes extratropicales y altas del hemisferio sur. Los cambios en él, afectan la fuerza y posición en el cinturón de los vientos del Oeste, junto con la trayectoria de las tormentas y la densidad de los sistemas ciclónicos sobre el hemisferio sur. Los vientos del Oeste constituyen un importante sistema de circulación global que domina la dinámica del clima a latitudes medias y corresponden a la principal área de generación del oleaje que se propaga hasta las costas de Chile. Para el desarrollo de este estudio se utilizaron datos derivados de Altimetría satelital (RADS), datos espectrales y parámetros de resumen de la base de datos "CAWCR Wave hindcast 1979-2010" desarrollada por la oficina australiana de meteorología y CSIRO. Se estudió la influencia del SAM sobre la variabilidad del oleaje en el hemisferio sur, con un énfasis regional y estacional, con especial atención en las costas de Chile, utilizando herramientas estadísticas como análisis de correlación y análisis de compuesto entre el índice SAM y las anomalías en los campos atmosféricos superficiales, parámetros de resumen del oleaje y datos espectrales. Además, se presenta un análisis de la variabilidad espacial y temporal de las alturas significativas máximas de las olas a nivel mensual utilizando un modelo estadístico basado en la distribución de valores extremos (GEV). Finalmente, se presenta un análisis entre el SAM y la distribución espacial de los sistemas ciclónicos presentes sobre el hemisferio sur, utilizando el software cyclone tracking scheme desarrollado por Murray y Simmonds (1991 y documentos posteriores) de la universidad de Melbourne.

Los resultados del análisis de correlación muestran una relación significativa y además positiva entre las anomalías mensuales de la altura significativa y el índice SAM, particularmente durante los meses de invierno y primavera. Esta correlación se asocia con un aumento de la altura y período del oleaje de mar de fondo (swell) en el océano Pacífico, extendiéndose hacia latitudes medias y bajas, e incluso hacia el hemisferio norte debido a la propagación del oleaje. El análisis de compuesto en las anomalías de altura significativa confirma que existe una fuerte relación en ambas fases del SAM. Los resultados muestran que la altura de ola significativa aumenta progresivamente con una fuerte variación latitudinal hacia el extremo sur del país, debido a la intensificación en las tormentas y el fortalecimiento en los vientos del Oeste hacia el sur. Durante la fase positiva existe un incremento superior a los 80 [cm] en promedio en el océano Austral, mientras que para las costas de Chile central la influencia de la señal promedio es del orden de los 40 a 60 [cm]. Por el contrario, durante la fase negativa existe una disminución en promedio a 20-40 [cm] de las alturas significativas. Lo cual es consistente con el aumento en el gradiente de presión hacia altas latitudes y el debilitamiento en los vientos del Oeste.

La potencia del oleaje frente a Chile central es en promedio 100 a 120 [kW/m] durante una fase positiva del SAM, mientras que en la zona sur la potencia del oleaje es de aproximadamente 140 a 170 [kW/m]. Por otra parte, durante las fases negativas del SAM el flujo de energía disminuye considerablemente en magnitud, presentando una energía promedio entre 40 a 80 [kW/m] frente a Chile central, mientras que, en la zona sur se observan valores entorno a los 80 a 100 [kW/m]. Estas diferencias entre ambas fases del

SAM permiten explicar cerca de un 30 - 40% de la variabilidad interanual en la potencia frente a la costa de Chile central, mientras que en la zona sur hasta un 60% durante invierno.

Un análisis de compuesto de los datos espectrales del oleaje (un punto frente a las costas de Perú y otros cuatro frente a las costas de Chile) revela que el SAM influye sobre la energía del oleaje de mar de fondo que proviene del Suroeste, como también lo hace sobre el oleaje generado por el viento local.

Los resultados del análisis de clima extremo, revelan que el promedio en la altura de ola significativa extrema aumenta progresivamente hacia altas latitudes, encontrando valores promedios durante todo el año. Durante el verano, esta altura de ola es ligeramente menor a los 7 [m], mientras que en el resto del año supera los 8 [m] en altas latitudes. El SAM en el océano Austral puede explicar durante los meses de verano e invierno austral diferencias de un 10% en la altura de ola significativa extrema frente a las costas de Chile central y entre un 10% a un 20% al sur de los 50°S en todas las estaciones.

ABSTRACT

This paper analyzes the impacts of the climate oscillation of Southern Annular Mode (SAM) on the wave climate incident on the coasts of Chile. SAM is the dominant mode of atmospheric variability between extratropical and high latitudes of the southern hemisphere. Changes in it affect the strength and position in the belt of the West winds, along with the trajectory of storms and the density of cyclonic systems over the southern hemisphere. West winds constitute an important system of global circulation who dominates the climate dynamics at middle latitudes and correspond to the main wave generation area that spreads to the coasts of Chile.

For this study's development, data derived from Satellite Altimetry (RADS), spectral data and summary parameters of the database "CAWCR Wave hindcast 1979-2010" developed by the Australian Bureau of Meteorology and CSIRO were used. The influence of the SAM on the variability of weather in the southern hemisphere was studied, with emphasis on regional and seasonal, with special attention on the coasts of Chile, using statistical tools such as correlation analysis and composite analysis between the SAM index and anomalies in surface atmospheric fields, wave summary parameters and spectral data. In addition, an analysis of the spatial and temporal variability of the maximum significant wave heights at monthly level is presented using a statistical model based on the distribution of extreme values (GEV). Finally, an analysis is presented between the SAM and the spatial distribution of the cyclonic systems present in the southern hemisphere, using the automatic cyclone tracking scheme developed by Murray and Simmonds (1991, and subsequent papers) of the University of Melbourne.

The results of the correlation analysis show a significant and positive relationship between the monthly anomalies of the significant height and the SAM index, particularly during the winter and spring months. This correlation is associated with an increase in swell wave heights and period in the Pacific Ocean, extending even towards mid and low latitudes, even towards the northern hemisphere due to wave propagation. The Composite Analysis in the anomalies of significant height confirms that there is a strong relationship in both phases of the SAM. The results show that the significant wave height increases progressively with a strong latitudinal variation towards higher latitudes, due to the

intensification in the storms and the strengthening in the winds from the west to the south. During the positive phase there is an increase of more than 80 [cm] on average in the Southern Ocean, while for the central coasts of Chile the influence of the average signal is of the order of 40 to 60 [cm]. On the other hand, during the negative phase there is a decrease on average to 20-40 [cm] of the significant heights. This is consistent with the increase in the pressure gradient towards high latitudes and the weakening of the western winds. The wave power facing central Chile is on average 100 to 120 [kW/m] during a positive phase of the SAM, while in the south zone the wave power is approximately 140 to 170 [kW/m]. On the other hand, during the negative phases of the SAM the flow of energy decreases considerably in magnitude, presenting an average energy between 40 to 80 [kW/m] facing central Chile, meanwhile, in the southern zone, values go around 80 a 100 [kW/m]. These differences between the two phases of the SAM allow 30-40% of the interannual variability in the power off the coast of central Chile, while in the southern zone up to 60% during winter.

A composite analysis of the wave's spectral data (one point off the coast of Peru and another four off the coast of Chile) reveals that the SAM influences the wave energy of the bottom sea coming from the Southwest, as it does over the waves generated by the local wind.

The results of the extreme climate analysis reveal that the average intensity in the wave height significantly increases progressively towards high latitudes, finding intense average values throughout the year. During the summer, the significant wave height extreme is slightly less than 7 [m], while in the rest of the year it exceeds 8 [m] at high latitudes. The SAM in the Southern Ocean can explain during the summer and southern winter months' differences of 10% in the significant wave height extreme off the coasts of central Chile and between 10% to 20% south of the 50° S in all seasons.

1 INTRODUCCIÓN

El Modo Anular Austral (Limpasuvan & Hartmann, 1999), también conocido como Modo de Alta Latitud (Rogers & van Loon, 1982) y Oscilación Antártica (Gong & Wang, 1999), (SAM en adelante, por sus siglas en inglés), es el patrón predominante en las variaciones de la circulación atmosférica en toda la troposfera del hemisferio sur. El SAM es de carácter barotrópico, zonalmente simétrico y con signos opuestos en las anomalías de altura geopotencial sobre la Antártida y una banda centrada cerca de los 45°S de latitud (Thompson & Wallace, 2000; Gillet et al., 2006). Este modo de oscilación climática se revela en la naturaleza en variados campos atmosféricos, como por ejemplo la presión a nivel del mar, altura geopotencial, temperatura del aire, viento superficial (Gong & Wang, 1999; Kidson, 1999; Limpasuvan & Hartmann, 1999; Thompson & Wallace, 2000; Mo, 2000), siendo evidente su influencia sobre la precipitación (Silvestri & Vera, 2003; Gillet et al., 2006), posición de la trayectoria de las tormentas (Brahmananda Rao et al., 2003; Reboita et al., 2009), temperatura sobre la Antártida (Marshall, 2007), los sistemas ciclónicos presentes sobre el hemisferio sur (Carvalho et al., 2005; Reboita et al., 2009) y la variabilidad del hielo marino (Hall & Visbeck, 2002; Pezza et al., 2012). Esta oscilación climática describe un intercambio de masa atmosférica entre latitudes medias y altas del hemisferio sur (Gong & Wang, 1999). Así, los cambios en la fase del SAM, afectan la fuerza, posición y ancho del cinturón de los vientos del Oeste que circulan sobre el océano Austral. Los vientos del Oeste constituyen un importante sistema de circulación global que domina la dinámica del clima a latitudes medias y corresponden a la principal área de generación del oleaje que se propaga hasta las costas de Chile. Estudios demuestran que las variaciones en los vientos superficiales del hemisferio sur que fuerzan la propagación del oleaje de mar de fondo y las olas de tormenta (entre otros sistemas meteorológicos que varían en el espacio y tiempo), están dominadas por los cambios en la circulación atmosférica impulsados por el SAM (Hemer et al., 2010; Izaguirre et al., 2011). Esta oscilación climática se encuentra caracterizada por fases positivas y negativas, las cuales pueden durar desde semanas a meses. Durante la fase positiva (negativa) las anomalías de presión atmosférica sobre la Antártida son negativas (positivas), mientras que en latitudes medias las anomalías son positivas (negativas), provocando el desplazamiento hacia el sur (norte) del cinturón de vientos del Oeste y de la trayectoria de las tormentas extratropicales del hemisferio sur, fortaleciendo el vórtice circumpolar antártico (Gong & Wang, 1999; Kidson, 1999; Limpasuvan & Hartmann, 1999; Thompson & Wallace, 2000; Marshall, 2003; Thompson et al., 2011). De este modo la fase positiva (negativa) se encuentra asociada a una mayor (menor) densidad de tormentas alrededor de la Antártida.

Estudios revelan que el SAM contribuye a la variabilidad climática en la circulación del hemisferio sur, a escalas de tiempo de baja frecuencia (intraestacional e interanual) (Kidson, 1999) junto con escalas de tiempo de altas frecuencias (Baldwin, 2001), siendo probable que provoque la variabilidad a gran escala del océano Austral a través de la transferencia de fricción en la interface océano-atmósfera (Hall & Visbeck, 2002). Simmonds y Keay (2000b) identificaron la influencia del SAM en el cinturón de los vientos del Oeste, debido a la intensificación del cinturón de tormenta y a la densidad de los sistemas ciclónicos en el océano Austral, demostrando que el oleaje generado en el océano Antártico durante intensos ciclones extratropicales, muestran una fuerte correlación positiva con el SAM. Sterl y Caires (2005) describieron las tendencias en el

clima de olas del hemisferio sur, indicando que un 15% de la variabilidad del oleaje global se debe al oleaje swell que se propaga desde la región de generación del hemisferio sur, donde el aumento de la altura de ola significativa se debe a la intensificación de las tormentas. Hemer et al., (2010) relacionó el SAM con la variabilidad interanual en el clima de oleaje direccional del hemisferio sur, encontrando una fuerte correlación entre la altura de ola significativa en el océano Austral y el SAM, particularmente durante los meses de otoño e invierno, destacando la importancia que tiene el SAM sobre la variabilidad direccional del flujo de energía de las olas del océano Austral, responsables del transporte de arena a lo largo de los márgenes costeros del hemisferio sur, particularmente para el sur y oeste del continente australiano. Hemer et al., (2011) describió el clima de las olas en la región del Pacífico Sur con el fin de mejorar la comprensión de los modos dominantes en la variabilidad estacional e interanual y los posibles cambios a gran escala en el clima de las olas bajo escenarios de cambio climático futuros, debido a las repercusiones potenciales en el entorno costero. Confirmando que existe una fuerte correlación positiva entre las componentes direccionales del flujo de energía y el índice SAM sobre la mayor parte del sudeste del océano Pacífico debido a la intensificación de las tormentas extratropicales en el hemisferio sur.

En los últimos años los estudios para comprender la variabilidad espacial y temporal del clima de las olas en el hemisferio sur ha experimentado un notable interés debido a los impactos globales del cambio climático y las tendencias en los eventos extremos presentes en el hemisferio sur (CEPAL, 2015; Hemer et al., 2011). Sin embargo, los estudios más relevantes que cuantifican el efecto de la variabilidad en el oleaje debido a la existencia del SAM son escasos y recientes. En la literatura, los estudios globales sobre las proyecciones a gran escala en el clima de las olas se centran principalmente en condiciones medias de oleaje (Hemer et al., 2013a), o en valores de percentil alto con bajos periodos de retorno (Hemer et al., 2013a, 2013b), siendo muy escasos los estudios que han puesto su atención en la altura de ola significativa extremas, debido a la presencia del SAM (Izaguirre et al., 2011). En un contexto de cambio climático, los cambios futuros en el clima de las olas bajo los incrementos proyectados en la intensidad de las tormentas del océano Austral, son un factor clave para las áreas de la ingeniería en Chile y su variabilidad debe ser considerada al momento de planificar, gestionar, desarrollar, diseñar o proteger las actividades costeras. Estudios afirman que existen pruebas sobre los cambios en la circulación atmosférica a gran escala, encontrando una tendencia significativa hacia la fase positiva del SAM (Thompson & Wallace, 2000; Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003) debido principalmente a causas antropogénicas como la disminución o agotamiento del ozono estratosférico y el aumento del CO_2 (Thompson & Wallace, 2000; Thompson & Solomon, 2002; Gillett et al., 2006; Thompson et al., 2011). Por todo lo anteriormente mencionado el objetivo principal de este trabajo es determinar la influencia del SAM sobre el oleaje que impacta en la costa de Chile, con un énfasis regional y estacional.

2 OBJETIVOS Y ALCANCES

OBJETIVO GENERAL

Determinar la influencia del Modo Anular Austral en la variabilidad interanual del oleaje incidente en la costa de Chile.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar la variabilidad de los distintos parámetros del oleaje en Chile que es influenciada por el Modo Anular Austral de forma estacional.
- Cuantificar los efectos de Modo Anular Austral en la variabilidad del oleaje medio en la costa de Chile.
- Cuantificar los efectos del Modo Anular Austral en la variabilidad del oleaje extremo en las costas de Chile.

HIPÓTESIS

Dado que los cambios en la circulación atmosférica del hemisferio sur, impulsados por las distintas fases del Modo Anular Austral, afectan la fuerza y posición del cinturón de los vientos del Oeste que circulan sobre el océano Austral, se espera una influencia significativa de este modo climático sobre el oleaje que se propaga hasta las costas de Chile.

ALCANCES DE LA INVESTIGACIÓN:

El SAM juega un papel fundamental en la variabilidad climática del hemisferio sur, al describir el movimiento meridional del cinturón de viento del Oeste que circulan sobre el océano Austral, rodeando la Antártida. Sobre los océanos los cambios en la presión superficial inducen cambios importantes en la velocidad del viento y en las ondas de gravedad superficial, provocando cambios importantes en la principal área de generación del oleaje que se propaga como mar de fondo hasta las costas de Chile. Sin embargo, son escasos los estudios que han abordado la relación entre el SAM y el clima de olas. Este trabajo pretende dar un primer paso en la investigación al abordar las brechas identificadas en el conocimiento de esta oscilación climática, predominante en el hemisferio sur, buscando determinar su influencia a gran escala, con un énfasis regional y estacional sobre el clima medio y extremo del oleaje, enfocado especialmente en las costas de Chile.

Respecto a los alcances, en esta investigación se utilizaron los datos derivados de Altimetros satelitales y el uso de modelos de hindcast y reanálisis atmosféricos para investigar la forma en que la atmósfera y el océano interactúan con el clima de las olas según las fases opuestas de esta oscilación climática, centrado en los cambios que se han producido durante las últimas décadas a partir de 1979. En este trabajo se calculó un índice SAM utilizando la definición numérica propuesta por Gong y Wang (1999) a partir de los promedios mensuales de la presión a nivel medio del mar del reanálisis que forzó el modelo de olas. Además, se proporciona una nueva estimación del potencial energético de las olas frente a las costas de Chile incorporando la presencia de esta oscilación climática. Finalmente se explora la asociación entre las fases opuestas del SAM y la respuesta de los sistemas ciclónicos presentes en el hemisferio sur.

Las limitaciones, están relacionadas con la calidad, duración y resolución de los datos, que permitan caracterizar la actividad histórica de las olas y los eventos extremos presentes en el hemisferio sur, ya que por desgracia poco se sabe sobre los cambios en el clima de las olas frente a las costas de Chile debido a la baja densidad de registros y una adecuada cronología y resolución de muestreo que permitan abordar estos cambios. Si bien es cierto, los altímetros satelitales proporcionan una excelente cobertura espacial poseen una baja cobertura temporal en casi cualquier lugar, proporcionando un número muy limitado de variables observadas. Por lo que los reanálisis atmosféricos y modelos de olas son una fuente útil de datos debido a su capacidad de reproducir estimaciones con una alta resolución espacial y temporal con un mayor número de variables. Sin embargo, estas simulaciones son generalmente incapaces de resolver con precisión los efectos regionales de aguas poco profundas como la refracción de las olas, la disipación debida a la fricción y la rotura inducida por la profundidad, tendiendo a producir anomalías subestimadas o sobreestimadas de las variables climáticas.

3 FUNDAMENTO TEÓRICO

3.1 ANTECEDENTES GENERALES

En los últimos cien años, los científicos han prestado mucha atención a los cambios en las dinámicas y el estado de la circulación atmosférica. Los primeros índices climáticos fueron definidos hace aproximadamente un siglo, gracias al estudio exhaustivo de tres oscilaciones climáticas encontradas entre 1920 y 1930 por el reconocido meteorólogo Británico Sir Gilbert Walker, quien describió la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés), la Oscilación del Pacífico Norte (NPO, por sus siglas en inglés) y a la Oscilación del Sur-El Niño (ENSO, por sus siglas en inglés). Desde entonces los índices climáticos han sido ampliamente estudiados para describir el estado y los cambios en el clima actual, siendo de gran ayuda al momento de realizar análisis estadísticos, comparaciones entre series de tiempo, identificar sus tendencias y valores extremos, permitiendo entender de mejor manera sus efectos sobre el clima regional. Los estudios sobre el clima suelen considerar mediciones o predicciones en variados campos atmosféricos, durante largos períodos de tiempo. Por lo que actualmente existe una amplia variedad de indicadores climáticos ya que cada uno de ellos describe solo ciertos aspectos del clima mundial, el cual presenta diversos modos de variabilidad a gran escala. La Figura 3-1 muestra la ubicación geográfica de alguno de los indicadores climáticos más estudiados, identificando las regiones en las que estos patrones son predominantes.

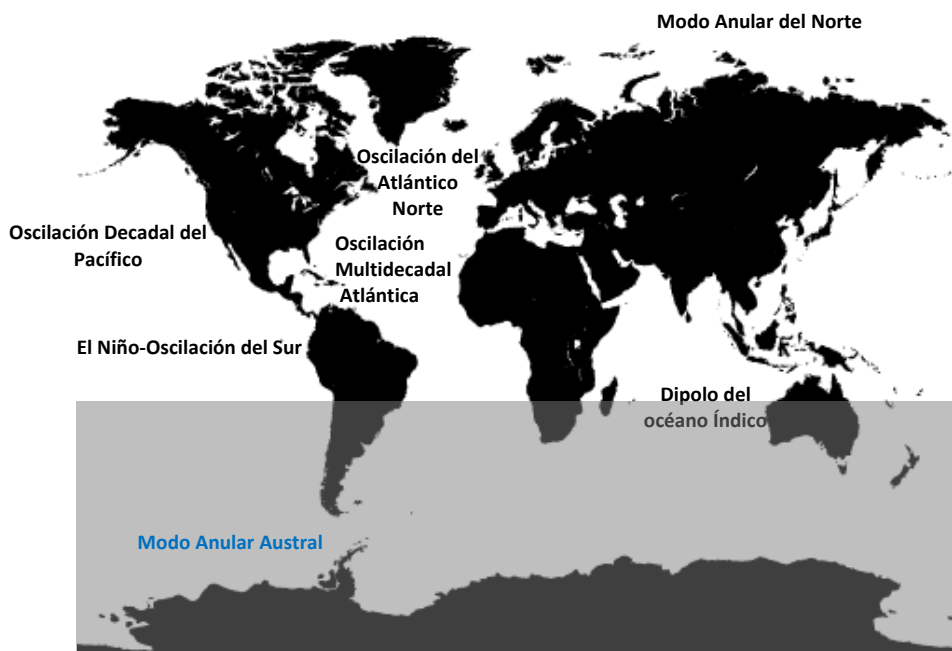


Figura 3-1. Ubicación geográfica de alguno de los indicadores climáticos más estudiados (Fuente: Elaboración propia).

3.2 ANTECEDENTES DEL MODO ANULAR AUSTRAL.

En ambos hemisferios, desde latitudes medias a altas, las variaciones en la tropósfera están dominadas por una fuerte estructura simétrica o anular. En el hemisferio norte, se conoce como Oscilación Ártica (AO, Thompson & Wallace, 2000) o Modo Anular del Norte (Limpasuvan & Hartmann, 1999), mientras que, en el hemisferio sur, como Oscilación Antártica (Gong & Wang, 1999) o Modo Anular Austral (SAM, Limpasuvan & Hartmann, 1999). El índice AO representa el estado de la circulación atmosférica sobre el Ártico a través de las variaciones no estacionales de la presión media a nivel del mar al norte de los 20°N, caracterizado por anomalías de presión de signos opuestos entre el Ártico y anomalías centradas sobre los 37° - 45°N. El SAM representa el homólogo de la AO en el hemisferio sur. Caracterizado por anomalías de presión de signos opuestos sobre la Antártida y una banda centrada sobre los 40° - 65°S. Si bien este modo interno de la variabilidad atmosférica existe en altas latitudes de ambos hemisferios, la simetría zonal es particularmente evidente en el hemisferio sur, donde el océano Austral proporciona un área longitudinalmente ininterrumpida con escasas masas de tierras que puedan romper esta simetría. Sin embargo, la escasez de datos y la dificultad para obtenerlos fue el gran inconveniente para describir esta nueva oscilación atmosférica. Estudios recientes han demostrado que efectivamente el mar de Amundsen–Bellingshausen (Figura 3-2) es una zona climatológica con un gran número de sistemas de baja presión, mayor que en cualquier otro lugar del hemisferio sur, donde la circulación en esta región está fuertemente influenciada por los patrones a gran escala de la variabilidad atmosférica, SAM y ENOS (Hosking et al., 2013).

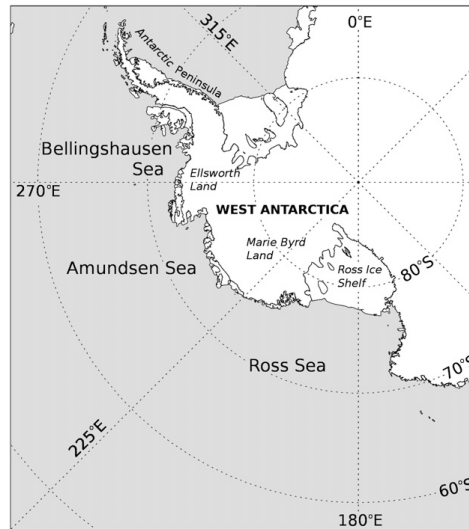


Figura 3-2. El Mapa muestran el mar de Amundsen-Bellingshausen en la región del Océano Austral. Las ubicaciones de los mares Bellingshausen, Amundsen y Ross están marcados, así como la barrera de hielo de Ross, las regiones de Ellsworth Land y Marie Byrd Land, West Antarctica, y la Península Antártica. (Fuente: Hosking et al., 2013)

Gracias a los trabajos publicados por Walker, y al gran número de publicaciones que surgieron entorno a las oscilaciones descubiertas por él, es que durante las últimas décadas se recolectaron más datos del hemisferio sur (Rogers & Van Loon, 1982; Kidson, 1999; Gong & Wang, 1999; Limpasuvan & Hartman, 1999; Thompson & Wallace, 2000; Marshall, 2003). Los primeros estudios entorno a este modo dominante de la variabilidad

atmosférica, definieron el SAM como la Primera Componente principal (PC) de los campos de presión a nivel medio del mar (PNM), altura geopotencial, temperatura superficial y viento zonal. Mientras que Gong y Wang (1999) calcularon un índice SAM empíricamente como la diferencia entre las medias zonales de la PNM normalizadas entre las latitudes 40°S y 65°S. Siendo los dos métodos más comunes por los cuales se obtiene un índice SAM. A continuación, se presenta un resumen de los métodos, datos (fuentes y variables), periodo de tiempo y disponibilidad con los que se han construido alguno de los índices SAM más utilizados.

Gong y Wang (1999) calcularon un índice SAM (referido como AAO) utilizando el reanálisis NCEP¹-NCAR² (1958-1997) como la diferencia de las medias zonales de la PNM normalizadas entre las latitudes 40°S y 65°S. Estas latitudes fueron escogidas en base al análisis de correlación que respaldan los resultados del análisis de la primera función ortogonal empírica (EOF), el cual permite identificar el patrón del SAM encontrando las combinaciones lineales de la PNM en una malla espacio-temporal maximizando la varianza, pero sujeta a restricciones de ortogonalidad, donde las combinaciones lineales obtenidas son los componentes principales (PCs), no correlacionados entre sí. La importancia de ambas bandas de latitud es que el coeficiente de correlación es -0.59 entre los 40°S y 65°S, siendo estadísticamente significativo sobre el 99% del nivel de confianza. Este análisis reveló que el promedio zonal de la PNM a estas latitudes, son las componentes importantes del sistema extratropical de la presión superficial en el hemisferio sur, siendo el patrón predominante de manera estable a lo largo de todo el año, con una menor varianza explicada por el primer modo EOF en marzo (17,2%) y la más alta en diciembre (33,1%).

Kidson (1999) derivó el SAM como el tercer modo EOF en un 11 mes a los 300 hPa, utilizando la función corriente dando el mismo peso a las perturbaciones en la velocidad del viento, vorticidad y energía cinética en cada latitud. Los resultados presentados por él, permitieron actualizar el conocimiento previo sobre los modos de baja frecuencia en el hemisferio sur, identificando los principales modos de variabilidad, con el fin de mostrar más claramente las interacciones con latitudes más bajas, en escalas de tiempo intraestacional, interanual e interdecadal.

Limpasuvan y Hartmann (1999) analizaron las observaciones de los reanálisis del NCEP–NCAR junto con un modelo de 100 años de climatología del GFDL³. Calculando un índice SAM como la PC normalizada de las anomalías mensuales de altura geopotencial y viento zonal a los 1000, 500, y 200 hPa. El índice obtenido por ellos, demostró ser muy similar a las observaciones que incluían la influencia de la variabilidad interanual de la temperatura superficial del mar y a los estudios realizados por Baldwin y Dunkerton (1999), los cuales emplearon ligeramente distintos índices SAM. Limpasuvan y Hartmann (1999) descubrieron que la variabilidad en el SAM, se encuentra asociada con la baja frecuencia del viento zonal medio, con variaciones entre los 40°S y 60°S, demostrando que existe una interacción entre los remolinos transientes y el flujo zonal, permitiendo confirmar que

¹ National Centers for Environmental Prediction

² National Centre for Atmospheric Research

³ Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

los modos anulares, obedecen en su totalidad a procesos dinámicos atmosféricos internos.

Thompson & Wallace (2000) examinaron las anomalías en los campos de PNM, altura geopotencial, temperatura, viento y columna de ozono, para analizar espacialmente la variabilidad mensual en la circulación atmosférica en las regiones polares. Identificando la importancia en la estructura y estacionalidad del SAM. Basado en este estudio la NOAA calcula (usando el método de PC) un índice SAM (referido como AAO) en las anomalías mensuales de la altura geopotencial a los 700 hPa hacia el sur de los 20°S. Actualmente, el índice se basa en datos derivados de un modelo numérico de predicción meteorológica que asimila datos de estaciones de observación y datos satelitales los cuales se actualizan en tiempo real. Este índice se encuentra disponible en línea en http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/aao.shtml

Adicionalmente la NOAA ESRL⁴ desarrollo un índice SAM utilizando los datos de presión a nivel medio del mar del 20CRV2c⁵. El índice se define como la diferencia de la PNM utilizando la definición numérica propuesta por Gong y Wang (1999). El índice se encuentra en forma mensual y ha sido estandarizado para el período 1981 al 2010. El índice se encuentra disponible en línea en: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/timeseries/monthly/SAM/

Marshall (2003) utilizó la definición numérica propuesta por Gong y Wang (1999) para calcular un índice SAM a partir de los datos de PNM de los reanálisis atmosféricos NCEP-NCAR, ERA-15, ERA-40 y el registro más largo y completo de doce estaciones meteorológicas ubicadas en el hemisferio sur (seis estaciones cercanas a los 40°S y seis estaciones cercanas a los 65°S) evitando así, falsas tendencias en los reanálisis. El índice SAM representa una medida del gradiente de presión entre latitudes medias y altas del sur. Los valores positivos (negativos) del índice corresponden a un gradiente de presión más fuerte (débil) en latitudes medias, y está asociado con la intensificación (debilitamiento) en el cinturón de vientos del Oeste. Este índice se encuentra disponible en línea en <https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html> desde 1957 hasta la fecha, actualizándose mensualmente (Figura 3-3). Las principales ventajas del índice desarrollado por Marshall (2003) son su simplicidad y consistencia temporal a lo largo del tiempo y entre las diferentes estaciones.

⁴ Earth System Research Laboratory

⁵ 20th Century Reanalysis Project version 2c

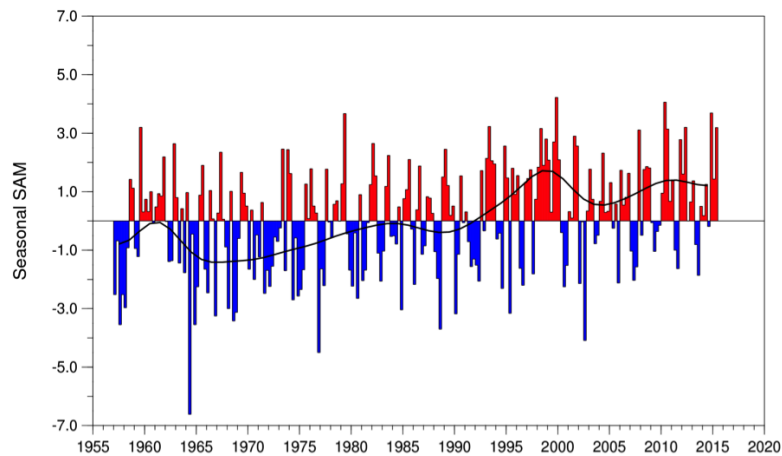


Figura 3-3. Valores estacionales del índice SAM desarrollado por Marshall (2003). La curva negra muestra las variaciones decenales.
 (Fuente: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based>)

Fan y Wang (2004) calcularon un índice SAM (jisaoAA) utilizando la PC en las anomalías de altura geopotencial a los 850 hPa al sur de los 20°S. El índice fue calculado utilizando los datos del NCEP-NCAR desde 1954 al 2002. El análisis de las PC, arrojó un gran conjunto de modos, de los cuales los primeros 3 explican un 33, 11 y 9% de la varianza, respectivamente. El índice se actualiza de forma mensual y se encuentra disponible en línea en http://research.jisao.washington.edu/data_sets/aao/. Adicionalmente, Fan y Wang (2004) desarrollaron un segundo índice SAM (jisaoSLP) utilizando la PC de las anomalías de la PNM al sur de los 20°S utilizando los datos del NCEP-NCAR entre 1954 al 2011. El índice se actualiza mensualmente y se encuentra disponible en línea en http://research.jisao.washington.edu/data_sets/aao/slp/.

Debido a las distintas definiciones y enfoques con los que se construye un índice SAM, Ho et al., (2012) realizó una revisión de estos analizando las fortalezas y debilidades que cada índice posee. Encontrando que, a pesar de representar el mismo proceso físico, existen diferencias entre los métodos, variables o fuentes utilizadas por los cuales el SAM ha sido aproximado. Demostrando categóricamente que todos los índices SAM son aproximaciones diferentes, sin ser uno más correcto que otro, ya que el más apropiado dependerá de la aplicación que este tenga, destacando la necesidad de considerar el impacto que tiene la elección de uno por sobre otro. Sin embargo, dados sus resultados los autores recomiendan utilizar el índice de Marshall basado en datos de estaciones meteorológicas, el cual es más confiable, ya que utiliza una red consistente de datos de observación.

3.3 CARACTERIZACIÓN DEL MODO ANULAR AUSTRAL.

El SAM se encuentra caracterizado por fases positivas y negativas las cuales pueden durar desde semanas a meses (Figura 3-4). Durante la fase positiva (negativa), las presiones sobre la Antártida son relativamente más bajas (altas) en comparación con latitudes medias, provocando el desplazamiento hacia el sur (norte) del cinturón de vientos del Oeste, los cuales son más intensos a lo largo de los 55°S - 60°S de latitud, produciendo cambios importantes en la intensidad y distribución espacial de la actividad

de las tormentas sobre el hemisferio sur, fortaleciendo (debilitando) el vórtice circumpolar (Gong & Wang, 1999; Kidson, 1999; Limpasuvan & Hartmann, 1999; Mo, 2000; Thompson & Wallace, 2000; Marshall, 2003; Thompson et al., 2011; Abram et al., 2014). La fase positiva (negativa) es impulsada por un aumento en el transporte de calor y de la circulación atmosférica hacia altas latitudes (latitudes medias) del hemisferio sur (Hall & Visbeck, 2002), lo cual tiene como resultado una convergencia de aire ascendente hacia el polo (latitudes medias), perdiendo (ganando) calor para hundirse (elevarse) en el hemisferio sur, formando regiones subtropicales de alta (baja) presión. Mientras que al norte (sur) el aire se cruza con el movimiento de las regiones subtropicales (altas) y se eleva (desciende), resultando en una región de baja (alta) presión que rodea la Antártida.

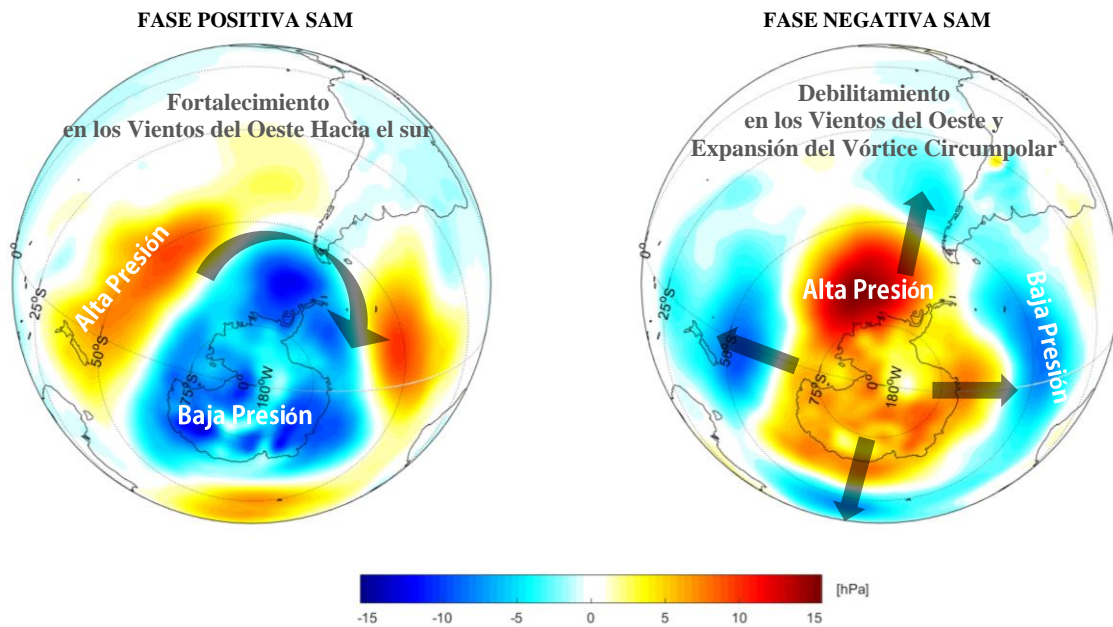


Figura 3-4. Esquema explicativo en las fases opuestas del SAM. En colores se muestran las anomalías de presión a nivel medio del mar y con flechas se representa el fortalecimiento o debilitamiento en los vientos superficiales (Fuente: Elaboración propia).

Estudios previos han hecho hincapié en que aunque se considera un modo interno auto oscilatorio de la variabilidad atmosférica, los cambios en las fases del SAM parecen estar vinculadas a la migración latitudinal del jet subtropical y a variaciones en la intensidad del jet polar (Carvalho et al., 2005; Thompson & Wallace, 2000; Thompson et al., 2011; Fogt et al., 2012) impulsado por remolinos bien definidos (Codron, 2005) que van hacia el polo interactuando con el flujo zonal medio para sostener los desplazamientos latitudinales de los vientos del Oeste a latitudes medias (Limpasuvan & Hartmann, 1999) y en gran medida por la influencia de la variabilidad en la temperatura superficial del mar (TSM) (Ding et al., 2012). La cual muestra una correlación significativa con las anomalías de la TSM en el Pacífico tropical durante el invierno austral y las anomalías de la TSM en el Pacífico tropical oriental durante el verano austral, cuando la posición climatológica del jet subtropical está más cerca del jet polar.

Fogt et al., (2012) estudiaron los cambios estacionales en la estructura del SAM, encontrando que las anomalías en la TSM del hemisferio sur están a la vez fuertemente

ligadas a asimetrías presentes en el SAM, con un marcado impacto regional en el Pacífico durante las estaciones de invierno y primavera austral, asociado a los cambios en las regiones de entrada y salida del jet subtropical hacia los 30°S. Los resultados muestran que, dependiendo de la estación estas asimetrías son capaces de explicar más del 25% de la varianza en la estructura del SAM especialmente en su fase negativa, comportándose de manera muy diferente en ambos hemisferios (oriental y occidental), con dinámicas internas predominantes en el sector del océano Índico que se asemejan a un dipolo meridional zonalmente alargado, y una respuesta forzada en las anomalías tropicales de la TSM en el Pacífico Sudamericano, similar a un tren de ondas de Rossby (Ding et al., 2012).

Otros estudios revelan que las características espaciales a gran escala del SAM no sólo desempeñan un papel fundamental en la variabilidad climática del hemisferio sur, puesto que también tiene el potencial de regular la variabilidad climática en el hemisferio norte, especialmente para los monzones de África, Asia, América del Norte e India (Sun et al., 2010; Li, 2016; Dou et al., 2016), debido a los impactos del SAM sobre el cruce estacional y ecuatorial que funcionan como un "puente acoplado océano-atmósfera" en el que la TSM actúa como un "puente oceánico" para preservar las anomalías del SAM en los procesos dinámicos y termodinámicos oceánicos, los cuales persisten por un largo periodo de tiempo debido a la gran inercia térmica de los océanos (Li, 2016).

3.4 RELACIÓN ENTRE EL MODO ANULAR AUSTRAL Y LOS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS DEL HEMISFERIO SUR

Varios estudios han demostrado que la variabilidad espacial de las trayectorias de los sistemas atmosféricos presentes en el hemisferio sur se correlaciona significativamente con el Índice SAM, debido a que la posición cambiante del cinturón de vientos del Oeste, el cual influye en la fuerza y posición de las trayectorias de las tormentas "storm-track". A continuación, se presenta un breve resumen de los estudios que relacionan la variabilidad y comportamiento de los ciclones extratropicales con el SAM.

Simmonds y Keay (2000b) documentaron la variabilidad estacional y el comportamiento en las tendencias exhibidas por los ciclones extratropicales del hemisferio sur, utilizando el reanálisis NCEP-NCAR, entre 1958-1997 (40 años de climatología), demostrando que existe una fuerte actividad de ciclogénesis en latitudes medias y altas del hemisferio sur, existiendo una red de creación de ciclones cerca de los 50°S, con un máximo hacia los 60°S. Según lo indicado por Simmonds y Keay (2000a), la ocurrencia de ciclones extratropicales tienen una preferencia regional donde el mayor número de ciclones se produce en el cinturón de 50°S - 70°S con un máximo secundario en los 30°S - 50°S. Desde los meses de verano a invierno, donde la densidad de sistemas ciclónicos aumenta para estas bandas de latitud, siendo la temporada de invierno la que tiene una mayor ocurrencia de ciclones mientras que durante el verano es la más baja.

Otros estudios han observado una disminución en el número de ciclones para el cinturón de 30°S -70°S de latitud (Simmonds & Keay, 2000b, Pezza & Ambrizzi, 2003). Sin embargo, a pesar de esta disminución, los sistemas más intensos han aumentado, destacando que existen notables variaciones regionales y estacionales en las tendencias de los ciclones y sus variaciones decadales o de escalas más largas. Resaltando que la variabilidad interanual en la trayectoria de los ciclones puede estar influenciada por

patrones atmosféricos los cuales pueden modificar la posición donde los ciclones son encontrados (Pezza & Ambrizzi 2003).

Silvestri y Vera (2003) examinaron la influencia del SAM sobre las anomalías en la precipitación del sudeste de América del sur. Encontrando que el SAM es significativamente más fuerte durante los meses de invierno y finales de primavera. Las fases positivas (negativas) del SAM están asociadas a la intensificación de un anticiclón (ciclón), y una disminución (aumento) en la convergencia de humedad y de la precipitación sobre sudeste de América del Sur.

Carvalho et al., (2005) estudiaron la relación entre las fases opuestas del SAM y su relación con la actividad intraestacional e interanual en los trópicos durante el verano austral. Los resultados muestran que durante la fase positiva (negativa) del SAM existe un debilitamiento (fortalecimiento) del jet subtropical, y un fortalecimiento (debilitamiento) del jet polar particularmente en el hemisferio sur. Encontrando un mayor (menor) número de eventos ciclónicos alrededor de la Antártida (latitudes medias), afectando las propiedades ciclónicas extratropicales, tales como su origen, presión mínima, presión máxima y su propagación sobre latitudes medias.

Pezza et al., (2008) estudiaron la relación entre los ciclones y anticiclones del hemisferio sur encontrando que a altas latitudes existe un patrón hemisférico de ciclones bien organizado, asociado con el SAM. El análisis de compuesto a los ciclones encontrados indica que el SAM no solo influye en términos de cantidad de tormentas, sino que también en su intensidad.

Por su parte, Reboita et al., (2009) estudiaron la relación estacional entre el SAM y la distribución espacial de los sistemas ciclónicos sobre el hemisferio sur, junto con las principales regiones de frontogénesis, así como la distribución de las precipitaciones sobre América del Sur. Encontrando una relación directa entre los ciclones del hemisferio sur y la variabilidad espacial entre las diferentes fases del SAM. Los mapas estacionales para las regiones frontogénicas obtenidos en cada fase del SAM indicaron que los valores más intensos se encuentran durante las fases negativas, siendo estos máximos en otoño, fase en la que la densidad del ciclón se encuentra más disperso y es desplazado hacia el norte en comparación con la fase positiva del SAM, la cual muestra una fuerte concentración de los ciclones alrededor del continente antártico.

Mendes et al., (2010) analizaron la variabilidad interanual y la distribución espacial de la ciclogénesis y la trayectoria de los sistemas ciclónicos en América del Sur, caracterizando los eventos de tormenta, tomando en cuenta las medidas de intensidad, duración y distancia total recorrida por los ciclones, con énfasis particularmente sobre su posible conexión con el SAM. Los resultados muestran la influencia del SAM en la posición de los ciclones extratropicales (alrededor de 40°S), siendo estos más frecuentes a altas latitudes durante la fase positiva del SAM, donde los meses de invierno son los que experimentan una mayor cantidad de ciclones formados en esta región, mientras que durante los meses de verano existe una estructura similar, pero con menor densidad para los ciclones extratropicales. Mientras que la influencia que tiene el SAM en la intensidad se detectó alrededor de los 55°S, al norte de la región antártica la cual presenta una alta densidad de ciclones extratropicales, tanto en invierno como en verano, a pesar de la fase en la que se encuentre el SAM.

Pezza et al., (2012) estudiaron la relación entre el SAM y la extensión del hielo marino austral, y el posible papel de las ondas y los remolinos de mesoescala en el establecimiento de este vínculo. Encontrando que la interacción entre los ciclones son un importante mecanismo para reforzar las anomalías atmosféricas del SAM, donde la mayor parte de las áreas sujetas a una mayor frecuencia de eventos de ciclón proyectan con más fuerza las características del SAM.

Reboita et al., (2015) realizaron una actualización y una extensión del trabajo previo realizado por Pezza y Ambrizzi (2003), para investigar los patrones de tendencia (anual y estacional) y la teleconexión en la climatología de los ciclones extratropicales, en todo el hemisferio sur. Evaluando la influencia del ENSO, SAM y el Dipolo del Océano Índico (IOD) en la densidad de los sistemas ciclónicos durante la primavera austral y para cada océano por separado, utilizando como datos de entrada la presión a nivel medio del mar del NCEP–NCAR (Kalnay et al., 1996) desde 1980 al 2012 junto con un esquema de búsqueda y seguimiento automático de ciclones (Murray & Simmonds 1991a, b). Observando que el SAM modifica la distribución espacial de los ciclones aumentando y disminuyendo su densidad por bandas zonales. Donde un SAM positivo está asociado con una mayor densidad de ciclones alrededor de la Antártida (80°S – 60°S), una disminución en latitudes medias (60°S – 40°S) y un aumento en latitudes subtropicales (40°S – 20°S) a excepción del océano Pacífico Sur donde existe una disminución del número de ciclones (30°S – 20°S). Con un patrón opuesto durante la fase negativa (Figura 3-5).

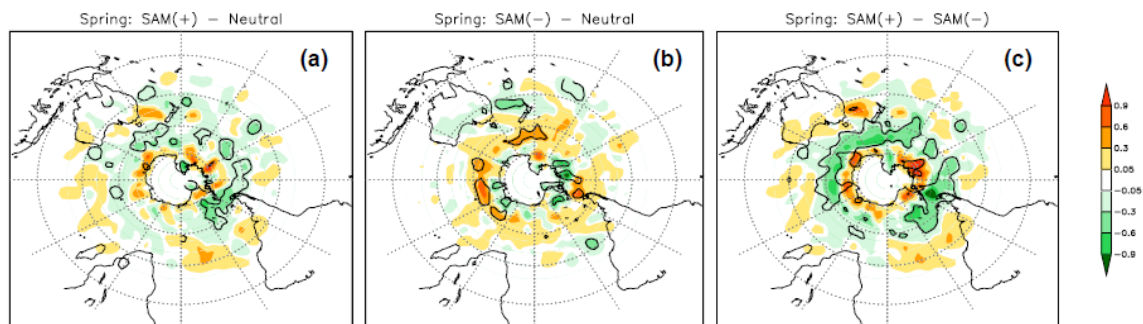


Figura 3-5. Análisis de compuesto en la densidad de ciclones considerando la diferencia entre las fases positivas, negativas y neutras del SAM. Los valores estadísticamente significativos con un 90% de confianza están limitados por líneas negras (Reboita et al., 2015).

3.5 RELACIÓN ENTRE EL MODO ANULAR AUSTRAL Y EL CLIMA DE OLEAJE DEL HEMISFERIO SUR.

Varios estudios han demostrado que la variabilidad espacial y temporal del clima del oleaje del hemisferio sur se correlaciona significativamente con el Índice SAM, donde las anomalías positivas se encuentran asociadas con un aumento de la altura significativa de las olas y cambios en la dirección del oleaje en el océano Austral, debido a la contracción e intensidad en los vientos del Oeste. A continuación, se presenta un breve resumen de las investigaciones que relacionan la variabilidad climática del oleaje del hemisferio sur con el SAM.

Utilizando registros de boyas de medición del oleaje ubicadas a lo largo del sur de Australia Hemer et al., (2008) especuló que los cambios en la ubicación e intensificación de las tormentas del océano Austral tendrían un impacto en las propiedades de las olas en esta región. Luego. Hemer et al., (2010), evaluaron la variabilidad interanual y los cambios históricos en el clima direccional del oleaje del hemisferio sur, utilizando 15 años de altimetría satelital obtenidos de la base de datos RADS y 44 años del reanálisis de oleaje ECMWF⁶ ERA-40. Estos autores encontraron que el principal modo de variabilidad en el clima del oleaje, se correlaciona significativamente con el Índice SAM de Marshall (2003), particularmente durante los meses de otoño e invierno austral, presentando un aumento de la altura significativa de las olas y dirección del oleaje swell en el océano Antártico y latitudes medias del este del océano Pacífico durante la fase positiva del SAM. Mientras que, durante los meses de primavera y verano, las áreas donde la correlación es significativa disminuyen (Figura 3-6). En particular, estos autores demostraron que la variabilidad direccional asociada a las fases positivas del SAM está relacionada a una rotación anti horaria en la dirección de las olas al sur del continente australiano debido a la intensificación del cinturón de tormenta.

En un reporte técnico, Hemer et al., (2011) describe el clima de las olas del océano Pacífico, utilizando registros de boyas in situ (SOPAC⁷, NBDC⁸ desarrollado por la NOAA) y altimetría satelital (GEOSAT), junto con dos reanálisis disponibles (ECMWF ERA-40, ERA-Interim) con el fin de mejorar la comprensión de los modos dominantes (SAM y ENOS) en la variabilidad estacional e interanual y los posibles cambios en el clima de las olas del Pacífico Sur, bajo escenarios de cambio climático. Confirmando que existe una fuerte correlación positiva entre las anomalías de altura significativa (Figura 3-7), las componentes direccionales del flujo de energía y el índice SAM calculado por CPC⁹ de la NOAA (2011) sobre la mayor parte del sudeste del océano Pacífico debido a la intensificación del cinturón de tormentas extratropicales y a la propagación del oleaje swell. Encontrando que las fases positivas del SAM (índice SAM > percentil 80%) conduce a aumentos en la altura significativa de las olas del orden de 30-40 [cm] al noreste de Nueva Zelanda, debido a la generación del oleaje swell que se propaga a lo largo del océano Austral.

Izaguirre et al., (2011) estudio la variabilidad global de la altura significativa de las olas extremas, basada en datos de altimetría satelital de seis misiones diferentes (TOPEX, Jason-1, Jason-2, Envisat, GFO y ERS-2) con una cobertura mundial entre 1992 al 2010. Explicando la variabilidad interanual de la altura significativa de las olas extremas a través de las variaciones en la atmósfera y los sistemas oceánicos, representados por diferentes índices climáticos, utilizando un modelo estadístico basado en la distribución GEV dependiente del tiempo y los valores máximos mensuales de altura significativa de las olas. Izaguirre encontró que los patrones climáticos AO, SAM y NINO3 son los más influyentes en la altura significativa de las olas alrededor del mundo. Respecto al SAM presenta una amplia influencia a lo largo del océano Austral, al sur de la India y en el Atlántico Sur. Las fases positivas del SAM producen aumentos de hasta 60 [cm] en la

⁶ European Centre for Medium Range Weather Forecasting

⁷ South Pacific Applied Geoscience Commission

⁸ National Data Buoy Centre

⁹ Climate Prediction Center

altura significativa de las olas a lo largo del océano Pacífico y el sur de la India. Mientras que las fases negativas producen una disminución de hasta 60 [cm] en los océanos del Atlántico Sur y del sur de la India.

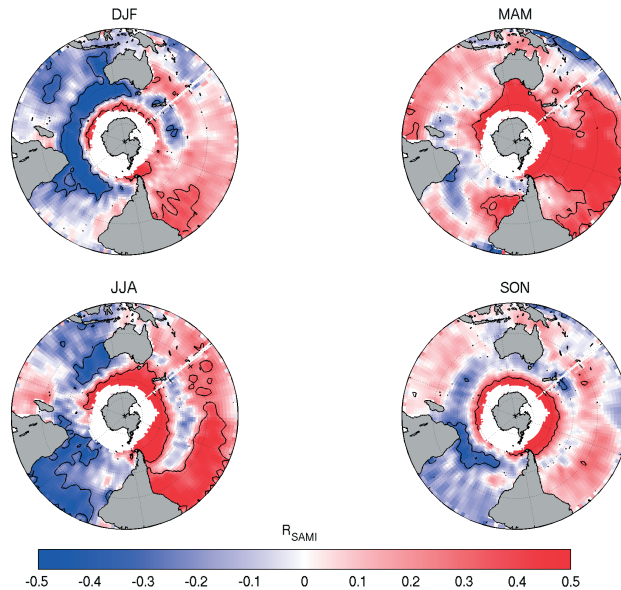


Figura 3-6. Mapas de correlación estacional h_s con el Índice SAM para verano (DJF); Otoño (MAM); Invierno (JJA) y Primavera (SON). La correlación significativa positiva o negativa (con 95% del nivel de confianza) están limitadas por una línea negra sólida (Hemer et al., 2010).

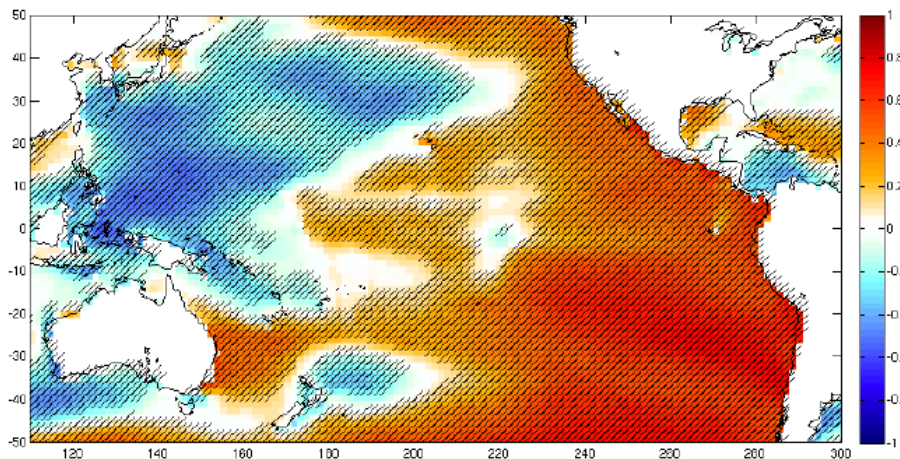


Figura 3-7. Correlación entre las anomalías mensuales de h_s y el índice SAM. Las áreas sombreadas indica una correlación significativa con un 95% de nivel de confianza (Hemer et al., 2011).

Reguero et al., (2015) analizó el potencial energético de las olas a nivel mundial y su variabilidad temporal a escalas de tiempo mensual, estacional, interanual y largo plazo, asociado con diferentes índices climáticos. El estudio utilizó un reanálisis de olas global de 61 años, corregido con datos de altimetría satelital y validado con datos de boya para representar con precisión la evolución temporal y la magnitud de la potencia de las olas. Los resultados muestran que el SAM tiene una amplia influencia sobre el hemisferio sur, alcanzando correlaciones positivas por encima de 0.4 en altas latitudes, debido a la

intensificación en la velocidad del viento, donde las anomalías del viento zonal cerca de los 55°S generan fuertes vientos del Oeste, lo que lleva a un aumento en el poder de las olas a altas latitudes, con una disminución a latitudes menores a los 50°S en el océano Atlántico al indico, y un pequeño refuerzo a lo largo del Pacífico Suroriental. Los resultados recalcan la influencia del SAM sobre el aumento sostenido en la potencia del oleaje del océano Austral. Además, si bien el clima de las olas es mayor en magnitud durante los meses de invierno, es durante el verano austral (diciembre) que el SAM tiene un impacto mayor sobre la potencia de las olas, debido a la variabilidad natural del recurso energético durante los meses de verano donde tiene una potencia más baja, siendo un factor importante en la potencial explotación de las olas, ya que puede modular fuertemente el recurso a través de las estaciones y los años.

En las últimas décadas los principales cambios en la variabilidad climática y los eventos extremos a lo largo de la costa centro-norte de Chile se han asociado al forzamiento de la oscilación del Sur-El Niño y la ODP (Molina, 2011; Molina & Contreras, 2012; CEPAL, 2015; Farías & otros., 2016; Martínez et al., 2017). Sin embargo, son escasos los estudios que han prestado atención a los efectos del SAM sobre el clima de olas particularmente para las costas de Chile.

4 METODOLOGÍA.

4.1 FUENTES DE INFORMACIÓN.

Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron principalmente datos de simulaciones de oleaje (hindcast), tanto parámetros de resumen como espectrales. Además, se usaron datos disponibles de reanálisis atmosféricos y derivados de Altimetros satelitales.

CSIRO “CAWCR WAVE HINDCAST”

Se utilizan datos espectrales y parámetros de resumen de la base de datos “CAWCR¹⁰ Wave hindcast 1979-2010” desarrollada por la oficina australiana de meteorología y CSIRO¹¹ (Durrant et al., 2014). Estas simulaciones globales de oleaje usan el modelo espectral de oleaje de tercera generación WaveWatch III versión 4.08 (Tolman 1991; Tolman 2009). Este modelo es forzado con los vientos superficiales a 10 [m] de altura y concentración de hielo de la base de datos NCEP CFSR (Saha et al., 2010). Los parámetros de resumen de oleaje cuentan con una resolución temporal de 3 horas y resolución espacial de 0,4° global, con una serie de anidados de muy alta resolución (18 y 7 km) para el Pacífico occidental y la región de Australia, lo cual lo hace significativamente más alto que otros conjuntos de datos globales previamente disponibles. Por otra parte, los datos espectrales cuentan con una resolución temporal de 3 horas y una resolución espacial de 10° global.

El hindcast proporciona una descripción completa de la variabilidad espacial y temporal del clima de olas a nivel global al contener una amplia gama de datos espectrales y parámetros de resumen, siendo estos de libre acceso. Los datos han sido validados tanto a nivel mundial utilizando datos globales de altimetría satelital (GEOSAT) y regional utilizando boyas ubicadas en el hemisferio norte y sur del océano Pacífico (NBDC¹², SOPAC¹³), tal como se documenta por Durrant et al., (2014) quien presento una validación de los datos centrada en la región del Pacífico Sur.

Estudios han demostrado que la habilidad de los modelos atmosféricos usados para desarrollar modelos de olas, poseen sesgos característicos que difieren de un modelo a otro, siendo estos altamente sensibles de la calidad de los vientos forzantes (Durrant et al., 2014). Sin embargo, se ha demostrado que la calidad de los vientos CFSR proporcionan una excelente fuente para un modelo de onda de tercera generación (Cox et al., 2011). Aun así, la simulación CAWCR realizó ajustes en los términos fuente y parametrizaciones ST4, que corresponde a una parametrización de los términos fuente de la ecuación de balance de energía debido al crecimiento y disipación no lineal de las olas debido al viento obteniendo resultados óptimos (Ardhuin et al., 2010).

En este trabajo los datos utilizados abarcan el océano Pacífico Sur desde los 78°S, 120°E hasta 0°N, 60°O. Las salidas de los datos en los parámetros de resumen incluyen, altura significativa (hs), período medio (Tm), frecuencia peak del oleaje (fp), dirección media del

¹⁰ Centre for Australian Weather and Climate Research

¹¹ Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation

¹² United States National Data Buoy Centre

¹³ Secretariat of the Pacific Community (SPC) Applied Geoscience and Technology Division

oleaje (dm) y dirección peak (dp), entre otros. Los espectros del modelo están discretizados en 29 frecuencias espaciadas exponencialmente entre 0,038 Hz y 0,5 Hz, y 24 direcciones con una resolución direccional constante de 15° con una densidad espectral en [m² /Hz*rad]. La información del modelo espectral de olas WaveWatch III, se encuentra disponible en: <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/wavewatch.shtml>.

Las características dominantes de la variabilidad de la energía de las olas se describe a partir de los datos espectrales en aguas profundas con un nodo frente a las costas de Perú y otros cuatro frente a las costas de Chile (Figura 4-1).

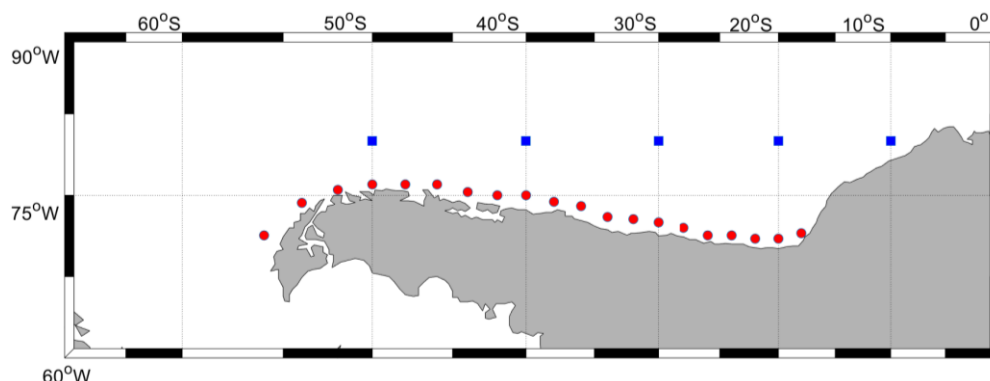


Figura 4-1. La salida de los datos espectrales frente a la costa de Chile aparece indicada con cuadrados azules, mientras que los puntos extraídos frente a la costa aparecen con círculos rojos (Fuente: Elaboración propia).

REANÁLISIS ATMOSFÉRICO

La base de datos Climate Forecast System Reanalysis CFSR¹⁴ desarrollado por la NCEP es un modelo acoplado de circulación atmosférica, océano, superficie terrestre y hielo marino de alta resolución espacial (Saha et al., 2010), capaz de representar con una alta habilidad los vientos superficiales sobre los océanos globales, y las características del viento costero cerca de la costa oeste de Sudamérica (Rahn & Garreaud, 2013) siendo especialmente aptos para la modelación de las olas en modelos de oleaje de tercera generación (Cox et al., 2011). El proyecto CFSR presenta numerosas mejoras respecto del reanálisis original R1/R2 NCEP, incluyendo la resolución horizontal (de ~ 200 km a ~ 38 km), el acoplamiento del modelo atmosférico y los métodos de asimilación de datos. Para el desarrollo de este estudio los datos utilizados corresponden a los campos de presión a nivel medio del mar, y viento superficial. Los campos de presión a nivel medio del mar fueron obtenidos con una resolución temporal de 6 horas y una resolución espacial de 0,5° para el análisis de correlación y compuestos, y a una resolución espacial 2.5° para hacer un análisis de trayectorias de ciclones extratropicales, el cual es detallado en la próxima sección. Los campos de viento superficial fueron descargados con una resolución temporal de 6 horas y una resolución espacial de 0,3° x 0.3°. Los datos descargados abarcan todo el hemisferio sur, desde los -90°S, -0.16°N hasta 0°E, 357.5°E y el período 1979 al 2010. Los detalles completos sobre este reanálisis se pueden encontrar en Saha et al., (2010) o en el sitio web <http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>. Los datos

¹⁴ Climate Forecast System Reanalysis

están disponibles a través del sitio web NOMADS¹⁵ (<http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php?name=access#cfsr>) o a través de los archivos (<http://dss.ucar.edu/pub/cfsr.html>).

ALTIMETRÍA SATELITAL

Se utilizaron datos satelitales de altura significativa del oleaje de Radar Altimeter Database System (RADS) desarrollados por la universidad tecnológica de Delft (Scharroo et al., 2013). Esta base de datos cuenta con información de los altímetros ERS-1, ERS-2, TOPEX, JASON, ENVISAT y GFO. Los datos fueron derivados y procesados para el océano Pacífico Sur por Aguirre et al., (2017) siguiendo la metodología propuesta por Woolf et al., (2002) y Hemer et al., (2010). Mediante mediciones in situ, se realizó una calibración propuesta por Challenor y Cotton (2002) para el ERS-1, ERS-2 y TOPEX, y la calibración propuesta por Queffeuou (2004) para los altímetros JASON, GFO y ENVISAT. Los datos de altura significativa satelitales utilizados abarcan el océano Pacífico Sur desde los 60°S, 270°E hasta 0°N, 60°O, y cuentan con una resolución espacial de 2° x 2° de latitud-longitud, para el período 1993 al 2010.

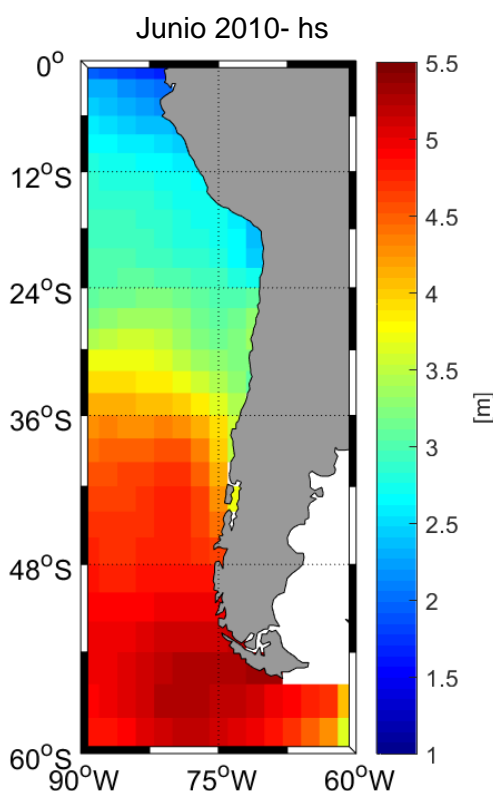


Figura 4-2. Ejemplo de salida de Hs [m] para los datos de altimetría satelital frente a la costa de Chile. (Fuente: Elaboración propia).

¹⁵ NOAA Operational Model Archive and Distribution System

4.2 PROCESAMIENTOS DE LOS DATOS

Diversos estudios han dado lugar a la elaboración de numerosos índices SAM, los cuales difieren en las variables climáticas utilizadas (por ejemplo, altura geopotencial, temperatura superficial, viento zonal), conjunto de datos, metodologías, o período de tiempo (Ho et al., 2012). En este trabajo se calculó un índice SAM (SAMI) utilizando la definición numérica propuesta por Gong y Wang (1999) (Ecuación 1) a partir de los promedios mensuales de presión a nivel medio (PNM) del mar del reanálisis con el que fue forzado el modelo de olas, CFSR.

$$SAMI = P^*_{40^{\circ}S} - P^*_{65^{\circ}S} \quad [1]$$

El índice SAM (Figura 4-3) se calcula como la diferencia del promedio zonal de la PNM entre las latitudes 40°S y 65°S normalizada, es decir, restando la media y dividiendo por una desviación estándar para así eliminar los sesgos sistemáticos de la presión en cada latitud. El índice mide un intercambio de masa atmosférica entre latitudes medias y altas del hemisferio sur, siendo el promedio zonal de la PNM a ambas latitudes las componentes principales del sistema extratropical en la presión superficial del hemisferio sur. Los valores positivos del índice SAM corresponden a un fortalecimiento de los vientos del Oeste hacia el sur, mientras los valores negativos (azul) corresponden a un debilitamiento en los vientos del Oeste y a presiones más débiles sobre Chile central.

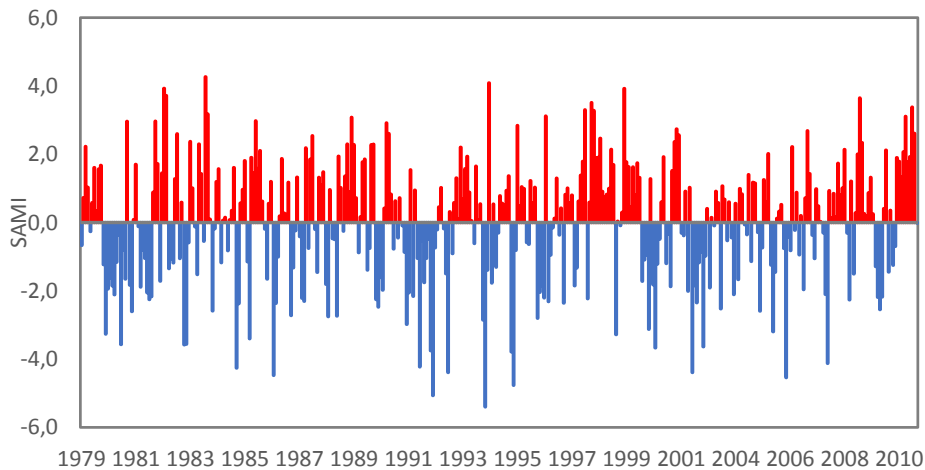


Figura 4-3. Valores mensuales del índice SAM, calculado utilizando presión a nivel medio del mar NCEP CFSR (Fuente: Elaboración propia).

El índice obtenido del reanálisis CFSR fue comparado con el índice de Marshall (2003), el cual utilizó los datos de PNM de doce estaciones meteorológicas ubicadas en el hemisferio sur para el mismo período de tiempo (1979 al 2010). Se utilizó un análisis de correlación y gráficos de dispersión, para comparar el índice del reanálisis CFSR con los datos de observados in-situ. Con el fin de demostrar que la dinámica de la atmósfera que forzó el modelo de oleaje posee una adecuada representación del SAM.

Dado que el clima del oleaje tiene una importante variabilidad estacional, se ha calculado a partir del conjunto de datos disponible las anomalías de PNM, viento superficial, altura significativa, período medio, período peak, dirección media y dirección peak del oleaje, en cada uno de los puntos de grilla del dominio para realizar los análisis. Las anomalías

mensuales son calculadas como la diferencia entre el promedio mensual y el ciclo anual climatológico para todo el registro (32 años). Además, se realizaron análisis estacionales mediante la combinación de los promedios mensuales cada 3 meses: diciembre-enero-febrero (DEF) para el verano, marzo-abril-mayo (MAM) para el otoño, junio-julio-agosto (JJA) para el invierno, y septiembre-octubre-noviembre (SON) para primavera.

Para determinar la influencia del SAM sobre la variabilidad climática del hemisferio sur, se llevó a cabo un análisis de correlación y un análisis de compuesto entre el índice SAM y las anomalías en los campos atmosféricos, parámetros de resumen del oleaje y de los datos espectrales.

El análisis de compuesto consiste en identificar los meses en que el SAM se encuentra en su fase más positiva y negativa, seleccionando los meses correspondientes al 80% superior del índice (SAM>SAM80%) y los meses en el que el índice es menor al 20% (SAM<SAM20%) respectivamente. Los resultados del análisis de correlación se presentan en mapas con colores para valores de correlación que superan un 95% de confianza.

Dado que el océano Austral presenta uno de los climas de olas más enérgicos en el mundo (Sterl & Caires, 2005; Hemer et al., 2008; Reguero et al., 2015), se consideró que la variabilidad del clima de olas en el hemisferio sur debido al cambio de posición del cinturón de tormenta y a las variaciones en las distintas fases del SAM puede tener impactos potenciales en la potencia del oleaje, por lo que se realizaron cálculos de potencia (ecuación 2). La potencia se define como el flujo de energía del oleaje siendo un vector cuya magnitud es una función de la altura significativa de las olas al cuadrado y el período de las olas, en kilowatts por metros:

$$P \sim \frac{\rho g^2}{64\pi} H_s^2 * T_m \quad [2]$$

Una vez calculada la potencia del oleaje para ambas fases del SAM, estas fueron restadas, y divididas por el promedio estacional para explicar la variación porcentual en la potencia del oleaje debido a la influencia de esta oscilación climática.

Para estudiar la influencia del SAM sobre el clima extremo del oleaje en el hemisferio sur, se ha realizado una revisión del estado del arte. Estudios globales del clima extremo del oleaje (Izaguirre et al., 2011; Kumar et al., 2016) revelan que la distribución de las olas más altas se puede abordar mediante un modelo estadístico que considera los máximos mensuales y una distribución de valores Extremos no Generalizada (Generalized Extreme Value, GEV), de este modo se utilizaron los datos de altura significativa de las olas cada 3 horas y se obtuvo un máximo mensual en cada punto de la grilla del conjunto de datos CSIRO. Luego se comprobó que la distribución GEV proporciona un buen ajuste a los máximos mensuales, al aplicar la prueba estadística de Smirnov-Kolmogorov, que determina si dos distribuciones de probabilidad son distintas. La función de densidad acumulada de la distribución no estacionaria GEV se define como:

$$F(x, \mu_t, \sigma_t, \xi_t) = \begin{cases} \exp \left[-\exp \left(-\frac{x - \mu_t}{\sigma_t} \right) \right], & \xi_t = 0 \\ \exp \left[-\left(1 + \xi_t \frac{x - \mu_t}{\sigma_t} \right)^{-\xi_t^{-1}} \right], & \xi_t \neq 0, 1 + \xi_t \frac{x - \mu_t}{\sigma_t} > 0, \end{cases} \quad [3]$$

Donde μ_t es el parámetro de localización, σ_t es el parámetro de escala y ξ_t es el parámetro de forma. El parámetro de localización representa la posición cercana al centro de la distribución GEV, la cual corresponde a la media cuando se utiliza una distribución normal. El parámetro de escala indica la extensión o anchura de la distribución GEV, lo cual es equivalente a la desviación estándar cuando se utiliza una distribución normal. Mientras que el parámetro de forma determina los tipos de la distribución GEV en función de su signo:

- $\xi_t < 0$ representa una distribución Weibull
- $\xi_t = 0$ representa una distribución Gumbell
- $\xi_t > 0$ representa una distribución Fréchet

Se realizó la climatología de los máximos de altura significativa frente a las costas de Chile, junto con un análisis de correlación y análisis de compuesto para las alturas máximas mensuales y estacionales con el índice SAM con el fin de determinar el grado de correlación entre ambas variables y la influencia del SAM sobre el clima extremo del oleaje. Con el análisis de compuesto para ambas fases del SAM, se obtuvo la diferencia entre las fases positivas y negativas, las cuales fueron divididas por el promedio estacional para explicar la variación porcentual debido a la influencia del SAM.

Por otra parte, se realizó una caracterización detallada del oleaje frente a las costas de Chile, para ambas fases del SAM, a partir de los datos de altura significativa. De los datos se extrajo un total de 20 puntos separados a 2° de latitud frente a la costa (Figura 4-1).

Se comparó la distribución de frecuencia de los valores extremos de la altura significativa de las olas máximas mensuales en ambas fases del SAM mediante el test de Smirnov-Kolmogorov, la cual comparó la distribución de frecuencia de los valores extremos de la altura significativa de las olas máximas mensuales en ambas fases del SAM, demostrando que efectivamente la distribución de frecuencia para las fases opuestas son estadísticamente distintas, por lo que el clima extremo de olas cambia.

Finalmente, en este trabajo se utilizó uno de los esquemas de búsqueda y seguimiento de ciclones y anticiclones, más completos y sofisticados disponibles. El software "Cyclone tracking scheme" versión (L1.1A) 2009, desarrollado e implementado por Murray y Simmonds de la Universidad de Melbourne (Murray & Simmonds, 1991a; Murray & Simmonds, 1991b; Simmonds et al., 1999; Simmonds & Murray, 1999; Simmonds & Keay, 2000a, b; Simmonds et al., 2003; Lim & Simmonds, 2007), fue desarrollado para ser utilizado en una malla computacional regular de resolución del orden de 1° o más, utilizando como datos de entrada distintos conjuntos de datos meteorológicos, principalmente la PNM y topografía. El esquema permite encontrar y seguir las trayectorias de las altas y bajas presiones en cada punto de grilla, por lo que generalmente, las referencias están asociadas a los campos de presión o altura geopotencial, siendo una herramienta muy útil para aplicaciones meteorológicas.

El esquema de seguimiento de ciclones es un proceso de tres etapas que consiste en una búsqueda, seguimiento y un proceso opcional de "estadística".

La primera etapa consiste en determinar la ubicación de los centros ciclónicos a partir de los datos de PNM en cada paso de tiempo. En este trabajo se utilizaron los campos de

PNM con una resolución espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de latitud-longitud y temporal de 6 horas, junto con una topografía (constante) extraída utilizando la altura geopotencial superficial del NCEP CFSR. En el esquema, los datos de latitud-longitud fueron transformados por interpolación a través de una función spline bicúbica a una matriz de proyección estereográfica polar centrada alrededor del polo sur, con el fin de eliminar la anisotropía en la resolución de la grilla, que de otro modo plantearía un serio problema a altas latitudes. El algoritmo busca en esta matriz los máximos locales del laplaciano de la presión (una medida de la intensidad del ciclón) comparándolos con ocho puntos en los alrededores, desde los cuales se comienza a buscar la posición de una presión mínima por aproximaciones iterativas al centro del elipsoide que mejor se ajusta a la presión superficial. Los puntos más bajos encontrados son probados por un "criterio de concavidad", que finalmente etiqueta los sistemas como "cerrados" o "abiertos" y "débiles" o "fuertes", excluyendo los sistemas que no alcanzan una intensidad mínima de $0.2 \text{ hPa} (\text{° latitud})^{-2}$ en un radio de 2° . Los resultados de esta etapa contienen la información y descripción de todos los sistemas de baja presión encontrados (latitud-longitud) que cumplen con los criterios dados, en cada paso de tiempo para el período analizado (1979-2010).

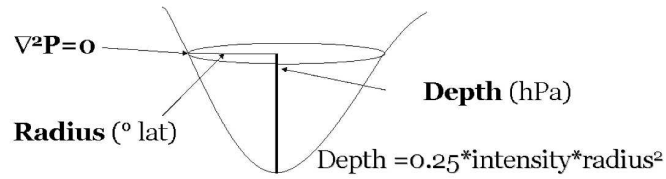
La segunda etapa del proceso utiliza las salidas desde la etapa de búsqueda, para determinar la trayectoria de los sistemas encontrados (ciclones) a medida que se mueven por el espacio y tiempo. Esto se logra a través de un proceso de tres etapas en las que se compara la posición previa de cada ciclón en cada paso de tiempo, en función de un promedio ponderado de su movimiento y climatología, determinando en cada caso si se ha formado un ciclón en particular desde el último análisis proyectado y cada ciclón presente, realizando una búsqueda que maximice las probabilidades calculadas entre las posiciones proyectada y las nuevas, permitiendo determinar, si estuvo presente o se ha desplazado, entregando una "trayectoria". La salida de esta etapa contiene la información de todas las trayectorias encontradas para cada sistema ciclónico. Cabe señalar que los sistemas identificados por el algoritmo se rastrean desde el momento de su primera aparición hasta que estos se disipan. Los detalles completos del algoritmo de búsqueda, seguimiento y estadísticas se detallan en Simmonds y Murray (1999a, b) y Simmonds et al., (1999).

Como resultado final del análisis se generan archivos con la densidad promedio de los sistemas (número promedio encontrados por análisis en un área de 10^3 (grados de latitud) 2) y se calcula considerando las contribuciones de todas las posiciones muestreadas (registradas o interpoladas a lo largo de las pistas) normalizándolas por el área y el número de tiempos de muestreo (Murray & Simmonds, 1991). La densidad ha sido escalada siguiendo la metodología propuesta por el esquema de seguimiento mostrando los sistemas por 1000 (grados de latitud) 2 y es presentada en mapas haciendo uso de la herramienta interactiva Grid Analysis and Display System (Grads) una herramienta utilizada para la manipulación y visualización de datos meteorológicos. A continuación, se muestran las características físicas principales de un ciclón y el método para determinar el radio.

(a) Cyclone Features

System Density : the mean number of cyclones found in a 10^3 ($^{\circ}$ lat) 2 area

Intensity : $\nabla^2 P$ (hPa ($^{\circ}$ lat) $^{-2}$)



(b) Measure of Radius

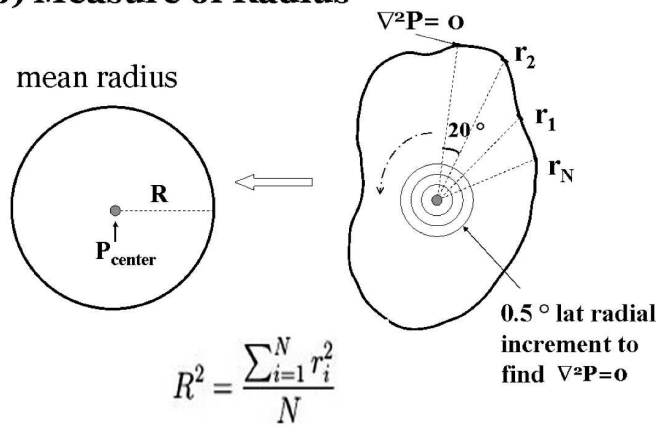


Figura 4-4. Ilustración de (a) los parámetros del ciclón y (b) determinación del radio. (Fuente: Lim, E. P., & Simmonds, I. (2007).

5 RESULTADOS

5.1 ÍNDICE SAM.

Los resultados muestran que el índice SAM derivado del reanálisis CFSR es consistente con el índice calculado por Marshall (2003), encontrando que ambos índices están altamente correlacionados, lo cual indica que las características de este modo de la circulación atmósfera está bien representado en el reanálisis que fue utilizado para forzar el oleaje. El coeficiente de correlación R entre ambas series de tiempo para los 384 meses es de 0,71 (Figura 5-1). Un análisis más detallado revela que el reanálisis muestra una buena caracterización de los valores medios y de la variabilidad en la PNM a los 40°S, entregando un coeficiente de correlación de 0.72, mientras que, a los 65°S, el coeficiente de correlación entre ambas series es de 0.89 (Figura 5-2). Un análisis de correlación estacional entre ambas series muestra un coeficiente de correlación R de 0.75 para verano, 0.69 en otoño, 0.75 en invierno, 0.85 en primavera.

Si bien el Índice Marshall es derivado de un número fijo de estaciones, evitando así falsas tendencias en los reanálisis atmosféricos, una de sus desventajas en comparación con los índices elaborados utilizando EOF o reanálisis, es que se basa en pocos puntos espaciados desigualmente en el hemisferio sur, pudiendo perder potencialmente cierta variabilidad espacial, especialmente en el océano Pacífico. Además, no tiene en cuenta la variabilidad espacial de carácter no zonal a lo largo de las diferentes estaciones, la cual puede ser significativa, y por lo tanto no describe la variabilidad completa del SAM (Marshall, 2007). Esto se puede observar en el análisis de correlación entre las anomalías de altura significativa de las olas y un índice SAM u otro (Marshall-CFSR), encontrando claras diferencias estacionales en las áreas donde la correlación es significativa con al menos un 95% de confianza. Los resultados muestran que al utilizar el índice obtenido a partir del reanálisis atmosférico que forzó el modelo de olas, existe un aumento en las áreas donde la correlación es significativa (incluso con los datos satelitales) ya que como menciona Marshall (2007) permite caracterizar mejor la variabilidad espacial de carácter no zonal a lo largo de las diferentes estaciones. Por esta razón y debido a que el modelo de olas fue forzado con el reanálisis NCEP CFSR es razonable utilizar un índice obtenido a partir de este para explicar los cambios en el SAM y su posible conexión con el clima de olas en el Pacífico Sur.

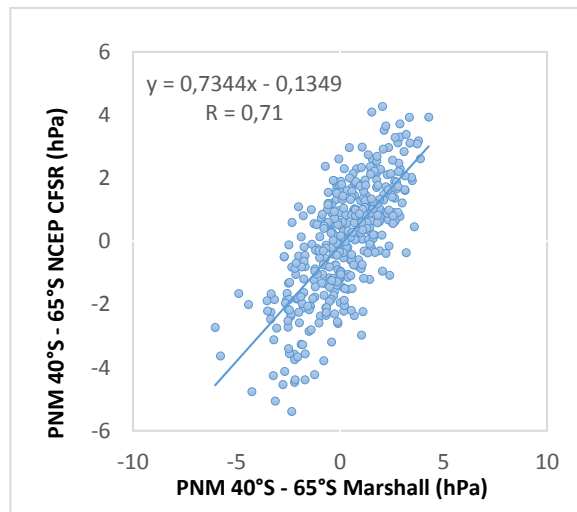


Figura 5-1. Correlación del índice SAM calculado utilizando NCEP CFSR y Marshall (2003) (Fuente: Elaboración propia).

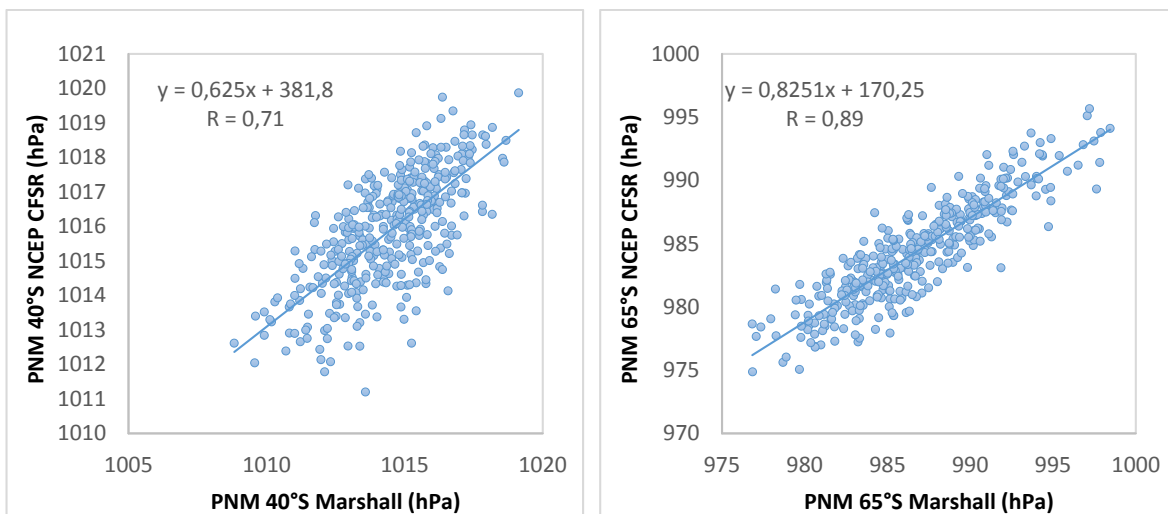


Figura 5-2. Correlación de la PNM zonal a los 40° y 65°S en los datos derivados del índice SAM calculado utilizando NCEP CFSR y Marshall (2003) (Fuente: Elaboración propia).

5.2 CLIMATOLOGÍAS

Se construyó el ciclo anual climatológico utilizando los promedios mensuales con los 32 años de información en los campos atmosféricos del reanálisis CFSR y los parámetros de resumen del oleaje y datos espectrales con los datos de CSIRO “CAWCR WAVE HINDCAST”, junto con una climatología de 7 años de información satelital utilizando los datos de altura significativa derivada de los datos de altimetría satelital “RADS” para el periodo de 1993 al 2010. Los mapas presentados en esta sección muestran el promedio estacional de los meses de diciembre-enero-febrero (DEF), marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA) y septiembre-octubre-noviembre (SON).

5.2.1 PARAMETROS ATMOSFÉRICOS.

En general, la climatología muestra un patrón de variabilidad estacional a gran escala zonalmente simétrica en el hemisferio sur, en los campos de PNM (Figura 5-3) y viento superficial (Figura 5-4) sobre la Antártida y una banda zonalmente centrada cerca de los 45°S, que se extiende durante todo el año.

La climatología estacional de la PNM muestra que durante todo el año existe un núcleo de alta presión sobre la Antártida con presiones promedio que alcanzan hasta los 1030 [hPa] principalmente durante los meses de otoño e invierno austral. Hacia menores latitudes se observan bajas presiones que llegan a los 980 [hPa], mientras que a latitudes medias se observan nuevamente altas presiones con valores promedio de hasta 1020 [hPa].

La climatología estacional del viento superficial, muestra que los vientos del Oeste experimentan una gran variabilidad en el hemisferio sur con un desplazamiento meridional a latitudes medias en casi todas las longitudes, y en cada estación. Los resultados muestran que durante el invierno austral los vientos del Oeste son más intensos sobre el océano Austral jugando un papel importante a altas latitudes.

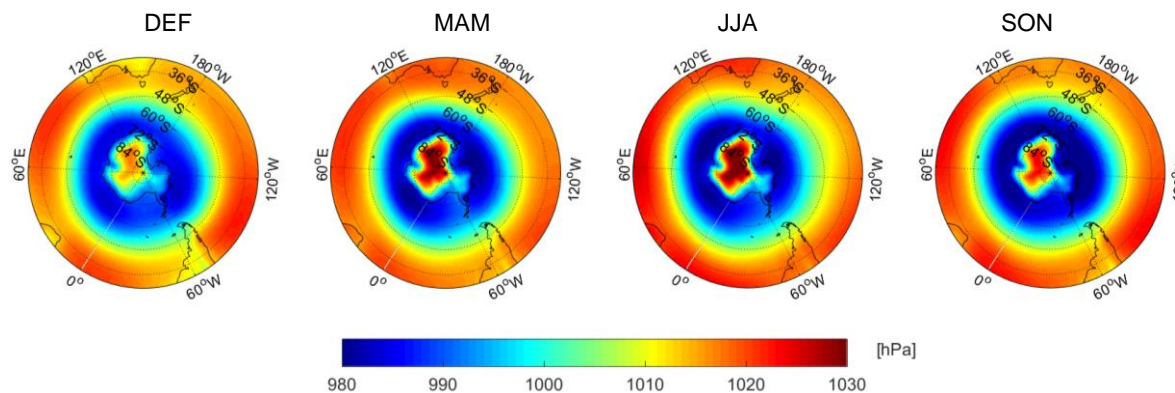


Figura 5-3. Climatología de la PNM utilizando NCAR CFSR 1979-2010 (Fuente: Elaboración propia).

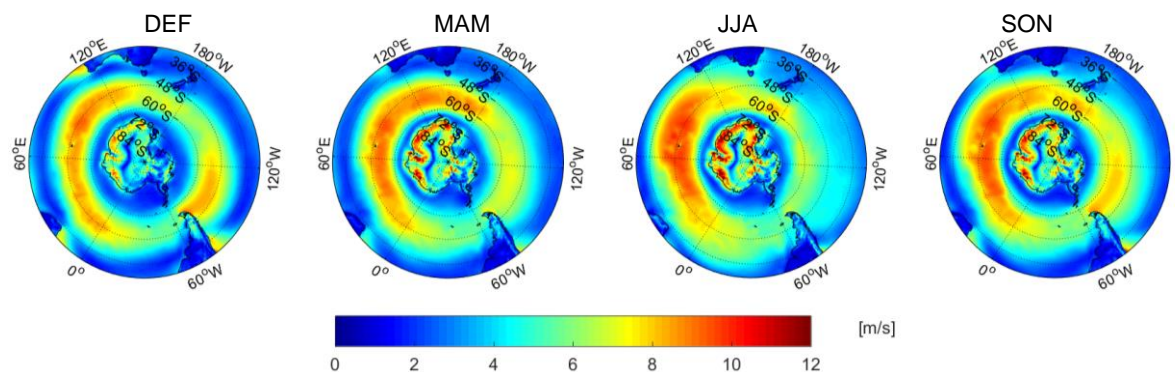


Figura 5-4. Climatología del viento superficial utilizando NCAR CFSR 1979-2010 (Elaboración propia).

5.2.2 PARAMETROS DE RESUMEN.

El clima de olas frente a las costas de Chile se encuentra dominado por olas generadas en el cinturón de los vientos del Oeste (40°S - 60°S), donde se concentran las trayectorias de los ciclones extratropicales, provocando que la altura significativa de las olas aumente

progresivamente con una fuerte variación latitudinal hacia latitudes extratropicales, con valores promedios de aproximadamente 2 [m], mientras que las olas más altas se encuentran en el sur del país con valores promedios mayores a 4 [m] durante todo el año (Figura 5-5) con un oleaje predominante con una fuerte componente direccional oeste debido a la cercanía con las zonas de generación, periodos medios cercanos a los 10 [s] y periodos peak de 12 [s], siendo estos más cortos que en el resto del país (Figura 5-6). Mientras que en la zona centro norte de Chile, se observa que el oleaje incide desde la dirección suroeste con periodos medios cercanos a los 12 [s], periodo peak de 14 [s] y alturas de olas menores en relación al sur del país, debido a una mayor distancia de la zona de generación principal. Esto explicaría el decaimiento y la dispersión angular y de frecuencias en la energía del oleaje, a medida que se propaga grandes distancias (e.g. Beyá et al., 2016). Es importante destacar que tanto los datos de altura significativa derivados de altimetría satelital como los datos del hindcast muestran un patrón similar con un máximo durante los meses de invierno austral seguido por los meses de primavera. Sin embargo, el ciclo anual del hindcast muestra ser más pronunciado que la climatología de los datos satelitales.

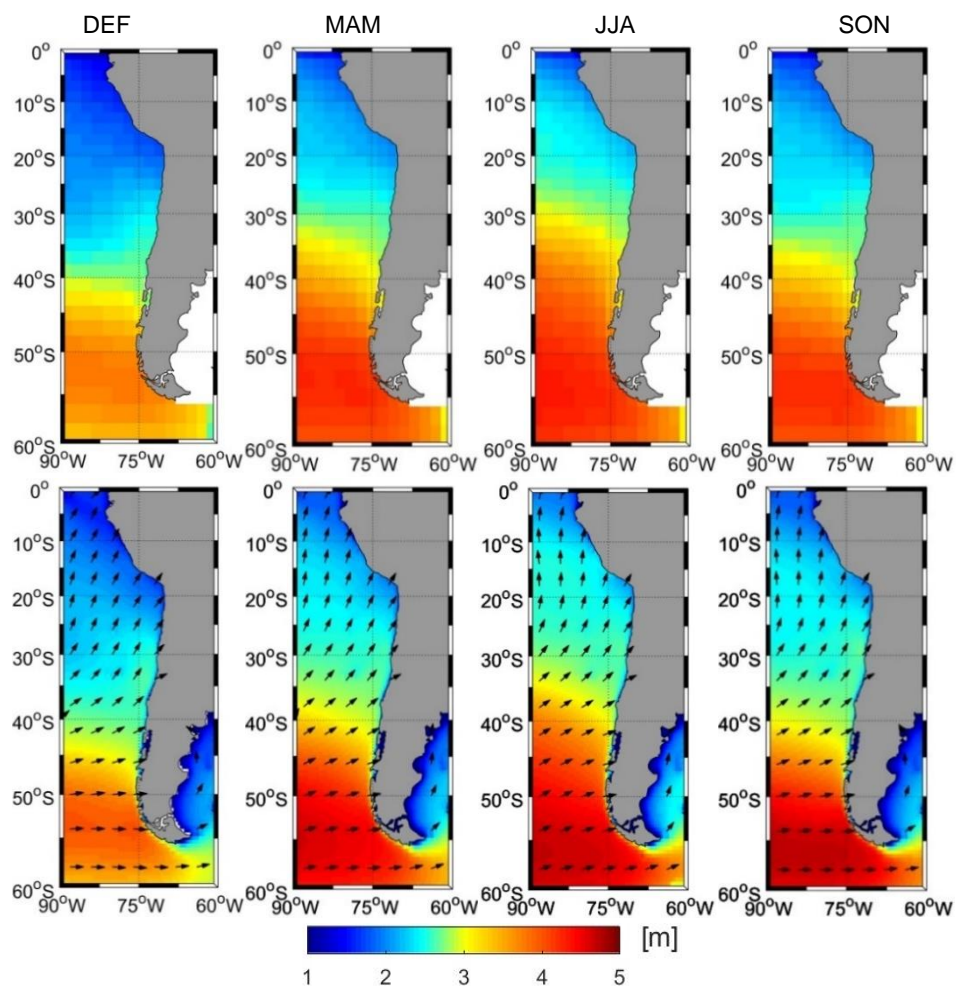


Figura 5-5. Climatología estacional de h_s para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando RADS (superior) y "CAWCR WAVE HINDCAST" (inferior). Los vectores muestran la dm del oleaje en cada estación (Fuente: Elaboración propia).

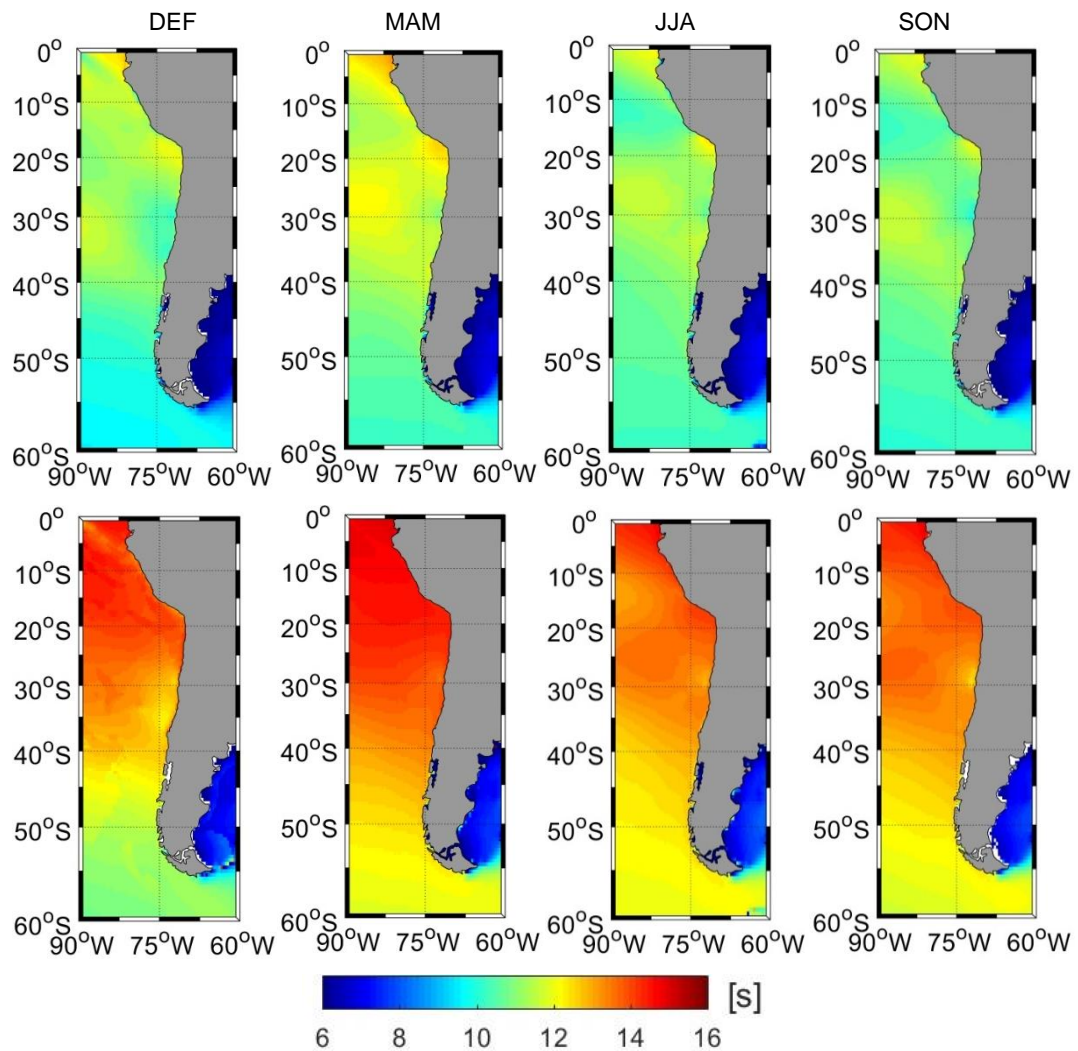


Figura 5-6. Climatología estacional de Tm (superior), Tp (inferior) para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando "CAWCR WAVE HINDCAST" (Fuente: Elaboración propia).

5.2.3 ESPECTROS DE OLAJE.

La climatología de los datos espectrales del oleaje muestra la distribución de la energía en el dominio de la frecuencia y dirección, donde los diferentes máximos de energía se encuentran asociado a oleaje de distintas zonas de generación, diferenciando entre un oleaje de generación distante “swell” y local “sea”. Frente a las costas de Chile el clima de olas está dominado permanentemente por olas generadas en el cinturón de vientos del Oeste, responsable del oleaje suroeste que se propaga desde el océano Austral debido a la cercanía con la zona de generación.

Los mapas muestran que frente a Chile central (30°S, 80°W) (Figura 5-7) existe una influencia importante del oleaje que viaja desde el Pacífico Norte, el cual se intensifica durante los meses de verano y otoño austral, con un peak de energía desde el noroeste con periodos más largos. Mientras que durante los meses de invierno el peak del noroeste desaparece por completo y la energía del oleaje experimenta una alta frecuencia (periodos más cortos) y un desplazamiento en la energía de las olas hacia el suroeste debido a las olas de tormenta que se propagan hacia el norte desde el océano Austral. La climatología de los espectros del norte y sur de Chile se muestran en el anexo (Figura 9-1, Figura 9-2, Figura 9-3, Figura 9-4)

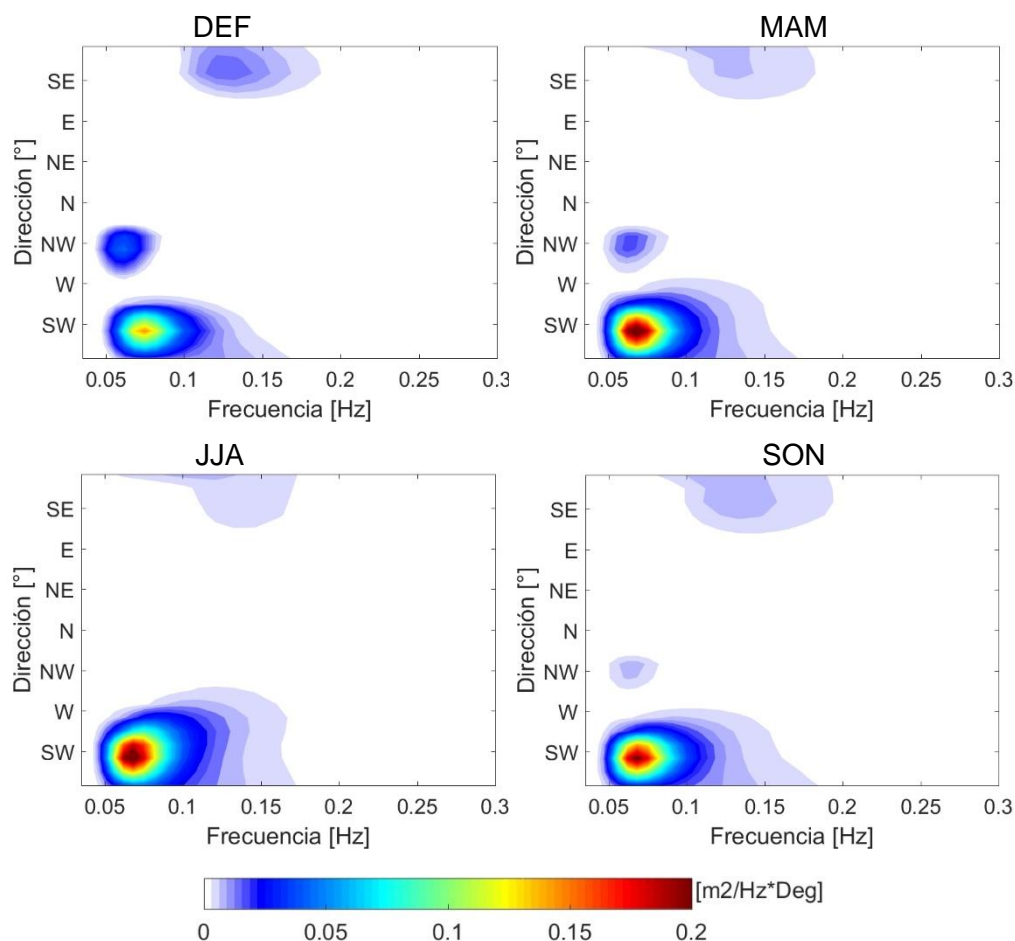


Figura 5-7. Climatología estacional Espectro latitud 30°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” (Fuente: Elaboración propia).

5.3 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN ESTACIONAL.

Se realizó un análisis de correlación estacional entre el índice SAM y las anomalías mensuales en los campos atmosféricos y parámetros de resumen del oleaje, en cada punto de grilla utilizando los 32 años de información (384 meses). Los mapas a continuación se presentan con colores sólo cuando la correlación es significativa con al menos un 95% de confianza.

5.3.1 PARAMETROS ATMOSFÉRICOS.

Un análisis de correlación de los campos de PNM y viento superficial con el índice SAM, muestra una adecuada representación del fenómeno y su estacionalidad, demostrando que la atmosfera que forzó el modelo de olas posee una adecuada representación del SAM. Los resultados muestran un modo de la variabilidad zonalmente simétrico en el hemisferio sur, con correlaciones máximas de 0.8 de signos opuestos en las anomalías de PNM (Figura 5-8) y viento superficial (Figura 5-9) sobre la Antártida y una banda zonalmente centrada cerca de los 45°S, persistente durante todo el año lo cual es en gran medida consistente con trabajos previos mencionados en la sección de fundamento teórico (sección 3).

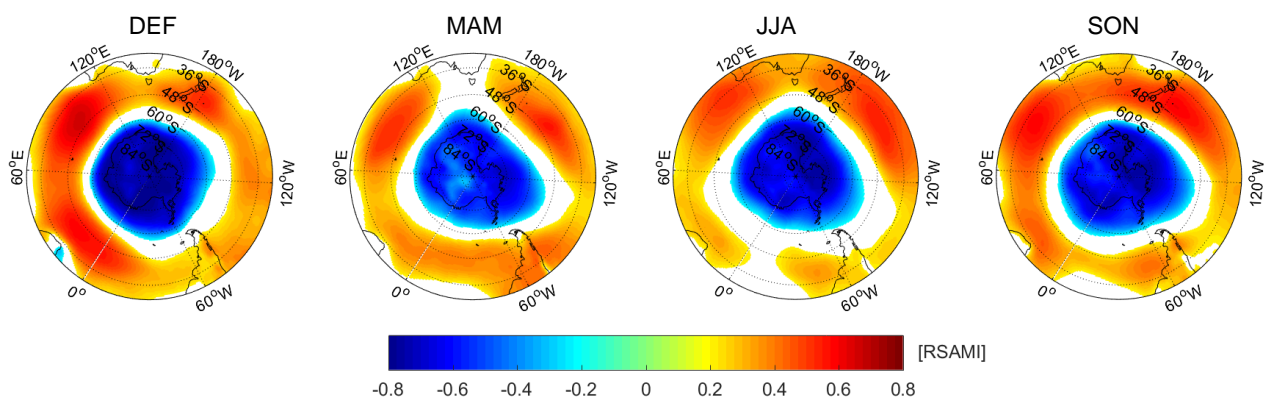


Figura 5-8. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales de PNM y el índice SAM. Correlación positiva o negativa (con un 95% de confianza) (Fuente: Elaboración propia).

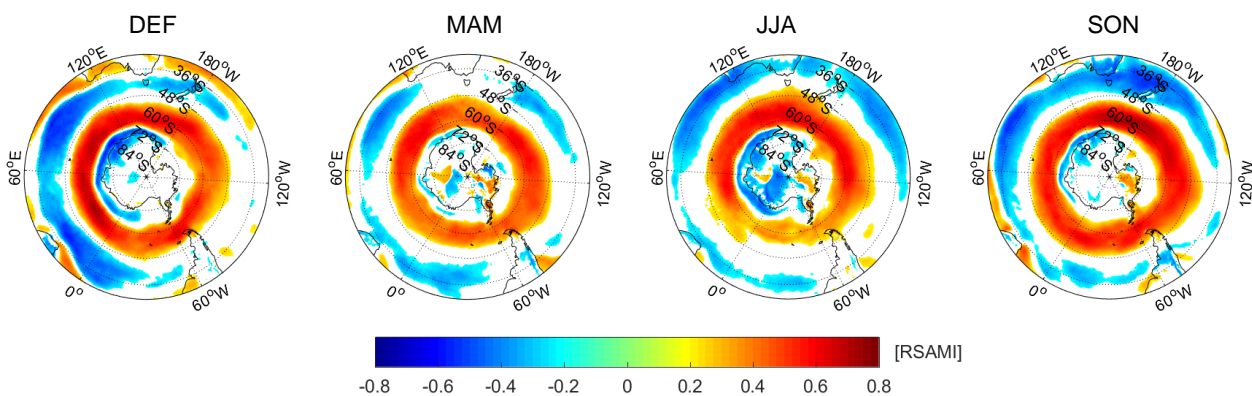


Figura 5-9. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales del viento superficial y el índice SAM. Correlación positiva o negativa (con un 95% de confianza) (Fuente: Elaboración propia).

5.3.2 PARAMETROS DE RESUMEN.

En general, los resultados del análisis de correlación en los 384 meses (Figura 5-10) muestran una relación significativa y además positiva entre el clima de olas y el índice SAM en el Pacífico Sur y frente a toda la costa de Chile extendiéndose incluso hacia latitudes medias y muy al norte debido a la propagación del oleaje. Esta correlación se asocia con un aumento de la altura significativa de las olas y período del oleaje de mar de fondo en el océano Pacífico, debido al desplazamiento hacia el sur de los vientos del Oeste y a la intensificación en las tormentas, lo cual produce vientos más intensos y aumentos en la altura significativa de las olas a altas latitudes del hemisferio sur cuando el índice SAM se encuentra en su fase positiva. Esto tiene un impacto significativo en la potencia o flujo de energía de las olas, siendo un patrón climático importante al momento de establecer el potencial desarrollo energético undimotriz frente a las costas de Chile.

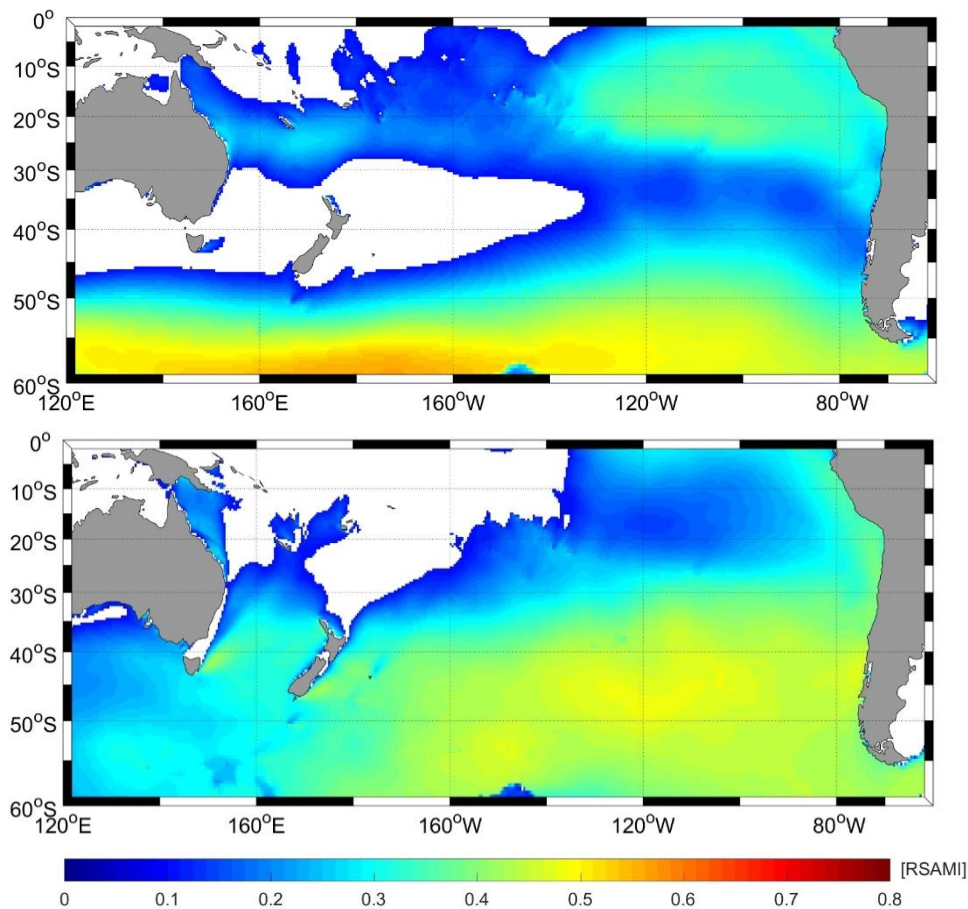


Figura 5-10. Mapa de correlación entre las anomalías mensuales (384 meses) de hs (superior), Tm (inferior) con el índice SAM. Se muestran las áreas con una correlación de un 95% de confianza (Fuente: Elaboración propia).

Los resultados del análisis de correlación estacional entre las anomalías de altura significativa de las olas y el índice SAM (Figura 5-11) muestran que en cada temporada hay correlaciones positivas, sin embargo, esta oscilación climática muestra una clara preferencia estacional, particularmente por los meses de invierno y primavera austral, siendo estos los meses que experimentan una mayor correlación entre la altura de las olas y el índice SAM. Mientras que, durante los meses de verano, las áreas donde la correlación es significativa con el índice SAM se pierden casi por completo. El análisis de correlación muestra correlaciones positivas frente a toda la costa de Chile durante los meses de invierno.

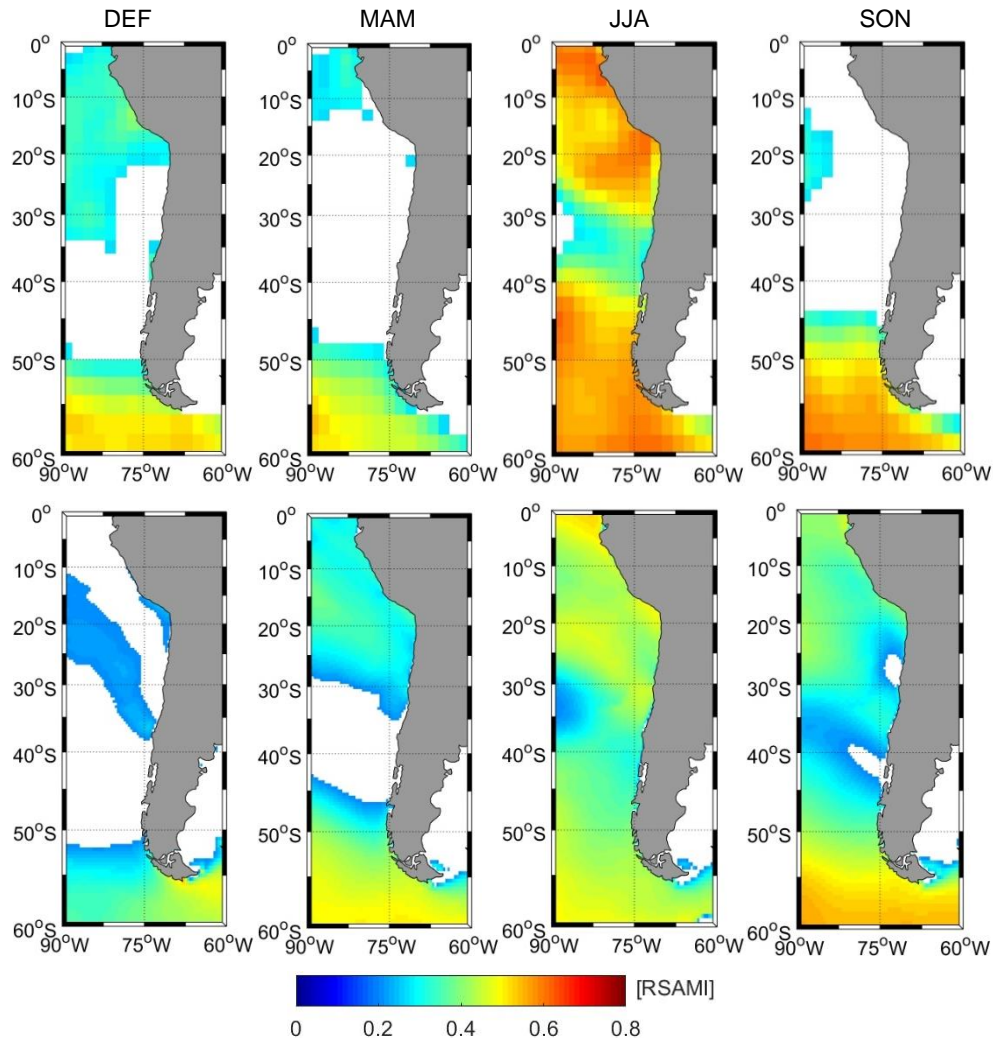


Figura 5-11. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales de hs y el índice SAM. base de datos RADS (superior), “CAWCR WAVE HINDCAST” (inferior). Se muestran las áreas con una correlación positiva de un 95% de confianza (Fuente: Elaboración propia).

Los resultados del análisis de correlación estacional entre las anomalías de periodo medio, periodo peak y el índice SAM (Figura 5-12) muestran correlaciones positivas máximas de 0.7 con el índice SAM, con correlaciones frente a toda la costa de Chile durante los meses de otoño, invierno y primavera austral. Mientras que, durante los

meses de verano, las correlaciones significativas con el periodo peak y el índice SAM se pierden por completo.

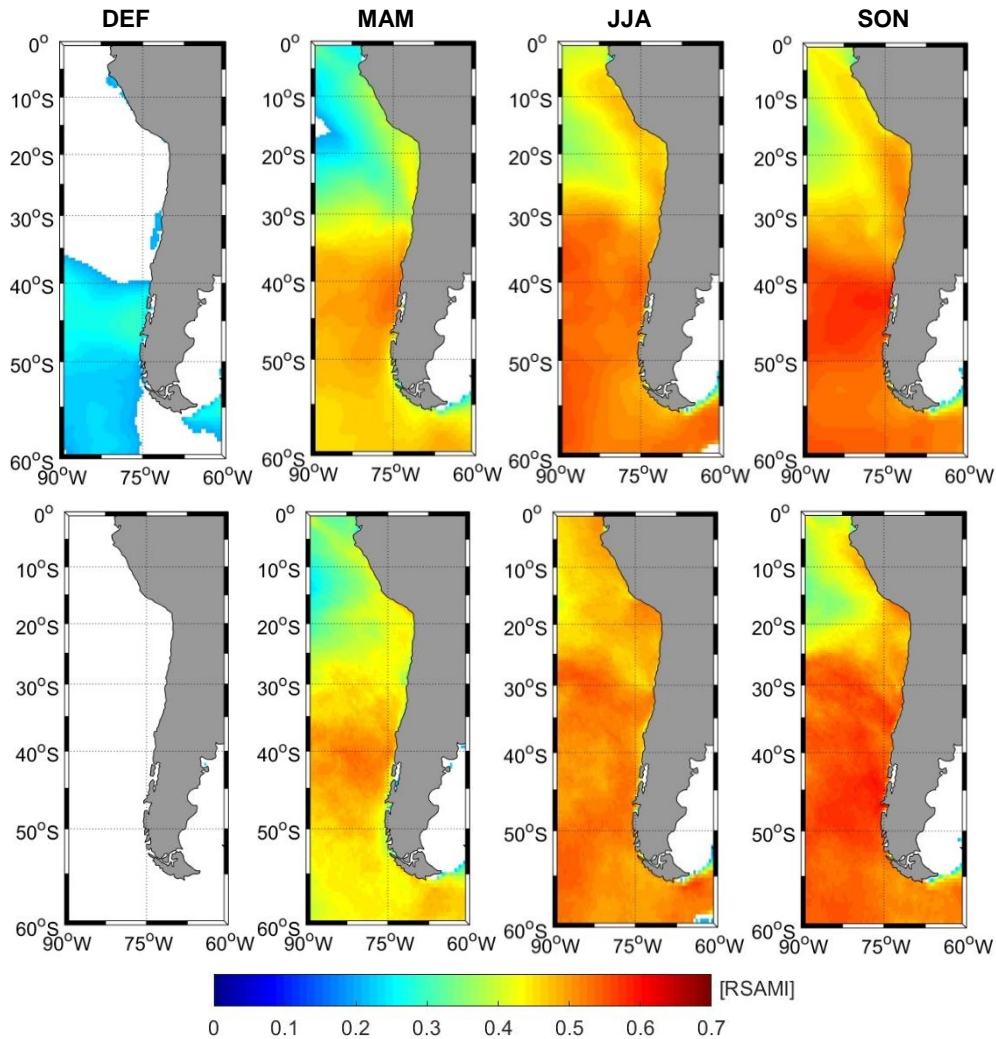


Figura 5-12. Mapa de correlación estacional entre las anomalías mensuales de Tm (superior), Tp (inferior) y el índice SAM. utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST”. Se muestran las áreas con una correlación positiva de un 95% de confianza (Fuente: Elaboración propia).

5.4 POTENCIA DEL OLAJE.

La potencia del oleaje muestra que existen grandes áreas del océano Pacífico, particularmente frente a las costas de Chile y del continente australiano, donde existe una correlación significativa con el índice SAM, debido a la generación activa de olas asociadas al cinturón de tormenta y a la propagación del oleaje como mar de fondo. Los resultados (Figura 5-13) muestran que la potencia del oleaje frente a Chile central es en promedio 100 a 120 [kW/m] durante una fase positiva del SAM, mientras que en la zona sur la potencia del oleaje es de aproximadamente 140 a 170 [kW/m]. Por otra parte, durante las fases negativas del SAM el flujo de energía disminuye considerablemente en

magnitud, presentando una energía promedio entre 40 a 80 [kW/m] frente a Chile central, mientras que, en la zona sur se observan valores entorno a los 80 a 100 [kW/m].

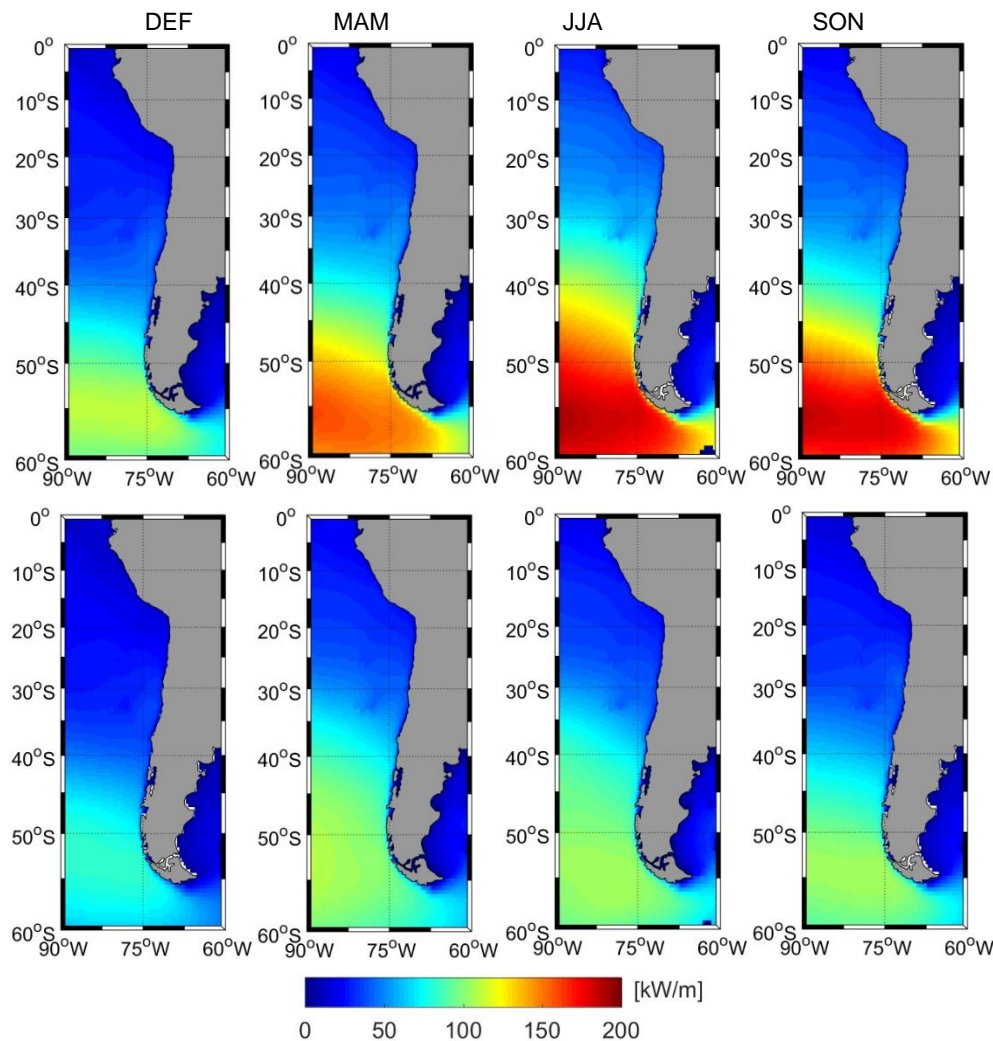


Figura 5-13. Mapa Potencia del oleaje para las fases opuestas del índice SAM. Potencia calculada utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior) (Fuente: Elaboración propia).

La diferencia entre la fase positiva y negativa del SAM muestran que en cada estación existe una variabilidad importante debido a la presencia de este modo climático. Las diferencias promedio en la variación porcentual en la potencia del oleaje en cada estación muestran que durante los meses de verano frente a Chile centro norte existe un 10% de la variabilidad interanual en la potencia del oleaje, mientras que en la zona sur hasta un 30% (Figura 5-14). Durante los meses de otoño se observa que frente a Chile central existen anomalías negativas de un 10% mientras que al sur de los 45°S existe una variabilidad positiva de entre un 10-50%. Durante los meses de invierno se observa que frente a Chile centro norte existe una variabilidad de un 30% en la potencia del oleaje debido a la influencia del SAM, mientras que al sur de los 45°S existe una influencia de entre un 40-60%. Finalmente, durante los meses de primavera se observa que existe una influencia

del SAM de hasta un 30% hasta los 40°S, mientras que al sur de los 45°S se observa una influencia de entre un 40-50%.

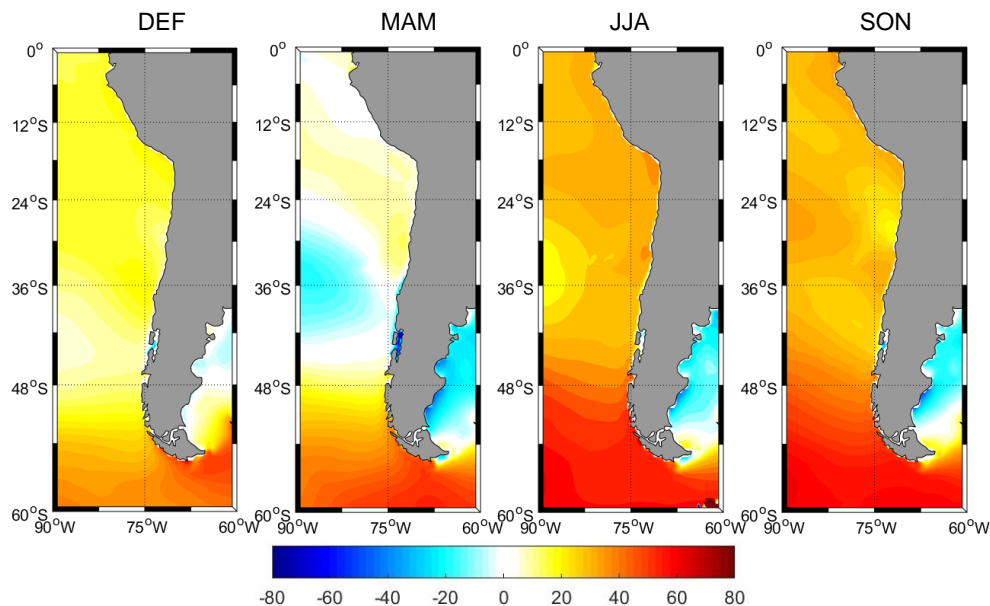


Figura 5-14. Variación porcentual en la potencia del oleaje entre las fases opuestas del SAM (Fuente: Elaboración propia).

5.5 ANÁLISIS DE COMPUESTO

5.5.1 PARAMETROS ATMOSFÉRICOS.

El análisis de compuesto estacional a los parámetros atmosféricos, sugiere una marcada estructura zonalmente simétrica, que alcanza su máximo durante el invierno austral, período en el que la fase positiva del SAM se caracteriza por anomalías en la PNM a altas latitudes del hemisferio sur (Figura 5-15), mientras que durante la fase negativa del SAM las anomalías en la presión superficial se encuentran en latitudes más bajas del hemisferio sur. Esta simetría zonal permite alterar las relaciones regionales en el viento superficial. Los resultados muestran que cerca del centro las anomalías del viento zonal (Figura 5-16) producen magnitudes del viento más altas durante la fase positiva, los cuales se desplazan desde su posición climatológica hacia el sur, fortaleciendo así el vórtice circumpolar, dando como resultado vientos del Oeste más fuertes de lo normal y presiones más altas sobre Chile central. Por el contrario, durante la fase negativa los vientos del Oeste se debilitan, expandiendo el cinturón de vientos del Oeste hacia el ecuador, dando como resultado sistemas de baja presión sobre el sur de Chile, llevando las tormentas más al norte de lo habitual, pudiendo incrementar los eventos extremos. Esta simetría está presente en todas las estaciones, siendo más intenso durante los meses de invierno, lo cual es consistente con algunos estudios previos que han identificado la influencia del SAM sobre el cinturón de vientos del Oeste, describiendo una intensificación del cinturón de tormenta hacia altas latitudes del océano Austral (Simmonds & Keay, 2000b), con un incremento en los vientos superficiales sobre el océano Austral en un 20% durante los últimos 20 años (Thompson & Solomon, 2002; Gillett et al., 2006).

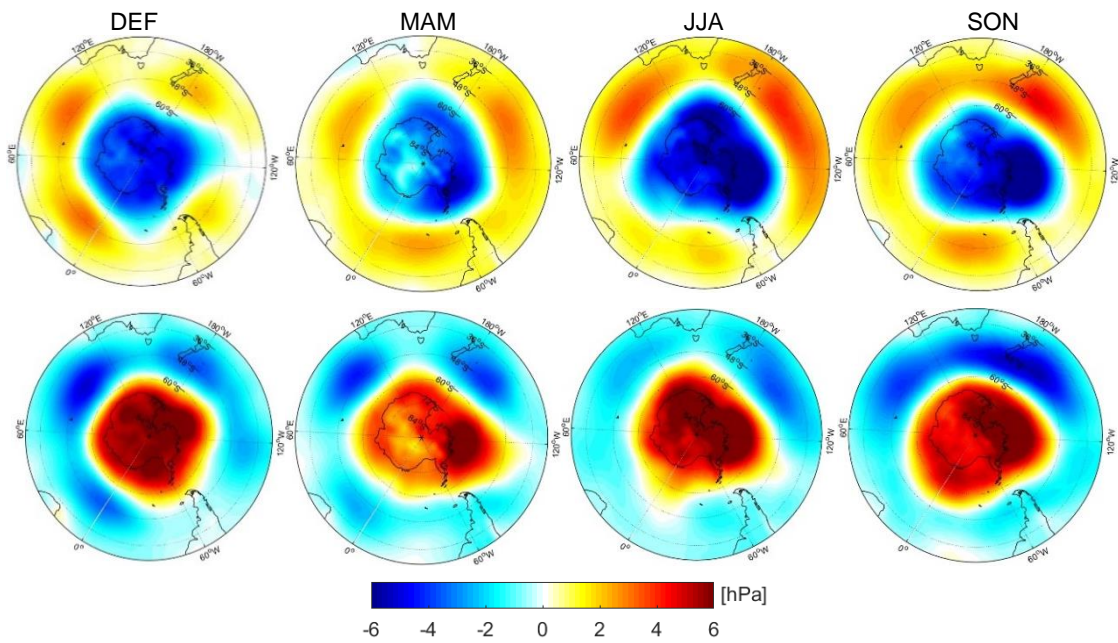


Figura 5-15. Mapa análisis de compuestos estacional en las anomalías de PNM para Verano (DEF); Otoño (MAM); Invierno (JJA); Primavera (SON). Anomalías de PNM para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior) (Fuente: Elaboración propia).

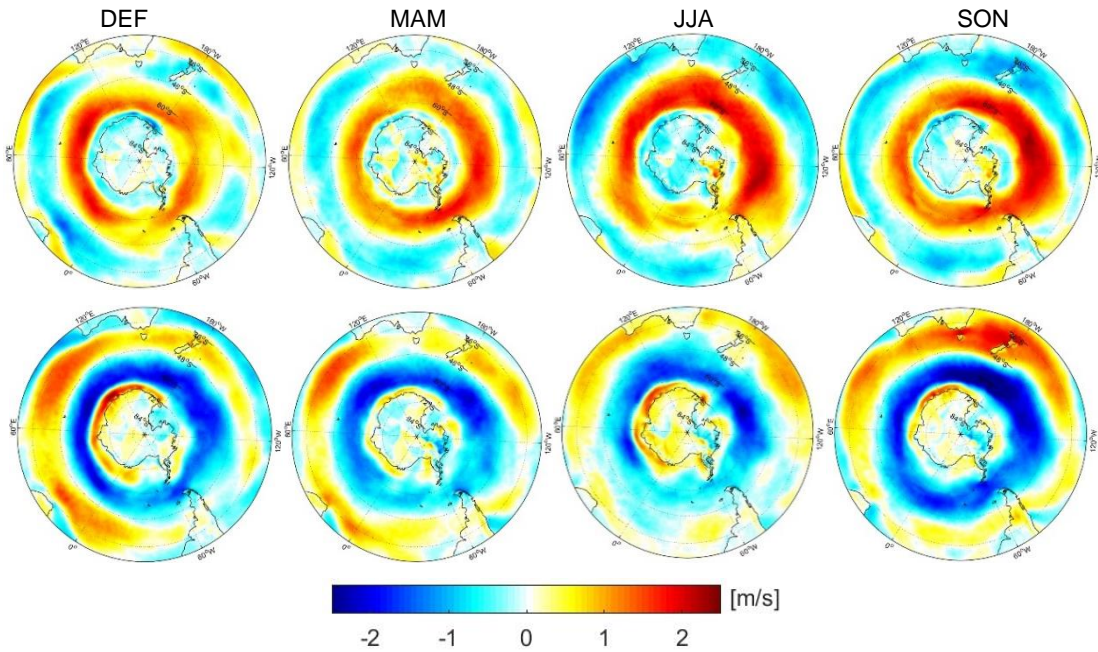


Figura 5-16. Mapa análisis de compuestos estacional en las anomalías del viento superficial para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior) (Fuente: Elaboración propia).

5.5.2 PARAMETROS DE RESUMEN.

Un análisis de compuesto confirma que existe una fuerte correlación positiva entre las anomalías de altura significativa de las olas durante la fase positiva del SAM (SAM > 80% del SAM). Las anomalías son más intensas en el océano Austral y tiende hacia el Pacífico Sureste asociado a la propagación del oleaje de mar de fondo. El incremento promedio en la altura significativa de las olas es superior a los 80 [cm] en el océano Austral (Anexo Figura 9-5). Es interesante que mientras que en el margen de Australia existen disminuciones en las anomalías de altura significativa durante la fase positiva, frente a las costas de Chile austral existe un aumento debido a la influencia del SAM, con resultados opuestos durante la fase negativa.

El análisis de compuesto para las costas de Chile muestra anomalías positivas y negativas asociadas a cada fase del SAM. El análisis en las anomalías de altura significativa muestra que la influencia de la señal es en promedio del orden de los 40 a 60 [cm] en la altura significativa de las olas (Figura 5-17). Debido a que la fase positiva del SAM, presentan un gradiente de presión más fuerte hacia latitudes medias, por lo que estos cambios están asociados con la intensificación hacia el sur en las trayectorias de las tormentas. Por el contrario, existe una disminución en promedio entre 20-40 [cm] de la altura significativa de las olas durante una fase negativa del SAM. Lo cual es consistente con el aumento en el gradiente de presión hacia altas latitudes y el debilitamiento en los vientos del Oeste.

El análisis de compuesto en las anomalías de periodo medio (Figura 5-18) muestra que frente a toda la costa de Chile existe un aumento (disminución) progresivo en el periodo medio durante la fase positiva (negativa) del SAM. Siendo los meses de invierno y primavera austral los que experimentan un mayor aumento (disminución) cercano a los 0.6 [s] asociado a la influencia de este modo climático. El análisis de compuesto en las anomalías de periodo peak (Figura 5-19) muestra que durante la fase positiva del SAM el periodo presenta anomalías positivas de hasta 0.4 [s] durante el verano, 0.6 [s] durante los meses de otoño y de 0.8 a 1 [s] durante los meses de invierno y primavera. Mientras que durante la fase negativa los meses de verano presentan anomalías positivas de hasta 0.3 [s] frente a toda la costa de Chile seguidas por anomalías negativas de hasta -0.8 [s] para el resto del año.

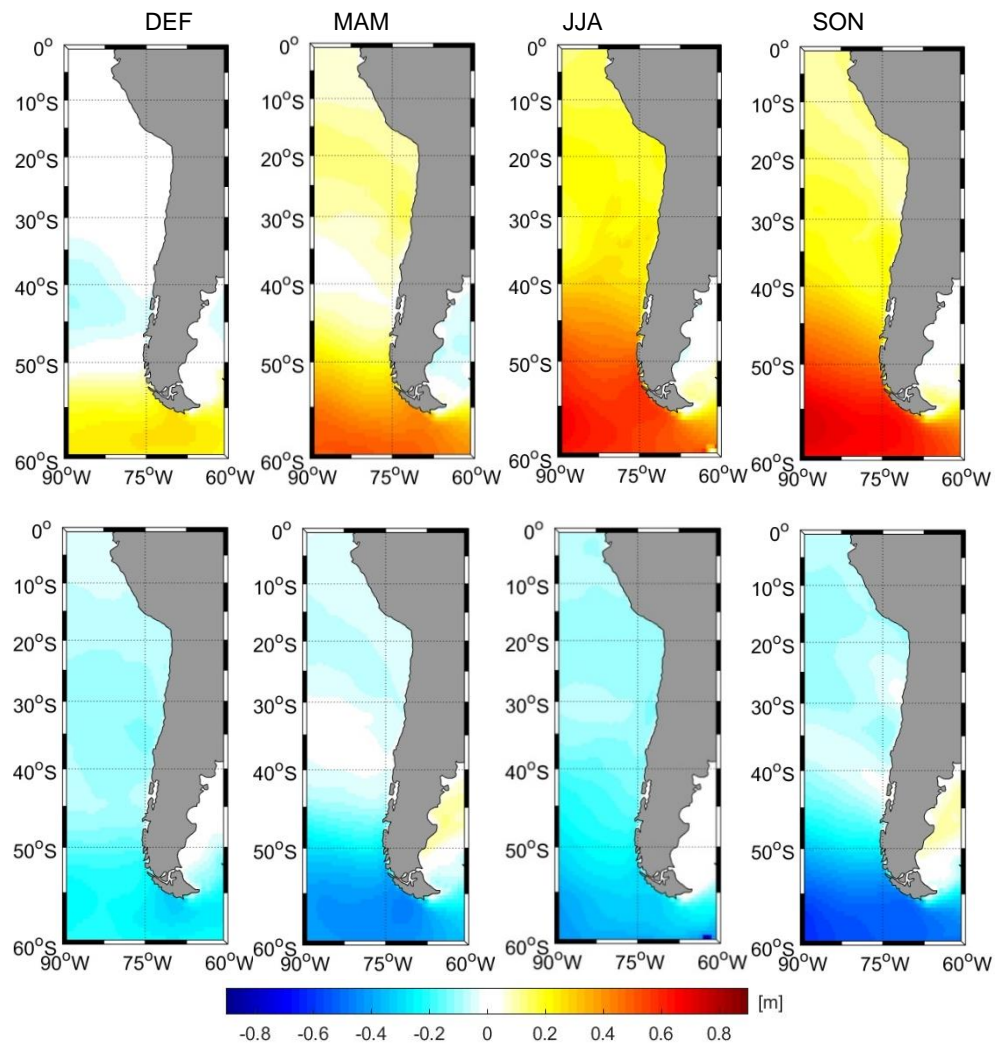


Figura 5-17. Mapa análisis de compuesto estacional en las anomalías de hs para las fases opuestas del índice SAM. Anomalías de hs calculadas utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior) (Fuente: Elaboración propia).

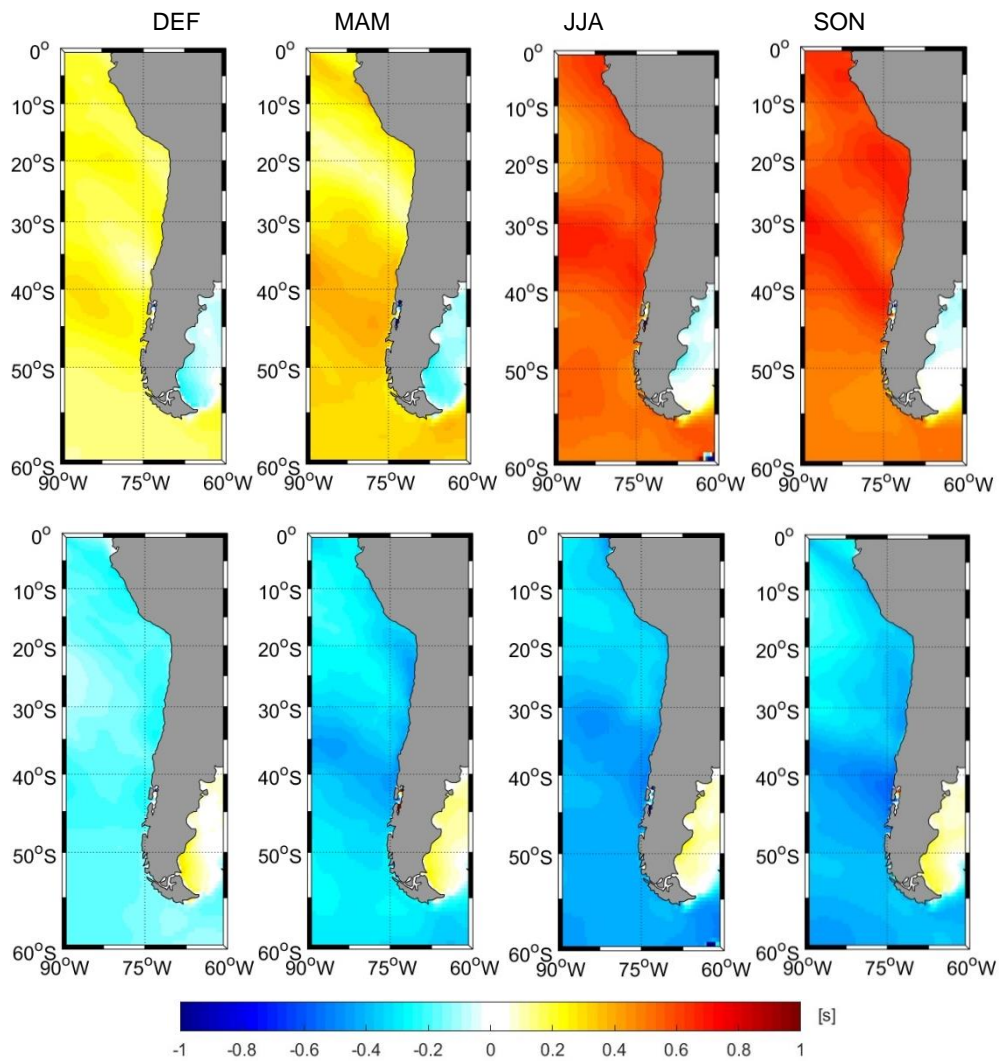


Figura 5-18. Mapa análisis de compuesto estacional en las anomalías de Tm para las fases opuestas del índice SAM. Anomalías de Tm calculadas utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior) (Fuente: Elaboración propia).

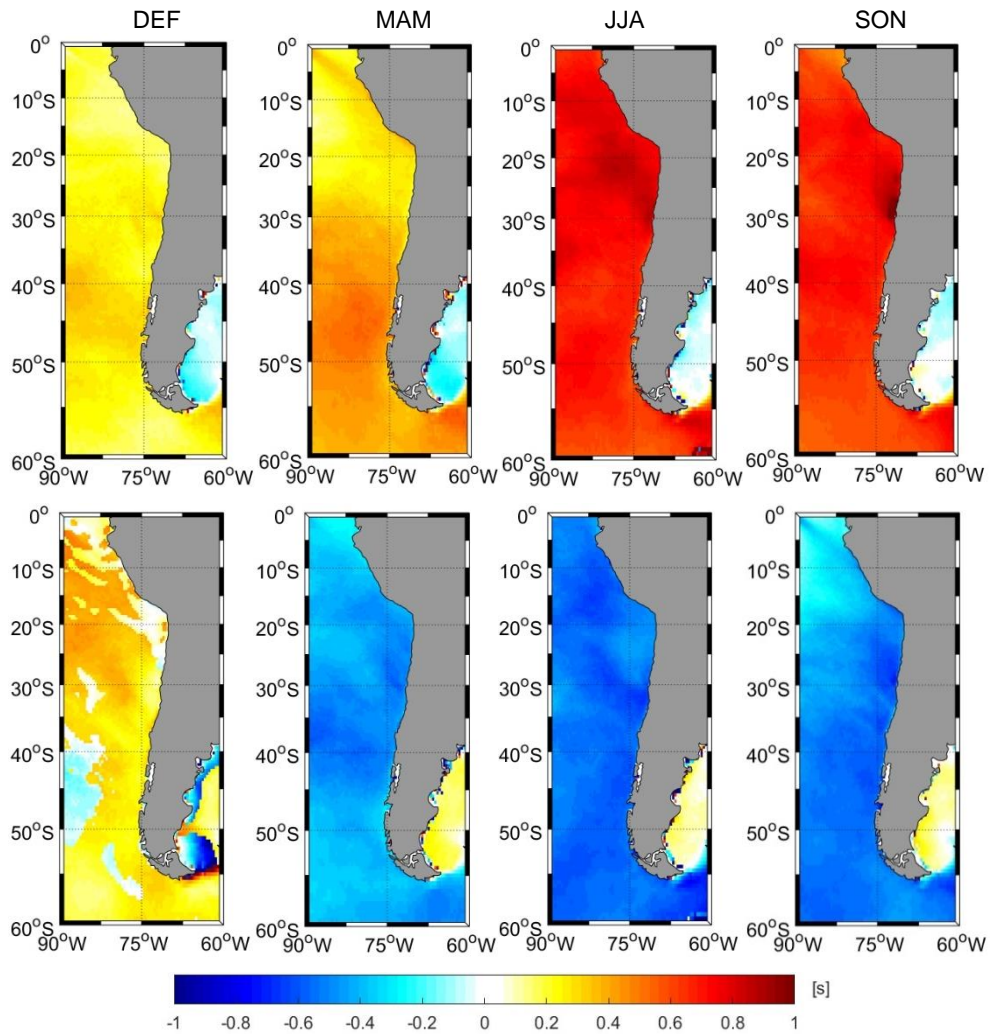


Figura 5-19. Mapa análisis de compuesto estacional en las anomalías de Tp para las fases opuestas del índice SAM. Anomalías de Tp calculadas utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Superior) y menor al 20% (Inferior) (Fuente: Elaboración propia).

5.5.3 DATOS ESPECTRALES.

Un análisis de compuesto a los datos espectrales frente a la costa de Chile, revela que el SAM influye en mayor medida sobre la energía del oleaje de mar de fondo que proviene desde el suroeste. Sin embargo, también afecta la cantidad de energía que proviene desde el oeste y noroeste con frecuencias más altas que el swell generado en el hemisferio sur. Frente a Chile central (30°S, 80°W) el análisis de compuesto muestra que durante la fase positiva del SAM existe un aumento de la energía que proviene desde el suroeste principalmente durante los meses de invierno y primavera austral lo cual produce un aumento en la altura de las olas con una baja frecuencia debido principalmente a las olas de tormenta que se propagan desde el océano Austral (Figura 5-20). Mientras que durante la fase negativa se observa una disminución en las anomalías que provienen desde la dirección suroeste durante todo el año, lo cual es en parte compensado con un aumento de las anomalías positivas desde la dirección oeste. Sin embargo, aun cuando el swell del hemisferio sur contiene menos energía durante la fase negativa del SAM existe un aumento de la energía que proviene desde la dirección oeste con una energía mayor a altas frecuencias, dada una mayor generación local durante los meses de otoño e invierno, debido al aumento de ciclones extratropicales que llegan a la costa central de Chile influenciados por la fase negativa del SAM. Campos, 2016, establece que la probabilidad de ocurrencia de daños aumenta cuando el oleaje proviene desde direcciones más cercanas al norte que el promedio debido a la orientación que tienen gran parte de las bahías en Chile, las cuales se encuentran desprotegidas a esta dirección. Particularmente los rangos de dirección que causan daños varían entre el suroeste y oeste para la zona norte del país, mientras que en las zonas centro y sur los daños e impactos se dan específicamente en eventos con direcciones provenientes desde el noroeste. El análisis de compuesto espectral para el norte y sur de Chile se muestran en el anexo (Figura 9-6, Figura 9-7, Figura 9-8, Figura 9-9)

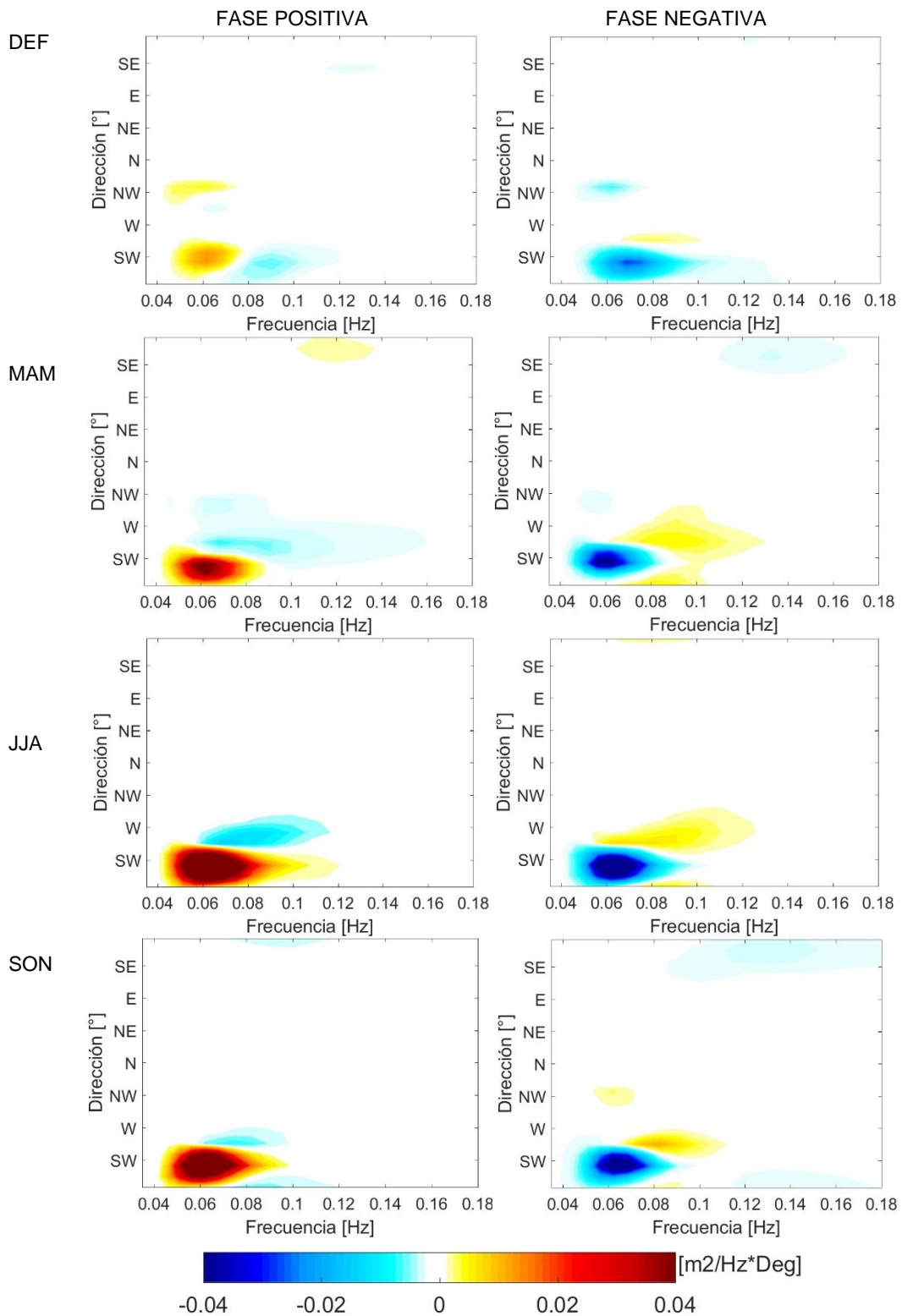


Figura 5-20. Análisis de compuesto espectral (m²) latitud 30°S para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha) (Fuente: Elaboración propia).

5.6 CLIMA EXTREMO

Los eventos extremos de oleaje son sucesos de vital importancia debido al potencial daño que pueden producir en las costas. Estudios indican que la intensidad de los eventos extremos ha aumentado a un ritmo más rápido que el de las condiciones medias, sobre la mayor parte de los océanos del mundo, con una tendencia más fuerte en el hemisferio sur (un aumento neto del 5 al 10% en los últimos 20 años), debido a los fuertes vientos del Oeste que atraviesan grandes extensiones oceánicas (Young et al., 2011), por lo que es fundamental analizar la influencia de la variabilidad climática en la respuesta de las olas de gran altura debido a la presencia del SAM. Como se ha descrito a lo largo de este documento, la variabilidad interanual de los eventos extremos de oleaje puede estar fuertemente influenciada por el SAM, el cual puede ejercer impactos en la altura significativa de las olas al influenciar los patrones en la circulación atmosférica del hemisferio sur, provocando aumentos importantes en la velocidad de los vientos superficiales, dando lugar a condiciones extraordinarias de generación de oleaje en el océano Austral. En este contexto se realizó un estudio de los extremos estacionales mediante un modelado de los máximos mensuales utilizando la distribución GEV como se ha presentado previamente en la metodología.

5.6.1 RESULTADOS DISTRIBUCIÓN GEV

Los resultados de la prueba estadística de Smirnov-Kolmogorov muestran que la distribución de los valores extremos en la altura significativa de las olas máximas mensuales se encuentra bien descritos por la distribución GEV proporcionando está un ajuste razonable a los máximos mensuales.

La Figura 5-21 muestra la distribución espacial del parámetro de localización en la altura de olas extremas frente a las costas de Chile. Los resultados de la distribución GEV debido a la influencia estacional del SAM para el clima de olas extremo muestra que frente a las costas de Chile, la media climatológica en las olas extremas aumenta progresivamente con una fuerte variación latitudinal hacia latitudes extratropicales, con valores promedios de aproximadamente 4 [m] frente a Chile central, mientras que las olas más altas se encuentran en el extremo sur del país con valores promedios que alcanzan hasta los 7 [m] durante los meses de verano, mientras que en el resto del año la altura significativa de las olas alcanza hasta los 8 [m], siendo los meses de invierno los que experimentan un mayor aumento en la altura de las olas más altas.

La Figura 5-22 muestra la distribución espacial del parámetro de escala de la distribución GEV. Este parámetro representa la extensión o anchura de la distribución GEV. Los resultados muestran que, frente a las costas de Chile, la media climatológica en este parámetro aumenta progresivamente con una fuerte variación latitudinal hacia latitudes extratropicales, con valores promedios de aproximadamente 0.5 [m] frente a Chile central, mientras que en el extremo sur del país se observan valores promedios más intensos, los cuales son ligeramente menores a los 1.5 [m] durante los meses de verano, mientras que en el resto del año hasta los 2 [m], siendo los meses de otoño los que experimentan un mayor aumento en este parámetro debido a la influencia del SAM.

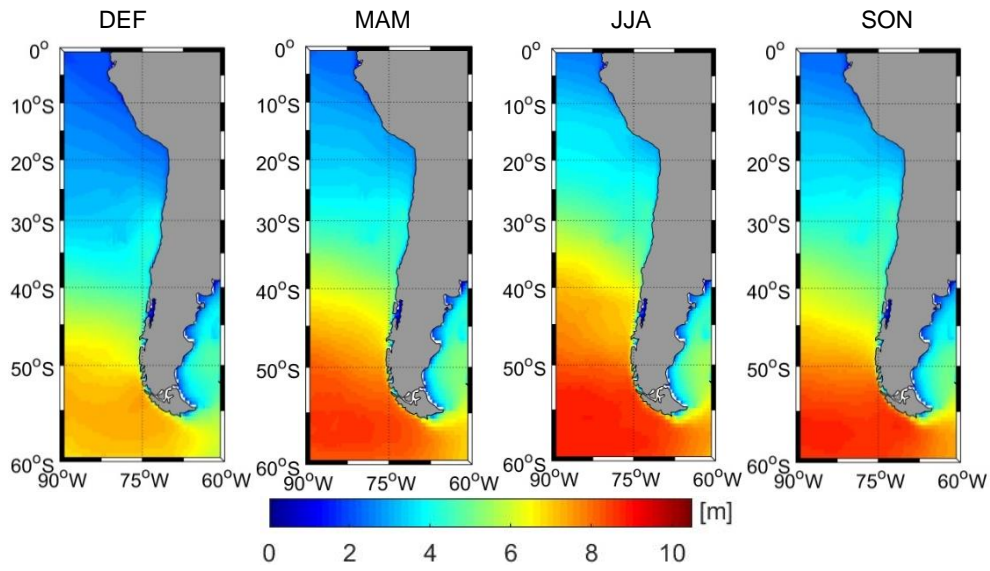


Figura 5-21. Distribución estacional parámetro de localización (μ_0) del ajuste GEV en la altura de olas extremas obtenido de CSIRO "CAWCR WAVE HINDCAST" (Fuente: Elaboración propia).

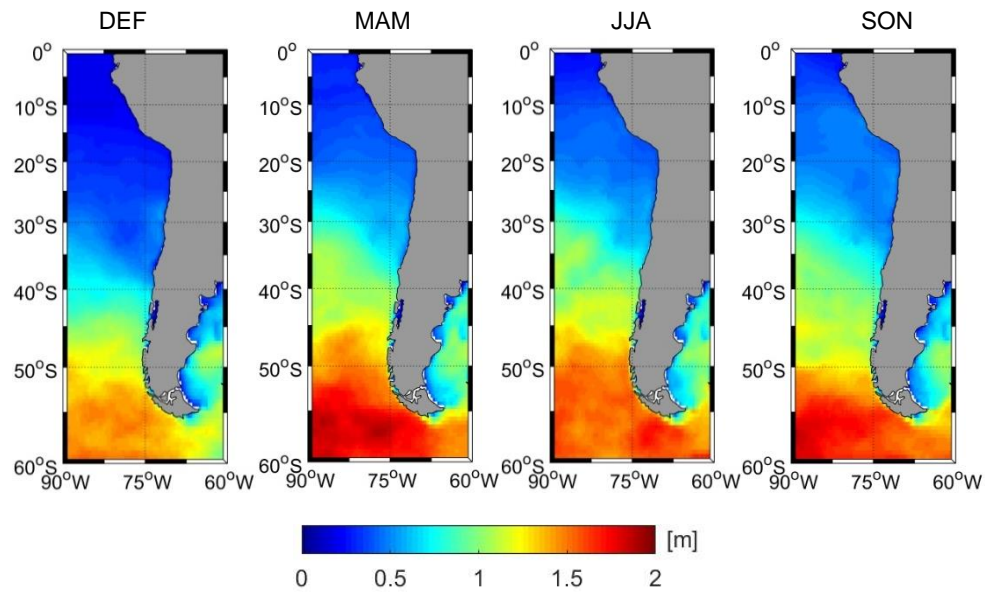


Figura 5-22. Distribución estacional parámetro de escala (σ_0) del ajuste GEV en la altura de olas extremas obtenido de CSIRO "CAWCR WAVE HINDCAST" (Fuente: Elaboración propia).

5.6.2 ANALISIS DE COMPUESTO DISTRIBUCIÓN GEV.

La Figura 5-23 muestra el análisis de compuesto estacional en la altura significativa de las olas extremas dadas las fases opuestas del SAM, donde el parámetro de localización de la distribución GEV revela la intensidad promedio en la altura significativa de las olas extremas. Los resultados muestran que, durante la fase positiva del SAM, existe un aumento en la altura de las olas extremas, con una variabilidad mayor en el extremo sur del país debido a la cercanía con el océano Austral. Estos aumentos son impulsados por

una intensificación en la velocidad del viento debido en gran parte a la diferencia en los gradientes de presión en latitudes extratropicales inducidas por el SAM, siendo los meses de invierno y primavera austral los que experimentan un mayor aumento en la altura extrema de las olas. Los resultados muestran que durante la fase positiva del SAM los meses de verano alcanzan valores promedios de hasta 7 [m] mientras que durante el resto del año se alcanzan alturas de hasta los 10 [m] al sur de los 50°S. Mientras que durante la fase negativa del SAM existe una disminución en la altura de las olas extremas, con valores que alcanzan hasta los 6 [m] durante el verano, y los 8 [m] en el resto de las estaciones.

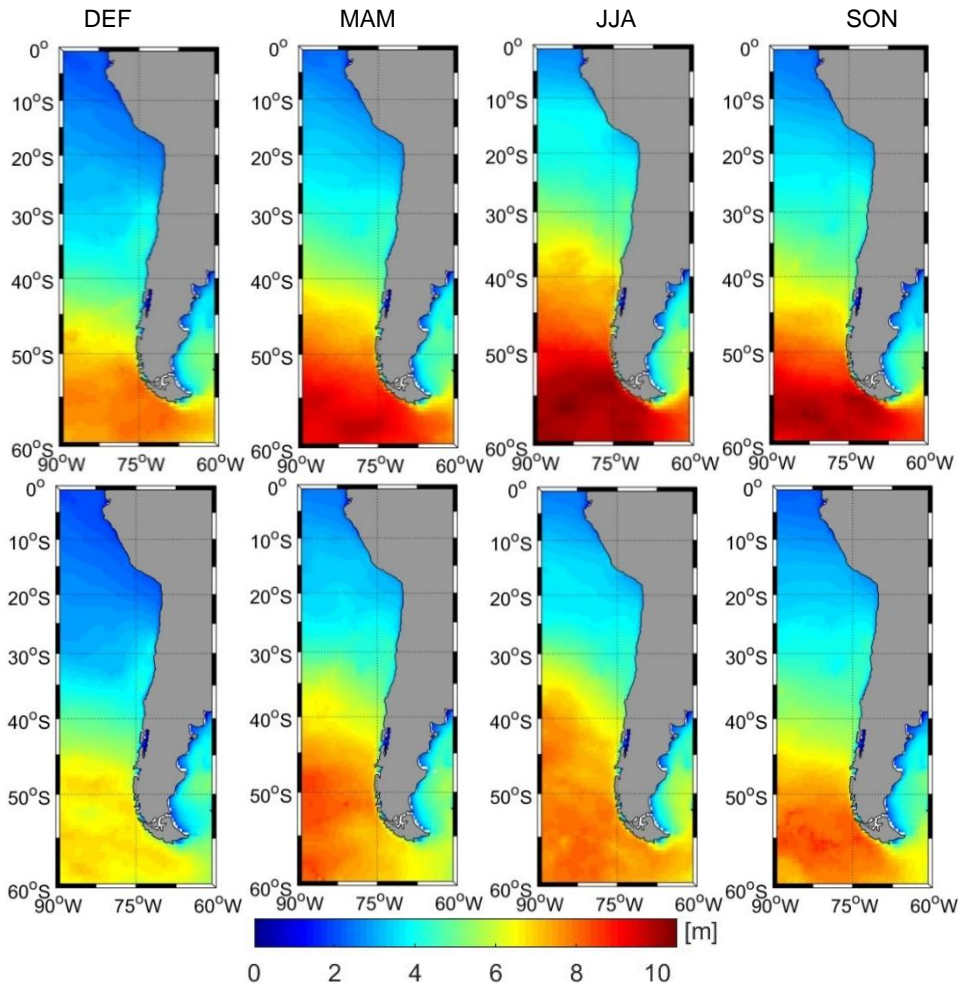


Figura 5-23. Parámetro de localización (μ_0) para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (superior) y menor al 20% (inferior) del índice SAM (Fuente: Elaboración propia).

La diferencia entre ambas fases (positiva-negativa) muestra que existe una gran variabilidad porcentual en la altura extrema de las olas frente a todo Chile dada las fases opuestas del SAM. Si bien durante los meses de verano existe una gran diferencia, las olas durante esta temporada no son tan extremas como en el resto del año, ya que en promedio son de menor altura en comparación con el resto de las estaciones.

El porcentaje de cambio entre la fase positiva y negativa con respecto a la climatología del parámetro de localización (Figura 5-24) muestra que durante los meses de verano, la influencia del SAM explica una variabilidad positiva de hasta un 10% al norte de los 35°S, y un 20% al sur de los 50°S, mientras que entre los 35°S y los 50°S explica una variabilidad negativa de hasta un -5% en la altura significativa de las olas extremas. Mientras que durante los meses de otoño explica una variabilidad negativa de entre un -5% a -20% hasta los 50°S, encontrando una variabilidad positiva de hasta un 20% hasta los 60°S. Durante los meses de invierno se observa un aumento frente a toda la costa de Chile de un 10% hasta los 45°S y entre un 15% a 25% entre los 45°S - 60°S. Finalmente en los meses de primavera se observa un aumento de hasta un 5% hasta los 50°S y un 10 a 20% al sur de los 50°S.

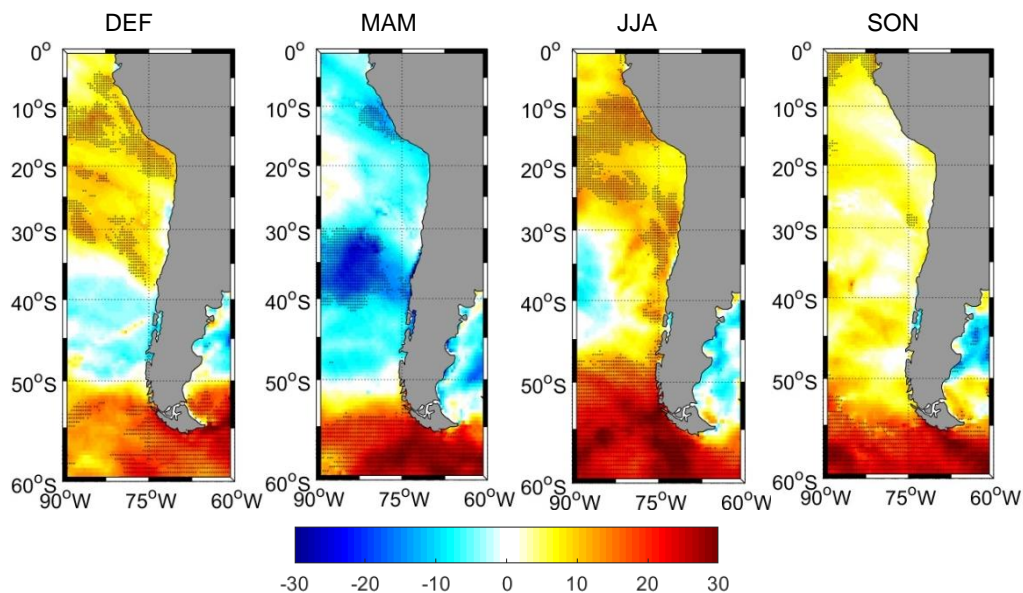


Figura 5-24. Análisis de compuesto en la variación porcentual en los extremos estacionales de la altura de olas extremas para el parámetro de localización (μ_0) (Fuente: Elaboración propia).

A diferencia del parámetro de localización, el parámetro de escala de la distribución GEV en las fases opuestas del SAM (Figura 5-25) no muestra un patrón bien definido que sea consistente con la influencia del SAM. Se observa que durante la fase positiva existe una mayor varianza de las olas extremas durante los meses de verano y otoño, mientras que en la fase negativa las anomalías se observan principalmente en primavera.

El porcentaje de cambio entre la fase positiva y negativa con respecto a la climatología del parámetro de escala (Figura 5-26) muestra que frente a las costas de Chile la influencia del SAM explica una variabilidad de hasta un 80% en la altura significativa de las olas extremas durante los meses de verano, mientras que durante los meses de otoño explica una variabilidad negativa hasta los 40°S, encontrando una variabilidad positiva de hasta un 20% hasta los 60°S. Durante los meses de invierno se observa una variabilidad positiva frente Chile central con una variabilidad de un 10%. Finalmente, los meses de primavera se observa una variabilidad positiva de hasta un 20% entre los 40°S - 50°S.

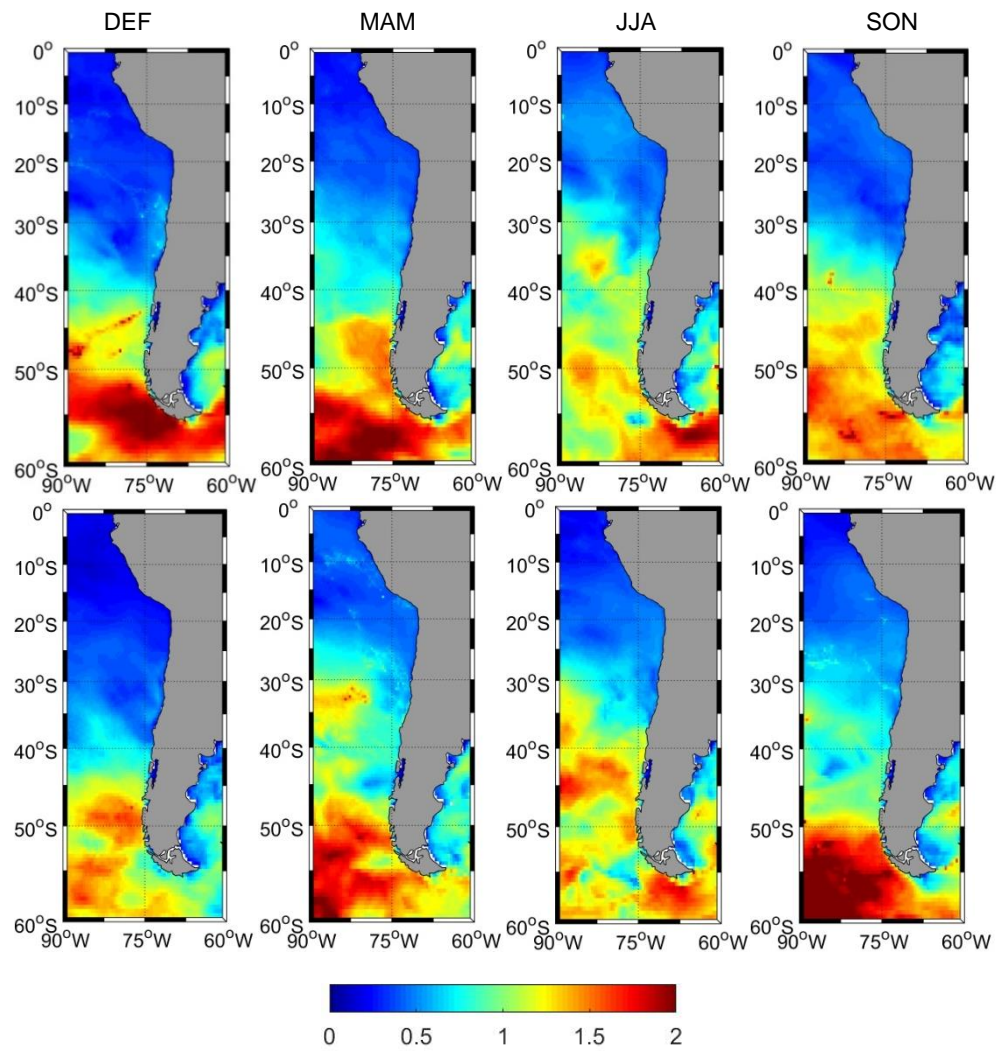


Figura 5-25. Parámetro de escala (σ_0) para el periodo en que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (superior) y menor al 20% (inferior) del índice (Fuente: Elaboración propia).

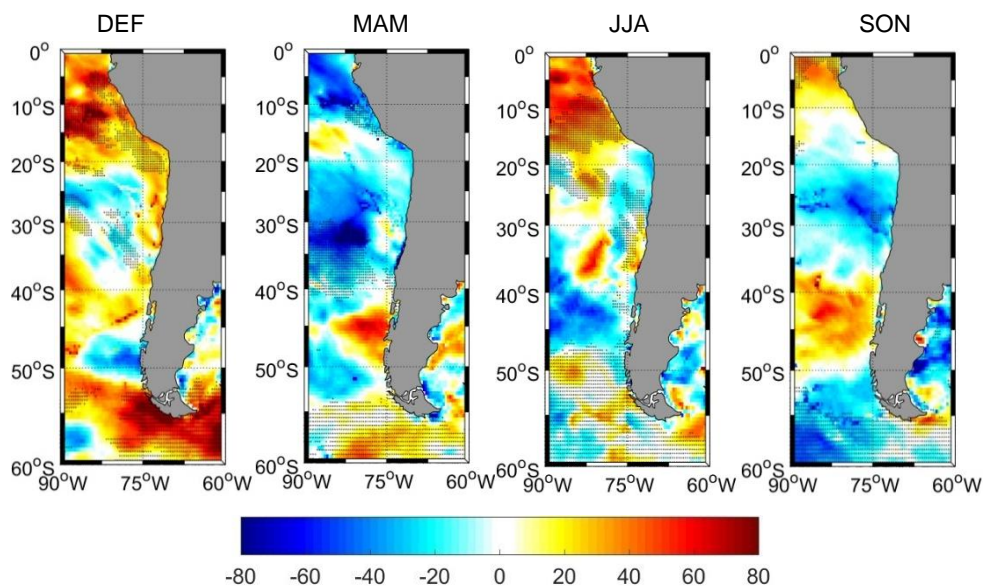


Figura 5-26. Análisis de compuesto en la variación porcentual en los extremos estacionales de la altura de olas extremas para el parámetro de escala (σ_0) (Fuente: Elaboración propia).

5.6.3 DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD FRENTE A LAS COSTAS DE CHILE

Los gráficos presentados a continuación muestran la función de probabilidad de la altura significativa para la fase positiva (rojo) y negativa (azul) del SAM. Las líneas continuas muestran la distribución de probabilidad considerando las series de tiempo cada 3 horas, mientras que las líneas segmentadas muestran la distribución de probabilidad considerando la serie con los máximos mensuales frente a las costas de Chile. Cada valor de p se obtiene del test estadístico de Smirnov-Kolmogorov y representa la confianza con la que podemos considerar que las distribuciones de probabilidad son estadísticamente diferentes.

Los resultados muestran que en la serie cada 3 horas frente a Chile central (P_{S1}) las distribuciones de frecuencias para ambas fases del SAM son estadísticamente diferentes con un 99,9% de confianza, mientras que la serie con los máximos mensuales (P_{S2}) muestran ser distintas en función del valor P entre ambas fases (Figura 5-27). Ambas series muestran que hacia el norte durante la fase positiva del SAM existen mayores alturas de olas, mientras que en la fase negativa del SAM la distribución se encuentra hacia alturas más bajas. Sin embargo, sobre la serie con los valores máximos mensuales al avanzar hacia el sur, la prueba estadística revela que estas diferencias entre ambas fases del SAM van disminuyendo, dejando de ser significativamente distintas, pareciéndose cada vez más. Resulta interesante que a partir de los 38° de latitud la altura de las olas mensuales máximas incluso puede ser superada en probabilidad durante la fase negativa del SAM, aunque no logran ser estadísticamente diferentes. Las zonas del norte y sur de Chile se muestran en el anexo (Figura 9-10, Figura 9-11).

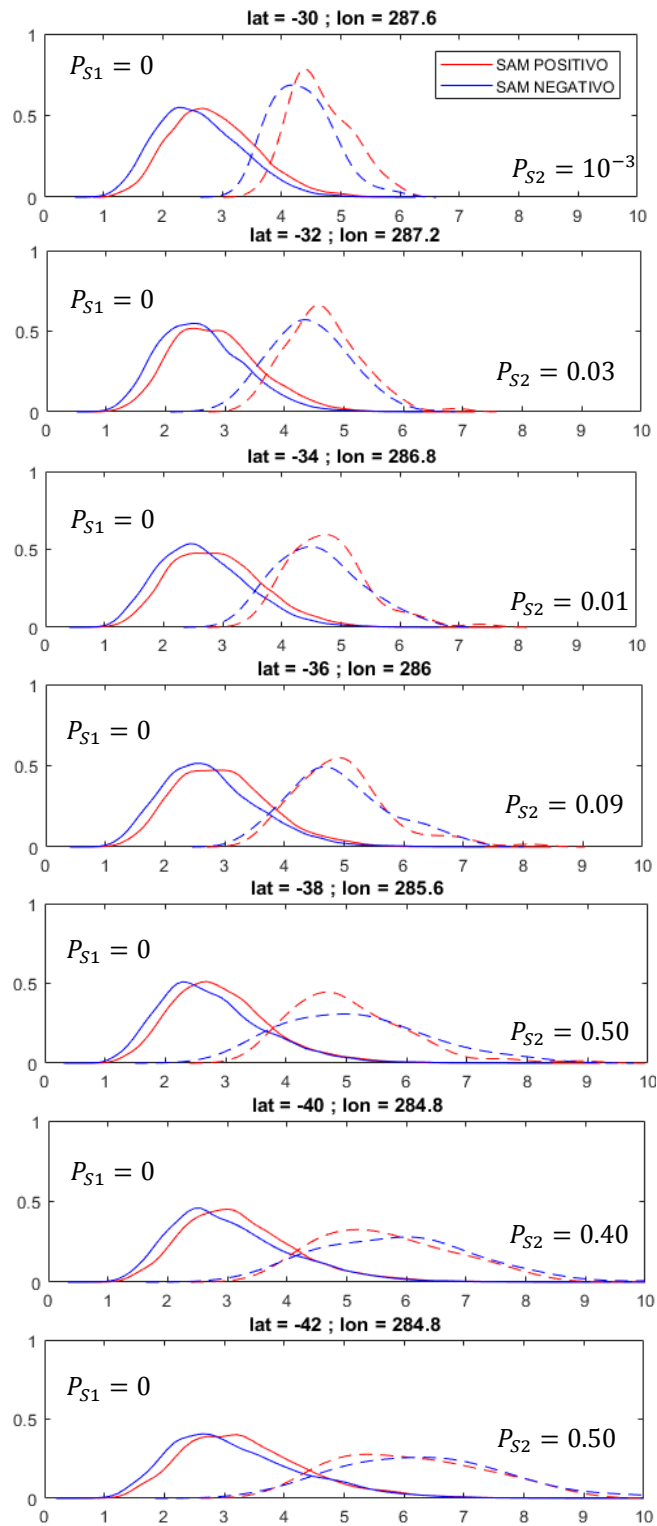


Figura 5-27. Función de probabilidad de altura significativa frente a Chile central. Valor P entre las fases opuestas del SAM para la serie cada 3 horas (P_{S1}) y la serie con los máximos mensuales (P_{S2}) (Fuente: Elaboración propia).

5.6.4 TRAYECTORIAS DE CICLONES EXTRATROPICALES DEL HEMISFERIO SUR.

El uso del esquema de seguimiento de trayectoria de ciclones permitió obtener la climatología de la densidad de los sistemas de baja presión en el hemisferio sur. Los resultados muestran que existe una fuerte actividad ciclogénica en latitudes medias y altas del hemisferio sur, donde la mayor densidad de estos sistemas se encuentra alrededor de la Antártida. La Figura 5-28 muestra la densidad de los sistemas (número promedio de sistemas encontrados por análisis en un área de 10^3 (grados de latitud)²), encontrados por el software utilizando los datos de entrada cada 6 horas de la PNM para los 32 años de información del NCEP CFSR, donde A) corresponde a la climatología anual, seguida por B) climatología estacional para los meses de verano, C) otoño, D) invierno y E) primavera austral.

Los resultados muestran una banda intensa de densidad a altas latitudes del hemisferio sur (centrada en los 60°S), la cual disminuye progresivamente hacia el Ecuador, con una preferencia estacional que aumenta desde el verano al invierno austral (temporada con mayor ocurrencia de ciclones). Además, es interesante destacar que durante los meses de verano existe una mayor actividad en la ocurrencia de ciclones para el sector de Australia y América del sur, mientras que durante los meses de invierno esta actividad disminuye, encontrando que durante esta estación la actividad de los sistemas se encuentra en bandas más latitudinales que se extienden zonalmente.

Por otro lado, durante la fase positiva del SAM (Figura 5-29 A) es más frecuente encontrar una alta ocurrencia de ciclones entre los 70°S – 55°S y 45°S – 35°S los cuales son más intensos durante los meses de invierno debido a que el SAM modifica la distribución espacial de los ciclones aumentando y disminuyendo su densidad progresivamente. Mientras que durante la fase negativa del SAM (Figura 5-29 B) es más frecuente encontrar ciclones a latitudes medias principalmente entre los 20°S – 60°S debido al debilitamiento del cinturón de vientos del Oeste lo que produce una expansión del vórtice circumpolar, permitiendo un desplazamiento hacia el ecuador en la trayectoria de las tormentas provenientes desde el sur.

Un análisis de compuesto calculado a partir de la diferencia entre la fase positiva y negativa del SAM (Figura 5-30) muestra que durante los meses de invierno existe una influencia importante en la trayectoria de las tormentas debido a la presencia del SAM, con un patrón consistente con la estructura anular de este modo climático. La diferencia entre ambas fases (positiva-negativa) muestra una mayor frecuencia de ciclones a lo largo de 60°S, seguida de una frecuencia reducida en el número de sistemas a lo largo de 50°S.

Finalmente, la influencia del continente sudamericano parece ser un factor de bloqueo para los sistemas de tormentas que se propagan a altas latitudes del hemisferio sur y de otras tormentas extra-tropicales del océano Austral.

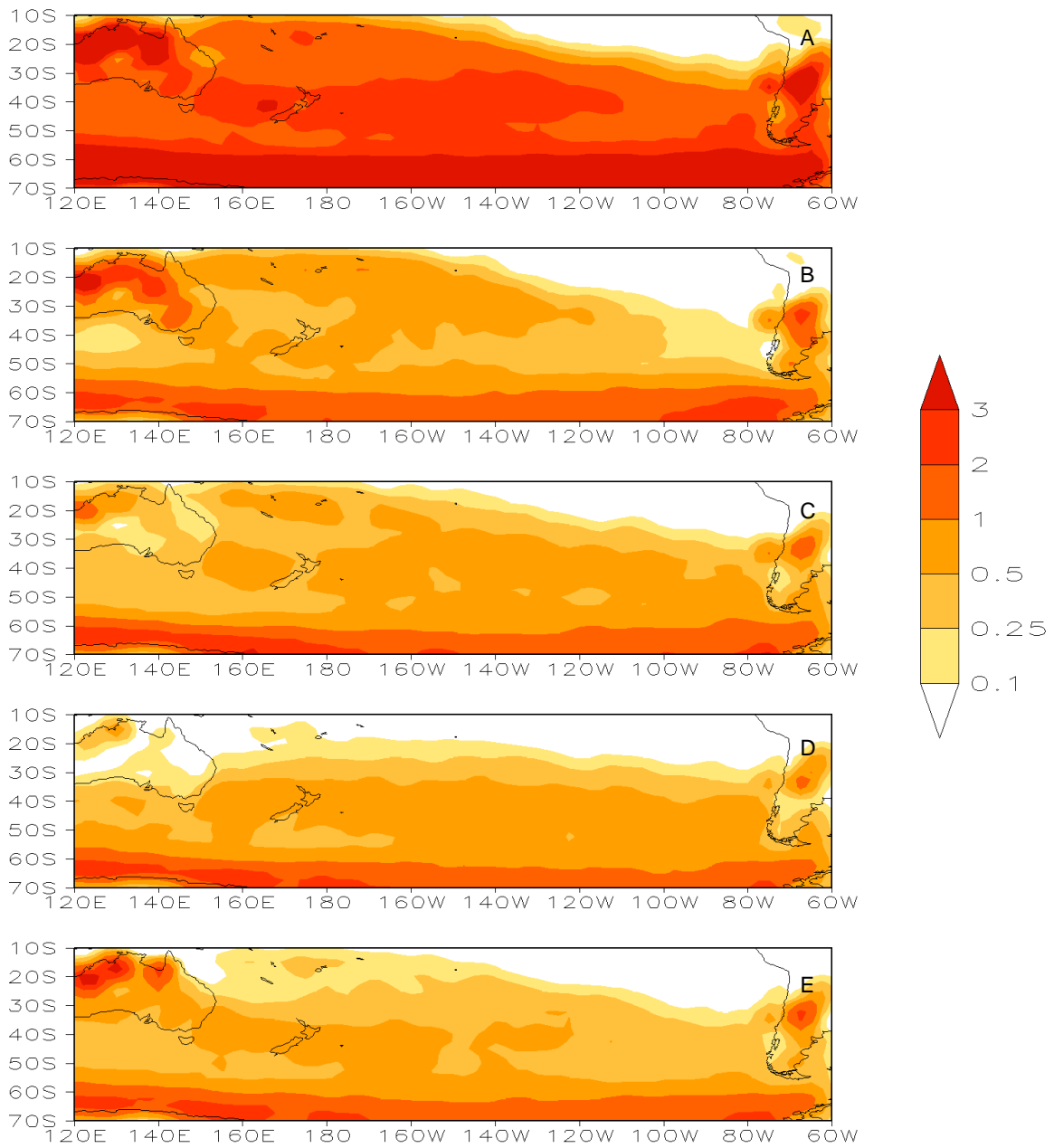


Figura 5-28. Climatología con la densidad de los sistemas (número promedio de sistemas encontrados por análisis en un área de 10^3 (grados latitud) 2) presentes sobre el hemisferio sur. (Fuente: Elaboración propia).

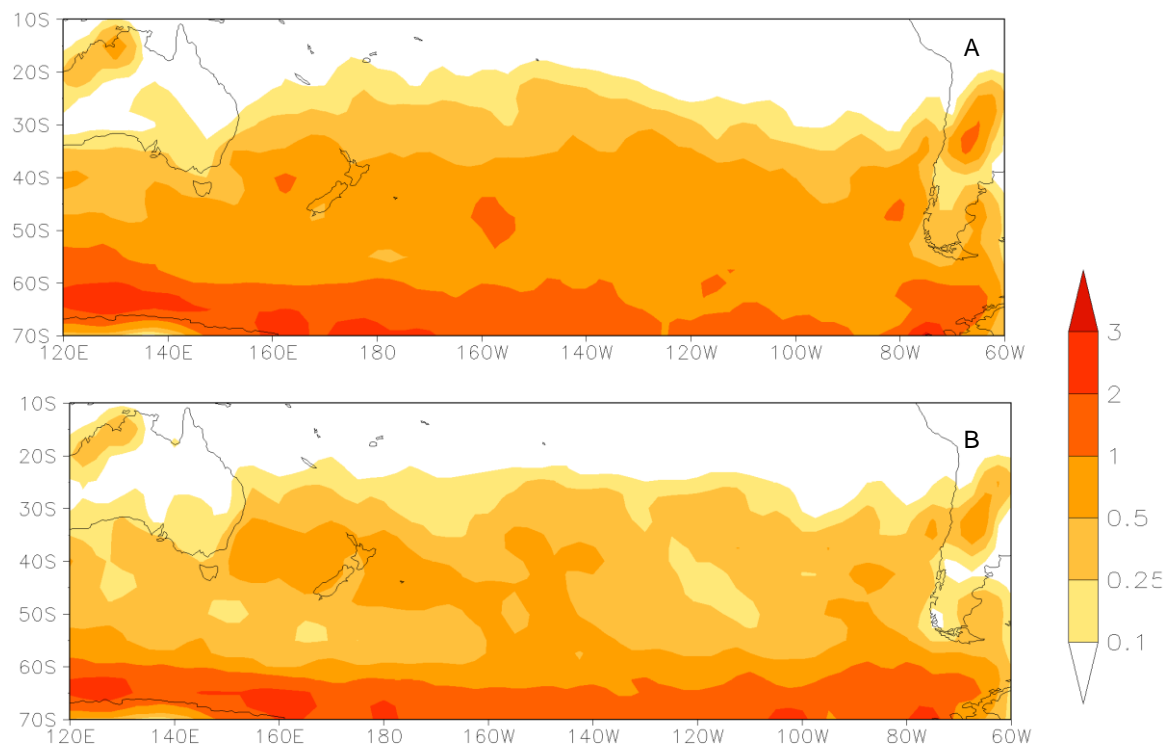


Figura 5-29. Mapa con la densidad de los sistemas (número promedio de sistemas encontrados por análisis en un área de 10^3 (grados latitud)²) para los meses de invierno. A) periodo en que el índice SAM es mayor al 80%, B) menor al 20% (Fuente: Elaboración propia).

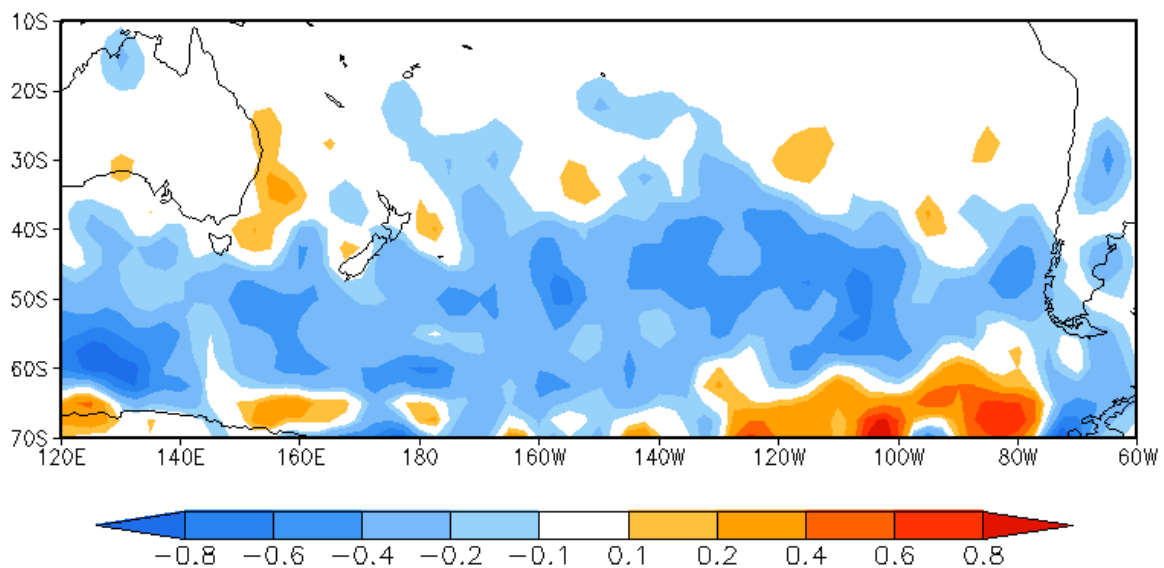


Figura 5-30. Diferencia entre las fases opuestas del SAM (SAM positivo-SAM negativo) (Fuente: Elaboración propia).

6 DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES.

De lo recopilado mediante diversas fuentes de información presentadas en esta investigación, se desprenden los siguientes puntos a modo de discusión y recomendación:

En las últimas décadas varios estudios afirman que existen pruebas sobre los cambios en el largo plazo en la circulación general de la atmosfera, encontrando una tendencia hacia la fase positiva del SAM particularmente durante el verano austral (con un fortalecimiento del vórtice circumpolar y la intensificación de los vientos del Oeste que rodean la Antártida) (Thompson & Wallace, 2000; Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; IPCC, 2007; Thompson et al., 2011).

En un contexto de cambio climático, los cambios futuros en el clima de las olas bajo los incrementos proyectados hacia la fase positiva del SAM, muestran ser un factor clave ya que es muy probable que este modo de la variabilidad climática influirá de manera significativa en los vientos oceánicos globales, en la intensidad de las tormentas del océano Austral y en el clima de las olas, por lo que se espera que los resultados presentados en esta investigación, asociados a la fase positiva del SAM, sean intensificados por esta oscilación climática.

En un estudio de proyecciones de oleaje bajo escenarios de cambio climático Hemer et al., (2013a) encontró una disminución de la altura significativa de las olas medias anuales en más de un 25,8% en la superficie oceánica mundial, principalmente mayor durante el invierno boreal (en promedio entre 38,5% para los meses de enero-marzo), con un aumento constante de un 7,1% para el océano Austral, mayor durante el invierno austral (en promedio 8,8% para los meses de Julio-septiembre) debido al fortalecimiento de los vientos del Oeste. El aumento en la altura significativa de las olas del océano Austral proyecta un aumento en el período medio anual mayor a un 30,2% del océano global y la rotación asociada en la dirección media anual, debido a la propagación del oleaje swell hacia el norte. Hemer et al., (2013b) muestra que la fase positiva del SAM se asocia con un aumento en la altura significativa de las olas en el océano Austral, particularmente en el sector del océano Pacífico, con un coeficiente de regresión máximo de aproximadamente 3 [cm] por unidad de SAM. Sugiriendo que una fase positiva está acompañada por un aumento en la altura significativa de las olas de aproximadamente 30 [cm]. Lo cual aumentaría las anomalías de altura significativa que tienden hacia el Pacífico Sureste asociadas a la propagación del oleaje de mar de fondo presentadas en el análisis de compuesto de este trabajo.

Mentaschi et al., (2017) analizó las tendencias globales en el flujo de energía de las olas extremas, centrándose particularmente en un período de retorno de 100 años asociado al flujo de energía extremo como un indicador de las inundaciones y la erosión costera. Los resultados muestran que para finales de este siglo existirá un aumento (disminución) significativo de hasta un 29% (26%) en el período de retorno de 100 años en la costa mundial. Con un aumento significativo del flujo de energía de las olas extremas de hasta un 15% en las costas del hemisferio sur, particularmente para toda la zona templada meridional debido a la intensificación de los patrones teleconectivos como el SAM, indicando que aumentará la frecuencia en que ocurrirán los eventos extremos más excepcionales. Estimando que para un período de retorno de 100 años los eventos

extremos serán al menos cada 50 años, es decir, dos veces más frecuentes, especialmente en el hemisferio sur, lo cual podría implicar una intensificación de la erosión costera y los impactos inducidos por las olas, por lo que los cambios proyectados tendrán amplias implicaciones para las aplicaciones en la ingeniería oceánica y la gestión de riesgos. Especialmente en las costas de Chile, ya que como se ha expuesto anteriormente, estas podrían ser particularmente vulnerables debido a su exposición a las olas que se propagan con dirección oeste, noroeste durante la fase negativa del SAM.

CEPAL (2015) incluyó proyecciones de oleaje y del nivel medio del mar para los horizontes 2040 y 2070, encontrando un aumento de la altura significativa de las olas medias mensuales entre 0.1 [m] y 0.3 [m] en el año 2040, y hacia el año 2070 de 0,6 m, estimando que el período de retorno de 50 años de la altura significativa de las olas disminuirá. CEPAL cree que tanto las condiciones medias como las extremas están cambiando en la región, destacando que, para el sur de Chile, la dirección media del oleaje presenta importantes variaciones en el largo plazo con giros de hasta 0,1°/año en el sentido de las agujas del reloj. Además, se menciona que existe una correlación significativa con la dirección del flujo medio de energía del oleaje (dirección predominante del oleaje) y el índice SAM.

En cuanto a las recomendaciones se señala que el registro obtenido de altura significativa del oleaje de la base de datos RADS se limita a un período de tiempo relativamente corto, desde 1993 hasta 2010 y entrega como parámetro solamente la altura significativa. Estos datos proporcionan una valiosa información de la variabilidad de las olas en la región, sin embargo, tienen una aplicación limitada para comprender la influencia del SAM sobre el clima de olas, por lo cual la utilización de modelos de oleaje que entreguen información espectral sigue siendo relevante para la comprensión de ciclos climáticos de larga duración.

Respecto a la base de datos “CAWCR Wave hindcast 1979-2010” desarrollada por CSIRO si bien contiene una buena resolución espacial, los datos de oleaje se limitan hasta el año 2010. Por lo que se propone utilizar un hindcast de oleaje con un periodo de tiempo mayor para el clima de olas del Pacífico Sur que contenga datos espectrales frente a la costa de Chile, con el fin de evaluar los cambios proyectados en el clima de las olas debido a la influencia del SAM entre 1979-2016, el cual debería ser continuamente actualizado. Esto debido a que el índice SAM desarrollado por Marshall, muestra que durante gran parte del año 2016 existió una fase positiva intensa, alcanzando a principios de año, el segundo valor más alto registrado desde 1957. Además, el índice se mantuvo positivo de forma casi continua durante octubre del 2014 hasta septiembre del 2016, siendo uno de los períodos más prolongado del que se tenga un registro. No obstante, esto no pudo ser considerado en este estudio. Por lo tanto, es probable que durante los últimos años exista una influencia del SAM mayor en el clima de olas del océano Austral.

Finalmente, se espera que este estudio pueda animar el interés en investigaciones similares con el fin de comprender la relación entre el clima de olas del hemisferio sur y el SAM bajo escenarios de cambio climático, siendo interesantes proyecciones de oleaje y del nivel medio del mar, teniendo en cuenta que estas proyecciones incluyen una serie de incertidumbres y errores que deben considerarse al momento de investigar los impactos de este modo climático.

7 CONCLUSIONES

El Modo Anular Austral es un proceso océano-atmósfera a gran escala que juega un papel fundamental en la variabilidad climática del hemisferio sur, al describir el movimiento meridional del cinturón de viento del Oeste que circulan sobre el océano Austral. Sobre los océanos los cambios en la presión superficial inducen cambios importantes en la velocidad del viento y en las ondas de gravedad superficial, provocando cambios importantes en la principal área de generación del oleaje que se propaga como mar de fondo hasta las costas de Chile. Sin embargo, son escasos los estudios que han abordado la relación entre el Modo Anular Austral y el clima de las olas a nivel regional. Este trabajo pretendió dar un primer paso en la investigación al abordar las brechas identificadas en el conocimiento de este modo climático, predominante en el hemisferio sur, buscando determinar su influencia a gran escala, con un énfasis regional y estacional sobre el clima medio y extremo del oleaje, enfocado especialmente en las costas de Chile. En el desarrollo de este trabajo se utilizaron principalmente datos de simulaciones numéricas de modelos de hindcast de oleaje (parámetros de resumen, datos espectrales) y reanálisis atmosféricos junto con datos derivados de altimetría satelital, para investigar la forma en que la atmósfera interactúa con el clima de las olas en las fases opuestas del SAM. Mediante análisis estadísticos de correlación, compuesto, distribución de valores Extremos no Generalizada y un esquema de seguimiento de trayectorias de ciclones, se exploró la variabilidad interanual del clima del oleaje en Chile relacionada a esta oscilación climática.

A continuación, se detallan las conclusiones derivadas de cada tema tratado.

Tabla 7-1: RESUMEN

ÍNDICE SAM	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Respecto al índice SAM calculado a partir del reanálisis atmosférico, los resultados del análisis de correlación, muestran que existe una relación positiva con el índice calculado por Marshall, estando ambos índices altamente correlacionados, con una buena caracterización de los valores medios y de la variabilidad en la PNM a ambas bandas de latitud, lo cual indica que las características de este modo de la circulación atmósfera están bien representado en el reanálisis que fue utilizado para forzar el oleaje. ▪ Todos los análisis muestran un aumento de las áreas donde la correlación es significativa con el índice al utilizar el índice calculado a partir del reanálisis CFSR, siendo este más apropiado para representar los cambios en el SAM y su posible conexión con el clima de olas en el Pacífico Sur.
PRESIÓN Y VIENTO	<ul style="list-style-type: none"> ▪ El índice muestra una relación directa con los campos de PNM y viento superficial, siendo el patrón predominante en las variaciones de la circulación atmosférica de manera estable a lo largo de todo el año en el hemisferio sur. ▪ Los resultados del análisis de correlación y análisis de compuesto muestran que la influencia de la presión atmosférica sobre esta región juega un papel importante en cada fase del SAM al intensificar o debilitar el cinturón de vientos del Oeste.
PARAMETROS DE RESUMEN	<ul style="list-style-type: none"> ▪ El clima de oleaje del Pacífico Sur (altura significativa de las olas, período medio y período peak) muestran que en general, la variabilidad del clima de las olas está correlacionada de manera significativa y además positiva con el índice SAM, particularmente durante los meses de invierno y primavera

	<p>austral, mientras que durante los meses de verano las áreas donde la correlación es significativa con el índice se pierden casi por completo.</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ El análisis de correlación en las anomalías de altura significativa muestra que, durante los meses de invierno y primavera, el SAM produce en promedio aumentos de hasta 30 - 40 [cm] frente a toda la costa de Chile debido a la generación del oleaje de mar de fondo que se propaga a lo largo del océano Austral. ▪ Un análisis de compuesto muestra que durante la fase positiva del SAM (índice SAM > percentil 80%) esta oscilación climática conduce en promedio aumentos en las anomalías de altura significativa del orden de hasta 30 [cm] al norte de los 40°S, mientras que en el extremo sur del país produce en promedio aumentos del orden de 40 – 60 [cm]. ▪ El análisis de compuesto durante la fase negativa del SAM (índice SAM < percentil 20%) se produce en promedio disminuciones en las anomalías de altura significativa del orden de 20 [cm] hasta los 50°S, mientras que en el extremo sur del país se observan disminuciones en promedio del orden de 30 – 40 [cm]. ▪ Estas anomalías son más intensas en el océano Austral y tiende hacia el Pacífico Sureste asociado a la propagación del oleaje de mar de fondo, siendo interesante que mientras que en el margen de Australia existen disminuciones en las anomalías de altura significativa durante la fase positiva del SAM, frente a las costas de Chile austral existe un aumento, con resultados opuestos durante la fase negativa, siendo más evidente durante los meses de primavera.
<p>POTENCIA DEL OLEAJE</p>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ El SAM muestra una relación directa con la potencia o flujo de energía del oleaje, siendo un patrón climático importante al momento de establecer el potencial desarrollo energético undimotriz frente a las costas de Chile. ▪ Durante los meses de invierno se observa que frente a Chile central el SAM influye en hasta un 30% en la potencia del oleaje, mientras que en el extremo sur del país influye en promedio entre un 40 - 60%.
<p>ANÁLISIS ESPECTRAL</p>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Un análisis de compuesto en los datos espectrales, revelan que el SAM influye sobre la energía del oleaje de mar de fondo que proviene del suroeste, cambiando la dirección de propagación de la energía. ▪ Durante la fase positiva del SAM (SAMI > percentil 80%) existe un aumento de la energía que proviene desde el suroeste durante los meses de invierno y primavera austral, produciendo un aumento en la altura de las olas con una baja frecuencia debido a las olas de tormenta que se propagan desde el océano Austral. Mientras que durante la fase negativa se observa una disminución en las anomalías que provienen desde la dirección suroeste durante todo el año, lo cual es en alguna medida compensado con un aumento de las anomalías positivas desde la dirección oeste. Sin embargo, aun cuando las olas contienen menos energía durante la fase negativa del SAM existe un aumento de la energía que proviene desde la dirección oeste, noroeste con una energía a altas frecuencias dada una generación local durante los meses de otoño e invierno austral, debido al aumento de ciclones extratropicales que alcanzan la zona central de Chile, existiendo un mayor riesgo costero de grandes impactos frente a la costa de Chile central sobre las bahías que se encuentran desprotegidas a estas direcciones, siendo estas olas potencialmente más destructivas. ▪ Los resultados muestran que el SAM juega un rol importante sobre el oleaje generado por el viento local, principalmente durante las fases negativas del SAM, lo cual es interesante ya que estudios han demostrado que bajo condiciones extremas (por ejemplo, percentil 99), las olas tienden a ser generadas por eventos locales como tormentas, con una mayor correlación

	entre la velocidad del viento y altura de ola (Young et al., 2011).
CLIMA EXTREMO	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Los resultados de la distribución GEV debido a la influencia estacional del SAM muestra que los valores máximos se dan a altas latitudes del hemisferio sur, donde las olas más altas se encuentran en el extremo sur del país, debido a la cercanía con la zona de generación, siendo los meses de invierno los que experimentan un mayor aumento en la altura de las olas. El SAM muestra una relación directa con una gran influencia a lo largo del océano Austral y el sur del océano Pacífico lo cual contribuye en la altura de las olas extremas. ▪ La distribución de probabilidad frente a las costas de Chile, revela que a partir de los 38°de latitud la altura de las olas máximas mensuales puede ser superada en probabilidad durante la fase negativa del SAM. ▪ En cuanto a las trayectorias de tormenta, encontradas por el esquema de seguimiento de ciclones, los resultados muestran que la densidad de los sistemas ciclónicos presenta un aumento en la actividad de las tormentas al sur de los 60°S, la cual disminuye progresivamente hacia el Ecuador, con una preferencia estacional que aumenta desde el verano al invierno austral. ▪ El SAM muestra ser un patrón climático importante al intensificar y modificar la distribución espacial en la actividad de las tormentas durante los meses de invierno austral aumentando y disminuyendo su densidad, encontrando que en los meses de invierno a latitudes medias los valores más intensos se dan durante la fase negativa del SAM. Durante esta fase la densidad de los ciclones muestra estar más dispersos y desplazados hacia el norte en comparación con la fase positiva del SAM la cual muestra una fuerte concentración de ciclones alrededor del continente Antártico.

(Fuente: Elaboración propia).

En conclusión, el SAM muestra una gran influencia a lo largo del océano Austral lo cual es evidente en todos los análisis, siendo una de las fuentes más importantes en la variabilidad espacial y temporal frente a las costas de Chile, debido a su influencia sobre el cinturón de vientos del Oeste, siendo un factor que es necesario estudiar, puesto que puede explicar gran parte de la variabilidad del oleaje en la región. Por lo que es importante comprender los mecanismos que sustentan sus cambios e impactos, dado que, un pequeño forzamiento en su modo interno puede causar grandes cambios en la variabilidad de la atmósfera y como consecuencia en el clima medio y extremo del oleaje en Chile, donde los eventos extremos son de vital importancia por el potencial de daño que pueden producir para nuestras costas.

8 REFERENCIAS

- Abram, N. J., Mulvaney, R., Vimeux, F., Phipps, S. J., Turner, J., & England, M. H. (2014). Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, 4(7), 564-569.
- Aguirre, C., Rutllant, J. A., & Falvey, M. (2017). Wind waves climatology of the Southeast Pacific Ocean. *International Journal of Climatology*. doi:10.1002/joc.5084
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J., Magne, R., Roland, A., . . . Collard, F. (2010). Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40(9), 1917-1941.
- Baldwin, M. P. (2001). Annular modes in global daily surface pressure. *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4115-4118.
- Beyá, J., Álvarez, M., Gallardo, A., Hidalgo, H., Aguirre, C., Valdivia, J., . . . Molina, M. (2016). Atlas de Oleaje de Chile. Primera edición. Valparaíso, Chile, Escuela de Ingeniería Civil Oceánica - Universidad de Valparaíso.
- Brahmananda Rao, V., Do Carmo, A., & Franchito, S. H. (2003). Interannual variations of storm tracks in the Southern Hemisphere and their connections with the Antarctic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 23(12), 1537-1545.
- Campos, R. (2016). Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile. Valparaíso: Universidad de Valparaíso.
- Carvalho, L. M., Jones, C., & Ambrizzi, T. (2005). Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *Journal of climate*, 18(5), 702-718.
- CEPAL, N. (2015). *Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: dinámicas, tendencias y variabilidad climática*.
- Challenor, P. G., & Cotton, P. D. (2002). The joint calibration of altimeter and in situ wave heights. Advances in the applications of marine climatology-the dynamic part of the WMO guide to the applications of marine climatology. *WMO/TD(1081)*.
- Codron, F. (2005). Relation between annular modes and the mean state: Southern Hemisphere summer. *Journal of climate*, 18(2), 320-330.
- Cox, A. T., Cardone, V. J., & wail, V. R. (2011). On the Use of the Climate Forecast System Reanalysis Wind Forcing. *In Proceedings, 12th int. Workshop wave, hindcasting, forecasting, Hawaii, USA*.
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., & Wallace, J. M. (2012). Influence of the tropics on the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, 25(18), 6330-6348.
- Dou, J., Wu, Z., & Zhou, Y. (2016). Potential impact of the May Southern Hemisphere annular mode on the Indian summer monsoon rainfall. *Clim Dyn*, 49, 1257-1269.
- Durrant, T., Greenslade, D., Hemer, M., & Trenham, C. (2014). A global wave hindcast focussed on the Central and South Pacific. 40(9), 1917-1941.

- Fan, K., & Wang, H. (2004). Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- Farías, F., Rudnick, A., Jadrijevic, M., Arriagada, J., & Reinoso, A. (2016). Tercera Comunicación Nacional de Chile ante la Convención Marco de Las Naciones Unidas sobre Cambio Climático.
- Fogt, R. L., Jones, J. M., & Renwick, J. (2012). Seasonal zonal asymmetries in the Southern Annular Mode and their impact on regional temperature anomalies. *Journal of Climate*, 25(18), 6253-6270.
- Gillett, N. P., Kell, T. D., & Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Gong, D., & Wang, S. (1999). Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters*, 26(4), 459-462.
- Hall, A., & Visbeck, M. (2002). Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the Annular Mode*. *Journal of Climate*, 15(21), 3043-3057.
- 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.
- Hemer, M. A., Katzfey, J., & Trenham, C. E. (2013b). Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario. *Ocean Modelling*, 70, 221-245.
- Hemer, M. A., Simmonds, I., & Keay, K. (2008). A classification of wave generation characteristics during large wave events on the Southern Australian margin. *Continental Shelf Research*, 28(4), 634-652.
- Hemer, M., Katzfey, J., & Hotan, C. (2011). The wind-wave climate of the Pacific Ocean. Report for the Pacific Adaptation Strategy Assistance Program Department of Climate Change and Energy Efficiency.
- Ho, M., Kiem, A. S., & Verdon-Kidd, D. C. (2012). The Southern Annular Mode: a comparison of indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3), 967.
- Hosking, S. J., Orr, A., Marshall, G. J., Turner, J., & Phillips, T. (2013). The Influence of the Amundsen–Bellingshausen Seas Low on the Climate of West Antarctica and Its Representation in Coupled Climate Model Simulations. *Journal of Climate*, 26(17), 6633-6648.
- IPCC. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.,... & Chen, Z.(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC. (2013). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, ,,... &

P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Izaguirre, C., Méndez, F. J., Menéndez, M., & Losada, I. J. (2011). Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters*, *38*, L10607.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., & ... & Zhu, Y. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, *77*(3), 437-471.
- Kidson, J. W. (1999). Principal Modes of Southern Hemisphere Low-Frequency Variability Obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *Journal of Climate*, *12*(9), 2808-2830.
- Kumar, P., Min, S. K., Weller, E., Lee, H., & Wang, X. L. (2016). Influence of climate variability on extreme ocean surface wave heights assessed from ERA-interim and ERA-20C. *Journal of Climate*, *29*(11), 4031-4046.
- Li, J. P. (2016). Impacts of annular modes on extreme climate events over the East Asian monsoon region. In: Li JP (ed) Dynamics and predictability of large-scale, high-impact weather and climate events. *Cambridge University Press, UK*.
- Lim, E. P., & Simmonds, I. (2007). Southern Hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 reanalysis data in 1979-2001. *Journal of Climate*, *20*(11), 2675-2690.
- Limpasuvan, V., & Hartmann, D. L. (1999). Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophysical Research Letters*, *26*(20), 3133-3136.
- Loon, H. V., Kidson, J. W., & Mullan, A. B. (1993). Decadal variation of the annual cycle in the Australian dataset. *Journal of Climate*, *6*(6), 1227-1231.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, *16*(24), 4134-4143.
- Marshall, G. J. (2007). Half-century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. *International Journal of Climatology*, *27*(3), 373-383.
- Marshall, G. J., & Harangozo, S. A. (2000). An appraisal of NCEP/NCAR reanalysis MSLP data viability for climate studies in the South Pacific. *Geophysical Research Letters*, *27*(19), 3057-3060.
- Martínez, C., Contreras-López, M., Winckler, P., Hidalgo, H., Godoy, E., & Agredano, R. (2017). Coastal erosion in central Chile: A new hazard? *Ocean & Coastal Management*, 1-15.
- Mendes, D., Souza, E. P., Marengo, J. A., & Mendes, M. C. (2010). Climatology of extratropical cyclones over the South American–southern oceans sector. *Theoretical and Applied Climatology*, *100*(3-4), 239-250.
- Mentaschi, L., Vousdoukas, M. I., Voukouvalas, E., Dosio, A., & Feyen, L. (2017). Global changes of extreme coastal wave energy fluxes triggered by intensified teleconnection patterns. *Geophysical Research Letters*, *44*(5), 2416-2426.

- Mo, K. C. (2000). Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13(20), 3599-3610.
- Molina, M., & Contreras, M. (2012). Variabilidad climática y oleaje en el Pacífico Sur Oriental: costa de Chile. *Científica*, 9(3), 240-250.
- Murray, R. J., & Simmonds, I. (1991a). A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*, 39, 155–166.
- Murray, R. J., & Simmonds, I. (1991b). A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Australian Meteorological Magazine*, 39, 167–180.
- Pezza, A. B., & Ambrizzi, T. (2003). Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. *Journal of Climate*, 16(7), 1075-1083.
- Pezza, A. B., Durrant, T., Simmonds, I., & Smith, I. (2008). Southern Hemisphere synoptic behavior in extreme phases of SAM, ENSO, sea ice extent, and southern Australia rainfall. *Journal of Climate*, 21(21), 5566-5584.
- Pezza, A. B., Rashid, H. A., & Simmonds, I. (2012). Climate links and recent extremes in Antarctic sea ice, high-latitude cyclones, Southern Annular Mode and ENSO. *Climate dynamics*, 38(1-2), 57-73.
- Queffeuilou, P. (2004). Long-term validation of wave height measurements from altimeters. *Marine Geodesy*, 27(3-4), 495-510.
- Rahn, A. D., & D, G. R. (2014). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *Int. J. Climatol* 34: 780–792.
- Reboita, M. S., Ambrizzi, T., & Rocha, R. P. (2009). Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. *Brasileira de Meteorologia*, 24(1), 48-55.
- Reboita, M. S., da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., & Gouveia, C. D. (2015). Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 45(7-8), 1929-1944.
- Reguero, B. G., Losada, I. J., & Méndez, F. J. (2015). A global wave power resource and its seasonal, interannual and long-term variability. *Applied Energy*, 148, 366-380.
- Rogers, J. C., & van Loon, H. (1982). Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the southern hemisphere. *Monthly Weather Review*, 110(10), 1375-1392.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., . . . Chuang, H. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *American Meteorological Society*, 91(8), 1015.
- Scharroo, R., Leuliette, E., Lillibridge, J., Byrne, D., Naeije, M., & Mitchum, G. (2013). RADS: Consistent multi-mission products. In Proceedings of the Symposium on 20 Years of Progress in Radar Altimetry, Venice, 20-28 September 2012, Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA SP-710.

- Silvestri, G. E., & Vera, C. S. (2003). Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, 30(21).
- Simmonds, I., & Keay, K. (2000a). Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, 13(5), 873-885.
- Simmonds, I., & Keay, K. (2000b). Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior, 1958–97. *Journal of Climate*, 13(3), 550-561.
- Simmonds, I., & Murray, R. J. (1999). Southern extratropical cyclone behavior in ECMWF analyses during the FROST Special Observing Periods. *Weather and Forecasting*, 14(6), 878-891.
- Simmonds, I., Keay, K., & Lim, E. P. (2003). Synoptic activity in the seas around Antarctica. *Monthly Weather Review*, 131(2), 272-288.
- Simmonds, I., Murray, R. J., & Leighton, R. M. (1999). A refinement cyclone tracking methods with data from FROST. *Australian Meteorological Magazine (Special ed.)*, 35–49.
- Sterl, A., & Caires, S. (2005). Climatology, variability and extrema of ocean waves: The Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. . *International Journal of Climatology*, 25(7), 963-977.
- Sun, J., Wang, H., & Yuan, W. (2010). Linkage of the Boreal Spring Antarctic Oscillation to the West African Summer Monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 88(1), 15-28.
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (2000). Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13(5), 1000-1016.
- Thompson, D. W., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4(11), 741-749.
- Thompson, D., & Solomon, S. (2002). Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569), 895-899.
- Tolman, H. L. (1991). A Third-Generation Model for Wind Waves on Slowly Varying Unsteady, and Inhomogeneous Depths and Currents. *Journal of Physical Oceanography*, 21(6), pp.782–797.
- Tolman, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14. Tech. Note 276, NOAA/NWS/NCEP/MMAB.
- Tolman, H. L. (2014). User Manual and System Documentation of WaveWatch III, Version 4.18. Environmental Modeling Center Marine Modeling and Analysis Branch.
- Walker, G. T. (1928). World weather. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 54(226), 79–87.
- Wolf, D. K., Challenor, P. G., & Cotton, P. D. (2002). Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C10).

Young, I. R., Zieger, S., & Babanin, A. V. (2011). Global trends in wind speed and wave height. *Science*, 332(6028), 451-455.

9 ANEXOS

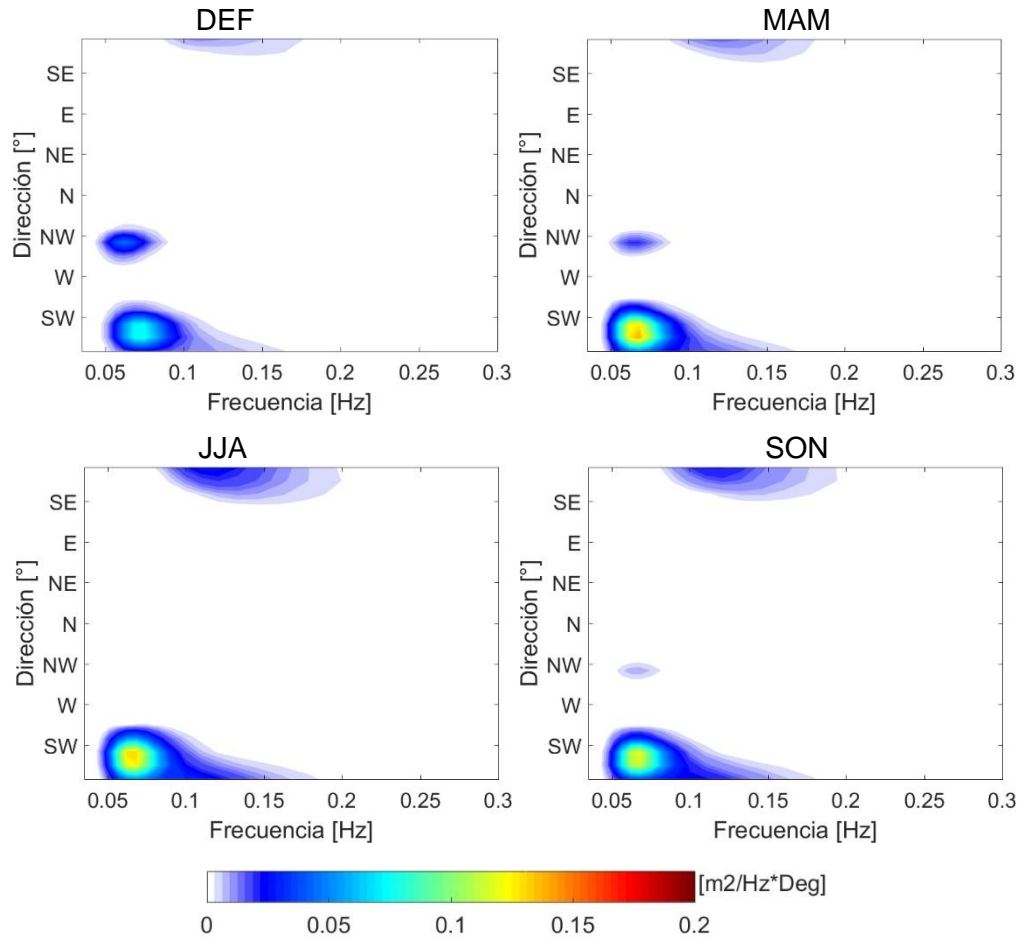


Figura 9-1. Climatología estacional Espectro latitud $10^{\circ}S$ para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” (Fuente: Elaboración propia).

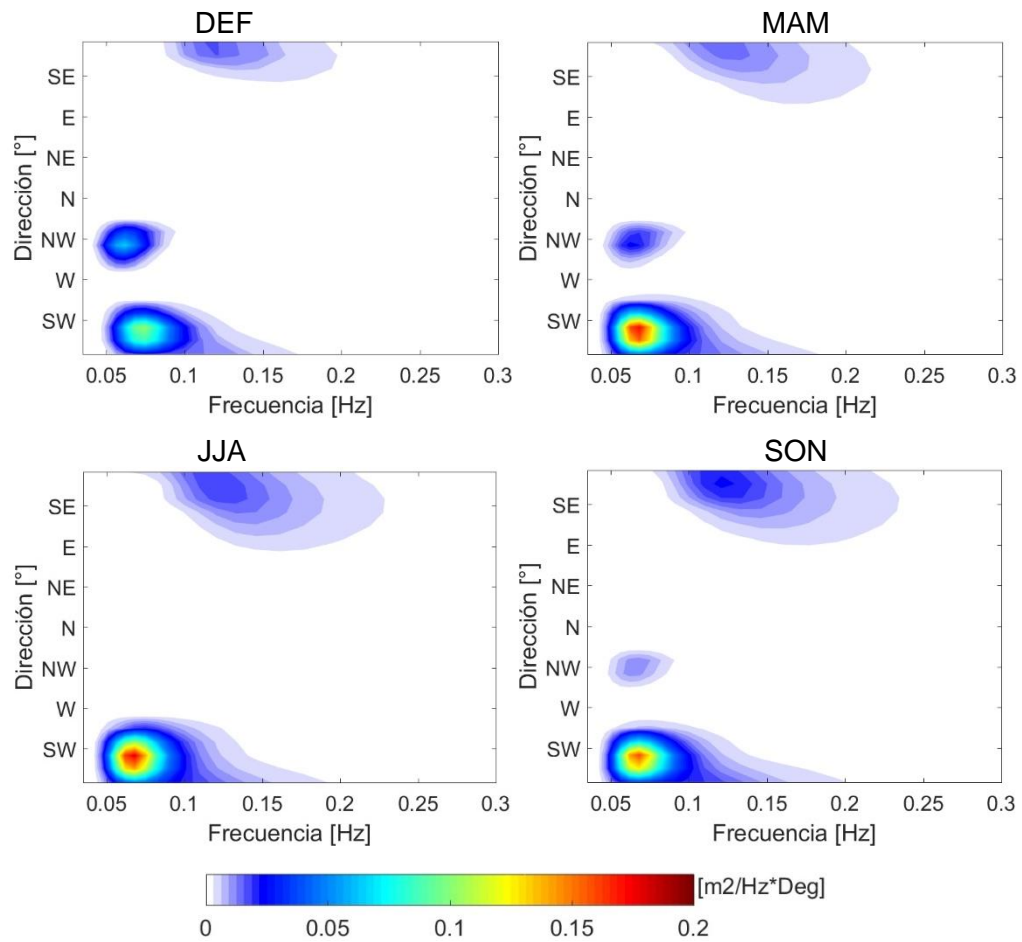


Figura 9-2. Climatología estacional Espectro latitud 20°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” (Fuente: Elaboración propia).

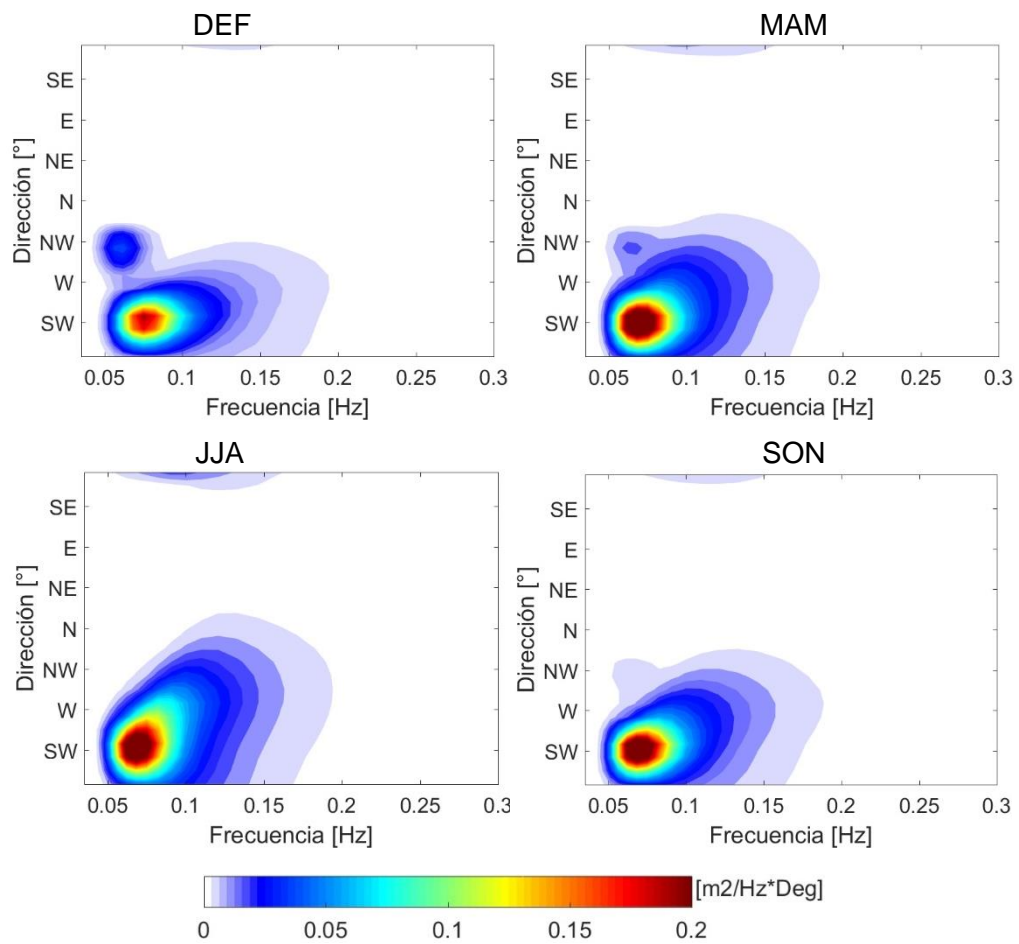


Figura 9-3. Climatología estacional Espectro latitud 40°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” (Fuente: Elaboración propia).

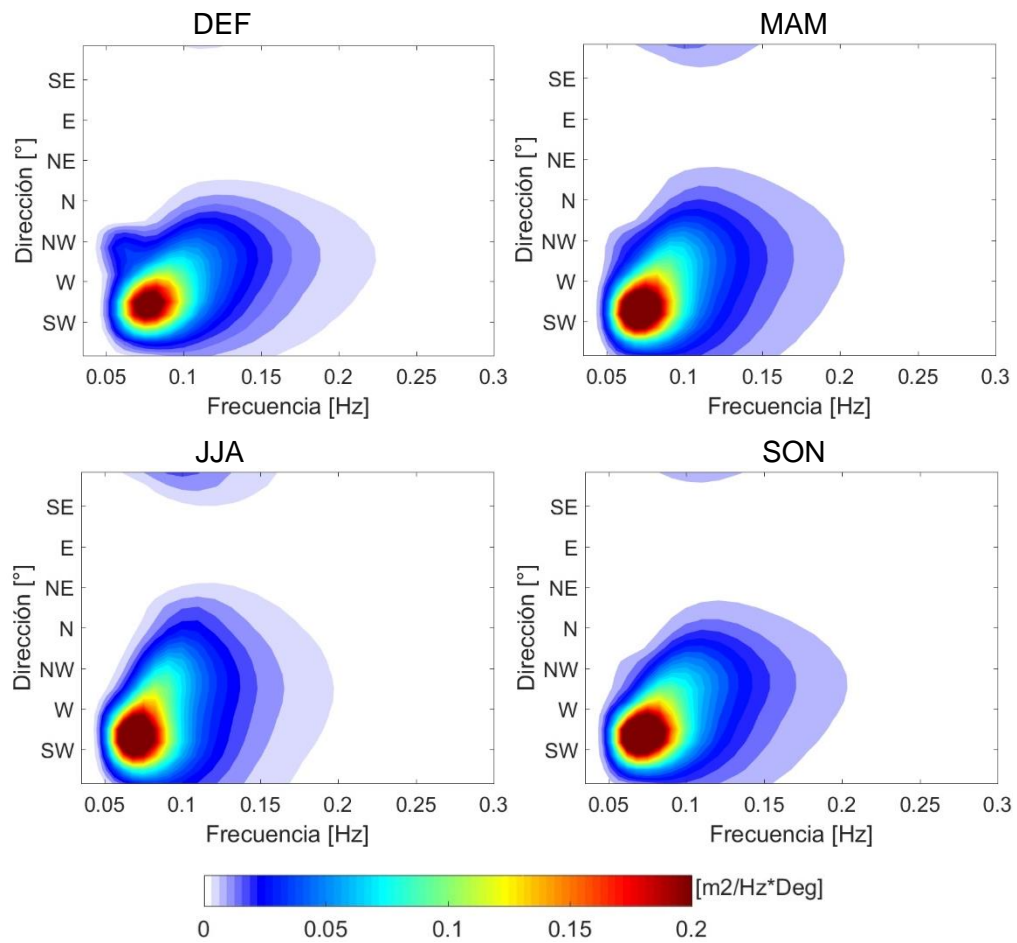


Figura 9-4. Climatología estacional Espectro latitud 50°S para Verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON) utilizando “CAWCR WAVE HINDCAST” (Fuente: Elaboración propia).

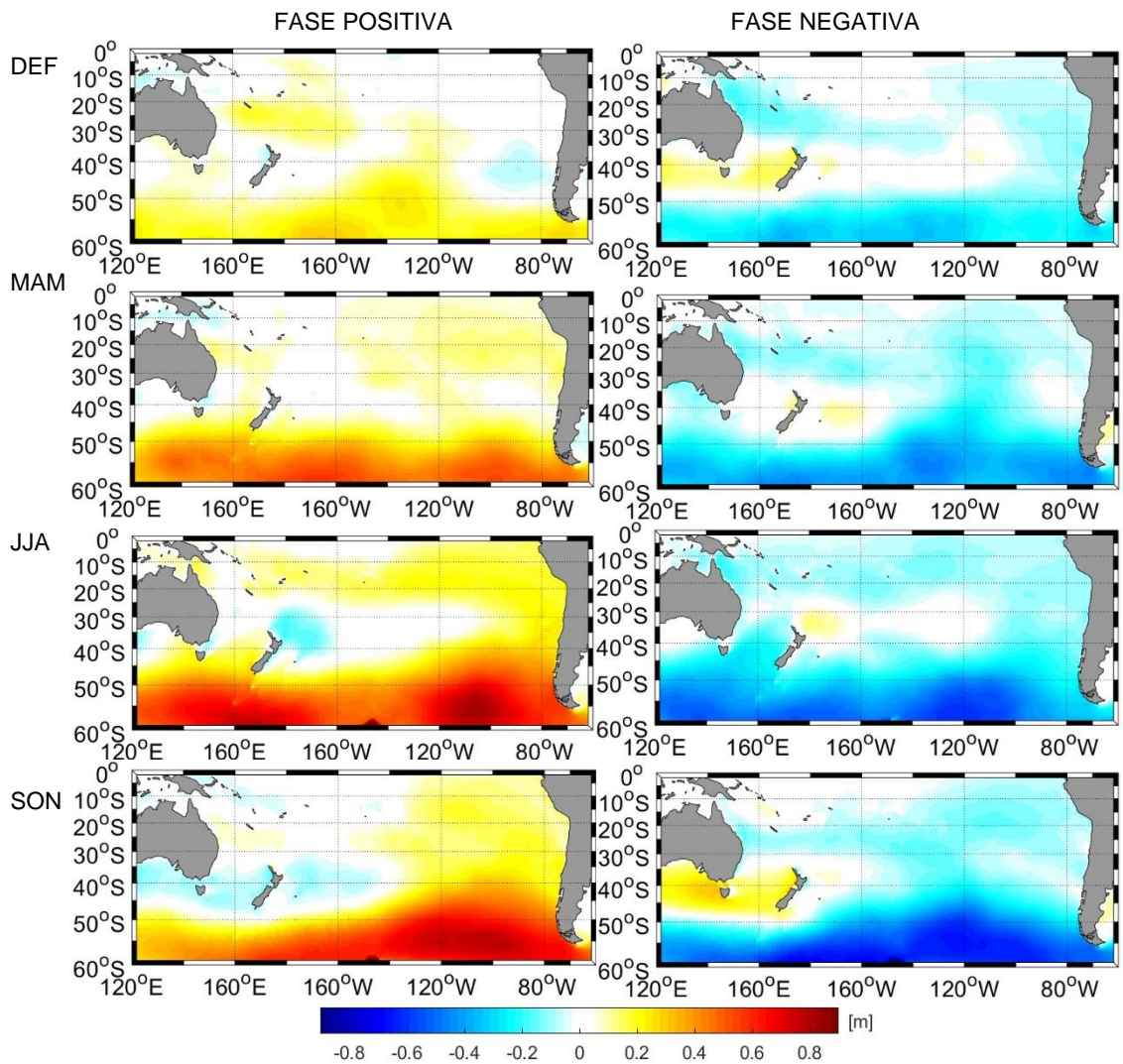


Figura 9-5. Análisis de compuesto estacional en las anomalías de hs para las fases opuestas del índice SAM para el periodo en el que el índice SAM CFSR es mayor al 80% (Izquierda) y menor al 20% (Derecha) (Fuente: Elaboración propia).

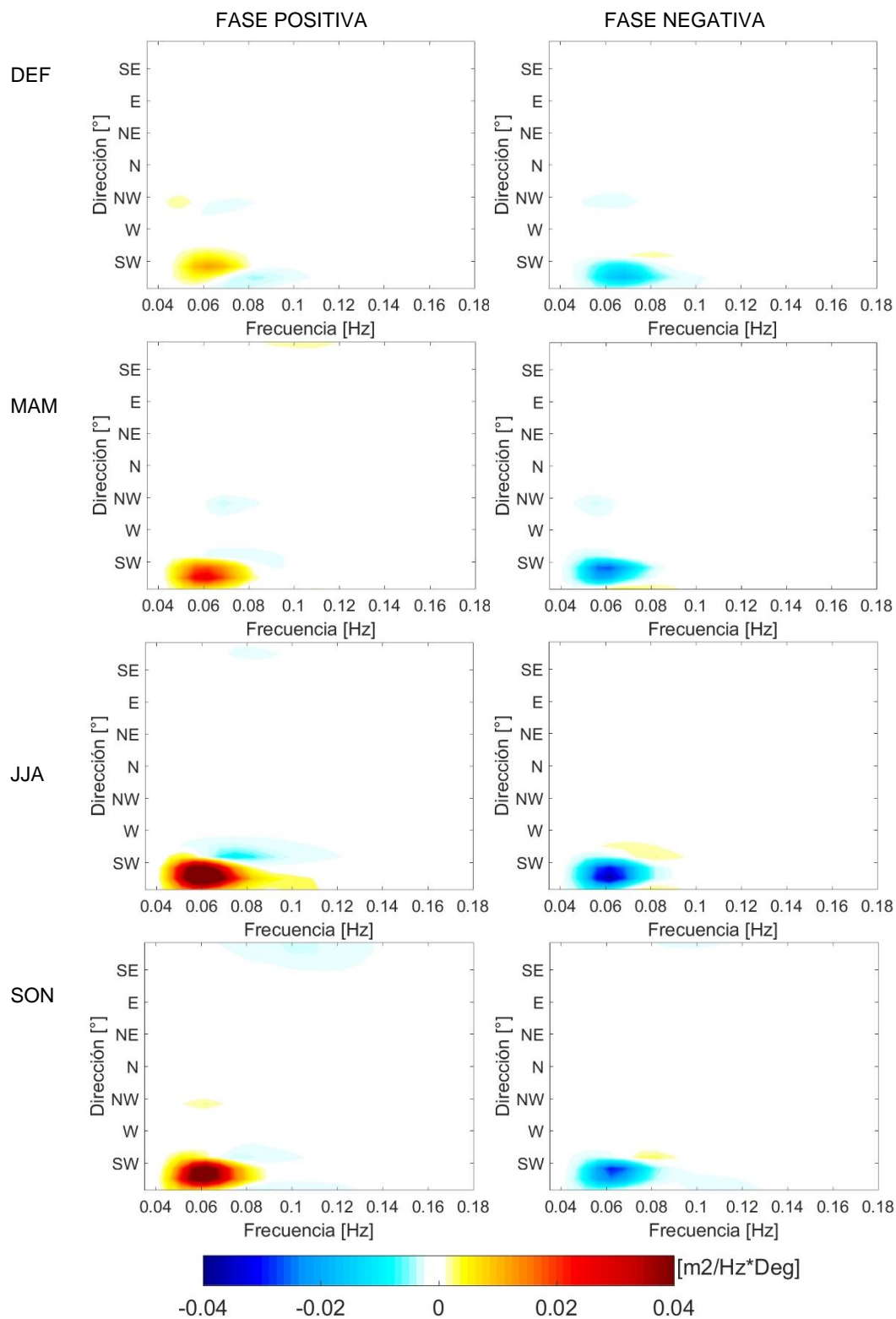


Figura 9-6. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud 10°S para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha) (Fuente: Elaboración propia).

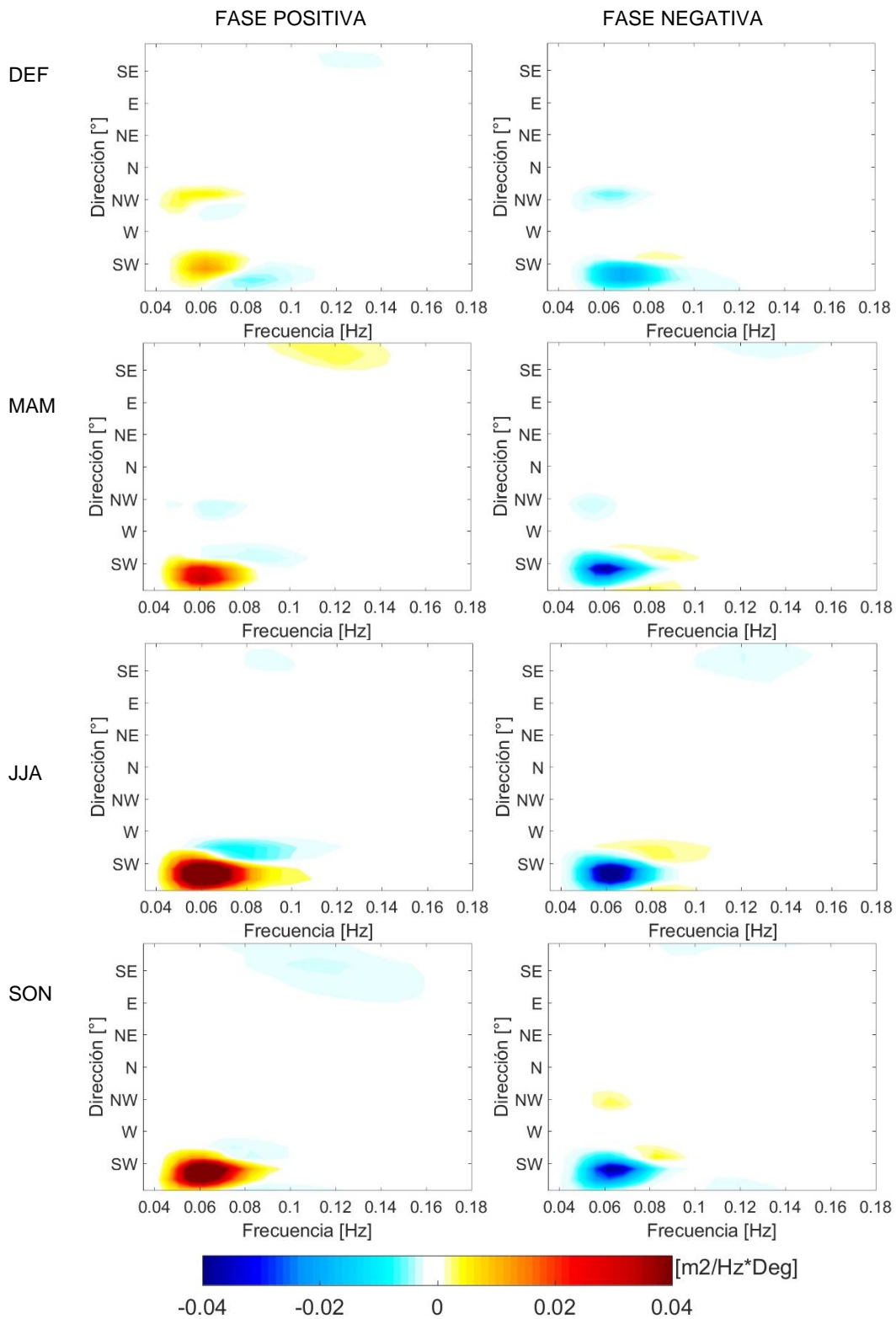


Figura 9-7. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud $20^{\circ}S$ para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha) (Fuente: Elaboración propia).

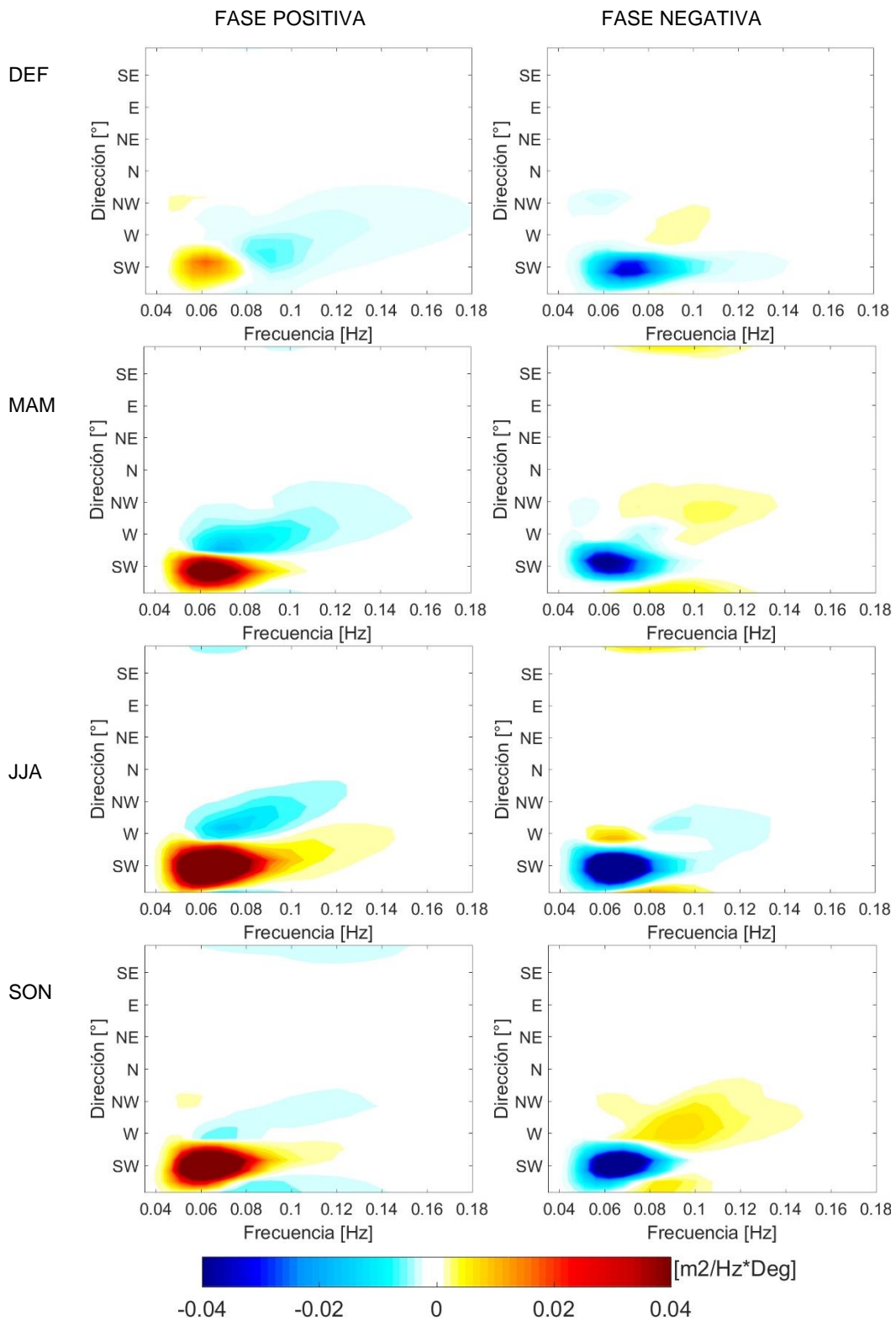


Figura 9-8. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud $40^\circ S$ para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha) (Fuente: Elaboración propia).

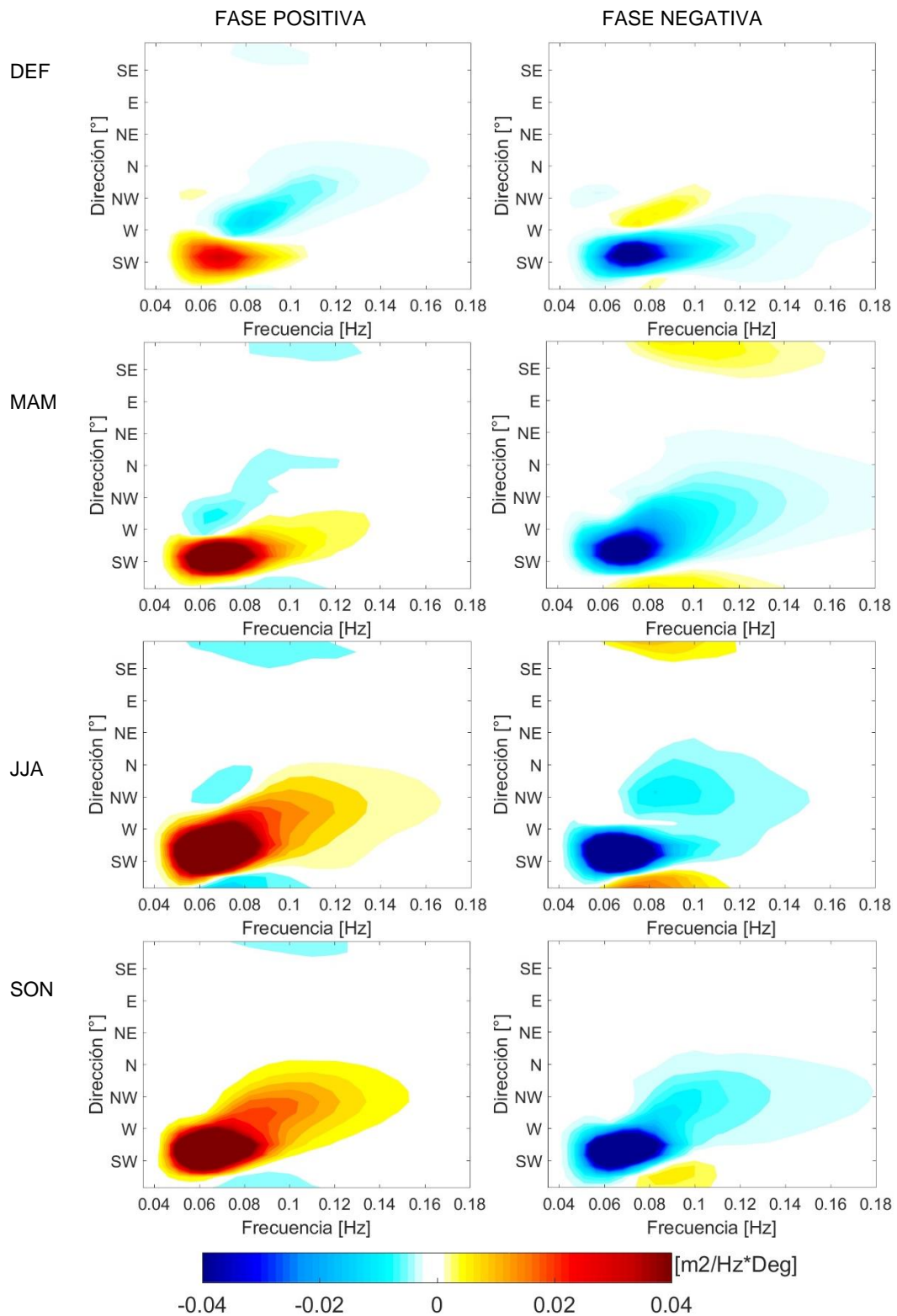


Figura 9-9. Análisis de compuesto espectral (m^2) latitud $50^\circ S$ para el periodo en que el índice SAM es mayor al 80%. (izquierda) y menor al 20% (derecha) (Fuente: Elaboración propia).

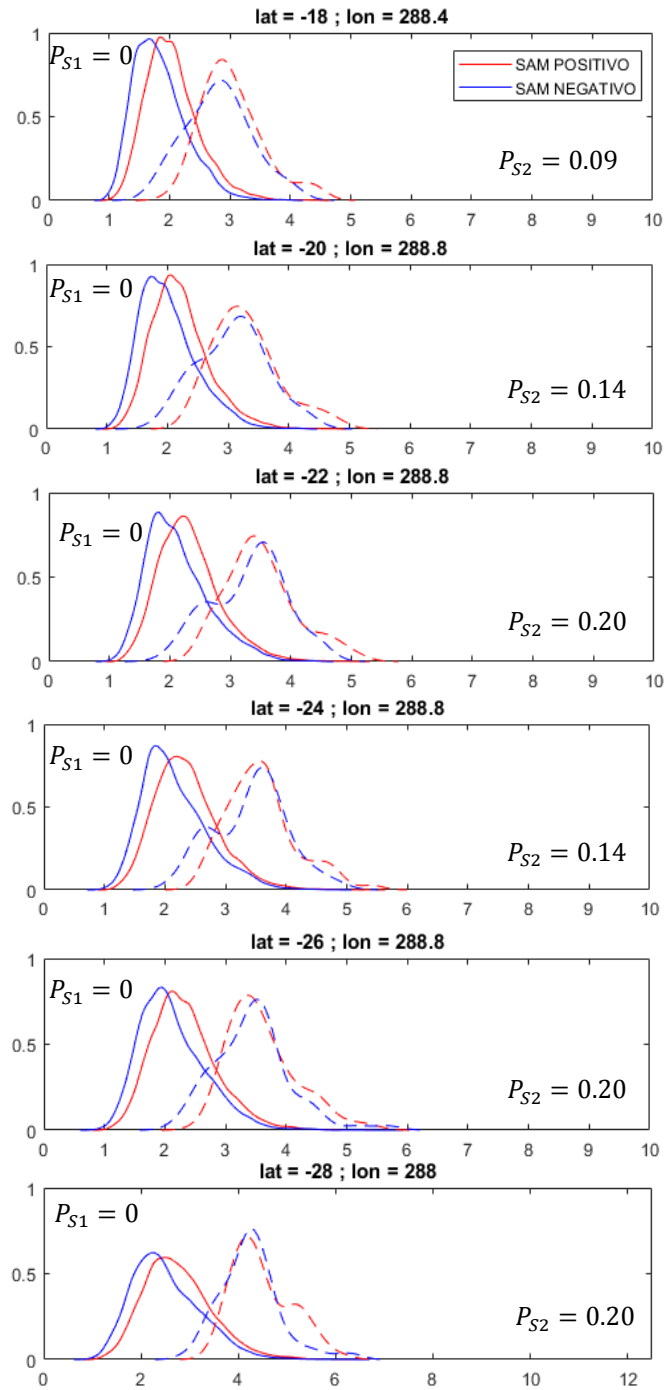


Figura 9-10 Función de probabilidad de altura significativa frente al norte de Chile. Valor P entre las fases opuestas del SAM para la serie cada 3 horas (P_{S1}) y la serie con los máximos mensuales (P_{S2}) (Fuente: Elaboración propia).

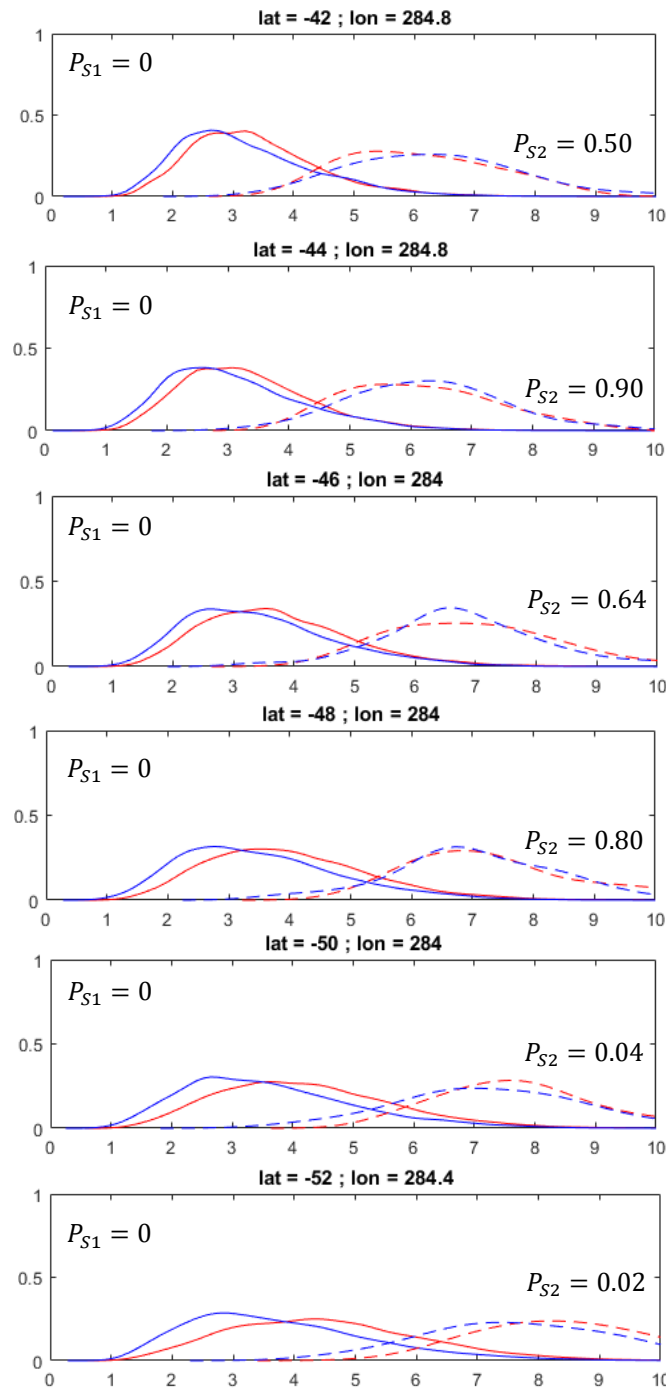


Figura 9-11. Función de probabilidad de altura significativa frente al sur de Chile. Valor P entre las fases opuestas del SAM para la serie cada 3 horas (P_{S1}) y la serie con los máximos mensuales (P_{S2}) (Fuente: Elaboración propia).