

CARACTERIZACIÓN DE LOS PAQUETES DE ONDAS EXTRATROPICALES EN EL VERANO DEL HEMISFERIO SURRoxana Sagarra^{1,2}, Marcelo Barreiro¹¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay. ²Instituto Uruguayo de Meteorología.

(Manuscrito recibido el 7 de mayo de 2019, en su versión final el 24 de octubre de 2019)

RESUMEN

En este trabajo se realizó un estudio climatológico de los paquetes de ondas extratropicales durante la temporada de verano en el hemisferio sur. Para caracterizar los paquetes de ondas se utilizaron datos de amplitud de la envolvente calculados a partir del campo de velocidad meridional en 300 hPa obtenido de NCEP-DOE Reanalysis 2. Utilizando un algoritmo de rastreo se determinaron las trayectorias de los paquetes de ondas y a partir de estas se estudiaron propiedades como duración, extensión espacial, velocidad media de propagación y áreas de formación y disipación. Además, se realizó un análisis interanual del conjunto determinado y se estudió la posible relación entre la actividad de los paquetes de ondas y los principales modos de variabilidad que afectan la circulación en el hemisferio sur (Modo Anular del Sur y El Niño Oscilación Sur). Del análisis se obtuvo que la duración de los paquetes rastreados se concentra en el rango 3-8 días, la extensión espacial se concentra en el rango 70°-120° de longitud y la velocidad media ronda los 21 m/s. No se observaron regiones de formación notorias y se destacó una región de disipación primaria comprendida en el Pacífico occidental con dos regiones secundarias comprendidas en el Índico occidental y el Atlántico occidental. Se complementó el estudio climatológico con el análisis de un caso particular en el que se observó precipitación acumulada importante en el sudeste de Sudamérica bajo la presencia de un paquete de ondas en altura, localizado y coherente que fue posible rastrear durante 14 días desde su comienzo en el Pacífico occidental.

Palabras clave: paquetes de ondas de Rossby, precipitación, hemisferio sur.

EXTRATROPICALWAVE PACKETS CHARACTERIZATION IN THE SOUTHERN HEMISPHERE SUMMER**ABSTRACT**

In this work, a climatological study of the extratropical wave packets during the summer season in the southern hemisphere was conducted. To characterize the wave packets we use the amplitude of the envelope calculated from the meridional velocity field at 300 hPa obtained from NCEP-DOE Reanalysis 2. Using a tracking algorithm, the trajectories of the wave packets were determined and climatological properties such as temporal duration, spatial extension, average velocity of propagation and areas of formation and dissipation were studied. In addition, interannual variability

was analysed to determine possible relationships between the activity of the wave packets and the main modes of variability affecting the circulation in the southern hemisphere (Southern Annular Mode and El Niño Southern Oscillation). We found that the duration of the traced packets is concentrated in the range 3-8 days, the spatial extension of the trajectories is concentrated in the range 70°-120° of longitude and the average speed is around 21 m/s. No significant formation regions were observed and a main dissipation region located in the western Pacific with two secondary regions in the western Indian Ocean and western Atlantic were found. The climatological study was complemented with the analysis of a particular case in which significant rainfall accumulations were observed in the southeast of South America under the presence of a localized and coherent wave packet in upper levels that was possible to track for 14 days since its beginning in the western Pacific.

Keywords: Rossby wave packets, precipitation, southern hemisphere

1. INTRODUCCIÓN

La posibilidad de incrementar la ventana del pronóstico del tiempo mas allá de una semana ha llevado a la búsqueda de estructuras persistentes en la atmósfera, tales como bloqueos o paquetes de ondas de Rossby (Hovmöller, 1949; Van Loon, 1956; Joung y Hitchman, 1982). Un paquete de ondas puede ser pensado como un conjunto compuesto por ondas sinusoidales de distintos números de onda, que interfieren constructivamente solo sobre una pequeña región del espacio y destructivamente en el resto (Grazzini y Lucarini, 2010).

Según Grazzini y Lucarini (2010) las perturbaciones siempre están presentes en la atmósfera de latitudes medias, pero es bajo ciertas condiciones atmosféricas que los paquetes de ondas pueden permanecer coherentes por varios días y conectar regiones remotas. La propagación y extensión de estos paquetes está controlada principalmente por la ubicación e intensidad del gradiente de vorticidad potencial de gran escala, que actúa como una guía de ondas y favorece que los paquetes permanezcan coherentes durante mayor tiempo (Chang y Yu, 1999; Souders et al., 2014a; Grazzini y Vitart, 2015).

Estudios observacionales y de modelado numérico han demostrado que las ondas baroclínicas tienden a organizarse en paquetes

localizados que presentan velocidades de grupo mayores que las velocidades de fase de sus componentes (Orlanski y Chang, 1993; Chang y Yu, 1999) y se propagan debido al mecanismo de “desarrollo corriente abajo” que puede ser explicado brevemente como el crecimiento de nuevas perturbaciones corriente abajo de perturbaciones preexistentes, desencadenado por flujos de energía ageostróficos provenientes de perturbaciones corriente arriba (Chang y Yu, 1999).

Como se mencionó anteriormente, en algunos casos estos paquetes de ondas son capaces de permanecer coherentes durante varios días y propagarse largas distancias, lo que permite que sean rastreados. Su representación realista en los modelos de tiempo aumenta la predictibilidad de fenómenos en superficie que estén asociados a ellos. Esto es importante, ya que numerosas investigaciones han vinculado eventos de tiempo severo tales como ciclogénesis explosiva, bloqueos y eventos extremos de precipitación en distintas regiones del globo con paquetes de ondas que permanecen coherentes (Chang, 2005; Martius et al., 2008; Grazzini y Vitart, 2015).

Según Souders et al. (2014b) es importante generar una climatología de formación y distribución de los paquetes de ondas debido no solo a que están relacionados a eventos de tiempo severo, sino también porque influyen en los errores de los pronósticos de mediano

plazo (3-10 días). Además, son importantes para entender la dinámica atmosférica ya que son un vínculo entre las ondas de Rossby individuales y los corredores de tormentas. Las características de la propagación de los paquetes de ondas dependen de la estación del año en consonancia con la variabilidad estacional de los corredores de tormentas. Según Chang (1999) y Souders et al. (2014b) la reducción en la actividad de estos paquetes en el verano del hemisferio norte es más pronunciada que en el verano del hemisferio sur, que presenta paquetes extremos (de gran duración temporal y extensión espacial) durante todo el año. Esto se debe a que en el verano austral el corredor de tormentas permanece zonalmente simétrico y en torno a los 50°S lo cual favorece la propagación de los paquetes.

Varios trabajos han buscado caracterizar estos paquetes de ondas a través de propiedades básicas como duración temporal, extensión espacial, velocidad media de propagación y zonas de formación y disipación. La mayor parte han concentrado sus estudios en el hemisferio norte y sus resultados se describen aquí como referencia. Dentro de ellos, Grazzini y Lucarini (2010) realiza un estudio espectral de los paquetes de ondas en el hemisferio norte en la franja de latitud 35°N-65°N durante invierno y verano y menciona que (i) adquieren velocidades de propagación promedio de 22°/día hacia el este sin exhibir cambios drásticos de invierno a verano, (ii) la distribución de la extensión espacial presenta un pico en 80° de longitud con una cola que alcanza valores de 200°, (iii) eventos coherentes de gran duración son relativamente raros, estando compuesta la mayor parte de la distribución por eventos con duración comprendida entre 3 y 6 días según la temporada. Por último, menciona que existe una amplia zona desde el este de China hasta el Atlántico central con un pico sobre el Pacífico central que se destaca como zona de formación de paquetes de ondas y otra sobre el Atlántico central y este con un pico en 300°E que se destaca como zona de disipación de paquetes de ondas.

Grazzini y Vitart (2015) también estudia

paquetes de ondas en el hemisferio norte en la franja de latitud 35°N-65°N, pero usando un método alternativo que se basa en el cálculo de la envolvente del viento meridional en 250 hPa a través de la transformada de Hilbert y el desarrollo de un algoritmo de rastreo de puntos. Para el período 1958-2012 encuentra en promedio 104 paquetes por año, presentes todos los meses con mínimos en febrero y agosto y máximos en primavera y otoño. La duración promedio obtenida es de 6 días, con sólo un 21% del conjunto superando los 8 días y un 1% los 14 días. La distancia típica recorrida es de 98.9° de longitud con sólo un 10% del conjunto superando los 180°. También encuentra áreas destacadas de formación y disipación en función de la temporada estudiada y menciona que en verano la formación de los paquetes no se observa restringida a una zona particular, mientras que la disipación no presenta variación estacional y se da principalmente en tres zonas: el Atlántico oriental, el área de las Rocallosas y el Mediterráneo central.

Souders et al. (2014b) estudia los paquetes de ondas en ambos hemisferios en latitudes medias, rastreándolos con un algoritmo basado en el seguimiento de características, aplicado al campo de amplitud de la envolvente. En este estudio se obtiene que la actividad de los paquetes de ondas casi desaparece en el verano boreal mientras que en el verano austral se mantiene constante. Expone que los paquetes duran en promedio 5.8 días y recorren una distancia de 119.2° en el hemisferio norte mientras que en el hemisferio sur duran 7.9 días y recorren una distancia promedio de 151°. Además, plantea que alrededor de un 70% de todos los paquetes duran menos de 8 días y se mueven más rápido en el hemisferio sur que en el norte con velocidades típicas entre 20-25 m/s y 15-20 m/s, respectivamente. De su trabajo se desprende que los paquetes en el hemisferio sur mantienen su coherencia por más tiempo y recorren mayores distancias, lo que los lleva a ser más atractivos para usarlos en la predicción del tiempo. Además, realiza un estudio interanual de la actividad de los paquetes de ondas rastreados para ambos hemisferios y para el hemisferio norte

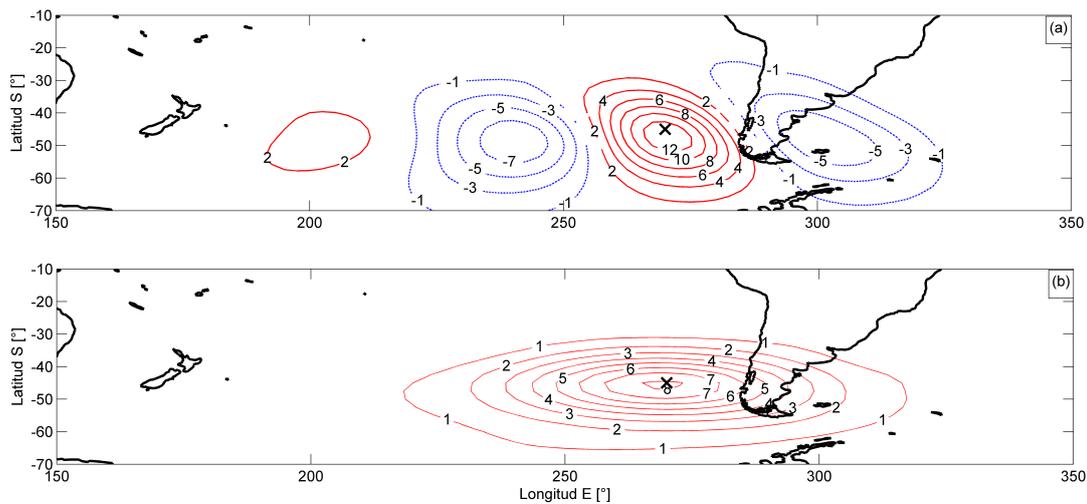


Figura 1: Regresión de los campos: (a) anomalía de velocidad meridional (v') en 300 hPa [m/s] y (b) amplitud de la envolvente de los paquetes de ondas [m/s], con la serie de referencia v' en 300 hPa, en el punto (270°E , 45°S).

la vincula con la ocurrencia de El Niño Oscilación Sur (ENOS).

Enfocado en el hemisferio sur, Barreiro (2017) estudia la variabilidad interanual de las trayectorias de los paquetes de ondas durante el verano. Encuentra que distintos patrones en el campo de temperatura de la superficie del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial durante años Niño inducen distintas anomalías de lluvia sobre Uruguay, debido en parte a que estos patrones de TSM cambian la trayectoria de la actividad transiente. No obstante, en este trabajo no se realizó un estudio climatológico de las características de los paquetes de ondas.

Teniendo en cuenta lo anterior, este trabajo apunta a realizar un estudio climatológico detallado de los paquetes de ondas en el hemisferio sur durante la temporada de verano, con la finalidad última de mejorar la comprensión de la variabilidad y predictibilidad atmosférica sobre el sudeste de Sudamérica. Se utiliza una metodología diferente a la planteada en Souders et al. (2014b) para identificar los paquetes de ondas que permite determinar la robustez de sus resultados. Asimismo, se realiza un estudio

de la variabilidad interanual y tendencia de la actividad de los paquetes de ondas vinculando estos resultados con ENOS y el Modo Anular del Sur (SAM).

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Datos

Para caracterizar los paquetes de ondas se utilizó el campo de amplitud de la envolvente calculado en estudios previos (Barreiro, 2017) a partir de medias diarias del campo de velocidad meridional en 300 hPa obtenido de NCEP-DOE Reanalysis 2 (NOAA/OAR/ESRL, PSD, Boulder, CO, USA – <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> (Kanamitsu et al., 2002)). Este campo se calculó aplicando el método de la transformada de Hilbert manteniendo números de onda entre 4 y 11, que son representativos de los transientes en el hemisferio sur (Trenberth, 1981). Con el fin de caracterizar la estructura vertical de los paquetes de ondas se utilizaron del mismo reanálisis los campos diarios de velocidad meridional (v), altura de geopotencial (z), temperatura (T) y velocidad vertical en coordenadas de presión (ω) en siete niveles de altura (1000, 850, 700, 500, 300, 200 y 100 hPa). Además, para el estudio

del caso particular se utilizaron datos de presión a 2 m de altura cada 6 horas.

La resolución espacial de estos datos es $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y el período estudiado está comprendido entre enero 1979 y diciembre 2013. Se consideró la estación de verano definida desde el 1 de diciembre de cada año al 31 de marzo del año siguiente (DEFM), quedando determinadas de este modo 34 temporadas. Además, el análisis se restringió únicamente al hemisferio sur y particularmente a la franja de latitud 40°S - 65°S .

Para el análisis del caso particular de lluvia sobre el sudeste de Sudamérica, se utilizó datos diarios de TRMM (Huffman et al., 2007) para los días 12 y 13 de marzo de 2011, con resolución espacial de $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$. Se restringió el estudio al dominio $[20^{\circ}\text{S}$ - 50°S , 250°E - $350^{\circ}\text{E}]$ que abarca parte de Sudamérica, del océano Pacífico y del océano Atlántico.

2.2 Metodología de rastreo de paquetes de ondas

El campo de amplitud de la envolvente con el que se busca caracterizar los paquetes de ondas es un campo definido positivo que adquiere valores altos donde hay valores altos de velocidad meridional como se observa en la Figura 1, donde se muestra el mapa de regresión entre el campo de amplitud de la envolvente y la serie de referencia dada por la anomalía de la velocidad meridional (v') en 300 hPa en el punto (270°E , 45°S). La progresión de la onda queda caracterizada por la progresión de la envolvente y la velocidad de desplazamiento de la envolvente es la velocidad de grupo de la onda.

Para construir el conjunto de trayectorias de paquetes de ondas se implementó un algoritmo de rastreo basado en el procedimiento desarrollado por Grazzini y Vitart (2015), con algunas modificaciones respecto a los parámetros utilizados. Por ejemplo, en este

trabajo consideramos la velocidad media de propagación del paquete constante para el rastreo mientras que en Grazzini y Vitart (2015) se determina en cada paso del mismo.

Previo a la aplicación del algoritmo se realizó un promedio latitudinal (meridional) del campo de amplitud de la envolvente en el cinturón 40°S - 65°S , donde se ubica aproximadamente la guía de ondas en la temporada de verano del hemisferio sur, entendiendo que esto rescata la mayor intensidad del fenómeno (Chang y Yu, 1999). Además, se determinó un umbral mínimo que tiene como función definir los valores significativos a seguir de esta variable. Como se menciona en Souders et al. (2014a) no hay propiedades físicas intrínsecas al fenómeno que gobiernen los límites de un paquete de ondas y debido a esto los mismos no son fácilmente definidos, por lo que la elección del umbral mínimo es arbitraria. Un umbral muy bajo permitiría el rastreo de ruido y un umbral muy alto generaría pérdida de información importante, por esto debe existir cierto compromiso en su elección. En este trabajo se determinó un rango de umbrales estudiando el comportamiento de los datos al filtrar la escala sinóptica con una ventana móvil de 7 días. De esta forma se obtuvo una distribución de frecuencias de los valores de amplitud de la envolvente (no se muestra) a partir de la cual se tomó 15 m/s como umbral de esta variable para toda la temporada por ser el valor más frecuente. Este umbral es del orden de los utilizados por Grazzini y Vitart (2015) y Souders et al. (2014a).

Por lo tanto, todos los valores del campo de amplitud de la envolvente previamente promediado en el cinturón de latitudes mencionado que estuvieran por debajo del valor umbral se llevaron a cero, para luego aplicar el algoritmo de rastreo que se puede sintetizar en los siguientes puntos.

1. Comienza el rastreo el primer día de cada temporada, localizando la posición del valor

máximo del campo de amplitud de la envolvente en ese día, p_1 .

2. Ubica la posición del máximo en el tiempo siguiente, p_2 , y decide si estos dos máximos pertenecen al mismo paquete de ondas chequeando si se encuentra dentro del intervalo determinado a partir de la velocidad media de propagación considerada, $[p_1 + 30^\circ/\text{día} \pm 15^\circ/\text{día}]$. Si esto sucede, el conjunto $\{p_1, p_2\}$ se guarda como trayectoria y se repite el procedimiento hasta que la posición del máximo del tiempo N , p_N , no pertenezca al intervalo determinado por p_{N-1} . De esta forma se obtiene la trayectoria formada por $\{p_1, p_2, \dots, p_{N-1}\}$.
3. En el caso que se interrumpa la rutina, se retoma el rastreo el día de comienzo del último paquete encontrado. Cuando todos los paquetes de ese día se hayan rastreado, se pasa al día siguiente y se repite el procedimiento descrito en 1 y 2.
4. Se repite el procedimiento descrito en 2 y 3 hasta que no se encuentren más paquetes, lo que implica que la matriz de datos original fue recorrida completamente.
5. Luego de obtener la matriz con las trayectorias generadas en primera instancia, se realiza la unión de las que pueden haber quedado truncadas. Para ello, se chequean criterios de cercanía entre el final y el comienzo de cada tramo de trayectoria y criterios de similitud respecto a la pendiente de cada tramo (ver Tabla I).
6. Por último, se descartan todas las trayectorias de menos de 3 días, para concentrarse en aquellas de interés para mejorar los pronósticos.

Luego de realizar un estudio inicial con el valor umbral 15 m/s, se varió dicho valor en el rango 13-18 m/s para evaluar la sensibilidad del código frente a este parámetro y de esta forma valorar su robustez.

Determinadas las trayectorias de los paquetes de ondas, se calcularon las siguientes propiedades:

duración expresada en días y calculada como $L - 1$, siendo L el largo de las trayectorias determinadas; *extensión espacial* expresada en $^\circ$ de longitud y calculada como la diferencia entre las longitudes del primer y último punto de la trayectoria; *velocidad media de propagación* expresada en m/s, teniendo en cuenta que $1^\circ/\text{día}$ equivale a 0.82 m/s para el círculo de latitud considerado y calculada como el cociente entre la distancia recorrida en $^\circ$ de longitud y la duración en días; *zonas de formación* determinadas a partir de la posición del primer punto de la trayectoria y *zonas de disipación* determinadas a partir de la posición del último punto de la trayectoria. Se estudió la variabilidad de estas propiedades a escala mensual, estacional (DEFM) e interanual. Para esta última escala se calculó la cantidad de trayectorias por temporada y se buscó un vínculo entre estos resultados con años Niño y Niña clasificados a partir del índice ONI de NOAA desde https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis/_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. A su vez, se analizaron algunas de las propiedades mencionadas anteriormente buscando un vínculo con ENOS.

Para el estudio de caso se eligió una trayectoria que presentara gran extensión temporal y espacial y que estuviera próxima al sudeste de Sudamérica. Para ese rango de días se analizó el campo de presión en superficie y el campo de amplitud de la envolvente de los paquetes, con el propósito de vincular estos resultados con la lluvia acumulada en la región.

3. CLIMATOLOGÍA DE LOS PAQUETES DE ONDAS

3.1 Estructura vertical

Para estudiar la estructura vertical de los paquetes de ondas se realizó un análisis similar al descrito en Chang (1993) para el hemisferio norte, calculando la regresión lineal entre las anomalías de los campos v , z , T y ω , (v' , z' , T' y ω'), en distintos niveles de altura y la serie de referencia v' en 300 hPa en un punto del océano

Parámetros	
Umbral mínimo	15 m/s
Velocidad media del paquete	24.6 m/s \sim 30 °/día
Cercanía entre puntos	1000 km
Similitud de pendientes	20 °/día

Tabla I: Parámetros utilizados en el algoritmo de rastreo para definir valores significativos a seguir y criterios de uniones de tramos de trayectorias.

Pacífico SE (270°E, 45°S).

En la Figura 2 se presenta la estructura vertical del paquete de ondas dado por la regresión, donde se destaca para v' (Figura 2a) una estructura espacial desarrollada desde el tope de la tropósfera (200 hPa) hasta superficie con un máximo en torno a 300 hPa observándose la inclinación al oeste con la altura de las perturbaciones, principalmente para aquellas que se encuentran corriente arriba del punto de referencia. En el campo z' (Figura 2b) se observan estructuras similares a las mencionadas anteriormente con un máximo en 300 hPa y en cuadratura respecto al campo v' como es de esperarse de una dinámica cuasi-geostrófica. La regresión con T' (Figura 2c) presenta máximos en torno a 700 hPa y las perturbaciones muestran una inclinación al este con la altura con un cambio de signo cerca de la tropopausa. Estos máximos son positivos en regiones donde z' es positivo y negativos en regiones donde z' es negativo. Por último, la regresión con ω' (Figura 2d) presenta un máximo en torno a 500 hPa con valores negativos (ascenso de aire) al este de la vaguada en altura y valores positivos (descenso de aire) al oeste. Estos resultados son consistentes con una onda baroclínica y son similares a los discutidos en Chang (1993) para el hemisferio norte.

3.1.1. Caso particular de estudio

A modo de ejemplo, se realizó el análisis de un caso particular para el cual se eligió una trayectoria que tuviera gran duración y extensión espacial y además que alcanzara la región de interés 300°E-310°E en su recorrido. Determinada esta trayectoria se analizó el campo

de presión en superficie y la precipitación acumulada durante los días en los que el paquete de ondas estuvo próximo a la región mencionada.

La trayectoria elegida se presenta en la Figura 3, que es un diagrama de Hovmöller del campo de amplitud de la envolvente de los paquetes de ondas promediado en el cinturón de latitud 40°S-65°S. En ella se puede observar que el algoritmo comenzó a rastrear el paquete de ondas el 1 de marzo alrededor de 70°E (al oeste de Australia) y finalizó el rastreo el 14 de marzo alrededor de 320°E (al este de Sudamérica). Este paquete de ondas recorrió 250° de longitud y se mantuvo coherente por 14 días. A partir de la figura se puede observar que el paquete rastreado se encontró próximo a la región de estudio durante los días 12 y 13 de marzo.

Para caracterizar la situación durante estos dos días se analizó el campo de geopotencial en 300 hPa (Figura 4a) y el campo de presión en superficie (Figura 4b). En altura, superpuesto al campo de geopotencial, se presenta el campo de amplitud de la envolvente de los paquetes de ondas. En los dos paneles se visualiza la evolución de la perturbación al cabo de los dos días. Durante el 12 de marzo se encuentra ubicada en el sur de Sudamérica desplazándose al este en el período observado y disminuyendo su amplitud hacia el 13 de marzo. En dicho período se distingue una vaguada en el campo de geopotencial sobre la misma región. Consistente con la situación en altura, en superficie desde las 06Z del 12 de marzo (segunda imagen panel izquierdo) se observan valores de presión de 1005 hPa sobre la provincia de Buenos Aires que tienden a disminuir en el correr del período. La depresión que comienza a formarse sobre esta

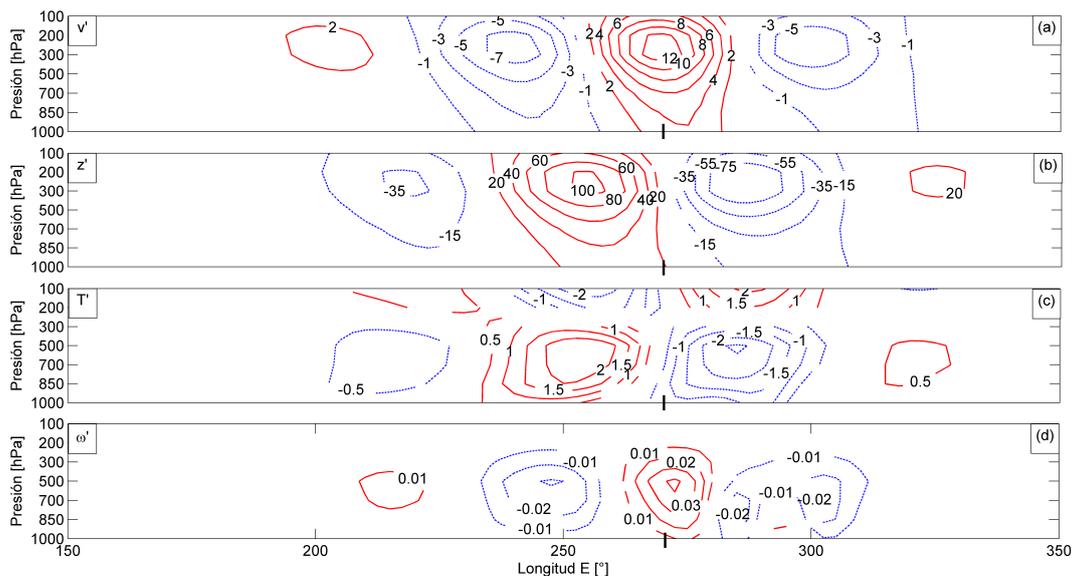


Figura 2: Corte vertical y longitudinal de las regresiones de los campos: (a) anomalía de velocidad meridional (v') [m/s]; (b) anomalía de geopotencial (z') [m]; (c) anomalía de temperatura (T') [$^{\circ}$] y (d) anomalía de velocidad vertical (ω') [Pa/s], en 45° S con la serie de referencia v' en 300 hPa, en el punto (270° E, 45° S). Se indica en el eje horizontal el punto de referencia.

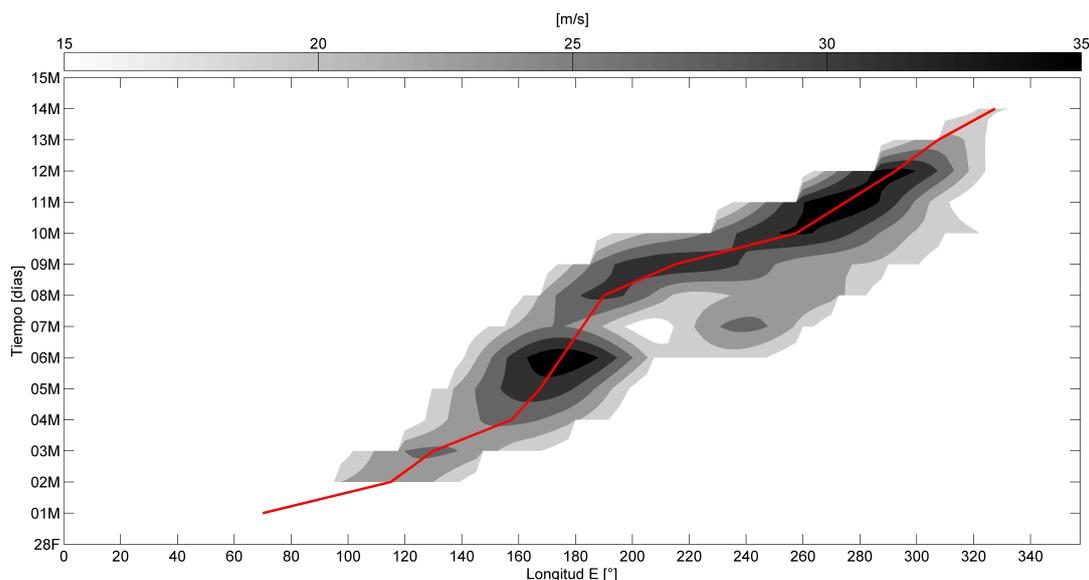


Figura 3: Temporada D2010-M2011, período 01/03/2011-14/03/2011: trayectoria determinada con el algoritmo de rastreo utilizando como valor umbral 15 m/s (línea continua) y campo de amplitud de la envolvente promediado en el cinturón 40° S- 65° S [m/s] (sombreado).

región se desarrolla y se profundiza alcanzando valores de 990 hPa en su trayecto al SE al cabo de las 18Z del 13 de marzo.

En consonancia con lo anterior, un análisis

de la velocidad vertical (ω) en niveles medios (500 hPa) indica ascenso de aire delante de la vaguada en altura y descenso de aire detrás (no se muestra), configuración que favorece el desarrollo y profundización de la baja presión

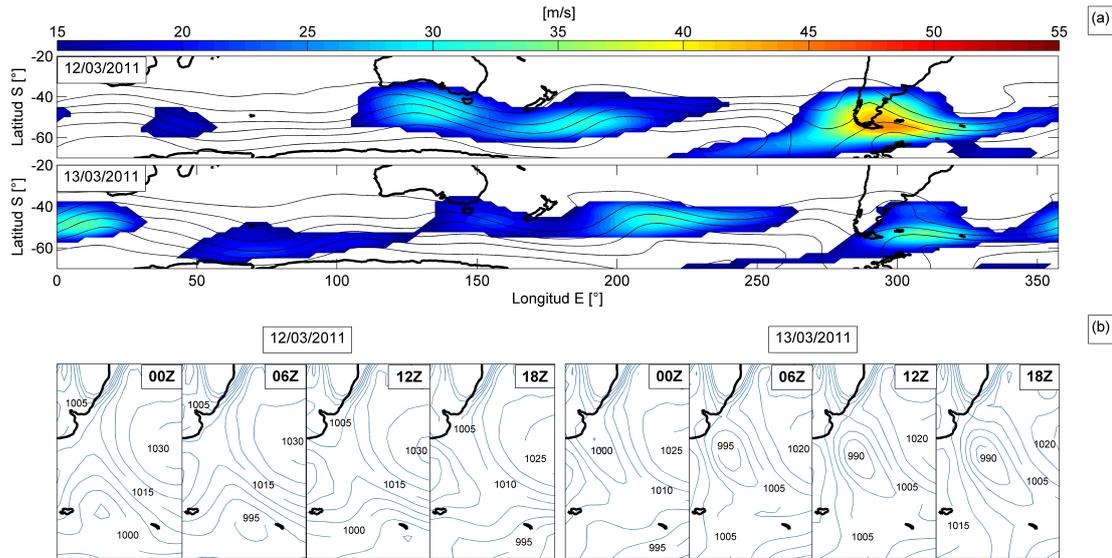


Figura 4: (a) Campo de geopotencial en 300 hPa [m] (contornos desde 8500 m cada 200 m) y campo de amplitud de la envolvente [m/s] (color, desde 15 m/s); (b) presión a 2 m cada 6 horas [hPa] durante el 12 y 13/03/2011.

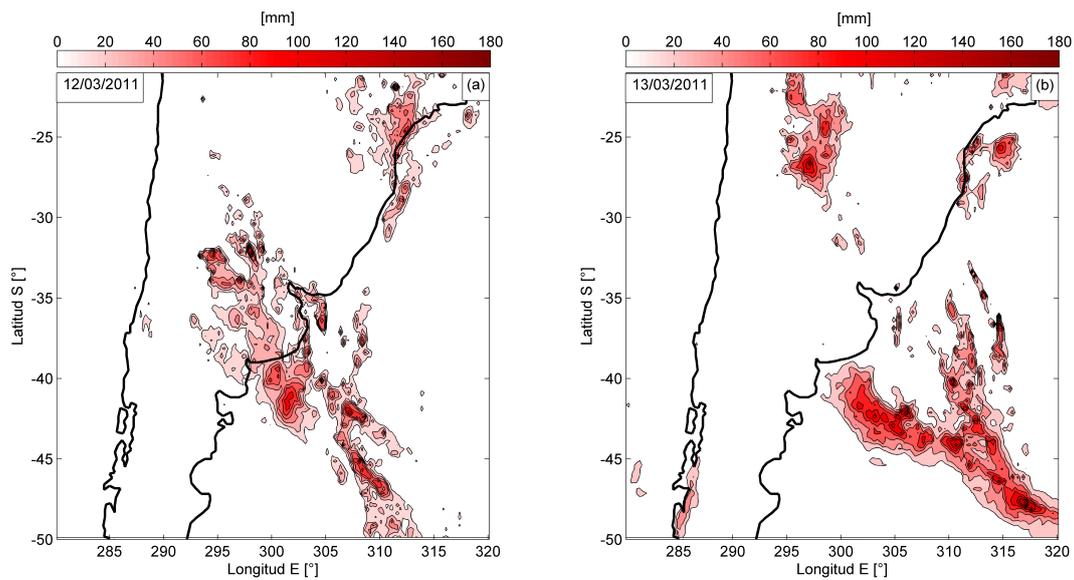


Figura 5: Precipitación [mm] en el período considerado: (a) 12/03/2011; (b) 13/03/2011.

en superficie. Para visualizar la precipitación acumulada durante el 12 y 13 de marzo de 2011 se utilizaron datos de TRMM (Figura 5) donde se observa el reflejo de lo discutido a partir del campo de presión en superficie, con precipitación acumulada de hasta 180 mm en las zonas donde se observa el desarrollo de la baja y donde se ubicaría el frente frío asociado.

3.2 Caracterización de paquetes de ondas extratropicales

3.2.1. Estacional

Previo al análisis del conjunto de trayectorias se calculó la climatología (promedio y desviación estándar) del campo de amplitud de la envolvente para observar su estructura espacial y la variabilidad de los datos (no se muestra). Como

era esperable, se obtuvieron valores mínimos de amplitud en la región tropical y polar y máximos en latitudes medias con valores rondando los 10-20 m/s. A su vez, se observó mayor variabilidad del campo en las regiones de mayor amplitud.

Aplicando el algoritmo de rastreo con los parámetros descritos en la Tabla I se obtuvieron 1099 trayectorias en el período considerado, contando en promedio 32 paquetes por temporada (DEFM), resultado del mismo orden al obtenido por Grazzini y Vitart (2015) para el hemisferio norte.

Fue calculada la duración, extensión espacial y velocidad media de las trayectorias determinadas para DEFM, estos resultados se muestran en la Figura 6. Con respecto a la duración de los paquetes de ondas (Figura 6a), se obtuvo una distribución asimétrica sesgada positivamente con una cola que alcanza la veintena de días. El límite inferior del conjunto es 3 días, el superior es 23 días y la mediana del conjunto es 4 días. Alrededor del 90 % de las trayectorias halladas se concentra en el rango 3-8 días, un 8 % en el rango 8-14 días y sólo un 2 % supera los 14 días. En consonancia con la duración, para la distancia recorrida por los paquetes de ondas se obtuvo una distribución asimétrica sesgada positivamente con una cola que supera los 360° de longitud (Figura 6b). Es decir, en algunos casos el paquete de ondas da más de una vuelta al planeta manteniendo su coherencia. Alrededor del 80 % de las trayectorias obtenidas se encuentran concentradas en el rango 30°-170° de longitud con un máximo en torno a 88° de longitud y sólo un 2 % supera los 360° de longitud. Estos resultados son similares a los obtenidos por Souders et al. (2014b) para el hemisferio sur. El mínimo recorrido del conjunto de trayectorias determinado es 13° y el máximo es 583°, la mediana es 107° y el RIQ 85°. Por último, respecto a la velocidad media se puede observar que esta variable muestra poco sesgo hacia valores pequeños y puede considerarse aproximadamente simétrica en torno a 21 m/s (Figura 6c). El 78 % de los paquetes rastreados se

concentran en el rango 15-30 m/s, similar a los resultados presentados por Souders et al. (2014b) para el hemisferio sur. La media del conjunto es 20 m/s y la desviación estándar 6.6 m/s.

No se observan zonas destacadas de formación sino máximos y mínimos relativos distribuidos uniformemente en todo el rango de longitudes (Figura 7a) y en la distribución de los finales de las trayectorias se destaca principalmente la región del Pacífico occidental comprendida en la franja 130°E-200°E y dos máximos secundarios en el Índico occidental (30°E-50°E) y el Atlántico occidental (320°E-350°E) (Figura 7b).

3.2.2. Mensual

Para analizar cómo varían las propiedades presentadas en la sección anterior mes a mes dentro de la temporada de verano se clasificaron las trayectorias obtenidas dentro de cada mes de la temporada en función del primer día rastreado.

Se determinó la cantidad de trayectorias obtenidas por mes, destacándose un máximo en diciembre y un mínimo en febrero como se detalla en la Tabla II. En Souders et al. (2014b) se estudia la frecuencia de formación de paquetes de ondas por mes en el hemisferio sur y se obtiene un aumento en la cantidad de paquetes desde diciembre a marzo (FIG. 4). La principal diferencia con nuestros resultados se observa para el mes de diciembre, donde logramos rastrear alrededor de un 10 % más de paquetes de ondas.

Cantidad de trayectorias			
Diciembre	Enero	Febrero	Marzo
296	268	263	272

Tabla II: Cantidad de paquetes de ondas rastreados en el período 1979-2013, discriminados por mes.

Para las distintas propiedades estudiadas, a grandes rasgos se obtienen distribuciones similares a las presentadas en la sección anterior, tanto en la forma como en los valores alcanzados (no se muestra). Como características a resaltar, con respecto a la duración de los paquetes de

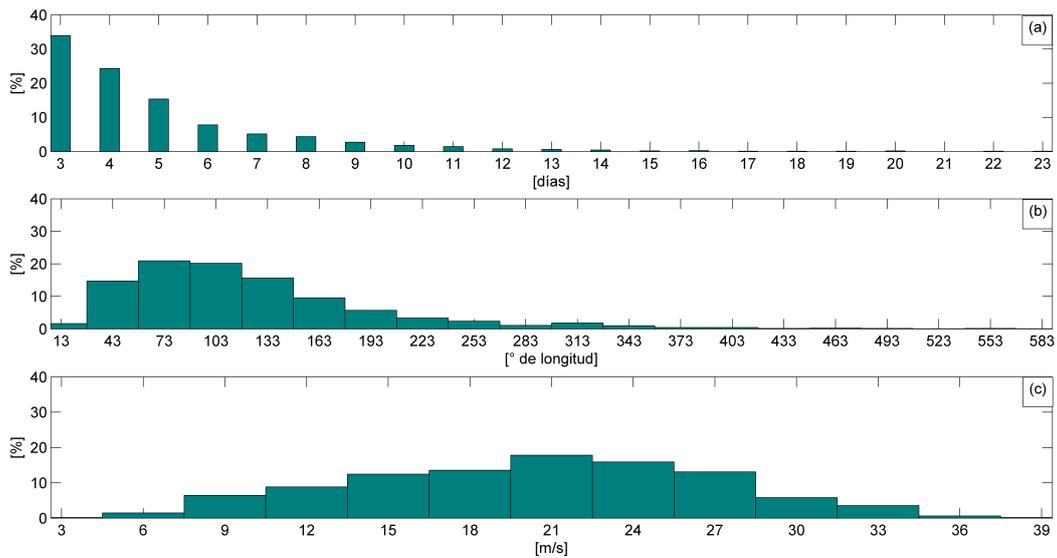


Figura 6: Los gráficos están expresados en porcentaje sobre un total de 1099 trayectorias para todo el período. (a) Distribución de la duración de las trayectorias [días]; (b) distribución de la distancia recorrida por los paquetes de ondas [° de longitud] y (c) distribución de la velocidad media de las trayectorias [m/s].

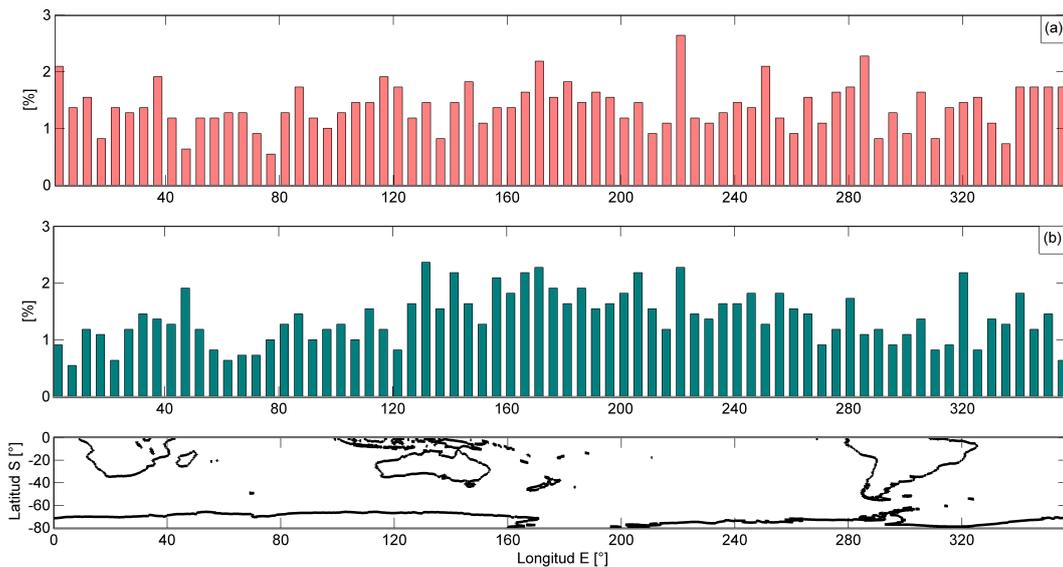


Figura 7: Los gráficos están expresados en porcentaje sobre un total de 1099 trayectorias para todo el período. (a) Distribución de las zonas de comienzo de las trayectorias; y (b) distribución de las zonas de finalización de las trayectorias.

ondas se observa en marzo un aumento en los casos de corta duración, principalmente los de 3 días y una disminución en los casos de larga duración, ninguno superando los 15 días. Este comportamiento en los casos de corta y larga duración probablemente se deba a que

marzo es el último mes de la temporada por lo cual las trayectorias que comiencen al final de este mes y continúen durante abril quedan cortadas aumentando los casos de corta duración y disminuyendo los de larga duración. Las distribuciones del recorrido de los paquetes para

diciembre y febrero muestran cierta similitud y se diferencian respecto a la de enero, en función del rango donde concentran la mayor cantidad de casos y como están distribuidos. En particular, enero presenta igual número de paquetes que recorren distancias entre 73° a 133° de longitud, mientras que febrero muestra un máximo marcado alrededor de 73° de longitud (no se muestra). Con respecto a la velocidad media se destaca la similitud entre las distribuciones de diciembre y enero diferenciándose respecto a la de febrero, principalmente en la forma y el rango que concentra la mayor cantidad de casos. Las medianas de la velocidad media de los paquetes de ondas para los meses diciembre, enero y febrero son 20 m/s, 22 m/s y 21 m/s respectivamente mientras que los RIQ son 9 m/s, 9 m/s y 10 m/s. De lo anterior se desprende que los paquetes de ondas en su mayoría, durante diciembre se desplazan más lento que durante enero, mientras que en febrero se observa una distribución uniforme de las trayectorias en todo el rango de velocidades (no se muestra). Por último, no se observa gran variabilidad mensual para las zonas de formación y disipación.

Luego del análisis a escala estacional y mensual del conjunto de trayectorias determinadas utilizando el valor umbral 15 m/s, se buscó observar cuánto y cómo varían estas propiedades al modificar el umbral considerado y de esta forma evaluar cuán robustos son los resultados frente a este parámetro. Para ello, se varió el umbral en el rango 13-18 m/s y se calcularon las mismas propiedades de la sección 3.2.1 encontrando que los resultados no son considerablemente sensibles a la variación del umbral (ver anexo).

3.3 Variabilidad interanual del conjunto de trayectorias

Para analizar la variabilidad interanual del conjunto se calculó la cantidad de trayectorias por temporada que se presenta en la Figura 8. En ella se observa gran variabilidad interanual del conjunto con un mínimo de 26 trayectorias en las temporadas D1989-M1990 y D1992-M1993

y un máximo de 41 trayectorias en la temporada D1999-M2000 para el umbral 15 m/s.

A su vez, se estudiaron algunas propiedades temporada a temporada para observar su variabilidad interanual, entre ellas la duración de los paquetes de ondas (Figura 9). En ella se rescata lo observado en la Figura 6a, donde la mayoría de las trayectorias están concentradas en el intervalo 3-8 días y dentro de este rango la mayor cantidad de eventos se ubican entre 3 y 5 días. Observando las temporadas se encuentran años con muchas trayectorias de poca duración, por ejemplo, D1999-M2000 y otros con los eventos mejor distribuidos en el rango de días, por ejemplo, D1979-M1980, destacándose gran variabilidad interanual en esta variable. Otras propiedades como la distancia recorrida y la velocidad media también muestran gran variabilidad temporada a temporada (no se muestra).

Para estudiar la vinculación de ocurrencia de paquetes de onda con ENOS se clasificaron las temporadas en Niño y Niña (según ONI_NOAA) y se calculó el número promedio de trayectorias para cada caso. Como segundo paso se clasificaron las temporadas en Niño canónico y Modoki (Wang C. y Wang X., 2013), calculando en cada caso el promedio de trayectorias como se muestra en la Tabla III.

Las diferentes clasificaciones arrojaron diferencias máximas cercanas a un 7%, o sea que no mostraron diferencias significativas en la actividad de los paquetes de ondas caracterizada por el número de paquetes rastreados. Al analizar las distintas propiedades (duración, extensión espacial, velocidad media y zonas de formación y disipación) clasificando las temporadas tampoco se observó una relación con respecto a valores extremos o concentración de mayor cantidad de casos dentro de cierto rango de valores. Esto podría deberse a que el impacto de El Niño en las trayectorias de los transientes ocurre principalmente en latitudes subtropicales (Barreiro, 2017).

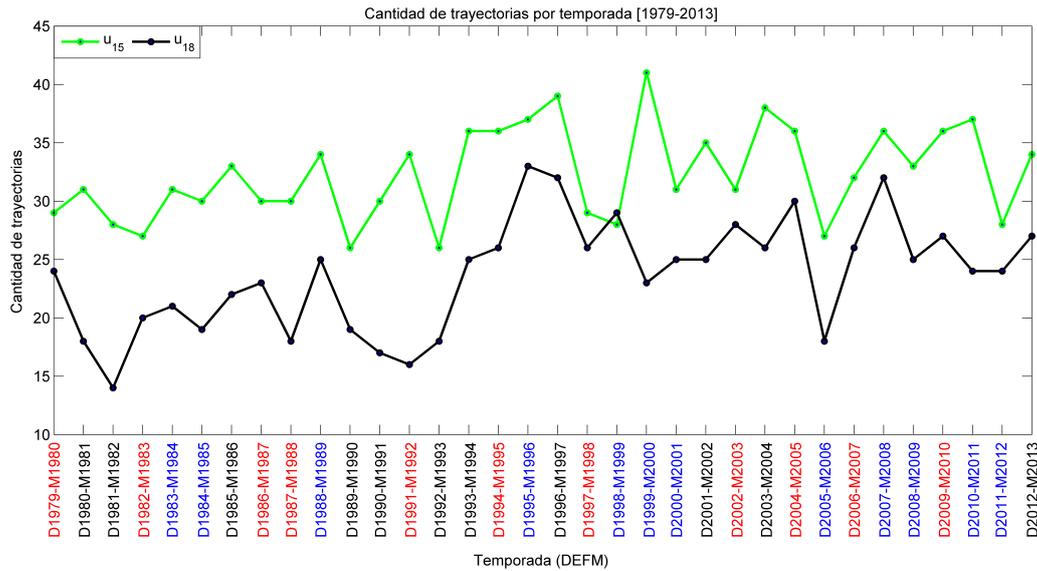


Figura 8: Variabilidad interanual del conjunto de trayectorias obtenido utilizando como valor umbral 15 m/s y 18 m/s. En rojo se identifican las temporadas Niño, en azul las temporadas Niña y en negro las temporadas neutras (ONI_NOAA).

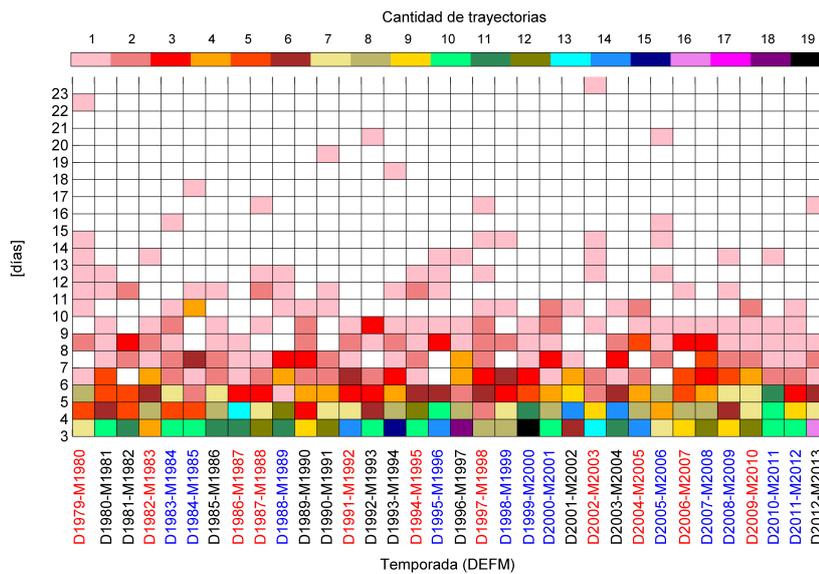


Figura 9: Duración de las trayectorias [días] en función de la temporada. Cuadros en color muestran la cantidad de trayectorias para una temporada y una duración específica, los cuadros blancos indican 0 trayectorias.

Analizando detalladamente la Figura 8 se observa un salto en el promedio de trayectorias entre los períodos 1979-1993 y 1993-2013 para el umbral 18 m/s, pasando de un promedio de 20 a 27 trayectorias. Este salto es llamativo porque se observa solo para los umbrales mayores a 15 m/s (Figura 10) y además porque se produce a

principio de la década de los noventa cuando el índice SAM comienza a presentar una tendencia hacia valores positivos (<https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html> (Marshall, 2003)). Como este modo de variabilidad tiene influencia en la ubicación latitudinal de la corriente en chorro tiene sentido pensar que pueda existir

TEMPORADA	Cantidad de trayectorias
Niño	32
Niña	33
Niño Canónico (82-83, 86-87 y 97-98)	29
Niño Modoki (79-80, 87-88, 90-91, 91-92, 92-93 93-94, 94-95, 02-03, 04-05 y 09-10)	31

Tabla III: Promedio de paquetes de ondas rastreados al clasificar las temporadas en Niño, Niña, Niño Canónico y Niño Modoki.

una conexión entre este modo y la cantidad de trayectorias rastreadas. En este sentido, se realizó un análisis de composites del campo de geopotencial en 200 hPa para los dos períodos mencionados anteriormente. Este muestra un corrimiento de la corriente en chorro al sur durante el segundo período (1993-2013) lo cual favorecería el rastreo de los paquetes de ondas con la metodología desarrollada en este trabajo ya que quedarían mayormente comprendidos dentro del cinturón de latitudes considerado para el rastreo. Además, la correlación entre el índice SAM y el número de trayectorias para el umbral 18 m/s es de 0.35, la cual es estadísticamente significativa al 10% con un test de dos extremos. Si se quita la tendencia lineal a ambas series la correlación se reduce a 0.16 que no es estadísticamente significativa. Este análisis indica que ambas series están fundamentalmente correlacionadas a través de la tendencia y no a nivel interanual. Así, la tendencia hacia valores positivos de SAM desde la década de los noventa ha incrementado el número de trayectorias en la banda de latitudes 40°S-65°S. Como se observó anteriormente, esta conexión se ve reflejada sólo para umbrales altos. El mecanismo físico asociado a esta relación deberá ser estudiado en detalle para determinar si efectivamente existe una relación de causalidad.

4. RESUMEN Y DISCUSIÓN

En este trabajo se buscó caracterizar los paquetes de ondas extratropicales en el hemisferio sur durante la temporada de verano, utilizando el campo de amplitud de la envolvente de la velocidad meridional en 300 hPa y determinando sus trayectorias por medio de un algoritmo

basado en identificación de características que sigue el trayecto de los máximos del campo. A su vez, se complementó el análisis estudiando la variabilidad mensual e interanual del conjunto de trayectorias determinadas.

Utilizando como valor umbral 15 m/s, se rastrearon 1099 paquetes de ondas generando un promedio de 32 trayectorias por temporada. Se determinó que en su mayoría los paquetes de ondas rastreados se mantienen coherentes entre 3 y 8 días, recorren una distancia entre 30° y 170° de longitud y tienen velocidades medias en el entorno a los 21 m/s. Analizando la posición de los comienzos y finales de los rastreos se obtuvo que no se destacan zonas de formación importantes observándose una zona de disipación notoria comprendida en el Pacífico occidental y dos zonas secundarias comprendidas en el Índico occidental y el Atlántico occidental que deberán ser estudiadas en detalle para entender si existe alguna razón física que explique este resultado. Se complementó el análisis con el estudio de una trayectoria particular de un paquete de ondas que permaneció coherente durante 14 días para estudiar cómo el seguimiento de paquetes puede ayudar a la predicción del tiempo en la región.

Respecto a la variabilidad mensual del conjunto de trayectorias, se observa un máximo de actividad en diciembre y un mínimo en febrero, con un aumento hacia marzo. En general, se obtuvieron distribuciones similares de las propiedades estudiadas para todos los meses de la temporada. Con respecto a la velocidad media se observa que durante diciembre los paquetes tienden a adquirir velocidades más pequeñas que en enero y durante febrero y marzo la mayoría

de los casos se distribuye uniformemente en un rango de velocidades de 15 m/s a 27 m/s.

Se observó también que el conjunto de trayectorias presenta gran variabilidad interanual tanto en la cantidad de trayectorias obtenidas por temporada como en las propiedades estudiadas. En general, no se encontró vinculación entre la actividad de los paquetes de ondas caracterizada por la cantidad de paquetes rastreados y ENOS y tampoco entre las características de estos paquetes (duración, recorrido y velocidad media) y ENOS. Por otro lado, se sugiere una posible relación con SAM a través de la tendencia lineal de ambas series, principalmente para valores altos de umbral.

Por último, respecto a la sensibilidad del algoritmo al variar el umbral mínimo, se concluye que éste es robusto en los resultados obtenidos ya que al analizar las distribuciones de las variables estudiadas se obtienen distribuciones similares para todos los umbrales considerados. La diferencia principal que se repite variando el umbral, tanto para la duración como el recorrido de los paquetes de ondas, es que al aumentar el valor umbral se observa una disminución de los casos extremos. Esto es coherente ya que los valores significativos a rastrear son más altos quedando máximos locales aislados a medida que aumenta el umbral.

Un trabajo a futuro será determinar la representación de estos paquetes en los modelos de pronóstico y la predictibilidad de los fenómenos meteorológicos asociados para el hemisferio sur.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado en el marco del proyecto ANII FCE_1_2014_1_104539.

ANEXOS

Sensibilidad del algoritmo con el umbral

A través de este análisis se buscó observar cuánto y cómo varían las propiedades calculadas

sobre el conjunto de trayectorias determinado, al modificar el valor umbral. En primera instancia se calculó la cantidad de trayectorias por temporada (Figura 10). Intuitivamente surge pensar que al aumentar el umbral se debería obtener menor cantidad de trayectorias debido a que los valores significativos a seguir son más altos y se pierden las trayectorias que siguen paquetes con menor amplitud, mientras que es esperable que suceda lo contrario si se disminuye el umbral.

A grandes rasgos se obtiene esta idea intuitiva ya que en la mayoría de las temporadas se observa un mayor número de trayectorias a medida que disminuye el umbral. Sin embargo, algunas temporadas particulares, por ejemplo D1979-M1980, no siguen esta regla lo cual podría deberse a que los máximos locales a rastrear quedan tan aislados que en vez de perder una trayectoria completa al aumentar el umbral esta queda dividida en varias más cortas generando un aumento en la cantidad de trayectorias. También se observan temporadas en las cuales no cambia significativamente la cantidad de trayectorias respecto al valor umbral, por ejemplo D1997-M1998 y D1998-M1999, mientras que en otras el número de trayectorias cambia significativamente al variar el umbral, por ejemplo D1981-M1982 y D1991-M1992.

Respecto a la duración de los paquetes de ondas, para todos los umbrales se obtienen distribuciones similares, asimétricas sesgadas positivamente y con largas colas que alcanzan la veintena de días (no se muestra). Para todos los umbrales se obtuvo que más del 90 % de las trayectorias halladas se encuentran comprendidas en el rango 3-8 días, variando este porcentaje entre 91 % y 93 % para los umbrales 13 m/s y 18 m/s respectivamente. También se observa que a medida que aumenta el valor umbral los pocos casos extremos tienden a disminuir su duración, seguramente por lo mencionado anteriormente. En el caso del recorrido de los paquetes se obtiene para todos

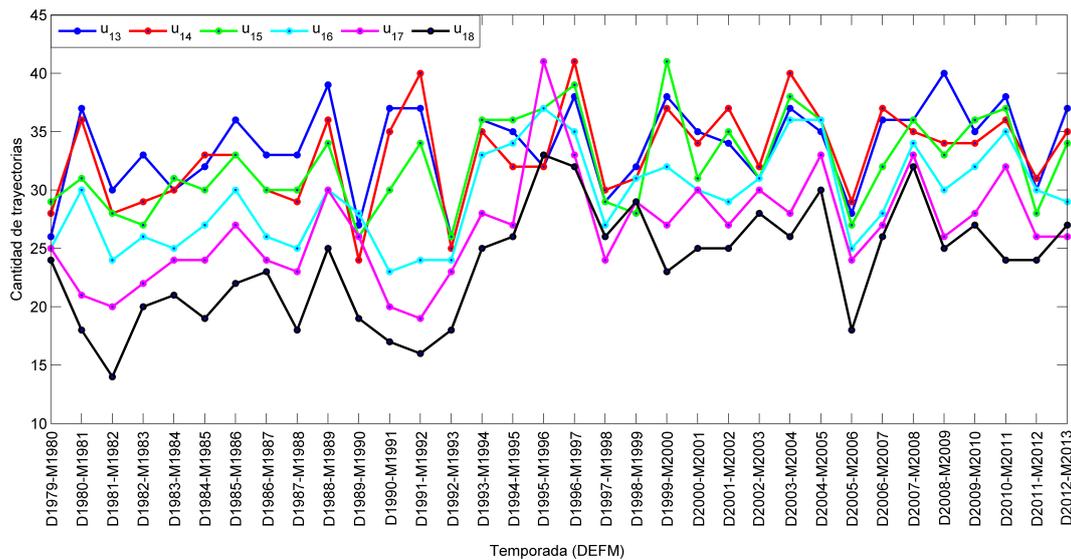


Figura 10: Cantidad de trayectorias por temporada (D1979-M1980 a D2012-M2013) en función del valor umbral utilizado en el rango 13-18 m/s.

los umbrales considerados distribuciones con sesgo positivo y todas presentan una larga cola que supera los 360° de longitud (no se muestra). Para los seis umbrales estudiados, entre el 77% y el 81% de las trayectorias halladas se concentran en el rango 30° - 170° de longitud. La velocidad media también presenta distribuciones similares al variar el umbral (no se muestra). Alrededor del 60% de los casos hallados se encuentran concentrados en el rango 15-26 m/s para los seis umbrales considerados. Por último, con respecto a las zonas de formación y disipación se obtienen distribuciones similares para los seis umbrales considerados y para cada variable (no se muestra). En particular para los comienzos de trayectorias se obtienen histogramas relativamente uniformes sin destacarse zonas particulares de formación de paquetes y los finales de trayectorias muestran distribuciones más concentradas en distintas regiones, destacándose principalmente el Pacífico occidental y dos máximos secundarios ubicados en el Índico occidental y el Atlántico occidental.

En suma, no se observa una sensibilidad importante de los resultados obtenidos respecto al umbral elegido.

REFERENCIAS

Barreiro, M., 2017: Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay. *International Journal of Climatology*, 37, 4261-4274.

Chang, E.K.M., 1993: Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 2038-2053.

Chang, E.K.M., 1999: Characteristics of Wave Packets in the Upper Troposphere. Part II: Seasonal and Hemispheric Variations. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 1829-1747.

Chang, E.K.M., 2005: The Impact of Wave Packets Propagating across Asia on Pacific Cyclone Development. *Monthly Weather Review*, 133, 1999-2015.

Chang, E.K.M y Yu, D.B., 1999: Characteristics of Wave Packets in the Upper Troposphere. Part I: Northern Hemisphere Winter. *Journal of Atmospheric Science*, 56, 1708-1728.

Grazzini, F. y Lucarini, V., 2010: Climatology of extratropical atmospheric wave packets in the Northern Hemisphere. *arXiv:1011.3564v2*.

Grazzini, F. y Vitart, F., 2015: Atmospheric predictability and Rossby wave packets. *Quarterly Journal of the Royal*

- Meteorological Society, 141, 2793-2802.
- Huffman, G.J., D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, D.B. Wolff, R.F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K.P. Bowman, y E.F. Stocker, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38–55
- Hovmöller, E., 1949: The Trough-and-Ridge diagram. *Tellus*, 1, 62–66.
- Joung, C.H. y Hitchman, M.H., 1982: On the Role of Successive Downstream Development in East Asian Polar Air Outbreaks. *Monthly Weather Review*, 110, 1224–1237.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S-K., Hnilo, J.J., Fiorino, M., y Potter, G.L., 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1631-1644.
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16, 4134-4143.
- Martius, O., Schwierz, C. y Davies H.C., 2008: Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 417-428.
- Orlansky, I. y Chang, E.K.M., 1993: Ageostrophic Geopotential Fluxes in Downstream and Upstream Development of Baroclinic Waves. *Journal of the Atmospheric Science*, 50, 212-225.
- Souders, M.B., Colle, B.A., y Chang, E.K.M., 2014a: A Description and Evaluation of an Automated Approach for Feature-Based Tracking of Rossby Wave Packets. *Monthly Weather Review*, 142, 3505-3527.
- Souders, M.B., Colle, B.A., and Chang, E.K.M., 2014b: The Climatology and Characteristics of Rossby Wave Packets Using a Feature-Based Tracking Technique. *Monthly Weather Review*, 142, 3505-3527.
- Trenberth, K.E., 1981: Observed Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb: frequency and spatial dependence. *Journal of the Atmospheric Science*, 38, 2585-2605.
- van Loon, H., 1956: Blocking action in the Southern Hemisphere. Part I. *Notos* 5, 171–177.
- Wang, C. y Wang X., 2013: Classifying El Niño Modoki I and II by Different Impacts on Rainfall in Southern China and Typhoon Tracks. *Journal of Climate*, 26, 1322-1338.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.