

Caracterización espacial y estacional de la propagación de ondas de Rossby en el Pacífico Sur asociado a eventos convectivos de gran intensidad

José Vicencio y Tomás Gómez

Proyecto de Meteorología Dinámica, Primavera 2018

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile

23 de diciembre de 2018

Abstract

Se estudiaron 6 regiones de gran actividad convectiva en el Océano Pacífico Tropical desde el Continente Marítimo hasta el Pacífico Oriental, encontrándose más de 300 eventos de tormenta que poseen una duración de al menos 2 días y con una media de anomalía de onda larga saliente inferior a -40 W/m^2 , para el periodo 1981-2010. La frecuencia de las tormentas se hace más patente en los alrededores de la línea de Cambio de Fecha y hacia el Pacífico Central, disminuyendo considerablemente hacia el Pacífico Oriental. Para todos estos casos, se analizaron las ondas de Rossby propagadas, concluyéndose que aquellas que nacen en las cercanías de Indonesia y Australia poseen poca efectividad en alcanzar el Pacífico Sur, puesto que la mayoría son reflejadas de vuelta al Ecuador cuando alcanzan la latitud de 20°S . En contrapartida, las tormentas del Pacífico Central parecen tener el mayor grado de efectividad en cuanto a la extensión de la trayectoria, especialmente en la longitud de onda planetaria 4: poseen trayectorias largas que cruzan la corriente en chorro, avanzando sobre el Sur de Sudamérica y hacia el Atlántico en invierno, mientras que en Otoño tienden a reflejarse hacia el norte cruzando el centro del continente. En verano, la trayectoria de las ondas posee un radio de curvatura mayor, alcanzando las cercanías de la Península Antártica principalmente.

1 Introducción

Los variaciones semanales y estacionales del tiempo atmosférico en Chile, tanto referente a lluvias como temperatura, están altamente forzadas a la variabilidad de la temperatura superficial de mar (TSM), la convección tropical en los alrededores del Pacífico Ecuatorial y las potenciales ondas planetarias que se propagan a lo largo de la atmósfera del Hemisferio Sur.

Uno de los patrones de Teleconexión más conocidos es el modo Pacific-South America (PSA, Mo y Ghil 1987). El patrón PSA (Mo y Higgins, 1998) consiste en la propagación de una onda planetaria desde la región tropical del Pacífico Occidental, al sur de la línea ecuatorial, cambiando los patrones de circulación de casi todo el Pacífico hasta el centro de Sudamérica.

Esta convección intensificada está intrínsecamente relacionada con la perturbación del jet subtropical del Hemisferio Sur, generando la propagación de una onda planetaria u onda de Rossby (Karoly 1989) par-

ticularmente durante el desarrollo de los eventos de El Niño. Esto genera una alternancia de altas y bajas presiones anómalas principalmente en altura, lo que se ve reflejado en superficie en la forma de intensificación de las altas presiones sobre el mar de Bellinghausen, así como también un desplazamiento hacia el norte de la trayectoria de las tormentas a lo largo del Pacífico Sur (Rutllant y Fuenzalida 1991, Garreaud 1995 y Montecinos Aceituno 2003), incluida también una mayor advección de humedad tropical hacia la costa oriental de Sudamérica (Campos y Rondanelli 2019) y con los consecuentes efectos conocidos en Chile: durante fases cálidas del ciclo El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), se produce un aumento de las lluvias en el otoño e invierno en la región norte y central de Chile, mientras en primavera se extiende el efecto hasta la región austral (Garreaud et al. 2008).

Los cambios en los patrones de tormentas en la región tropical son relevantes incluso cuando el ciclo El Niño-Oscilación está cambiando desde o hacia fa-

ses neutras, fría o cálida. Fuentes, Vicencio y Rondanelli (2019) determinaron que ciertas transiciones en el ciclo El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) producen patrones de circulación que parecen ondas planetarias propagadas principalmente desde regiones ecuatoriales y subtropicales, que influyen en la formación de una depresión anómala sobre el Mar de Bellinghausen, relacionado al mismo tiempo con una disminución de las lluvias en Chile Central.

En la escala intraestacional hay una serie de otros patrones atmosféricos que parecen ser resultado de ondas atmosféricas y que han sido documentados por investigadores en años recientes como causante de la variabilidad intraestacional de la precipitación. Barrett et al. (2012) determinaron que las fases 7, 8 y 1 de la Oscilación Madden-Julian (MJO) producen un incremento de las precipitaciones debido a un cambio en el patrón de circulación frente a las costas de Chile. En la misma línea, Jacques-Coper et al., (2015) determinaron que la fase 8 de la MJO está asociada a la mayoría de los eventos de olas de calor y altas temperatura en la Patagonia Argentina. Aunque se han propuesto modelos conceptuales acerca del mecanismo de teleconexión, aún no es del todo claro cuál es el mecanismo de conexión específico que produce cambios atmosféricos sobre Chile y el sur de Sudamérica.

En este aspecto, algunos de los eventos extremos más intensos de los últimos años en Chile se han podido asociar a la propagación de estas ondas, con un efecto notorio en la escala de días a semanas. En marzo de 2015 se registró la amplitud más alta del índice de la Oscilación Madden-Julian alguna vez medida (Marshall et al., 2016) con una intensa actividad convectiva localizada mayormente en el Pacífico Occidental. Rondanelli et al. (2019) demostraron la existencia de una teleconexión a través de una onda de Rossby propagada desde la zona de mayor convección hacia el Pacífico Suroriental, generando anomalías anticiclónicas sobre el Mar de Bellinghausen, temperaturas máximas récords en la Península Antártica, así como también fuertes precipitaciones e inundaciones en el desierto de Atacama debido a una baja segregada (Barrett, Campos, Veloso y Rondanelli, 2016).

La existencia de ondas propagadas desde las regiones tropicales supone un importante desafío para entender el comportamiento de la atmósfera y sus efectos en las variables meteorológicas, así como también para el pronóstico subestacional, puesto que es donde este tipo de fenómenos se desarrolla. Debido al desconocimiento existente relacionado con la propagación

de ondas en el Hemisferio Sur, el objetivo de este trabajo es intentar identificar ondas de Rossby propagadas desde la Región Tropical que alcancen la cuenca de Pacífico Sur, especialmente en la costa Oeste de Sudamérica y que potencialmente influyen los patrones de lluvia y temperatura en Chile. La metodología se presenta en la sección 2, mientras que los resultados se analizan en la sección 3 y las discusiones y conclusión en la sección 4.

2 Datos y Metodología

2.1 Datos

Se utilizó datos de onda larga saliente (OLR) procedentes de CDC-NOAA (ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/interp_OLR/). Para efectos prácticos de este estudio, se utilizaron anomalías diarias promedio respecto a la climatología diaria del periodo 1981-2010.

La función corriente fue obtenida del reanálisis NCEP-NCAR (ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep_reanalysis_derived/sigma/) para un tamaño de grilla de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ y utilizando el nivel sigma 0.21, que corresponde aproximadamente al nivel de 200 hPa. Las anomalías fueron calculadas bajo el mismo estándar anterior, considerando los datos diarios y la diferencia respecto al dato climatológico del mismo día.

Para los datos de viento zonal y meridional, también fue utilizado el reanálisis NCEP-NCAR (ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep_reanalysis_dailyavgs_pressure/) para un tamaño de grilla de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ y utilizando el nivel de presión de 200 hPa, calculando las anomalías diarias respecto a la climatología del mismo día.

2.2 Identificación de eventos convectivos intensos

Para la identificación de los eventos convectivos intensos sobre el Océano Pacífico Tropical Sur (OPTS), se dividió esta zona en múltiples cajas de 20° de longitud y 15° de latitud, ubicadas al sur de la línea del Ecuador. Los promedios de las anomalías de tres días de OLR fueron calculados en cada una de las regiones, definiéndose un umbral de -40 W/m^2 como un valor crítico para definir a los eventos intensos de convección. Aunque este umbral es arbitrario y discutible, se asemeja a valores conocidos empíricamente como importantes en términos de anomalía de OLR.

Tabla 1: Regiones convectivas, nombres, longitud central (L.C.) y número de eventos convectivos intensos de duración mayor a 2 días (N.E.)

Regiones	Cont. Marítimo	P. Occidental	L. Cambio Fecha	P. Central	P. Centro-Oriental	P. Oriental
L. C.	140°E	160°E	180°W	164°W	151°W	116°W
N. E.	28	84	98	87	57	11

2.3 Regiones convectivas

Por motivos de simplificación de la información, fueron elegidas 6 regiones en donde se realizaron todos los análisis específicos, denominadas en este estudio como regiones convectivas y que están distribuidas de oeste a este en el OPTS de la siguiente forma: Continente Marítimo, Pacífico Occidental, Línea de Cambio de Fecha, Pacífico Central, Pacífico Centro-Oriental y Pacífico Oriental. Cada una de ellas posee una extensión zonal de +/- 10° de longitud y están ubicadas entre 1 y 15°S. La tabla 1 muestra detalles de la ubicación, así como también el número de eventos convectivos intensos registrados para cada una de ellas. En total, fueron posibles encontrar 365 eventos convectivos entre 1980 y 2010 en la cuenca del Océano Pacífico Tropical.

2.4 Trayectoria de las ondas de Rossby

El cálculo del rayo que sigue una onda barotrópica utilizó como referencia el modelo aplicado por Rondanelli et al. (2019), basado en una versión acoplada del esquema de Runge-Kutta de cuarto orden (Kantha y Clayson, 2000). Consideramos solo los eventos convectivos que perdurasen más de 2 días, obteniendo 365 trayectorias de rayos para diferentes épocas del año. El cálculo de la posición del rayo requiere de ciertos parámetros que se discuten a continuación:

i) Viento zonal promedio: La dependencia de la propagación de una onda de Rossby barotrópica al viento zonal medio es fundamental. Esto principalmente por el hecho de que la relación de dispersión está dada por:

$$c = U - B * /K^2 \quad (1)$$

En donde c corresponde a la velocidad de propagación, U corresponde al viento zonal promedio y K es la longitud de onda total. En este caso, una onda propagada en un flujo medio de gran magnitud tenderá a propagarse mucho más rápido que otra onda en un flujo medio más lento. En el caso de que una onda estacionaria, el parámetro toma la forma de:

$$K = (B/U) \quad (2)$$

De esta forma, para que exista una onda de Rossby, el parámetro del viento promedio debe ser siempre positivo, por lo que se extrae que estas ondas solo pueden existir en presencia de un viento medio zonal del oeste, indefiniéndose para flujos medios del este (como en las zonas tropicales).

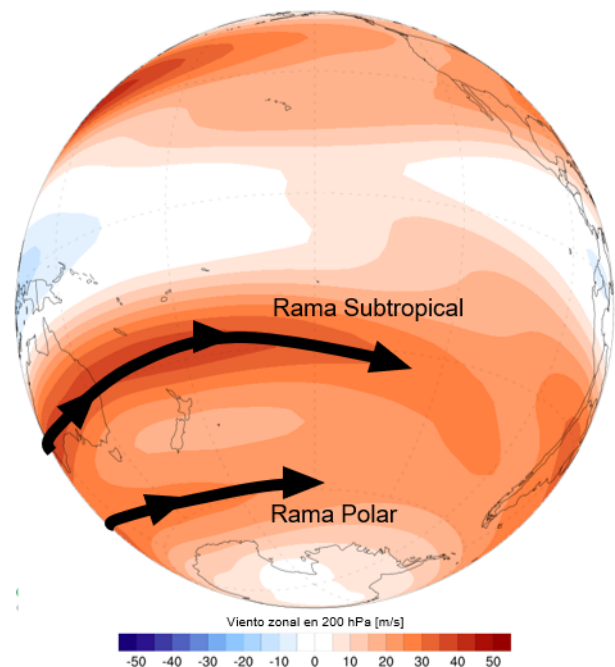


Figura 1: Viento zonal promedio anual [m/s] para el periodo 1981-2010 según datos de Reanálisis NCEP-NCAR.

ii) Punto de inicio del rayo: Otro dato importante a considerar es la posición inicial desde donde son lanzados los rayos. Para determinar un punto de partida, buscamos en un área al sur de cada región convectiva el punto donde existiese un mínimo de las anomalías de geopotencial. A partir de allí se hizo el cálculo de la trayectoria de una onda de Rossby.

iii) Segunda derivada del gradiente meridional del viento medio: La distribución del viento zonal a lo largo del Hemisferio Sur no es del todo uniforme. Sobre el Pacífico Suroccidental, existen dos ramas de la corriente en chorro marcadas a nivel climatológico, tal como se puede ver en la figura 1. La influencia de este

factor viene dada por el siguiente parámetro:

$$B^* = B - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \quad (3)$$

Si consideramos que tanto al norte como al sur del jet subtropical existe un fuerte gradiente del viento, en la región ecuatorial de la corriente en chorro esperamos encontrar valores negativos de la segunda derivada, puesto que a medida que avanzamos hacia el norte, el gradiente se va relajando. Como la velocidad de grupo depende directamente del viento zonal promedio e indirectamente del parámetro B^* (Rondanelli et al., 2019), el incremento de este último término producirá una desaceleración de la onda. Lo contrario sucederá en caso de que una onda comience a propagarse en el lado polar del jet.

En este punto, es imperativo recalcar la llamativa doble función de la corriente en chorro, puesto que si bien tiende a propagar las ondas mucho más rápido, también puede funcionar como aniquiladora de la misma al disminuir su velocidad de propagación. Esta situación ha sido analizada por Li et al. (2015), en donde se menciona que el sector norte del jet que se ubica sobre Australia tiende a realentizar y desviar las ondas devuelta hacia el ecuador.

iv) Número de onda planetario: El tamaño de la perturbación no puede ser considerado como fijo puesto que en nuestro análisis estamos analizando tormentas de diferente tamaño e incluso, una misma tormenta puede producir ondas de diferente longitud de onda. Debido a que nuestras regiones convectivas poseen tamaños de 20° (cerca de 2.200 km), esto equivale a una longitud de onda planetaria menor a 10. Para este trabajo, trabajaremos con las longitudes de onda 4, 6 y 8.

3 Resultados

3.1 Características de los eventos convectivos del OPTS

El mayor número de eventos convectivos intensos se alcanza en la región cercana a la línea de cambio de fecha ($180^\circ W$), tal como se aprecia en la figura 2a al este de la línea negra vertical. La época del año en donde se registra el número de tormentas que sean lo suficientemente intensas como para mantener por uno o más días anomalías menores a $-40 W / m^2$, se aprecia desde diciembre hasta marzo principalmente, con

más de 25 eventos por mes en algunas de las regiones. En este último mes particularmente, se aprecia una extendida región de actividad convectiva intensa entre $140^\circ E$ y $150^\circ W$. Hacia el invierno, el número de eventos decae en todas las regiones y en general, se aprecian frecuencias cercanas a cero especialmente en el Pacífico Oriental.

La elección de un umbral fijo durante el año puede producir este ciclo anual en los eventos convectivos, puesto que no está en dependencia de un factor estadístico (como el percentil 90 u otro estadígrafo). Sin embargo, es posible argumentar que durante el invierno del Hemisferio Sur, la zona intertropical de convergencia se desplaza hacia el Hemisferio Norte, dejando la región de análisis con un claro menor número de eventos convectivos intensos.

La duración de la convección intensa es también una característica fundamental para la potencial propagación de Ondas de Rossby. La capacidad de la atmósfera a ser perturbada por la actividad convectiva intensificada podría estar relacionada con eventos que sean más duraderos. En ese sentido, los eventos de convección localizados en el Continente Marítimo y en el Océano Pacífico Occidental, tienden a durar entre 1 y 8 días aproximadamente, con una media cercana a 3 días y alcanzando las máximas frecuencias de duración en alrededor de 2 días, tal como se aprecia en la figura 2b. En las regiones del Pacífico Central (en la figura 2b, panel central), la duración de los eventos aumenta y la frecuencia disminuye levemente, alcanzándose algunos eventos con duración superior a 10 días. Hacia las regiones del Pacífico Centro-Oriental, el número de eventos disminuye considerablemente. Sin embargo, varios de los eventos perduran incluso hasta 30 días, como se puede ver en el panel derecho de la figura 2b y la media oscila entre 4 y 6 días.

En la escala diaria, las tormentas se desplazan hacia el oeste a lo largo de las regiones tropicales asociado mayormente a variabilidad intraestacional, como la Oscilación Madde-Julian. En los análisis de los eventos más intensos del Océano Pacífico Tropical, es posible apreciar una especie de desaceleración de las tormentas convectivas cuando estas se encuentran sobre el Pacífico Central. Esto se puede apreciar en los histogramas de la figura 2b, puesto que la convección anómala intensa perdura mucho más tiempo sobre esta zona en comparación a su símil en la región occidental del Pacífico. En la región Centro-Oriental, si bien los hallazgos de convección intensa son menores, tienden a durar incluso mucho más.

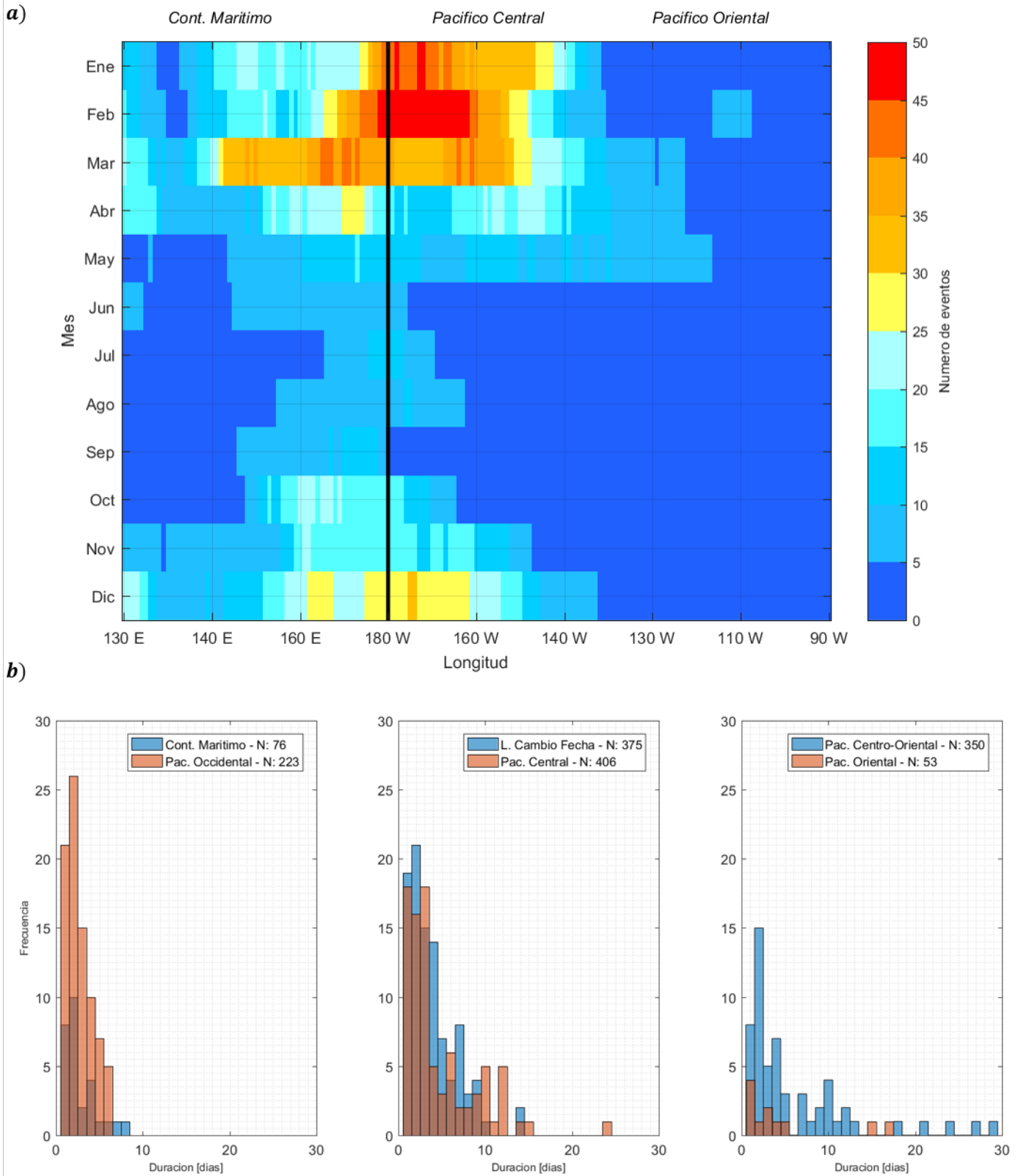


Figura 2: En a) número total de eventos convectivos registrados por mes y región de longitud para el periodo 1980-2010. En b) Histograma de frecuencia del número de eventos y duración de los mismos en 6 regiones específicas de análisis: Continente Marítimo y Pacífico Occidental (panel izquierdo), Línea de Cambio de Fecha y Pacífico Central (panel central) y Pacífico Centro-Oriental y Pacífico Oriental (panel derecho)

Este hallazgo puede ser de gran relevancia para el análisis propuesto en este trabajo, puesto que la presencia de eventos convectivos de mayor amplitud temporal podría jugar un rol importante en la generación de divergencia y la propagación de una onda planetaria. Tal como fue mencionado en la metodología, para el lanzamiento de los rayos fueron elegidos los eventos que duraran más de 2 días.

Las variaciones intraestacionales también se aprecian en la escala interanual. Los eventos convectivos más intensos, en cuanto a anomalías de OLR, se aprecian particularmente en los años de El Niño y localizados mayormente en la región del Pacífico Central para los años 1982, 1986 y 1997, principalmente. Debido a esto, nuestras elecciones de los eventos convectivos de escala diaria estarán altamente influenciados por forzantes de gran escala temporal como el ciclo ENOS, así como también situaciones asociadas a la Oscilación Madde-Julian, la cual posee máximos de amplitud en el ciclo de las tormentas entre Indonesia y el Pacífico Occidental.

3.2 Regiones de inicio de propagación de ondas planetarias

Tal como se presenta en el trabajo de Li et al. (2015), las regiones propagadoras por excelencia están ubicadas aproximadamente en 30°S , al menos en la época invernal. Nuestras regiones de inicio de propagación están ubicadas alrededor de esta latitud, específicamente en el punto de grilla en donde exista un mínimo de las anomalías de función corriente en altura para el día de mayor intensidad de la convección de cada evento, localizadas en la figura 3 en los puntos al sur de la región de propagación.

De los 365 rayos lanzados, en casi un 95 % de ellos se encontraron anomalías negativas de la función corriente (es decir, anomalías anticiclónicas en niveles altos) al sur del área convectiva, lo que podría sugerir que en algunos de los casos el exceso de tormentas estuvo asociado a un efecto en la circulación. Sin embargo, para ninguna de las regiones convectivas se logró encontrar relación entre la intensidad de la convección y la intensidad de la desviación negativa de la función corriente.

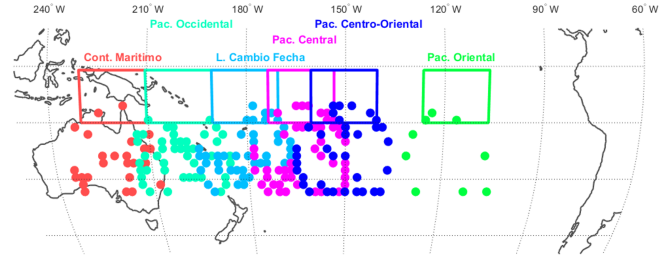


Figura 3: Posición del inicio del Rayo para cada una de las regiones y eventos

3.3 Trayectorias de los rayos

Los eventos de convección profunda que estamos seleccionando produce un paquete de ondas y no una onda en particular. En consecuencia, para el cálculo de los rayos, se utilizaron tres números de onda planetario predefinidos: 4, 6 y 8.

3.3.1 Propagación desde el Continente Marítimo

Analizando el promedio de la posición de las ondas propagadas desde el continente marítimo, se aprecia que las ondas se propagan desde el sector de Australia en dirección Oeste y, luego de cruzar la línea de cambio de fecha, el promedio indica un desplazamiento más bien meridional en dirección al Ecuador y no hacia el polo, independiente de la longitud de onda analizada.

En términos individuales (para una longitud de onda de 4), de los 28 casos encontrados, la mayoría se ven reflejados hacia el norte en medio de su trayectoria. De hecho, muchas de las ondas se ven suprimidas antes de alcanzar el Ecuador debido a la presencia de vientos medios climatológicos menores a cero (es decir, del este), situación que inhibe la propagación. Son las ondas de la época de verano, presentado en colores rojos en la figura 4a, las que tienden a propagarse hacia regiones polares y el círculo polar en ciertas ocasiones. Prácticamente todas las ondas iniciadas en otoño y primavera no son capaces de traspasar una región ubicada en los alrededores de 30°S entre Australia y Nueva Zelanda.

Esta zona es conocida por poseer un mínimo local en la magnitud de la corriente en chorro climatológica, dividiéndose en una rama subtropical y polar bastante clara en los promedios anuales (figura 4) pero mucho más marcado en invierno que en verano. Esta situación permite entonces a algunas de las ondas de

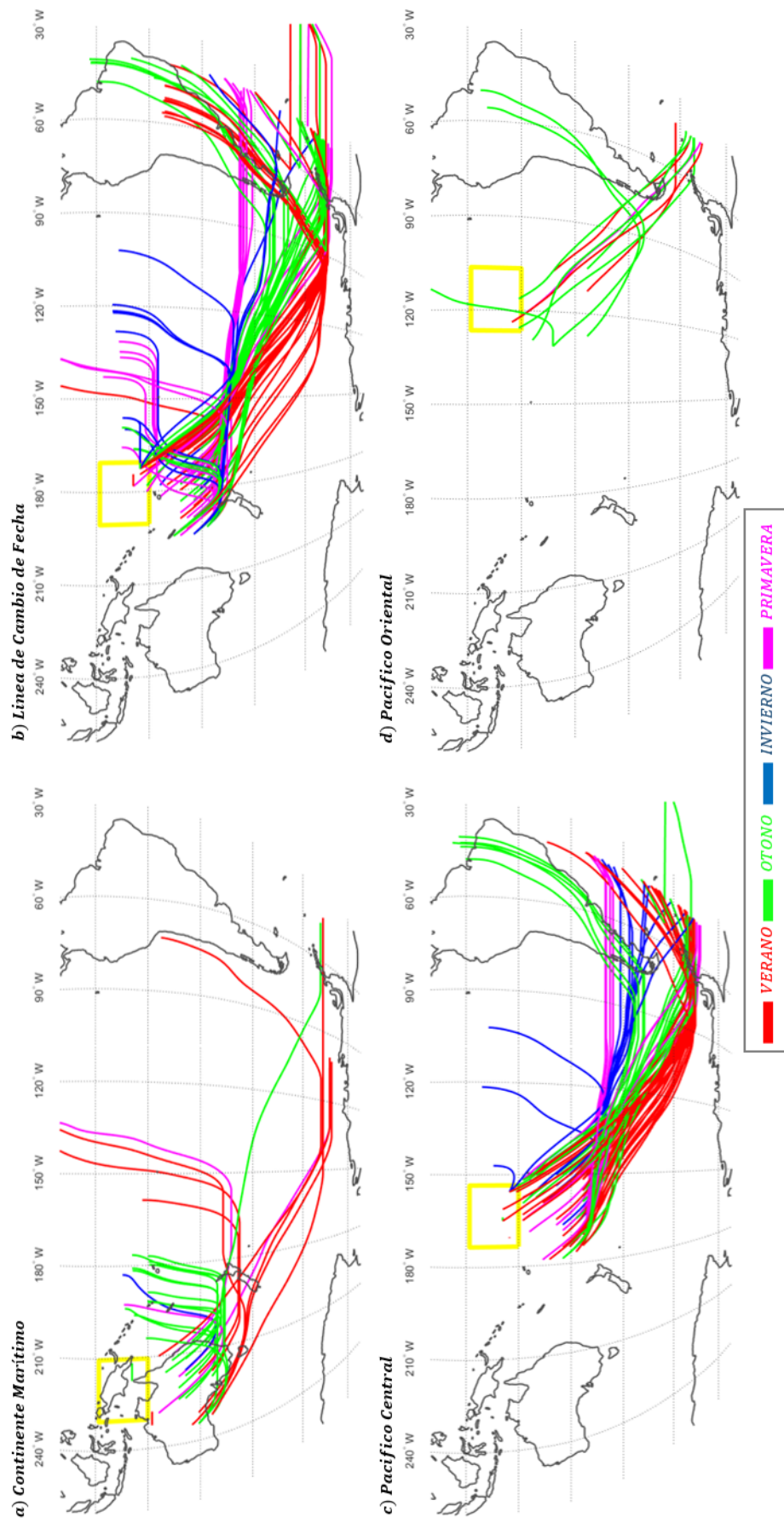


Figura 4: Trayectoria de la propagación de las ondas de Rossby con número de onda 4 extendidas desde (a) la región del Continente Marítimo, (b) Línea de Cambio de Fecha, (c) Pacífico Central y (d) Pacífico Oriental, según la estación del año en que comienzan a propagarse

la época estival cruzar hacia latitudes polares, situación que no se presenta en otoño y primavera.

3.3.2 Propagación desde la Línea de Cambio de Fecha y el Océano Pacífico Central

Las regiones de mayor actividad convectiva sobre el OPTS (con 98 y 87 casos cada una, respectivamente) muestra un comportamiento muy similar en la trayectoria promedio de las ondas propagadas desde este sector para las diferentes longitudes de onda. La media de la posición de las ondas 6 y 8 tienden a desplazarse zonalmente hacia el oeste de manera rápida, mientras que la longitud de onda 4 muestra una dirección predominante hacia el suroeste. Las trayectorias de las perturbaciones asociadas a una longitud de onda 4 muestran que en la época de invierno y primavera, tanto la convección en la línea de cambio de fecha como la del Pacífico Central, generan ondas que se ven reflejan alrededor de 40°S en el medio del Pacífico Sur (figura 4b y c en las curvas azules y magenta). Otro grupo de ondas son capaces de traspasar esta latitud en una dirección mayormente zonal hacia el sector sur de América del Sur.

Un cambio mayor se aprecia para el verano y el otoño. En ambas regiones, todas las ondas son altamente efectivas en alcanzar Sudamérica a través de un arco invertido: la trayectoria de las ondas se ven reflejadas al oeste de la Península Antártica, siendo desviadas hacia el norte y alcanzando el sur de Chile y en general a buena parte de Sudamérica.

3.3.3 Propagación desde el Pacífico Oriental

Aunque esta región apenas registró un total de 11 eventos convectivos de escala temporal superior a 2 días, los rayos muestran que en promedio se desplazaron hacia el sureste y el este, manteniendo la misma diferenciación presentada en los casos anteriores: el desplazamiento es muy zonal cuando el número de onda planetario es 6 y 8, mientras que se alcanza un máximo de componente meridional con la onda 4.

Para esta longitud de onda, tal como se aprecia en la figura 4d casi todas las ondas propagadas alcanzan sudamérica tanto en verano como en otoño. En esta última estación se aprecia más variabilidad: algunas ondas rebotan frente a las costas de Aysén y vuelven hacia el norte formando un arco invertido más pequeño que aquellas que se forman en verano.

4 Discusión y Conclusiones

Proponemos un modelo conceptual simplificado para la potencial propagación de ondas de Rossby asociada a eventos convectivos intensos, utilizando como referencia el viento medio climatológico. En estos términos, podemos apreciar en la figura 5 que la actividad convectiva sobre el Continente Marítimo es poco efectiva en generar ondas que traspasen los 20°S , debido a un efecto de la corriente en chorro bifurcada sobre esta región del planeta. La mayoría de las ondas propagadas son desviadas rápidamente hacia el noreste, algunas inclusive cruzando hacia el Hemisferio Norte debido a la presencia de vientos medios del oeste sobre la región oriental del Pacífico Ecuatorial. Solo las tormentas de verano producen un número no menor de ondas que alcanzan regiones cercanas a los 70°S .

En el caso de la actividad convectiva intensa sobre el sector de 180°W (en color naranja en la figura 5), buena parte de las ondas penetran el jet subtropical en dirección hacia las regiones polares, aunque se desvían y se ven reflejadas de vuelta al norte en diferentes latitudes: en otoño, un grupo menor de ondas se ve reflejada frente a las costas de Aysén (45°S) mientras que en invierno la mayoría de las ondas cruza hacia el Atlántico Sur. La curva de propagación es aún más amplia en verano, donde el efecto de la propagación se extiende incluso hasta 70°S y luego camino al Atlántico Sur.

El pequeño número de casos del Pacífico Oriental nos permite sacar pocas conclusiones robustas, pero en general las ondas demostraron poder desplazarse de manera rápida y en forma meridional, rebotando en las cercanías de la Península Antártica.

Nuestro modelo teórico está construido bajo la condición de un viento promedio climatológico diario, lo que no es del todo realista durante eventos convectivos de la escala de unos días a una semana, puesto que la atmósfera está altamente perturbada. En consecuencia, la sensibilidad al campo medio del viento zonal debe ser analizada en profundidad, puesto que de ello depende la existencia de esta propagación. Otro análisis que queda aún por realizar es determinar si realmente la circulación en altura y en superficie se vió alterada cuando existen ondas propagadas desde las diferentes regiones conectivas. Además, es importante considerar la posibilidad de que existan ondas propagadas desde otras cuencas oceánicas, como lo son el Océano Atlántico y el Océano Índico.

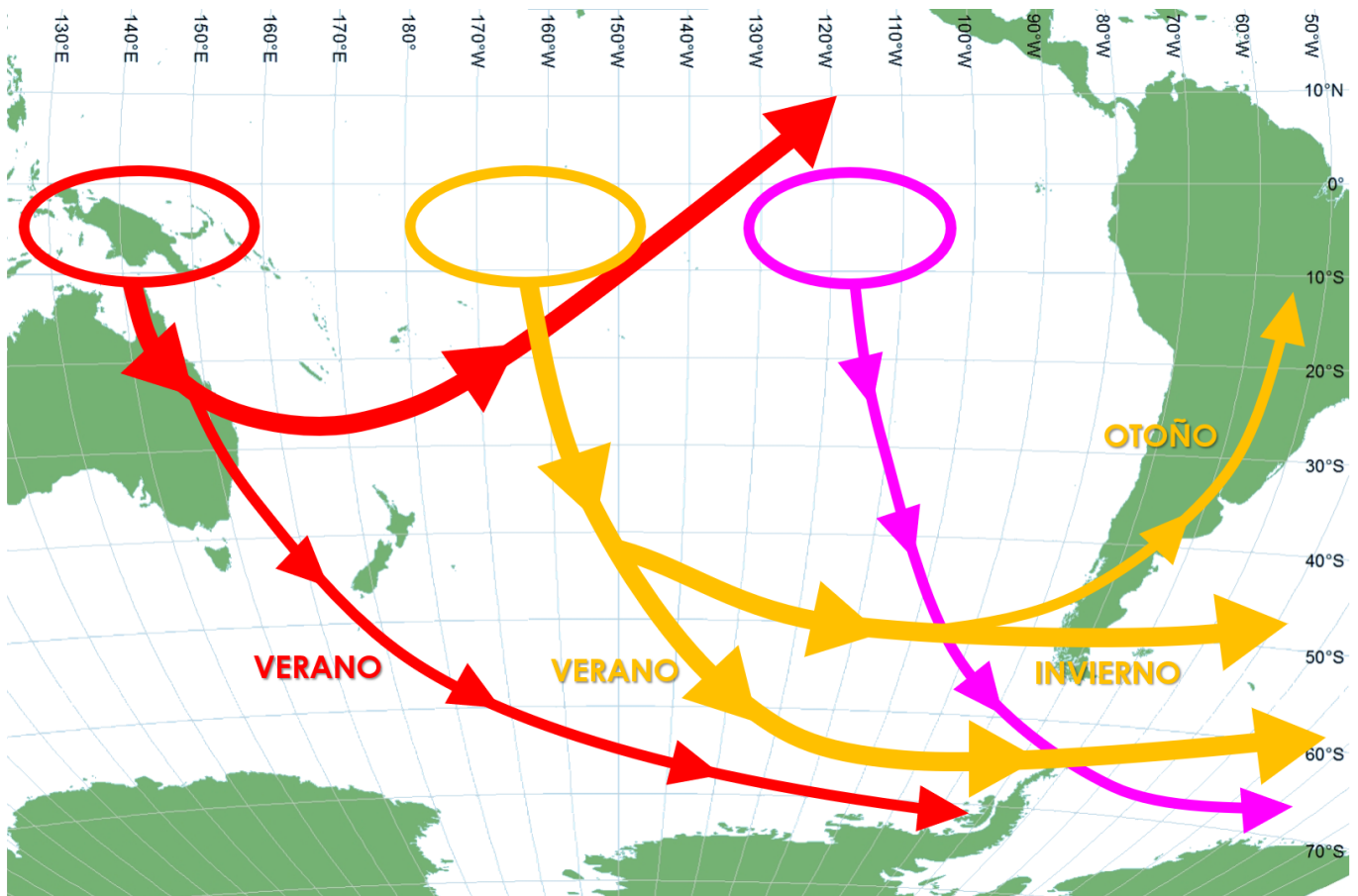


Figura 5: Modelo conceptual de las trayectorias de las ondas de Rossby según fuente generadora (rojo: Continente Marítimo, naranja: Pacífico Central y magenta: Pacífico Oriental) y según estación del año

Agradecemos la motivación y la ayuda del Profesor Roberto Rondanelli en la cátedra de Meteorología Dinámica del semestre de Primavera de 2018. Este tipo

de trabajos ayuda a internalizar y aprender conceptos que en ocasiones parecen áridos y lejanos a la realidad meteorológica, aún cuando son de especial grativancia para el clima de nuestro país.