



UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

FACULTAD DE CIENCIAS-FACULTAD DE INGENIERIA

Trabajo Final de la Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera

**CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD CICLÓNICA EN EL SURESTE DE
AMÉRICA DEL SUR Y OCÉANO ATLÁNTICO SUR DURANTE LA TEMPORADA
DE INVIERNO**

Autor: Natalia Gil

Tutor: Dr Marcelo Barreiro

Montevideo, URUGUAY

Abril, 2016

RESUMEN

Este trabajo tuvo como objetivo general estudiar la climatología y variabilidad interanual del comportamiento de los ciclones extratropicales en la región sureste de América del sur y el océano Atlántico sur, para los meses de junio a setiembre de 1995 a 2014. Para ello se empleó un algoritmo numérico que detecta los ciclones más intensos y rastrea sus trayectorias. La base de datos utilizada para aplicar este algoritmo fue el campo de vorticidad en 850 hPa, obtenido del reanálisis de ERA-INTERIM. Luego se analizó la evolución de los forzantes dinámicos y termodinámicos durante el tiempo de vida del evento del 23 de agosto de 2005 utilizando la ecuación de tendencia de vorticidad geostrófica.

Se encontró que los ciclones se desarrollan en latitudes media y altas y se desplazan con trayectorias sobre el océano Atlántico Sur. El análisis muestra una zona de ciclogénesis sobre Uruguay y centro-este de Argentina, detectándose además algunos máximos sobre el océano Atlántico sur, que podrían estar asociados a la reintensificación de estos eventos. En promedio, se detectaron 13 ciclones por temporada en los 20 años estudiados habiendo años con sólo 5 eventos y otros con 24. Además, la serie temporal de ocurrencia de ciclones presenta una tendencia positiva, indicando un aumento en 0,4 eventos por año. Por otro lado, hay una alta coincidencia entre los eventos con tiempo de vida más largo y distancia recorrida más grande, siendo setiembre el mes donde ocurren preferentemente los eventos de estas características. En cuanto a la intensidad alcanzada por los ciclones, no se encontró una relación entre los eventos más intensos y los que recorren distancias más largas o duran más. Además, julio es el mes con mayor ocurrencia de ciclones. Se detectó también una correlación negativa entre la cantidad de eventos que ocurren por año y la temperatura de superficie del mar en el Pacífico ecuatorial. Por último, la ocurrencia de ciclones en agosto está correlacionada en forma negativa con el Modo Anular del Sur.

El análisis dinámico mostró que los forzantes termodinámicos son importantes en las primeras horas de vida del evento, durante la etapa de intensificación, mientras que los forzantes dinámicos cobran importancia en la etapa siguiente, hasta las primeras 72 hrs. Al final del tiempo de vida del evento, ambos forzantes son muy débiles y se muestra la prevalencia de los campos de gran escala.

CONTENIDO

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN	2
1.1 Introducción.....	2
1.2 Objetivos del trabajo.	7
Capítulo 2: DATOS Y METODOLOGÍA	8
2.1 Datos utilizados.....	8
2.1.1 <i>Datos utilizados para el rastreo de ciclones.</i>	8
2.1.2 <i>Datos utilizados en el análisis dinámico.</i>	8
2.2 Metodología de rastreo.	9
2.3. Análisis estadístico.	10
2.3 Análisis dinámico.	12
Capítulo 3: RESULTADOS.....	16
3.1- Caracterización y variabilidad de ciclones extratropicales en el Atlántico sur.	16
3.1.2 <i>Vida media y distancia recorrida.</i>	20
3.1.3 <i>Intensidad de los ciclones.</i>	23
3.2- Caracterización y variabilidad de ciclones originados sobre Uruguay.	25
3.3- Relación con TSM y SAM.....	31
3.4- Análisis dinámico del ciclón del 23 de agosto del 2005.	36
3.4.1 <i>Evolución del ciclón.</i>	36
3.4.2 <i>Procesos que gobiernan la evolución del ciclón.</i>	45
Capítulo 4: CONCLUSIONES Y TRABAJOS A FUTURO	53
4.1 Conclusiones.....	53
4.2 Trabajos a futuro.	56
Capítulo 5: BIBLIOGRAFÍA	57

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción.

Los ciclones extratropicales son fenómenos determinantes de la variabilidad asociada al tiempo meteorológico en latitudes medias y, por ende, tienen la capacidad de afectar distintas actividades humanas. Según sus características dinámicas pueden traer como efectos asociados abundantes lluvias, vientos intensos y marejadas de tormenta lo que puede llegar a provocar inundaciones repentinas, destrucción de bienes materiales e interrupción de servicios en las zonas afectadas. En consecuencia, se pueden registrar pérdidas económicas importantes así como también pueden ocurrir accidentes fatales en casos muy extremos (tal como ocurrió el 23 de agosto del 2005 en Uruguay). A escala climática global, los ciclones extratropicales también cumplen un rol fundamental transportando importantes cantidades de energía y humedad desde latitudes bajas a altas.

Muchos autores han estudiado, tanto para el Hemisferio Norte (HN) como para el Hemisferio Sur (HS), distintas características de los ciclones extratropicales: zonas de ciclogénesis, densidad espacial de trayectorias, distribución estacional de ocurrencia, etc.

En particular, Sinclair (1997), Simmonds y Keay (2000) y Hoskings y Hodges (2005) centran su atención en el HS y presentan climatologías de este tipo de eventos a partir de productos de reanálisis.

Sinclair (1997) encuentra que los ciclones tienden a formarse e intensificarse en latitudes medias, sobre todo cerca de las zonas donde ocurre un gradiente de temperatura de superficie de mar (TSM) y cerca de la costa este de América del Sur y Australia. Luego, estos se mueven formando una espiral hacia latitudes mayores y comienzan a decaer cerca de la Antártida.

Simmonds y Keay (2000) encuentran que, en promedio y dependiendo de la estación del año, existen simultáneamente entre 35 y 38 sistemas ciclónicos en todo el HS, con la mayor densidad al sur de 60°S en todas las estaciones y en los océanos Índico y Pacífico oeste en otoño e invierno. También encuentran que los sistemas más intensos ocurren más frecuentemente en invierno, cerca del continente Antártico, en el sector del océano Índico y al norte del mar de Ross. Otra característica estacional que estos autores mencionan está asociada al radio medio (R) de los sistemas. Durante el invierno, los sistemas con mayor R se ubican preferentemente sobre 45°S, en el océano Pacífico, mientras que en los meses de verano los sistemas de mayor R se desplazan al sur, sobre los 60°S de latitud, siendo el máximo de densidad sobre el océano Atlántico y en la parte este del océano Pacífico e Índico. En cuanto al tiempo de vida medio de los sistemas se encuentra que los ciclones detectados en el HS que viven más de 24 hrs, en promedio tienen un tiempo de vida medio de poco más de 3 días y casi no existe variación estacional (3,69 días en verano y 3,57 días en invierno).

Por último, las longitudes de las trayectorias medias encontradas en invierno son mayores que las encontradas para los meses de verano (2315 km y 1946 km respectivamente).

En el trabajo publicado por Hoskings y Hodges (2005) se estudiaron las características de los "stormtracks" (zonas donde se concentran las trayectorias de los centros de los sistemas ciclónicos, James I. 1995) a partir de los campos de vorticidad y temperatura potencial en 250 hPa, vorticidad en 850 hPa y presión a nivel del mar. Por un lado, confirman los resultados publicados por Sinclair (1997): durante el verano la forma del "stormtrack" es cuasi-circular, mientras que en el invierno se vuelve asimétrica, formando una espiral que comienza en el Atlántico y termina en la Antártida. También encontraron un "stormtrack" asociado al jet subtropical en latitudes más bajas, sobre el océano Pacífico. Por otro lado, el máximo de actividad ciclónica se detectó en la alta tropósfera durante el verano, mientras que en el invierno en la baja tropósfera. Particularmente para los meses de invierno estos autores encontraron que el principal "stormtrack" está acoplado en altura, mostrando mapas de vorticidad muy similares en 250 y 850 hPa. Para las estaciones intermedias, los mapas encontrados coinciden fuertemente con los observados para la estación anterior. Las zonas de ciclogénesis encontradas por estos autores se encuentran cerca de los 30° y 45°S y sobre la península Antártica.

Por otro lado, Reboita et al (2010) enfocaron su estudio específicamente en el Océano Atlántico sur describiendo la climatología de la ciclogénesis a partir de productos de reanálisis y analizando qué tan bien es simulada por un modelo regional. Al considerar ciclogénesis de sistemas poco intensos (con vorticidad a 10 m sobre el suelo menor a $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) encontraron 3 zonas de ciclogénesis: costa del sudeste de Argentina (Z3), zona de descarga del Río de la Plata (Z2) y costa del sudeste de Brasil (Z1). Al focalizar en sistemas más intensos (vorticidades menores a $-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), las zonas de ciclogénesis identificadas fueron dos: costa del sudeste de Argentina y zona de descarga del Río de la Plata. Los resultados obtenidos usando reanálisis mostraron estacionalidad en la cantidad de ocurrencias de ciclogénesis para las 3 zonas identificadas: en Z1 el máximo de ciclogénesis ocurre en verano; en Z2 el máximo de ciclogénesis se observa en invierno y primavera; en Z3 el pico se encontró durante el verano. Por último, hicieron una descripción para los ciclones más intensos encontrados en el dominio del tiempo de vida medio (2,6 días), trayectorias medias recorridas (2437 km) y velocidad media (11,0 m/s).

En el trabajo publicado por Reboita et al 2011, se describen los distintos procesos que contribuyen al desarrollo de ciclogénesis en las zonas Z1, Z2 y Z3. Particularmente para las zonas Z2 y Z3, estos mecanismos están ampliamente estudiados y en este trabajo se presenta una recopilación de los resultados publicados por otros autores, mientras que para la zona Z3, no tan estudiada, se realiza un compuesto con datos del reanálisis de NCEP y se analizaron los resultados. Así, en la zona Z2 el principal mecanismo que contribuye al desarrollo de sistemas ciclónicos es la vaguada estacionaria que se encuentra en la tropósfera media-alta y que se desplaza desde el océano Pacífico al Atlántico, la cual contribuye a la intensificación de

los sistemas en niveles bajos de la tropósfera, sobre la costa de Uruguay. Otro proceso que también contribuye es la interacción de ondas transientes de la tropósfera media-alta que interaccionan con la vaguada estacionaria en altura. Si ambas se encuentran en fase, la onda transiente se intensifica favoreciendo la anomalía de vorticidad en niveles bajos de la atmósfera. Por otro lado, los sistemas llamados bajas segregadas (bajas frías cerradas en niveles altos de la tropósfera que quedaron totalmente separadas de la corriente en chorro) también pueden contribuir a la ciclogénesis de esta región. En ciertas condiciones, la configuración entre la anomalía de vorticidad potencial en altura y en niveles bajos asociadas a este sistema pueden contribuir a la amplificación de los patrones de anomalías y generar ciclogénesis.

La interacción entre la onda estacionaria y otros mecanismos como convergencia de humedad y calor, divergencia en altura debido al jet, pasaje de sistemas frontales, intercambios de calor con el océano también pueden ser importantes en la ciclogénesis (Reboita et al 2011). Por un lado, varios autores mostraron que el transporte de humedad y calor desde latitudes tropicales por medio del jet de capas bajas ubicado al este de la cordillera favorece el desarrollo de sistemas ciclónicos en esta región. También se ha mostrado a través de numerosas simulaciones numéricas que en invierno el intercambio de calor sensible y latente con la superficie del océano contribuye a la intensificación de los ciclones, sobre todo en la etapa de profundización de los mismos. Por otro lado, se ha observado que los intercambios con la superficie del océano pueden causar el efecto opuesto cuando el intercambio de calor sensible y latente se da sobre todo con el sector frío del sistema, disminuyendo el gradiente de temperatura. Se ha observado también que el 60% de las perturbaciones ciclónicas se intensifican en las costas de Uruguay y Sur de Brasil durante el invierno, que es la época cuando el flujo de calor sensible y latente cerca de superficie es intenso.

En la región Z3 muchos de los sistemas ciclónicos que se desarrollan son vistos como una reintensificación de los sistemas que vienen desde el océano Pacífico y que cruzan la cordillera hacia el este. Esto se debe a la compresión y estiramiento que sufren los vórtices ciclónicos debido a la orografía, lo cual genera una tendencia de vorticidad anticiclónica y luego ciclónica. El calentamiento adiabático generado durante la compresión de la columna atmosférica también contribuye a la intensificación del sistema, sobre todo en las regiones más cercanas de la cordillera (Reboita et al 2011).

Con respecto a los mecanismos que favorecen la ciclogénesis en la zona Z1, estos autores encontraron que la advección de humedad desde la Amazonia hacia el sureste de la costa de Brasil a través del jet de capas bajas es uno de los factores más significativos, y es más intenso durante el verano, cuando el Monzón Sudamericano está activo. También encontraron que hay una gran componente dinámica asociada a la ubicación de la entrada y salida de la corriente en chorro de la tropósfera alta, principalmente en invierno. Climatológicamente, la salida del jet se ubica en el sur-sureste de Brasil (sobre la latitud donde se ubica la región Z1) lo que genera divergencia horizontal del viento en altura. Esto provoca movimientos ascendentes en la columna atmosférica y por lo tanto descenso de presión a nivel de superficie,

favoreciendo la intensificación de los sistemas ciclónicos.

La detección y rastreo de ciclones extratropicales es realizada por los autores usando diferentes algoritmos. Neu et al (2013) publicaron resultados de la intercomparación que realizaron entre distintos algoritmos, en los que se utilizaron variables de identificación tales como: laplaciano de la presión, gradiente o mínimo de presión a nivel del mar, altura geopotencial en 850 hPa, vorticidad en varios niveles, entre otros. En este trabajo se destacó que la consistencia entre distintos algoritmos es alta, sobre todo cuando se trata de ciclones intensos. También son transversales a los algoritmos los resultados con respecto a la frecuencia de los ciclones, ciclo de vida y variabilidad inter-anual. En definitiva, la identificación de los ciclones intensos es robusta frente a diferentes algoritmos de rastreo.

Otros autores también han estudiado la variabilidad en el comportamiento de los ciclones en el HS, y su relación con modos de variabilidad de gran escala y la temperatura de la superficie del mar (TSM). Pezza y Ambrizzi (2003), analizaron en su trabajo la asociación entre la propagación de sistemas ciclónicos y anticiclónicos con la fase del fenómeno El Niño y La Niña, particularmente, usando como indicador de los sistemas la presión atmosférica en superficie a partir de datos de reanálisis. Estos autores realizaron un compuesto con 7 años Niño y 7 Niña, que estaban comprendidos en su período de estudio (1973-1996). Los resultados mostraron que las trayectorias de los sistemas ciclónicos tienen una gran variabilidad, con mucha actividad durante los años Niño en el Pacífico subtropical, oeste de Sudamérica y sur de Argentina y que el máximo de actividad se desplaza sobre el Atlántico subtropical y sureste de Australia en los años Niña. Además, al igual que los resultados presentados por Sinclair (1997), muestran que los patrones que describen los sistemas ciclónicos durante los años Niña son exactamente opuestos que los que se muestran durante los años Niño, sugiriendo una respuesta lineal. Por otro lado, estudiaron la relación entre los eventos Niño y Niña y la cantidad de sistemas ciclónicos y anticiclónicos en todo el HS y la tendencia en el número de ocurrencias. Los resultados fueron negativos al respecto y se justifica físicamente ya que las regiones que muestran un aumento en el número de ocurrencias son compensadas con las regiones que muestran un decrecimiento, por lo que, a nivel de todo el HS, el número total se mantiene prácticamente igual.

Otro de los modos de variabilidad que tiene influencia sobre las condiciones sinópticas en todo el HS (principalmente a las latitudes medias y altas) es El Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas del inglés). Thompson y Wallace (2000) describen el SAM como el patrón de variabilidad principal de la circulación atmosférica en baja frecuencia en el HS la cual se caracteriza por ser una estructura barotrópica, zonalmente simétrica. Este modo afecta el perfil meridional de los vientos del oeste. En su fase positiva, el cinturón de vientos del oeste se desplaza hacia el Sur, sobre la Antártida, mientras que en la fase negativa, el cinturón de vientos del oeste se desplaza hacia el Norte, alejándose del continente antártico. Por lo tanto, durante la fase positiva del SAM la actividad de los sistemas sinópticos ciclónicos se va a ver disminuida mientras que en su fase negativa el efecto será el opuesto en el sudeste de América del Sur

(Silvestri y Vera, 2003). Además, si bien el SAM se puede identificar en todos los meses del año, está particularmente activo durante la primavera cuando la estructura se profundiza, alcanzando las capas bajas de la estratósfera (Thompson y Wallace, 2000).

El aspecto dinámico de los sistemas sinópticos durante su desarrollo, evolución y decaimiento también ha sido estudiado. Possia (2001) a partir de datos de reanálisis (ECMWF) evaluó los términos de las ecuaciones que gobiernan el movimiento atmosférico con el fin de determinar los procesos desencadenantes de un evento en particular. Para su estudio, el evento elegido fue una ciclogénesis explosiva que ocurrió el 11 y 12 de noviembre de 1989 en Argentina. La autora, siguiendo el trabajo de Sanders y Gyakum (1980), definió este tipo de eventos como aquellos cuyo descenso de presión en 24 hrs multiplicado por el cociente $\frac{\text{sen}(60)}{\text{sen}(\phi)}$ (siendo ϕ la latitud donde se encuentra el centro ciclónico) es mayor o igual a 1. En este trabajo, se evaluaron los términos de la ecuación de tendencia de vorticidad en distintos niveles (1000, 850, 700, 500 y 300 hPa), durante la evolución temporal del evento, entre otros campos. Los resultados mostraron que la perturbación ciclónica comenzó a observarse en los niveles más altos y 12 hrs después se observó en los niveles inferiores. El desarrollo del evento se desencadenó con advección de vorticidad ciclónica en 300 hPa y en los tiempos posteriores el término de divergencia en los niveles más bajos cobró importancia. La mayor profundización del evento se observó en 850 hPa relacionada al campo de convergencia asociado a los movimientos ascendentes y que junto con la advección de calor y humedad que proviene del noreste provocó condensación y liberación de calor latente.

Por otro lado, en Rolfson y Smith (1996) se realizó un estudio similar pero sobre un compuesto de 12 ciclones extratropicales ocurridos en Estados Unidos. A diferencia del estudio anterior, se usó la ecuación simplificada de tendencia de vorticidad geostrófica. Esta expresión tiene la ventaja de que evalúa la evolución de la vorticidad geostrófica en un nivel cercano al suelo a partir de la evolución temporal de los procesos que intervienen en el desarrollo del evento en distintos niveles. El análisis de estos términos se dividió en las distintas etapas del ciclo de vida de los sistemas y los resultados mostraron que la advección de vorticidad ciclónica fue el término desencadenante en el desarrollo de los sistemas. El segundo efecto que reforzó el desarrollo fue la liberación de calor latente. Durante la etapa más intensa del evento cobró importancia el término relacionado a la advección horizontal de temperatura. En la etapa de debilitamiento del sistema el término de advección de temperatura cambia de signo, oponiéndose al desarrollo.

A diferencia de una gran cantidad de trabajos nombrados anteriormente, en este trabajo el dominio de estudio se restringió al sureste de Sudamérica y parte del océano Atlántico Sur, y se focalizó en caracterizar en forma más completa los ciclones más intensos que ocurren en la región cercana a nuestro país. .

El trabajo está estructurado de la siguiente manera: en el capítulo 2 se describe el algoritmo de rastreo usado para la identificación de los sistemas y la ecuación para la tendencia de la

vorticidad geostrófica usada para estudiar los procesos que gobiernan la evolución de un ciclón extratropical particular. En el capítulo 3 se presentan los resultados obtenidos y por último, en el capítulo 4, se presentan las conclusiones y posibles líneas a seguir en futuros estudios.

1.2 Objetivos del trabajo.

Este trabajo tiene como objetivo general estudiar la climatología y variabilidad interanual del comportamiento de los ciclones extratropicales en la región sureste de América del sur y el océano Atlántico sur para los meses de junio a setiembre.

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Implementar un algoritmo de identificación y rastreo de ciclones para la región sureste de América del sur y océano Atlántico sur.
- Construir la climatología mensual observada de los ciclones extra-tropicales en la región y temporada de interés para las variables: número de ocurrencias, densidad de trayectorias, intensidad, duración, longitud de recorrido.
- Estudiar la variabilidad inter-anual de los ciclones extratropicales en la zona y temporada de interés para las variables antes mencionadas y estudiar su posible dependencia con modos globales de variabilidad como El Niño o el Modo Anular del Sur.
- Realizar un análisis de los términos de la ecuación de tendencia de vorticidad geostrófica durante la evolución, desarrollo y decaimiento de un caso particular que se consideró de interés.

Capítulo 2: DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Datos utilizados.

2.1.1 Datos utilizados para el rastreo de ciclones.

Para caracterizar los ciclones se utilizó el campo de vorticidad relativa en 850 hPa obtenido del reanálisis ERA-INTERIM (Dee et al, 2011), para los años 1995-2014. Los mismos están distribuidos espacialmente en una grilla de 2° de longitud por 2° de latitud y se encuentran disponibles cada 6 horas. Se analizaron los meses de junio a setiembre, por lo que se cuenta con 488 pasos de tiempo por año. El dominio a estudiar es el comprendido entre las latitudes 10° y 60°S y longitudes 80°W y 0°, región que comprende el sudeste de América del Sur y parte del Océano Atlántico (ver figura 2.2, dominio delimitado en color azul).

2.1.2 Datos utilizados en el análisis dinámico.

Para realizar el análisis dinámico (que se describe en la sección 2.4) también se utilizaron datos del reanálisis ERA-INTERIM (Dee et al, 2011). Los campos utilizados fueron los siguientes: viento (en sus componentes u y v), geopotencial y vorticidad. Los datos se encuentran distribuidos horizontalmente en una grilla de 2° de latitud por 2° de longitud y verticalmente están distribuidos cada 50 hPa, siendo el nivel más cercano a superficie el de 850 hPa y el más alto en 50 hPa.

Para este análisis, se analizaron los campos que se mencionan en 2.4 (viento, vorticidad absoluta y geostrófica) durante la evolución, desarrollo y decaimiento de un evento en particular que sucedió en agosto del 2005, por lo que el período de tiempo analizado en esta etapa contempló solo ese mes y el dominio de estudio quedó determinado por la trayectoria del evento que se analizó.

El campo de vorticidad geostrófica fue calculado a partir de los datos de geopotencial, según la ecuación 2.1 (las ecuaciones están expresadas en coordenadas polares):

$$\zeta_g = \frac{1}{a \cos \theta} \left[\frac{\partial v_g}{\partial \lambda} - \frac{\partial (u_g \cos \theta)}{\partial \theta} \right] \quad \text{Ec. 2.1}$$

Donde, a es el radio de la Tierra (6371 km), θ representa la latitud, λ representa la longitud y u_g, v_g representan las componentes del viento geostrófico calculado a partir del campo de geopotencial de la siguiente forma:

$$u_g = \frac{-1}{fa} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \quad y \quad v_g = \frac{1}{f a \cos \theta} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \quad \text{Ec. 2.2}$$

2.2 Metodología de rastreo.

Previo a aplicar el algoritmo de rastreo de ciclones se realizó el procedimiento de interpolación de Cressman en los datos de la grilla, según Sinclair (1997). Este procedimiento ayudó a suavizar el campo de vorticidad y eliminar isolíneas elongadas que el algoritmo de rastreo identificaba erróneamente como estructuras ciclónicas. El procedimiento de Cressman (1959) es una interpolación simple que promedia el valor de vorticidad en cada punto de la grilla con sus vecinos, mientras estos se encuentren a una distancia menor a $r_0 = 500\text{km}$. Se le asigna a cada punto vecino diferente peso en el promedio, según la distancia a la que se encuentre (r), siguiendo la expresión: $(r_0^2 - r^2)/(r_0^2 + r^2)$.

Por otro lado, luego de aplicar este procedimiento no solo se logró suavizar el campo de vorticidad sino que, a consecuencia de ello, el rango de valores de vorticidad encontrados se redujo en un orden de magnitud (de $-4,7 \times 10^{-4}$ a $2,28 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ pasó a $-1,21 \times 10^{-4}$ hasta $5,18 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$), por lo que también se vio reducida la cantidad de sistemas detectados. En la figura 2.1 se muestra un ejemplo del campo de vorticidad antes y después de aplicar la interpolación de Cressman.

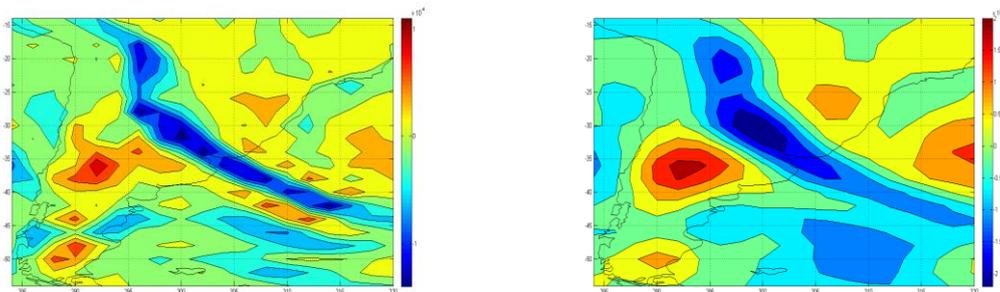


Figura 2.1: Campo de vorticidad construido a partir de los datos obtenidos de ERA-Interim (izq) y campo de vorticidad luego de aplicar la interpolación de Cressman (der). En la figura de la derecha el campo se muestra suavizado y el rango de los valores se reduce en un orden de magnitud (de 10^{-4} a 10^{-5}s^{-1}).

El procedimiento usado para la detección y seguimiento de los ciclones se enfocó en encontrar los sistemas con las siguientes características: los más intensos, aquellos que se desplazaron más de 1000 km y cuyo tiempo de vida fue mayor a 42 hrs. Los ciclones que cumplen con estas características representan fenómenos de escala sinóptica, los cuales son el objetivo de este estudio.

Para ello se aplicó un procedimiento basado en algoritmos desarrollados por Reboita et al (2010) y Hoskings y Hodges (2005) al campo de vorticidad en 850 hPa, en la región del sureste

de América del Sur y océano Atlántico Sur. Se eligió la variable vorticidad relativa porque es la que está menos influenciada por la señal "de fondo" de los procesos de gran escala, permitiendo que los sistemas de pequeña escala puedan ser más fácilmente identificados (Hoskings y Hodges, 2005). Asimismo, aumenta el diagnóstico de actividad ciclónica en latitudes mayores, lo cual no ocurre usando otras variables como gradiente de presión (Sinclair, 1997). Además, se eligió analizar este campo en 850 hPa con el fin de evitar interferencias con la orografía y rugosidad del suelo. Se eligió como indicador de los eventos más intensos aquellos sistemas que alcanzaron en su centro valores de vorticidad menores a $-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, como en Reboita et al (2010).

El procedimiento de rastreo de ciclones consiste en los pasos que se describen a continuación:

- En primer lugar, se recorre cada punto de la grilla (y en cada paso de tiempo) de la matriz original de vorticidad y se construye una nueva matriz con aquellos puntos que tienen el mínimo valor de vorticidad entre sus 24 vecinos más cercanos.
- Luego, en la nueva matriz se descartan los puntos que superen el valor de vorticidad de $-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ para seleccionar los ciclones más intensos.
- En el siguiente paso se construyen las trayectorias a partir de los mínimos de vorticidad que sobrevivieron a los pasos previos. Para ello, cada mínimo preseleccionado es buscado en el tiempo posterior, en un dominio definido por 2 puntos de grilla hacia al N, S y E de su posición en el tiempo previo, ya que se asume que las trayectorias siguen el flujo medio de gran escala. Este paso se repite hasta que el mínimo no se encuentra en el tiempo siguiente.
- Una vez obtenidas las trayectorias primarias, se le aplican algunos filtros. Primero, se descartan las trayectorias que mostraron una duración menor a 42 hrs. En segundo lugar, se descartan las trayectorias cuyo desplazamiento fue menor a 1000 km (como en Hoskings y Hodges, 2005). Luego, se descartan las trayectorias de aquellos sistemas que durante al menos 18 hrs se mantuvieron en la misma posición. Con este filtro, se logra descartar interferencia de la orografía en las trayectorias, lo cual no es de interés en este trabajo. Por último, se descartan las trayectorias que se originan sobre la cordillera de los Andes. Este filtro se aplica para evitar las trayectorias que pudieron ser confundidas por el algoritmo con sistemas que aparecieron por error del reanálisis al resolver el campo de vorticidad en zonas con barreras orográficas.

2.3. Análisis estadístico.

Una vez obtenidas las trayectorias de los ciclones buscados, se calcularon varias estadísticas de estos fenómenos como: cantidad de ocurrencias por temporada, promedio de ocurrencia por mes, tiempo de vida promedio por temporada y por mes, promedio de distancia recorrida por

temporada y por mes, promedio de las intensidades alcanzadas (mínimo de campo de vorticidad en el centro del ciclón) por temporada y por mes. También se determinaron las zonas de ciclogénesis, las cuales quedaron definidas para este trabajo como los puntos de grilla donde se detectó por primera vez cada trayectoria y no como el lugar donde realmente se originó el sistema. Luego se seleccionaron los ciclones que se originaron en una subárea (figura 2.2) dentro del dominio de estudio, comprendida entre latitudes 24° y 38° S y longitudes 64° y 46°W (esta área abarca a nuestro país y la región aledaña) y se calcularon los mismos parámetros estadísticos descriptos en el párrafo anterior.

Como último análisis de esta etapa, se buscaron correlaciones entre la ocurrencia de ciclones y la TSM y SAM, discriminado por año y mes. Los datos de TSM fueron obtenidos del reanálisis de ERA-Interim (Dee et al, 2011) en una grilla de 2° de latitud por 2° de longitud. El índice del SAM fue obtenido de la página web del Instituto British Antarctic Survey (<http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>). El período de tiempo analizado de ambos índices fue el mismo que se describió en la sección 2.1.1.

También se aplicó el test de Mann-Kendall para detectar posibles tendencias en las series temporales. Los análisis de correlación y tendencias fueron aplicados a los ciclones encontrados en todo el dominio y luego en la subregión.

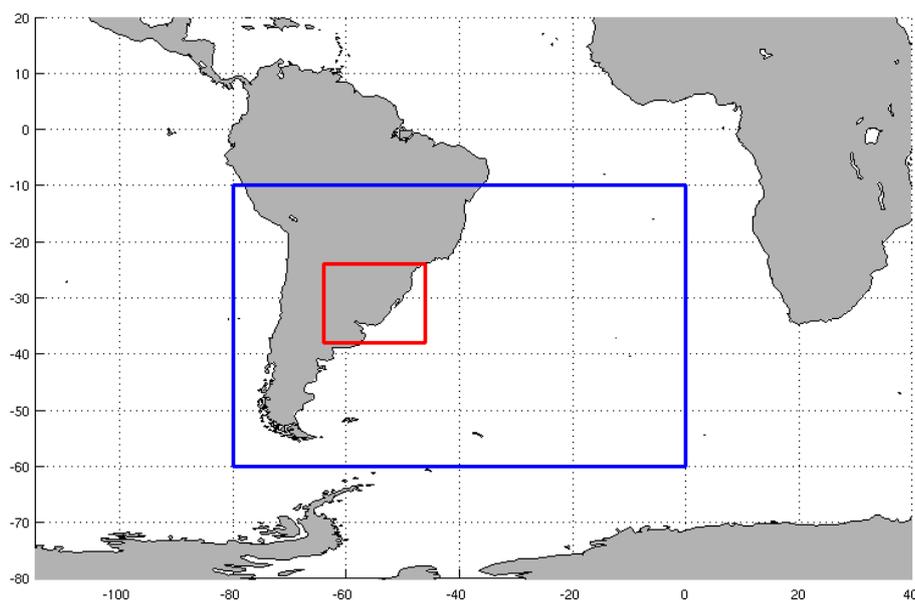


Figura 2.2: Ubicación geográfica del dominio de estudio (delineada en color azul), y de la subárea de estudio (delineada en color rojo).

2.3 Análisis dinámico.

En la segunda etapa del análisis se seleccionó un ciclón particular, el evento que azotó a nuestro país el 23 de agosto del 2005 y se realizó un estudio dinámico de su evolución. Para ello, se evaluaron los términos de la ecuación de tendencia de vorticidad geostrófica (se usó la versión simplificada de la ecuación de Zwack-Okossi) durante el ciclo de vida del evento, a nivel de 850 hPa, en forma similar al análisis realizado en Rolfson y Smith (1996). La expresión que representa los fenómenos de escala sinóptica es la siguiente:

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = PD \int_{p_t}^{p_l} -\vec{V} \cdot \nabla \zeta_a dp \quad - \text{(términos termodinámicos)} \quad \text{Ec. 2.3}$$

(I) (II)

Donde, ζ_g es la vorticidad geostrófica cerca de superficie (se consideró el nivel de 850 hPa en este trabajo), ζ_a representa la vorticidad absoluta ($\zeta + f$), \vec{V} es el viento y $PD = (p_l - p_t)^{-1}$ donde p_l es la presión cerca de superficie (850 hPa para este estudio) y p_t es la presión en el nivel más alto considerado para calcular la integral (50 hPa para este estudio, como en Rolfson y Smith, 1996).

A continuación se presenta la deducción de esta ecuación de diagnóstico, cuyo desarrollo se hizo en forma similar a Smith et al (1992). Se partió de la ecuación hidrostática, de la ley de los gases ideales y se integró desde el nivel 850 hPa (presión p_l) hasta un nivel de presión p arbitrario:

$$R \int_p^{p_l} T \frac{dp}{p} + gz_l = gz \quad \text{Ec. 2.4}$$

Luego, se aplicó el operador laplaciano a la ecuación, se divide entre f y se aplica la derivada parcial con respecto al tiempo, para obtener la siguiente expresión:

$$\frac{R}{f} \int_p^{p_l} \nabla^2 \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \frac{dp}{p} + \frac{\partial \zeta_{gl}}{\partial t} = \frac{\partial \zeta_g}{\partial t} \quad \text{Ec. 2.5}$$

Para obtener la expresión anterior se usó la definición de vorticidad geostrófica: $\zeta_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi$

Por otro lado, la tendencia de vorticidad se puede escribir de la siguiente forma (Smith et al, 1992):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial \zeta_g}{\partial t} - \frac{g}{f} \beta \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right) + \frac{\partial \zeta_{ag}}{\partial t} \quad \text{Ec. 2.6}$$

Donde $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ y ζ_{ag} representa la vorticidad ageostrófica. Para este análisis el término que contiene a β es despreciado ya que es de orden menor a los otros términos.

Recordando la ecuación de tendencia de vorticidad:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \zeta_a - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \zeta_a (\nabla \cdot \vec{V}) + \vec{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) \quad \text{Ec. 2.7}$$

Donde $\omega = \frac{dp}{dt}$

Teniendo en cuenta la ecuación de continuidad: $\nabla \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$

y sustituyendo ecuación 2.7 en 2.6 se obtiene la siguiente expresión:

$$-\vec{V} \cdot \nabla \zeta_a - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \zeta_a \frac{\partial \omega}{\partial p} + \vec{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) - \frac{\partial \zeta_{ag}}{\partial t} = \frac{\partial \zeta_g}{\partial t} \quad \text{Ec. 2.8}$$

Por otro lado, se recuerda la ecuación termodinámica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\dot{Q}}{c_p} + S\omega - \vec{V} \cdot \nabla T \quad \text{Ec. 2.9}$$

Donde, \dot{Q} es la tasa de calentamiento/enfriamiento diabático por unidad de masa, C_p es el calor específico a presión constante, S representa el parámetro de estabilidad estática $\left[-\left(\frac{T}{\theta} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \right]$, siendo θ la temperatura potencial) y ω es la velocidad vertical en coordenadas isobáricas.

Por último, sustituyendo las ecuaciones 2.8 y 2.9 en la ecuación 2.5, se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \zeta_{gl}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \zeta_a - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \zeta_a \frac{\partial \omega}{\partial p} + \vec{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) - \frac{\partial \zeta_{ag}}{\partial t} - \frac{R}{f} \int_p^{p_l} \nabla^2 \left(\frac{\dot{Q}}{C_p} + S\omega - \vec{V} \cdot \nabla T \right) \frac{dp}{p} \quad Ec. 2.10$$

Esta expresión involucra la contribución de cada capa desde 850 hPa al nivel p elegido en la tendencia de vorticidad geostrófica a nivel de 850 hPa. Para involucrar todos los niveles de la atmósfera, se integró la expresión desde 850 a 50 hPa y se divide entre la diferencia de presiones en el intervalo integrado obteniéndose la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_{gl}}{\partial t} = & Pd \int_{p_t}^{p_l} -\vec{V} \cdot \nabla \zeta_a dp - \frac{R}{f} \int_{p_t}^{p_l} \left[\int_p^{p_l} \nabla^2 \left(\frac{\dot{Q}}{C_p} + S\omega - \vec{V} \cdot \nabla T \right) \frac{dp}{p} \right] dp + \\ & (1) \qquad \qquad \qquad (2) \quad (3) \quad (4) \\ & + Pd \int_{p_t}^{p_l} \left[-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \zeta_a \frac{\partial \omega}{\partial p} + \vec{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) - \frac{\partial \zeta_{ag}}{\partial t} \right] dp \quad Ec. 2.11 \\ & (5) \quad (6) \quad (7) \quad (8) \end{aligned}$$

Esta ecuación involucra todos los procesos físicos responsables de los cambios en la vorticidad geostrófica en 850 hPa. La misma presenta la ventaja de que explícitamente cuantifica los forzantes dinámicos y termodinámicos a distintos niveles de la atmósfera a diferencia de otras ecuaciones, como Pettersen-Sutcliffe, que no discriminan los forzantes en distintos niveles, ni tampoco diferencian los forzantes termodinámicos de los dinámicos (Rolfson y Smith, 1996).

Algunos de estos términos representan procesos de escalas más pequeñas que la sinóptica, la cual es el objetivo de estudio en este trabajo. Por lo tanto, la ecuación 2.11 puede ser simplificada despreciando los términos (5) al (8) y de esta forma se obtiene la ecuación simplificada de Zwack-Okossi.

En la ecuación 2.11, el término (1) representa los cambios en la vorticidad geostrófica en 850 hPa debido a convergencia/divergencia que se produzca por movimientos ageostróficos en la atmósfera que intentan reestablecer el equilibrio geostrófico en respuesta a la advección horizontal de vorticidad.

Los términos (2), (3) y (4) representan procesos termodinámicos: el término (2) representa el calentamiento diabático, el término (3) representa los procesos de calentamiento/enfriamiento adiabático y el término (4) la advección horizontal de temperatura (Rolfson y Smith, 1996).

En este trabajo no se analizó el aporte de cada uno de los términos termodinámicos por lo que el análisis se realizó agrupando estos forzantes en un solo término, como se ve en la ecuación 2.3.

La evolución temporal de los campos asociados a los términos *I* y *II* fue evaluada en un dominio que incluye la trayectoria recorrida por el ciclón elegido, cada 12 horas. Para realizar las derivadas parciales en el tiempo se usó el método "forward", mientras que las derivadas espaciales horizontales fueron calculadas usando el método "centrado en el espacio". El cálculo de las integrales en la columna atmosférica fue realizado usando el método del trapecio, pero se dividió todo el espesor en capas de 50 hPa y se realizó el cálculo en cada capa. Luego, se sumó el resultado de cada tramo, con el fin de minimizar el error que tiene origen en el cálculo numérico al resultado final.

Por último, también se evaluó la diferencia entre los campos asociados a los términos *I* y *II* con el fin de cuantificar el aporte de los procesos termodinámicos en la tendencia. No obstante, es importante hacer notar esta diferencia también podría incluir un término residual, debido a diferencias que pudieran surgir por los cálculos a través de los diferentes métodos computacionales y la simplificación de algunos términos que representan otros procesos de otras escalas espacio-temporales que fueron despreciadas en este análisis.

Capítulo 3: RESULTADOS

A continuación se presentarán los resultados de los análisis realizados en ambas secciones: en primer lugar el aspecto estadístico de este trabajo y luego el aspecto dinámico del evento elegido.

3.1- Caracterización y variabilidad de ciclones extratropicales en el Atlántico sur.

En esta etapa del análisis se buscó determinar una estadística básica de algunos parámetros que describen la variabilidad de los sistemas detectados en el dominio delimitado en azul de la figura 2.2, incluyendo: cantidad de ocurrencias por temporada, promedio de ocurrencia por mes, tiempo de vida promedio por temporada y por mes, promedio de distancias recorridas por temporada y por mes, promedio de las intensidades alcanzadas (mínimo de campo de vorticidad en el centro del ciclón) por temporada y por mes. También se buscó las zonas de ciclogénesis dentro del dominio elegido.

Se construyó la densidad de ciclones, definiéndose como tal, la cantidad de ciclones que pasaron por cada punto de grilla en el periodo estudiado. La figura 3.1 muestra la distribución de la densidad encontrada. Allí, se puede observar que la región por donde circularon la mayor cantidad de sistemas se encuentra sobre el Océano Atlántico sur, entre las latitudes 35°S y 55°S. El valor máximo encontrado de densidad de ciclones fue de 21 eventos. No se observaron ciclones intensos en latitudes menores a 28°S, lo cual es razonable considerando las características de los eventos elegidos para este estudio. Sobre el continente se detectó una densidad baja de ciclones, ubicados sobre provincia de Buenos Aires y centro-sur de nuestro país, pero este resultado se analizará con más detalle cuando se muestren los resultados obtenidos en la siguiente etapa de este análisis.

La figura 3.2 muestra las zonas de ciclogénesis (los puntos donde se detectaron los ciclones por primera vez) encontradas en el dominio de estudio. Se destacó el sur-oeste de Uruguay con un máximo de formación de ciclones (en color rojo), siendo el valor alcanzado de 5 eventos. Le siguen en importancia algunos puntos aislados ubicados sobre el Océano Atlántico y sobre la costa uruguaya (color naranja y amarillo). Durante todo el período evaluado fueron detectados un total de 261 ciclones extratropicales.

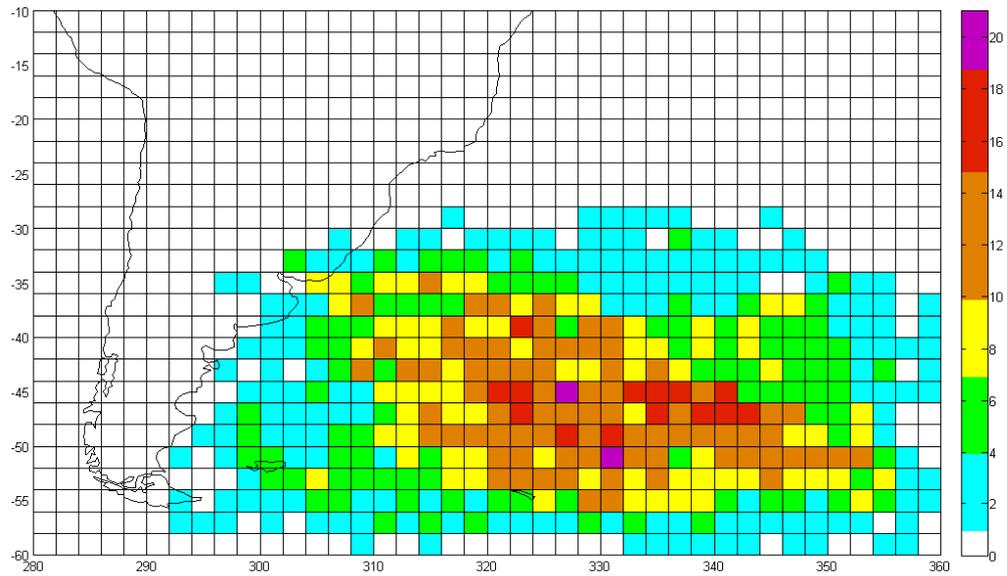


Figura 3.1: Densidad de trayectorias encontrada para el dominio de estudio (período 1995-2014, en los meses de JJAS).

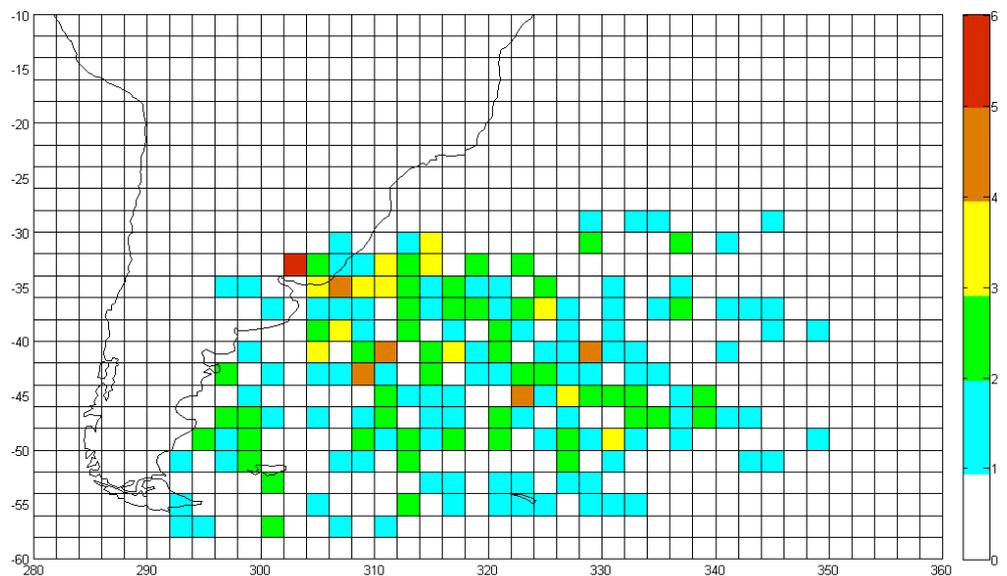


Figura 3.2: Zonas de ciclogénesis encontradas para el dominio de estudio (período 1995-2014, JJAS).

Estas imágenes coinciden con los resultados planteados por otros autores, como son Hosking and Hodges (2005), Simmonds y Keay (2000), Sinclair (1997), entre otros, los cuales destacan que las zonas de mayor ocurrencia de eventos se da en latitudes media y altas, siendo una de las regiones de mayor ciclogénesis Uruguay y el centro-este de Argentina. En particular Gan y Rao (1991) encuentran que nuestro país está ubicado en la región de máxima ocurrencia de

ciclogénesis durante el invierno. También de acuerdo a la literatura, la figura 3.1 sugiere que una vez creados los ciclones desplazan describiendo una espiral hacia el sureste, para morir sobre la costa del continente antártico (esta región queda fuera del dominio de estudio).

3.1.1 Cantidad de ciclones.

Se evaluó la cantidad de ocurrencias por temporada (JJAS) durante los años 1995-2014 y se construyó la climatología del número de ocurrencias durante los meses estudiados, ver figura 3.3. Se encontró que el valor medio por temporada del número de ocurrencias es 13, siendo el año con más eventos el 2013 (24 sistemas detectados) y los años con menos eventos el 1998 y 2001 (5 sistemas detectados), lo cual muestra una gran variabilidad interanual en el número de ciclones intensos. Este resultado presenta una diferencia con el encontrado en Reboita et al (2010), donde el número de ocurrencias por año es de 104,7 (en promedio, 8,7 ciclones por mes, para los ciclones con vorticidades menores a $-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Con respecto a la climatología de los meses estudiados, se encontró que el mes con más eventos es agosto y el mes con menos es junio, aunque la diferencia entre los valores encontrados es pequeña (2,9 y 3,6 ocurrencias en junio y agosto, respectivamente).

En el análisis mensual (figura 3.4) no se observaron muchas diferencias en la cantidad de ocurrencias, lo cual es de esperar ya que los valores medios mensuales hallados que fueron mencionados en el párrafo anterior son similares. De todas formas, se pudo observar que en el mes de junio no se registraron eventos con las características estudiadas durante los años 1998 y 2004 y en agosto no se registraron en el año 2012. Estos meses cobran relativa importancia por ser los meses con menor y mayor número de ocurrencias, como se comentó en párrafos anteriores, lo que da a entender que la variabilidad interanual es significativa. Para cuantificar de forma objetiva qué tan importante es la variabilidad se calculó la desviación estándar de cada serie temporal y se encontró que el mes de julio es la serie con menor desviación estándar (1,2607) y le siguen en forma creciente setiembre, agosto y por último junio, con un valor de 1,8035.

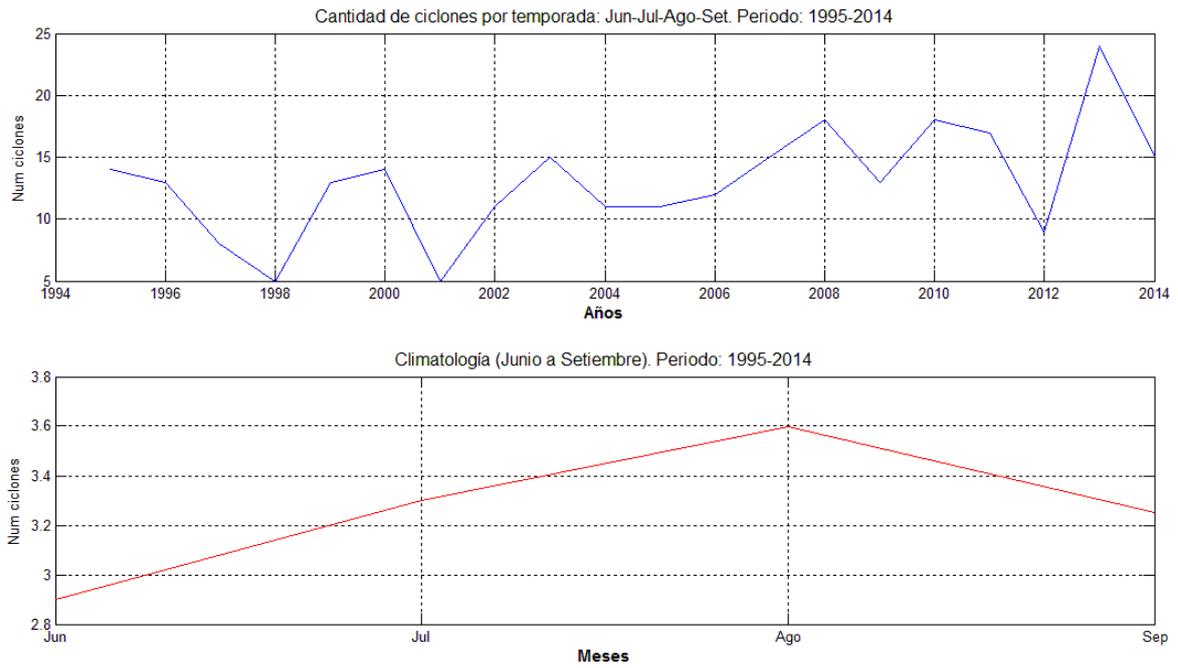


Figura 3.3: (arriba) Cantidad de ciclones detectados por temporada para el período 1995-2014; (abajo) climatología de ocurrencia, para los meses JJAS.

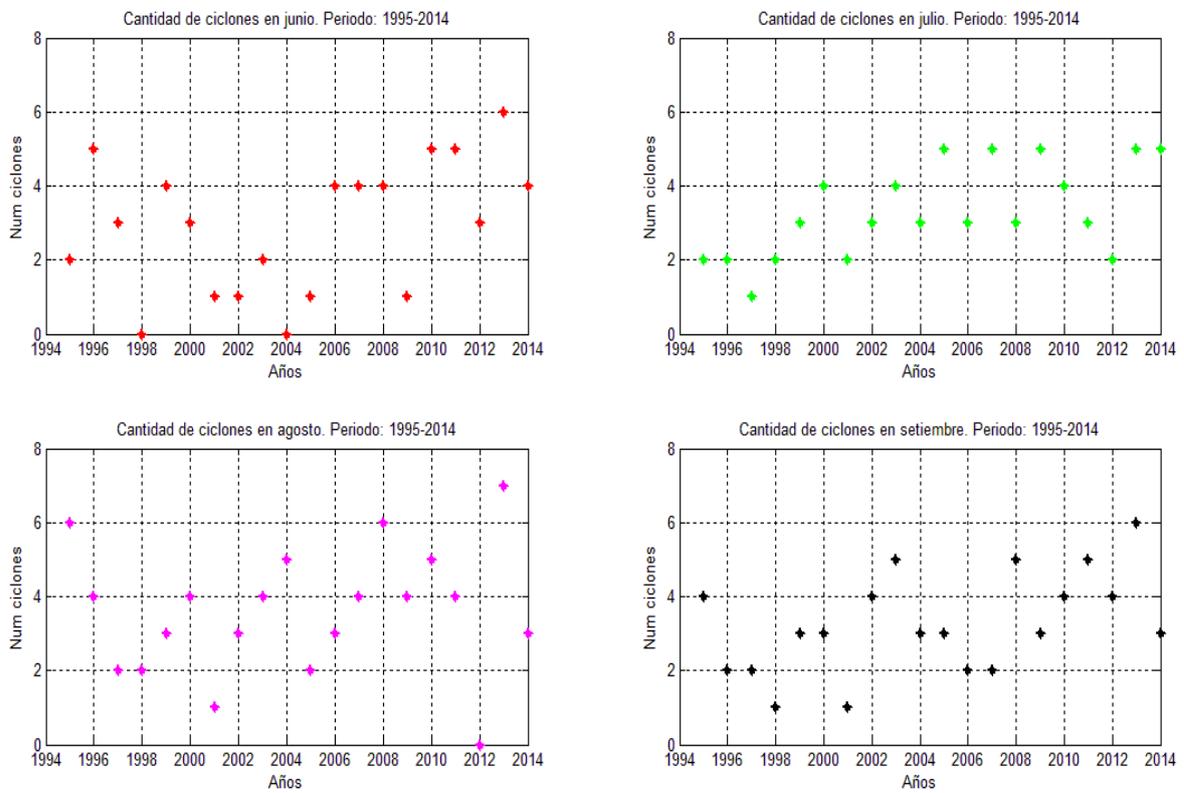


Figura 3.4: Serie temporal del número de ocurrencias discriminado por mes: Junio, Julio, Agosto y Setiembre.

A las series temporales de cantidad de ocurrencias se le aplicó el test de tendencias de Mann-Kendall, con un nivel de significancia del 95%. Los resultados mostraron que la cantidad de ciclones por temporada fue aumentando significativamente durante el período estudiado, a razón de 0,4 ciclones por año. El test de tendencias aplicado a las series temporales mensuales mostró que la cantidad de ocurrencias ha aumentado significativamente solo en el mes de julio y mostró un aumento de 0,13 ciclones por año. En dicho mes, el aumento en la ocurrencia de ciclones parece darse en la década de los 90 hasta comienzos del 2000 para luego mantenerse constante.

3.1.2 Vida media y distancia recorrida.

Otro de los aspectos analizados fue el tiempo de vida de los ciclones. Considerando todo el período estudiado, se encontró que el tiempo de vida medio de este tipo de eventos es de 57,3 hrs, aproximadamente 2,5 días. Se observó también una variabilidad interanual importante, donde los valores del promedio por temporada varían en un rango entre 48 y 66 horas de duración. Los ciclones más duraderos ocurren en setiembre (60,8 hrs), mientras que el tiempo de vida medio en los meses restantes es muy similar, entre 55 y 56 hrs. Se pueden observar estos resultados en la figura 3.5.

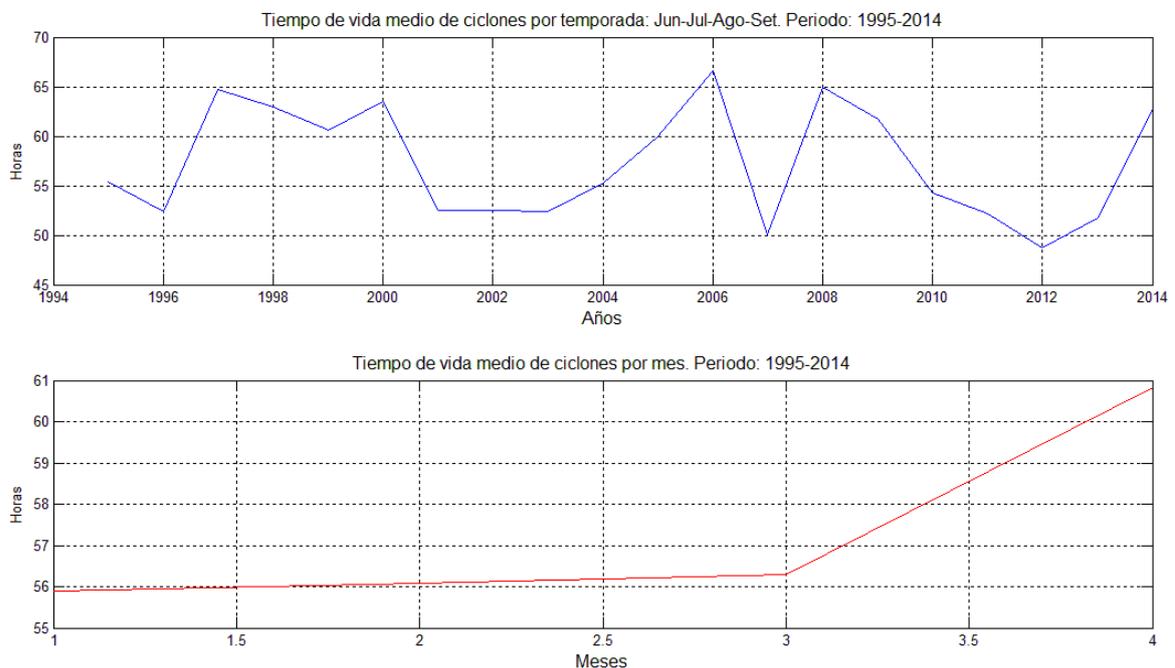


Figura 3.5: (arriba) Tiempo de vida medio de los ciclones por temporada en horas; (abajo) climatología del tiempo de vida medio de los ciclones (expresado en hrs) para los meses JJAS.

En la figura 3.6 se presentan los gráficos de tiempo de vida medio de los ciclones discriminados por mes. Se observó que si bien agosto es el mes donde se detectaron más sistemas, estos no se destacan por ser los más duraderos, ya que los mismos ocurren en

setiembre. Es importante resaltar que las figuras 3.6 (junio) y (agosto) presentan cortes en los gráficos porque en esos meses no se detectaron ciclones con las características buscadas en el dominio de estudio.

Es interesante notar que la vida media de los ciclones a nivel mensual tienen gran variabilidad interanual, existiendo años en los cuales los ciclones viven menos de 2 días (42 hrs aproximadamente) y otros en los que llegan a mantenerse durante 4 días (por ejemplo, en junio de 1997). Este resultado sugiere la existencia de condiciones de gran escala muy diferentes año a año que pueden favorecer u oponerse al desarrollo y mantención de los ciclones intensos.

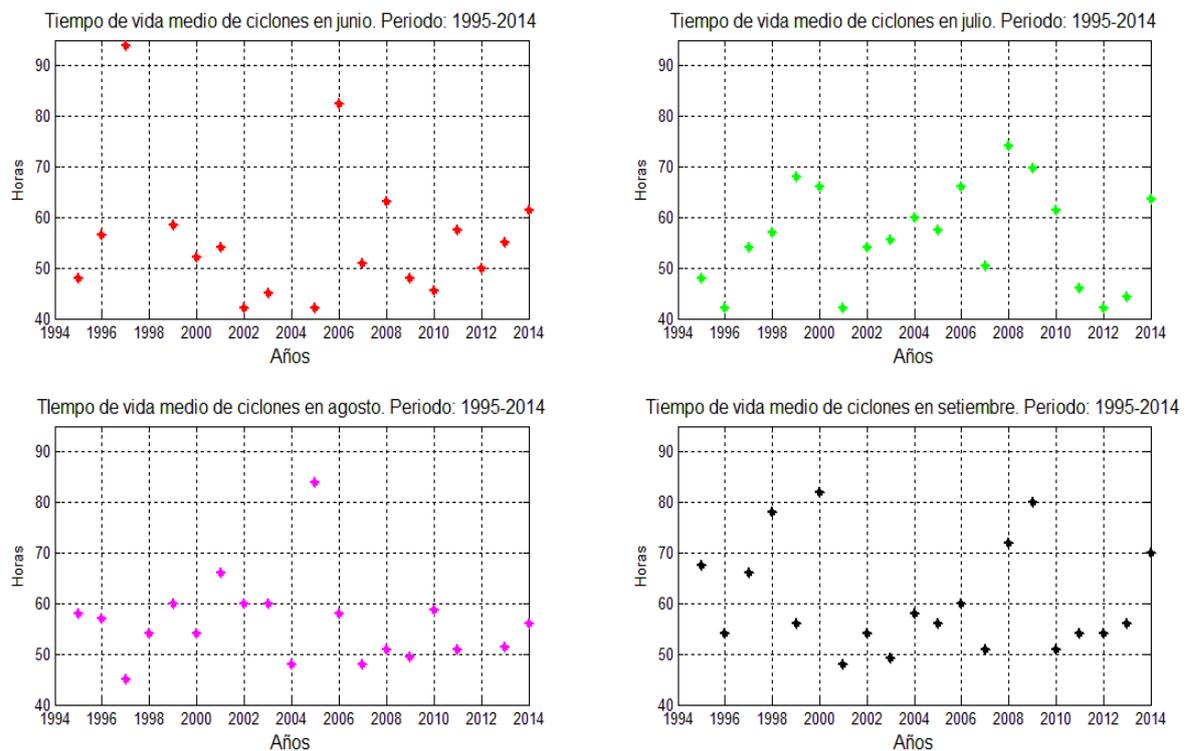


Figura 3.6: Tiempo de vida medio de los ciclones discriminado por mes: Junio, Julio, Agosto, Setiembre.

Otra de las características analizadas fue la distancia recorrida media de los ciclones, la cual está directamente relacionado con el tiempo de vida de los mismos. Es de esperar que los sistemas más duraderos recorran distancias más largas y efectivamente es lo que se observa al comparar la figura 3.5 con la 3.7: setiembre no solo es el mes con eventos de mayor tiempo de vida sino que también tienen la distancia recorrida media mayor, con un valor de poco más de 2100 km recorridos. No obstante, al igual que en los resultados anteriores, la diferencia en los valores medios presentados con el resto de los meses no es significativa (considerando la escala espacial de este tipo de eventos), aproximadamente 100 km.

Por otro lado, el valor del coeficiente de correlación entre las series temporales de distancia recorrida media y duración media por temporada durante los 20 años de estudio es de 0,4 (significativa al 10%). También se analizó la correlación entre las variables cantidad de ocurrencias y tiempo de vida medio y cantidad de ocurrencias y distancia recorrida de los sistemas, pero los resultados fueron no significativos.

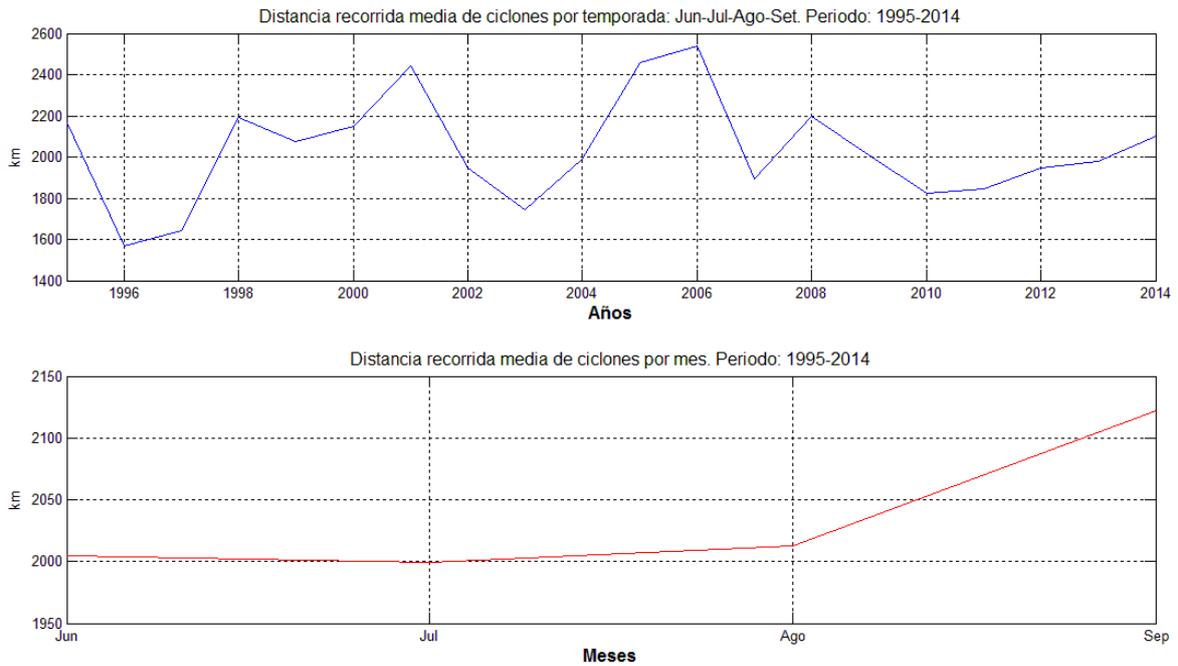


Figura 3.7: (arriba) Distancia media recorrida de los sistemas por temporada para el periodo 1995-2014; (abajo) climatología de la distancia recorrida: Junio, Julio, Agosto, Setiembre.

En el análisis mensual (figura 3.7 y 3.8), se puede observar que agosto del 2005 fue un mes que se destacó porque, a pesar de que sólo se detectaron 2 sistemas, estos fueron muy significativos en cuanto a trayectorias recorridas y tiempo de vida. Los 2 ciclones detectados duraron en promedio cerca de 85 hrs y recorrieron una distancia de casi 3500 km, lo cual los convierte en los ciclones de mayor trayectoria. Por estas razones, más adelante se estudiará con más detalle el ciclón del 23 de agosto de 2005.

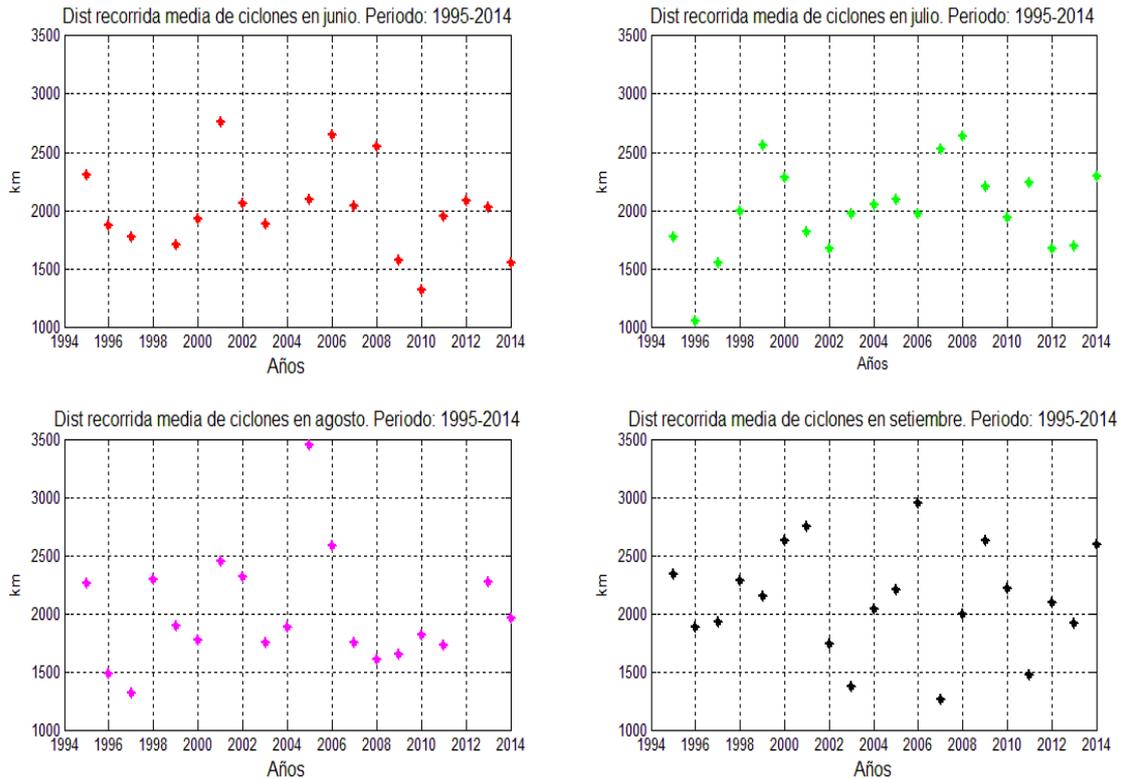


Figura 3.8: Distancia media recorrida discriminado por mes para el período 1995-2014.

3.1.3 Intensidad de los ciclones.

En cuanto a la intensidad alcanzada por los sistemas, se usó como indicador de este parámetro la vorticidad en 850 hPa en el centro del sistema. Se definieron los sistemas más intensos a aquellos que alcanzaron valores de vorticidad menores durante todo su ciclo de vida. En la figura 3.9 se puede observar que el año 2006 se destacó por la ocurrencia de los ciclones más intensos en el período estudiado. Además, en promedio, los ciclones que alcanzan mayor intensidad ocurren en julio, lo cual llama la atención por ser el mes donde los ciclones muestran menor distancia recorrida y tiempo de duración mientras que setiembre es el mes con ciclones menos intensos, aunque los mismos tienen el mayor tiempo de duración y distancia recorrida.

En el análisis mensual no se observan muchas diferencias entre los meses del período considerado. De todas formas, se destaca en la figura 3.10 que el mes de agosto del 2006 presentó la ocurrencia de ciclones más intensos del período estudiado, lo cual influyó fuertemente en el resultado mencionado anteriormente, mostrado en la figura 3.9. Le sigue en importancia el mes de julio del año 1995. Este año también se destacó por presentar en promedio un alto índice de ocurrencia de ciclones intensos (ver figura 3.9).

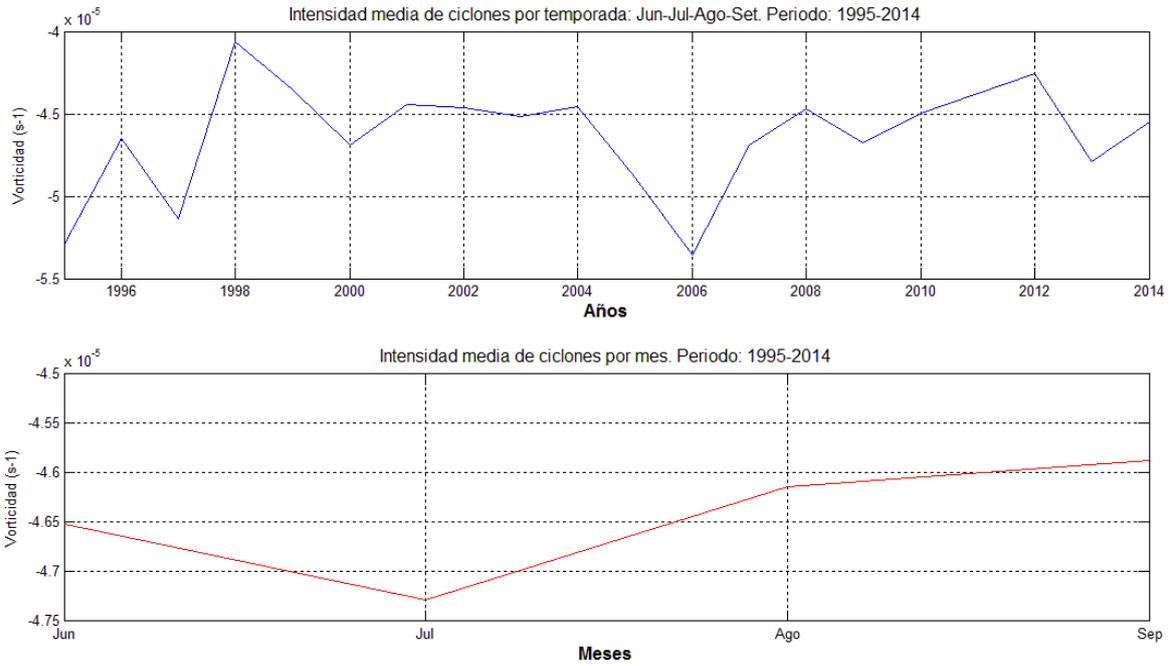


Figura 3.9: (arriba) Intensidad media alcanzada de los sistemas por temporada para el periodo 1995-2014; (abajo) climatología de la intensidad media para los meses JJAS.

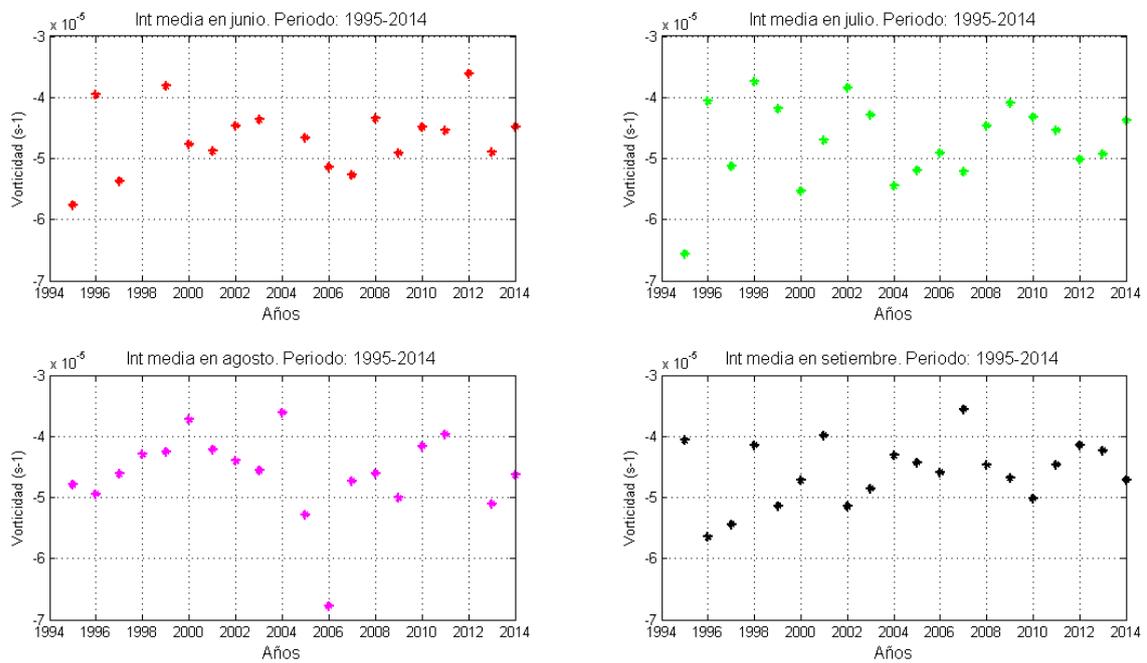


Figura 3.10: Intensidad media de ciclones discriminada por mes, para el período 1995-2014.

3.2- Caracterización y variabilidad de ciclones originados sobre Uruguay.

En una segunda etapa del análisis estadístico, del total de ciclones encontrados para el período de estudio se seleccionaron aquellos que se generaron en la subregión delimitada en color rojo de la figura 2.2 y se aplicaron análisis similares a los mostrados anteriormente. Quedaron seleccionados en total 54 ciclones en todo el período (el 20% de los eventos detectados originalmente) y los mismos describieron las trayectorias que se muestran en la figura 3.11.

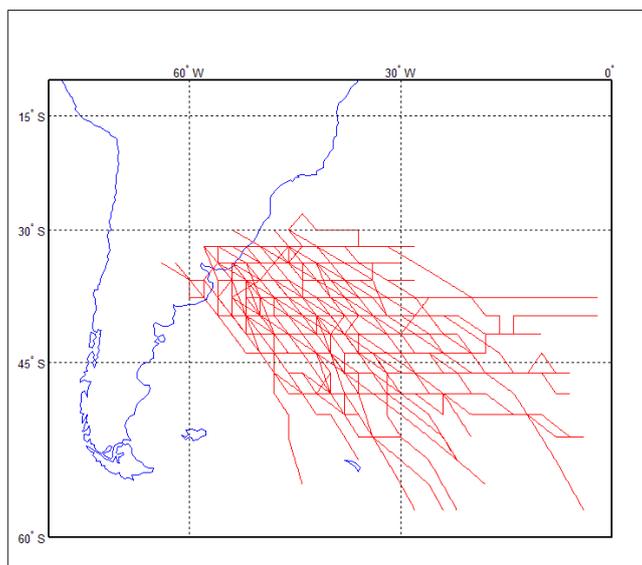


Figura 3.11: Trayectorias recorridas por los ciclones generados en la subregión de estudio, para los meses JJAS del período 1995-2014.

De la figura 3.11 se puede observar que parte de las trayectorias nacen sobre el continente, en territorio uruguayo, el sector centro-este de Argentina y algunas trayectorias nacen en Río Grande del Sur. Luego, estos sistemas se desplazan en dirección sureste principalmente y desaparecen sobre el océano Atlántico. De todas formas este último resultado debe ser tomado con precaución ya que el dominio que se eligió para este estudio puede ser un factor limitante al momento de determinar las distancias recorridas por estos sistemas.

La cantidad de eventos por temporada durante el período de estudio se muestra en la figura 3.12. Se encontró un promedio de 2,7 eventos generados en la subregión por temporada, siendo los años con más eventos detectados el 2010 y 2013 (5 ciclones). A esta serie se le aplicó el test de tendencias de Mann Kendal, con un nivel de significancia del 95% y se encontró que no hay tendencia significativa en la serie. Además, se observó que los ciclones preferentemente ocurren en julio, agosto y setiembre.

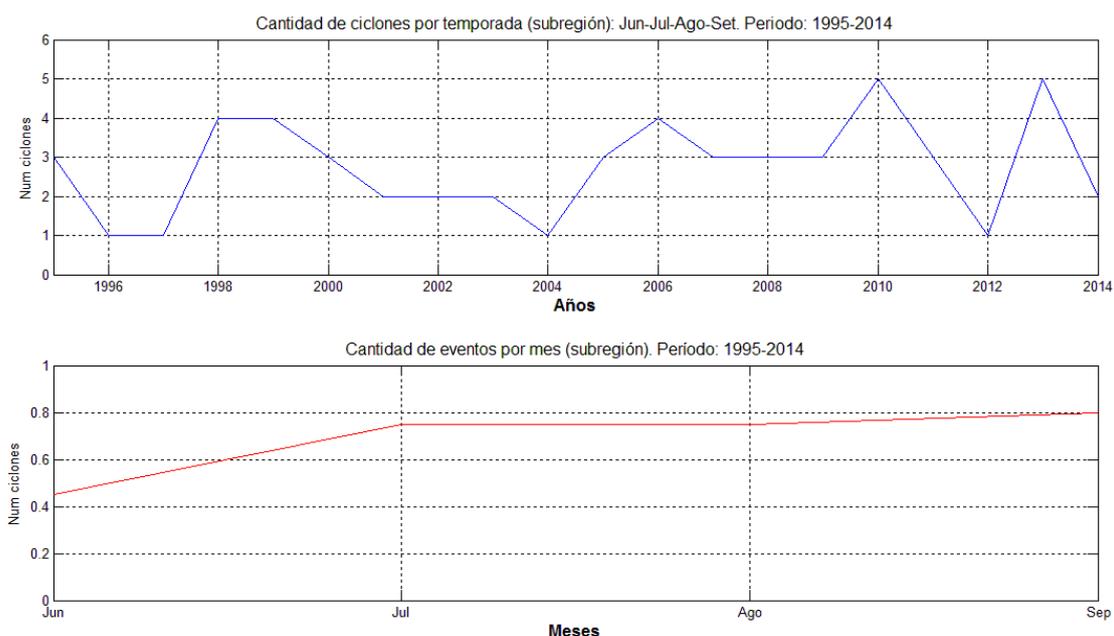


Figura 3.12: (arriba) Cantidad de ciclones que ocurrieron por temporada en la subregión; (abajo) climatología de cantidad de ciclones en la subregión, para los meses JJAS.

A partir de la figura 3.13 se deduce que el año 2013 se destacó por un alto número de ocurrencia de eventos en la subárea, concentrados en el mes de setiembre, mientras que los ciclones que ocurrieron en el año 2010 (que también se destacó por tener varios eventos en esta región) estuvieron repartidos en los distintos meses de la temporada. En general, en esta subárea ocurren 1 o 2 eventos por mes en cada año, existiendo, no obstante, meses en los cuales no se desarrollaron eventos. Junio es el mes con menos cantidad de ciclones intensos detectados en esta región, habiendo solo 8 años con al menos 1 ciclón.

La distancia recorrida media de estos ciclones es de 2650 km (mientras que el promedio para los ciclones de todo el dominio es de 2100 km), siendo setiembre el mes donde ocurren los ciclones que recorren las distancias más largas, alcanzando trayectorias medias de 3000 km (figura 3.14). Se puede observar también que la variabilidad interanual de las distancias que recorren estos sistemas es significativa (ver figura 3.15).

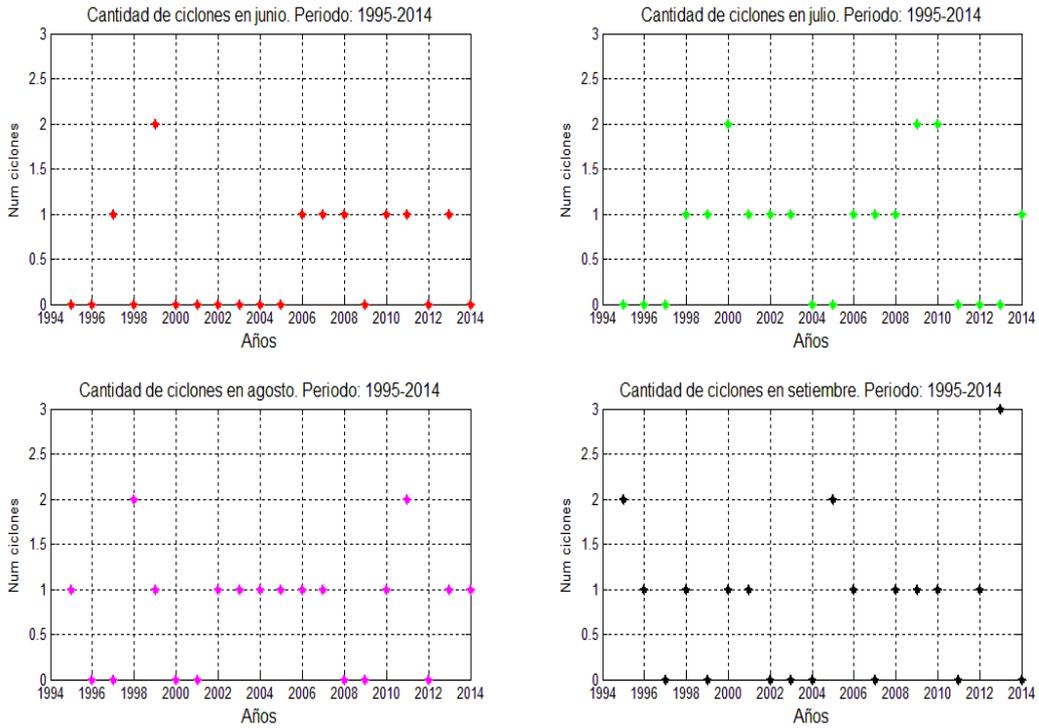


Figura 3.13: Cantidad de ocurrencia de ciclones seleccionados de la subregión discriminada por mes, para el período 1995-2014: Junio, Julio, Agosto, Setiembre.

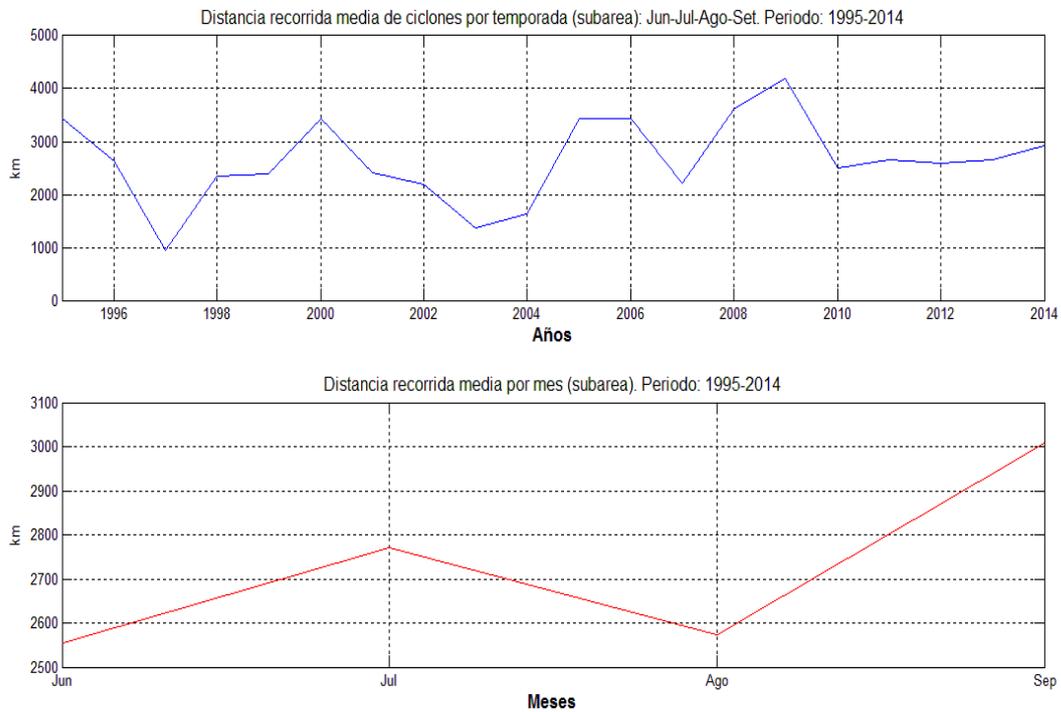


Figura 3.14: (arriba) Distancia recorrida media por temporada en la subregión; (abajo) climatología de la distancia recorrida de ciclones en la subregión, para los meses JJAS.

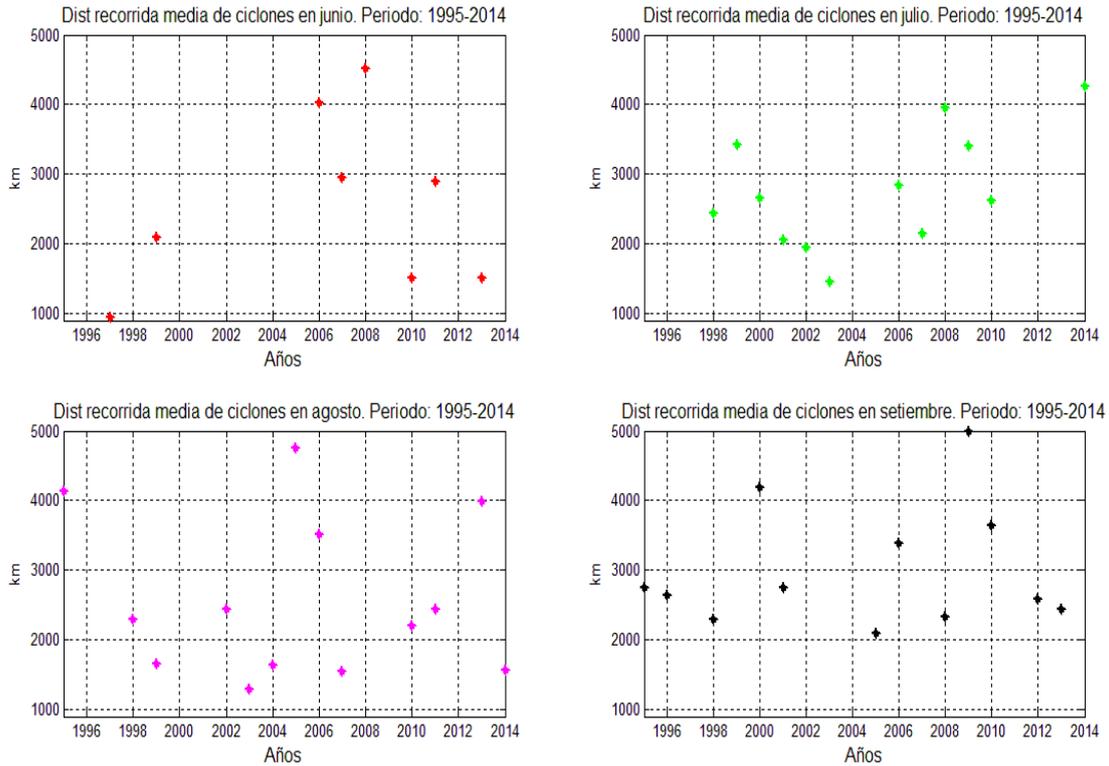


Figura 3.15: Variabilidad interanual de la distancia recorrida de los ciclones seleccionados de la subregión discriminada por mes, para el período 1995-2014: Junio, Julio, Agosto, Setiembre.

Este resultado es consistente con el hecho de que el tiempo de vida medio de los sistemas aumenta con respecto al promedio obtenido para los sistemas de todo el dominio, alcanzando 70 hrs (aproximadamente 3 días). Nuevamente el mes de ocurrencia de los ciclones con trayectorias más largas coincide con el mes de ocurrencia de ciclones con mayor tiempo de vida: setiembre (ver figura 3.16). Particularmente, el año 2009 se destacó por presentar los sistemas con mayor tiempo de vida y distancia media de trayectorias recorridas más alta.

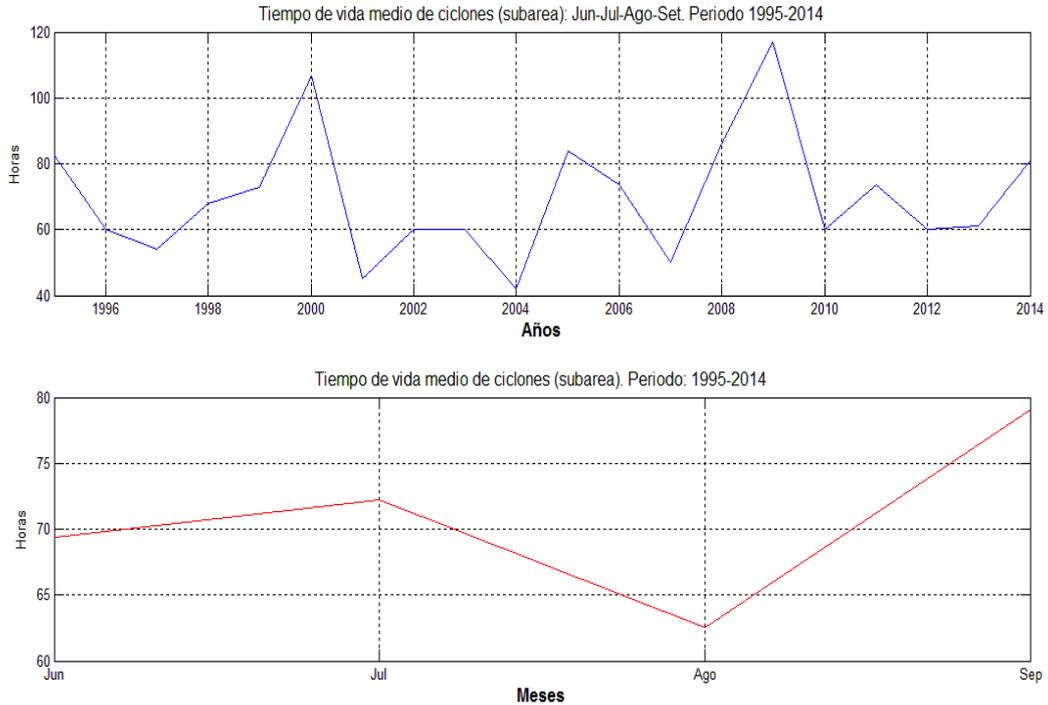


Figura 3.16: (arriba) Tiempo de vida medio de los ciclones por temporada en la subregión; (abajo) climatología del tiempo de vida de los ciclones en la subregión, para los meses JJAS.

En la figura 3.17 se puede observar una variabilidad interanual importante en cada mes. Particularmente setiembre se destaca por presentar dos picos importantes en el año 2000 y 2009 mientras que si se considera el resto de la serie sin esos “outliers”, la misma presenta un rango de variabilidad menor a los meses de junio y julio.

Estos ciclones pueden alcanzar una intensidad promedio de $-4,7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (valor de vorticidad mínima alcanzada durante su ciclo de vida). Julio es el mes con ciclones en promedio más intensos, pero agosto de 2006 fue el año con el máximo de intensidad registrado (ver figura 3.19). Nuevamente se observó que el mes con ocurrencia de ciclones más intensos no coincide con el mes de ocurrencia de ciclones con mayor tiempo de vida ni distancia recorrida (ver figura 3.18).

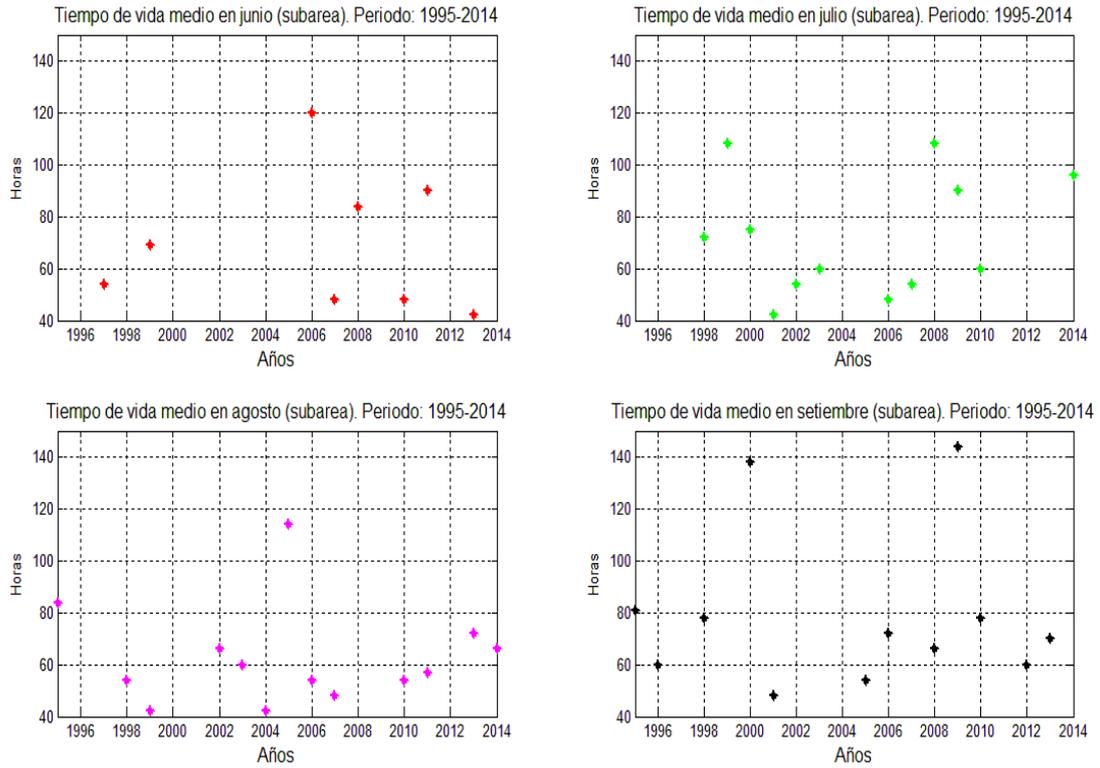


Figura 3.17: Variabilidad interanual del tiempo de vida medio de los ciclones seleccionados de la subregión discriminada por mes, para el período 1995-2014: Junio, Julio, Agosto, Setiembre.

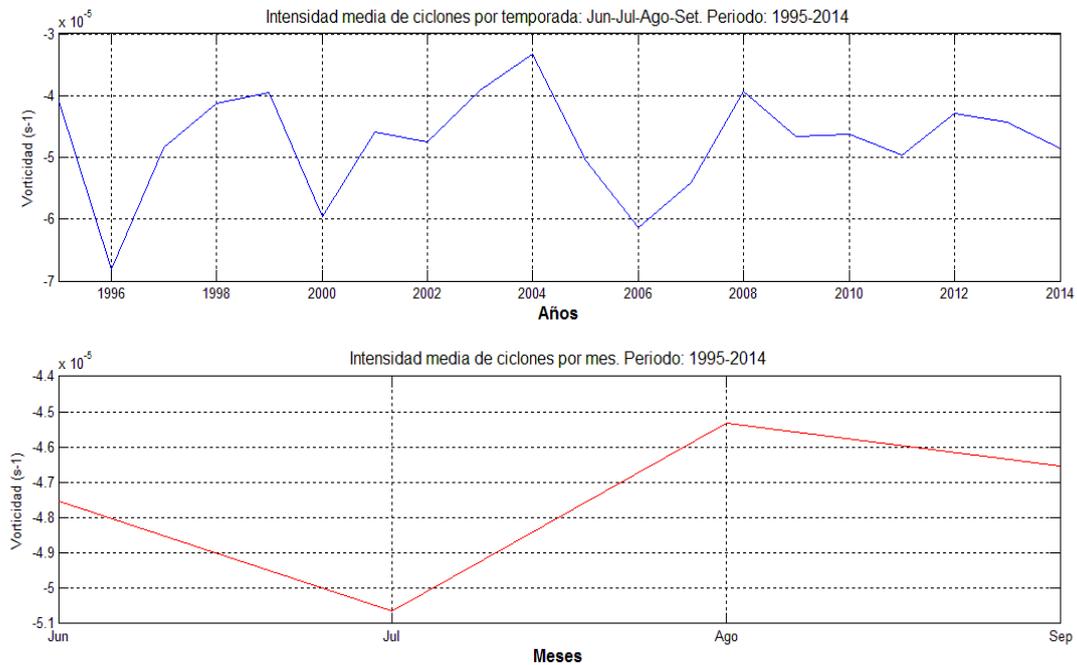


Figura 3.18: (arriba) Intensidad media de los ciclones de la subregión por temporada; (abajo) climatología de intensidad media de los ciclones en la subregión, para los meses JJAS.

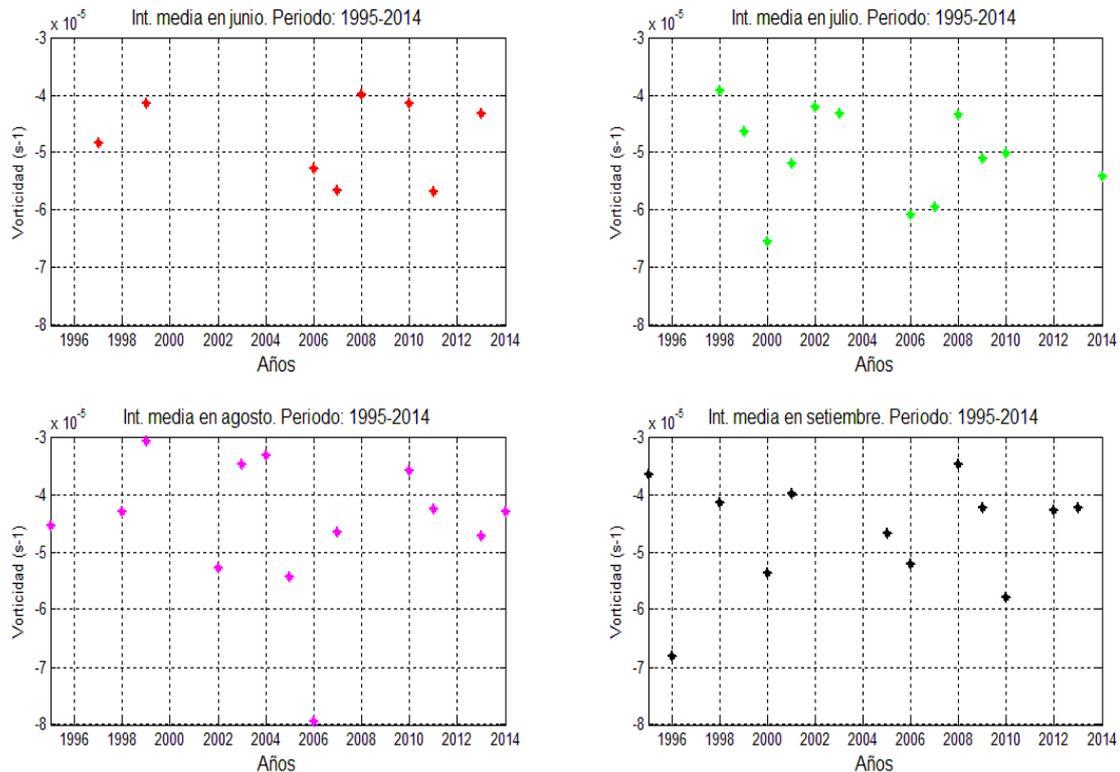


Figura 3.19: Variabilidad interanual de la intensidad media alcanzada por los ciclones seleccionados de la subregión, discriminada por mes, para el período 1995-2014: Junio, Julio, Agosto, Setiembre.

3.3- Relación con TSM y SAM.

Los resultados anteriores muestran que la frecuencia de ocurrencia de ciclones tiene una gran variabilidad interanual. En vista de ello se analizó su posible correlación con anomalías globales de TSM y con el SAM. En primer lugar, se halló la correlación de Pearson entre el promedio de la TSM en cada temporada con la cantidad de ciclones encontrados por año en todo el dominio de estudio. Luego se estudiaron las regiones de significancia estadística con un test de Student de 2 colas, con un nivel de significancia del 95%. El resultado se muestra en la figura 3.20.

Se observaron algunas regiones, notoriamente más importantes, con correlaciones negativas (en color azul) sobre la zona del océano Pacífico tropical este, además de algunas regiones sobre el océano Pacífico sur e Indico, cerca del continente antártico. También se pueden observar unas regiones más pequeñas como la plataforma de Argentina y en la región norte del océano Indico. Por otro lado, se observaron zonas de correlaciones positivas (en color rojo) en el océano Pacífico tropical oeste y una región muy pequeña en el Pacífico norte, sobre la costa asiática.

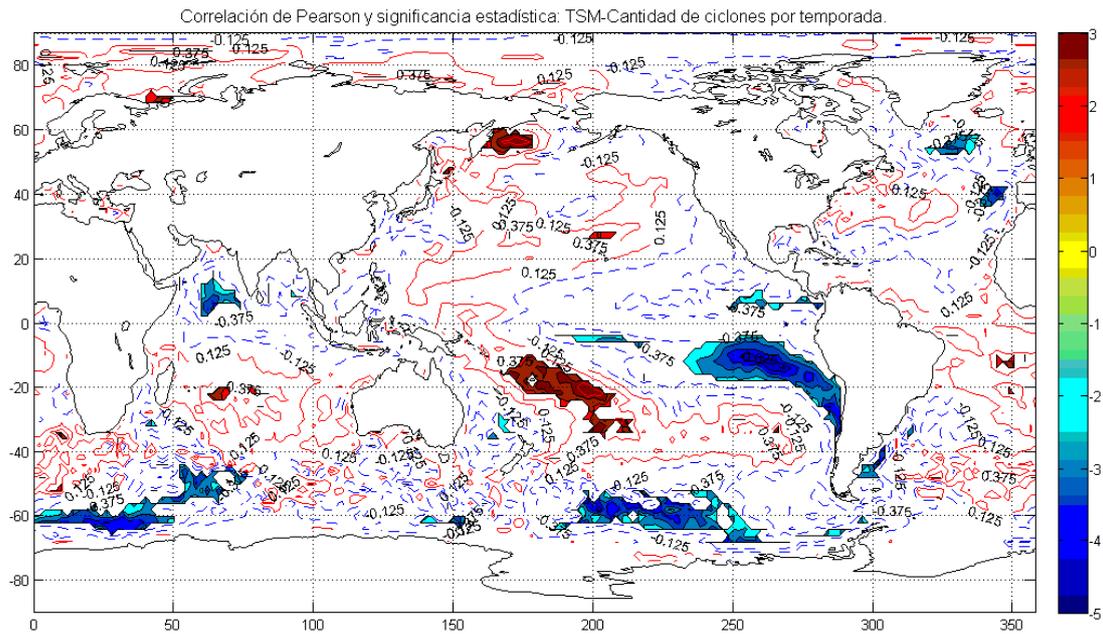


Figura 3.20: Correlación de Pearson entre promedio de TSM y cantidad de ciclones por temporada y regiones de significancia estadística para el período 1995-2014. Las líneas son contornos de correlación y las zonas coloreadas representan las zonas estadísticamente significativas (rojo: correlaciones positivas; azul: correlaciones negativas).

Luego se repitió este análisis pero quitando la tendencia que se observó en la serie temporal de cantidad de ciclones por temporada, para todo el dominio de estudio. Los resultados mostraron que las zonas con correlaciones estadísticamente significativas disminuyeron, pero aún se observaron algunas señales (ver figura 3.21). Las regiones con correlaciones positivas prácticamente desaparecieron al igual que las regiones con valores negativos sobre el océano Pacífico e Índico sur. Se destacaron dos regiones importantes en el océano Pacífico ecuatorial y la zona que se observaba más pequeña en el océano Índico norte, aumentó su tamaño en esta segunda instancia. Se pudieron observar también correlaciones negativas en el océano Atlántico norte, formando un tripolo.

Este análisis se discriminó por mes y se pudo observar que los patrones más marcados se dan en los meses de junio y julio, mientras que en agosto y setiembre las señales observadas disminuyen significativamente (ver figura 3.22).

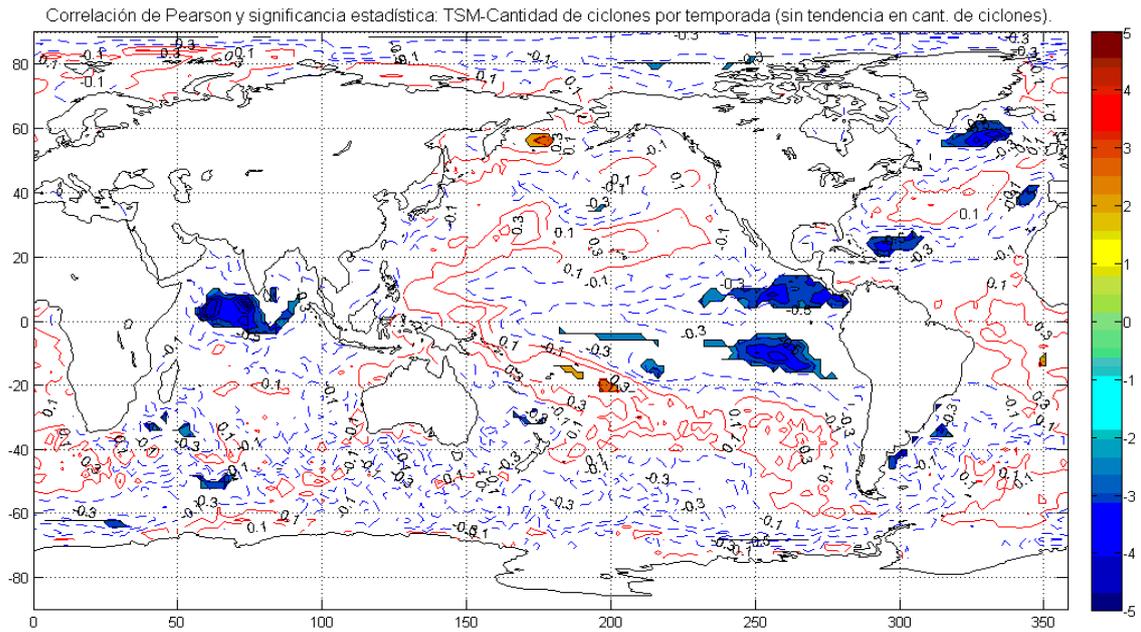


Figura 3.21: Correlación de Pearson entre promedio de TSM y cantidad de ciclones por temporada (sin tendencia) y regiones de significancia estadística para el período 1995-2014. Las líneas son contornos de correlación y las zonas coloreadas representan las zonas estadísticamente significativas (rojo: correlaciones positivas; azul: correlaciones negativas).

Figura 3.22: Correlación de Pearson entre promedio de TSM y cantidad de ciclones por mes y regiones de significancia estadística para el período 1995-2014. Las líneas son contornos de correlación y las zonas coloreadas representan las zonas estadísticamente significativas (rojo: correlaciones positivas; azul: correlaciones negativas).

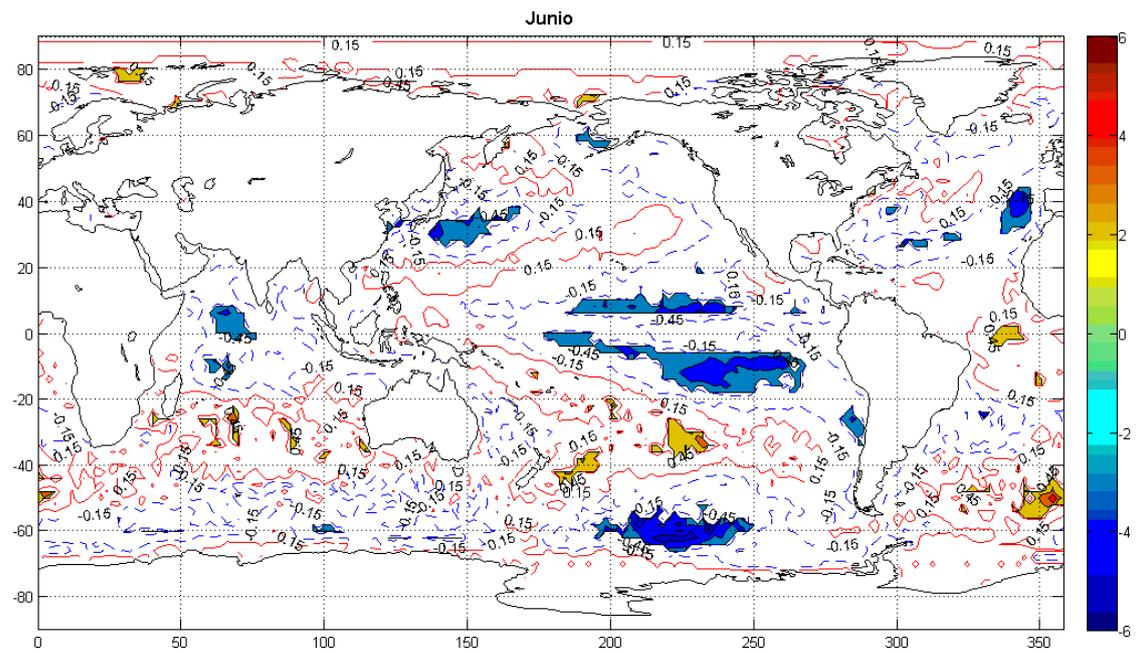
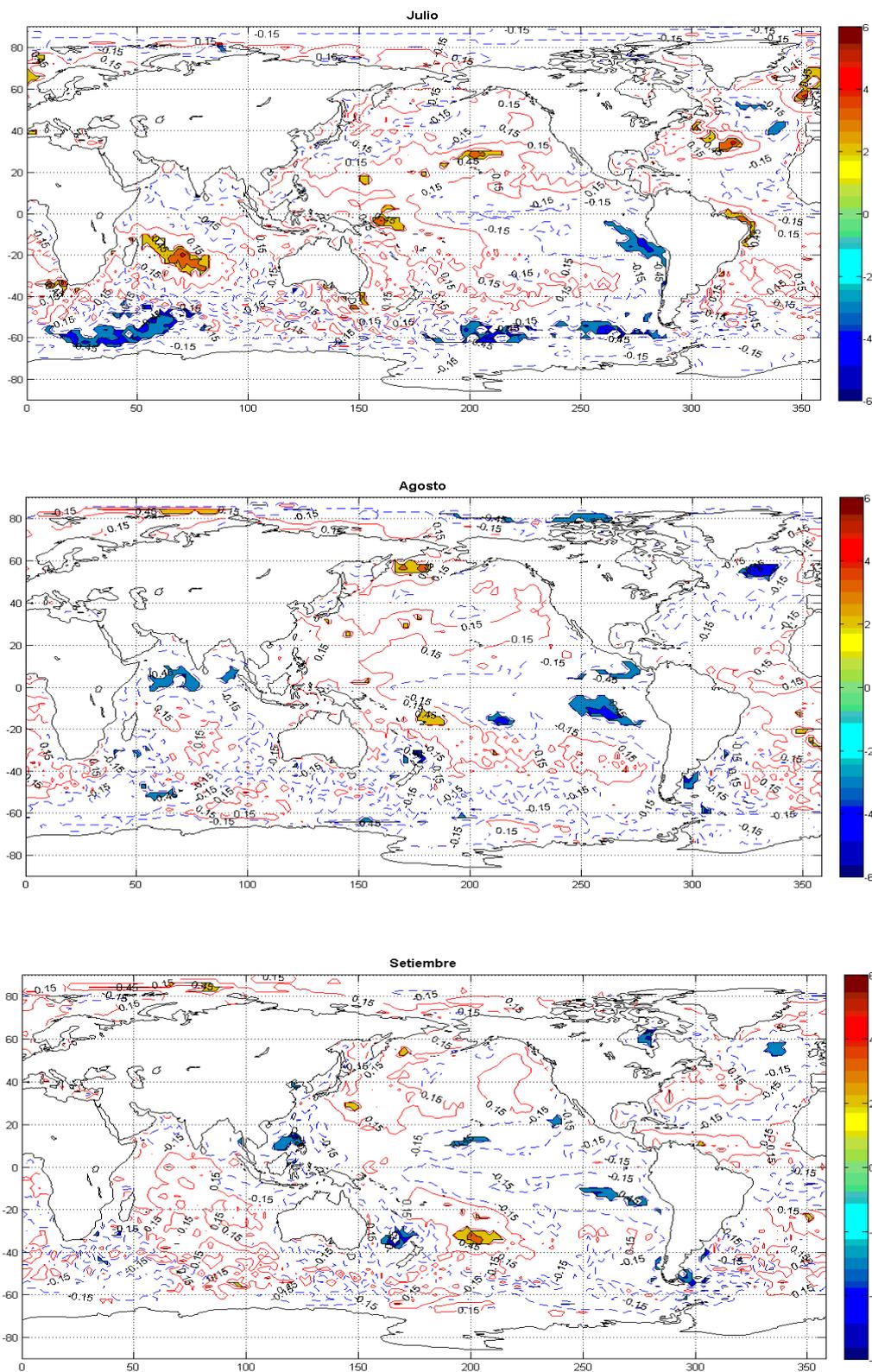


Figura 3.22: Correlación de Pearson entre promedio de TSM y cantidad de ciclones por mes y regiones de significancia estadística para el período 1995-2014. Las líneas son contornos de correlación y las zonas coloreadas representan las zonas estadísticamente significativas (rojo: correlaciones positivas; azul: correlaciones negativas).



Por otro lado, el análisis de correlaciones entre la TSM y la serie de ocurrencia de ciclones por temporada de los eventos seleccionados en la subregión de estudio mostraron que las señales más fuertes fueron: zonas de correlación negativa con el océano Pacífico central y regiones de correlación positiva en el océano Atlántico ecuatorial, sobre la costa de Sudamérica. Este resultado se puede observar en la figura 3.23 y sugiere que durante años de eventos La Niña el número de ciclones intensos aumenta en la región cercana a nuestro país, mientras que durante años El Niño decrece. Al mismo tiempo un océano Atlántico tropical más cálido que lo normal parece también favorecer el desarrollo de ciclones intensos.

Los resultados del análisis de correlación entre la cantidad de eventos detectados y el índice de SAM se muestran en la tabla 3.1. La primer columna muestra las correlaciones por temporada y las columnas siguientes, los valores de correlación discriminados por mes. En forma análoga se realizó el análisis de correlación entre el índice del SAM y la cantidad de ciclones detectados en la subregión, por temporada. Los resultados se pueden observar en la misma tabla.

Tabla 3.1: Valores de correlación y significancia estadística entre la cantidad de ciclones detectados en todo el dominio y el índice del SAM por temporada y por mes. Idem para los ciclones detectados en la subregión.

	JJAS		Junio		Julio		Agosto		Setiembre	
	Corr. de Pearson	Sign. Estad.								
Dominio completo	-0,3782	NO	0,0698	NO	-0,1314	NO	-0,4048	SI	-0,1996	NO
Subregión	-0,0253	NO	-	-	-	-	-	-	-	-

Las correlaciones de Pearson calculadas con los ciclones de todo el dominio no resultaron significativas, excepto en el análisis para el mes de agosto. Esta correlación implica que el número de ciclones intensos aumenta cuando los vientos del oeste se expanden a la zona ecuatorial, un resultado similar al encontrado por Silvestri y Vera (2003). En el caso de los ciclones seleccionados de la subregión, no se realizó el análisis discriminado por mes porque la cantidad de eventos encontrados fueron muy pocos y los resultados arrojados podrían ser poco significativos.

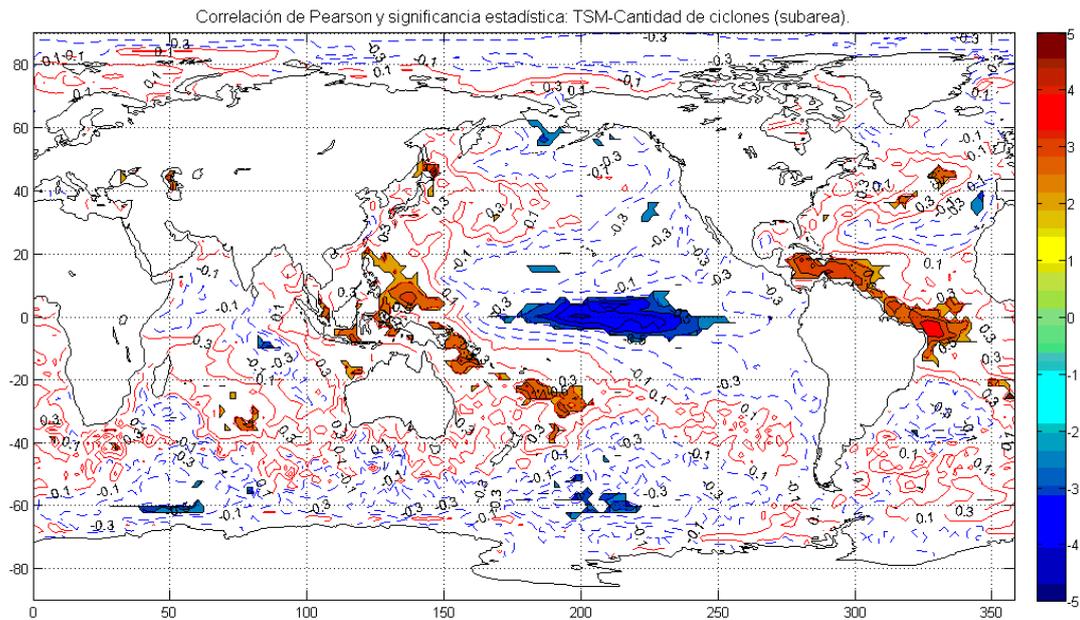


Figura 3.23: Correlación de Pearson entre promedio de TSM y cantidad de ciclones por temporada (ciclones seleccionados en la subárea de estudio) y regiones de significancia estadística para el período 1995-2014. Las líneas son contornos de correlación y las zonas coloreadas representan las zonas estadísticamente significativas (rojo: correlaciones positivas; azul: correlaciones negativas).

3.4- Análisis dinámico del ciclón del 23 de agosto del 2005.

En esta sección se enfocó sobre un evento en particular: el ciclón que pasó sobre nuestro país el 23 de agosto del 2005. A los efectos de este trabajo, este sistema fue detectado por el algoritmo de rastreo implementado (que identifica vorticidades menores a $-2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) el día 23 de agosto a las 12:00 UTC y puso su fin el día 28 de agosto a las 06:00 UTC.

3.4.1 Evolución del ciclón.

La evolución temporal (en intervalos de 12 hrs) del campo de vorticidad en 850 hPa que lo caracterizó se muestra en la figura 3.24.

Figura 3.24: Evolución del campo de vorticidad en 850 hPa que caracterizó al evento estudiado, representado en intervalo de 12 hrs. El punto negro representa la ubicación del centro ciclónico en cada paso de tiempo.

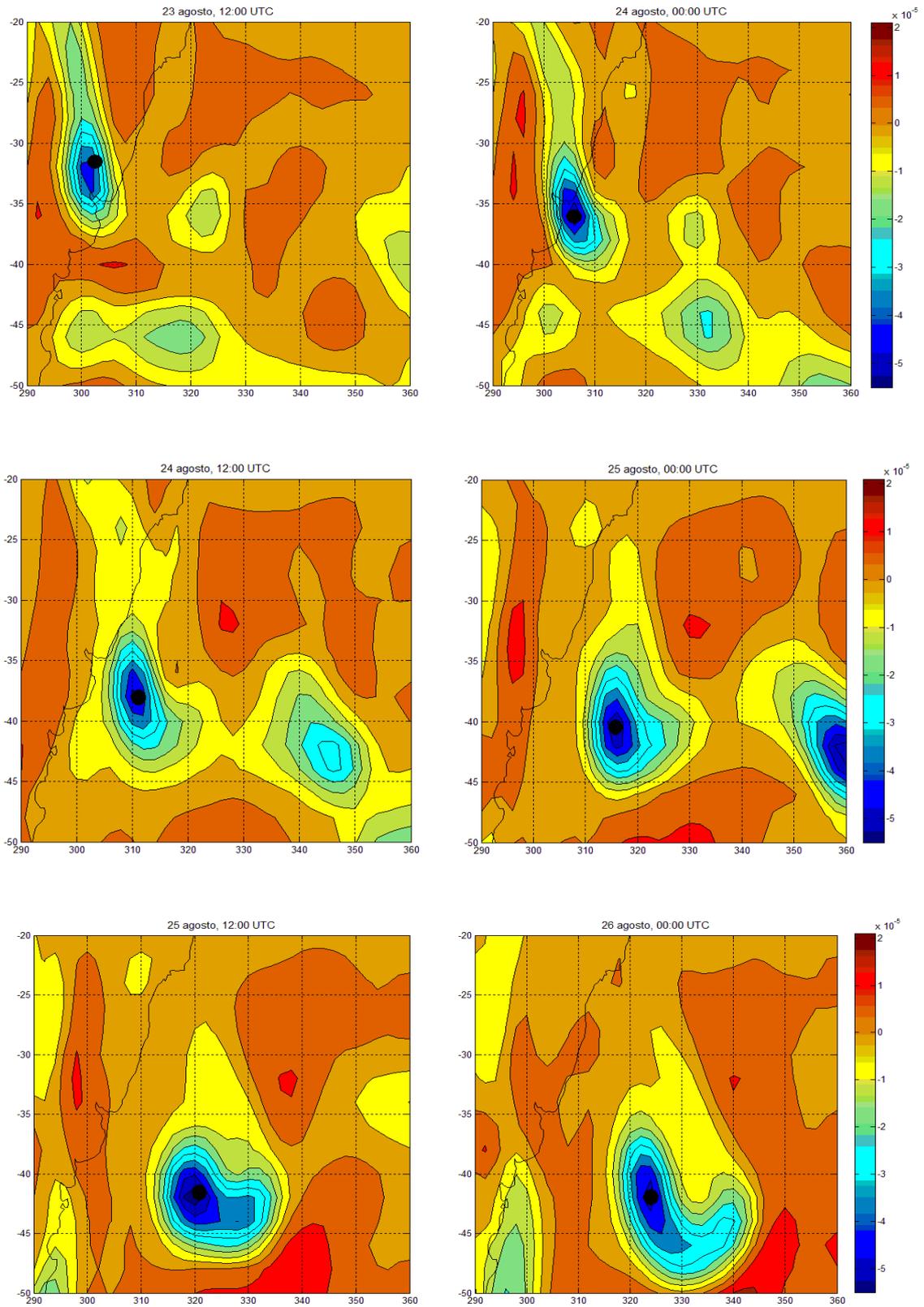
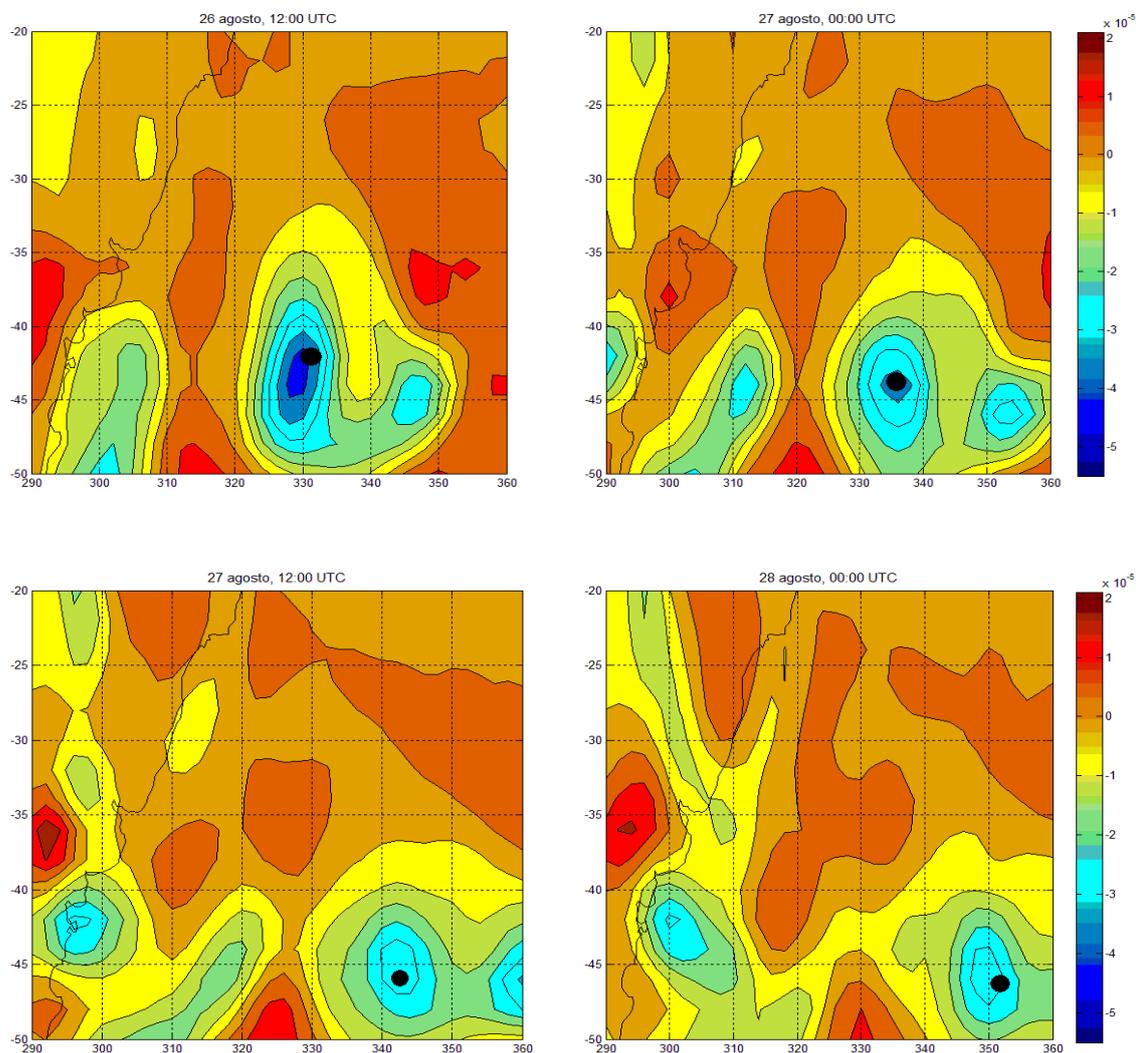


Figura 3.24: Evolución del campo de vorticidad en 850 hPa que caracterizó al evento estudiado, representado en intervalo de 12 hrs. El punto negro representa la ubicación del centro ciclónico en cada paso de tiempo.



Este sistema recorrió una trayectoria total de 4752 km en 114 hrs (aproximadamente 5 días) y alcanzó una intensidad máxima (medida en términos de vorticidad en el centro del sistema) de $-5,4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. La trayectoria recorrida se observa en la figura 3.25: el mismo se originó en la región centro-este de Argentina y se desplazó en dirección sur-este durante todo su recorrido.

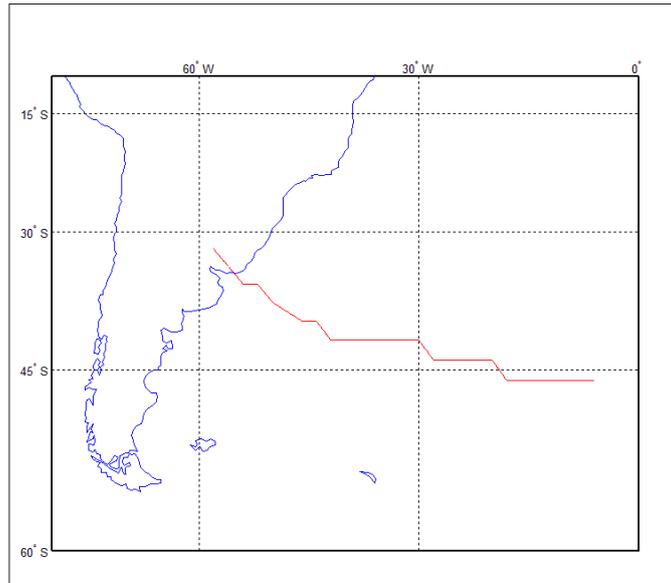


Figura 3.25: Trayectoria del evento analizado en esta etapa: el ciclón del 23 de agosto del 2005.

Es interesante notar la evolución de la intensidad en todo su ciclo de vida. En la figura 3.26 se muestra el valor de la vorticidad en 850 hPa en el centro del sistema durante su ciclo de vida: este campo presenta un mínimo relativo a las 12 hrs de haber sido detectado por primera vez y luego vuelve a mostrar un mínimo absoluto sobre las 42 hrs. Este patrón divide naturalmente en dos etapas la evolución de este ciclón: la etapa de intensificación del evento que comprende las primeras 48 horas de vida del mismo y la etapa de debilitamiento que abarca a partir de las 48 horas hasta que el mismo desaparece (114 hrs después de haber sido detectado por primera vez).

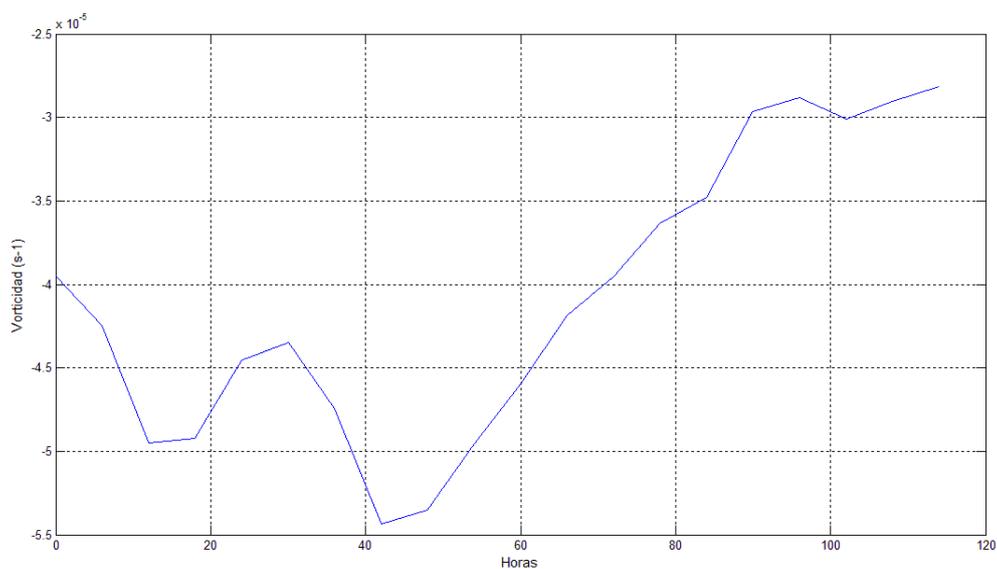


Figura 3.26: Evolución temporal de la vorticidad en el centro del ciclón.

Por otro lado, a partir de la figura 3.24 se observó que la estructura del campo de vorticidad asociado a este evento no es simétrica alrededor del evento estudiado por lo que se decidió analizar el campo de vorticidad geostrófica y viento geostrófico generado alrededor del mismo. La evolución temporal de estos campos se muestra en la figura 3.27.

A simple vista, se puede observar que el campo de viento geostrófico es más intenso (en valor absoluto) en el hemisferio ecuatorial del ciclón con respecto al hemisferio polar y es más intenso (también en valor absoluto) en la mitad este del sistema con respecto a la mitad oeste.

También se pudo observar que el campo de vorticidad geostrófica asociada al ciclón tiene una forma aproximadamente circular en la etapa más temprana de vida y en las etapas siguientes comienza a elongarse hacia el este del centro del ciclón. A su vez, el campo de viento geostrófico acompañó esta evolución de forma que la dirección del viento geostrófico al oeste del centro del ciclón es fuertemente meridional mientras que la dirección al este del ciclón tiene una componente zonal.

Figura 3.27: Evolución temporal del campo de vorticidad geostrófica y viento geostrófico, cada 12 hrs, alrededor del evento estudiado. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

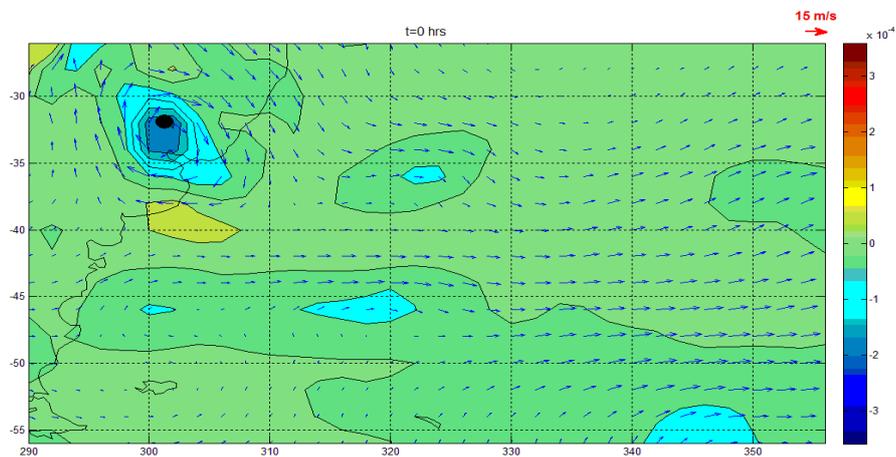


Figura 3.27: Evolución temporal del campo de vorticidad geostrófica y viento geostrófico, cada 12 hrs, alrededor del evento estudiado. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

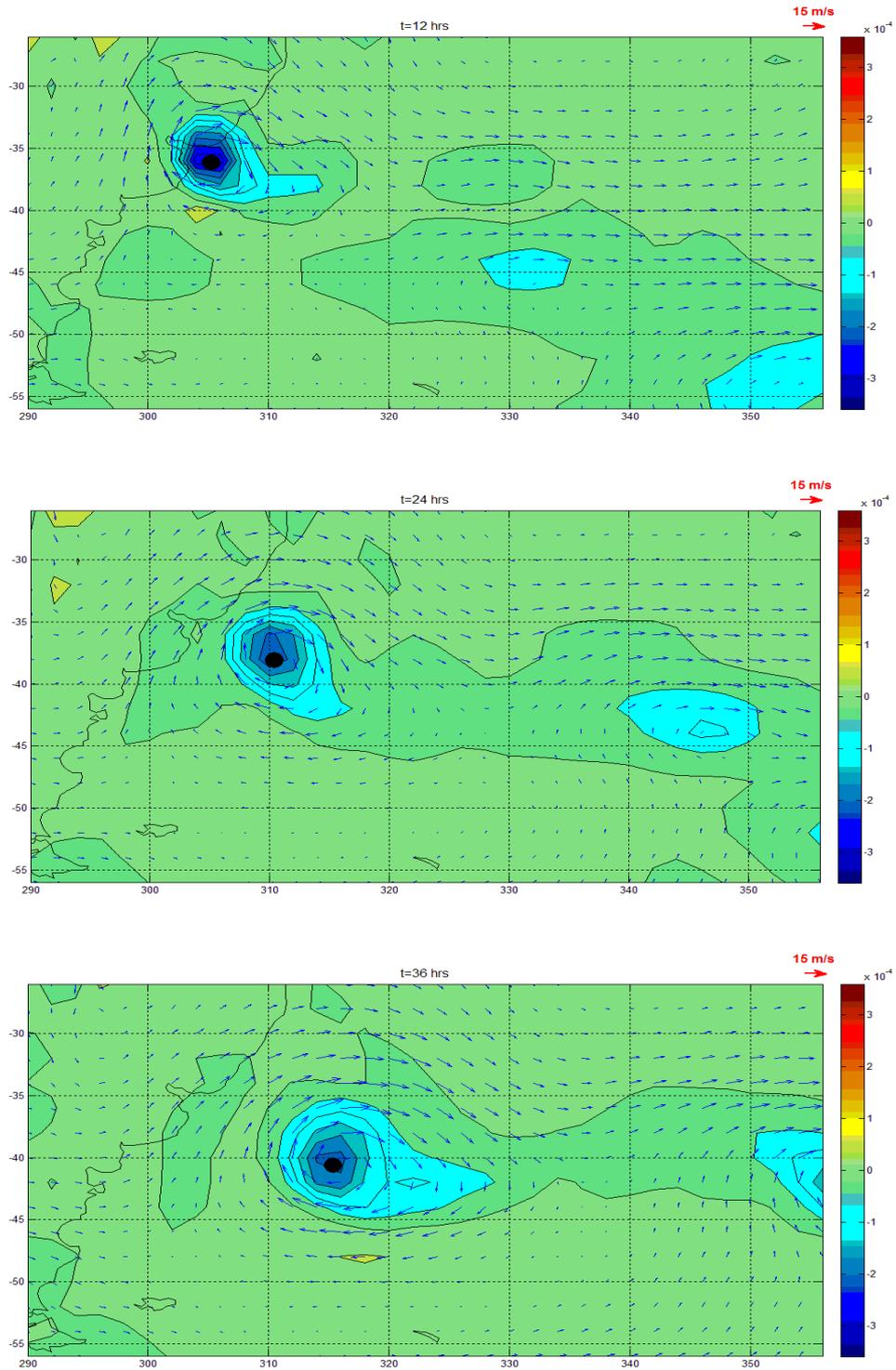


Figura 3.27: Evolución temporal del campo de vorticidad geostrófica y viento geostrófico, cada 12 hrs, alrededor del evento estudiado. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

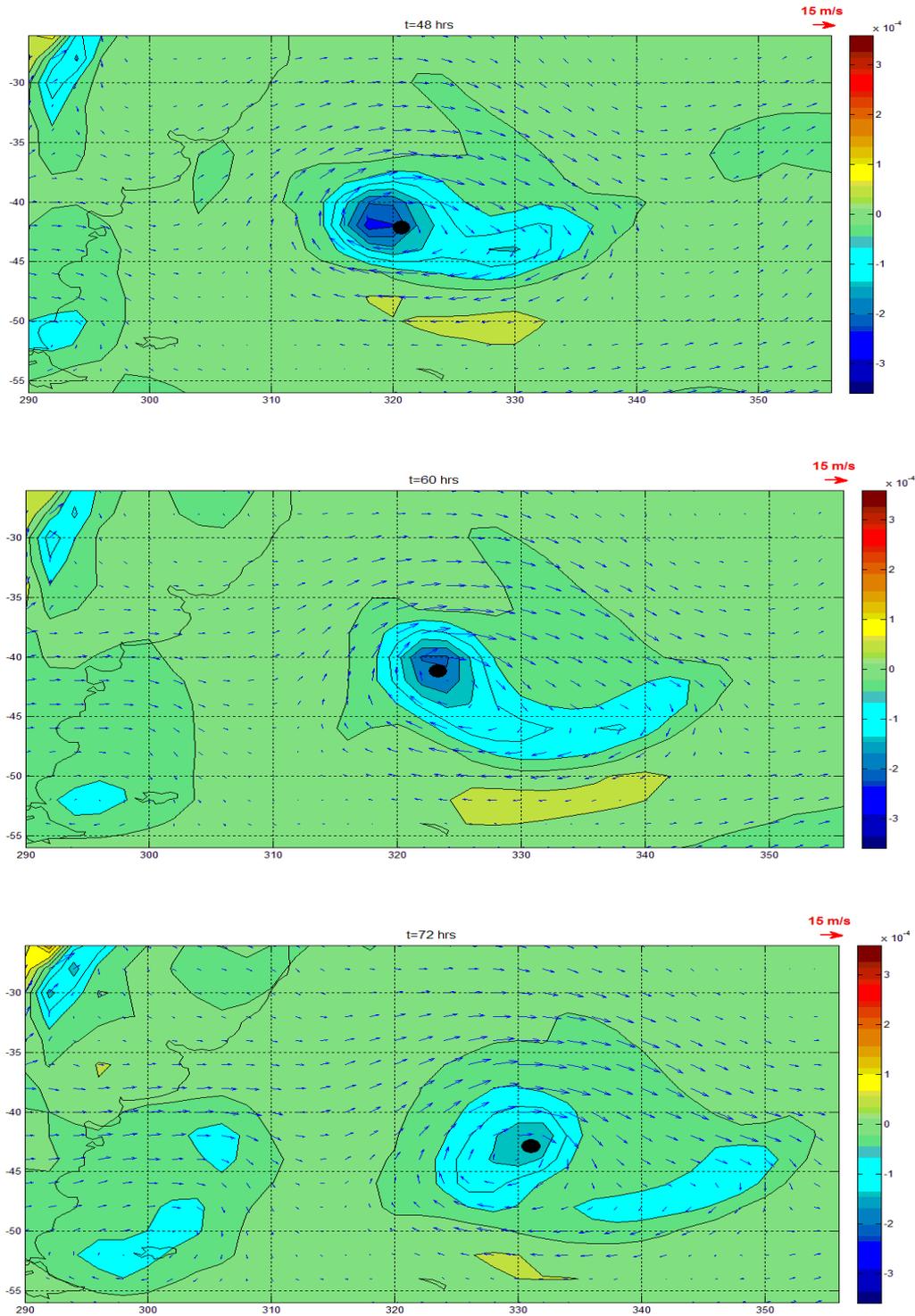
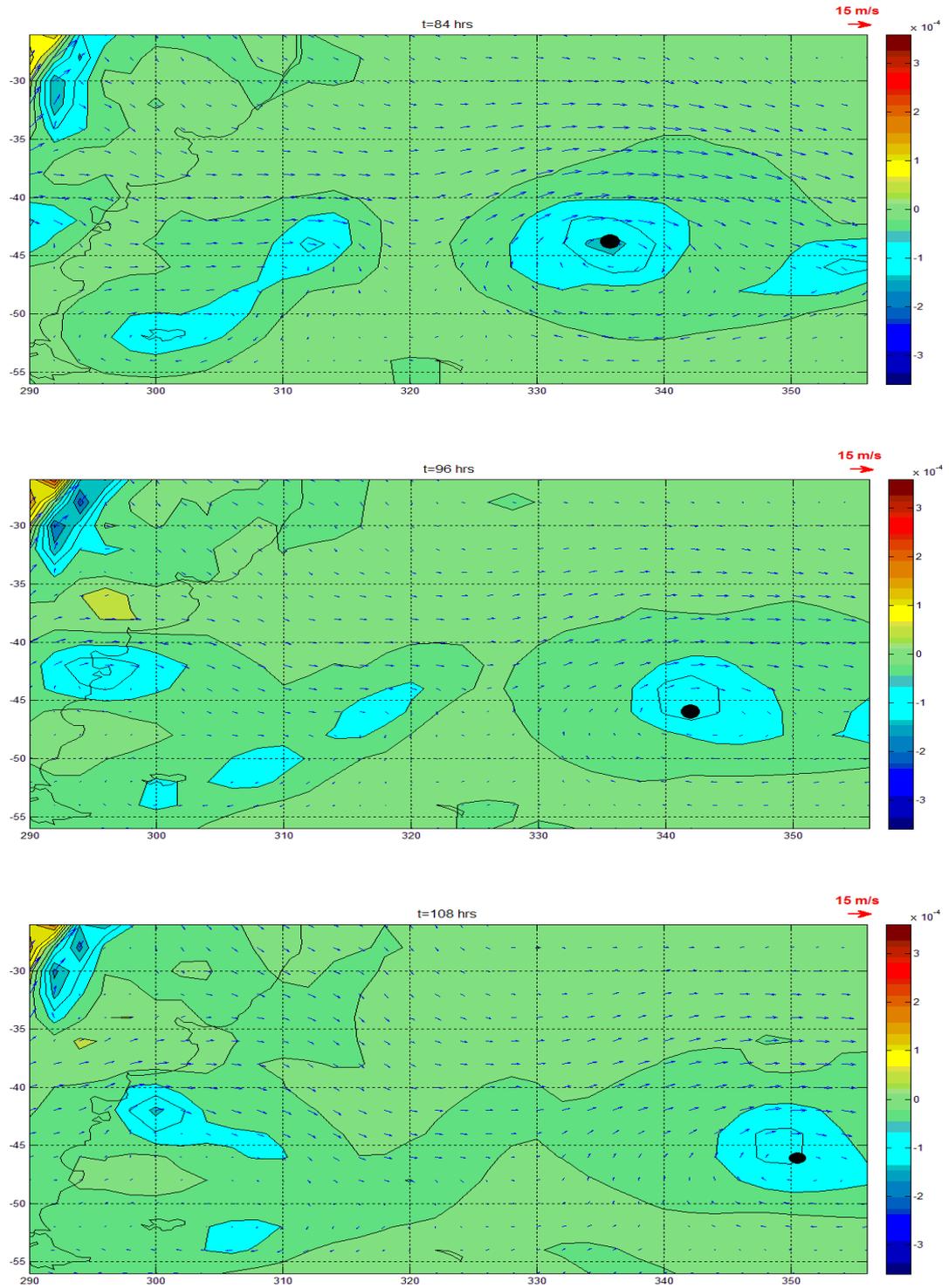


Figura 3.27: Evolución temporal del campo de vorticidad geostrófica y viento geostrófico, cada 12 hrs, alrededor del evento estudiado. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.



Con el objetivo de comprobar esta observación, se construyó el promedio de las componentes u_g y v_g en la zona de influencia del ciclón. Para ello se promedió la componente u_g al norte y al sur del centro del ciclón en los 500 km más cercanos, en cada paso de tiempo. Luego se calculó la diferencia en valor absoluto (ver figura 3.28).

En forma análoga, se calculó el promedio de v_g radialmente al este y oeste del centro del ciclón, en los 500 km más cercanos. Luego se calculó la diferencia entre ambos valores en valor absoluto (ver figura 3.29). Se eligió una distancia de 500 km por considerar que es una escala espacial típica de este tipo de fenómenos.

En ambos gráficos se puede observar que efectivamente sucede lo que a simple vista se puede intuir de las figuras del campo de viento geostrofico: las diferencias en valores absolutos indican que la componente u_g en el flanco ecuatorial del ciclón es más intensa que en el flanco polar y la componente v_g al oeste del ciclón es más intensa que al este del mismo.

Otro aspecto a destacar es que en las etapas de desarrollo e intensificación del sistema predomina fuertemente el viento geostrofico asociado a la estructura ciclónica frente a la componente del flujo medio climatológico de la circulación general, cuya componente es principalmente proveniente del oeste. Esto se observa ya que la componente v_g es más intensa en la primer mitad de ciclo de vida del ciclón y se va atenuando en las horas siguientes y la componente u_g en el flanco ecuatorial del ciclón en la etapa de desintensificación del sistema se mantiene lo que indica que el sistema se confunde con el flujo medio típico de las latitudes medias (vientos del oeste).

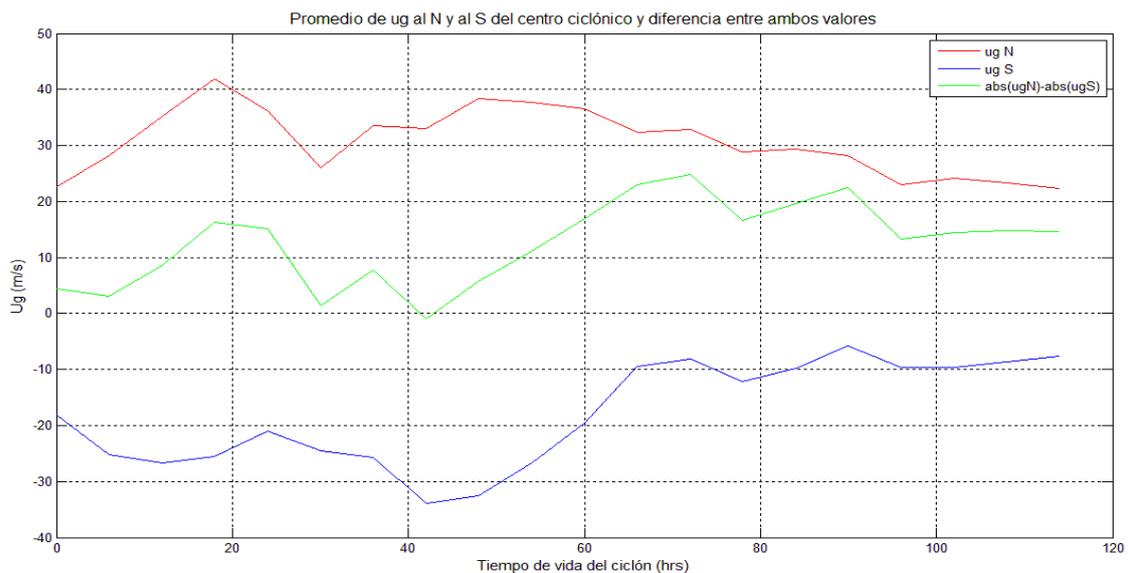


Figura 3.28: Promedio radial de la componente u_g al norte (línea roja) y al sur (línea azul) del centro del ciclón durante su ciclo de vida. La línea verde representa la diferencia en valor absoluto entre ambas componentes.

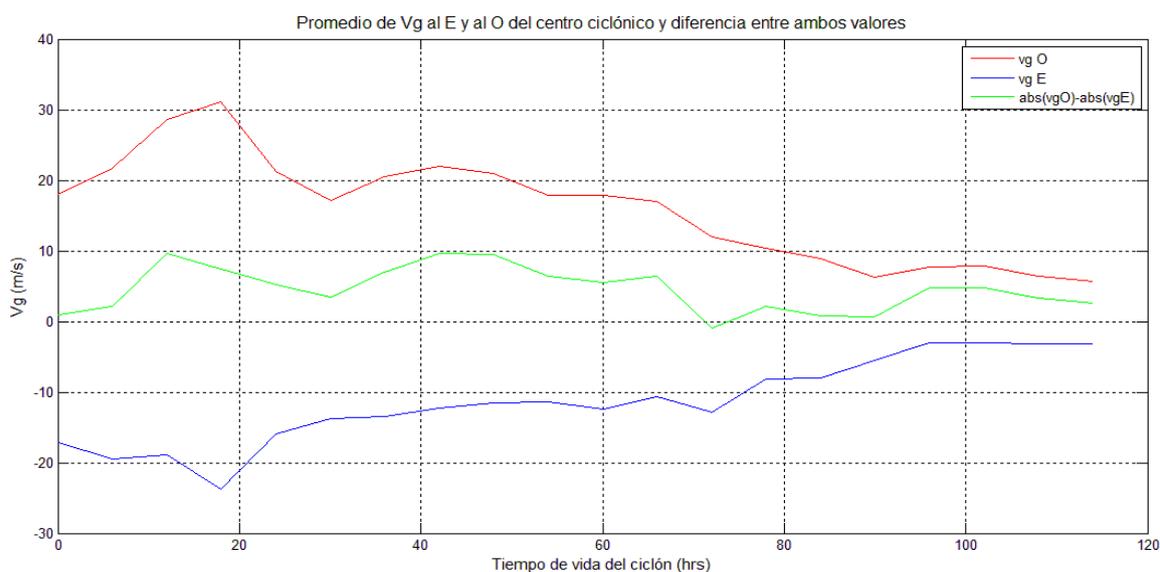


Figura 3.29: Promedio radial de la componente v_g al oeste (línea roja) y al este (línea azul) del centro del ciclón durante su ciclo de vida. La línea verde representa la diferencia en valor absoluto entre ambas componentes.

3.4.2 Procesos que gobiernan la evolución del ciclón.

Una vez identificado el evento, se evaluó la evolución temporal de los términos I y II de la ecuación de tendencia de vorticidad geostrófica (Ec 2.3) y la diferencia entre ambos términos, como se describió en el capítulo 2.

La figura 3.30 muestra la evolución temporal del campo de la tendencia de la vorticidad geostrófica (término I), en el dominio que involucra el ciclón estudiado. Este campo se caracteriza por presentar una estructura de dipolo alrededor del centro del ciclón muy bien definida desde la etapa de identificación del mismo ($t=0$ hrs), hasta que comienza a disolverse (a partir de $t=72$ hrs). Recordando que la vorticidad relativa de un ciclón es negativa, el dipolo indica una intensificación (decaimiento) en la región negativa (positiva) y por lo tanto un desplazamiento.

Figura 3.30: Evolución temporal del campo generado por la tendencia de vorticidad geostrófica (término I de la Ec 2.3), cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

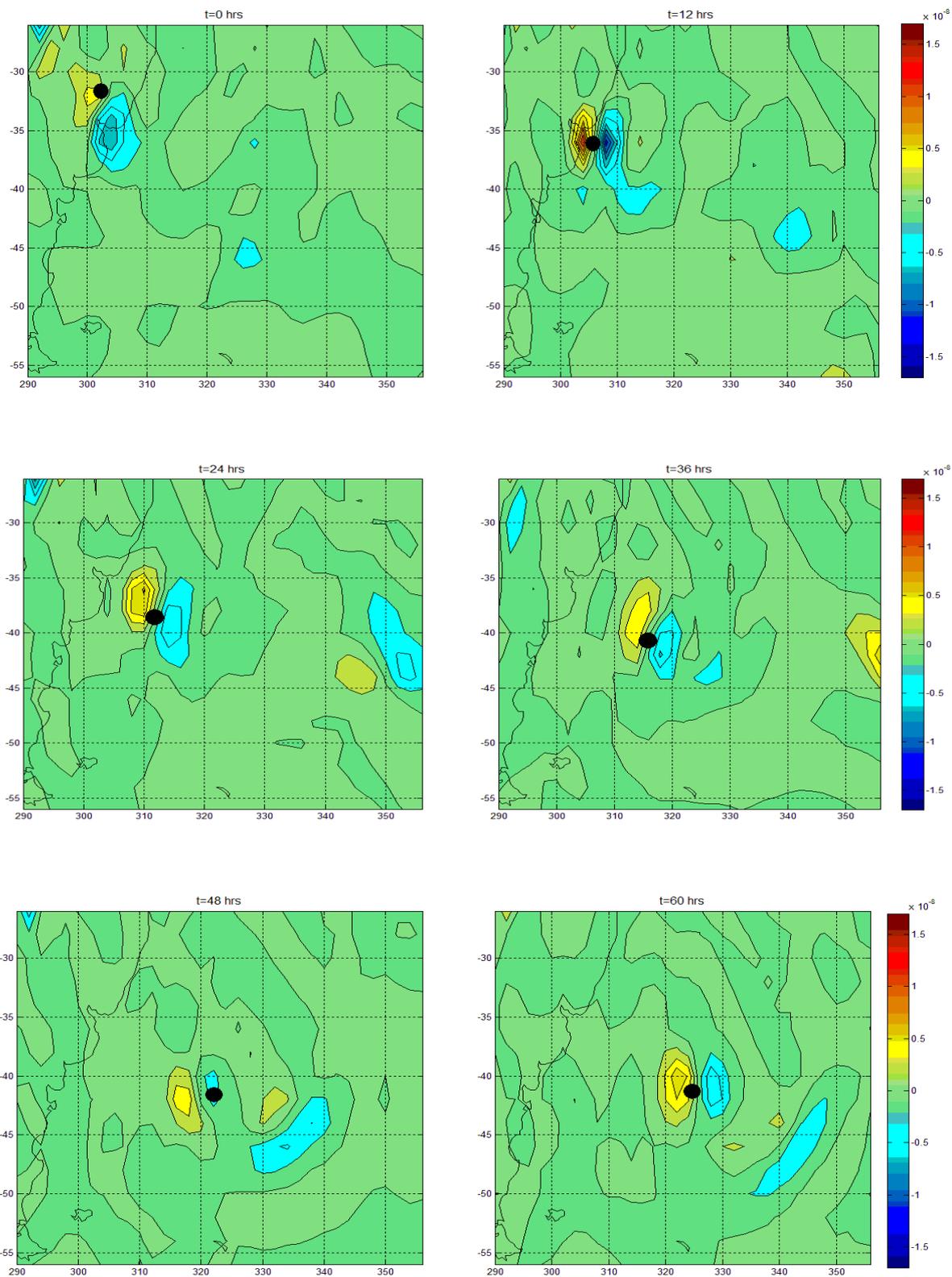
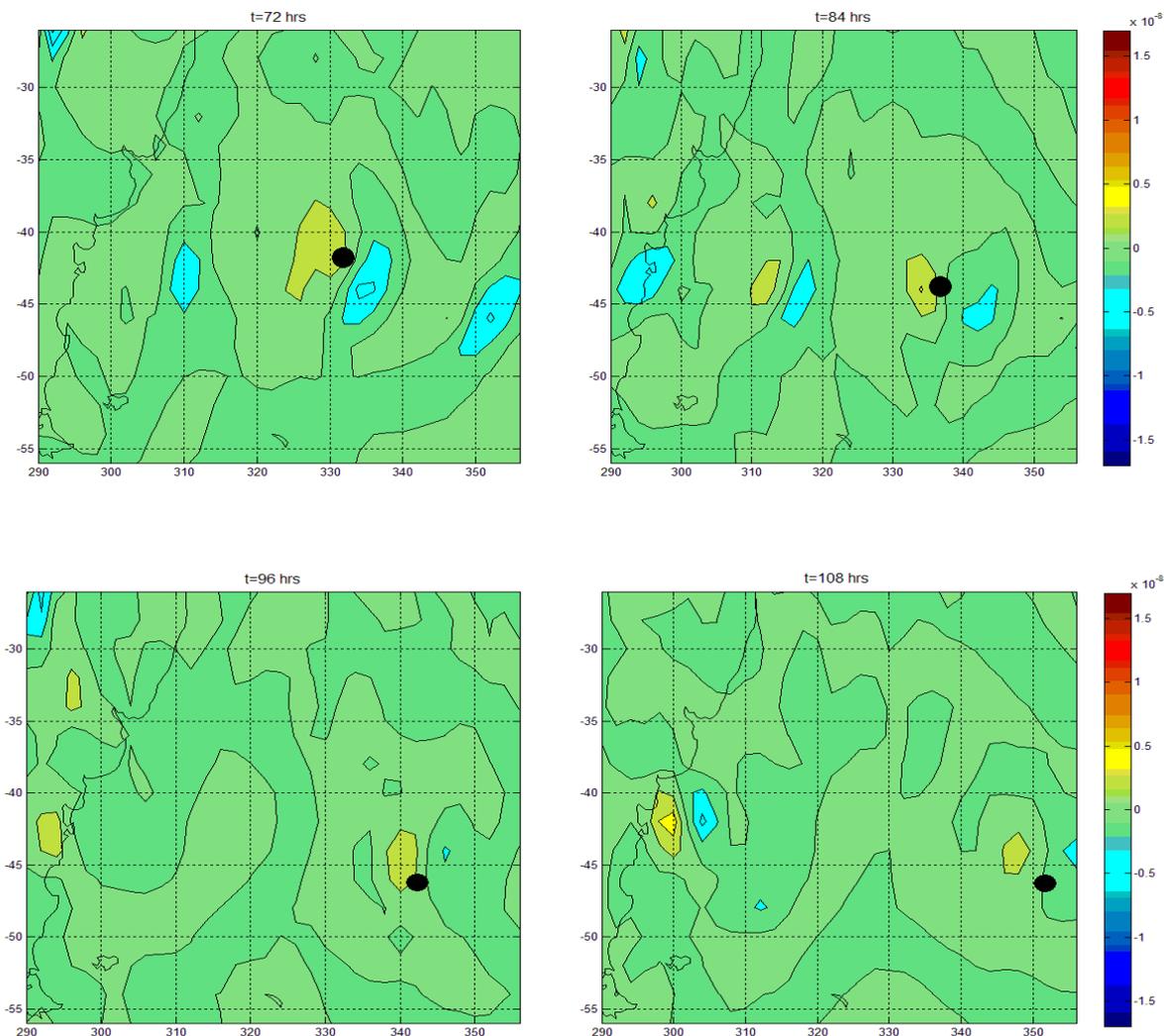


Figura 3.30: Evolución temporal del campo generado por la tendencia de vorticidad geostrófica (término I de la Ec 2.3), cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.



Se puede observar también que en la etapa temprana de formación del sistema el dipolo alcanza su máximo de intensidad. Además, el polo negativo (o sea, la tendencia negativa de vorticidad geostrófica) se encuentra siempre hacia el este del centro del ciclón lo cual es razonable ya que es hacia donde se desplaza el centro del sistema en el tiempo siguiente, mientras que el polo positivo se encuentra hacia el oeste del centro del ciclón.

También fue evaluada la evolución temporal del término II de la ecuación 2.3, ver figura 3.31. Este término representa la advección de vorticidad absoluta de toda la columna atmosférica y su contribución a la tendencia de vorticidad geostrófica en 850 hPa.

La estructura de este campo no se ve tan definida como la generada por el término I . Desde el momento en que se detectó el sistema hasta el tiempo $t=60$ hrs de su ciclo de vida, la

estructura se aproximó a un cuádrupolo aunque, en algunas etapas, este se muestra debilitado. La estructura del cuádrupolo se ubica de forma tal que en el hemisferio ecuatorial del ciclón, el polo positivo y negativo coinciden con la estructura que se observó en el campo generado por el término I . Esto da a entender que en el hemisferio ecuatorial del ciclón este término favorece el desplazamiento del sistema hacia el este, mientras que en el hemisferio polar desfavorece este desplazamiento, aunque la estructura es más débil. Desde $t=72$ hrs hasta el final del ciclo de vida del ciclón, no se observa una estructura definida y en algunos momentos se pudo observar un dipolo débil.

Figura 3.31: Evolución temporal del campo generado por la integral del término de advección de vorticidad absoluta (término II de la Ec.2.3), cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

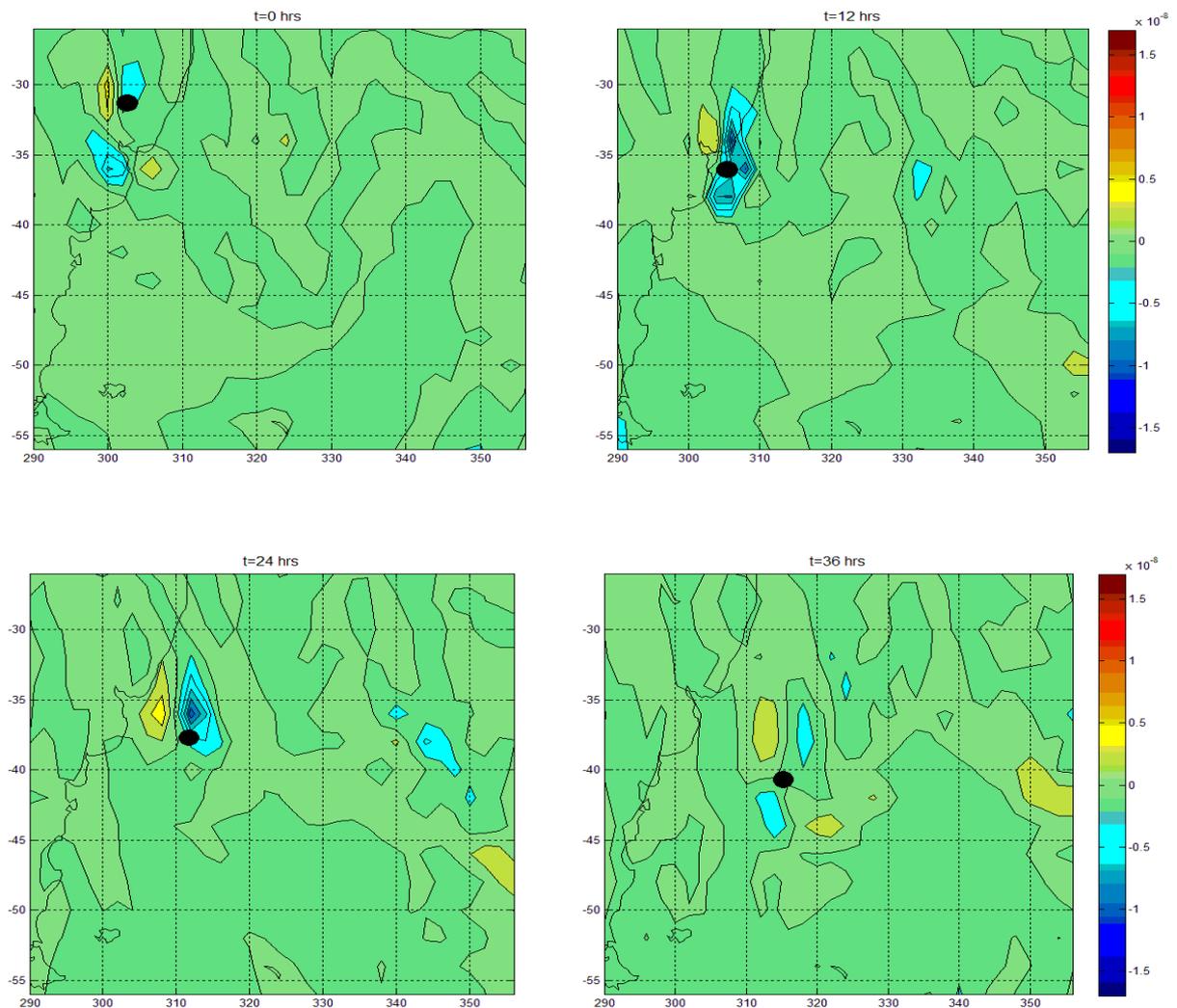
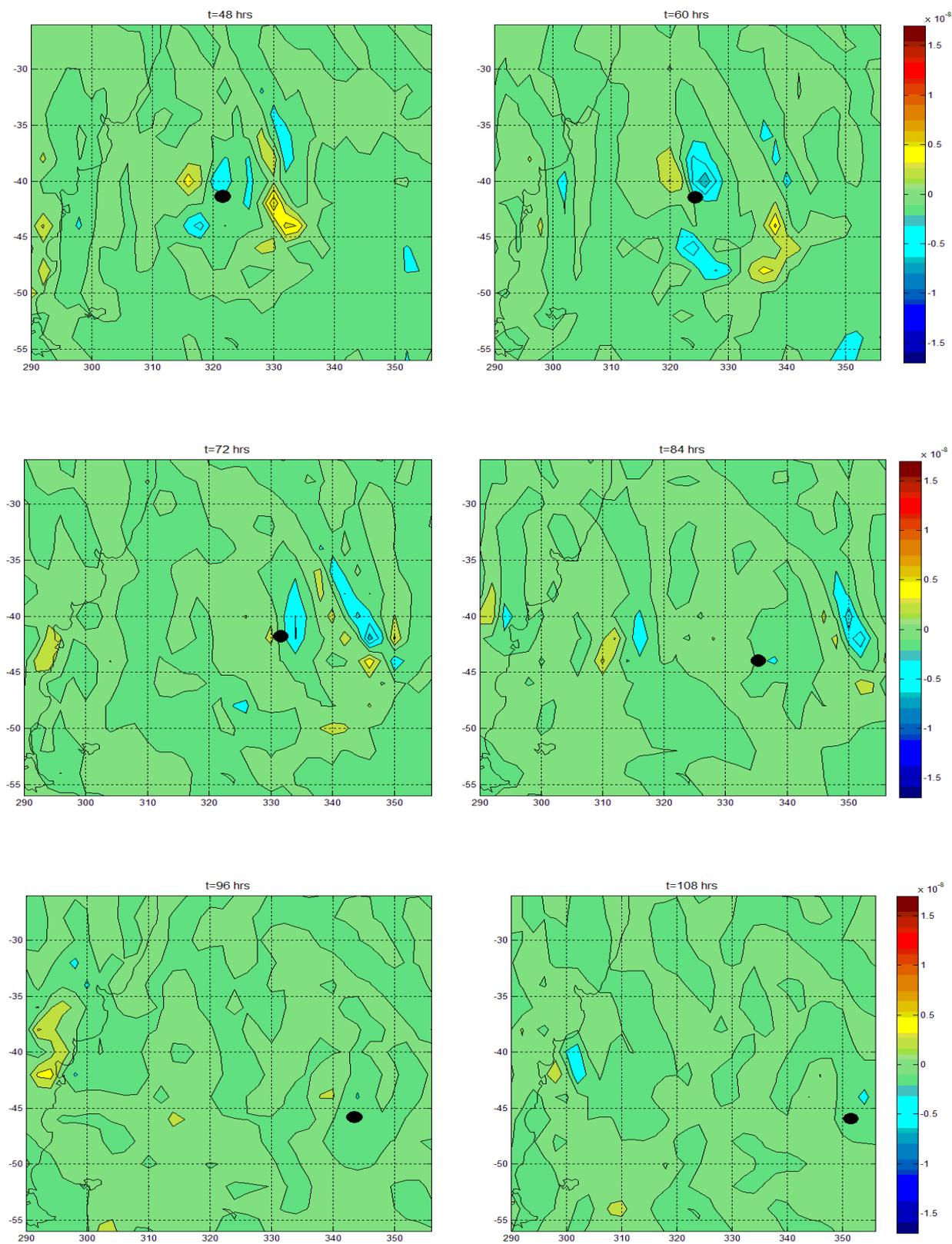


Figura 3.31: Evolución temporal del campo generado por la integral del término de advección de vorticidad absoluta (término II de la Ec.2.3), cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.



Por último, se evaluó la diferencia entre ambos términos, lo cual representa principalmente los forzantes termodinámicos de toda la columna atmosférica en la tendencia de vorticidad geostrófica en 850 hPa. La figura 3.32 muestra la evolución temporal de este campo, cada 12 hrs.

La estructura generada por este campo es similar a la observada en el campo del término *I* durante las primeras 48 hrs de vida del mismo. Debido a estas similitudes entre la figura 3.30 y 3.32, se puede deducir que la influencia de los forzantes termodinámicos fue más importante en la etapa de desarrollo e intensificación de este ciclón y favorecieron el desplazamiento del evento hacia el sureste.

Luego de las 60 horas de vida, los campos generados por el término *II* y por la diferencia entre los términos *I* y *II* no presentan estructuras definidas, aunque el campo generado por los forzantes termodinámicos fueron aún menos definidos que el campo generado por el forzante dinámico y hacia las últimas horas de vida del evento los valores de estos términos son muy pequeños.

Figura 3.32: Evolución temporal del campo generado por la diferencia entre el término *I* y *II* de la Ec 2.3, cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

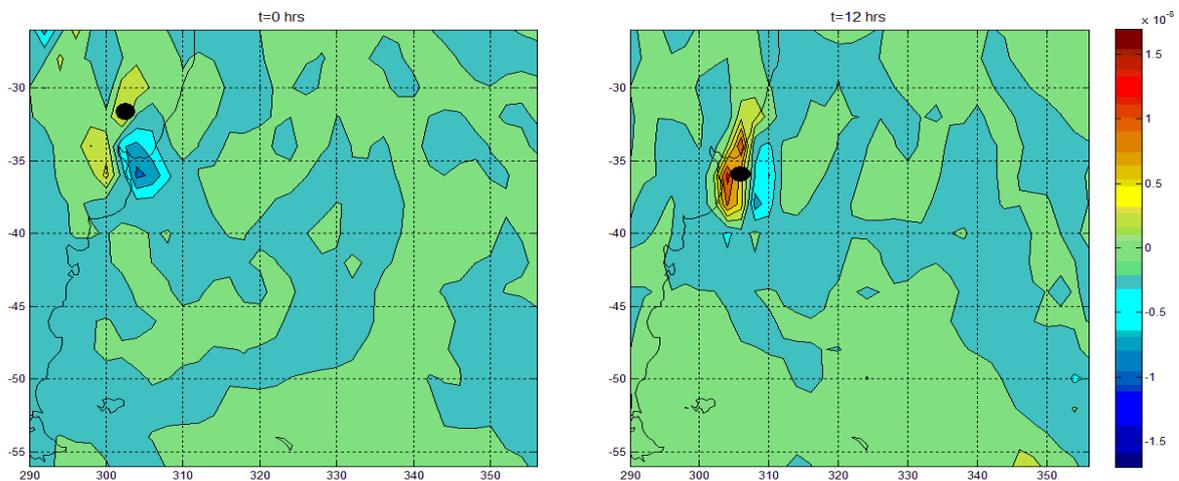


Figura 3.32: Evolución temporal del campo generado por la diferencia entre el término *I* y *II* de la Ec 2.3, cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.

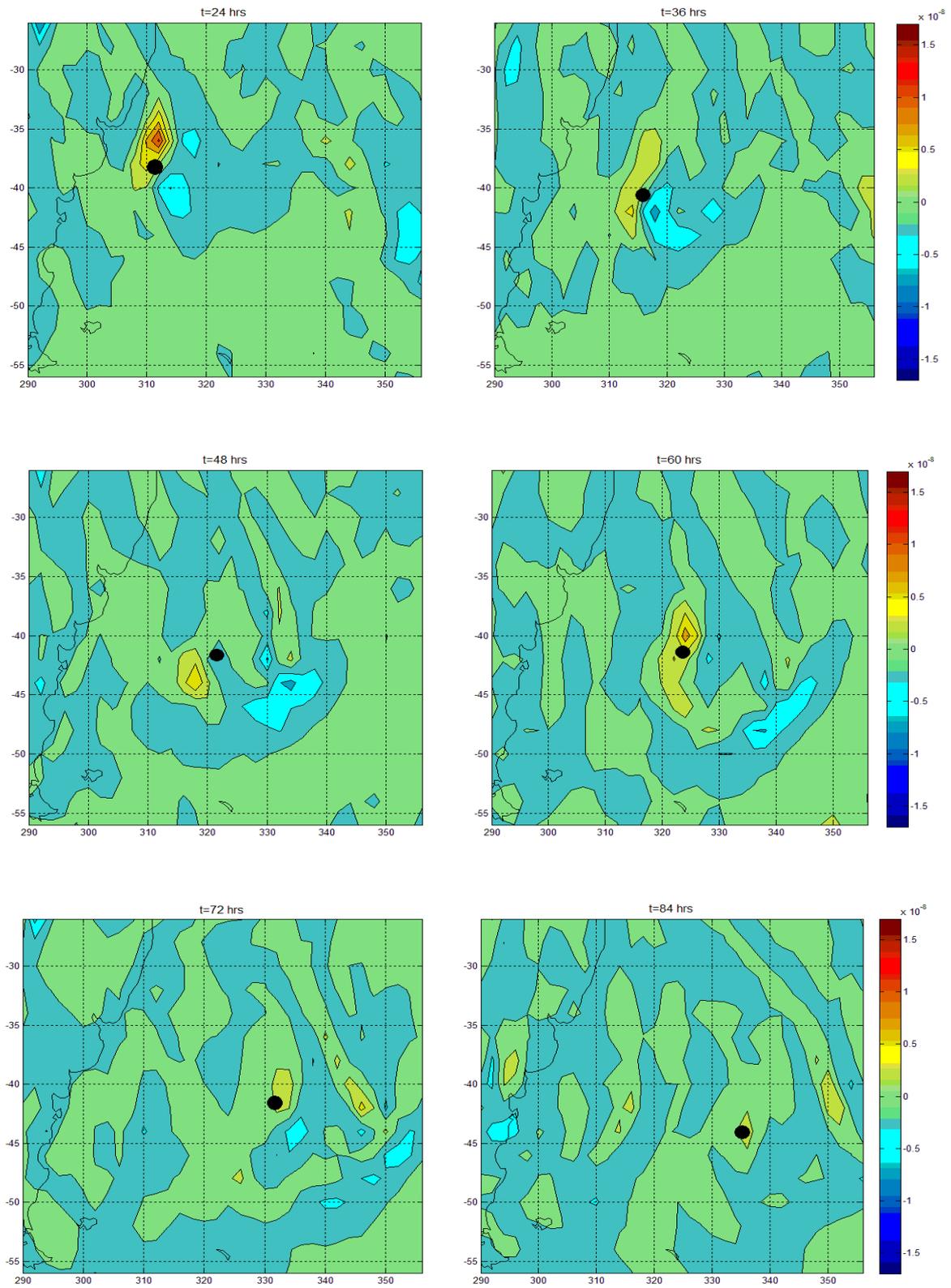
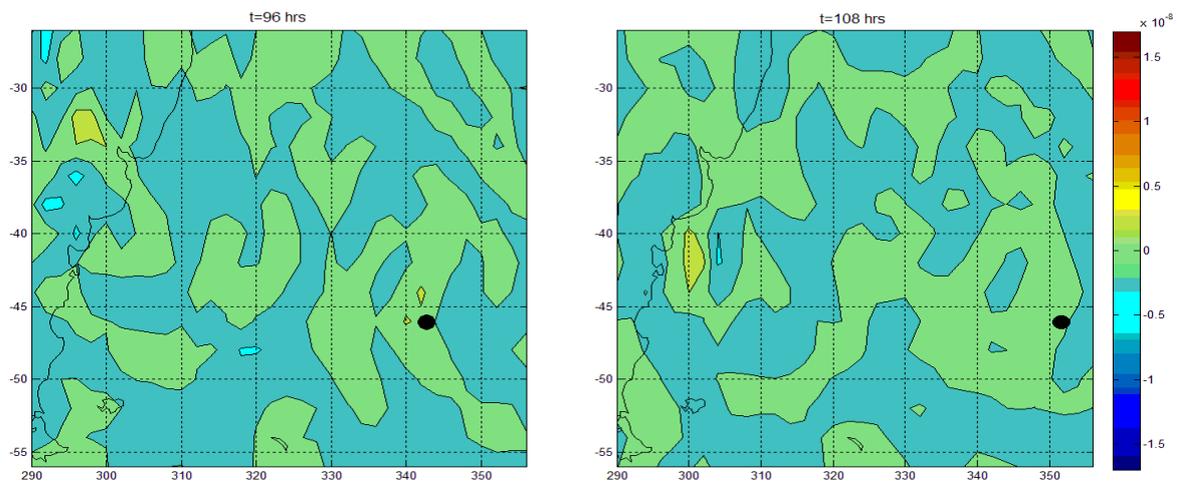


Figura 3.32: Evolución temporal del campo generado por la diferencia entre el término *I* y *II* de la Ec 2.3, cada 12 hrs. El punto negro indica la ubicación del centro del ciclón en cada paso de tiempo.



Capítulo 4: CONCLUSIONES Y TRABAJOS A FUTURO

4.1 Conclusiones.

El presente trabajo apuntó a caracterizar los ciclones extratropicales que ocurren en el océano Atlántico sur desde un punto de vista estadístico y, en un caso particular, estudiar los procesos dinámicos asociados. En primer lugar se realizó una caracterización de los ciclones que se originan y se desplazan en el dominio grande que se muestra en la figura 2.2. Se encontraron resultados que coinciden con los presentados previamente por otros autores: las zonas de mayor ocurrencia de este tipo de eventos se da en latitudes medias y altas y los sistemas se generan principalmente sobre Uruguay y NE de Argentina en invierno, que es la estación en que se enfocó este trabajo. A diferencia de los resultados que se muestran en Hosking y Hodges (2005), no se encontró una zona de ciclogénesis bien marcada sobre el continente (al norte de Argentina), lo cual probablemente se deba a que la estación de verano no estaba comprendida en los meses de estudio y por lo tanto quedaron descartados las bajas de origen térmodinámico ("baja térmica"). En la figura 3.2 se observaron algunos puntos sobre el océano Atlántico de color naranja, indicando máximos de formación de sistemas. Este resultado debe tomarse con precaución ya que puede estar siendo afectado por el algoritmo de rastreo de ciclones implementado, en el cual se define la zona de ciclogénesis del sistema como el primer lugar donde se detectó, o sea, una vez que el mismo alcanzó un valor umbral de vorticidad y no donde realmente se generó el ciclón. Esos máximos de ciclogénesis dispersos están ubicados en regiones donde se produce comúnmente la intensificación de los sistemas que siguen esta trayectoria, como se observó en el sistema elegido para el estudio dinámico. Una vez generados, los sistemas se desplazan formando una espiral hacia el sur. No se pudo comparar las zonas de desaparición de los sistemas detectados en estudios previos ya que queda fuera del dominio de estudio de este trabajo.

Con respecto al número de ocurrencia por año y su variabilidad interanual se encontró que en promedio ocurren 13 eventos de este tipo por año durante los meses de Julio a Setiembre. Este resultado es comparable al presentado en Reboita et al (2010) en el sentido de que el dominio de estudio es similar al elegido en este trabajo pero de todas formas existen algunas diferencias entre los algoritmos implementados que pueden explicar las diferencias en los resultados encontrados: en Reboita et al (2010) se seleccionaron los eventos que duraron más de 24 hrs mientras que en este trabajo se seleccionaron aquellos que duraron más de 42 hrs; el campo de vorticidad usado en ambos algoritmos son a distintos niveles (850 hPa en este trabajo y 10 m en el trabajo de Reboita et al); la base de datos utilizadas: en este trabajo se usaron datos de ERA-Interim, mientras que Reboita et al (2010) usaron datos de NCEP. Además, se encontró que el mes con más ocurrencias de este tipo de eventos es agosto, mientras que el mes con menos eventos detectados es junio, aunque la diferencia en número entre ambos meses es de 0,7. A su vez, junio es el mes que presenta mayor variabilidad

interanual, lo cual se puede ver a partir del cálculo de la desviación estándar de las series temporales.

Por otro lado, se encontró que la serie temporal de número de ocurrencias por temporada presenta una tendencia positiva significativa, con una pendiente de 0,4 eventos por año, por lo que se podría decir que en 20 años el número de ocurrencias de ciclones intensos en los meses JJAS aumentó en 8 casos. Particularmente, se encontró que julio presenta tendencia positiva significativa.

Los eventos encontrados en la región de estudio están caracterizados por tener un tiempo de vida medio de 57,3 hrs (aproximadamente 2,5 días) y recorren distancias que rondan los 2000 km. Se encontró que setiembre es el mes de ocurrencia de eventos con tiempo de vida más largo, y como era de esperarse, también son los que recorren distancias más largas. Por otro lado, se encontró que la duración y distancia recorrida de los sistemas son variables que no están asociadas a la intensidad que alcanzan durante su ciclo de vida. De hecho, se encontró que en promedio los ciclones que ocurren en setiembre son los que alcanzan menor intensidad a pesar de ser los que tienen mayor trayectoria recorrida y duración. Los ciclones con mayor intensidad ocurren por lo general en el mes de julio, el cual se destacó por ser el mes con ciclones con menores trayectorias recorridas y menor tiempo de duración. Estos resultados son muy similares a los que se presentan en Reboita et al (2010) para los ciclones más intensos, donde se encontró que las trayectorias medias de los ciclones rondan los 2400 km y el tiempo de vida medio es de 2,6 días. Por otro lado, Simmonds y Keys (2000) encuentran trayectorias similares pero tiempos de vida medio de 3,5 días. La diferencia con estos autores podría justificarse en el hecho de que ellos consideran eventos en todo el HS, no sólo en el océano Atlántico.

Del total de los eventos detectados el 20% se originó en una subregión que abarca a Uruguay, centro-este de Argentina y sur de Río Grande del Sur, delimitada con líneas rojas en la figura 2.2. Estos sistemas tienen la característica que se generan sobre el continente y sobre el Río de la Plata y se desplazan hacia el sur-este en su mayoría, para desaparecer sobre el océano Atlántico sur.

Se encontró que en promedio hay 2,7 eventos de este tipo por año y principalmente ocurren en los meses de julio, agosto y setiembre. Se caracterizan por tener en promedio trayectorias recorridas de 2600 km y una duración de 70 hrs, siendo estos valores mayores a los encontrados para los sistemas del dominio original. Esta diferencia podría deberse a que el dominio original elegido es una limitante para las trayectorias, truncando las trayectorias de aquellos sistemas que se generan sobre el océano Atlántico antes de llegar a la etapa de desaparición y de esa forma el promedio baja considerablemente. Nuevamente, setiembre es el mes donde se detectaron los sistemas con mayores trayectorias recorridas y mayor duración, pero no es el mes donde se detectaron los sistemas que alcanzan intensidades mayores. Al

igual que para los ciclones del dominio original, el mes con sistemas de intensidades mayores es julio.

La correlación entre las anomalías globales de TSM y cantidad de ocurrencias por temporada mostró una correlación negativa significativa principalmente con el Pacífico tropical este además del océano Pacífico sur e Indico. También se observó zonas de correlaciones positivas con el océano Pacífico tropical oeste y una región muy pequeña en el Pacífico norte, sobre la costa asiática. Quitando la tendencia encontrada en la serie de número de ciclones por temporada, las regiones de correlaciones positivas prácticamente desaparecieron y las de correlaciones negativas disminuyeron y se mantuvieron principalmente la región ubicada en el océano Pacífico tropical y el océano Indico.

Este mismo análisis se realizó considerando la serie de datos de número de ocurrencias de los ciclones seleccionados de la subregión y se encontró que hay una correlación negativa estadísticamente significativa con la zona del océano Pacífico ecuatorial central y una región de correlación positiva estadísticamente significativa en el océano Atlántico tropical. Este resultado da a entender que en los años con eventos Niña se ve favorecido el desarrollo de ciclones intensos en nuestra región mientras que en años con eventos Niño el desarrollo de estos eventos se ve desfavorecido.

No se encontró correlación entre la cantidad de eventos por temporada y el índice del SAM, pero sí cuando el análisis de correlación se aplicó para el mes de agosto. Este resultado implica que cuando los vientos de oeste se expanden hacia latitudes más bajas se ve favorecida la generación de ciclones intensos en todo el dominio.

Por último, se eligió un evento en particular para realizar el estudio dinámico del mismo. El sistema elegido fue el que pasó por nuestro país el 23 de agosto del 2005, que se destacó por tener una trayectoria y tiempo de vida por encima de los promedios mencionados anteriormente y que a su vez se originó en la subregión que abarca nuestro país. La evolución del campo de vorticidad geostrófica en la zona de influencia del sistema es circular a los inicios del mismo y a medida que se fue desplazando sobre el océano, esta estructura fue deformándose hasta mostrar una forma asimétrica. Por consiguiente, el campo de viento geostrófico asociado presentó ciertas características: la componente zonal en el hemisferio ecuatorial del sistema es mayor en valor absoluto comparado con la componente zonal en el hemisferio polar del sistema y la componente meridional al oeste del sistema es más intensa que al este del sistema. Con respecto a la componente zonal, se vio que es mucho más notoria esta característica cuando el ciclón está en la etapa de debilitamiento ya que el viento asociado a la circulación de gran escala (vientos del oeste) predomina frente al campo de vientos generado por el sistema.

El análisis dinámico consistió en evaluar la evolución temporal de los campos asociados a los diferentes términos de la ecuación de tendencia de vorticidad geostrófica simplificada (ecuación 2.3) alrededor del ciclón. El campo asociado al término de tendencia de vorticidad geostrófica mostró una estructura de dipolo: el polo negativo se ubica al este del centro ciclónico y el positivo al oeste, indicando en qué dirección se desplazará el centro ciclónico en los tiempos siguientes. Además, la estructura está bien definida en la etapa temprana del ciclón y se va debilitando junto con el sistema, cuando las condiciones de gran escala comienzan a predominar.

El campo asociado al término *II* (que representa a la advección de vorticidad absoluta en la columna atmosférica) de la ecuación 2.3 no es tan definido como el del término *I* y en las primeras horas de vida del evento muestra una estructura cuadripolar, cuya mitad ecuatorial muestra valores mayores. La mitad ecuatorial del cuadripolo tiende a favorecer el desplazamiento del evento hacia el este del ciclón.

Por último se evaluó la evolución del campo generado por la diferencia entre los términos *I* y *II* de la ecuación 2.3 el cual representa principalmente los forzantes termodinámicos que actúan en toda la columna atmosférica durante el desarrollo del evento. Estos forzantes cobran una mayor importancia en la etapa de desarrollo e intensificación del sistema en particular en el desplazamiento hacia el sureste, mientras que en la etapa de debilitamiento el campo asociado a este término es prácticamente imperceptible, sobre todo en las últimas horas de vida del sistema. Estos resultados son similares a los que se presentaron en otros trabajos, como en Possia (2001) y Rolfson y Smith (1996) los cuales coinciden en que los forzantes termodinámicos favorecen el desarrollo de los ciclones.

4.2 Trabajos a futuro.

A partir de los resultados presentados, surgen como posibles líneas a investigar:

- relacionar otros modos globales de variabilidad con la frecuencia de ocurrencia de ciclones y sus características, sobre todo con aquellos que se generan en la subregión que abarca nuestro país y con aquellos que se destacan por ser los más intensos.
- caracterizar los sistemas ciclónicos, discriminando por bandas de latitud en la que se originan.
- estudiar en forma más detallada los distintos forzantes dinámicos y termodinámicos que gobiernan la intensificación y decaimiento de los sistemas ciclónicos más intensos y a distintos niveles de la columna atmosférica.

Capítulo 5: BIBLIOGRAFÍA

- Dee, D. P., et al. The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, vol. 137, n° 656, p. 553-597.
- Gan, Manoel Alonso; RAO, Vadlamudi Brahmananda. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 1991, vol. 119, n° 5, p. 1293-1302.
- James, Ian N. *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press, 1995.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2005). A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, 18(20), 4108-4129.
- Murray, R. J., & Simmonds, I. (1991). A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*, 39(3), 155-166.
- Neu, U., Akperov, M. G., Bellenbaum, N., Benestad, R., Blender, R., Caballero, R., ... & Wernli, H. (2013). IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(4), 529-547.
- Pezza, Alexandre Bernardes; AMBRIZZI, Tércio. Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. *Journal of Climate*, 2003, vol. 16, n° 7, p. 1075-1083.
- Possia, Norma E.. An explosive cyclogenesis over land. *Atmósfera [online]*. 2002, vol.15, n° 1, pp. 01-18. ISSN 0187-6236.
- Reboita, M. S., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., & Sugahara, S. (2010). South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics*, 35(7-8), 1331-1347.
- Reboita, M. S., et al. Dynamic and climatological features of cyclonic developments over southwestern South Atlantic Ocean. *Southern Ocean: Oceanography, Climatic Impact, and Biodiversity*. Nova Science Publishers (submitted), 2011.
- Rolfson, Donald M.; SMITH, Phillip J. A composite diagnosis of synoptic-scale extratropical cyclone development over the United States. 1996.

- Silvestri, Gabriel E.; VERA, Carolina S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, 2003, vol. 30, n° 21.
- Simmonds, I., & Keay, K. (2000). Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, 13(5), 873-885.
- Sinclair, M. R. (1994). An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 122(10), 2239-2256.
- Sinclair, M. R. (1997). Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and forecasting*, 12(3), 595-612.
- Smith, Phillip J.; ZWACK, Peter; LUPO, Anthony R. A diagnosis of the explosive development of two extratropical cyclones. 1992.
- Thompson, David WJ; WALLACE, John M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability*. *Journal of Climate*, 2000, vol. 13, n° 5, p. 1000-1016.