

Tesis de Posgrado

Ocurrencia de casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante el invierno

Antico, Pablo Luis

2003

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Antico, Pablo Luis. (2003). Ocurrencia de casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante el invierno. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3657_Antico.pdf

Cita tipo Chicago:

Antico, Pablo Luis. "Ocurrencia de casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante el invierno". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2003.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3657_Antico.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la
Universidad de Buenos Aires

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y Océanos

Título de la Tesis:

**Ocurrencia de Casos Extremos en la
Intensidad de la Corriente en Chorro
Subtropical Media Mensual sobre América del
Sur durante el Invierno**

Doctorando: Pablo Luis Antico

Director: Guillermo Jorge Berri

Tesis para aspirar al título de Doctor en Ciencias de la
Atmósfera.

3 6 5 7

A mi Bichita

Contenido

Resumen	4
Introducción	6
Datos	10
Capítulo 1. Climatología de la corriente en chorro subtropical media mensual	12
1.1. Identificación de la corriente en chorro subtropical	12
1.2. Características de la corriente en chorro subtropical	14
1.2.1. Frecuencia de ocurrencia durante el año	14
1.2.2. Intensidad	15
1.2.3. Posición latitudinal	15
1.2.4. Distribución espacial del núcleo	16
Capítulo 2. Campos medios	27
2.1. Viento zonal en 200 hPa	27
2.2. Viento zonal entre 1000 y 100 hPa sobre América del Sur	28
2.3. Radiación emergente de onda larga	29
2.4. Potencial de velocidad y función corriente en 200 hPa	30
2.5. Precipitación	31
Capítulo 3. Casos intensos y débiles de la corriente en chorro subtropical	43
3.1. Análisis de la radiación emergente de onda larga y el viento zonal en 200 hPa . .	45
3.2. El caso singular del año 1995	47
3.3. Variaciones en tiempo-longitud del viento zonal en 200 hPa	48
3.3.1. Casos intensos	48
3.3.2. Casos débiles	49
3.4. La influencia de la temperatura de la superficie del mar del Océano Pacífico	50

Capítulo 4.	Procesos que explican la ocurrencia de los casos intensos y débiles de la corriente en chorro subtropical	69
4.1.	Circulación meridional	69
4.2.	Interacción con los extratrópicos	72
Capítulo 5.	Las perturbaciones transientes y la corriente en chorro subtropical	81
Capítulo 6.	Influencia de la corriente en chorro subtropical sobre la precipitación	98
6.1.	Casos intensos	98
6.2.	Casos débiles	100
Capítulo 7.	Discusión de los resultados	120
Conclusiones		126
Referencias		128
Siglas		131
ANEXO	Valores de intensidad, latitud y nivel de presión para cada uno de los máximos de viento asociados a la corriente en chorro subtropical media mensual identificados durante el período 1978-1999	132
<i>Agradecimientos</i>		138

Durante el período 1978-1999 se identificó a la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur (CST) a partir de los reanálisis del NCEP/NCAR. Durante los meses de julio, agosto y septiembre, cuando la CST alcanza su máxima intensidad y se presenta con más frecuencia, se define un conjunto de casos intensos y otro de casos débiles.

Simultáneamente con la ocurrencia de una intensa CST, la convección tropical se fortalece en el este del Océano Pacífico frente a la costa de América Central. Esta región de ascenso de aire constituye la rama ascendente de una circulación tipo Hadley que es responsable de la intensificación de la CST sobre América del Sur. En el caso de una CST débil, la convección tropical es menos intensa frente a la costa de América Central, debilitando a su vez a la celda de Hadley y por consiguiente a la CST.

La intensidad de la celda local de Hadley responde a la presencia de anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el este del Océano Pacífico. Al ocurrir un calentamiento la convección tropical se intensifica y por consiguiente la celda de Hadley también se fortalece. En cambio, al enfriarse la superficie del mar se reduce la convección y por lo tanto la celda de Hadley también se debilita.

Durante julio-septiembre de 1995 ocurre un caso intenso de CST que no puede explicarse mediante la intensificación de la celda de Hadley. Se detecta en cambio la acción de ondas de Rossby que se originan en el centro del Océano Pacífico Sur en latitudes extratropicales siguiendo una trayectoria en forma de arco que las desvía hacia el trópico cuando alcanzan América del Sur. Como consecuencia, se establece un patrón de anomalías en la circulación de los niveles altos que favorece la intensificación de la CST sobre el continente.

En este estudio se encontró que los casos de CST intensa ocurren en coincidencia con la culminación de la fase caliente del fenómeno El Niño—Oscilación del Sur.

Durante la ocurrencia de los casos intensos de la CST las anomalías de la precipitación respecto del promedio 1978-1998 resultan positivas en la región sudeste del continente, en particular en la región costera del extremo sur de Brasil y Uruguay. Distinta es la situación cuando ocurren casos de CST débil, ya que la precipitación en toda la región tiende a ser inferior o cercana al promedio. Al ocurrir los casos intensos de la CST prevalece el ascenso de aire a la latitud de la CST sobre el sudeste del continente debido a la mayor actividad ciclónica observada a esa misma latitud. Durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST la mayor actividad ciclónica se observa unos 20° al sur de la posición media de la CST, con lo cual se establece en el promedio una celda local de Ferrel cuya rama ascendente coincide con la zona de mayor actividad ciclónica y la rama descendente se ubica justamente a la latitud de la CST. La persistencia de la subsidencia en esa zona explica la tendencia a observarse una anomalía negativa en la precipitación durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST.

Introducción

Entre los desafíos que hoy en día enfrenta la Climatología, figuran los intentos por pronosticar el clima en la escala de tiempo estacional. Desde los primeros trabajos de Walker (1923, 1924) que estudian el comportamiento del monzón en Asia, hasta los mas recientes de Ropelewski y Halpert (1987, 1989) (entre otros tantos) que describen la influencia global de las fases caliente y fría del fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) sobre la precipitación y la temperatura, se han obtenido resultados basados en técnicas estadísticas. A partir de éstos, se han postulado diversas hipótesis acerca del papel que desempeñan ciertos elementos de la circulación de la atmósfera en explicar la ocurrencia de anomalías locales de la precipitación y la temperatura. Entre los distintos elementos que conforman la circulación general de la atmósfera, encontramos a las corrientes en chorro subtropical de los hemisferios norte y sur. Según la O. M. M. (1992) la corriente en chorro se define de la siguiente manera:

... una corriente de aire en forma de un estrecho tubo, casi horizontal, generalmente cerca de la tropopausa, cuyo eje se ubica a lo largo de una línea de máxima velocidad y se caracteriza por tener grandes velocidades y fuertes cortantes verticales y horizontales. El núcleo de la corriente en chorro es la línea a lo largo de la cual las velocidades del viento son máximas tanto en la vertical como en la horizontal".

Las corrientes en chorro se extienden a lo largo de miles de kilómetros, poseen cientos de kilómetros de ancho y varios kilómetros de espesor. En particular, la corriente en chorro subtropical se caracteriza por tener una posición relativamente constante en una dada estación del año, a diferencia por ejemplo de la corriente en chorro polar cuya posición varía día a día sobre un amplio rango de latitudes y por lo tanto no siempre aparece en las cartas medias (McIntosh 1972).

Existen evidencias de los efectos que la corriente en chorro tiene sobre los campos de precipitación. Durante la ocurrencia de los eventos ENOS, Ropelewski y Halpert (1987)

encuentran que en el sudeste de América del Sur se observan anomalías positivas en la precipitación entre noviembre de ese año y febrero del año siguiente. Ellos proponen como responsable al establecimiento de una circulación ciclónica anómala en niveles altos al sudeste de América del Sur, que favorece a la intensificación y desplazamiento hacia el este de la corriente en chorro subtropical sobre el oeste del Océano Atlántico. Como consecuencia de la intensificación de la corriente en chorro, aumenta el número de complejos convectivos de mesoescala (Velasco y Fritsch 1987) que a su vez serían responsables del máximo estacional de la precipitación en la cuenca superior del Río de la Plata (Díaz y otros 1998). En cambio, durante la fase de elevado índice de la Oscilación Austral, normalmente asociado con la ocurrencia de La Niña, se observan anomalías negativas en la precipitación entre junio y diciembre, dentro de una región que comprende el sudeste de América del Sur (Ropelewski y Halpert 1989). Gan y Rao (1991) encuentran que en el sur de Brasil la precipitación está por encima del promedio en invierno cuando ocurre la fase caliente del ENOS. En cambio, al ocurrir la fase fría del ENOS la precipitación resulta inferior a la normal. Ellos explican estas anomalías en función de la frecuencia de ciclogénesis, de manera tal que al aumentar ésta se registra mayor precipitación en el sur de Brasil, y viceversa. El aumento del número de ciclogénesis durante años El Niño lo atribuyen a la mayor cortante vertical debido a la presencia de una intensa corriente en chorro subtropical. Barros y Castañeda (1994) sugieren la existencia de una relación entre las anomalías de la precipitación en la Argentina subtropical y la posición del máximo de viento en 200 hPa, especialmente durante verano y otoño. A su vez, la posición latitudinal del máximo de viento se ve afectada por la intensidad de la convección sobre Brasil (Gonzalez y Barros 1998).

La variabilidad en la intensidad y la latitud de la corriente en chorro subtropical del hemisferio sur tanto en el tiempo como en el espacio, esta influenciada por el fenómeno de El Niño (Berbery 1993). Las principales características de la circulación en 200 hPa en el hemisferio sur durante la ocurrencia de la fase caliente del ENOS se describen en el estudio de Karoly (1989). En el estudio de Garreaud y Battisti (1999) se analiza la variabilidad de la circulación troposférica relacionada con el ENOS en escalas temporales que abarcan desde algunos años hasta varias décadas. A escala regional, existen algunos estudios sobre el comportamiento de la corriente en chorro subtropical en relación con el ENOS en el Océano Pacífico (Chen y otros 1996; Ko y Vincent 1996), además de los resultados preliminares obtenidos por Bals-Elsholz y otros

(1999). También se encontraron algunos resultados preliminares de un estudio de Cruz y otros (1998) sobre la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur y su relación con el ENOS. Mas allá de las posibles relaciones que puedan existir entre el fenómeno ENOS y la corriente en chorro subtropical, existen evidencias de la influencia que sobre esta última ejerce la temperatura de la superficie del mar en el extremo este del Océano Pacífico tropical. En este sentido, Grimm y Silva Dias (1995) sugieren que existe una relación entre la temperatura de la superficie del mar en el este del Pacífico tropical y una anomalía en la circulación de los niveles altos que afectaría a la corriente en chorro subtropical. Los resultados presentados por Antico y Berri (1999) también muestran la existencia de una relación directa entre la intensidad de la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur y el índice Niño1+2.

En la búsqueda de estudios que traten específicamente sobre la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur, solamente se encontró un trabajo de Hordij y Bordón (1987) que muestra resultados obtenidos a partir de cartas de altura diarias. En su trabajo, Hordij y Bordón (1987) identifican a la corriente en chorro subtropical y la diferencian de la corriente en chorro polar. Luego elaboran una estadística con valores medios de la latitud e intensidad durante el transcurso del año. También se encontró un trabajo referido a los máximos de viento en 300 y 200 hPa (Doyle 1994) en el cual, a diferencia de Hordij y Bordón (1987), no se discrimina entre las distintas corrientes en chorro.

La presente tesis trata sobre los máximos de viento zonal asociados específicamente a la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur. De esta manera, no se incluyen los máximos de viento que en principio no están directamente asociados a la corriente en chorro subtropical, lo cual permitirá en el desarrollo de la investigación hacer foco en los procesos dinámicos que actúan en relación con este elemento en particular de la circulación de la atmósfera. La principal contribución de la tesis en el campo de las ciencias de la atmósfera consiste en describir a los procesos que dan lugar a la ocurrencia de casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur en invierno. Al mismo tiempo, como consecuencia de estos casos, se identifican desvíos respecto del promedio en los campos de precipitación del sudeste del continente. Por lo tanto, los resultados

obtenidos en este trabajo también constituyen un aporte al estudio de las anomalías estacionales del clima en la región.

El período de estudio se extiende desde los años 1978 hasta 1999. Éste fue escogido en función de, por un lado la disponibilidad de observaciones efectuadas por satélite de la radiación emergente de onda larga, y por otro lado debido a la mayor calidad de los datos analizados (como se discute en “Datos”) también por efecto de la incorporación de observaciones satelitales (Kalnay y otros 1996; Kistler y otros 2001).

La descripción de la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur, su estructura espacial como así también el comportamiento de su intensidad y posición latitudinal a lo largo del año se encuentran en el Capítulo 1. Las principales características de la circulación global, junto con los campos observados de radiación emergente de onda larga y precipitación se describen en el Capítulo 2. Luego, a partir del análisis de la serie temporal de anomalías de la intensidad de la corriente en chorro subtropical se clasifican los casos extremos en intensos y débiles al comienzo del Capítulo 3. A lo largo de este capítulo se describen las anomalías encontradas en campos de otras variables meteorológicas para cada uno de estos casos. También se investiga la evolución temporal de las anomalías de la intensidad del viento zonal en el nivel de la corriente en chorro subtropical, y su relación con la temperatura de la superficie del mar en el este del Océano Pacífico. En el Capítulo 4 se plantean como hipótesis diferentes mecanismos que explican la ocurrencia de los casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro subtropical. Los procesos dinámicos asociados a perturbaciones en la escala de tiempo inferior al mes se estudian en el Capítulo 5. Como consecuencia de la ocurrencia de los casos intensos y débiles de la corriente en chorro subtropical se manifiestan anomalías en los campos de precipitación. El Capítulo 6 se dedica exclusivamente a estudiar el efecto de la corriente en chorro subtropical sobre la precipitación del sudeste de América del Sur durante julio-septiembre, que es cuando ocurren los casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro. Antes de arribar a las conclusiones, en el Capítulo 7 se presenta una discusión de los resultados obtenidos en los distintos capítulos. Por último, se encuentran las referencias de los trabajos citados en la tesis y un Anexo en donde se halla una lista con valores de intensidad y posición de la corriente en chorro subtropical para cada uno de los meses comprendidos en el período de estudio.

Datos

Los datos utilizados fueron obtenidos de los CD-ROMs con los reanálisis globales del *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR)(Kalnay y otros 1996; Kistler y otros 2001) y consisten en promedios mensuales con una resolución horizontal de 2,5° en latitud y longitud para el período 1978-1999. Una descripción detallada del sistema de asimilación de datos se encuentra en Kalnay y otros (1996). Para conocer los cambios introducidos en los sistemas de medición y su impacto en los reanálisis, como así también algunos ejemplos de su uso en estudios climáticos, debe recurrirse al trabajo de Kistler y otros (2001). Existe una fuente de error en los datos de presión a nivel del mar sobre el océano al sur de 40°S, incorporados a los reanálisis en el período 1972-92. Los campos medios mensuales sobre el hemisferio sur no deberían verse afectados por este error excepto en el caso de la varianza de la presión a nivel del mar o de la altura geopotencial (Kistler y otros 2001). Los datos utilizados para la elaboración de los reanálisis consisten básicamente en observaciones provenientes de estaciones de superficie, radiosondeos, globos piloto, aeronaves y mediciones efectuadas con satélites. Estas últimas fueron incorporadas en forma sistemática a los reanálisis recién a partir de 1979, habiendo algunas observaciones esporádicas en 1978. Debido a la incorporación de este tipo de datos, el número de observaciones incluidas en los reanálisis sufre un marcado incremento. Por tal motivo, en este trabajo de tesis solamente se consideraron los reanálisis a partir del año 1978. En primer lugar, todos los datos son sometidos a un control de calidad y luego mediante un sistema de asimilación de datos son incorporados al modelo global del NCEP. Los resultados consisten en campos diagnosticados de diversas variables meteorológicas que representan el estado de la atmósfera en un instante determinado. Las variables consideradas en esta tesis son: las componentes meridional y zonal del viento¹, la función corriente y el potencial de velocidad en 200 hPa, la varianza de la componente zonal del viento¹, la covarianza entre la componente meridional y zonal del viento¹, la covarianza entre la componente meridional del viento y la temperatura¹, y la velocidad vertical¹. También se utilizaron

¹ En los niveles de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 hPa.

para el mismo período datos observados de radiación emergente de onda larga en el tope de la atmósfera (obtenidos con el sensor AVHRR a bordo de satélites) y de temperatura de la superficie del mar, que consisten en campos globales con la misma resolución espacial y temporal que los reanálisis del NCEP/NCAR. Éstos también fueron obtenidos de los CD-ROMs con los reanálisis del NCEP/NCAR. Los datos de radiación emergente de onda larga correspondientes al año 1978 faltan en el conjunto original de datos. Por consiguiente, en el cálculo de los campos medios y de anomalías de esta variable, el año 1978 ha sido suprimido. A lo largo del trabajo de tesis la radiación emergente de onda larga será referida como OLR, del inglés *outgoing longwave radiation*, debido a la amplia difusión que posee la utilización de esta nomenclatura en la comunidad meteorológica. Los datos de temperatura de la superficie del mar contenidos en los CD-ROMs provienen originalmente de la *UK Meteorological Office* hasta 1988 y de R. Reynolds (CPC, del inglés *Climate Prediction Center*) a partir de 1988.

Los valores del índice Niño1+2 se obtuvieron a través de Internet desde el sitio de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (www.noaa.gov). Este índice se define como el promedio de la temperatura de la superficie del mar sobre la región definida entre 0°S–10°S y 80°O–90°O.

Los datos de precipitación fueron obtenidos de análisis elaborados en el *International Research Institute for Climate Prediction* y consisten en campos medios mensuales con una resolución horizontal de 2,5° en latitud y longitud para el período 1978-1998. Estos datos consisten en una extrapolación de un conjunto de datos elaborado originalmente por la *Climate Research Unit* de la *University of East Anglia* (New y otros 1999, 2000), que consisten a su vez en campos con totales mensuales de precipitación con una resolución horizontal de 0,5° × 0,5°. Tal como se describe en New y otros (1999, 2000), los datos incorporados a estos análisis provienen exclusivamente de estaciones de superficie sobre áreas continentales e islas oceánicas sobre todo el globo excepto la Antártida.

CAPITULO 1

Climatología de la Corriente en Chorro Subtropical

Media Mensual

En este primer capítulo se describe la metodología aplicada para identificar y clasificar a la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante el período 1978-1999. Sobre la base de este conjunto de 22 años, se construye lo que se puede denominar una climatología de la corriente en chorro. De esa manera, se obtienen los valores medios de su intensidad y posición latitudinal para cada uno de los doce meses del año, como así también la frecuencia con la que se la suele encontrar en los campos medios mensuales. Por último, se analiza la estructura espacial del máximo de viento asociado a la corriente en chorro subtropical media mensual, al que se denominará núcleo, y su distribución durante el transcurso del año. Los valores medios obtenidos en este capítulo constituyen la base sobre la cual se calcularán las anomalías que darán lugar mas adelante a la ocurrencia de casos extremos en la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur.

1.1. Identificación de la corriente en chorro subtropical

Para identificar a la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur —en adelante referida como CST— se utilizan cortes meridionales de la componente zonal del viento promediada entre 45°O y 75°O. Cada uno de los cortes meridionales se extiende desde el ecuador hasta el polo sur y entre los niveles de 1000 hPa y 100 hPa, tal como se muestra en la Figura 1.1. La caja A de la Figura 1.2 representa la región sobre la cual se promedió la componente zonal del viento en 200 hPa. La principal ventaja de promediar los datos entre 45°O y 75°O consiste en poder identificar a una corriente en chorro independientemente de la existencia de un máximo de viento en una longitud dada. Inclusive, en aquellos casos en donde exista una corriente en

chorro cuyo núcleo no se encuentre sobre el continente, esta técnica permite identificarla.

La CST suele aparecer como un máximo de viento ubicado dentro de latitudes subtropicales, entre 20° y 40°S, cerca del nivel de 200 hPa (Fig. 1.1a). A veces, existe otro máximo de viento zonal que corresponde a la corriente en chorro polar, ubicado en latitudes mas altas (40°-60°S) y por debajo del nivel de 200 hPa, de forma tal que es bien distinguible de la CST (Fig. 1.1b). Una de las características de la CST que la distingue de otras corrientes en chorro es el aumento de la cortante vertical en la troposfera superior. En aquellos casos en los que se distingue una corriente en chorro polar, el aumento del viento con la altura ocurre desde la superficie. Es decir que debajo de la CST y por debajo del nivel de 500 hPa es difícil distinguir un máximo de viento zonal, mientras que debajo de la corriente en chorro polar es posible distinguir a un máximo de viento zonal en todos los niveles. Otro máximo de viento zonal que se halla en los cortes meridionales es aquel asociado con la corriente en chorro de la noche polar (Fig. 1.1c). Suele establecerse en primavera en latitudes altas, justo sobre el borde superior de los cortes meridionales (100 hPa). Dado que esta corriente en chorro se encuentra en la estratosfera, en el nivel de 100 hPa solamente se ve un reflejo de la misma. Por lo tanto, obtenemos dos situaciones bien definidas al analizar los cortes meridionales: unas con un solo máximo de viento zonal, y otras con dos o más máximos. En el primer caso, el máximo podría estar o no asociado con la CST. En el segundo caso, uno de los máximos de viento zonal siempre está asociado con la CST. Un máximo se define cuando existe al menos una línea de contorno cerrada en un corte meridional medio mensual de viento zonal. Las líneas de contorno de igual velocidad en los cortes meridionales están trazadas cada 1 m s^{-1} . Después de haber identificado a la CST en un corte meridional, se le asigna un valor de intensidad y latitud. El nivel de presión de la CST media mensual no presenta variaciones significativas durante el año, y se lo considera como constante en 200 hPa. Es posible que la persistencia de la CST en el nivel de 200 hPa se deba a la resolución vertical de los análisis empleados para construir los cortes meridionales.

La técnica empleada para identificar a la CST mediante cortes meridionales no tiene en cuenta la estructura de la CST en el plano horizontal. A fin de estudiar esta última, se utilizaron campos medios mensuales de intensidad de viento en el nivel de 200 hPa. La región de estudio se extendió desde el ecuador hasta 70°S, y desde 15°W hasta 105°W, abarcando la banda longitudinal empleada para identificar a la CST. Esta

región está indicada como la caja B en la Figura 1.2. Dado que la CST se ubica en el nivel de 200 hPa, los máximos de intensidad de viento de la región subtropical suelen representar al núcleo de la CST. A veces es posible hallar otros máximos en latitudes más altas los cuales son el reflejo, en el nivel de 200 hPa, del máximo de la corriente en chorro polar ubicado en un nivel inferior. En el nivel de 200 hPa también es posible identificar durante la primavera, a un máximo de viento asociado con la corriente en chorro de la noche polar. A veces la CST media mensual tiene más de un máximo. En caso de que la CST esté orientada zonalmente sus máximos estarán a la misma latitud. En cambio, si la CST tiene una componente meridional sus máximos no solamente diferirán en longitud sino también en latitud. En aquellos casos en los cuales la CST presentó más de un máximo, se consideró como núcleo de la misma al máximo principal. También existen casos en los cuales el núcleo de la CST no se encuentra en la región comprendida por la caja B de la Figura 1.2. Después de haber identificado a un máximo de la CST se le asignó un valor de intensidad, latitud y longitud. Luego se calcularon las medias mensuales y fueron construidas las respectivas series mensuales medias, en forma similar a como se hizo con la CST. Esta serie de valores mensuales se complementa con la obtenida a partir de los cortes meridionales en aquellos casos en los que no ha quedado bien definido la CST. De esta manera se conformó el listado mas completo posible de la intensidad y posición de la CST media mensual sobre América del Sur entre los años 1978 y 1999. Este listado, que se presenta en el Anexo, conforma la base de datos a partir de la cual se clasificará a la CST en el desarrollo de la tesis.

1.2. Características de la corriente en chorro subtropical

1.2.1. Frecuencia de ocurrencia durante el año

La Figura 1.3 muestra la distribución de la CST durante el año. La mayor frecuencia se observa en los meses de invierno y primavera, mientras que en verano no siempre fue posible identificar a la CST. En particular, durante los meses de septiembre y octubre se identificó al jet en todos los años que abarca el período, por lo tanto la frecuencia en dichos meses es del 100%. El valor más bajo corresponde al mes de

diciembre con 68%, seguido por febrero con 73%. Por lo tanto en verano, la CST se manifiesta con menor frecuencia en los campos medios mensuales.

1.2.2. Intensidad

La intensidad de la CST (representada con una línea continua en la Figura 1.4) está dominada por un ciclo anual bien definido, con el máximo en invierno y el mínimo en verano. El máximo de 35 m s^{-1} ocurre en junio, y los valores se mantienen elevados entorno de los 34 m s^{-1} durante el invierno y el comienzo de la primavera, cuando vuelve a ocurrir un máximo de 35 m s^{-1} en octubre. En este momento, la corriente en chorro comienza un continuo debilitamiento hasta alcanzar una intensidad mínima en febrero, con 25 m s^{-1} . Durante el resto del verano y el otoño, la CST se intensifica nuevamente. La persistencia de altos valores de intensidad durante el invierno y comienzos de la primavera constituye una característica distintiva de la CST sobre América del Sur.

1.2.3. Posición latitudinal

La CST manifiesta un desplazamiento latitudinal durante el año, tal como muestra la línea a trazos en la Figura 1.4. Alcanza su posición extrema norte en invierno y su posición extrema sur en verano. Durante el invierno y comienzo de la primavera (desde junio hasta septiembre) la CST permanece aproximadamente en 27°S . Es en esta época del año cuando alcanza su posición extrema norte en 26°S (en junio y julio). En septiembre y octubre, la CST cambia abruptamente su posición de 27°S a 30°S , respectivamente. Durante el resto de la primavera y comienzo del verano, continúa moviéndose hacia el sur pero en forma gradual. Sin embargo, justo antes de alcanzar su posición extrema sur durante enero en 35°S , la CST muestra nuevamente un abrupto desplazamiento desde la posición de diciembre en 32°S . Lo mismo sucede cuando se mueve de su posición en enero a la de febrero, en 32°S . Durante el resto del verano y el comienzo del otoño, la CST prácticamente se mantiene alrededor de 32°S . Entre abril y mayo, otra vez se desplaza abruptamente desde 31°S a 27°S , hasta alcanzar nuevamente la posición de invierno.

Se distinguen claramente dos comportamientos con respecto a la latitud de la CST, según sea invierno o verano. Mientras que durante el invierno la CST permanece aproximadamente en la misma latitud de 27°S, durante el verano queda perfectamente diferenciada la posición extrema del mes de enero. La transición entre el invierno y el verano transcurre durante sendos períodos de dos meses correspondientes a abril y mayo, y a octubre y noviembre.

1.2.4. Distribución espacial del núcleo

La Figura 1.5 muestra la distribución espacial del núcleo de la CST. Para cada caja de 5 grados de latitud por 5 grados de longitud, se contó la cantidad de núcleos de la CST. Las isolíneas unen cajas con igual frecuencia porcentual. La mayor frecuencia se ubica sobre el centro este de Argentina (30°-35°S, 60°-65°W) y se extiende hacia el este sobre Uruguay. Al oeste de Los Andes se halla otro máximo de frecuencia en 25°-30°S, 70°-75°W que se extiende hacia el oeste sobre el Océano Pacífico. Al sur de 32°S y al oeste de 82°W no fue posible identificar a ningún núcleo de la CST, mientras que a esa misma latitud al este de Los Andes se observa la máxima frecuencia, señalada previamente. Otra particularidad del núcleo de la CST es su gran dispersión sobre el Océano Atlántico, frente a la costa sudamericana.

En la Figura 1.6 se muestran las posiciones medias del núcleo de la CST para cada mes del año, correspondientes al período 1978-1999. Se observa que la mayor contribución a la región de máxima frecuencia, situada sobre el centro este de Argentina y Uruguay, proviene de los meses comprendidos entre septiembre y abril (primavera, verano y otoño). En cambio, la región de máxima frecuencia del Océano Pacífico corresponde al período comprendido entre los meses de mayo y octubre (fin de otoño, invierno y primavera).

Durante el verano, los núcleos de la CST se concentran sobre el continente. En cambio, durante el invierno su dispersión es mayor, particularmente en la dirección zonal.

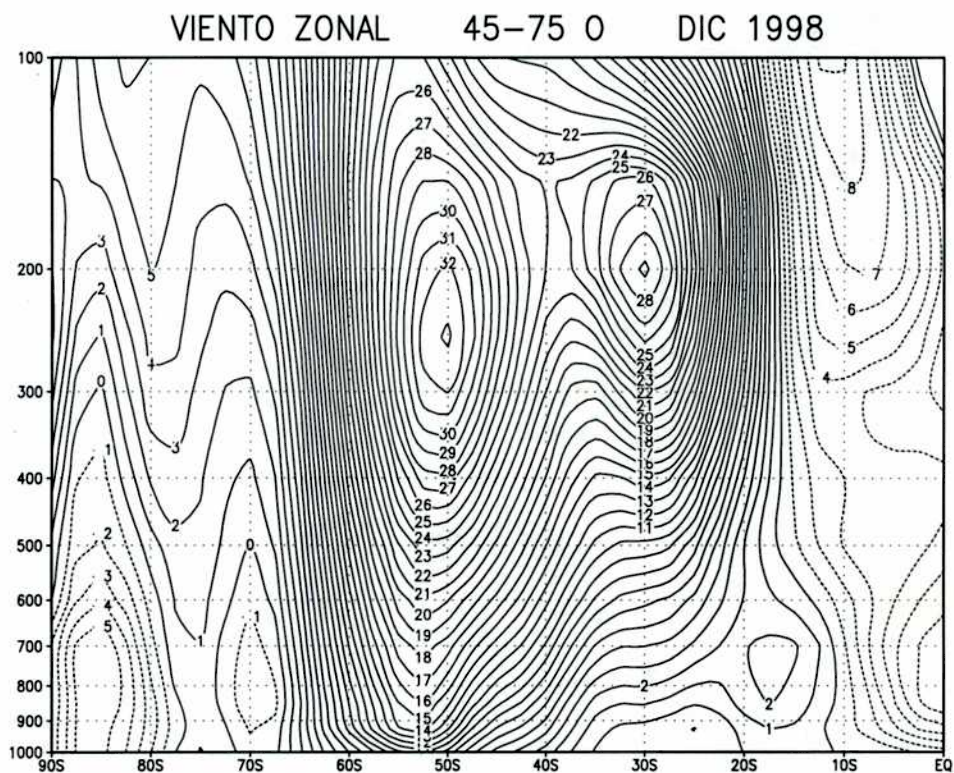
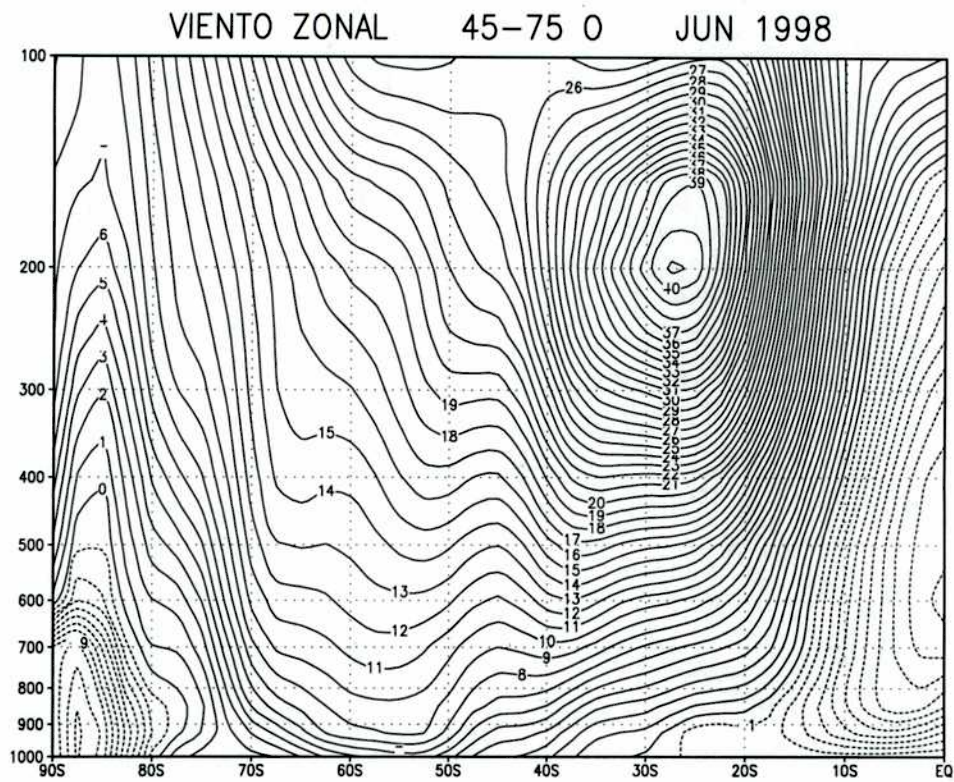
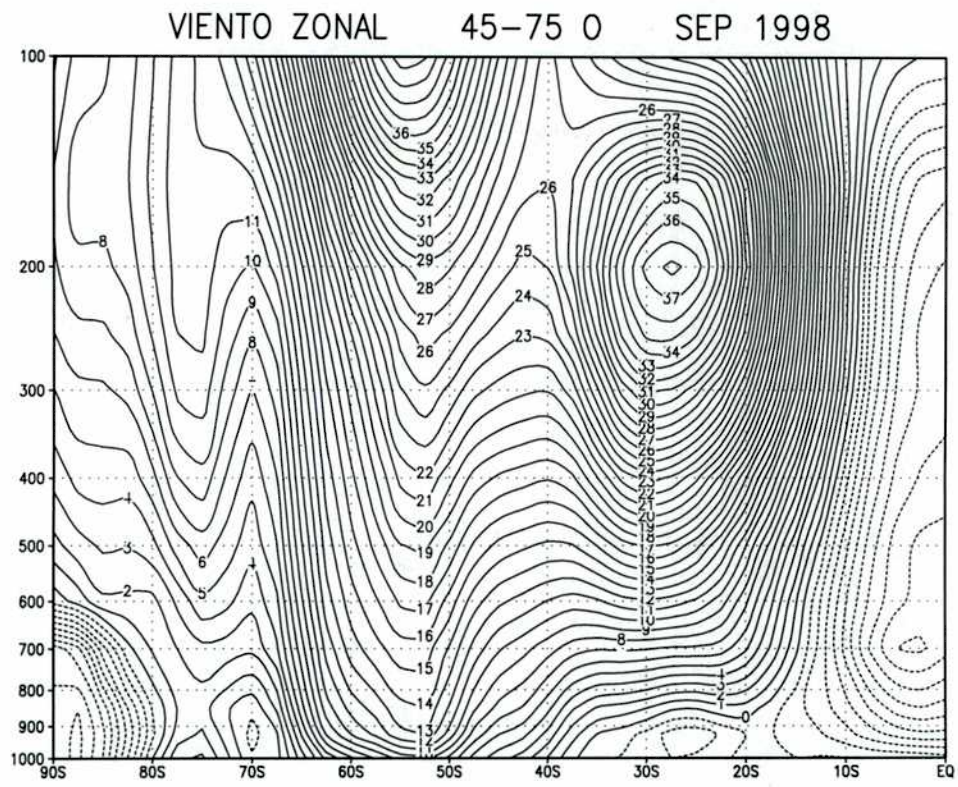


Figura 1.1 Cortes meridionales con la componente zonal del viento promediada entre 45°O y 75°O. Los cortes se extienden desde el ecuador hasta el polo sur, y desde el nivel de 1000 hPa hasta 100 hPa. Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR, y corresponden a: a) junio de 1998, b) diciembre de 1998, y c) septiembre de 1998. Los valores positivos indican viento del oeste, y los valores negativos viento del este. Los contornos figuran cada 1 m s^{-1} .



C

Figura 1.1 (continuación)

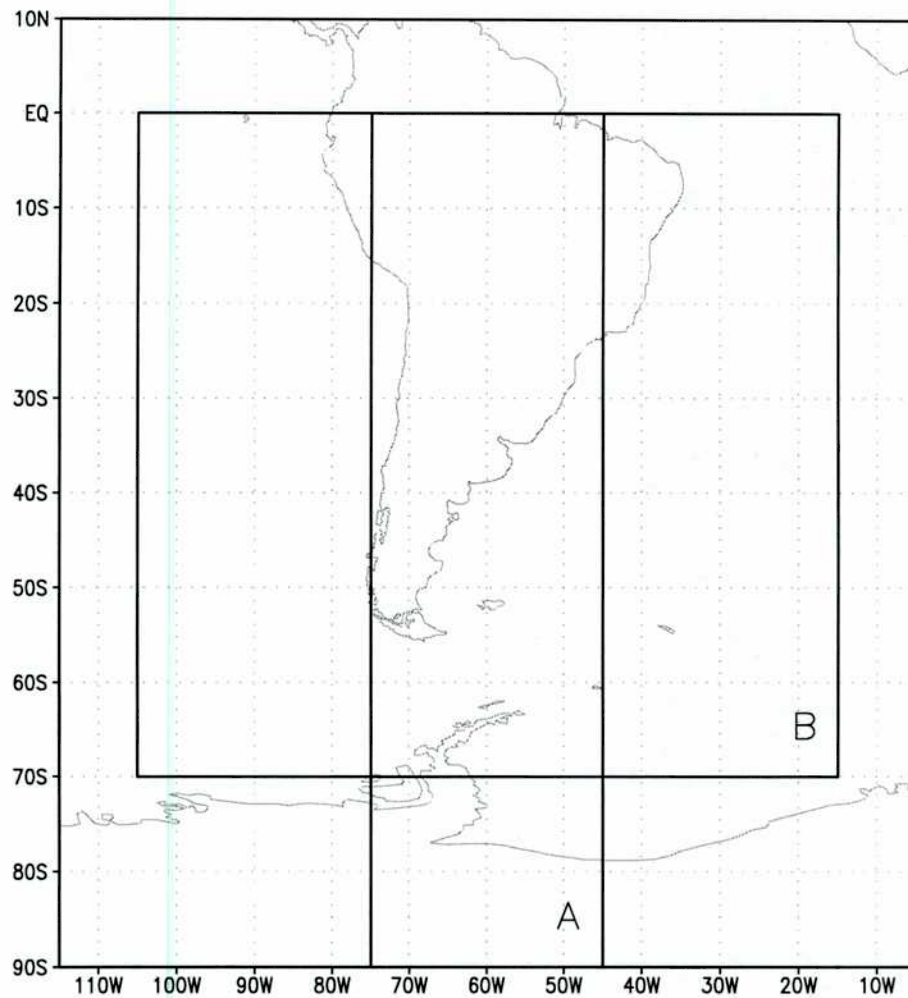


Figura 1.2 Mapa que indica la región de estudio de la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur. La caja A indica la región sobre la cual se promedia la componente zonal del viento para construir los cortes meridionales que luego se utilizan para identificar a la corriente en chorro subtropical. La caja B indica la región en la que se identifica al núcleo de la corriente en chorro subtropical en el nivel de presión de 200 hPa.

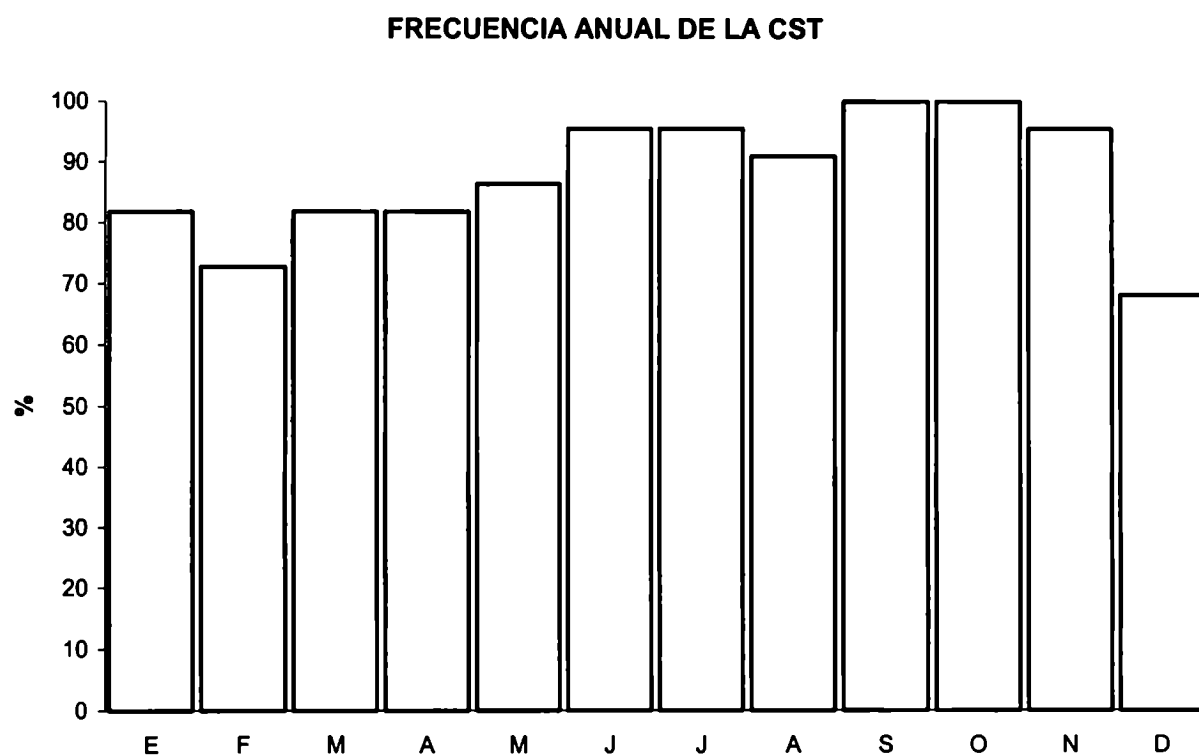


Figura 1.3 Histograma con la frecuencia relativa con la que se identifica en cada mes del año a la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur, en base al período 1978-1999 (Para mas detalle ver el Anexo). El eje vertical de la izquierda indica la frecuencia relativa en porcentajes.

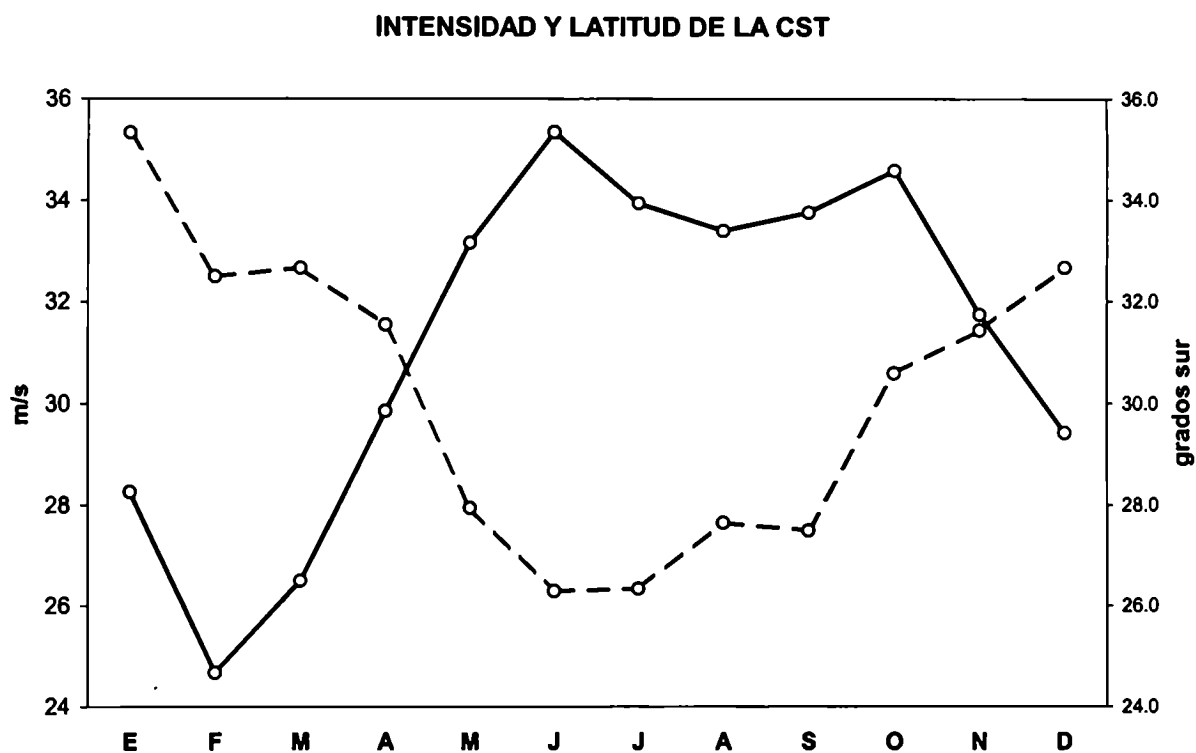


Figura 1.4 Valores medios para cada mes del año de la intensidad (línea continua) y de la posición latitudinal (línea a trazos) de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante el período 1978-1999. El eje vertical de la izquierda indica la intensidad en m s^{-1} y el eje vertical de la derecha indica la latitud sur en grados.

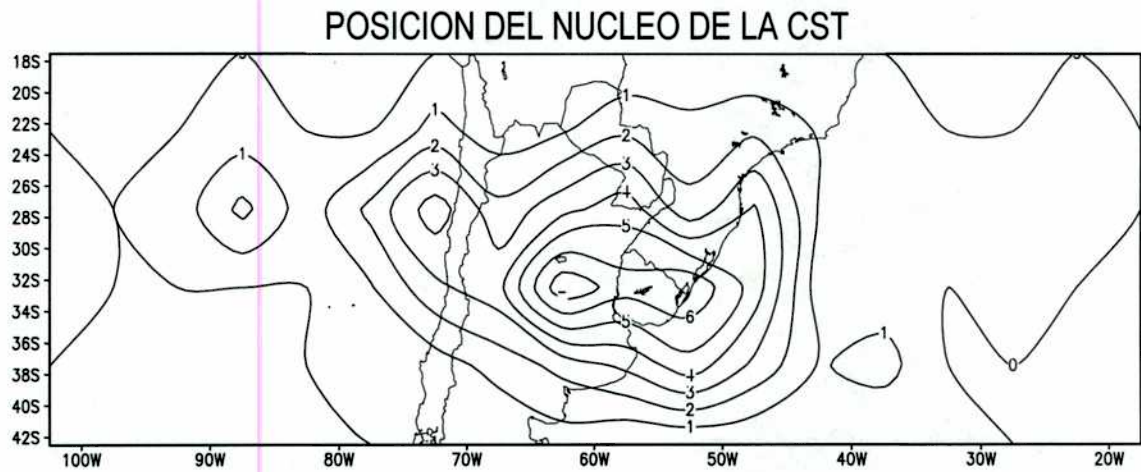
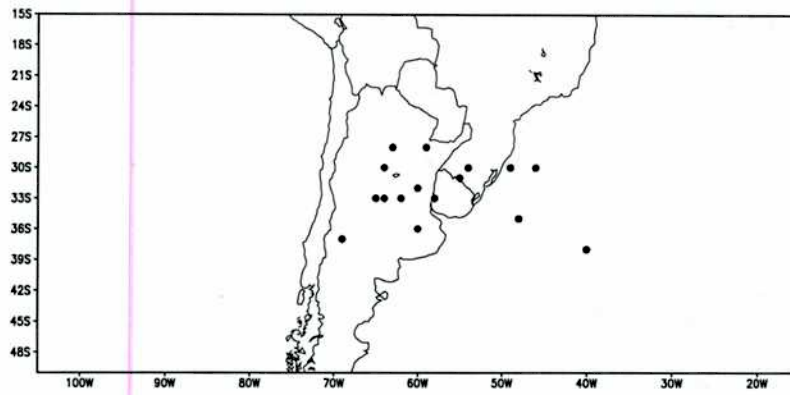
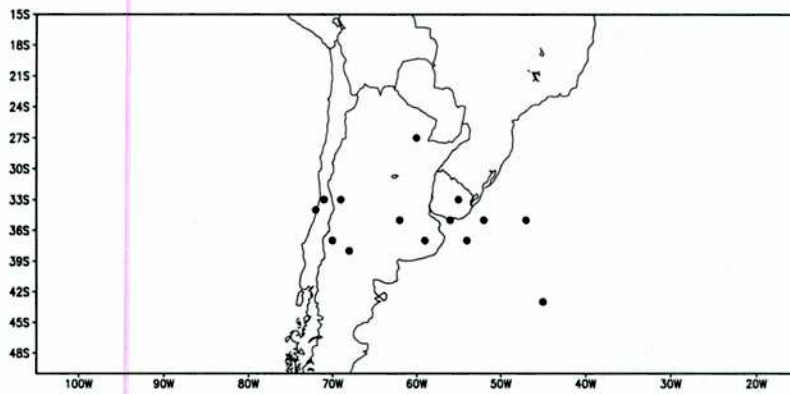


Figura 1.5 Distribución espacial del núcleo de la corriente en chorro subtropical media mensual durante el período 1978-1999. Las isólineas indican valores de frecuencia absoluta. El máximo corresponde a la región en donde se localiza con mayor frecuencia al núcleo de la corriente en chorro.

DICIEMBRE



ENERO



FEBRERO

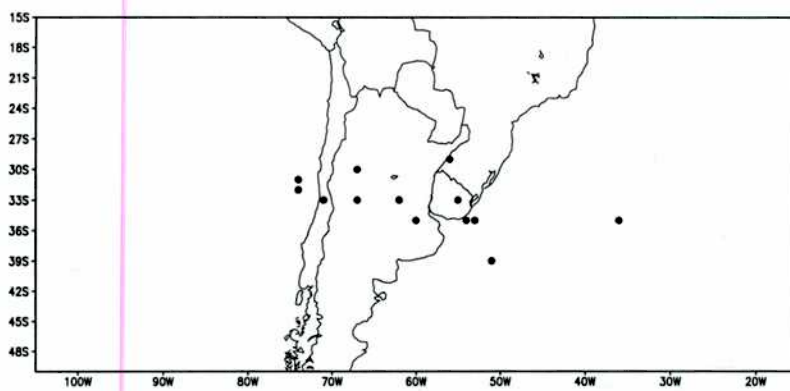
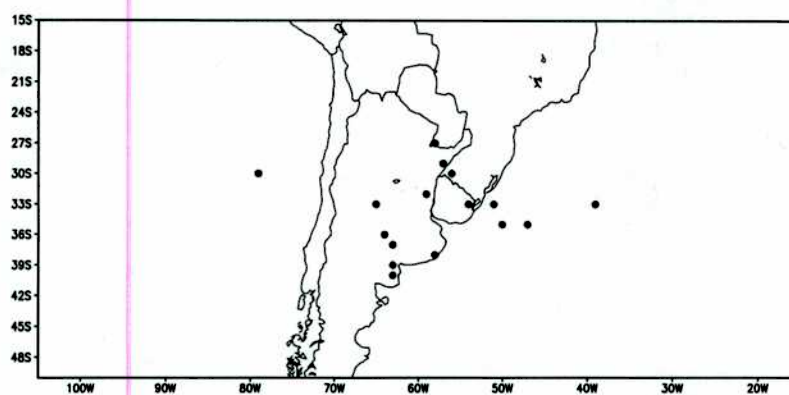
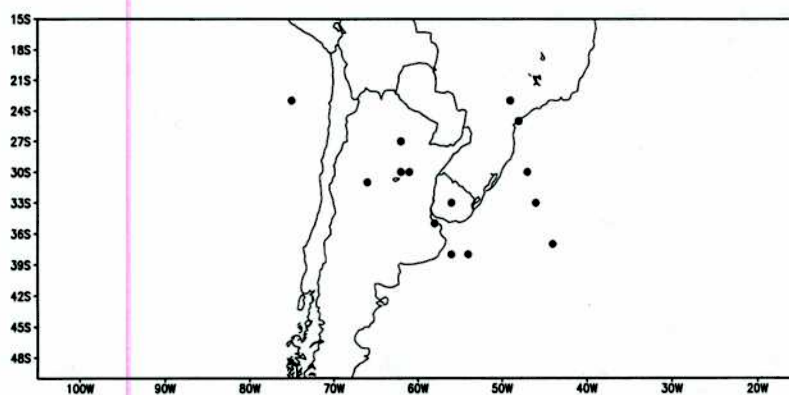


Figura 1.6 Posición del núcleo de la corriente en chorro subtropical media mensual para cada mes de cada año durante el período 1978-1999. Los puntos indican la posición del núcleo de la corriente en chorro en cada año.

MARZO



ABRIL



MAYO

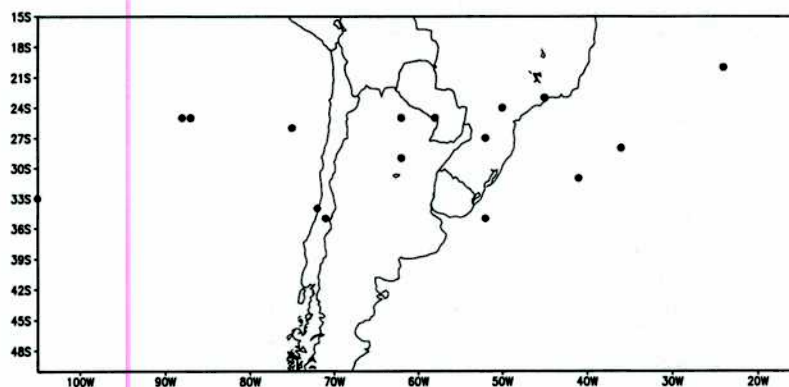
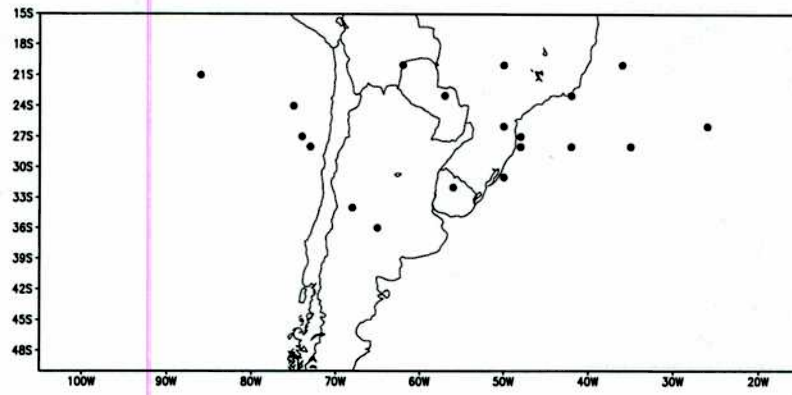
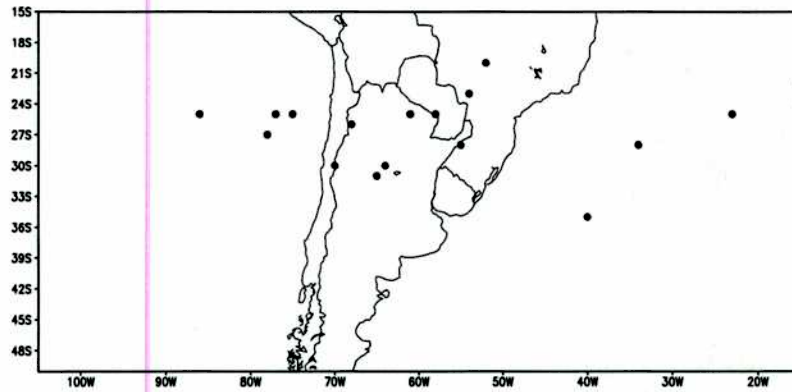


Figura 1.6 (continuación)

JUNIO



JULIO



AGOSTO

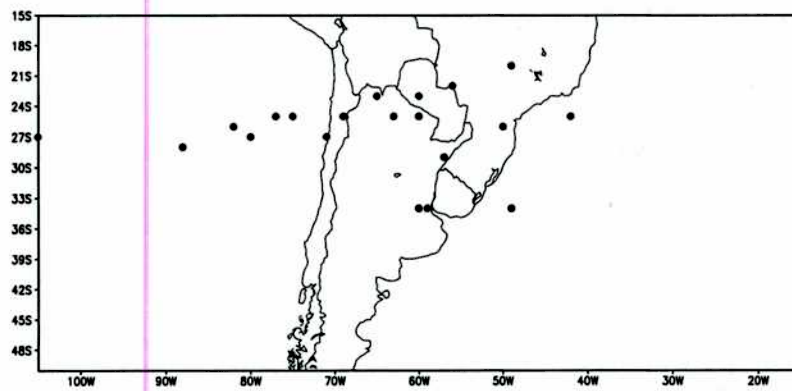
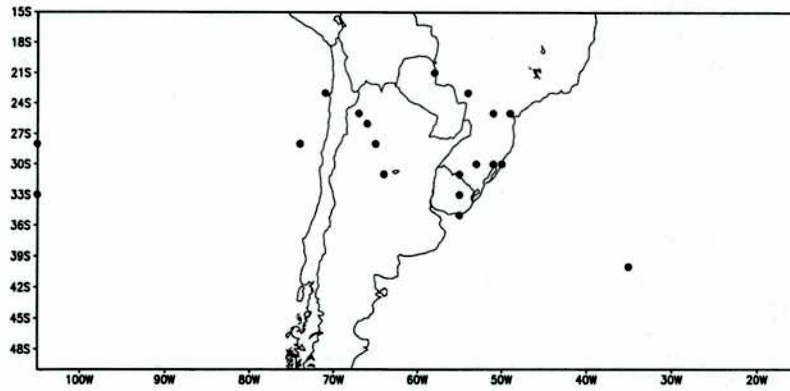
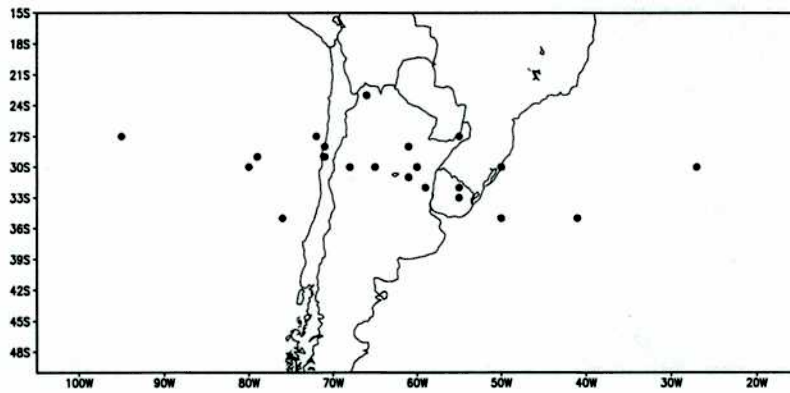


Figura 1.6 (continuación)

SEPTIEMBRE



OCTUBRE



NOVIEMBRE

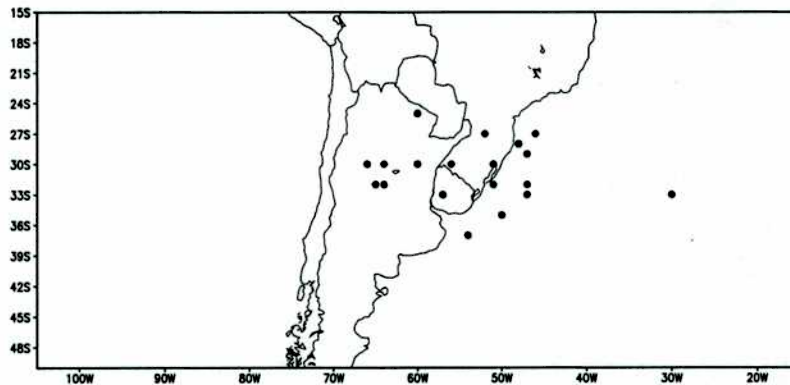


Figura 1.6 (continuación)

CAPITULO 2

Campos Medios

En este capítulo se presentan los campos medios de distintas variables a lo largo del año. Salvo expresa aclaración, todos los promedios se toman sobre el período 1978-1999 a los que se denominará “promedios climatológicos” o simplemente “climatología”. Cada una de las secciones del capítulo corresponde a una variable en particular. Los promedios mensuales de las distintas variables se agrupan en períodos de tres meses, indicados como EFM (enero–febrero–marzo), AMJ (abril–mayo–junio), JAS (julio–agosto–septiembre) y OND (octubre–noviembre–diciembre). En general, durante el desarrollo del trabajo se hace referencia al período JAS como invierno y al período EFM como verano. En ciertos casos, también se hace referencia a los períodos AMJ y OND como otoño y primavera, respectivamente.

2.1. Viento zonal en 200 hPa

La característica más prominente del campo medio de viento zonal en 200 hPa en el hemisferio sur durante invierno, viene dada por el máximo en la región subtropical que se extiende sobre el Océano Índico, sur de Australia, oeste y centro del Pacífico Sur (AMJ y JAS en la Fig. 2.1). Su intensidad varía entre 40 m s^{-1} en AMJ y 50 m s^{-1} en JAS, cuando también sufre un desplazamiento hacia el este. Este máximo constituye el núcleo de una corriente en chorro continua alrededor del globo, cuya apariencia asemeja un espiral entorno del polo sur. Así, en el sudoeste del Pacífico Sur se distinguen con claridad dos corrientes en chorro en diferentes latitudes que representan a la subtropical y la polar, respectivamente. Sobre América del Sur, en cambio, se observa lo que aparenta ser una discontinuidad que marca el final y el comienzo de una y otra corriente en chorro. Hacia el este se extiende la corriente en chorro polar, que comienza en el Océano Atlántico, alcanza su máxima intensidad en el Océano Índico sur y se prolonga sobre el Pacífico Sur. En cambio al oeste del continente se encuentra

la región de salida de la ya descrita corriente en chorro subtropical de Australia. Justo sobre América del Sur ocurre un máximo, claramente distinguible durante JAS, con las características de la corriente en chorro subtropical. Si bien este máximo aparece en los campos medios, al analizar cada uno de los meses durante el período 1978-1999 no siempre fue posible detectar su presencia. Lo mismo ocurre durante los meses de primavera OND, como se discutirá mas adelante. Esta particularidad de la circulación del hemisferio sur durante invierno y primavera, es aquella a la cual hace referencia Berbery (1993).

A diferencia del invierno, durante el verano no existe en los niveles altos una corriente en chorro continua con un único máximo. En cambio, se distinguen máximos aislados de igual intensidad y cuyos valores fluctúan según los distintos meses del año. Durante OND, dos máximos de viento mayores que 30 m s^{-1} se establecen en los subtrópicos. El más importante tanto en magnitud como por su extensión es el situado sobre el este del Océano Índico, Australia y oeste del Océano Pacífico. El segundo máximo de viento se ubica sobre América del Sur. Ambos máximos se debilitan considerablemente durante EFM. En latitudes más altas, domina la circulación un único máximo de viento zonal centrado al sur de Africa cerca de los 50°S . Durante EFM este máximo de viento se torna más intenso. Tal como ocurre durante el invierno, sobre América del Sur el máximo de latitudes subtropicales que en este caso se encuentra en 35°S , parece fusionarse con la zona de máximo viento zonal en 50°S . En los cortes meridionales medios (ver Fig. 2.3) se observa que el primero de estos máximos posee las características de una corriente en chorro subtropical, aunque no ocurre todos los años como se verá mas adelante.

2.2. Viento zonal entre 1000 y 100 hPa sobre América del Sur

Utilizando el viento zonal medio para cada mes del año en base al período 1978-1999, se construyeron cortes meridionales similares a los utilizados para identificar a la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur (ver Capítulo 1) (Fig. 2.2). La corriente en chorro subtropical está mejor definida durante JAS y OND, cuando aparece como un máximo bien definido cerca de 30°S y en el nivel de 200 hPa. En esta época del año aparece un máximo sobre el borde superior de los cortes, que está

asociado al vórtice polar estratosférico. Una vez establecida la circulación de verano, durante EFM, la estructura vertical del viento zonal en la troposfera muestra un único máximo en niveles altos alrededor de los 45°S. Éste presenta un aspecto elongado como si se tratara de dos máximos en distintas latitudes y niveles que se hubieran fusionado. Efectivamente, al comparar los cortes meridionales con los campos mensuales de viento zonal en 200 hPa (ver Fig. 2.1), se ve la existencia de dos corrientes en chorro que parecerían confluir sobre América del Sur. De acuerdo con la estructura vertical del máximo, se trata entonces de una corriente en chorro polar media cercana a 50°S, y una corriente en chorro subtropical localizada sobre América del Sur en torno de los 35°S. Durante AMJ, la estructura vertical del máximo de viento sobre América del Sur también presenta un máximo elongado en la dirección meridional. Hacia el polo, el máximo de viento desciende y persiste en todos los niveles de la troposfera a medida que va desplazándose hacia el sur. El extremo norte del máximo de viento, en cambio, posee un perfil típico de la corriente en chorro subtropical debido a que se sitúa en el nivel de 200 hPa y la mayor cortante vertical del viento zonal ocurre en los niveles altos de la troposfera.

2.3. Radiación emergente de onda larga

Las regiones con convección tropical constituyen importantes fuentes de energía en la atmósfera. Ya sea mediante el transporte meridional de cantidad de movimiento por medio de la circulación divergente en altura, o por medio de la excitación de ondas que inclusive pueden propagarse hacia latitudes extratropicales, estas regiones del planeta resultan de fundamental importancia para el estudio de las anomalías en la circulación de niveles altos. La Figura 2.3 muestra los valores de OLR inferiores a 240 W m^{-2} , en cuyo caso constituyen un buen indicador de la convección. Durante el verano del hemisferio sur, ésta se concentra en tres regiones: el oeste del Océano Pacífico y este del Océano Índico, América del Sur y África. Al sudeste de las dos primeras, se extiende en forma de apéndice en cada una de ellas una zona de mínimo OLR correspondiente a la zona de convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y a la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). El mínimo de OLR sobre América del Sur se ubica sobre el centro y oeste del continente entre 20°S y 5°N, y alcanza su valor más bajo durante EFM.

Distinta es la situación de invierno, cuando la convección tropical está confinada principalmente a la zona de convergencia intertropical (ZCIT) sobre la región ecuatorial. Sin embargo, en JAS la convección se concentra en el sudeste de Asia debido al monzón. Al mismo tiempo y embebida en la ZCIT, en el hemisferio occidental la convección se fortalece en el extremo este del Océano Pacífico.

2.4. Potencial de velocidad y función corriente en 200 hPa

La Figura 2.4a muestra los campos de potencial de velocidad en 200 hPa para invierno y verano. Durante el verano (EFM) se distinguen dos mínimos en la región tropical, que corresponden a centros de divergencia en altura asociados a la convección tropical (mínimos de OLR) de la Figura 2.3. El más intenso de éstos se ubica sobre el oeste del Pacífico, y el otro está localizado sobre América del Sur. Sobre el este del Pacífico, un máximo domina el campo de potencial de velocidad indicando una región de convergencia en altura. Junto con la región de divergencia en el oeste del mismo océano, ambos centros describen una celda de Walker cuya rama ascendente afecta el oeste del Pacífico y la descendente el Pacífico este. Una circulación similar pero en menor escala se establece sobre América del Sur y el Océano Atlántico, tal como se observa en la misma figura.

Durante el invierno el mayor centro de divergencia en altura está asociado al monzón del sudeste de Asia. En el extremo este del Océano Pacífico, América Central y el extremo noroeste de América del Sur, se establece otra zona de divergencia asociada a la convección de la ZCIT. Junto con el máximo de potencial de velocidad en el sudeste del Pacífico tropical, ambos centros de divergencia y convergencia en altura, indican la existencia de una celda de Hadley sobre el Pacífico este.

Las anomalías zonales de la función corriente en 200 hPa para invierno se muestran en la Figura 2.4b. Durante el invierno (JAS), en la región subtropical del hemisferio sur prevalece un número de onda 1, con una cuña en el oeste de Australia y una vaguada que afecta al este del Pacífico, América del Sur y el Atlántico.

Durante el verano del hemisferio sur (EFM) las anomalías de la función corriente en 200 hPa muestran un campo más perturbado que durante el invierno. En primer lugar,

sobre el Pacífico oeste la circulación en altura está dominada por un par de anticiclones que dan cuenta de la respuesta tipo Rossby a la intensa convección que en esta época se registra sobre el ecuador al norte de Australia. En cambio, en el Pacífico este se observa un par de anomalías ciclónicas en ambos hemisferios, en este caso como consecuencia de la convergencia que predomina sobre el este del Pacífico ecuatorial asociada a la rama descendente de la circulación de Walker. Sobre América del Sur, el principal rasgo de la circulación en altura durante el verano viene dado por la presencia de la Alta Boliviana, centrada en 20°S sobre Los Andes. Mientras tanto, el noreste de América del Sur es afectado por la presencia de una anomalía ciclónica, también característica de la circulación de verano del hemisferio sur (Satyamurty y otros 1998).

2.5. Precipitación

La Figura 2.5 presenta los valores medios de la precipitación total acumulada en periodos de tres meses durante el período 1978-1998. Los máximos valores de precipitación (mayores que 1000 mm) en América del Sur ocurren durante la primera mitad del año en el centro y norte del continente. Durante EFM la precipitación se concentra en el centro del continente debido a la intensa convección tropical que tiene lugar sobre la selva amazónica. El máximo ocurre precisamente en la desembocadura del Río Amazonas en el Océano Atlántico, debido a la convergencia de los vientos alisios. Al igual que en el campo medio de OLR se observa que el máximo de precipitación sobre el continente se extiende hacia el sudeste debido a la presencia de la ZCAS. Durante el otoño (AMJ) la convección tropical se desplaza hacia el norte del continente junto con los máximos de precipitación. A pesar de este desplazamiento, en el extremo sudeste del continente persiste un máximo de precipitación con valores superiores a 500 mm. En invierno (JAS) la zona con máxima precipitación afecta América Central y el extremo norte de América del Sur con valores máximos superiores a 1000 mm. En esta época del año esa zona está bajo la influencia de la ZCIT del Océano Pacífico oriental, que se ubica entorno de los 5°N y es mas activa durante estos meses, como muestra el campo de OLR de la Figura 2.3. Por otra parte, la ZCIT del Atlántico oriental también explica el máximo observado en la costa de Africa a esa misma latitud. El máximo de precipitación en el sudeste de América del Sur aún persiste pero su valor disminuye a menos de 500 mm y se desplaza hacia la costa. La

persistencia de este núcleo de precipitación durante la mayor parte del año permite que la precipitación se distribuya de manera bastante uniforme durante todo el año en esa región. En primavera (OND) los valores mas altos se concentran en el extremo noroeste del continente, por efecto de la convergencia de los vientos contraalísios sobre la costa colombiana, y se incrementan hacia el sudeste para dar lugar a la configuración de verano en los meses venideros.

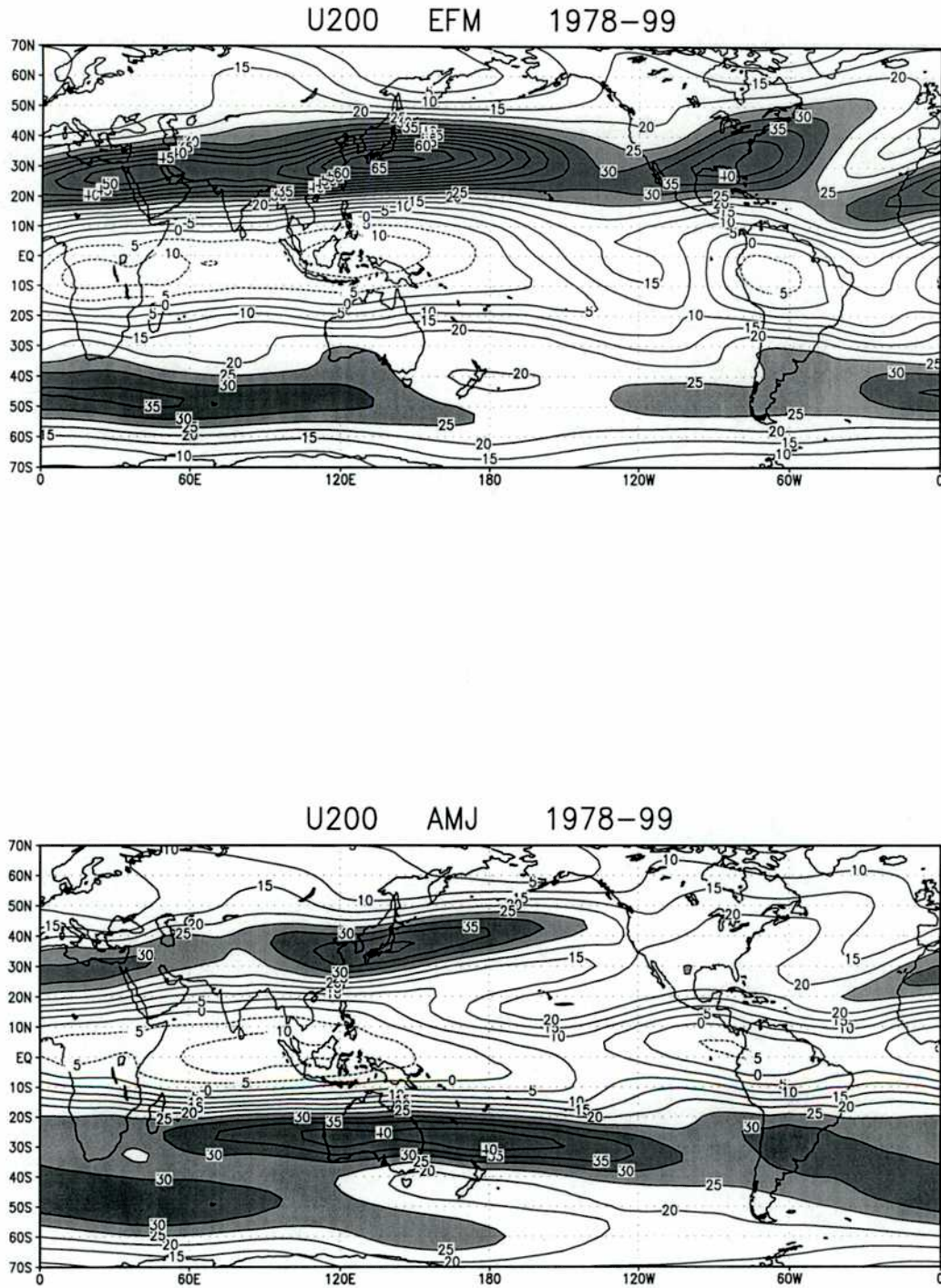


Figura 2.1 Valores medios de la componente zonal del viento en el nivel de presión de 200 hPa durante 1978-1999 para los períodos de tres meses definidos como: enero-febrero-marzo (EFM), abril-mayo-junio (AMJ), julio-agosto-septiembre (JAS) y octubre-noviembre-diciembre (OND). Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. Los contornos figuran cada 1 m s^{-1} . Los valores positivos corresponden a viento del oeste, y los valores negativos a viento del este. El sombreado claro indica viento del oeste mayor que 25 m s^{-1} y el sombreado oscuro indica viento del oeste mayor que 30 m s^{-1} .

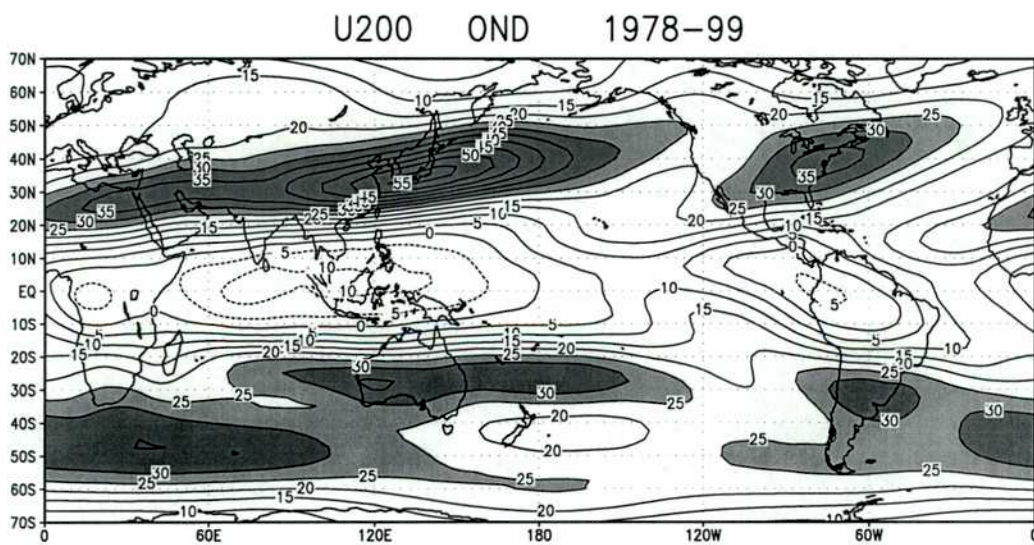
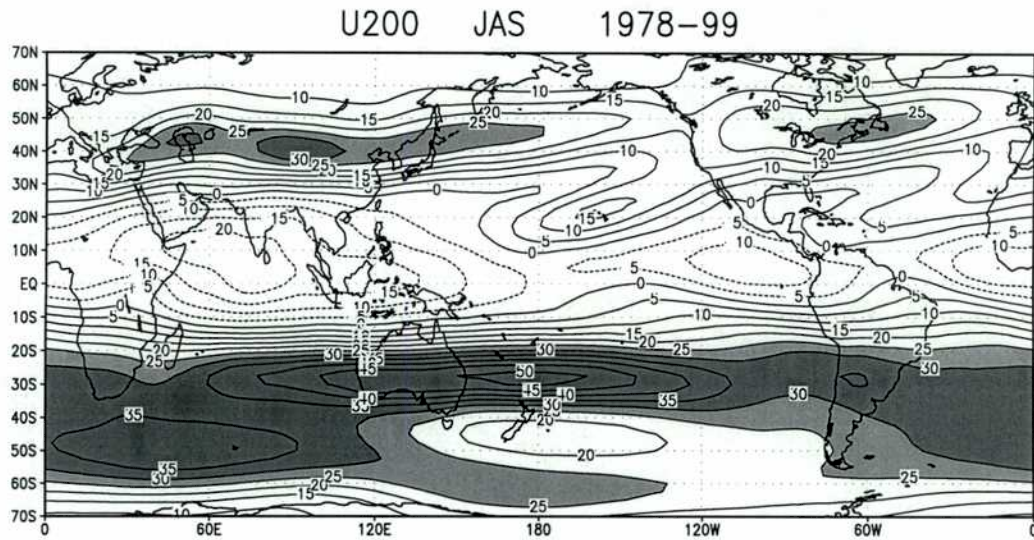


Figura 2.1 (continuación)

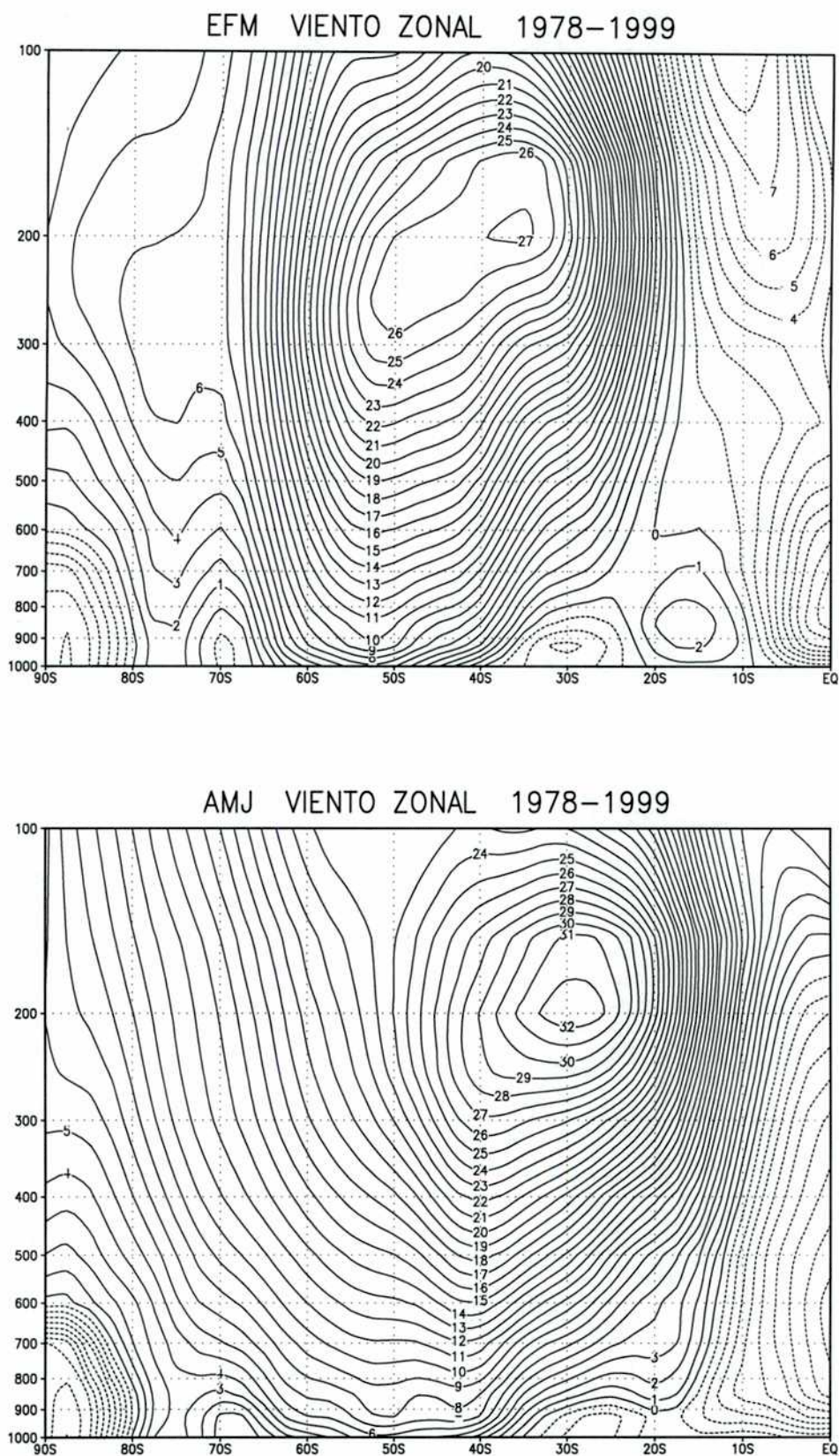
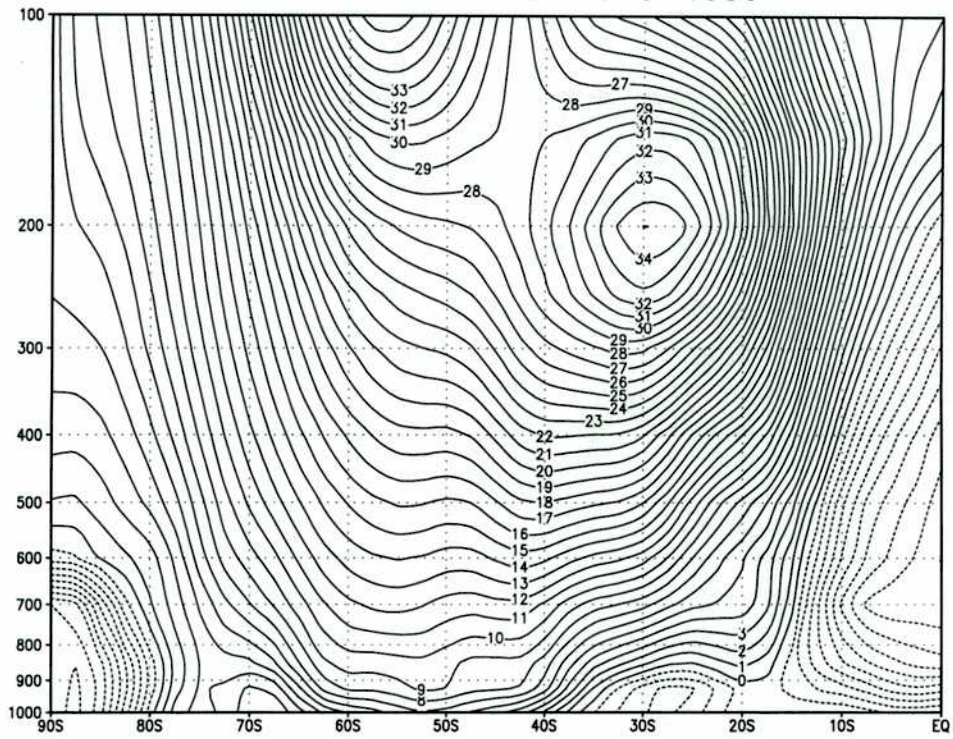


Figura 2.2 Cortes meridionales con los valores medios de la componente zonal del viento promediada entre 45°O y 75°O durante 1978-1999 para los períodos de tres meses definidos como: enero-febrero-marzo (EFM), abril-mayo-junio (AMJ), julio-agosto-septiembre (JAS) y octubre-noviembre-diciembre (OND). Los cortes se extienden desde el ecuador hasta el polo sur, y desde el nivel de 1000 hPa hasta 100 hPa. Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. Los valores positivos indican viento del oeste, y los valores negativos viento del este. La velocidad es expresada en m s^{-1} y los contornos figuran cada 1 m s^{-1} .

JAS VIENTO ZONAL 1978-1999



OND VIENTO ZONAL 1978-1999

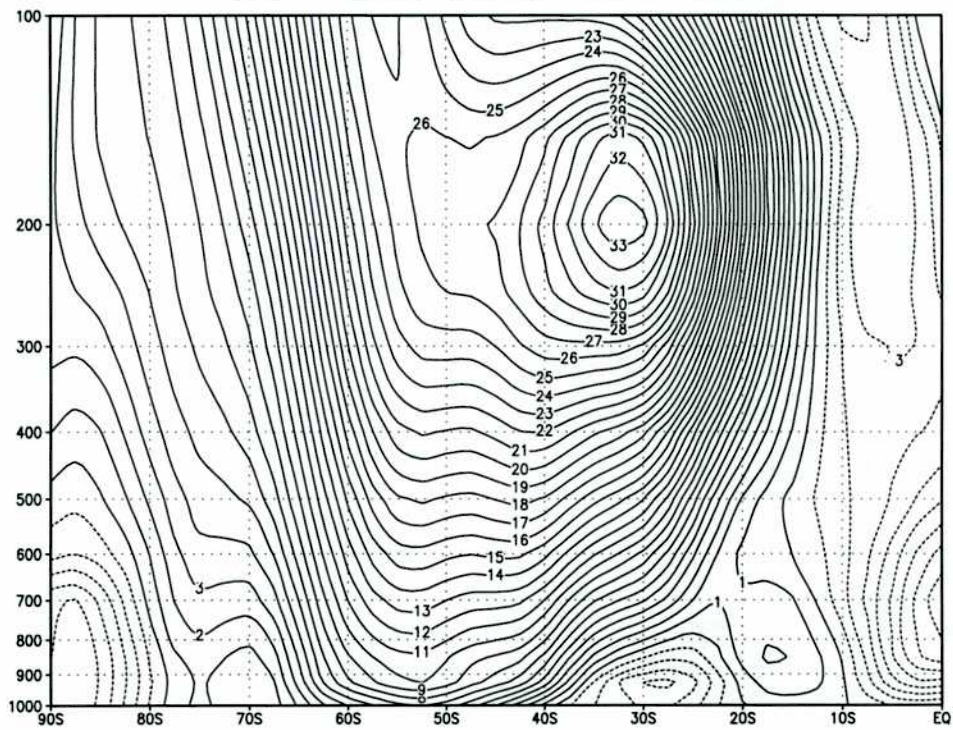


Figura 2.2 (continuación)

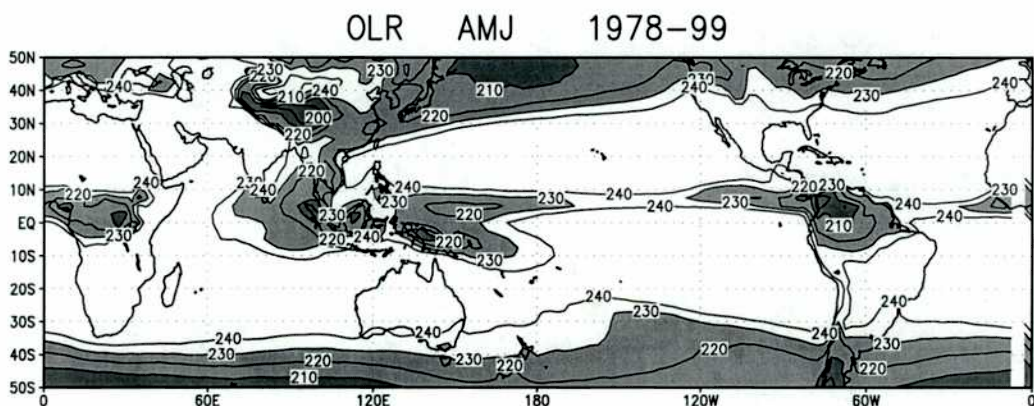
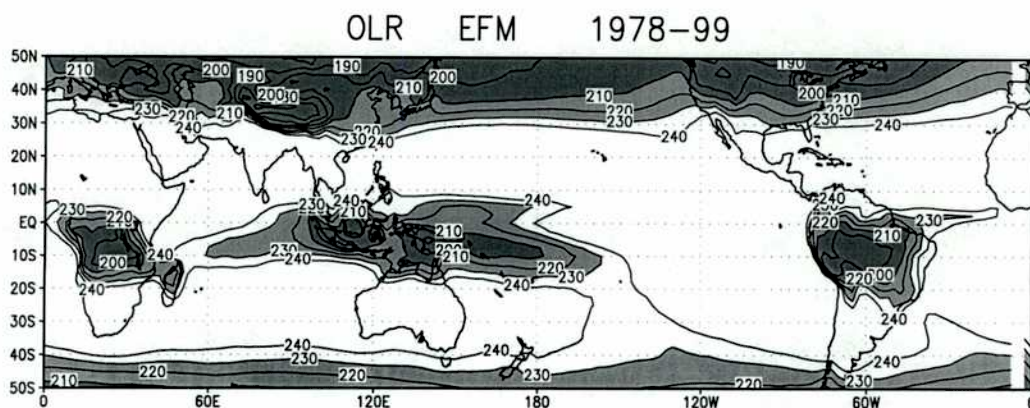
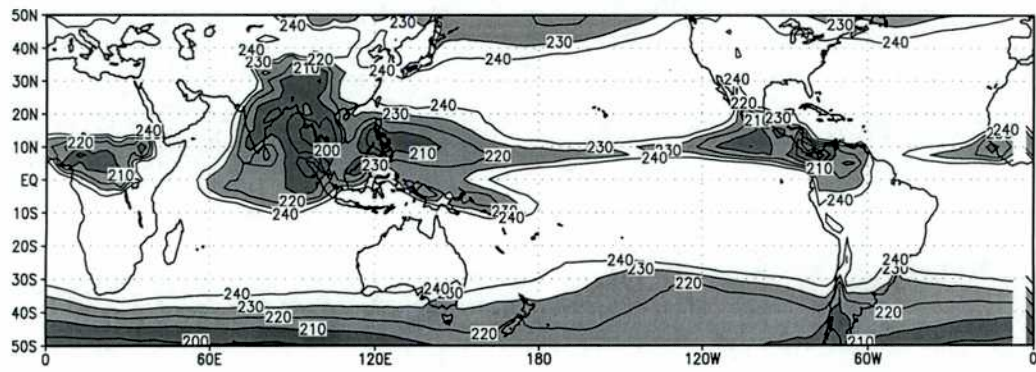


Figura 2.3 Valores medios de la radiación emergente de onda larga en el tope de la atmósfera durante 1978-1999, para los períodos de tres meses definidos como: enero-febrero-marzo (EFM), abril-mayo-junio (AMJ), julio-agosto-septiembre (JAS) y octubre-noviembre-diciembre (OND). Los valores indican flujos verticales de radiación en unidades de W m^{-2} y los contornos figuran cada 10 W m^{-2} . Solamente se muestran valores de radiación inferiores a 240 W m^{-2} , lo cual permite definir las áreas con convección tropical. El sombreado claro indica valores de radiación menores que 230 W m^{-2} y el sombreado oscuro indica radiación menor que 210 W m^{-2} . Los datos constituyen valores observados obtenidos de los CD-ROMs con los reanálisis del NCEP/NCAR.

OLR JAS 1978-99



OLR OND 1978-99

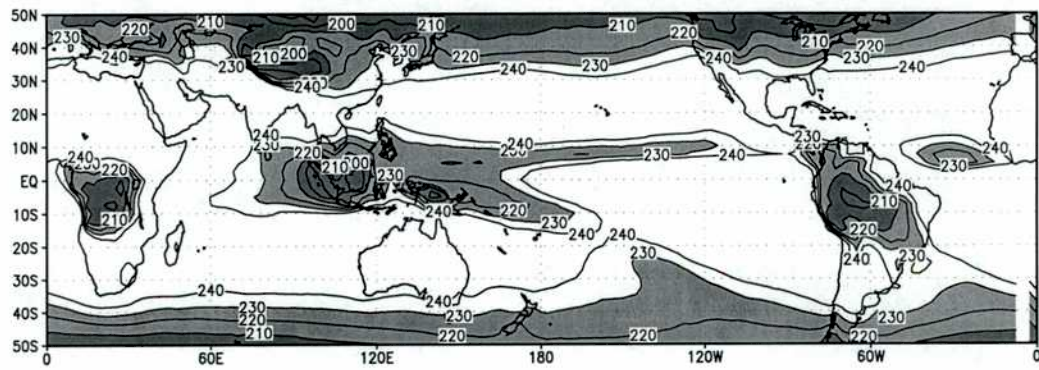
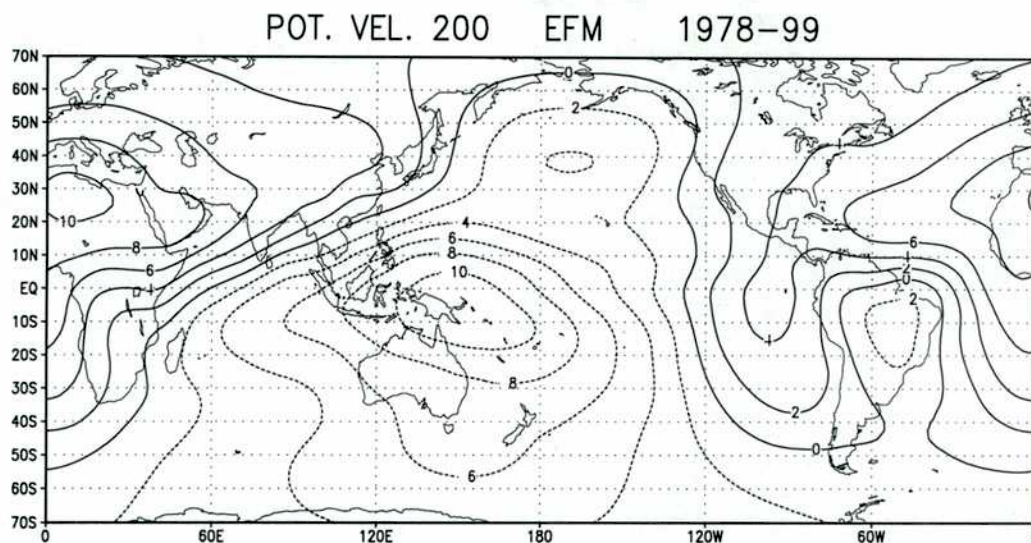


Figura 2.3 (continuación)



a

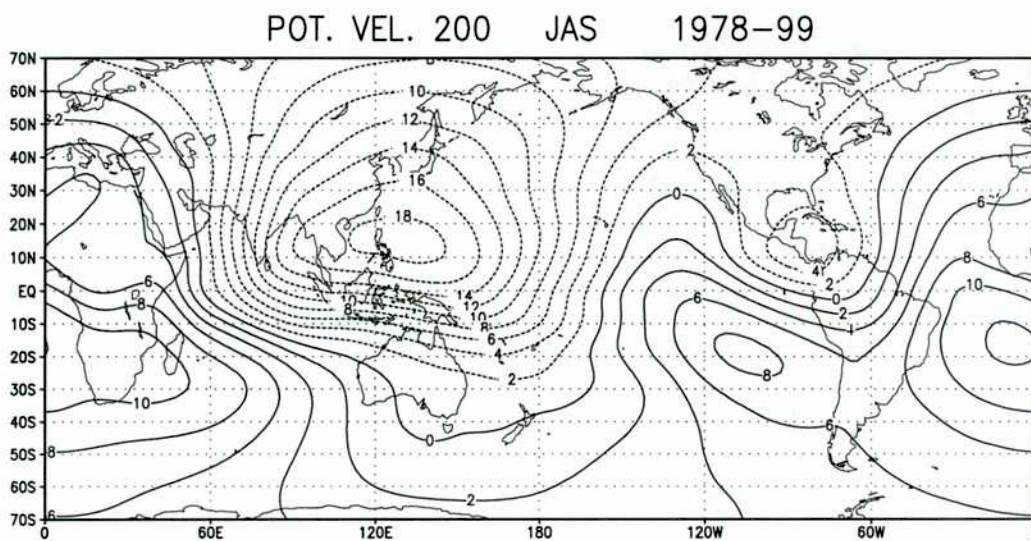
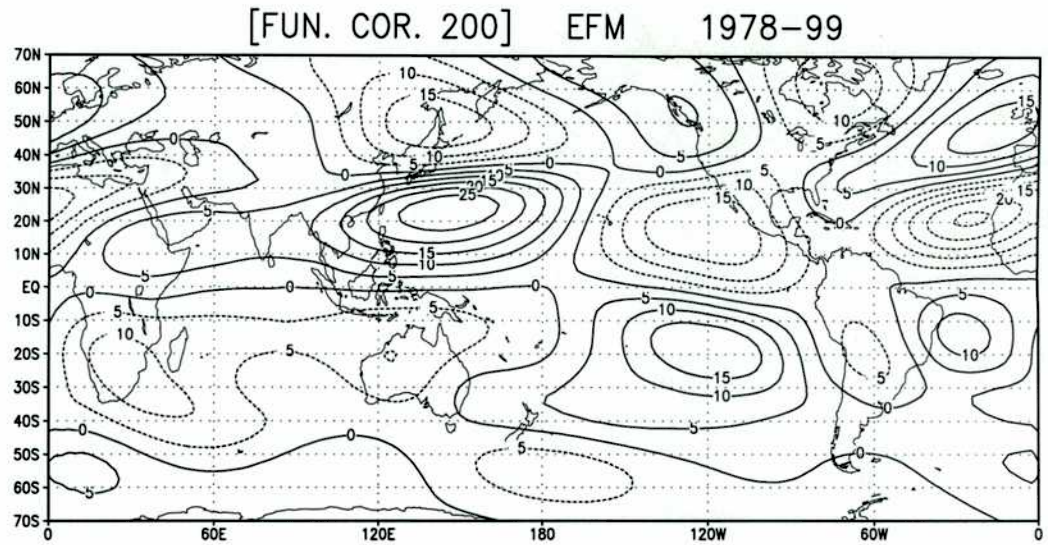


Figura 2.4 (a) Valores medios del potencial de velocidad ($10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) en el nivel de presión de 200 hPa durante 1978-1999, para los períodos de tres meses definidos como: enero-febrero-marzo (EFM) y julio-agosto-septiembre (JAS). Los datos son obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. Los contornos figuran cada $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. (b) Como en (a) pero con los valores medios de la función corriente en 200 hPa en lugar del potencial de velocidad.



b

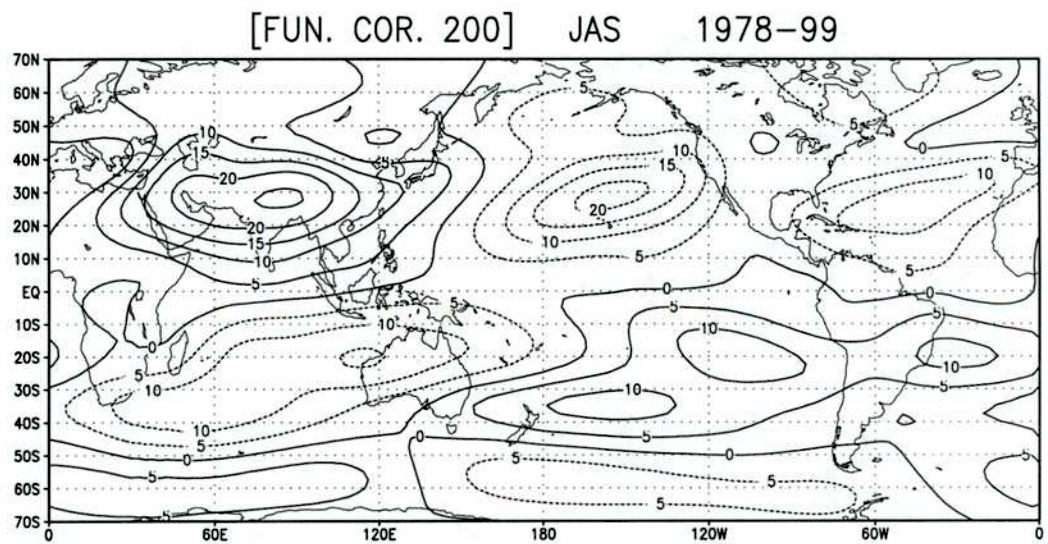


Figura 2.4 (continuación)

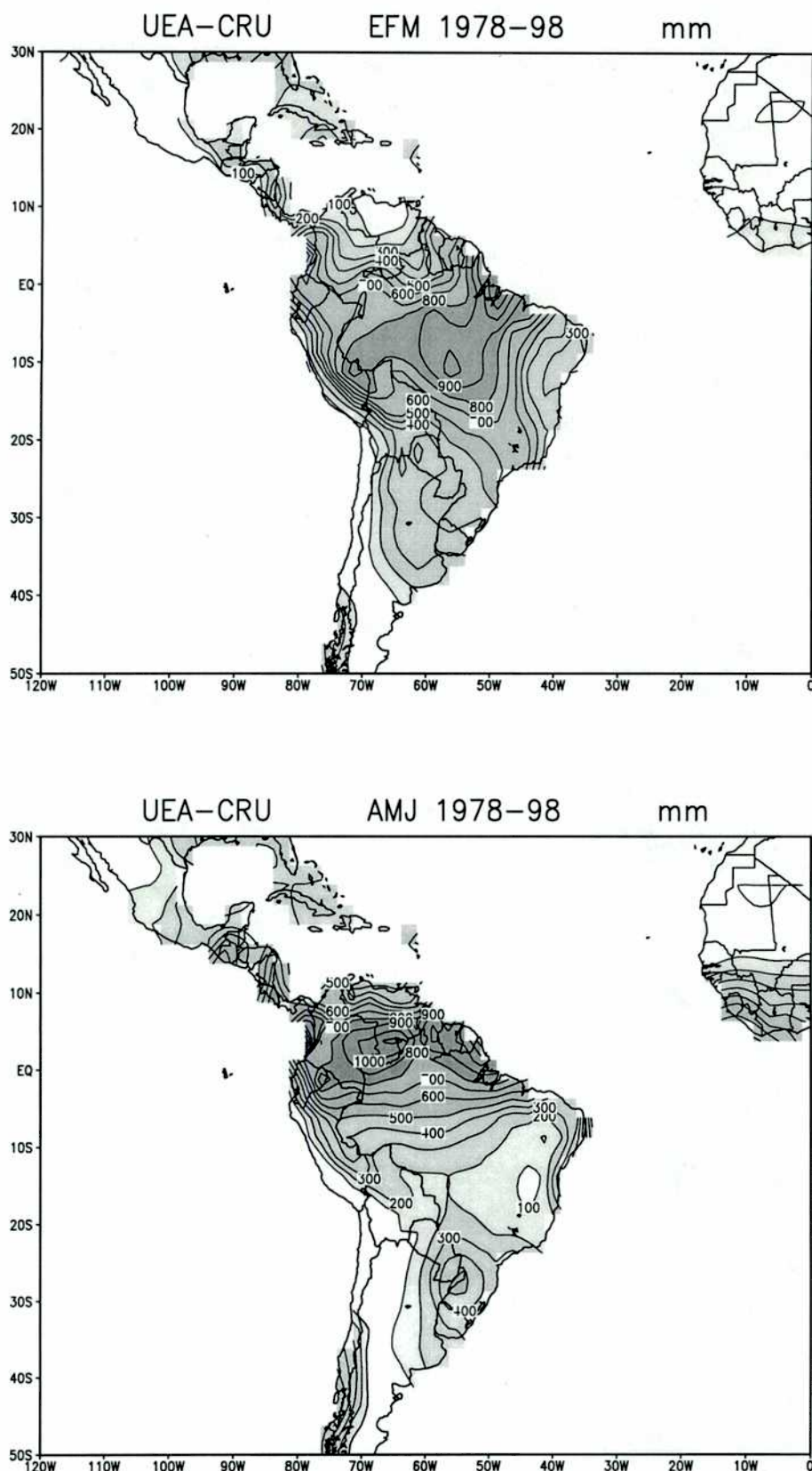


Figura 2.5 Valores medios de precipitación correspondiente a los períodos de tres meses definidos como: enero-febrero-marzo (EFM), abril-mayo-junio (AMJ), julio-agosto-septiembre (JAS) y octubre-noviembre-diciembre (OND). Los promedios se calculan en base al período 1978-1998. Los valores indicados provienen del índice de precipitación areal elaborado originalmente por la UEA-CRU (ver texto en *Datos* para mas detalles). Las unidades son mm de precipitación, y los contornos figuran cada 100 mm. La precipitación superior a 100 mm está sombreada. El sombreado más obscuro corresponde a los valores más altos de precipitación.

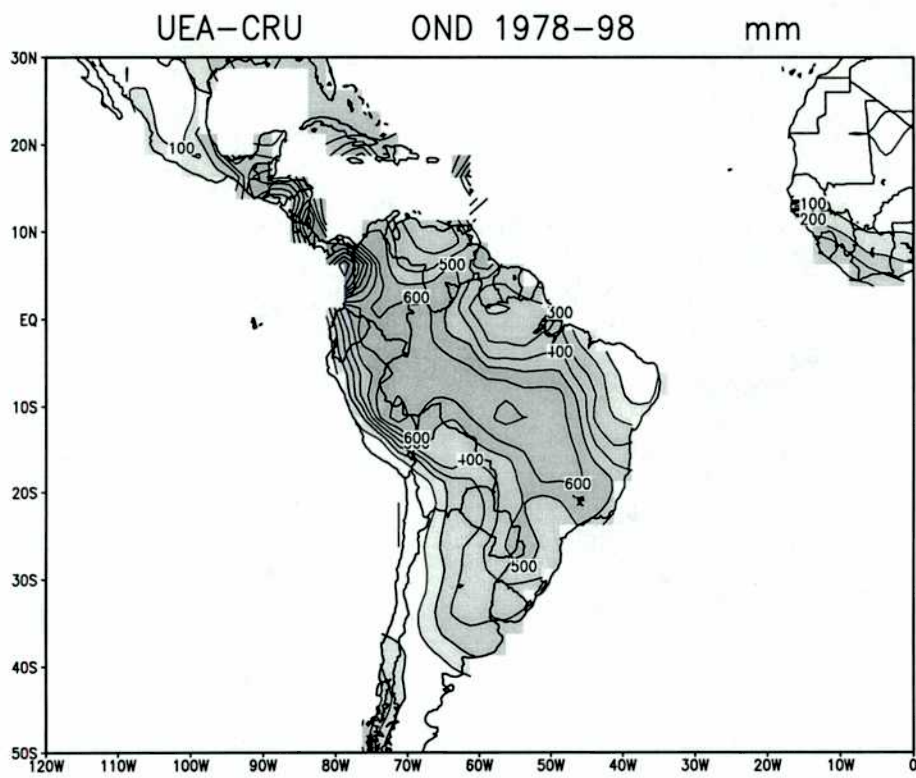
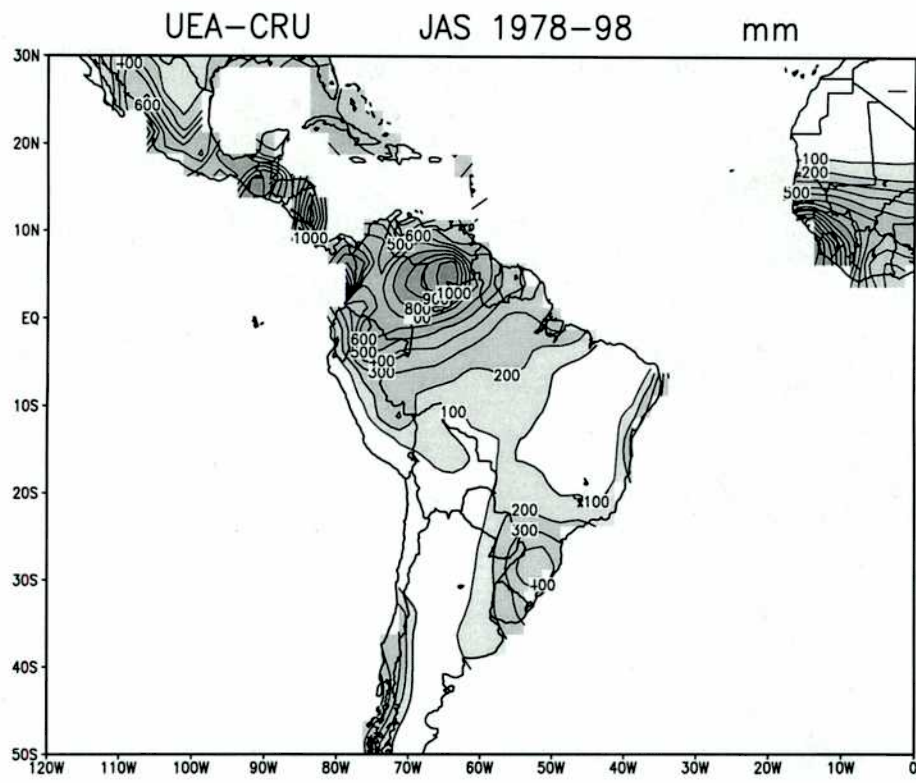


Figura 2.5 (continuación)

CAPITULO 3

Casos Intensos y Débiles de la Corriente en Chorro Subtropical

La corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur constituye un rasgo característico de la circulación regional en niveles altos inclusive durante los meses de verano. Sin embargo, durante algunos meses de ciertos años no es posible identificarla. Esta es la causa de los espacios en blanco que aparecen en la Figura 3.1 que muestra las anomalías de la intensidad de la CST durante el período 1978-1999. En la misma figura pueden apreciarse valores extremos de anomalías en su intensidad, algunos de los cuales persisten durante tres meses o más. Se define un caso intenso (débil) de la CST cuando la anomalía de su intensidad es mayor (menor) que 2 m s^{-1} (-2 m s^{-1}) y persiste durante al menos tres meses consecutivos. También se considera un caso de CST intensa (débil) cuando la anomalía de su intensidad persiste durante seis meses consecutivos o más, aunque la misma no alcance el valor de 2 m s^{-1} . Utilizando esta definición de casos intensos y débiles de la CST nos aseguramos que los mismos cumplen con un criterio que garantiza su intensidad y persistencia en la escala de tiempo estacional. Tal como se aprecia en la Tabla 3.1, la mayoría de los casos tanto intensos como débiles de CST ocurren entre julio y septiembre, época del año durante la cual la CST resulta particularmente intensa sobre América del Sur (ver Fig. 1.4, en el Capítulo 1). A fin de comparar ambos tipos de casos, solamente se estudian aquellos que ocurren durante estos meses. Se tienen entonces dos conjuntos de casos de CST, conformados por cuatro intensos (que ocurren durante los años 1983, 1987, 1995 y 1998) y cinco débiles (que ocurren durante los años 1978, 1985, 1986, 1989 y 1992). En este capítulo se efectúan análisis de distintas variables para cada uno de estos casos.

A partir de los resultados obtenidos en los análisis se postulan dos procesos dinámicos cuya acción resulta en la intensificación o el debilitamiento de la CST media

mensual sobre América del Sur. Estos procesos son: i) circulación meridional anómala en el este del Océano Pacífico (celda regional de Hadley), y ii) excitación de ondas estacionarias de gran escala (ondas de Rossby). En el Capítulo 4 se estudia a cada uno de los mecanismos propuestos y se efectúan una serie de cálculos con el objeto de cuantificar sus efectos en la ocurrencia de anomalías en la intensidad de la CST.

A continuación se presentan algunos antecedentes de los mecanismos que afectan a la corriente en chorro subtropical. En una escala de tiempo cercana a la sinóptica, Berbery y Nogués-Paegle (1993) estudiaron los mecanismos que explican los máximos de viento del oeste en 200 hPa y los relacionan con la oscilación de 30-60 días de los trópicos. Estos mecanismos consisten en: i) circulaciones meridionales con movimientos ascendentes en las áreas de convección tropical, y ii) excitación de ondas de Rossby por calentamiento en la zona tropical. Vincent y otros (1997) estudian la importancia relativa de forzantes extratropicales (asociado a la acción de ondas extratropicales) y tropicales (celdas regionales de Hadley) de núcleos de la corriente en chorro subtropical en la región de Australia y el Pacífico Sur. Sus resultados indican que en algunos casos el forzante tropical fue la causa de la intensificación de la CST, mientras que en otros la explicación viene dada por la actividad de ondas extratropicales.

Varios autores han estudiado las interacciones entre los trópicos y los extratropicos en el hemisferio sur, y encontraron una relación con la corriente en chorro subtropical. En la escala interanual, Garreaud y Battisti (1999) hallaron que las anomalías de la circulación en latitudes medias se deben a teleconexiones con el océano Pacífico tropical a través de ondas planetarias.

En particular, durante la fase caliente de los eventos ENOS, Karoly (1989) encontró un patrón a escala global del viento zonal en 200 hPa que podría estar asociado con la intensificación de la CST. En invierno, este patrón es el denominado Pacífico-América del Sur (PSA, del inglés *Pacific-South American pattern*). Zhang y otros (1997) sostienen que las anomalías de la circulación en latitudes medias vinculadas al ENOS se manifiestan fundamentalmente en la extensión zonal de la corriente en chorro subtropical. Esto probablemente se debe a las interacciones entre el flujo medio y la propagación de ondas, y a cambios en la circulación de Hadley en el centro y este del océano Pacífico tropical. La hipótesis de una circulación meridional directa anómala en

el este del Océano Pacífico que afecta a la CST sobre América del Sur durante los eventos El Niño y La Niña, había sido propuesta ya por Ropelewski y Halpert (1987, 1989). Mediante la utilización de funciones de influencia (en inglés, *influence functions*) en un modelo barotrópico, Grimm y Silva Dias (1995) determinan que el centro de acción del PSA ubicado al sudeste de América del Sur está vinculado con el este del Pacífico tropical. Antico y Berri (1999) muestran la existencia de una conexión entre el índice Niño1+2, en el este del océano Pacífico tropical, y la intensidad de la corriente en chorro subtropical sobre América del Sur.

Este capítulo se divide en cuatro secciones, cada una de las cuales consiste en un análisis correspondiente a una determinada variable meteorológica. Estos diagnósticos se basan en la composición o el promedio de las anomalías de los conjuntos de casos intensos y débiles de la CST. En ciertos casos, se muestran también las anomalías de cada uno de los casos particulares que conforman los conjuntos de CST intensas y débiles.

3.1 Análisis de la radiación emergente de onda larga y el viento zonal en 200 hPa

En la Figura 3.2a se observa una anomalía positiva de viento zonal en 26°S centrada sobre la costa oeste de América del Sur que corresponde a la intensificación de la CST. Una anomalía negativa de viento zonal afecta la región subtropical del continente y los océanos adyacentes entre el ecuador y 15°S. En el Pacífico oeste hay un par de anomalías de viento zonal con valores negativos en los subtrópicos y Australia, y valores positivos en los trópicos al norte de Australia. Existe también otra anomalía positiva de viento zonal al sur de Nueva Zelanda.

Al mismo tiempo que ocurre la intensificación de la CST sobre América del Sur, se observa una anomalía negativa de OLR en el Océano Pacífico este en 5°N, y una anomalía positiva centrada sobre América del Sur en 15°S (Fig. 3.2b). También se observan anomalías positivas de OLR en 20°N a lo largo del océano Pacífico Norte, lo cual estaría indicando un fortalecimiento de la subsidencia en esas regiones. Lo mismo sucede en el Pacífico tropical oeste y el Pacífico Sur subtropical desde la línea de cambio de fecha hasta 120°O. Al analizar cada uno de los casos intensos por separado (Fig. 3.3) se observa que la anomalía negativa de OLR en el este del Pacífico tropical está presente en todos los casos, excepto en 1995 como se discutirá mas adelante. En

esta región, la convección tropical se organiza en una estrecha banda de unos pocos grados de latitud, conformando la ZCIT, cuya posición media se localiza en 5°N durante julio–septiembre. Sin embargo, la Figura 3.2b indica una baja significancia estadística asociada con esta anomalía negativa de OLR en el Pacífico tropical este. Ésta puede ser explicada por el bajo número de casos considerados (tan solo cuatro), y la relativamente alta variabilidad de la posición de la ZCIT en el mismo conjunto de casos, como se infiere de la comparación entre los distintos casos en la Figura 3.3.

La presencia de una anomalía negativa de OLR aguas afuera de la costa de América Central sugiere la existencia de una circulación meridional directa en el Pacífico oriental, actuando como la posible causa de la intensificación de la CST sobre América del Sur. La ubicación de la rama ascendente de la celda directa correspondería con la región de mínimo OLR, es decir con una región de intensa convección en la ZCIT. En cambio, la rama descendente podría estar afectando una amplia zona en latitudes subtropicales que se extiende desde el sudeste del océano Pacífico hasta América Central, denominada “el triángulo seco” por Rasmusson y Mo (1993).

La Figura 3.4a muestra el promedio de anomalías de viento zonal para los casos débiles de CST. La anomalía negativa asociada al debilitamiento de la CST sobre América del Sur entorno de los 30°S, se extiende desde el Océano Pacífico en 130°O hasta el Atlántico en 30°O. Una anomalía positiva de viento zonal ocurre entre el ecuador y 20°S sobre América del Sur, al norte de la anomalía negativa. Al igual que en el promedio de casos intensos, existe un par de anomalías con signos opuestos, de las cuales una se extiende sobre el Océano Pacífico oeste (anomalía negativa), y la otra sobre Australia (anomalía positiva). Al sur de éstas, se encuentra otra anomalía negativa de viento zonal cerca de Nueva Zelanda que podría estar asociada con un debilitamiento de la corriente en chorro polar media en esa área.

El patrón de anomalías de OLR (Figs. 3.4b) observado en el promedio de casos de CST débiles muestra una anomalía positiva que se extiende zonalmente sobre el centro y el este del Océano Pacífico Norte tropical. En la Figura 3.5 se observa la presencia de esta anomalía en cada uno de los casos de CST débil. En los casos de CST débil de 1989 y 1992 se muestra el promedio de anomalías de julio-agosto y agosto-septiembre, respectivamente, que es cuando ocurren estos dos casos particulares (ver Tabla 3.1). Al norte de dicha anomalía, se extiende una anomalía

negativa de OLR de igual intensidad. Ambas anomalías indican un desplazamiento hacia el norte de la ZCIT del Pacífico durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST en América del Sur. También se desarrolla otra anomalía negativa en el este del Océano Índico y en el centro de América del Sur. Por lo tanto, el promedio de anomalías de OLR para los casos débiles de CST sugiere que, al suprimirse la convección tropical en el este del Océano Pacífico, la celda de Hadley se debilita y por consiguiente, la intensidad de la CST sobre América del Sur.

El conjunto de CST intensas presenta un caso singular en el cual el patrón de anomalías de OLR difiere de los demás. En el caso particular de la CST intensa de 1995, el patrón de anomalías de OLR en el centro y este del Océano Pacífico tropical (Fig. 3.3) es similar al hallado para el promedio de casos débiles de CST (Fig. 3.4b). Por lo tanto, este caso singular no se puede explicar en términos de anomalías de la circulación meridional en el este del Océano Pacífico. En cambio, como se discutirá en la Sección 3.2, existen evidencias de actividad de ondas de Rossby que se originan al oeste en el Océano Pacífico y viajan hacia el este hasta América del Sur siguiendo una trayectoria en forma de arco en latitudes extratropicales.

3.2. El caso singular del año 1995

El promedio las anomalías zonales mensuales de la función corriente en 200 hPa correspondientes a julio, agosto y septiembre de 1995 (Fig. 3.6) muestra un tren de ondas en el Océano Pacífico Sur y América del Sur. Este patrón también está presente en cada uno de los tres meses individuales. La ubicación de las anomalías de la función corriente coincide con los centros de acción del denominado patrón Pacífico-América del Sur (PSA, del inglés *Pacific-South America*) (Karoly 1989). En la Figura 3.6, el patrón similar al PSA viene dado por una anomalía anticiclónica sobre el Océano Pacífico al sudoeste de América del Sur (120°O - 55°S) y una anomalía ciclónica al sudeste del continente (60°O - 55°S). La anomalía anticiclónica ubicada en 25°S sobre la costa este de América del Sur se asemeja a otro centro de acción del mismo patrón. La forma de arco, primero hacia el polo y luego hacia el este característica de este patrón, es típica de ondas de Rossby generadas remotamente, como se ilustra en Renwick y Revell (1999).

Volviendo a la Figura 3.3, podemos ver una intensa anomalía positiva de OLR sobre América del Sur en julio-septiembre 1995. Al mismo tiempo, se observa una anomalía negativa sobre el Océano Atlántico Norte tropical que revela una intensa ZCIT. Esto podría estar indicando que la convección tropical en esa zona fortalece a una circulación meridional tipo Hadley, cuya rama descendente afectaría América del Sur y parte del Océano Atlántico. Como consecuencia de la subsidencia de aire, sobre esa misma región se establece una circulación anticiclónica anómala. Esto es precisamente lo que se ve en la Figura 3.6, en donde la anomalía anticiclónica (anomalía negativa de la función corriente en 25°S) se corresponde con la anomalía positiva de OLR de la Figura 3.3 en la región tropical de América del Sur.

3.3. Variaciones en tiempo-longitud del viento zonal en 200 hPa

Para estudiar la evolución en el tiempo de las anomalías del viento zonal en el nivel de 200 hPa se construyeron diagramas de Hovmoeller tanto para el promedio de los casos intensos como para el correspondiente a los casos débiles de la CST. Estos diagramas de tiempo vs. longitud comprenden un período de 36 meses que se extiende desde enero del año previo, indicado como año(-1), hasta diciembre del año siguiente, designado como año(+1). La componente zonal del viento fue promediada sobre bandas de diez grados de latitud de ancho, centradas cada diez grados de latitud desde el ecuador hasta 60° de latitud.

3.3.1. Casos intensos

La Figura 3.7a, correspondiente a 30°S –la posición media de la CST sobre América del Sur–, muestra en forma clara la propagación hacia el este de una anomalía positiva del viento zonal en 200 hPa que aparece en el Océano Pacífico al este de 170°E en mayo(-1). En agosto(0), la anomalía alcanza América del Sur acelerando a la CST, y continúa propagándose hacia el este hasta alcanzar el Océano Atlántico Sur en julio(+1). Únicamente durante los últimos tres meses del año(0) el signo de la anomalía positiva se revierte de manera temporaria sobre el continente y el Océano Atlántico,

dando lugar a una anomalía negativa del viento zonal sobre América del Sur. En la Figura 3.7a, también se observa una anomalía negativa en la intensidad del viento zonal que persiste al oeste de la anomalía positiva antes descrita. Ambas anomalías de viento se propagan hacia el este aproximadamente con igual velocidad, semejando un patrón de número de onda zonal 1 que completa medio ciclo en 2 años sobre el centro del Océano Pacífico.

La evolución de las anomalías de viento zonal sobre el ecuador (Fig. 3.7b) corresponde a la fase opuesta del patrón encontrado en 30°S, de modo tal que una anomalía positiva de viento zonal en 30°S está asociada a otra negativa en el ecuador, y viceversa. El rasgo más destacable de la Figura 3.7b es la disminución de los oestes en el Océano Pacífico y el aumento de los oestes en el Océano Atlántico durante la mayor parte del año(-1) y la primera mitad del año(0). Este patrón se revierte a mediados del año(0), presentando anomalías positivas de viento zonal en el Océano Pacífico y negativas en el Océano Atlántico y América del Sur.

El patrón de anomalías de viento zonal en 20°S (Fig. 3.7c), muy similar al correspondiente a 20°N (Fig. 3.7d), revela un modo dominante con un número de onda zonal igual a cero que completa la mitad de un ciclo en aproximadamente un año. La Figura 3.7c muestra un intenso flujo del oeste alrededor del globo en 20°S durante la primera mitad del año(0), que luego da lugar a una disminución del flujo del oeste en el mismo anillo de latitud durante la mayor parte del año(+1). Un patrón similar, pero en fase opuesta, se manifiesta en 60°S (Fig. 3.7e). Por consiguiente, los oestes débiles dominan la circulación en 200 hPa alrededor de los 60°S al final del año(-1) y a comienzos del año(0), mientras que los oestes se fortalecen alrededor del globo durante el siguiente verano austral. Este patrón de viento zonal en 200 hPa es similar al descrito por Karoly (1989) durante el verano austral de la fase caliente del evento ENOS.

3.3.2. Casos débiles

El patrón de viento zonal en 200 hPa en 30°S (Fig. 3.8a) muestra una anomalía negativa del viento zonal asociada al debilitamiento de la CST sobre América del Sur durante el período julio–septiembre del año(0), que aparece en el centro del Océano Pacífico durante la primera mitad del año(-1). Simultáneamente, una anomalía positiva

del viento zonal ocurre sobre el Océano Índico, al oeste de la anomalía negativa del viento zonal en el Océano Pacífico. La evolución en el tiempo de este par de anomalías del viento zonal es similar a la observada en el promedio de casos intensos sobre el Océano Pacífico, es decir que éstas se propagan hacia el este como un número de onda zonal igual a uno, y cumpliendo medio ciclo en aproximadamente dos años. Sin embargo su magnitud es considerablemente menor que la correspondiente a las anomalías del caso medio de la CST intensa. En el ecuador (Fig. 3.8b), el patrón de anomalías es similar al observado en 30°S (Fig. 3.8a) pero en fase opuesta, y también se propaga hacia el este.

3.4. La influencia de la temperatura de la superficie del mar del Océano Pacífico

Dado que la convección tropical está influenciada en gran medida por la temperatura de la superficie del mar (TSM), se estudia la relación entre la convección anormalmente intensa frente a la costa oeste de América del Sur sobre el este del Océano Pacífico tropical y la presencia de anomalías calientes de TSM en la región (comparar Figs. 3.9a y 3.2b). Las anomalías más intensas de TSM ocurren a lo largo de la costa sudamericana entre el ecuador y 10°S. Pero los máximos valores de TSM, que proveen suficiente calor para sostener la convección tropical, se encuentran al norte de 5°N (Fig. 3.9b). Esta diferencia en la localización de las anomalías y las máximas TSMs, explica por qué la posición de las anomalías de OLR no coincide exactamente con las anomalías calientes de TSM. Por otra parte, cuando la convección tropical es atenuada en el este del Pacífico tropical (Fig. 3.4b) se observa una anomalía fría sobre esa área (Fig. 3.10a). Tal como se discutió mas arriba, en este caso la región en donde se observan las anomalías de TSM no coincide con las máximas TSMs (Fig. 3.10b). Exceptuando el caso singular de la CST intensa de 1995, todos los demás muestran una correlación positiva con las anomalías de TSM en el este del Océano Pacífico Sur tropical frente a la costa americana. La Tabla 3.2 muestra la correspondencia directa que existe entre las anomalías del índice Niño1+2 y las anomalías de la intensidad de la CST para cada uno de los casos intensos y débiles.

El análisis de la evolución en el tiempo de las anomalías del viento zonal en 200 hPa de la Sección 3.1.3, revela un patrón global con número de onda zonal 1 que se propaga hacia el este desde el Océano Pacífico occidental durante el año(-1) hasta

alcanzar América del Sur durante julio–septiembre, cuando ocurre la anomalía en la intensidad de la CST. Esta oscilación posee un período promedio de aproximadamente cuatro años, es decir que transcurre en una escala de tiempo comparable con la del fenómeno ENOS. De hecho, todos los casos intensos ocurren durante el final de la fase caliente del ENOS, tal como se aprecia en la Tabla 3.3 en donde se presenta una clasificación de eventos El Niño y La Niña obtenida de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (www.noaa.gov). Esto está de acuerdo con otros estudios (Grimm y Silva Dias 1995; Ropelewski y Halpert 1987), que vinculan una extensión hacia el este de la corriente en chorro subtropical del Océano Pacífico sobre América del Sur y el Océano Atlántico durante los eventos El Niño. Por otro lado, durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST sobre América del Sur, no se evidencia la relación con el ENOS. En la Tabla 3.3 se ve que el único caso de CST débil que ocurre al final de un evento La Niña es el de 1989, mientras que los casos débiles de 1978 y 1992 ocurren al finalizar eventos El Niño. En julio-septiembre de 1985 y 1986, cuando también se registran casos débiles de la CST, no se desarrolla ninguna de las fases tanto fría como caliente del evento ENOS.

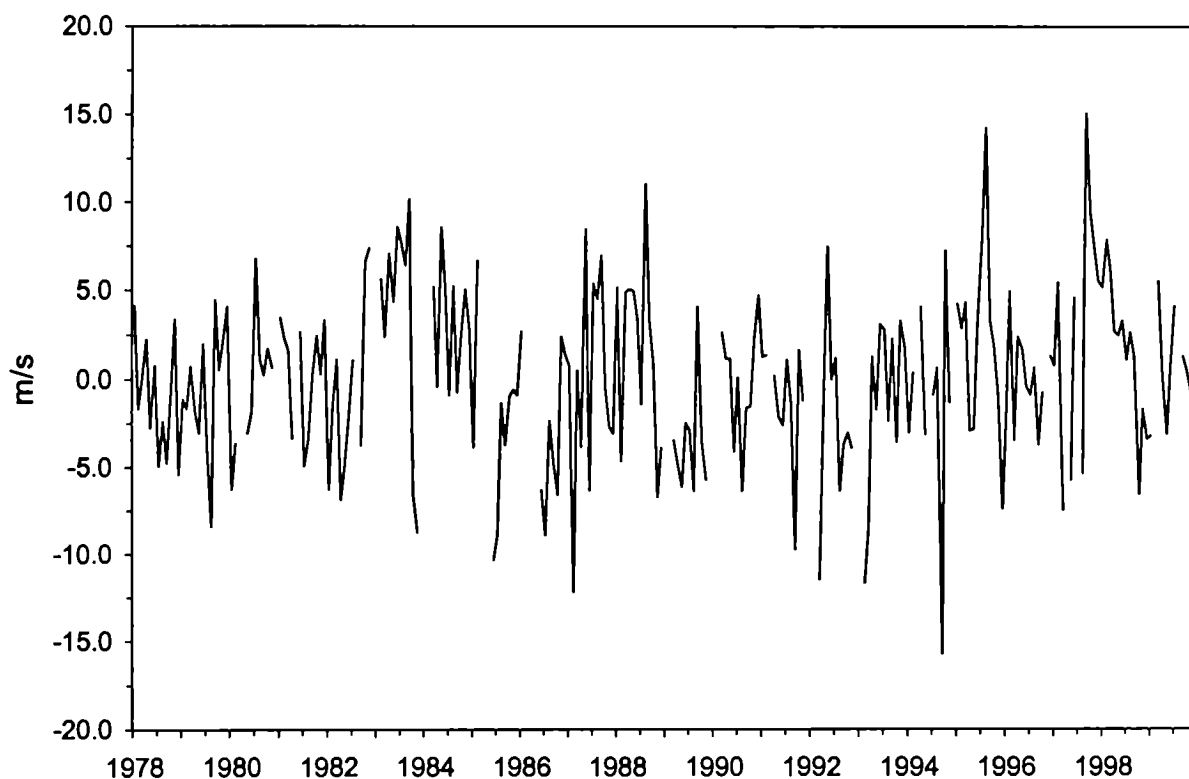


Figura 3.1 Serie temporal de las anomalías de la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur, en base al período 1978-1999. Las unidades son m s^{-1} y están indicadas en el eje vertical de la izquierda. Las discontinuidades en la serie corresponden a meses en los cuales no ha sido posible identificar a la corriente en chorro subtropical media mensual (ver texto para mas detalles). Los valores también se muestran en la Tabla 3.1.

Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
1978	4.1	-1.7	0.1	2.2	-2.8	0.8	-4.9	-2.4	-4.8	-1.1	3.4	-5.4
1979	-1.2	-1.7	0.7	-1.9	-3.1	2.0	-3.9	-8.4	4.4	0.5	2.3	4.1
1980	-6.3	-3.7			-3.1	-1.8	6.8	1.1	0.2	1.7	0.7	
1981	3.4	2.3	1.6	-3.4		2.7	-4.9	-3.4	0.2	2.4	0.3	3.3
1982	-6.3	-1.7	1.1	-6.9	-5.0	-2.1	1.1		-3.8	6.6	7.4	
1983		5.6	2.4	7.0	4.3	8.6	7.7	6.4	10.1	-6.6	-8.7	
1984	5.9		5.2	-0.5	8.5	5.0	-0.9	5.2	-0.8	2.4	5.1	2.8
1985	-3.9	6.6				-10.3	-8.9	-1.4	-3.8	-1.0	-0.6	-0.9
1986	2.6		-0.5			-6.3	-8.9	-2.4	-4.8	-6.6	2.4	1.4
1987	0.7	-12.2	0.5	-3.9	8.4	-6.3	5.4	4.5	6.9	-0.6	-2.7	-3.1
1988	5.1	-4.7	4.9	5.0	4.9	3.4	-1.4	11.0	3.3	0.8	-6.7	-3.9
1989			-3.5	-4.9	-6.2	-2.5	-2.9	-6.4	4.0	-3.6	-5.7	
1990			2.6	1.1	1.1	-4.1	0.1	-6.4	-1.7	-1.6	2.3	4.7
1991	1.2	1.3		0.1	-2.2	-2.6	1.1	-1.4	-9.8	1.6	-1.2	
1992	-7.3		-11.5	-1.9	7.4	0.0	1.2	-6.4	-3.8	-3.1	-3.9	
1993		-11.7	-8.5	1.2	-1.8	3.1	2.8	-2.4	2.2	-3.6	3.3	1.7
1994	-3.1	0.3		4.0	-3.2		-0.9	0.6	-15.8	7.2	-1.3	
1995	4.2	2.8	4.3	-3.0	-2.9	3.1	7.8	14.2	3.2	1.8	-0.7	-7.4
1996	-2.3	4.9	-3.5	2.3	1.6	-0.4	-0.9	0.6	-3.8	-0.8		1.3
1997	0.7	5.4	-7.5		-5.8	4.6		-5.4	15.0	9.4	7.5	5.5
1998	5.1	7.8	6.1	2.6	2.4	3.3	1.1	2.6	1.2	-6.6	-1.7	-3.4
1999	-3.3		5.5	0.1	-3.2	0.7	4.1		1.2	0.4	-0.7	-0.4

Tabla 3.1 Anomalías de la intensidad de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante el período 1978-1999 expresadas en $m s^{-1}$. Cada columna corresponde a un mes del año, y las filas corresponden a cada uno de los años comprendidos en el período 1978-1999. Los valores en sombreado claro constituyen los casos débiles de la CST (ver texto para mayor explicación), y en sombreado oscuro los casos intensos de la CST (ver texto para mayor explicación). Las líneas verticales en el centro de la tabla señalan el período julio-septiembre, cuando ocurre la mayor cantidad de casos intensos y débiles de la CST.

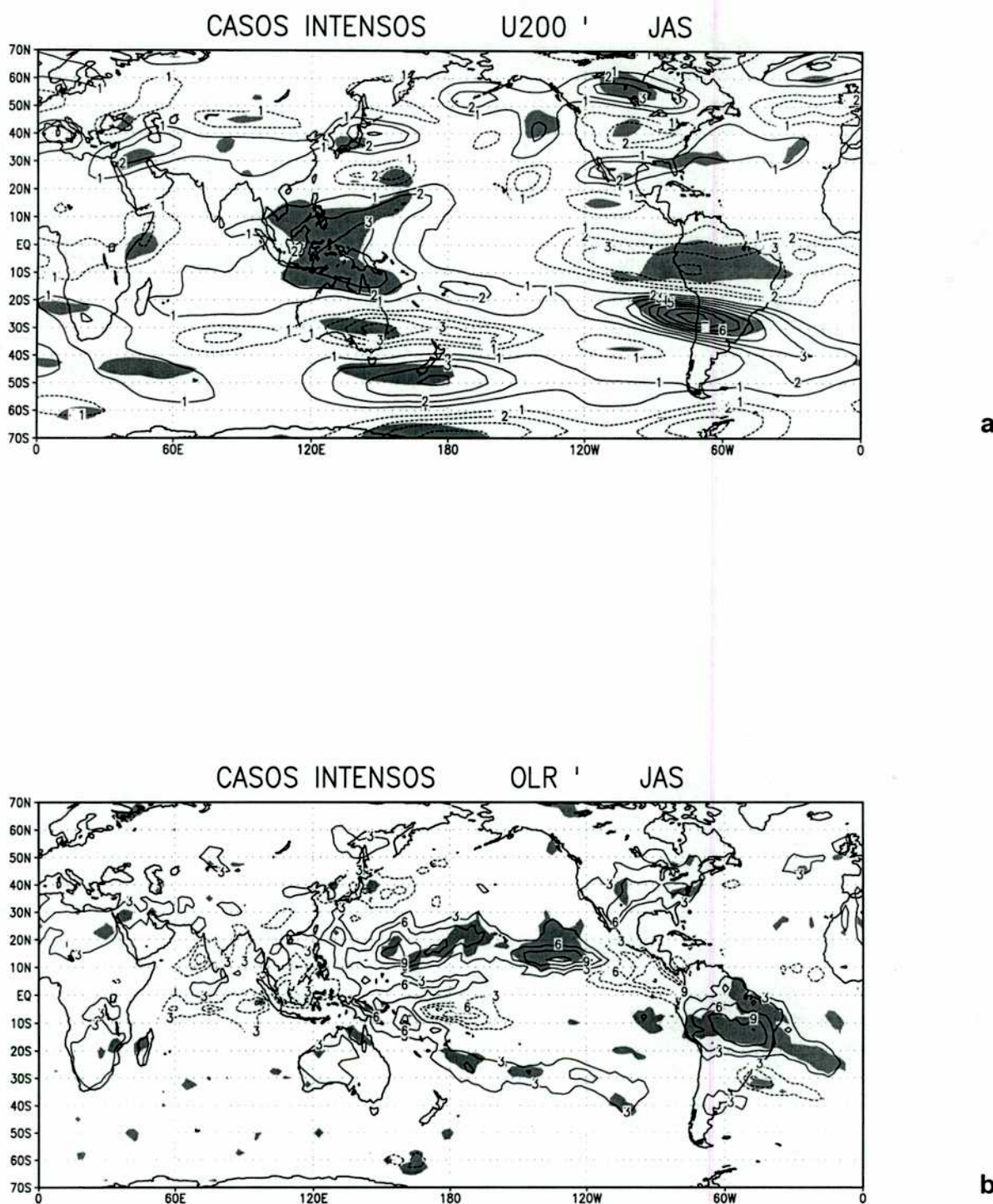


Figura 3.2 (a) Promedio de anomalías de la componente zonal del viento en el nivel de presión de 200 hPa correspondiente a los casos intensos de la CST en julio-septiembre. Las unidades son m s^{-1} y los contornos figuran cada 1 m s^{-1} . Las anomalías se basan en el período 1978-1999 de datos obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP/NCAR. Las líneas a trazos indican anomalías negativas, y las continuas indican anomalías positivas. La línea de contorno cero se omite para mayor claridad. El sombreado indica significancia estadística al nivel del 5% de acuerdo con una distribución Student-t. (b) Como en (a) pero con la radiación emergente de onda larga en el tope de la atmósfera en lugar del viento zonal en el nivel de presión de 200 hPa. Las unidades en este caso son W m^{-2} y los contornos figuran cada 3 W m^{-2} .

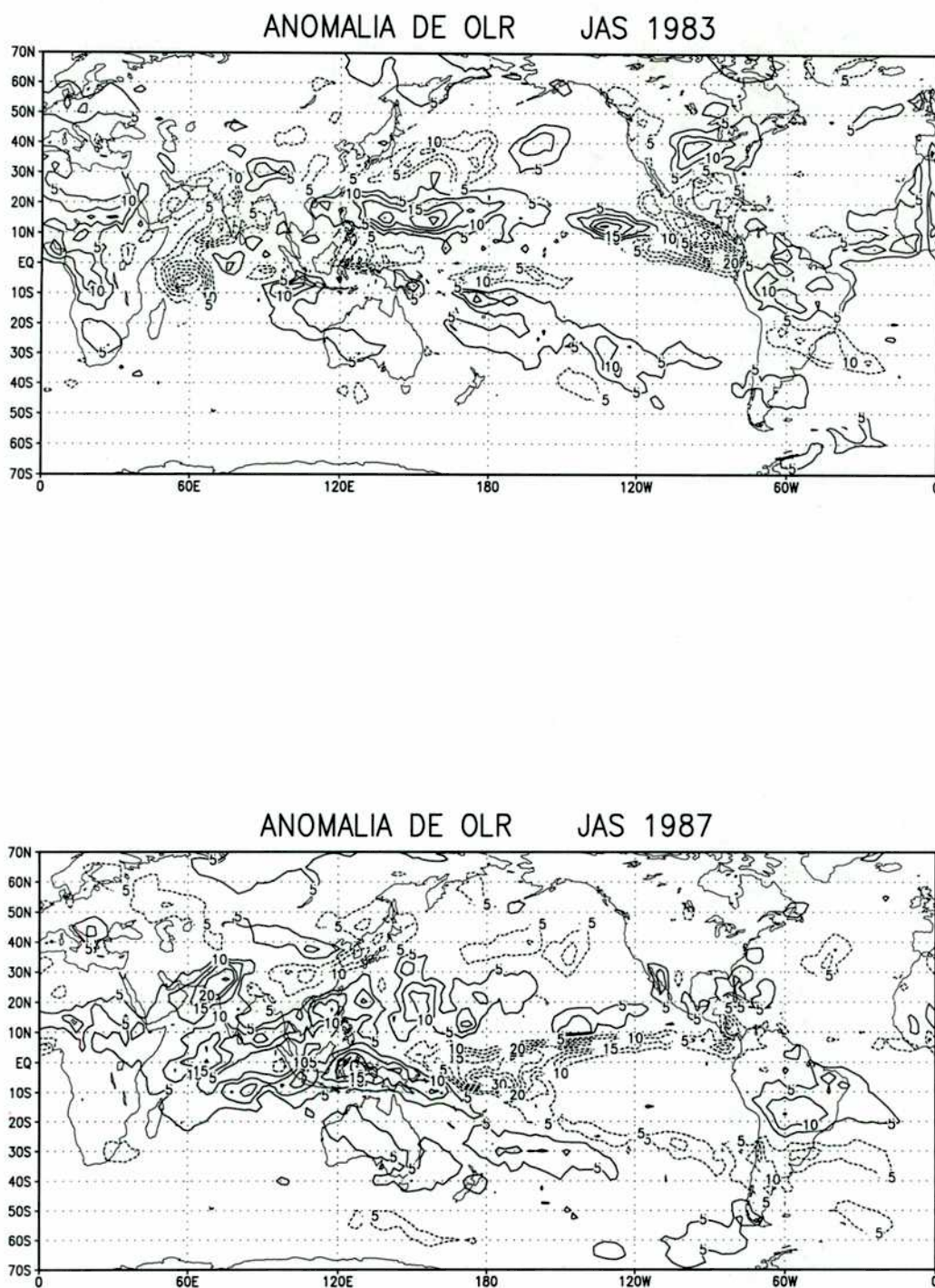
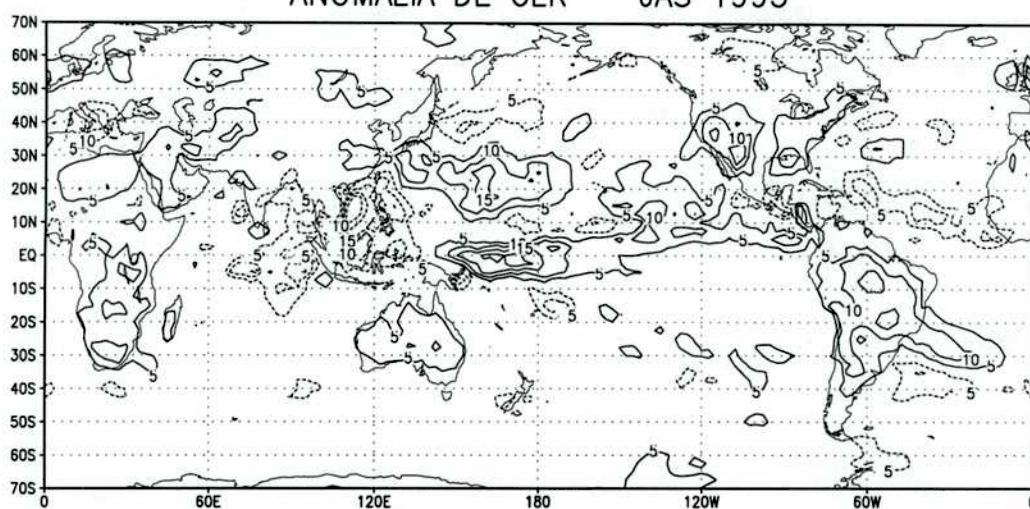


Figura 3.3 Anomalías de la radiación emergente de onda larga (OLR) para cada uno de los casos intensos de la CST en julio-septiembre. Las unidades son W m^{-2} y los contornos figuran cada 5 W m^{-2} . Las anomalías se basan en el período 1978-1999 de datos observados obtenidos de los CD-ROMs con los reanálisis del NCEP/NCAR. Las líneas a trazos indican anomalías negativas de OLR, y las continuas indican anomalías positivas. La línea de contorno cero se omite para mayor claridad.

ANOMALIA DE OLR JAS 1995



ANOMALIA DE OLR JAS 1998

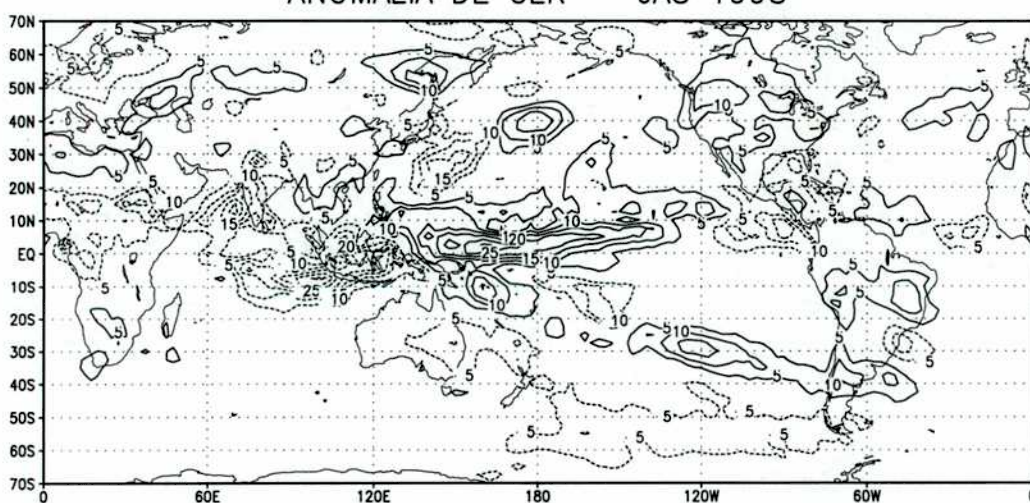


Figura 3.3 (continuación)

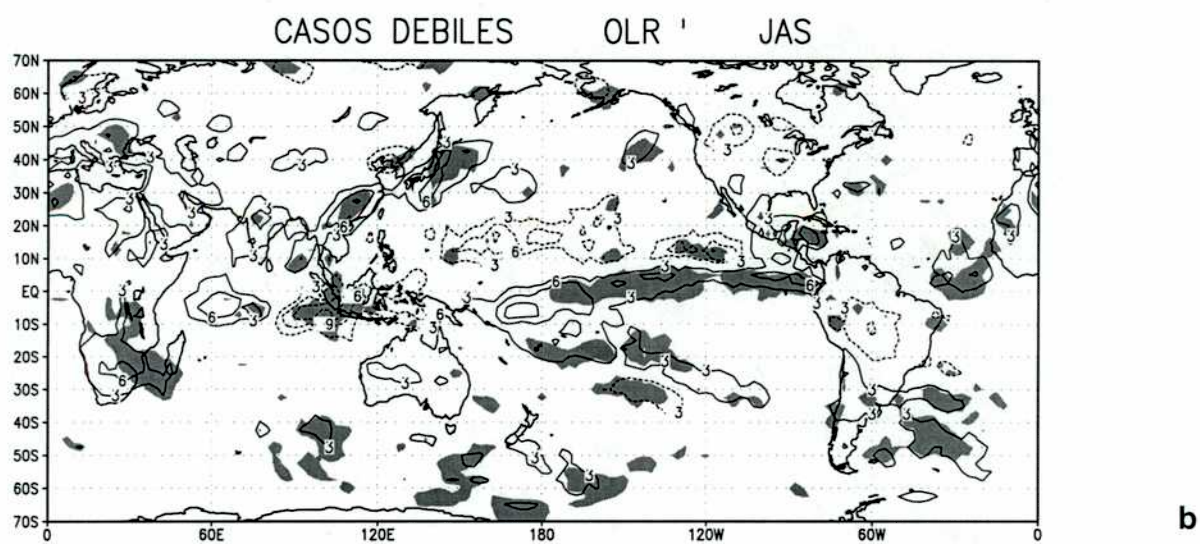
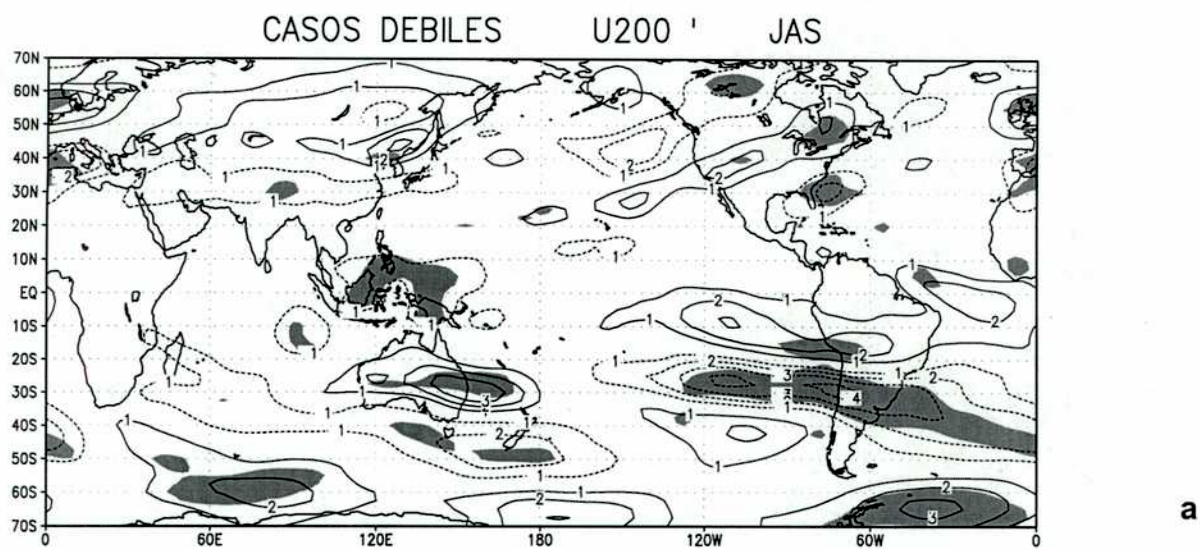


Figura 3.4 Como en la Fig. 3.2 pero con los casos débiles de la CST.

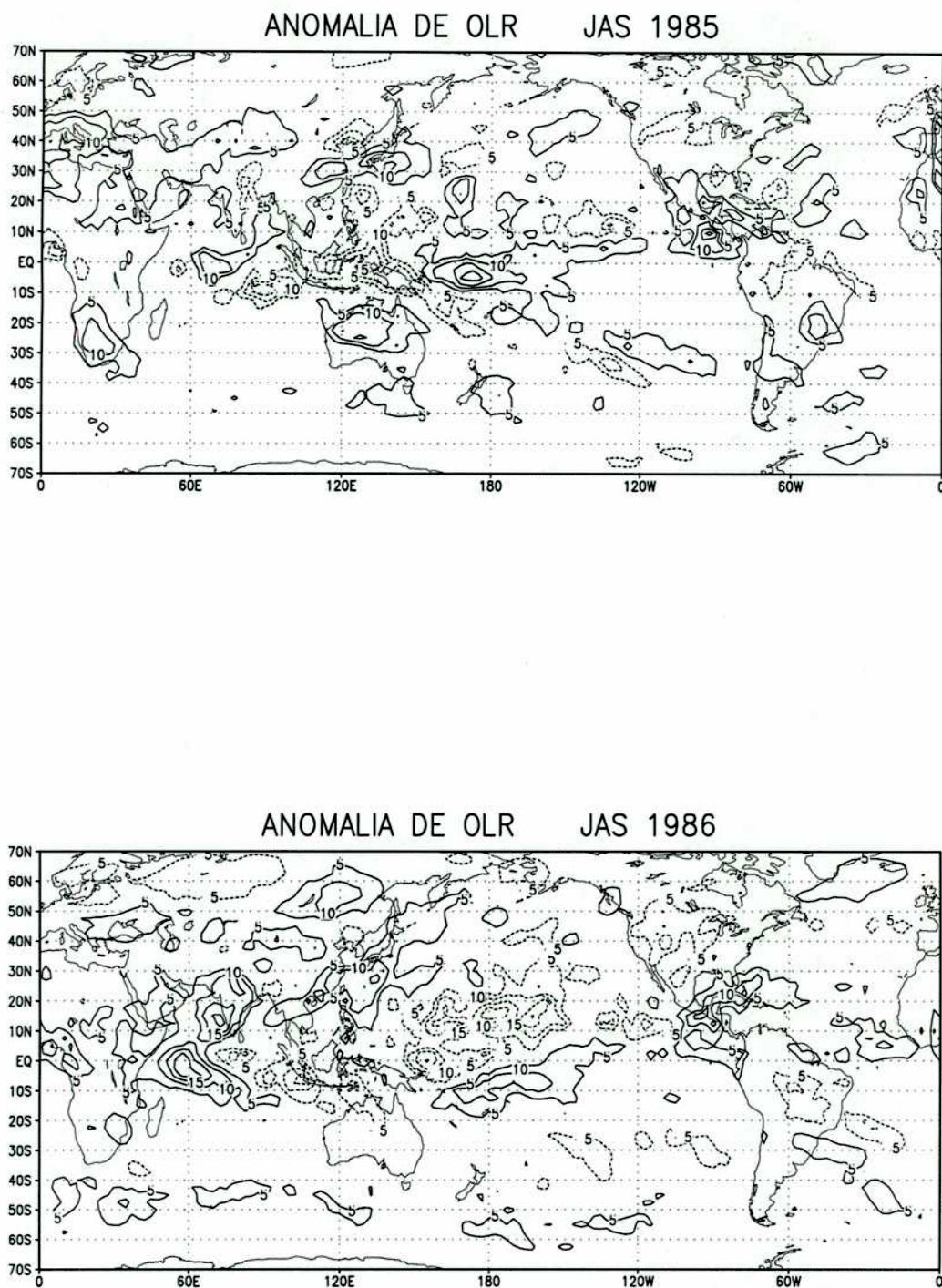


Figura 3.5 Como en la Fig. 3.3 pero con los casos débiles de la CST. En los casos de CST débil de 1989 y 1992 se tomó el promedio julio-agosto y agosto-septiembre, respectivamente, en lugar de julio-septiembre.

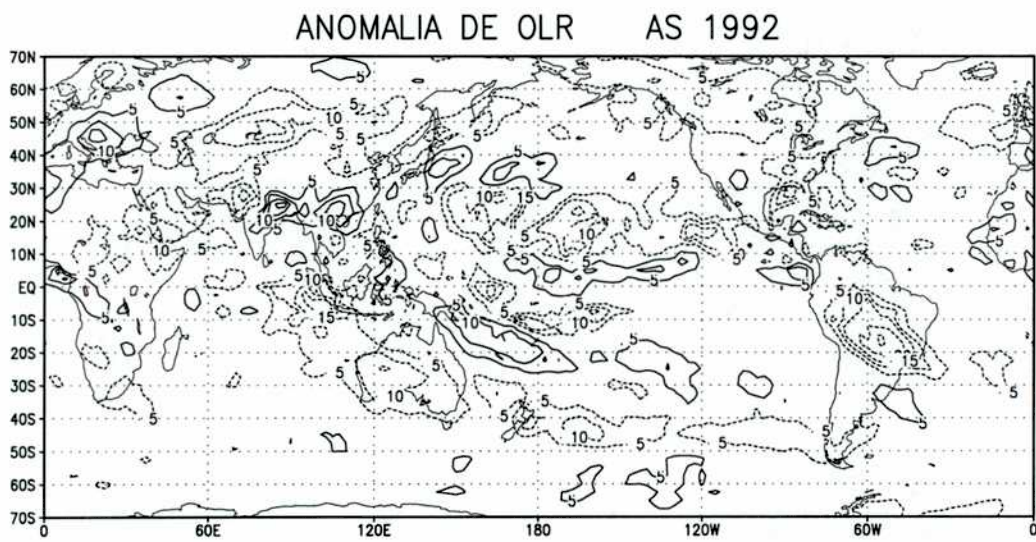
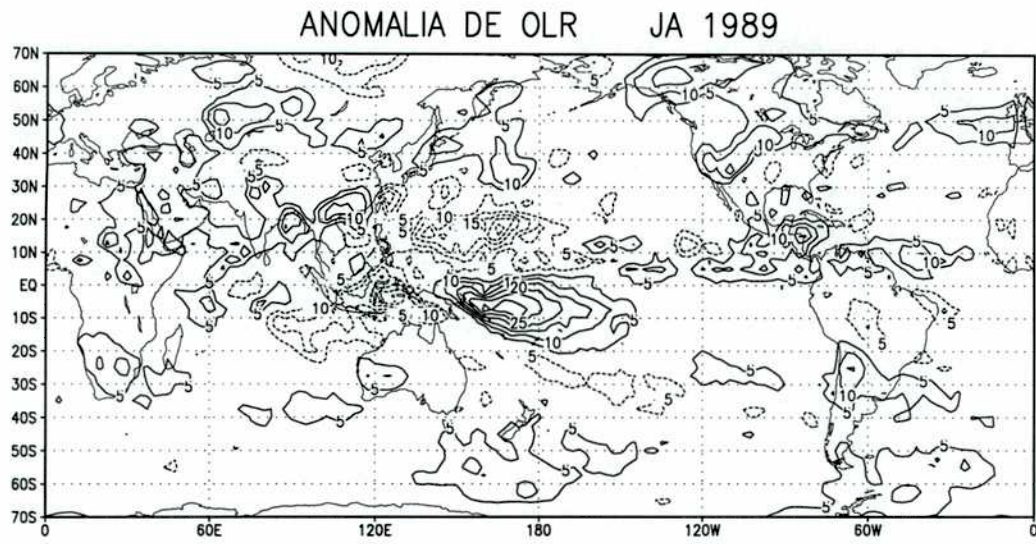


Figura 3.5 (continuación)

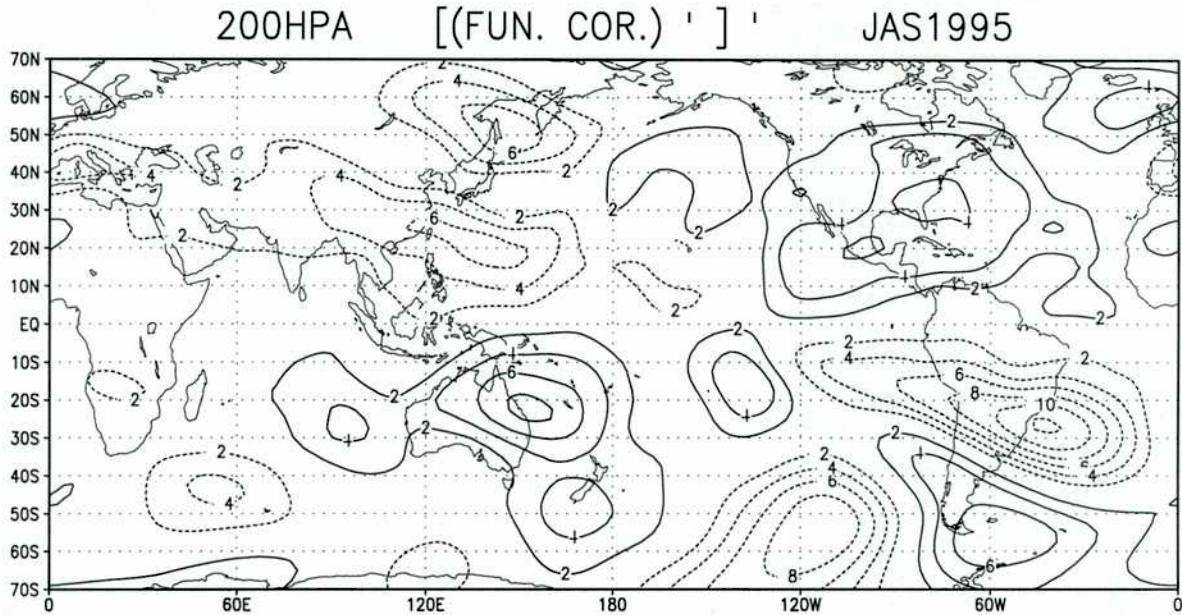
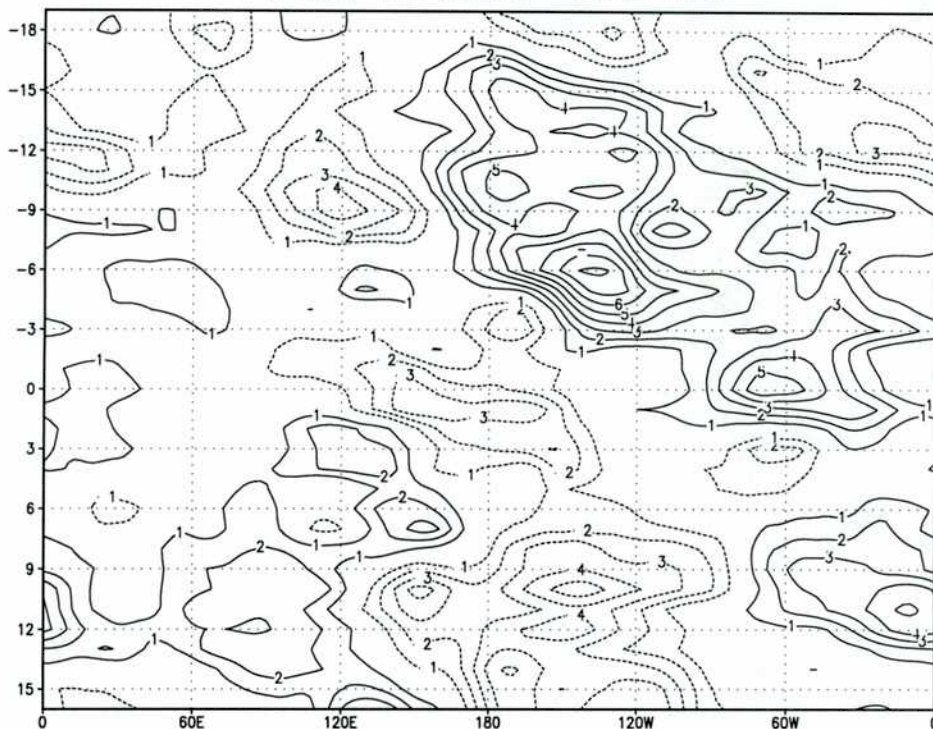


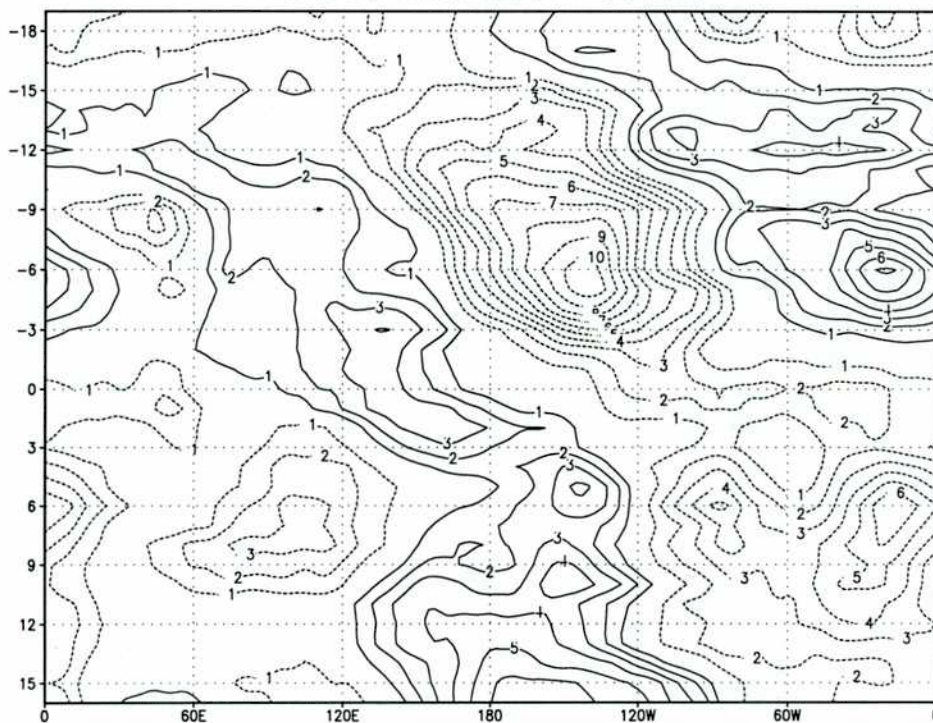
Figura 3.6 Anomalías zonales de la función corriente en el nivel de presión de 200 hPa para el período julio-septiembre de 1995, cuando ocurre un caso intenso de la CST. Los valores son expresados en unidades de $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y los contornos figuran cada $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Las anomalías se basan en el período 1978-1999 de datos obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP/NCAR. Las líneas a trazos indican anomalías negativas, y las continuas indican anomalías positivas. La línea de contorno cero se omite para mayor claridad. Las anomalías se basan en el período 1978-1999 de datos obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP/NCAR.

CASOS INTENSOS 25S-35S



a

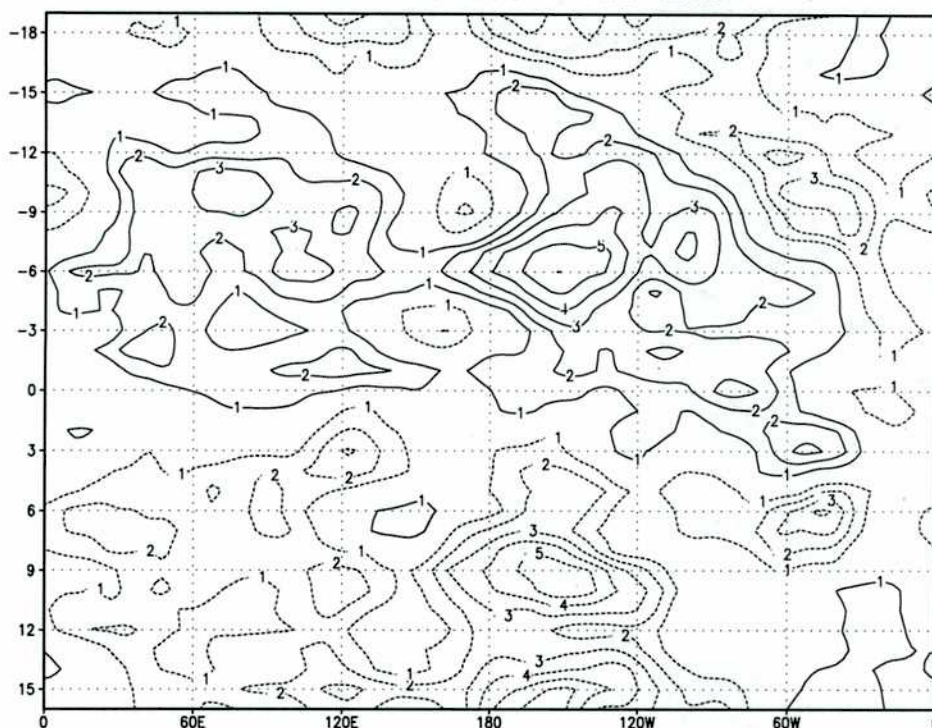
CASOS INTENSOS 5S-5N



b

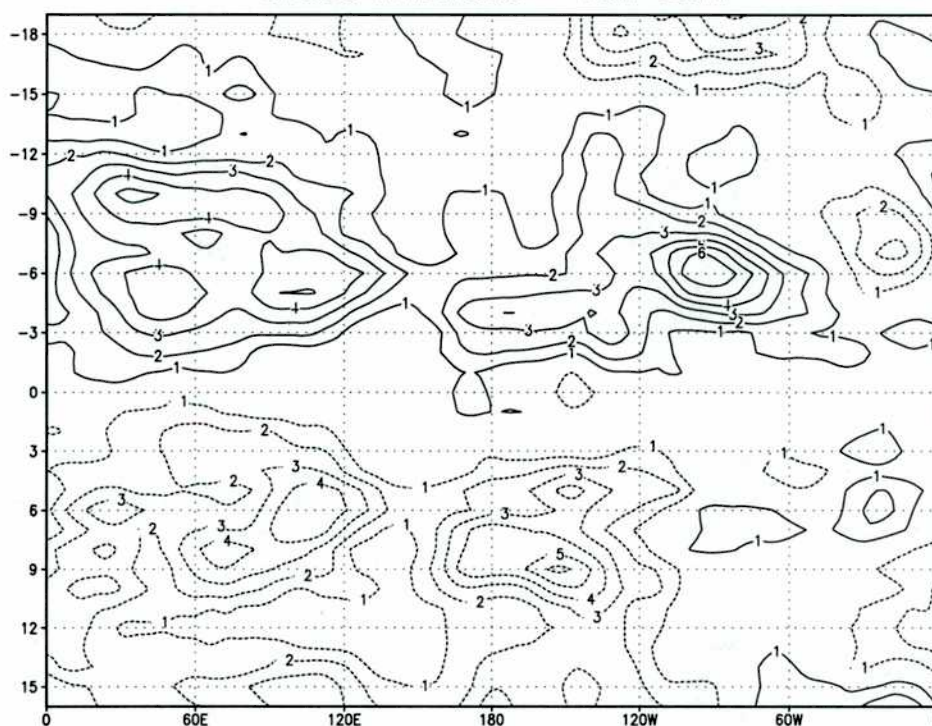
Figura 3.7 (a) Diagrama de Hovmoeller con el promedio meridional entre 25°S y 35°S de las anomalías del viento zonal en el nivel de presión de 200 hPa para los casos intensos de la CST. Se aplicó un promedio móvil de tres meses para suavizar en el tiempo los datos. Las unidades de tiempo en el eje vertical se interpretan como meses anteriores (valores negativos) y meses posteriores (valores positivos) a agosto del año en que ocurre el caso intenso de la CST.

CASOS INTENSOS 15S-25S



c

CASOS INTENSOS 15N-25N



d

Figura 3.7 (continuación) En el eje inferior se muestran los grados de longitud aumentando hacia el este a la derecha. Las líneas continuas representan anomalías positivas y las líneas a trazos representan anomalías negativas. Las líneas de contorno figuran cada 1 m s^{-1} . La línea de contorno cero se omite para mayor claridad. (b) Como en (a) pero tomando el promedio meridional entre 5°N y 5°S . (c) Como en (a) pero tomando el promedio meridional entre 15°S y 25°S . (d) Como en (a) pero tomando el promedio meridional entre 25°N y 15°N . (e) Como en (a) pero tomando el promedio meridional entre 55°S y 65°S .

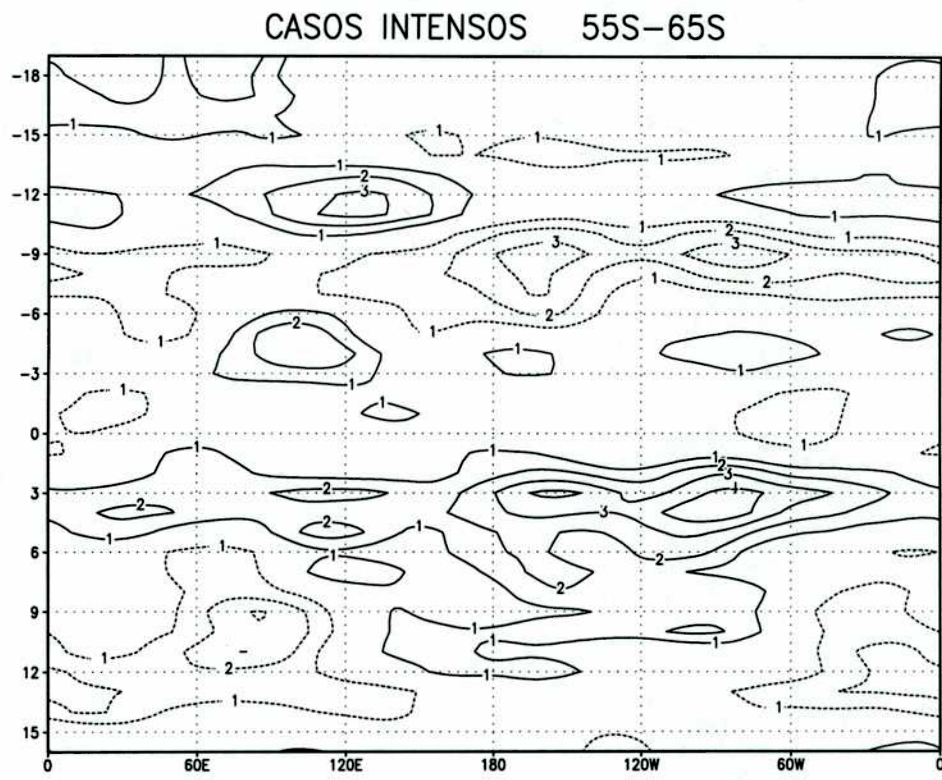


Figura 3.7 (continuación)

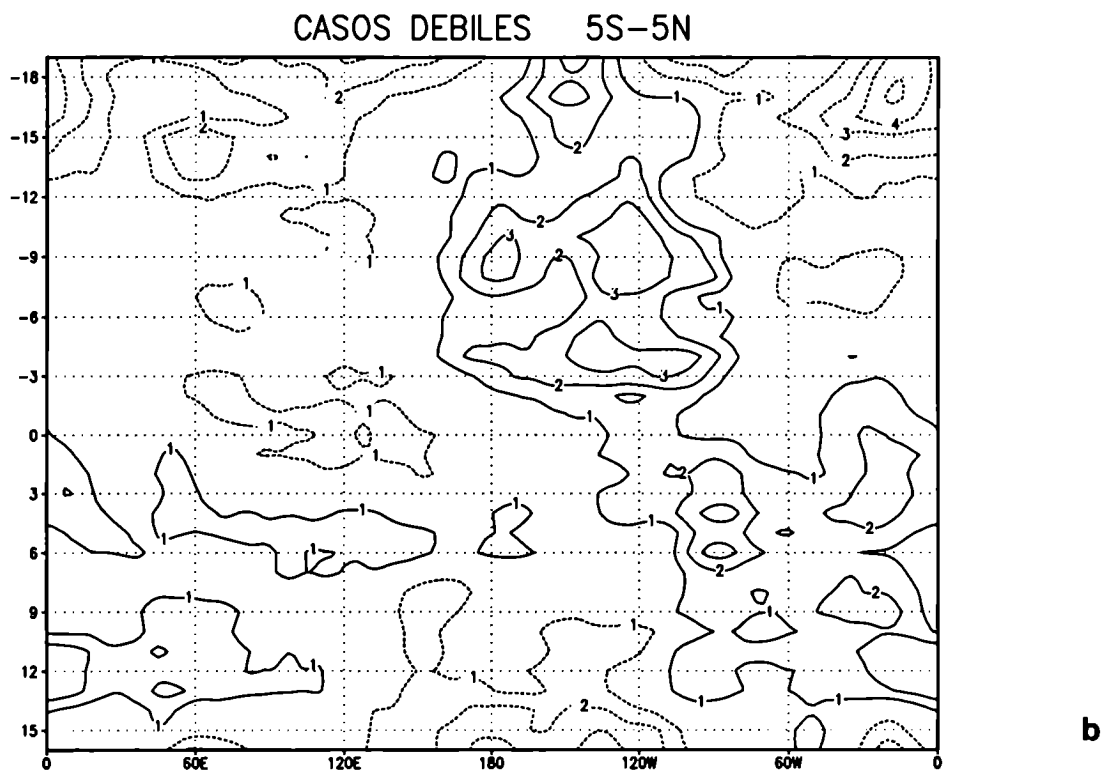
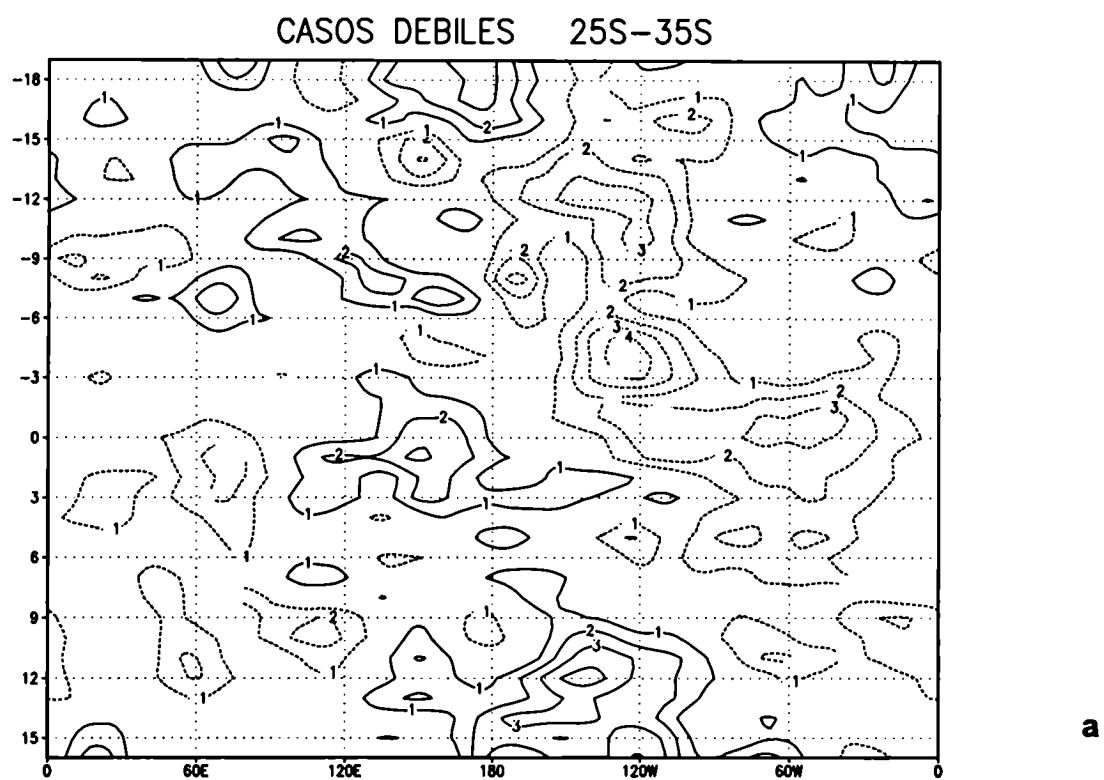


Figura 3.8 (a) Similar a la Fig. 3.7a para los casos débiles de la CST. (b) Similar a la Fig. 3.7b para los casos débiles de la CST.

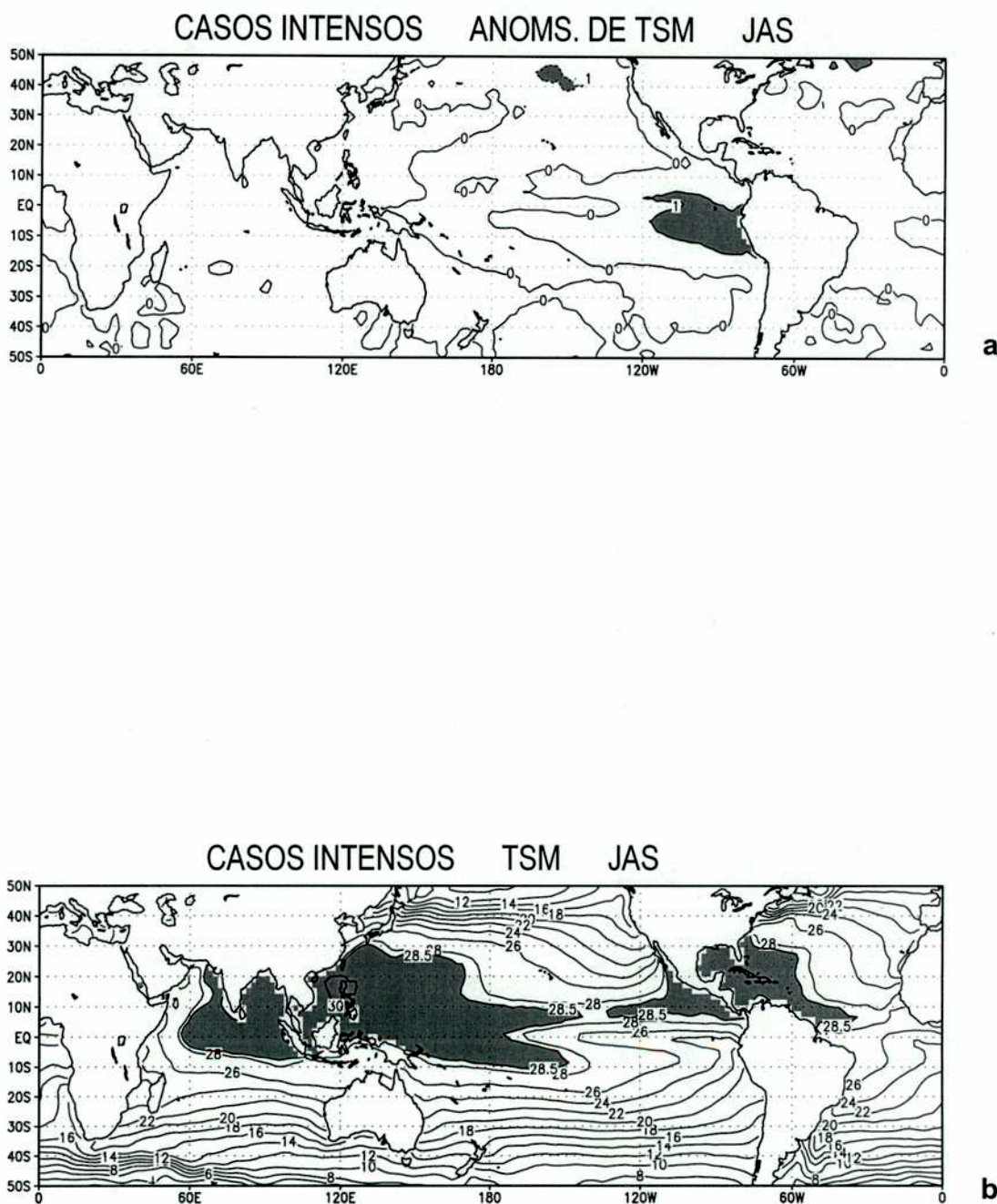


Figura 3.9 (a) Anomalías de la temperatura de la superficie del mar en base al período 1978-1999 para el promedio de los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada un grado. Las líneas continuas indican valores positivos (anomalías calientes) y las líneas a trazos indican valores negativos (anomalías frías). El sombreado indica anomalías de magnitud superior a 1 grado. (b) Temperatura de la superficie del mar para el promedio de los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada 2°C. Las temperaturas superiores a 28.5°C están sombreadas. Los datos son observacionales y fueron obtenidos de los CD-ROMs con los reanálisis del NCEP/NCAR.

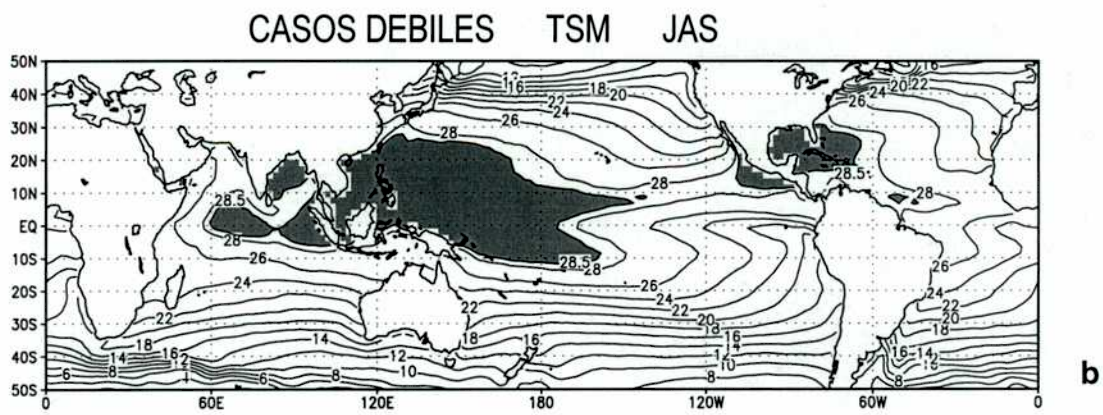
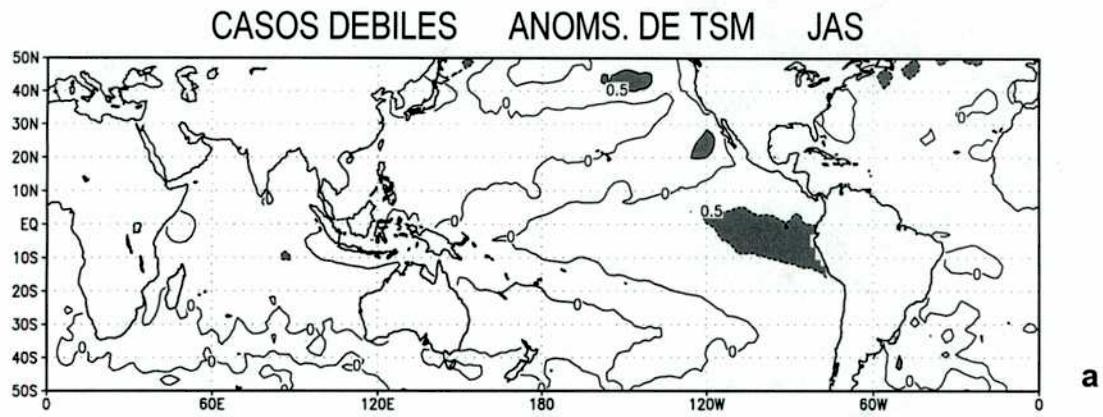


Figura 3.10 Similar a la Fig. 3.9 para los casos débiles de la CST.

CST Intensa			
Año	Mes	ANOMALIAS	
		Intensidad	Niño1+2
		m/s	°C
1983	Jul	7.7	4.51
1983	Ago	6.4	3.22
1983	Sep	10.1	1.83
1987	Jul	5.4	0.90
1987	Ago	4.5	0.60
1987	Sep	6.9	0.79
1995	Jul	7.8	-0.62
1995	Ago	14.2	-0.87
1995	Sep	3.2	-0.37
1998	Jul	1.1	1.64
1998	Ago	2.6	1.00
1998	Sep	1.2	0.45

CST Débil			
Año	Mes	ANOMALIAS	
		Intensidad	Niño1+2
		m/s	°C
1978	Jul	-4.9	-0.69
1978	Ago	-2.4	-0.73
1978	Sep	-4.8	-0.59
1985	Jul	-8.9	-1.42
1985	Ago	-1.4	-1.45
1985	Sep	-3.8	-1.22
1986	Jul	-8.9	-0.73
1986	Ago	-2.4	0.31
1986	Sep	-4.8	-0.02
1989	Jul	-2.9	-0.51
1989	Ago	-6.4	-0.66
1992	Ago	-6.4	-0.52
1992	Sep	-3.8	-0.82

Tabla 3.2 Anomalías de la intensidad de la CST y del índice Niño1+2 de la temperatura de la superficie del mar, en base al período 1978-1999. La parte superior de la tabla corresponde a los casos intensos de la CST, y la parte inferior a los casos débiles de la CST. Las anomalías de la intensidad de la CST se expresan en m s^{-1} y las anomalías del índice Niño1+2 en grados Celcius.

Eventos El Niño	1977/78	D
	1982/83	I
	1986/87	I
	1991/92	D
	1992/93	
	1994/95	I
	1997/98	I
Eventos La Niña	1988/89	D
	1995/96	
	1998/99	

Tabla 3.3 Lista con los eventos El Niño y La Niña que ocurrieron durante 1978-1999. Con una "I" se indica cuando ocurre un caso intenso de la CST en julio-septiembre del año posterior al establecimiento de un evento El Niño o La Niña. Con una "D" se indica la ocurrencia de un caso débil de la CST en la misma época del año.

CAPÍTULO 4

Procesos que Explican la Ocurrencia de los Casos Intensos y Débiles de la Corriente en Chorro Subtropical

En este capítulo se estudian los procesos dinámicos relacionados con los mecanismos propuestos como responsables de la ocurrencia de casos intensos y débiles de la CST. Estos mecanismos son: i) el transporte meridional anómalo de cantidad de movimiento zonal por medio del establecimiento de una celda de Hadley, y ii) la excitación de ondas de Rossby que alteran el flujo en los niveles altos y aceleran o desaceleran a la CST.

El capítulo se divide en dos secciones, cada una de las cuales estudia a cada uno de estos procesos. Para analizar el mecanismo i) se recurre a la ecuación de cantidad de movimiento zonal y se obtienen los valores medios para los casos intensos y débiles de los términos que representan a los procesos dinámicos en cuestión. Para estudiar la actividad de ondas propuesta como el mecanismo ii), se recurre a una cantidad vectorial basada en las anomalías zonales de la función corriente en altura. Para cada uno de los casos en particular se analiza el correspondiente campo vectorial y se discuten los resultados.

4.1. Circulación meridional

La circulación meridional media tipo Hadley constituye un mecanismo directo de transporte de cantidad de movimiento desde latitudes ecuatoriales hacia el polo, cuyo resultado es el aumento del viento zonal en el nivel de la CST. Un calentamiento (enfriamiento) de la superficie del mar en el este del Pacífico tropical provoca un aumento (disminución) en la convección tropical, la cual a su vez constituye la rama ascendente de la circulación directa de Hadley. Cuando la convección resulta más

intensa de lo normal (anomalía negativa de OLR) se fortalece la celda de Hadley y por consiguiente el transporte de cantidad de movimiento hacia el polo. En adelante, cuando se hace referencia a la cantidad de movimiento en realidad significa cantidad de movimiento angular terrestre. Se adoptó la primera forma por simplicidad. Este transporte constituye la aceleración de Coriolis en la ecuación de movimiento zonal en 200 hPa, y viene dado por el término C de la Ec. (1), obtenida de Hurrell y Vincent (1991). Esta última a su vez, se trata de la ecuación de cantidad de movimiento zonal de Trenberth (1986) pero expresada en coordenadas isobáricas.

$$D_3 \bar{u} - \frac{\bar{u} \bar{v} \tan \phi}{a} - f \bar{v} - \frac{\partial \gamma}{a \partial \phi} = \frac{1}{\cos \phi} \nabla \cdot \mathbf{E}_u + F_x \quad (1)$$

(A) (B) (C) (D) (E) (F)

En esta ecuación u y v representan las componentes zonales y meridionales del viento, respectivamente, ϕ la latitud, f el parámetro de Coriolis, a el radio terrestre ($a = 6,37 \times 10^6$ m) y $\mathbf{E}_u$ el flujo localizado de Eliassen–Palm. El vector $\mathbf{E}_u$ se define como

$$\mathbf{E}_u = \left[\frac{1}{2} (\bar{v}^2 - \bar{u}^2), -\bar{u}'\bar{v}', -\left(\frac{f}{\sigma} \bar{v}'\bar{T}' + \bar{u}'\bar{\omega}' \right) \right] \cos \phi, \text{ en donde } T \text{ es la temperatura, } \omega \text{ el}$$

movimiento vertical y σ el parámetro de estabilidad estática.

En el caso de la divergencia $\nabla \cdot \mathbf{E}_u$, el operador nabla en coordenadas esféricas se define como $\nabla = \left[\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos \phi, \frac{\partial}{\partial p} \right]$. Los términos en la Ecuación (1) son:

(A) la advección media tridimensional, en donde $D_3 = \frac{\bar{u}}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + \bar{\omega} \frac{\partial}{\partial p}$, (B) el término de curvatura, (C) la fuerza de Coriolis, (E) la divergencia de $\mathbf{E}_u$, y (F) la fricción. El término (D) proviene de considerar la divergencia del viento geostrófico debido a la variación del parámetro de Coriolis, siendo $\nabla^2 \gamma = \beta \bar{v}$. A su vez, el término (C) se expresa como

$$-f \bar{v}^* = -f \bar{v}_x - f \frac{\partial}{\partial p} \frac{\bar{v}'\bar{T}'}{\sigma} \quad (2)$$

(C) (C1) (C2)

El parámetro de estabilidad estática se define como $\sigma = \frac{RT}{c_p p} - \frac{\partial T}{\partial p}$.

Para obtener la componente divergente del viento en 200 hPa se recurrió al Teorema de Helmholtz, el cual establece que $\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi$, en donde el viento rotacional se define como $\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi$ y el viento divergente como $\mathbf{v}_\chi = \nabla \chi$. Entonces, haciendo uso de la última igualdad, se construyó el campo de viento meridional divergente a partir del campo medio mensual del potencial de velocidad en 200 hPa para cada uno de los casos intensos y débiles de la CST.

Volviendo a la Ecuación (2), el término (C1) constituye la advección de f por parte del viento meridional divergente, o sea la aceleración de Coriolis debida al flujo meridional divergente asociado con la convección tropical. En cambio, el término (C2) representa la contribución del transporte meridional promedio de calor por parte de las perturbaciones. En latitudes bajas, la principal contribución del término (C) proviene de (C1) dado que v^* es prácticamente igual a v_χ (Hurrell y Vincent 1991). Es decir, que la contribución promedio de las perturbaciones en latitudes bajas en acelerar el viento zonal mediante un aumento de la baroclinicidad es mucho menor que el transporte de cantidad de movimiento por parte del viento divergente. Teniendo en cuenta los signos en la Ecuación (1) de movimiento, se deduce que la aceleración del viento zonal debida al viento divergente viene dada por el término $-C1$. La Figura 4.1a muestra el promedio de este término para los casos intensos de CST. La región de valores positivos en el sudeste del Océano Pacífico tropical indica una aceleración positiva del viento zonal o un transporte de cantidad de movimiento hacia el polo, mientras que las zonas negativas representan una desaceleración del viento zonal o un transporte hacia el ecuador de cantidad de movimiento. Los promedios de las anomalías del término $-C1$ para los casos intensos de la CST se muestran en la Figura 4.1b. La anomalía positiva en el sudeste del Océano Pacífico tropical revela un aumento en el transporte de cantidad de movimiento hacia el polo por parte de la circulación meridional. En el caso del promedio de los casos de CST débil, se observa en la Figura 4.2a una reducción en el transporte de cantidad de movimiento hacia el polo sobre la misma región oceánica, tal como lo muestra la correspondiente anomalía negativa en la Figura 3.12b. En ambos casos, intensos y débiles, las anomalías del término $-C1$ son consistentes con las anomalías observadas en los campos de OLR. Así, se observa que, al ser más

intensa la convección tropical en el este del Pacífico, aumenta el transporte de cantidad de movimiento hacia el sur debida al flujo divergente en altura y como consecuencia ocurre una aceleración del viento zonal que se traduce en una intensificación de la CST. Lo opuesto sucede cuando la convección se debilita en el este del Océano Pacífico tropical, de manera tal que al debilitarse el flujo divergente en altura, disminuye también el transporte de cantidad de movimiento y por consiguiente la intensidad de la CST disminuye.

En este análisis se utiliza únicamente la ecuación de la componente zonal de movimiento. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que en la ecuación de la componente meridional aparece un término proporcional a $\nabla \cdot \mathbf{E}_v$, el cual a su vez puede afectar al flujo zonal mediante circulaciones meridionales. Tal como indica Trenberth (1986), en el hemisferio sur este término es pequeño para flujos promediados en el tiempo. Por lo tanto, no ha sido tenido en cuenta en este análisis.

4.2. Interacción con los extratropicos

La ocurrencia del caso singular de la CST intensa de 1995 junto con el patrón asociado de anomalías de la función corriente en 200 hPa, sugiere la acción de mecanismos de interacción entre latitudes tropicales y extratropicales. Concretamente, se propone la acción de ondas de Rossby que se propagan a través de los extratropicos del Océano Pacífico Sur hasta la región subtropical del este de América del Sur, como el mecanismo responsable de la intensificación anómala de la CST en este caso particular. Como se discute oportunamente en el Capítulo 3, la ausencia de una intensificación anómala de la convección en el extremo este del Pacífico durante julio-septiembre 1995, hace que este caso intenso de la CST constituya una singularidad respecto de los demás casos que conforman el conjunto de casos intensos de la CST. Las anomalías zonales de la función corriente presentes durante el desarrollo de este caso (ver Sección 3.2), se explican como el resultado de la acción de ondas de Rossby. La configuración del patrón de anomalías es tal que se genera a su vez un gradiente de presión que fortalece la circulación del oeste en la región de la CST.

La actividad de ondas estacionarias en un flujo zonal cuasigeostrófico, como sería el caso de los campos medios mensuales del viento zonal en altura, se analiza mediante

el flujo de actividad de ondas F definido por Plumb (1985). En particular, en este estudio se utiliza la definición del vector F dada por Schubert y Park (1991) para un flujo zonal cuasigeostrófico (Ec. 3a,b). Un ejemplo de la utilización de F como diagnóstico de la actividad de ondas se halla en Vera y otros (2002), quienes estudian las teleconexiones globales que afectan a las anomalías de la función corriente en niveles altos en primavera durante la ocurrencia de eventos El Niño y La Niña. Las componentes meridionales y zonales del vector F , que mide el flujo de actividad de ondas, se definen como

$$F_{\lambda} = \frac{p}{2000a^2 \cos \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] \quad (3a)$$

$$F_{\phi} = \frac{p}{2000a^2} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \quad (3b)$$

En donde F_{λ} y F_{ϕ} son las componentes zonales y meridionales del vector F , respectivamente, p es la presión, a el radio terrestre, ϕ la latitud, λ la longitud y ψ la función corriente.

En las Figuras 4.3 y 4.4 se representa al vector F para cada uno de los casos de CST intensas y débiles sobre América del Sur, respectivamente. Se observa que en los distintos casos el vector del flujo de actividad de ondas no presenta características en común. De hecho, solamente en algunos casos pareciera existir alguna coherencia del flujo de actividad de ondas sobre la región de la CST en América del Sur. Sin embargo existe una excepción, que corresponde precisamente al caso de la CST intensa de julio-septiembre 1995, en donde los vectores del flujo de actividad de ondas describen una región coherente de propagación zonal de ondas que comprende a la región en donde se observa a la CST. Tal como se aprecia en la Figura 4.3, durante julio-septiembre 1995 los vectores definen un flujo zonal asociado a la actividad de ondas estacionarias que se extiende desde la línea de cambio de fecha a través del Océano Pacífico hasta alcanzar América del Sur, en donde se desvía hacia el ecuador. Este flujo coincide con la ubicación de las anomalías de la función corriente descritas en párrafos anteriores, las cuales a su vez explican la intensificación anómala de la CST en América del Sur.

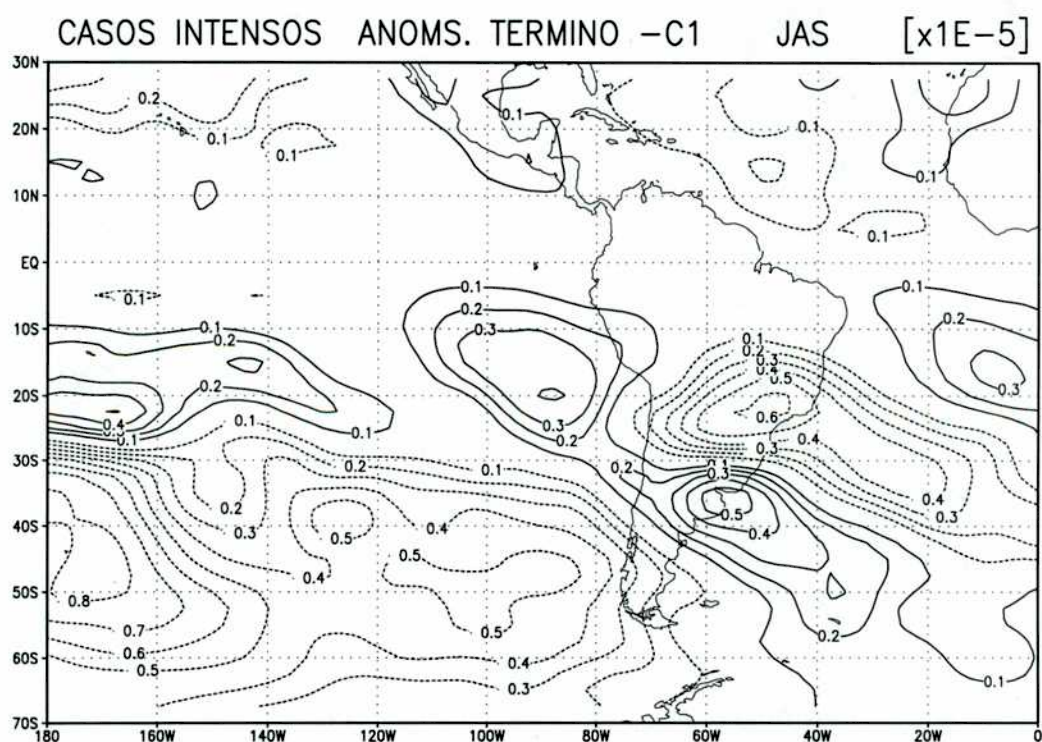
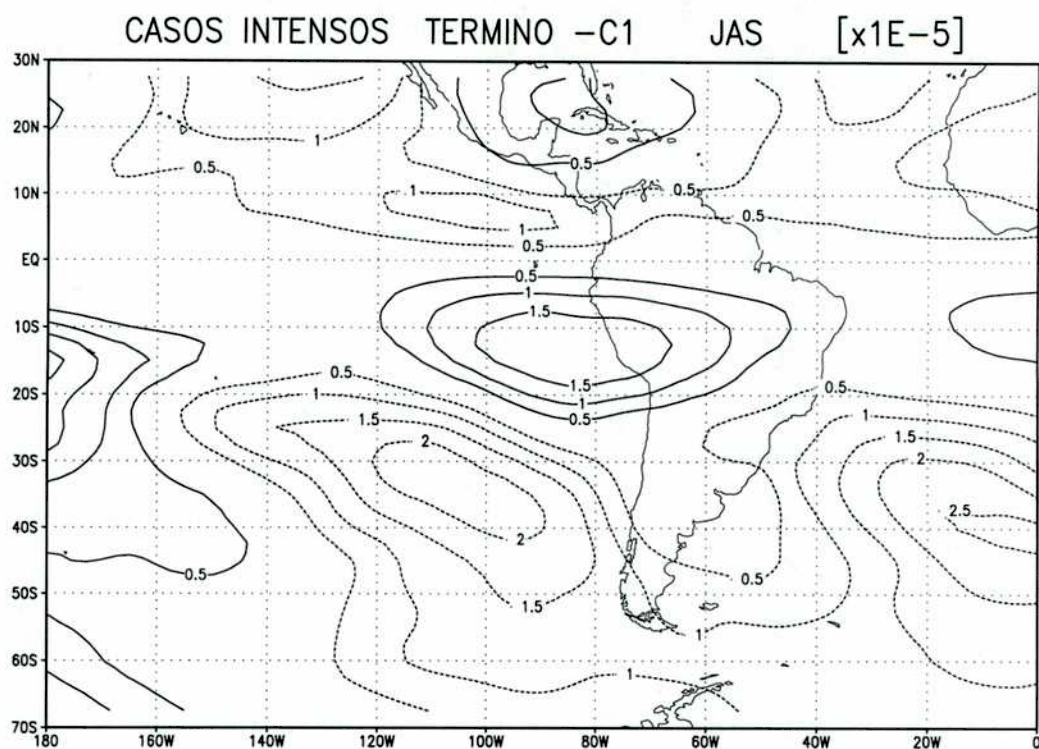


Figura 4.1 (a) Promedio del término - C1 de la Ec. (2) en el nivel de 200 hPa para los casos intensos de la CST durante julio-septiembre. Los contornos figuran cada $0,5 \times 10^5 \text{ m s}^{-2}$. Las líneas continuas indican valores positivos (aceleración del viento zonal) y las líneas a trazos indican valores negativos (desaceleración del viento zonal). (b) Promedio de las anomalías del término - C1 de la Ec. (2) en el nivel de 200 hPa para los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada $0,1 \times 10^5 \text{ m s}^{-2}$. Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos indican valores negativos. Las anomalías se basan en el período 1978-1999.

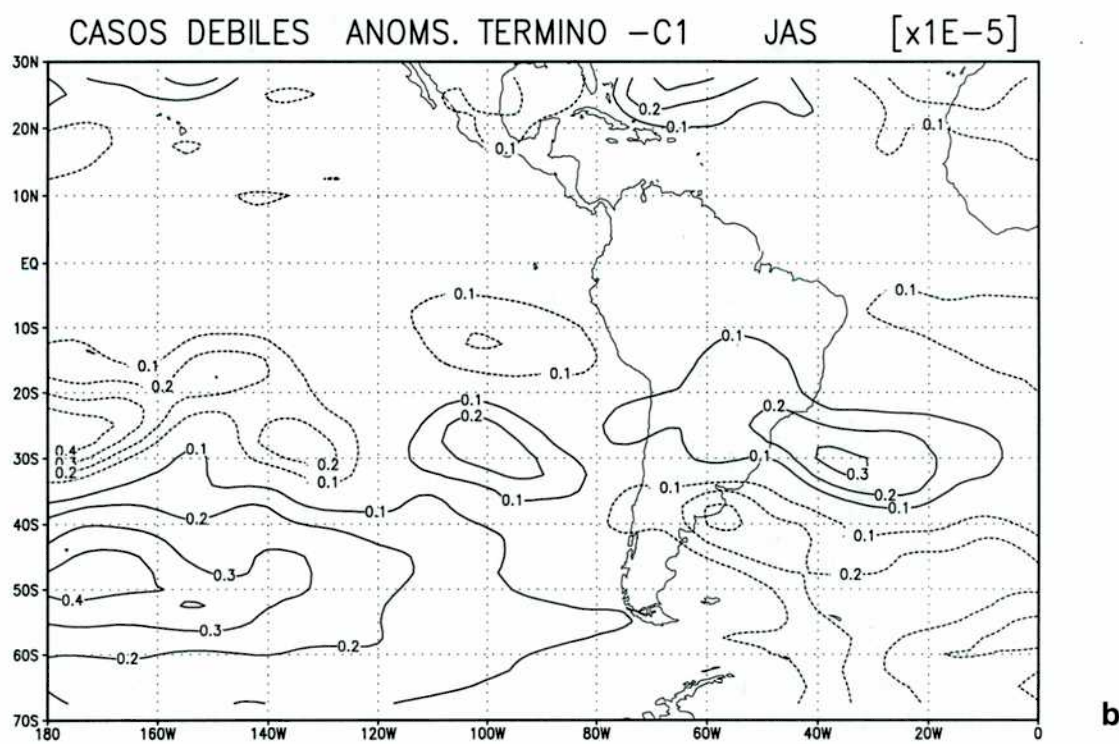
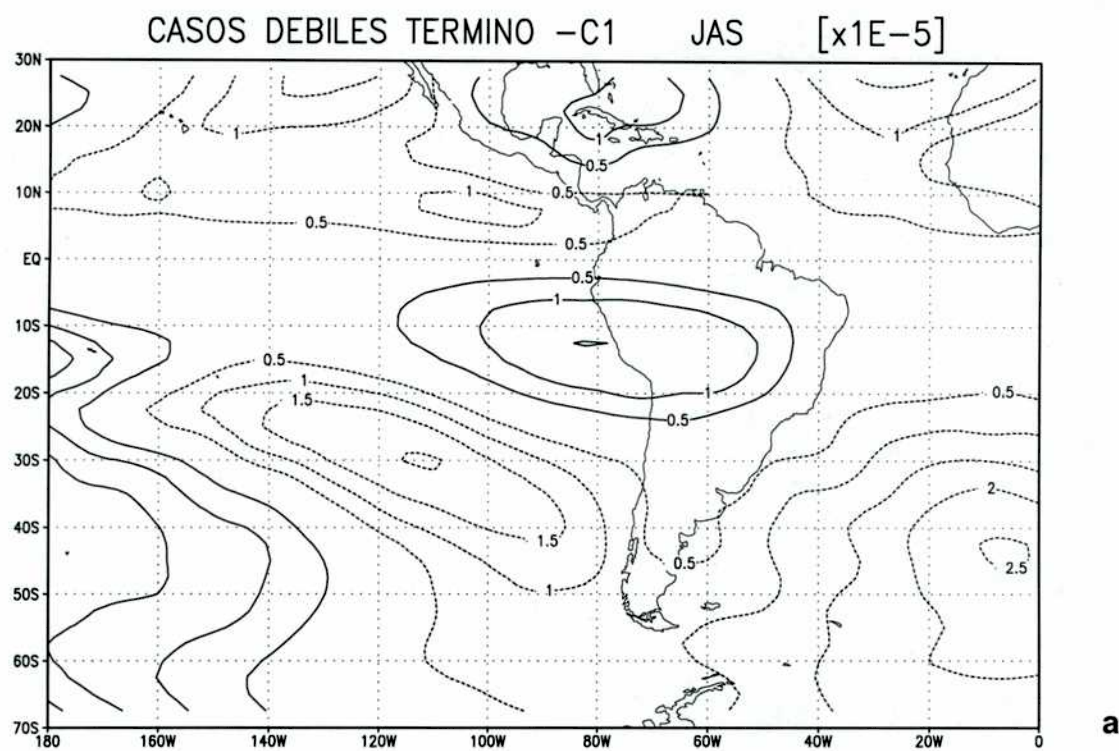


Figura 4.2 Similar a la Fig. 4.1 para los casos débiles de la CST.

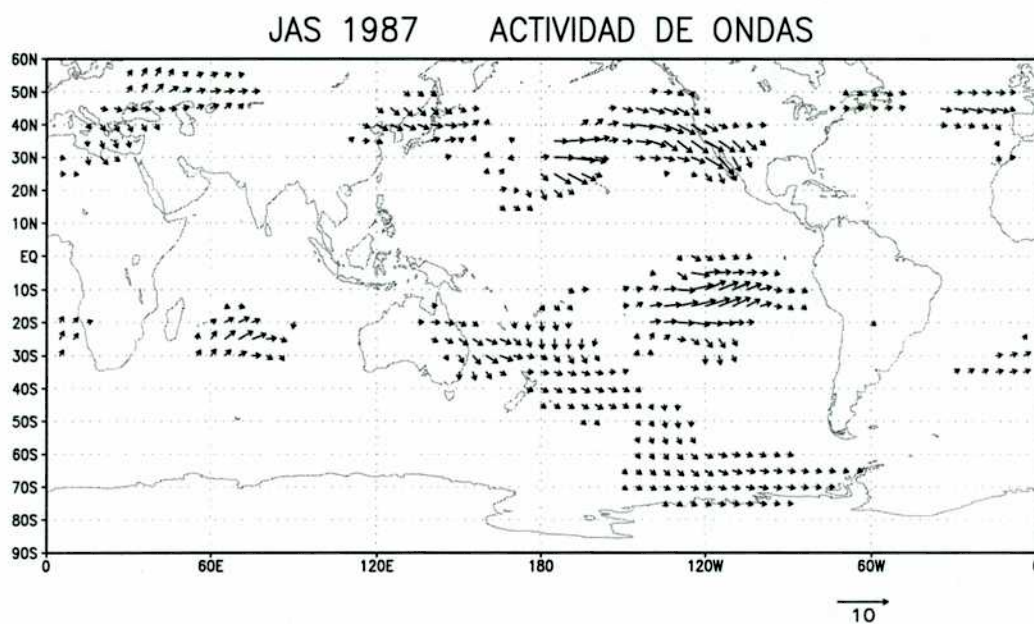
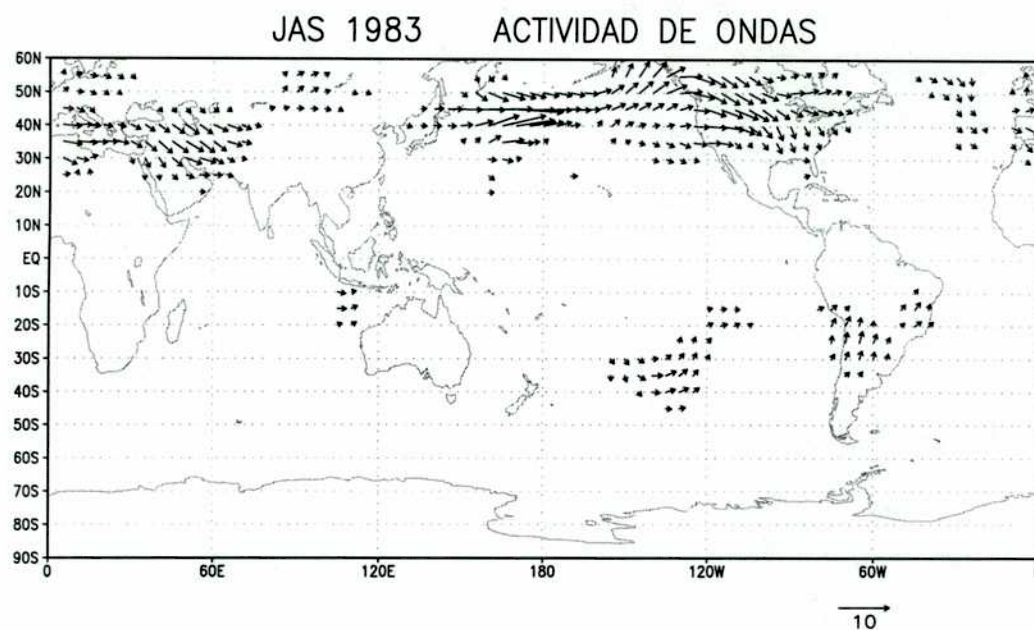


Figura 4.3 Vectores del flujo de actividad de ondas en el nivel de 200 hPa para cada uno de los casos intensos de la CST durante julio-septiembre. Los vectores representan el flujo horizontal de la actividad de ondas. Debajo a la derecha se muestra un vector de referencia de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

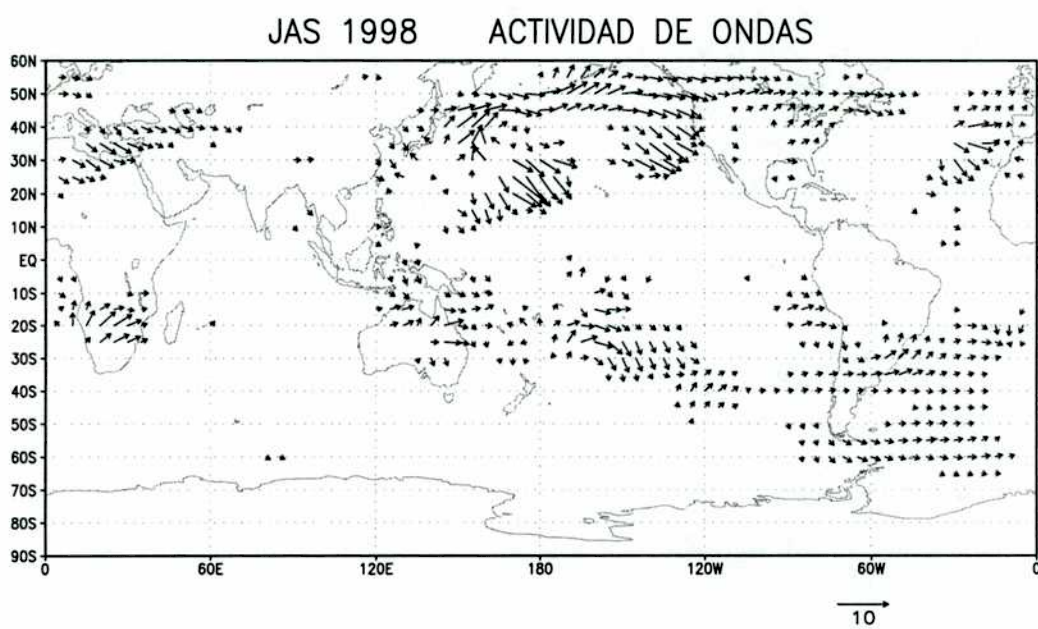
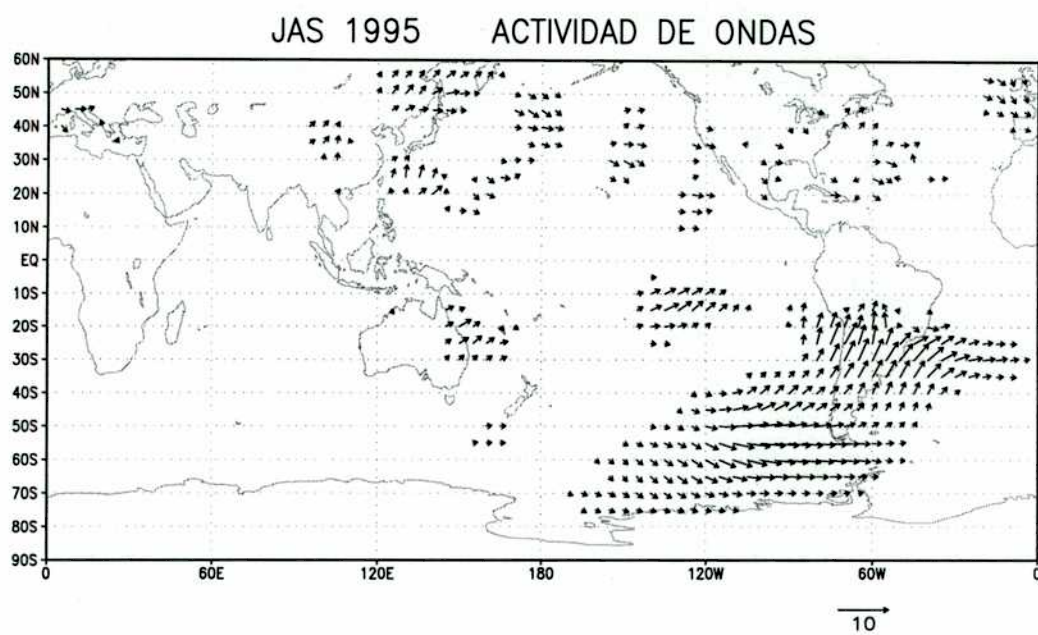


Figura 4.3 (continuación)

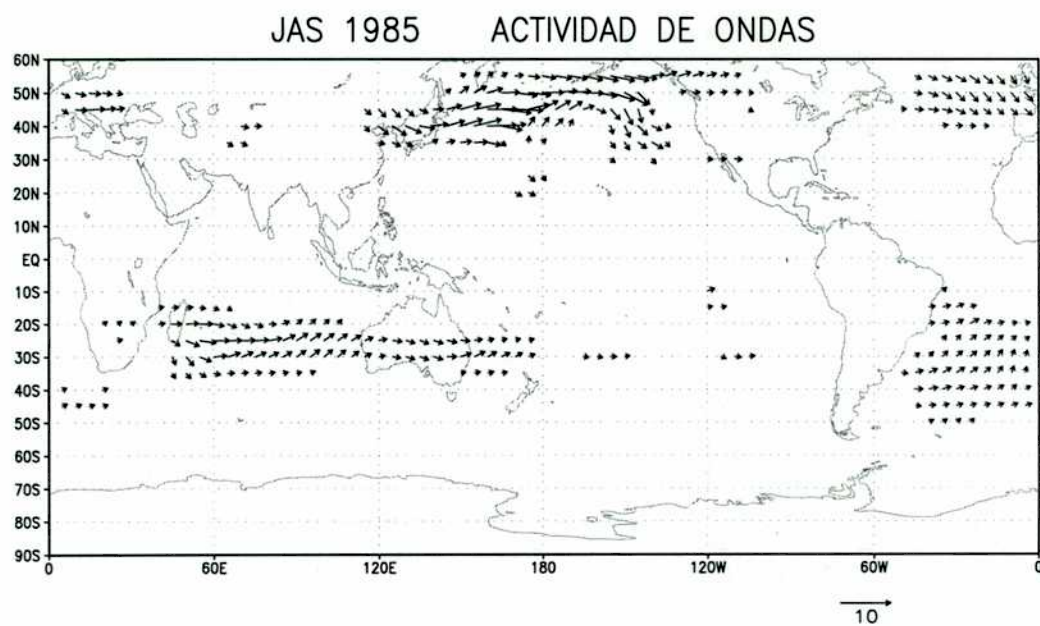
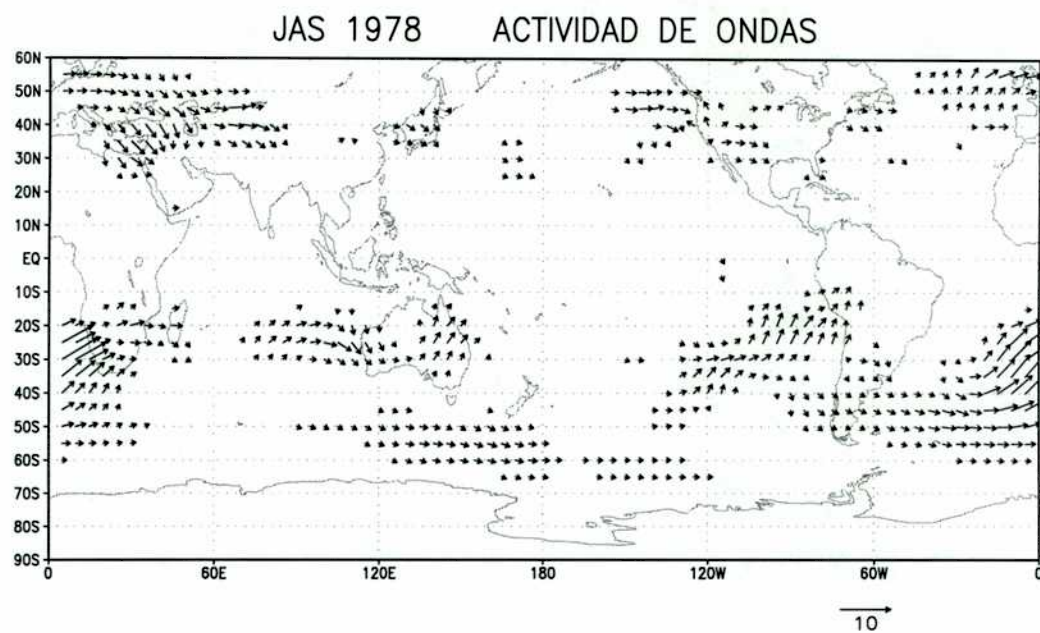


Figura 4.4 Similar a la Fig. 4.3 para cada uno de los casos débiles de la CST durante julio-septiembre.

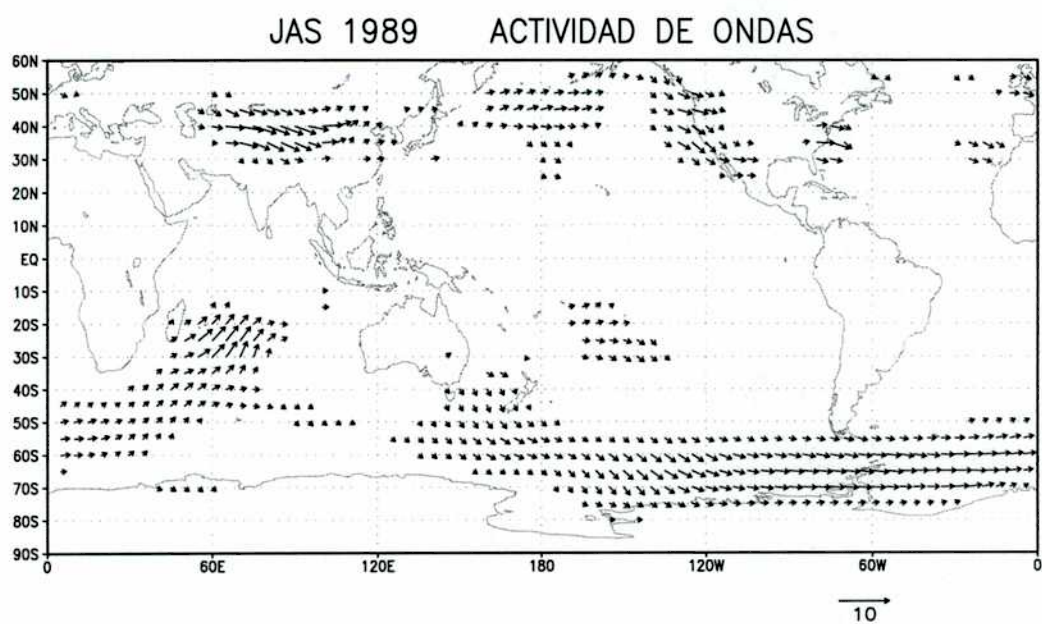
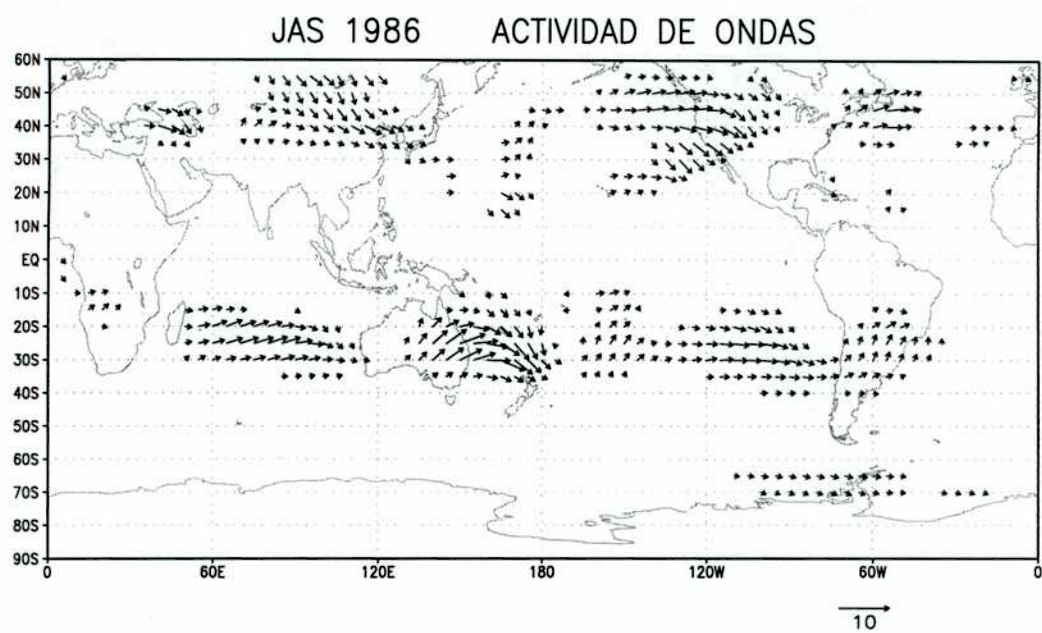


Figura 4.4 (continuación)

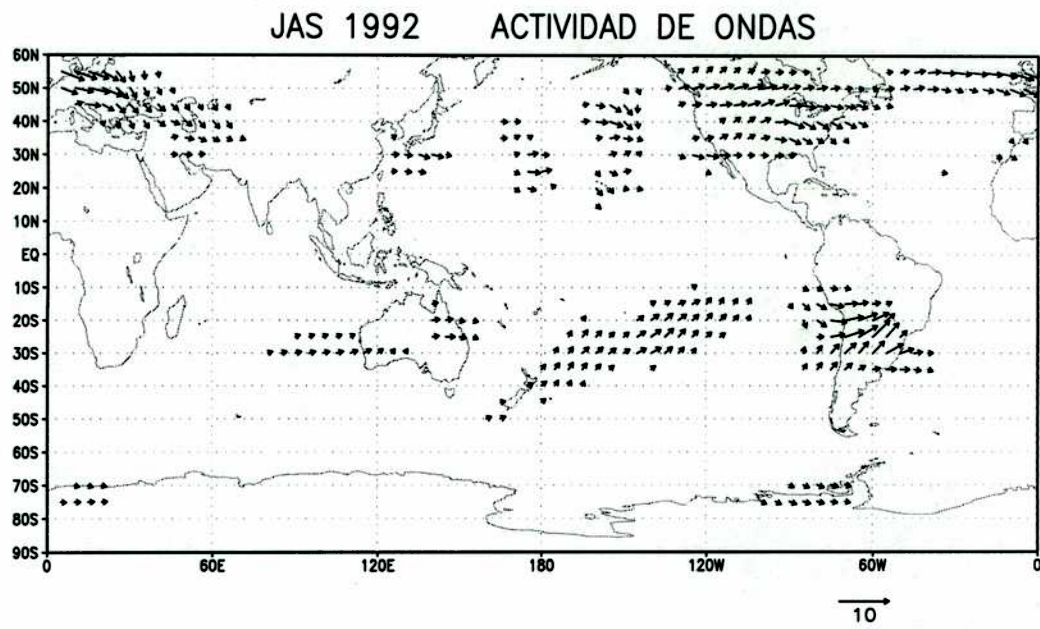


Figura 4.4 (continuación)

CAPITULO 5

Las Perturbaciones Transientes y la Corriente en Chorro Subtropical

Cuando se habla de la corriente en chorro subtropical media mensual, tal como se la definió en el Capítulo 1, nos referimos a un valor que surge de promediar máximos de viento persistentes en su intensidad, localización y altitud. Estos máximos se suceden en la región de la CST asociados a perturbaciones que se desarrollan en escalas de tiempo menores que un mes. Entre estas, se encuentran las ondas sinópticas, y algunas de mayor escala que pueden tener períodos de alrededor de 15-20 días, especialmente durante el invierno (Kiladis y Mo 1998). Dada entonces la naturaleza de éstos máximos de viento que están gobernados por perturbaciones de alta frecuencia, aparece el interrogante acerca del papel que éstas desempeñan sobre la ocurrencia de los casos intensos y débiles de la CST media mensual. Evidencias del efecto de las perturbaciones transientes sobre la ocurrencia de máximos de viento en altura en la escala sinóptica, se pueden encontrar en Trenberth (1986) y Vincent y otros (1997). En búsqueda de una respuesta al interrogante sobre el efecto de las perturbaciones transientes en los casos extremos de la intensidad de la CST media mensual, se construyeron promedios para cada tipo de caso –intensos y débiles– a partir de los campos medios mensuales de la varianza del viento zonal en 200 hPa (Fig. 5.1). Los resultados muestran que, durante la ocurrencia de casos intensos de CST sobre América del Sur (Fig. 5.1a) la varianza toma valores superiores a $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre una franja latitudinal que se ubica aproximadamente unos 3 grados al sur de la corriente en chorro, y posee dos máximos superiores a $210 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ localizados corriente abajo y corriente arriba del núcleo de la misma, respectivamente. En cambio, el campo medio para los casos débiles de CST (Fig. 5.1b) exhibe una banda latitudinal también con valores superiores a $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ pero localizada aproximadamente 15 grados al sur de la corriente en chorro subtropical. En este último caso los máximos corriente abajo y arriba del núcleo también superan los $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

Quedan definidas entonces dos situaciones: la primera de ellas, correspondiente al promedio de los casos intensos en donde las perturbaciones afectan directamente a la intensa CST media mensual, y la segunda en donde las perturbaciones se manifiestan mucho más al sur de la débil CST. En esta sección se estudia el efecto que podrían llegar a tener estas perturbaciones en la intensificación o debilitamiento de la CST media mensual durante el período julio–septiembre.

En la Ecuación (1) del Capítulo 4, el término (E) representa al forzante de las perturbaciones sobre el flujo medio zonal mediante la divergencia del flujo localizado de Eliassen–Palm dada por $\nabla \cdot \mathbf{E}_u$. El vector $\mathbf{E}_u$ representa el flujo efectivo de cantidad de movimiento zonal por parte de las perturbaciones (Hoskins y otros 1983; Trenberth 1986). Entonces, en donde existe divergencia de $\mathbf{E}_u$ las perturbaciones aceleran al viento zonal, y en donde existe convergencia de $\mathbf{E}_u$ las perturbaciones desaceleran al viento zonal. Las componentes horizontales de $\mathbf{E}_u$ $\left(\frac{1}{2}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -\overline{u'v'} \right)$ constituyen la parte barotrópica del flujo localizado de Eliassen–Palm, mientras que su componente vertical $-\left(\frac{f}{\sigma} \overline{v'T'} + \overline{u'\omega'} \right)$ define la parte baroclínica. A su vez, la componente zonal $\frac{1}{2}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2})$ de $\mathbf{E}_u$ indica la asimetría media de las perturbaciones, y la componente meridional $-\overline{u'v'}$ representa el transporte negativo medio meridional de cantidad de movimiento por parte de las perturbaciones. La componente vertical en cambio, representa al transporte negativo medio meridional de calor $-\overline{v'T'}$ (necesario para mantener el equilibrio cuasigeostrófico) por efecto de las perturbaciones. La escala espacial y temporal de los procesos que se estudian permiten simplificar el análisis considerando en las ecuaciones solamente a los términos cuasigeostróficos. Por lo tanto aquellos términos que involucran a la velocidad vertical, como el término $\overline{u'\omega'}$ contenido en la componente vertical del flujo localizado de Eliassen–Palm, son despreciados (Trenberth 1986).

Antes de analizar el efecto neto de las perturbaciones sobre los casos intensos y débiles de la CST, se estudian en primer lugar los procesos barotrópicos y luego los procesos baroclínicos. La Figura 5.2a,b muestra el transporte meridional de cantidad de movimiento en 200 hPa por las perturbaciones para el promedio de los casos intensos

y débiles de la CST. Los valores negativos indican transporte hacia el polo, y los positivos hacia el ecuador. Tanto en la Figura 5.2a como en la Figura 5.2b, el máximo transporte hacia el polo ocurre aproximadamente en la región de la CST. Sin embargo, en los casos de CST débil, éste es mayor y además se observa la presencia de otra región de máximo transporte hacia el polo sobre el norte de la Patagonia. Otra diferencia entre ambos casos viene dada por la ausencia del máximo sobre el Océano Pacífico entre 90°O y 120°O en la región subtropical en los casos de CST débiles.

La ecuación de movimiento se analiza en el nivel de 200 hPa ya que el objetivo consiste en determinar cuál sería el efecto de las perturbaciones de escala submensual en los casos intensos y débiles de la CST. Sin embargo, en el mismo nivel isobárico se suele encontrar también a la tropopausa, caracterizada por fuertes gradientes verticales. Para tener un panorama más preciso sobre el transporte medio meridional de cantidad de movimiento por las perturbaciones, se construyeron los cortes meridionales de la Figura 5.3a,b que muestra los promedios entre 45°O y 75°O de los casos intensos y débiles. En primer lugar se observan dos máximos de transporte de cantidad de movimiento hacia el polo que ocurren por debajo de 200 hPa, entre los niveles de 250 y 300 hPa, siendo más intenso aquel que se encuentra a mayor altura. En el promedio de casos intensos de la CST (Fig. 5.3a), se distinguen dos máximos de $70 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $65 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ubicados aproximadamente en 33°S y 44°S, respectivamente. En los casos débiles de CST (Fig. 5.3b) los dos máximos de transporte hacia el sur disminuyen su intensidad a la vez que se encuentran más distanciados, tal como se observa al comparar las Figuras 5.3a y 5.3b. La Figura 5.4 muestra el transporte meridional medio de cantidad de movimiento por las perturbaciones en el nivel de 300 hPa, que se aproxima al nivel en donde ocurre el mayor transporte hacia el polo de cantidad de movimiento. Al comparar con el campo en 200 hPa (Figs. 5.2a y b), se ve que en los casos intensos el transporte hacia el sur es más intenso que en los casos débiles, al contrario de lo que sucede en el nivel de la CST. Por lo tanto, durante la ocurrencia de casos intensos de CST el máximo transporte de cantidad de movimiento hacia el sur por parte de las perturbaciones es mayor que en los casos de CST débil en 300 hPa. Sin embargo, en 200 hPa ocurre lo contrario, con lo cual el efecto de la actividad ciclónica es contrario a la aceleración del viento zonal en los casos intensos de la CST. Asimismo, durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST, el máximo de la región subtropical se desplaza hacia el norte lo cual permite distinguir claramente dos regiones de máximo transporte, una ubicada al sur y que afecta hasta los niveles

de la troposfera inferior, y otro ubicado mas al norte y confinado a la troposfera superior.

El transporte meridional medio de calor por parte de las perturbaciones en 200 hPa para los casos de CST intensas y débiles se presenta en la Figura 5.5. Los valores negativos indican transporte meridional de calor hacia el polo, y los valores positivos transporte hacia el ecuador. En ambos casos se distinguen dos regiones de máximo transporte hacia el polo. La primera se ubica alrededor de los 30°S, en la región de la CST y la segunda está cerca de los 60°S y resulta más intensa que la primera, seguramente debido al mayor gradiente meridional de temperatura que rodea a la Antártida. En el promedio de los casos intensos de la CST (Fig. 5.5a), el máximo ubicado más al norte supera los 8 m K s^{-1} y se ubica sobre el continente. Mas al sur, el máximo transporte de calor hacia el polo se encuentra al sudoeste del continente y supera los 10 m K s^{-1} . En los casos de CST débil el máximo ubicado más al norte se extiende sobre el Océano Pacífico y sobre el Océano Atlántico en donde alcanza un máximo de 12 m K s^{-1} en 45°S. El mayor transporte de calor hacia el polo en estos casos ocurre entorno de los 60°S con máximos absolutos superiores a 14 m K s^{-1} sobre los Océanos Pacífico y Atlántico.

Debido a que la CST se encuentra en el nivel de 200 hPa, se ha analizado el transporte de calor por parte de las perturbaciones en ese nivel. Sin embargo, la distribución vertical del transporte medio de calor por las perturbaciones que se presenta en los cortes meridionales de la Figura 5.6, muestra en primer lugar que los máximos de transporte de calor ocurren en niveles cercanos a la superficie. Es precisamente allí en donde los gradientes térmicos son más intensos y ocurre la mayor advección por parte de las perturbaciones transientes. En los casos de CST intensa (Fig. 5.6a) el máximo transporte de calor hacia el polo supera los 32 m K s^{-1} y ocurre en 23°S. Entre las latitudes de 60°S y 70°S se observa un máximo secundario cuya magnitud apenas supera los 16 m K s^{-1} . En cambio, en los casos débiles de la CST (Fig. 5.6b) el máximo transporte de calor hacia el polo tiene lugar precisamente entre 60°S y 70°S con un valor que supera los 28 m K s^{-1} , mientras que el máximo secundario se ubica ahora entre 20°S y 30°S con 24 m K s^{-1} . El transporte de calor en los cortes meridionales de la Figura 5.6, muestra el promedio entre 45°O y 75°O. Dado que los máximos ocurren en niveles cercanos a la superficie, tal como se discutió más arriba, y dado que en ese rango de longitud se encuentra la cadena montañosa de Los Andes, en la Figura 5.7a,b se presenta el transporte meridional de calor por las

perturbaciones en 850 hPa para los casos intensos y débiles de la CST. Si bien los máximos en los cortes meridionales de la Figura 5.6 se ubican por debajo de 850 hPa, se escoge este nivel como el nivel inferior de la atmósfera libre. En cuanto a la intensidad del transporte meridional de calor en los casos de CST intensas y débiles, ya ha sido descripta al analizar los cortes meridionales. Como era de esperar, en los campos de la Figura 5.7a,b también se distinguen dos regiones de máximo transporte de calor hacia el polo en cada caso. La característica principal del máximo ubicado mas al norte es su ubicación al este de Los Andes y su extensión hacia el norte. El máximo de transporte de calor hacia el ecuador que se halla sobre Los Andes, debe ser interpretado con precaución debido a que el nivel de la superficie está por encima del correspondiente a 850 hPa sobre Los Andes en esas latitudes. Por otro lado, la Figura 5.7 muestra que el máximo transporte de calor hacia el polo en latitudes altas se concentra en una región al sur del continente. El mayor transporte meridional de calor hacia el polo por parte de las perturbaciones en los casos de CST intensas ocurre entre 20°S y 30°S (Fig. 5.7a), cerca de la superficie y al este de Los Andes, siendo menor el transporte que tiene lugar entre 60°S y 70°S. En cambio, cuando ocurren los casos de CST débiles (Fig. 5.7b), el transporte al sur del continente se fortalece a tal punto que supera al máximo de transporte de calor de la región subtropical.

Luego de haber analizado los transportes meridionales por parte de las perturbaciones que definen al flujo localizado de Eliassen-Palm, en la Figura 5.8a,b se presenta la divergencia horizontal de $\mathbf{E}_u$ en 200 hPa (o sea, la parte barotrópica) para los casos intensos y débiles de la CST. La divergencia de $\mathbf{E}_u$ implica aceleración del viento zonal, ya que $\mathbf{E}_u$ es igual a menos el transporte de cantidad de movimiento zonal por parte de las perturbaciones transientes, como se discutió oportunamente en este capítulo. De la misma manera, la convergencia de $\mathbf{E}_u$ se asocia con una desaceleración del viento zonal. Tanto en los casos intensos como en los casos débiles, el efecto de las perturbaciones entorno de los 45°S consiste en acelerar el viento zonal sobre el Océano Pacífico frente al continente y desacelerarlo sobre la costa atlántica. En la región al norte de 30°S, la componente barotrópica del efecto de las perturbaciones sobre el flujo zonal medio favorece la disminución del viento del oeste.

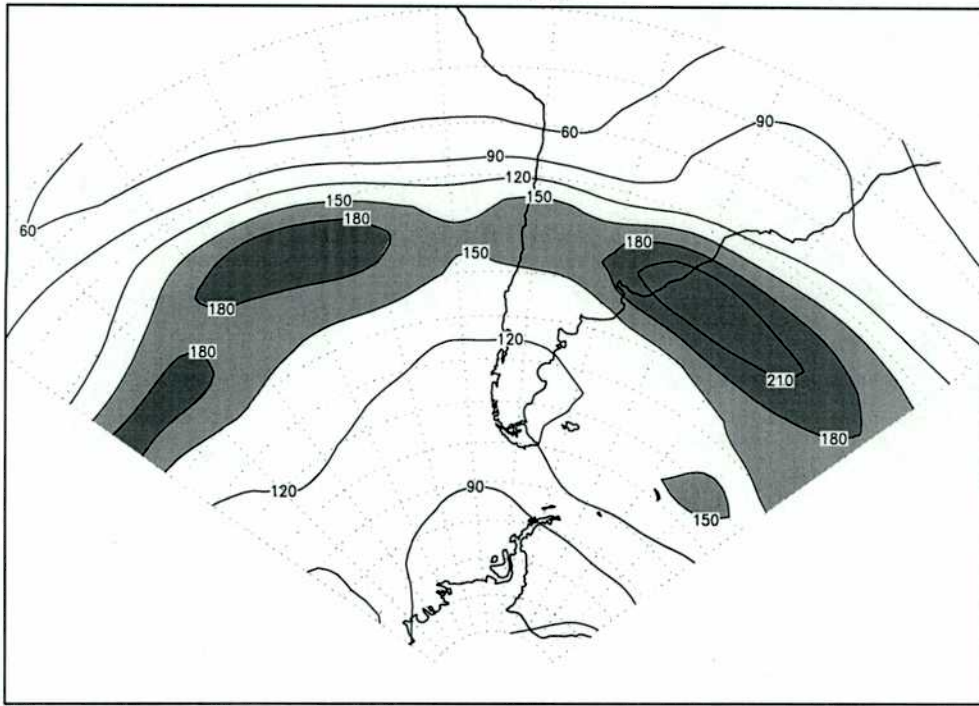
La divergencia vertical de $\mathbf{E}_u$ (es decir, la parte baroclínica) se muestra en la Figura 5.9a,b. Nuevamente, la divergencia de $\mathbf{E}_u$ está asociada con una aceleración de la CST, mientras que una desaceleración se vincula con una región de convergencia de

E_u . En la Figura 5.9a los máximos de divergencia vertical ocurren en la región en donde se encuentra la intensa CST. En cambio, en los casos débiles de la CST (Fig. 5.9b) la máxima aceleración del viento zonal ocurre al sur de la corriente en chorro, en aproximadamente 40°S . En ambos casos los máximos valores superan los $4 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. En comparación con la parte barotrópica (Fig. 5.8a,b), se observa que el campo de la parte baroclínica es mas homogéneo. Tal como se aprecia en la Figura 5.9, en los casos intensos el efecto del transporte de calor por las perturbaciones en 200 hPa consiste en acelerar a la CST, mientras que en el caso promedio de la CST débil, si bien el efecto es similar, su intensidad es menor. Es interesante en este punto comparar la contribución baroclínica con el término (C2) de la Ecuación (2) del Capítulo 4 que representa a la aceleración de Coriolis. En el momento en que se presentó a la Ecuación (2), se restó importancia a la contribución por parte de las perturbaciones en el transporte medio meridional de calor en la zona de latitudes bajas (aproximadamente entre 25°S y el ecuador). A partir de esta suposición se igualó a la circulación residual v^* en la Ecuación (2) con la circulación divergente v_x . En cambio, en el análisis de este capítulo se destaca la importancia de la circulación meridional promedio asociada con las perturbaciones en el transporte de calor hacia el polo pero al sur de los 25°S , de manera tal que siguen siendo válidas las suposiciones anteriores respecto del papel secundario que desempeñan de las perturbaciones en el transporte de calor en la región tropical.

La divergencia de E_u viene dada por la suma de su divergencia horizontal y vertical, es decir la suma de los campos correspondientes a las Figuras 5.8 y 5.9, respectivamente. Las regiones sombreadas corresponden a valores negativos del término (E), lo cual indica aceleración negativa de la componente zonal del viento en 200 hPa. Dado que la mayor contribución a este término proviene de la componente barotrópica, la interpretación del campo de la Figura 5.10 es muy parecida al de la Figura 5.8. Del lado ecuatorial de la CST, cuya posición latitudinal tanto en los casos intensos como débiles promedia los 25°S , las perturbaciones contribuyen a desacelerar al viento zonal. Lo opuesto sucede del lado polar, es decir que el efecto de la actividad ciclónica consiste en acelerar al viento zonal. En el caso particular de la CST intensa, el campo del término (E) con valores negativos se extiende hacia el sur, afectando la región sobre la cual se encuentra la CST media en estos casos. Se presenta entonces una situación en la cual la CST es más intensa que el promedio y al mismo tiempo el

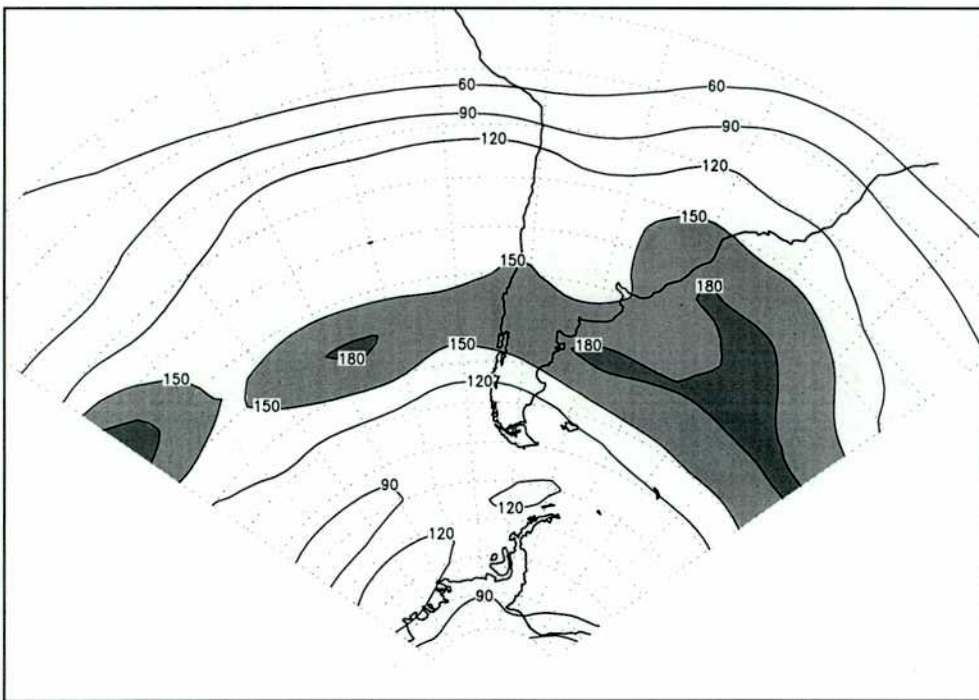
efecto de las perturbaciones en escalas inferiores al mes consiste en desacelerar al viento zonal en ese nivel. Por lo tanto, el hecho que ocurran casos intensos de la CST no puede atribuirse al comportamiento característico de la actividad ciclónica en estos casos (que se muestra en la Fig. 5.1a,b). En cambio, este comportamiento podría ser una consecuencia de la alteración en la intensidad de la CST, lo cual a su vez tendrá implicancias en el campo de precipitación de julio–septiembre en el extremo sudeste de América del Sur, como se discute en el Capítulo 5.

CASOS INTENSOS VAR(U) 200 HPA JAS



a

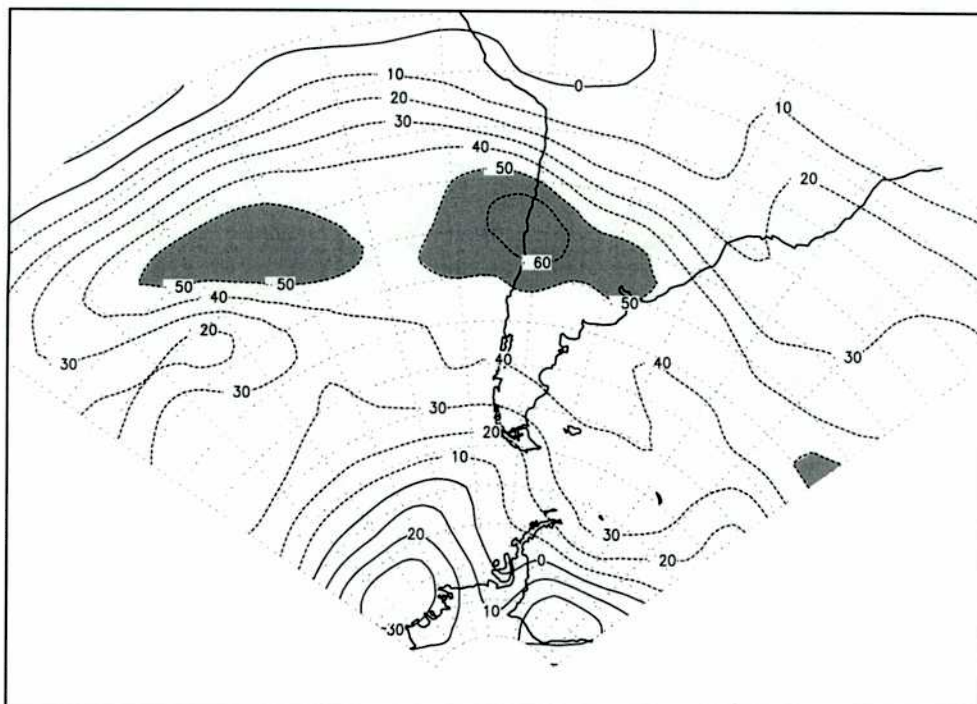
CASOS DEBILES VAR(U) 200 HPA JAS



b

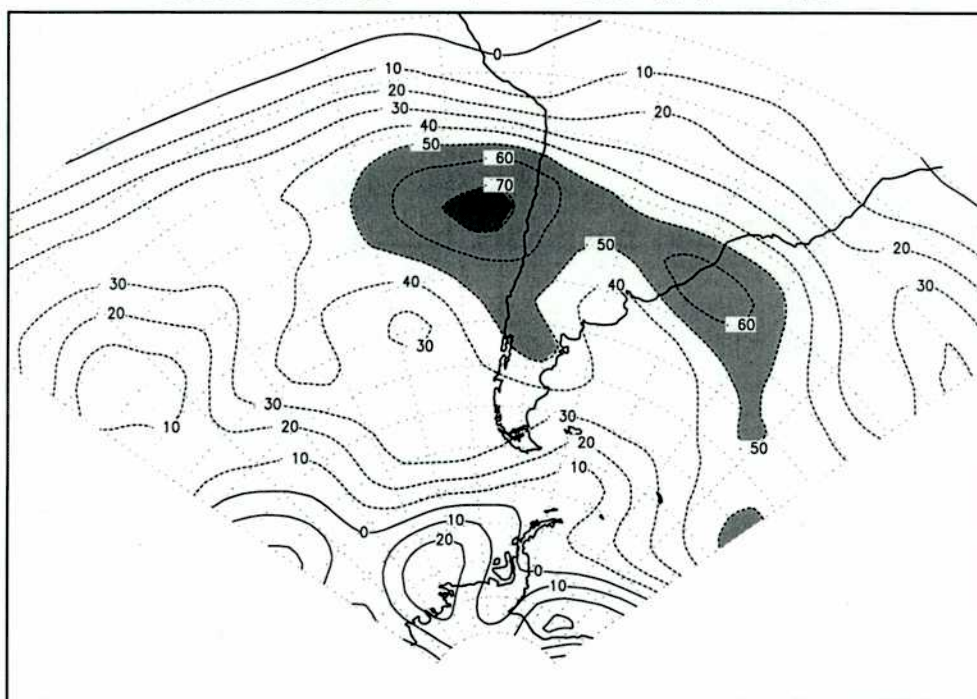
Figura 5.1 (a) Valores mensuales de la varianza del viento zonal en el nivel de 200 hPa promediados durante julio-septiembre para los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Los contornos con sombreado suave indican valores superiores a $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y con sombreado intenso superiores a $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.

CASOS INTENSOS V'U' 200 HPA JAS



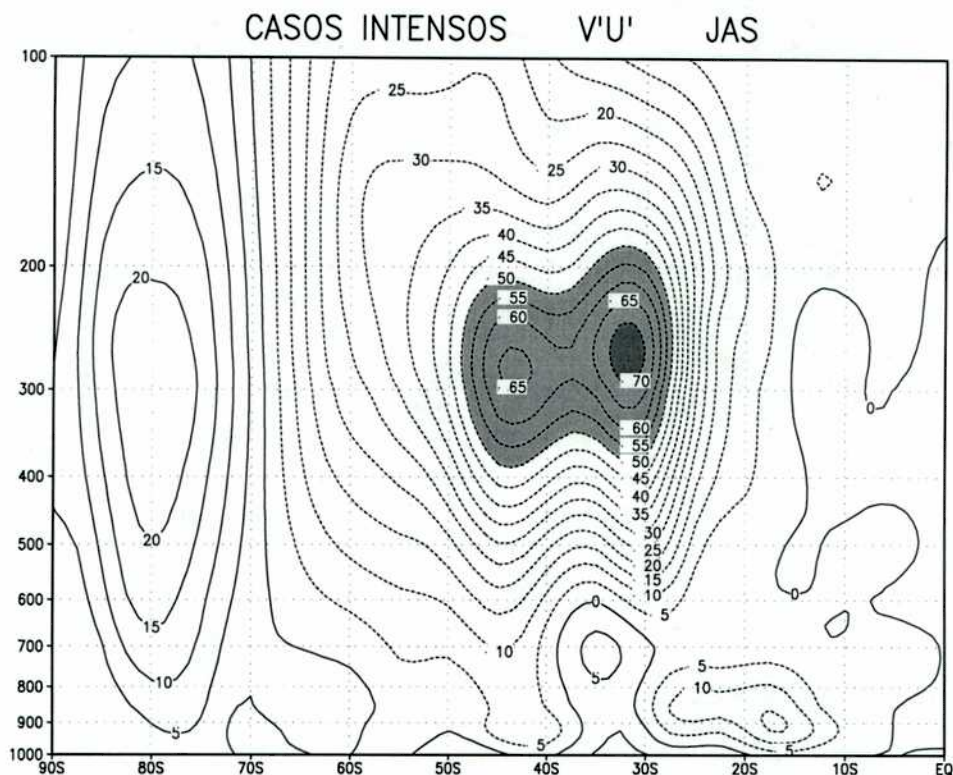
a

CASOS DEBILES V'U' 200 HPA JAS

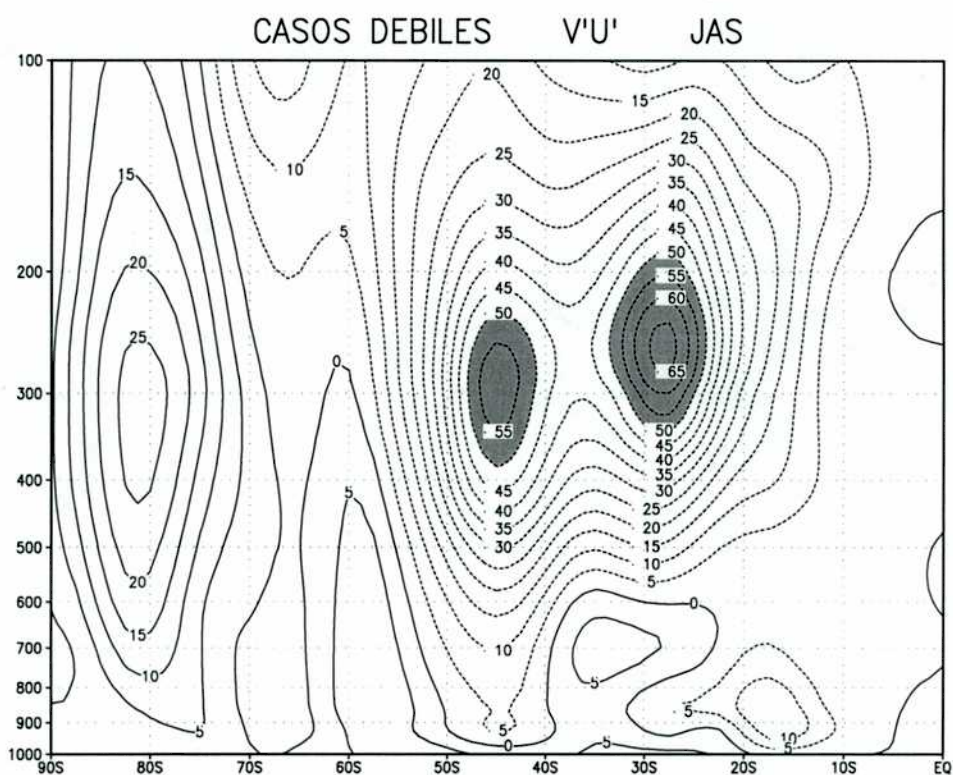


b

Figura 5.2 (a) Transporte medio mensual hacia el ecuador de cantidad de movimiento por parte de las perturbaciones en el nivel de 200 hPa, promediado durante julio-septiembre para los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos valores negativos. Los contornos con sombreado suave indican valores inferiores a $-50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y con sombreado intenso inferiores a $-70 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.



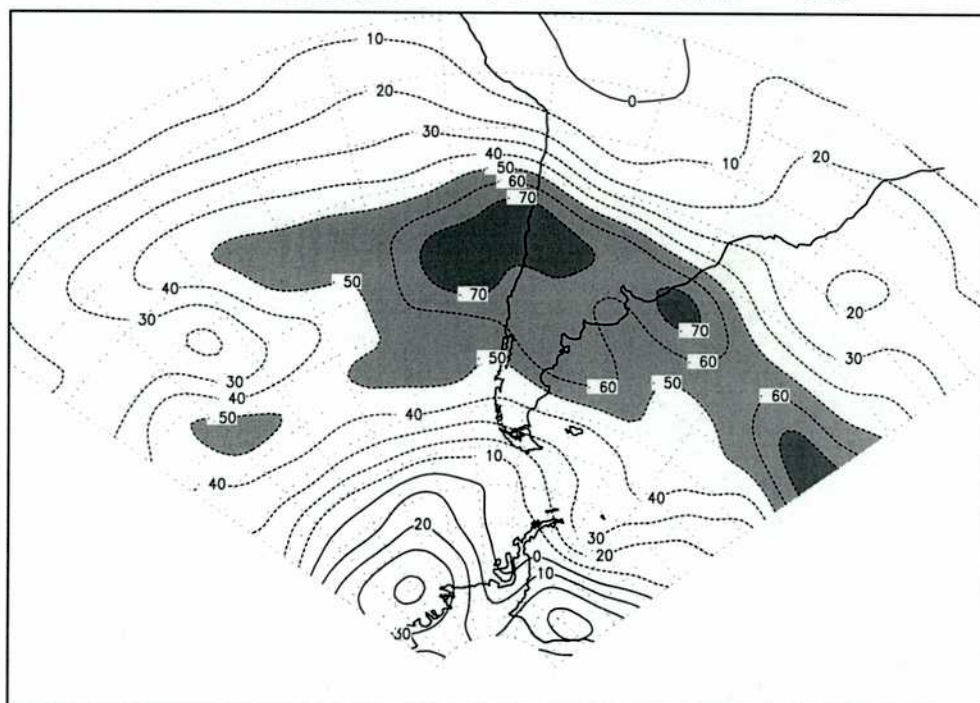
a



b

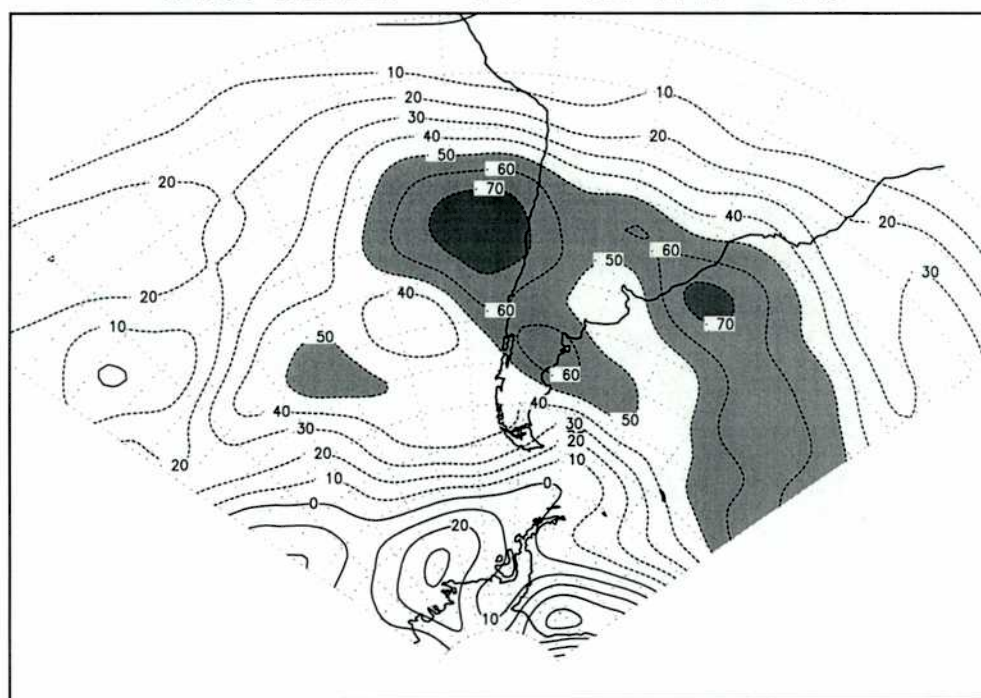
Figura 5.3 (a) Corte meridional con el transporte medio mensual hacia el ecuador de cantidad de movimiento por parte de las perturbaciones en el nivel de 200 hPa promediados entre 45°O y 75°O (caja A de la Fig. 1.2) para los casos intensos de la CST durante julio-septiembre. Los cortes meridionales se extienden desde el ecuador hasta el polo sur, y desde el nivel de 1000 hPa hasta 100 hPa. Los contornos figuran cada $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos valores negativos. Los contornos con sombreado suave indican valores inferiores a $-50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y con sombreado intenso inferiores a $-70 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.

CASOS INTENSOS V'U' 300 HPA JAS



a

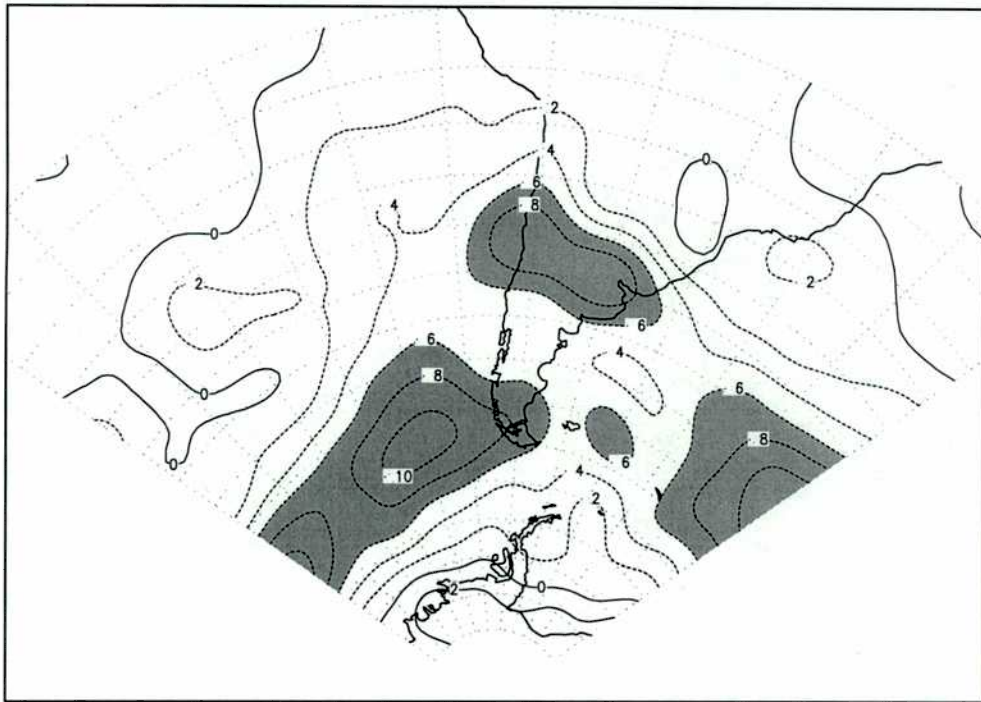
CASOS DEBILES V'U' 300 HPA JAS



b

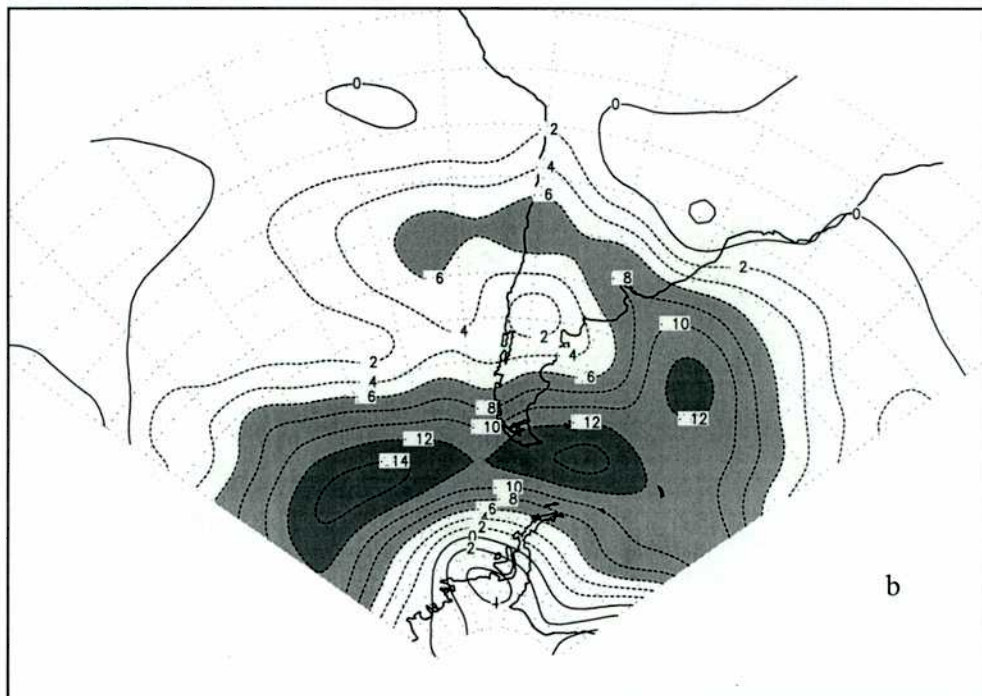
Figura 5.4 Similar a la Fig. 5.2 pero en el nivel de 300 hPa.

CASOS INTENSOS T'V' 200 HPA JAS



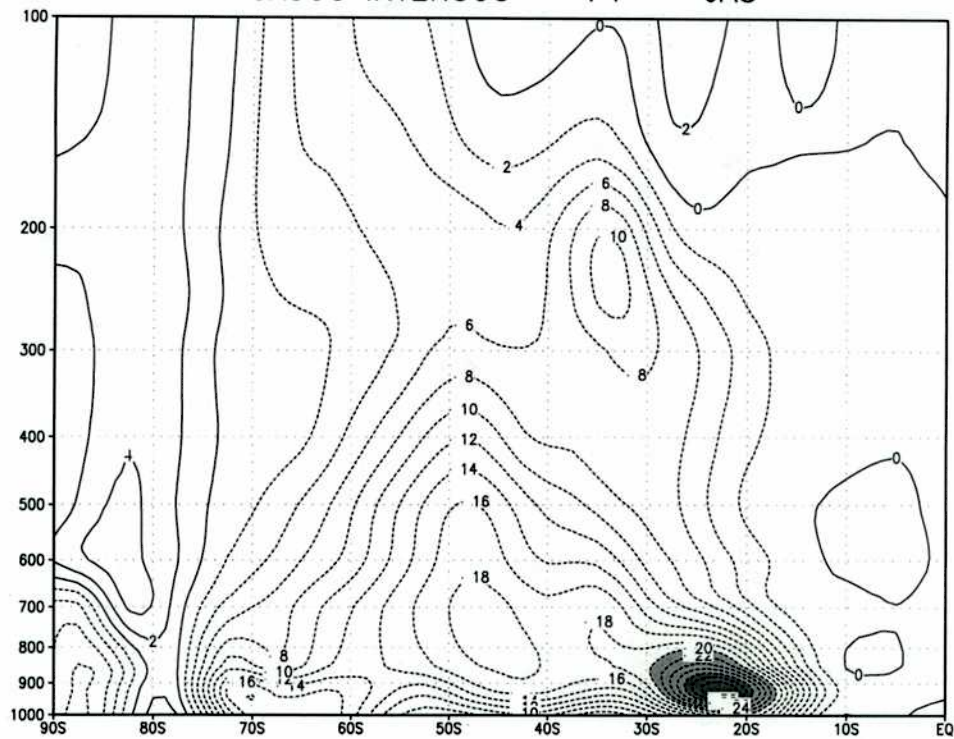
a

CASOS DEBILES T'V' 200 HPA JAS



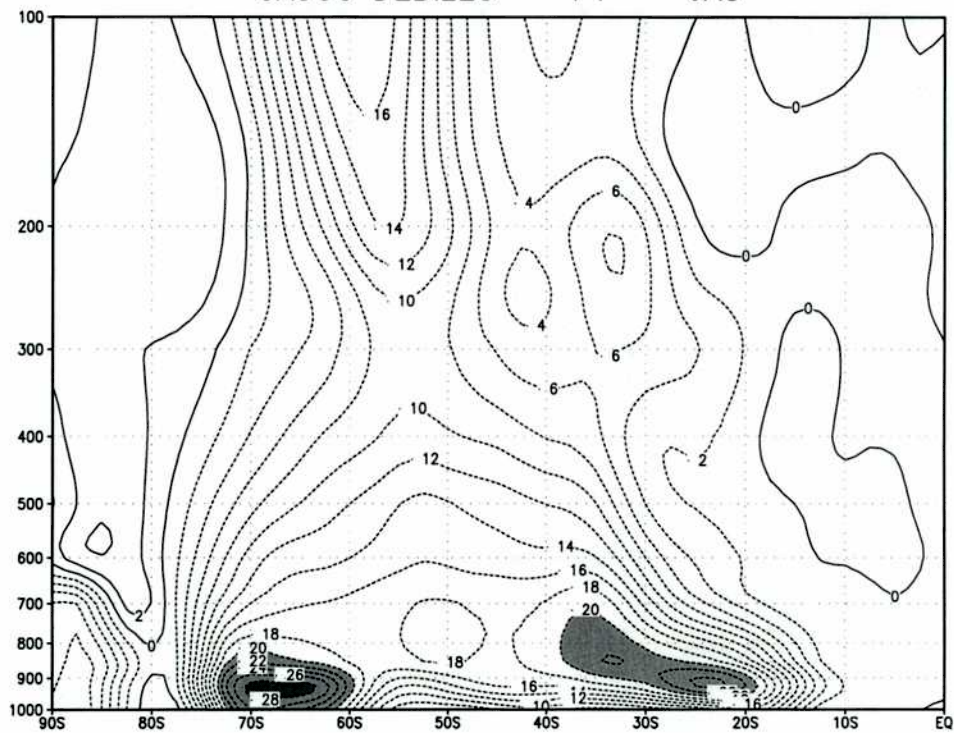
b

Figura 5.5 (a) Transporte medio mensual hacia el ecuador de calor por parte de las perturbaciones en el nivel de 200 hPa promediados durante julio-septiembre para los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada 2 K m s^{-1} . Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos valores negativos. Los contornos con sombreado suave indican valores inferiores a -6 K m s^{-1} y con sombreado intenso inferiores a -12 K m s^{-1} . Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.



a

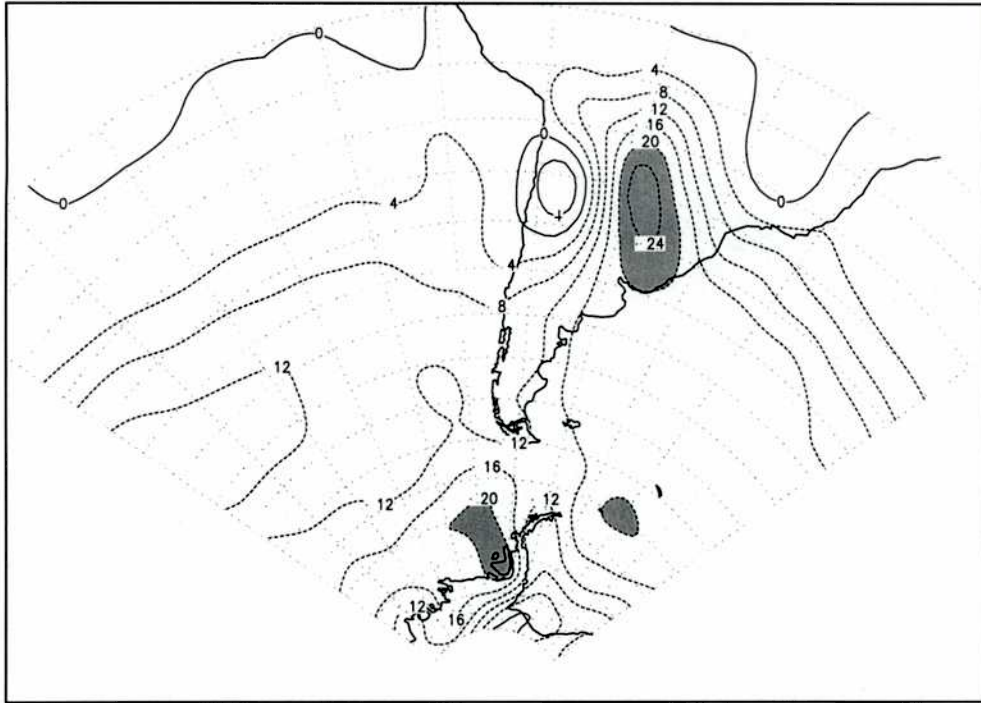
CASOS DEBILES V'T' JAS



b

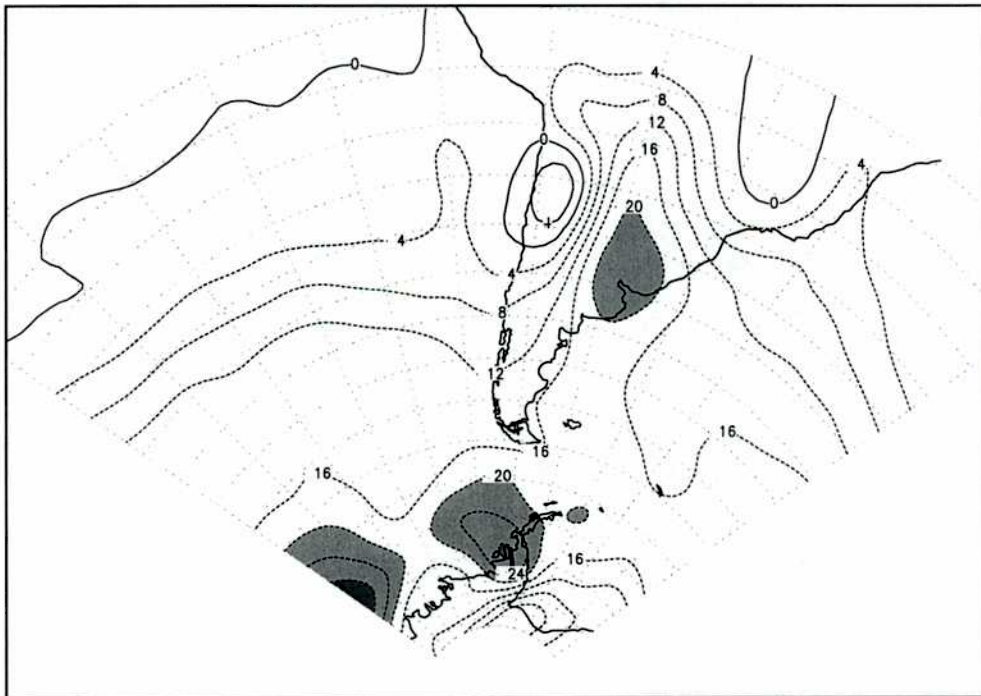
Figura 5.6 (a) Corte meridional con el transporte medio mensual hacia el ecuador de calor por parte de las perturbaciones en el nivel de 200 hPa promediados entre 45°O y 75°O (caja A de la Fig. 1.2) para los casos intensos de la CST durante julio-septiembre. Los cortes meridionales se extienden desde el ecuador hasta el polo sur, y desde el nivel de 1000 hPa hasta 100 hPa. Los contornos figuran cada 2 K m s^{-1} . Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos valores negativos. Los contornos con sombreado suave indican valores inferiores a -20 K m s^{-1} y con sombreado intenso inferiores a -28 K m s^{-1} . Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR. (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.

CASOS INTENSOS V'T' 850 HPA JAS



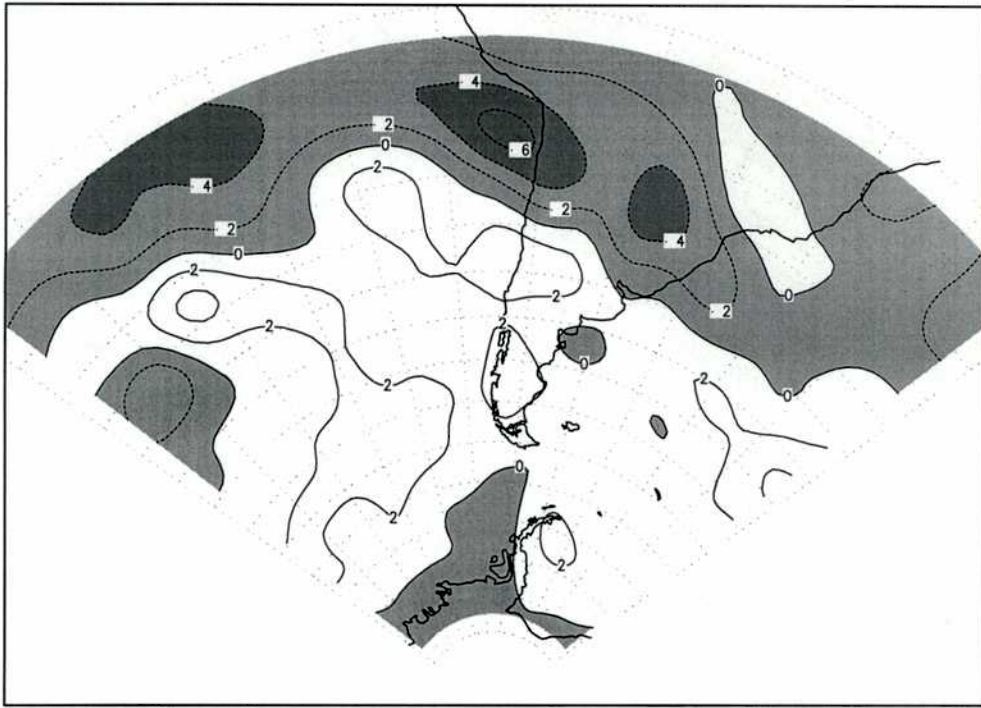
a

CASOS DEBILES V'T' 850 HPA JAS

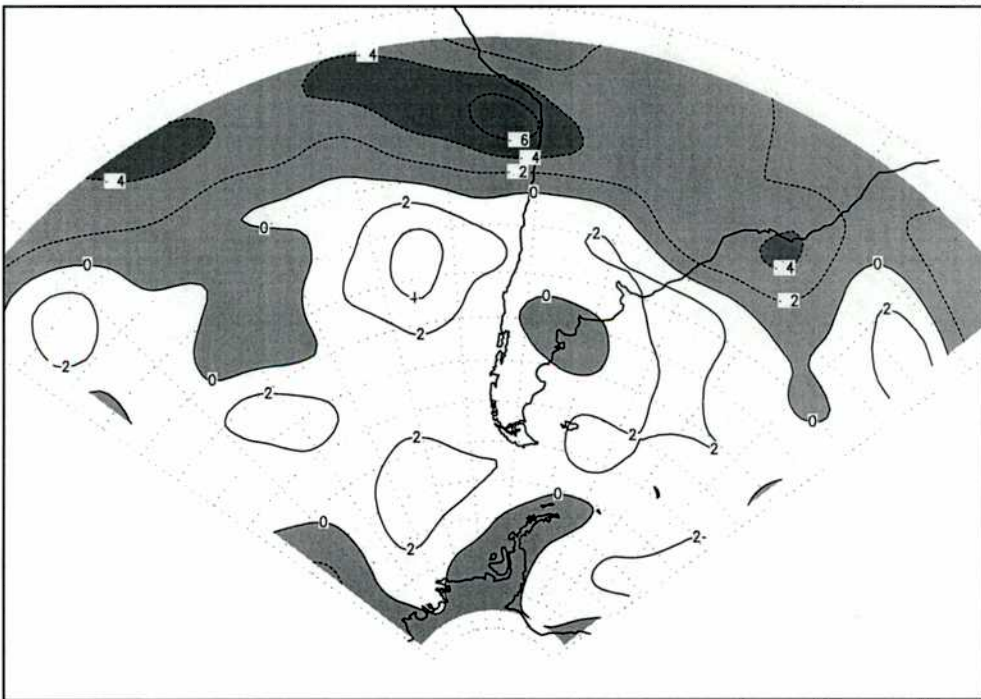


b

Figura 5.7 Similar a la Fig. 5.5 pero en el nivel de 850 hPa.

DIV. HORIZ. DEL FLUJO DE E-P INT JAS [$\times 10^{-5}$]

a

DIV. HORIZ. DEL FLUJO DE E-P DEB JAS [$\times 10^{-5}$]

b

Figura 5.8 (a) Valores mensuales de la divergencia horizontal del flujo localizado de Eliassen-Palm en el nivel de 200 hPa promediados durante julio-septiembre para los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada 2 m s^{-2} . Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos, al igual que los contornos sombreados, indican valores negativos. Los contornos con sombreado intenso indican valores inferiores a -4 m s^{-2} .

(b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.

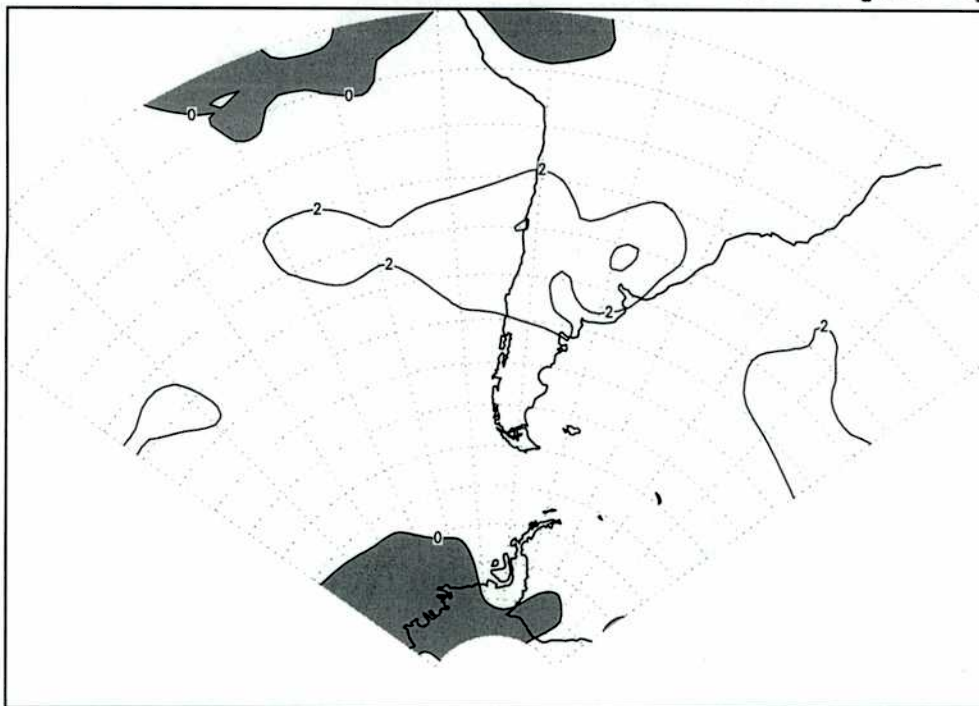
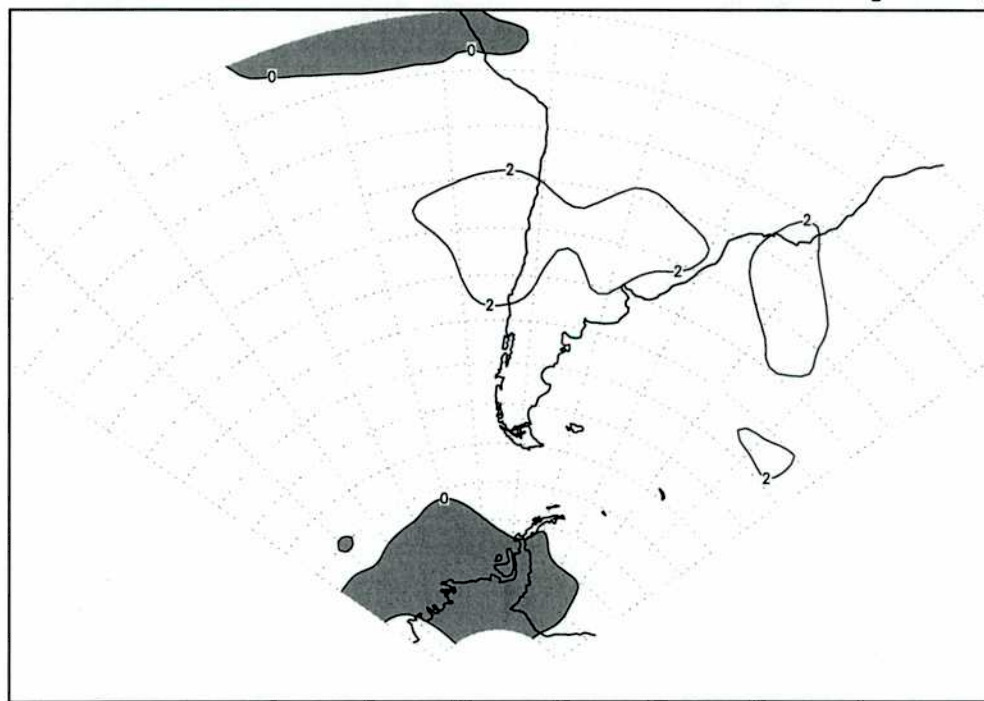
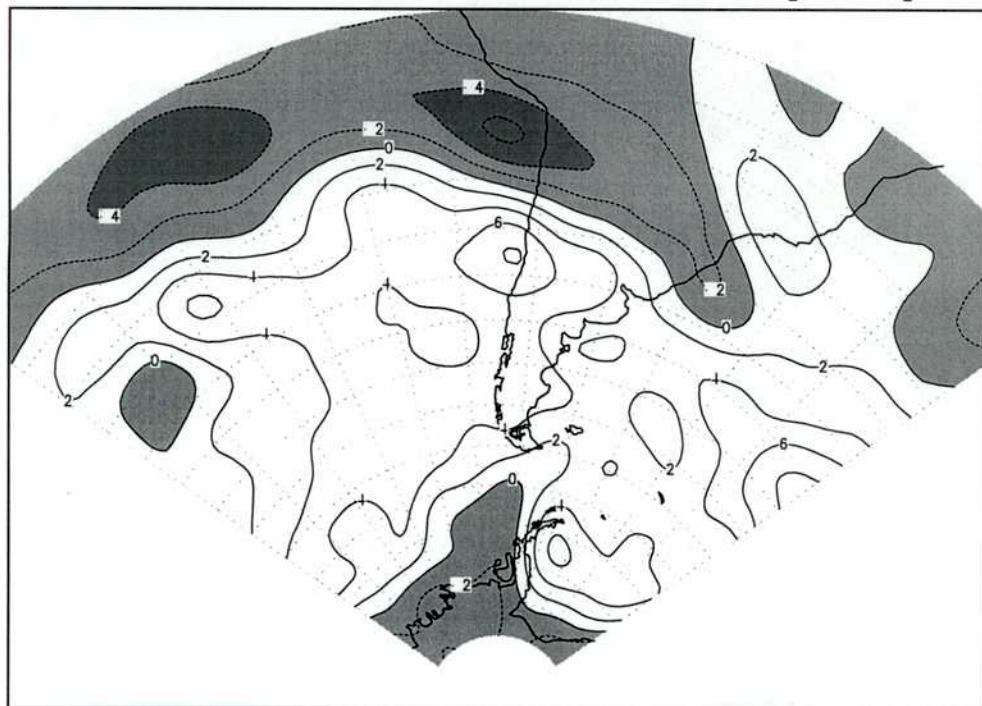
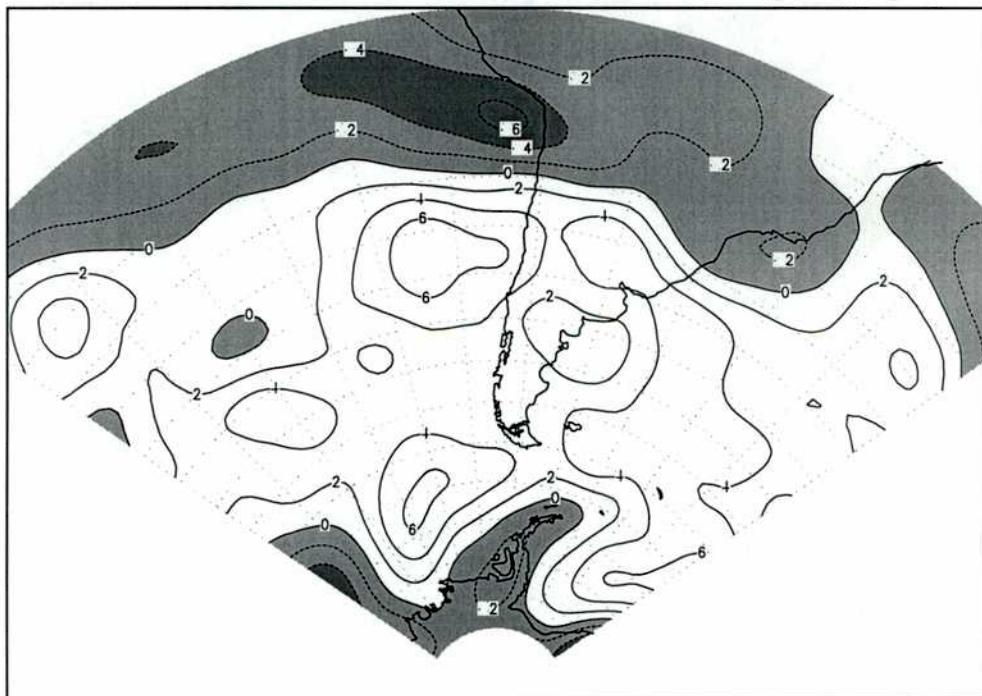
DIV. VERTICAL DEL FLUJO DE E-P INT JAS [$\times 10^{-5}$]DIV. VERTICAL DEL FLUJO DE E-P DEB JAS [$\times 10^{-5}$]

Figura 5.9 (a) Valores mensuales de la divergencia vertical del flujo localizado de Eliassen-Palm en el nivel de 200 hPa promediados durante julio-septiembre para los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada 2 m s^{-2} . Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos, al igual que los contornos sombreados, indican valores negativos. (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.

CASOS INTENSOS TERMINO E JAS [$\times 10^{-5}$]

a

CASOS DEBILES TERMINO E JAS [$\times 10^{-5}$]

b

Figura 5.10 (a) Promedio del término E de la Ec. (2) en el nivel de 200 hPa para los casos intensos de la CST durante julio-septiembre. Los contornos figuran cada 2 m s^{-2} . Las líneas continuas indican valores positivos y las líneas a trazos, al igual que los contornos sombreados, indican valores negativos. Los contornos con sombreado intenso indican valores inferiores a -4 m s^{-2} . (b) Como en (a) pero con los casos débiles de la CST.

CAPITULO 6

Influencia de la Corriente en Chorro Subtropical sobre la Precipitación

Para cada uno de los casos intensos y débiles de la CST se construyó el correspondiente campo de anomalías de precipitación respecto del promedio 1978-1998. Luego, se construyeron los campos medios de anomalías de precipitación con el conjunto de los casos intensos y débiles de la CST. Una descripción en detalle del ciclo anual del campo de precipitación se encuentra en la Sección 5 del Capítulo 2. Aquí el interés se concentra en el máximo de precipitación superior a 400 mm que se observa en el sudeste de América del Sur durante el período julio–septiembre.

6.1. Casos intensos

En particular, cuando ocurren los casos de CST intensa (Fig. 6.1a-d) este máximo de precipitación se ve fortalecido y su posición varía en cada caso respecto de la posición media de la Figura 2.5 (ver Capítulo 2). Unicamente durante el caso intenso de 1995 el máximo de precipitación apenas alcanza valores similares a los normales y sufre un desplazamiento hacia el sur (Fig. 6.1c). El promedio de los cuatro casos intensos (Fig. 6.2) resume las características del campo anómalo de precipitación. En primer lugar, la precipitación es mayor que el promedio en el extremo sudeste del continente, más específicamente sobre el sur de Brasil, extremos este de Paraguay y noreste de Argentina, y la mayor parte de Uruguay. En el resto del continente, una anomalía negativa afecta al centro y noreste de Brasil, mientras que anomalías positivas se hallan sobre la costa del Pacífico en el extremo noroeste del continente y sobre el centro y norte de América Central.

Se calculó el promedio areal de la precipitación sobre la región comprendida entre 23°S-37°S y 45°O-55°O. Este área fue escogida en función de la posición del máximo

estacional de precipitación en el sudeste de América del Sur. Las barras en la Figura 6.3 representan los desvíos de la precipitación areal respecto del valor medio en base al período 1978-1998. En la misma figura se indican los casos intensos de CST ocurridos en el período y vemos que, excepto en 1995, la intensificación de la CST ocurre en forma simultánea con el aumento de la precipitación en la región.

En el mapa de la Figura 6.4 se muestra una subdivisión de la región en tres regiones identificadas de la siguiente manera: región R (23° - 30° S, 50° - 55° O), centrada en la posición del máximo climatológico del sudeste del continente; la región RCN (23° - 30° S, 45° - 50° O), representativa de la costa norte; y la región RCS (30° - 37° S, 50° - 55° O), representativa de la costa sur. En la Figura 6.5 las barras indican las anomalías de la precipitación en cada una de las tres regiones. En todos los casos de CST intensa, en la región RCS las anomalías de precipitación son positivas. Los únicos casos en los cuales las anomalías de precipitación resultan positivas en cada una de las tres regiones, son los ocurridos en 1983 y 1998. En cambio, en los casos de 1987 y 1995, la anomalía de precipitación es negativa en las regiones RCN y R. En la Figura 4.5a (en el Capítulo 4) se observa que, al ocurrir los casos intensos de CST, la región con mayor varianza se extiende a lo largo de la CST, con un máximo sobre el Atlántico frente a la costa en 50° O. Esta configuración del campo medio de la varianza mensual del viento zonal en 200 hPa para los casos de CST intensa, indica un incremento de la actividad ciclónica a lo largo de la corriente en chorro. La Figura 6.6a muestra un corte meridional en 50° O con el promedio de la varianza del viento zonal correspondiente a los casos intensos de la CST. En la misma figura se indica la posición media de la CST en los casos intensos. La máxima varianza ocurre en el nivel de 250 hPa, unos 5° al sur de la CST. También se distingue un máximo secundario en 55° S próximo al nivel de 300 hPa. En la Figura 6.7a se muestra un corte meridional en 50° O con la velocidad vertical y el viento meridional para el promedio de los casos intensos de la CST. Entre 20° S y 30° S prevalecen los movimientos ascendentes por encima de 700 hPa y hasta 200 hPa, justo por debajo de la intensa CST. Mas al norte, entre 10° y 20° S el movimiento vertical medio es descendente. Las flechas en la figura indican que parte del aire que asciende por debajo de la CST en 30° S retorna hacia el ecuador en los niveles altos de la troposfera, desciende en 10° - 20° S y luego parte del flujo se dirige nuevamente hacia el polo en los niveles inferiores. La posición de la rama ascendente de esta circulación meridional a la salida de la CST, prácticamente coincide con el máximo de varianza del viento zonal. Por lo tanto, se puede vincular al máximo de

movimiento de ascenso con el máximo de actividad ciclónica asociado a la CST en el promedio de los casos intensos. La Figura 6.7b muestra las anomalías de la velocidad vertical en 50°O para el promedio de los casos de CST intensa. Lo más destacable en la figura es la anomalía asociada al movimiento de ascenso debajo de la CST. La anomalía positiva centrada en 10°S se debe, por un lado a la intensidad de la subsidencia en $10^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{S}$ y por otro lado al debilitamiento del movimiento de ascenso entre 10°S y el ecuador.

6.2. Casos débiles

El único caso débil de CST en el cual el máximo de precipitación en el sudeste de América del Sur registró un valor inferior al normal fue el correspondiente a 1986 (Fig. 6.8c). En los demás casos (Fig. 6.8a,b,d,e), si bien el valor del máximo de precipitación superó al climatológico, el área afectada por éste es menor y al mismo tiempo la posición de su centro varía de caso en caso. Esto explica la convivencia de anomalías positivas y negativas en el extremo sudeste del continente en cada uno de los casos de CST débil. Sin embargo, al promediar las anomalías de los cinco casos de CST débil en la Figura 6.9, se manifiesta una tendencia a que ocurran anomalías negativas de precipitación a lo largo de la costa. Volviendo a la Figura 6.3, se pueden ver los promedios de la precipitación sobre la región delimitada entre $23^{\circ}\text{S--}37^{\circ}\text{S}$ y $45^{\circ}\text{O--}55^{\circ}\text{O}$ para los casos débiles de CST. De los cinco casos considerados, solamente en tres de ellos las anomalías de precipitación resultaron negativas. Los casos en los cuales las anomalías resultaron positivas ocurrieron en 1989 y 1992. En realidad, durante estos dos años la CST definida como débil no afectó a los tres meses comprendidos en julio–septiembre, tal como se aprecia en la Tabla 3.1 del Capítulo 3. Si tomamos las anomalías de precipitación correspondientes al bimestre julio-agosto y agosto-septiembre, obtenemos un valor de +14,5 mm para el caso de 1989 y otro de apenas +1,02 mm para el de 1992, como se indica en la Figura 6.3. Estos resultados estarían indicando que al ocurrir los casos de CST débil, las anomalías de la precipitación media en toda la región resultan negativas o levemente positivas. Por otro lado, los tres mínimos más importantes que se observan en la Figura 6.3 ocurrieron en 1981, 1988 y 1991, años en los que no hubo casos de CST débiles ni tampoco intensos. Distinta es la situación de las máximas anomalías positivas de precipitación en toda la región, en

cuyo caso los mayores valores se corresponden con la ocurrencia de los casos de CST intensa de 1983 y 1998, como se discute en la Sección 6.1. A partir de nuestro conjunto de casos débiles de CST se deduce que la región con mayor actividad ciclónica está desvinculada de la CST, como muestra el corte meridional en 50°O de la varianza del viento zonal para el promedio de los casos débiles de la CST (Fig. 6.10). La máxima varianza, asociada con la actividad ciclónica, se observa entre 200 y 300 hPa en 45°S. En la Figura 4.5c este máximo también se manifiesta y se ve que posee un máximo relativo sobre el Océano Atlántico frente a la costa. En la Figura 6.10 también se observa la posición de la débil CST en 23°S, o sea unos 20° al norte del máximo principal de la varianza del viento zonal. Aunque de mucha menor magnitud, se distingue otro máximo de la varianza del viento zonal en 250 hPa localizado en 32°S. La Figura 6.11a muestra la circulación meridional en el promedio de los casos débiles en 50°O, es decir a la salida de la CST. Entre 20°-30°S el movimiento es descendente en toda la troposfera, justo debajo de la CST. Entre 40°S y 50°S y por encima de 700 hPa el aire asciende y al llegar a los niveles altos retorna hacia el ecuador para luego descender en 20°-30°S. Esta circulación describe una celda local de Ferrel que favorece la subsidencia en la latitud de la CST. En los casos débiles de la CST también se observa una intensificación del movimiento ascendente entre 10°S y el ecuador. Es por este motivo, que en el corte meridional de la Figura 6.11a no se observa una zona con movimientos descendentes que compensen al ascenso en la región tropical en el hemisferio sur. La Figura 6.11b muestra las anomalías de la velocidad vertical en 50°O para el promedio de los casos débiles de la CST. La anomalía positiva en 30°S, junto con la región de anomalías negativas al sur de 40°S es consistente con el establecimiento de una celda de Ferrel. Entre 10°S y el ecuador, una anomalía negativa indica la intensidad superior al promedio de los movimientos ascendentes.

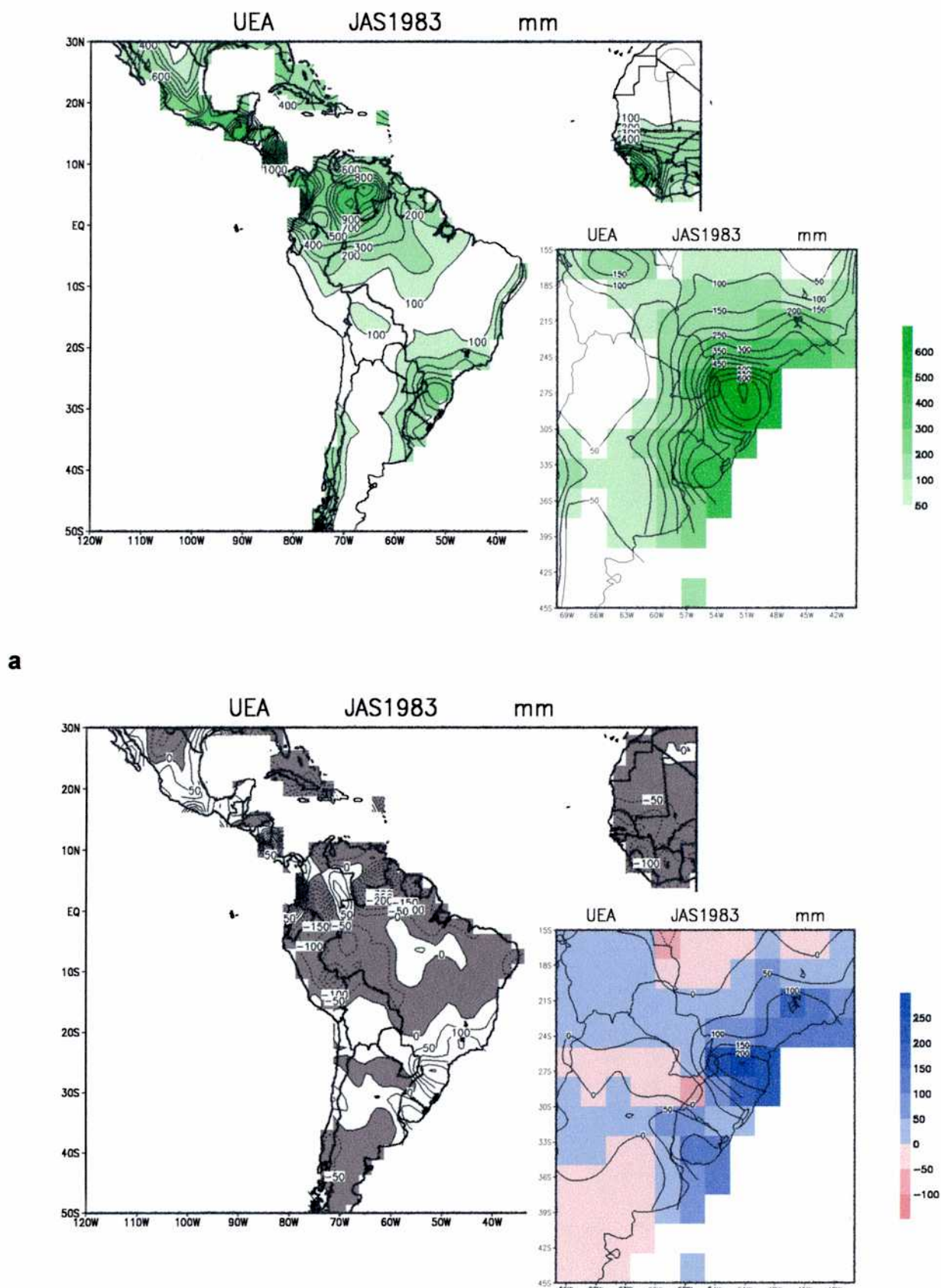
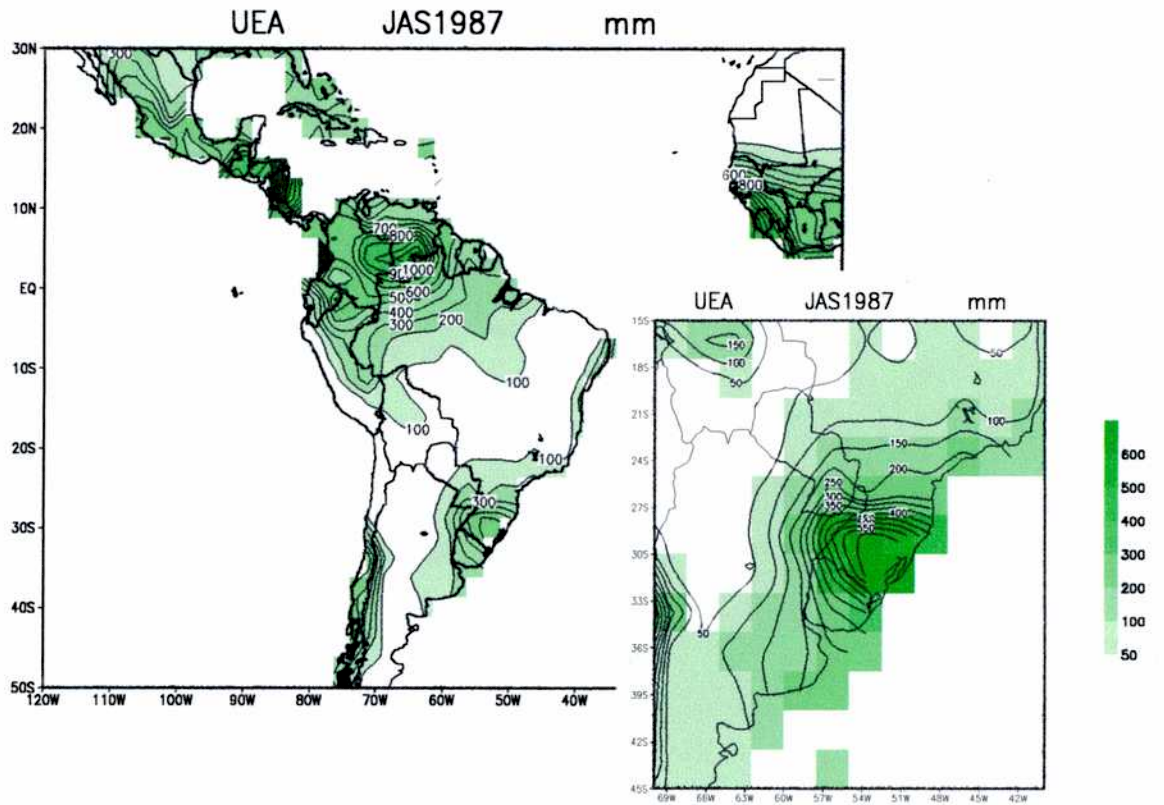


Figura 6.1 Campos de precipitación asociados con los casos intensos de la CST. (a) Precipitación total durante julio-septiembre de 1983 (panel superior) y las anomalías respecto del período 1978-1998 (panel inferior). Los valores están expresados en mm. Los datos fueron obtenidos originalmente de la UEA-CRU. En la parte inferior y a la derecha de cada panel se muestra en detalle el sudeste de América del Sur. La regla vertical a la derecha indica la escala de valores en mm. En el panel inferior los tonos azules indican anomalías positivas y los rojos



b

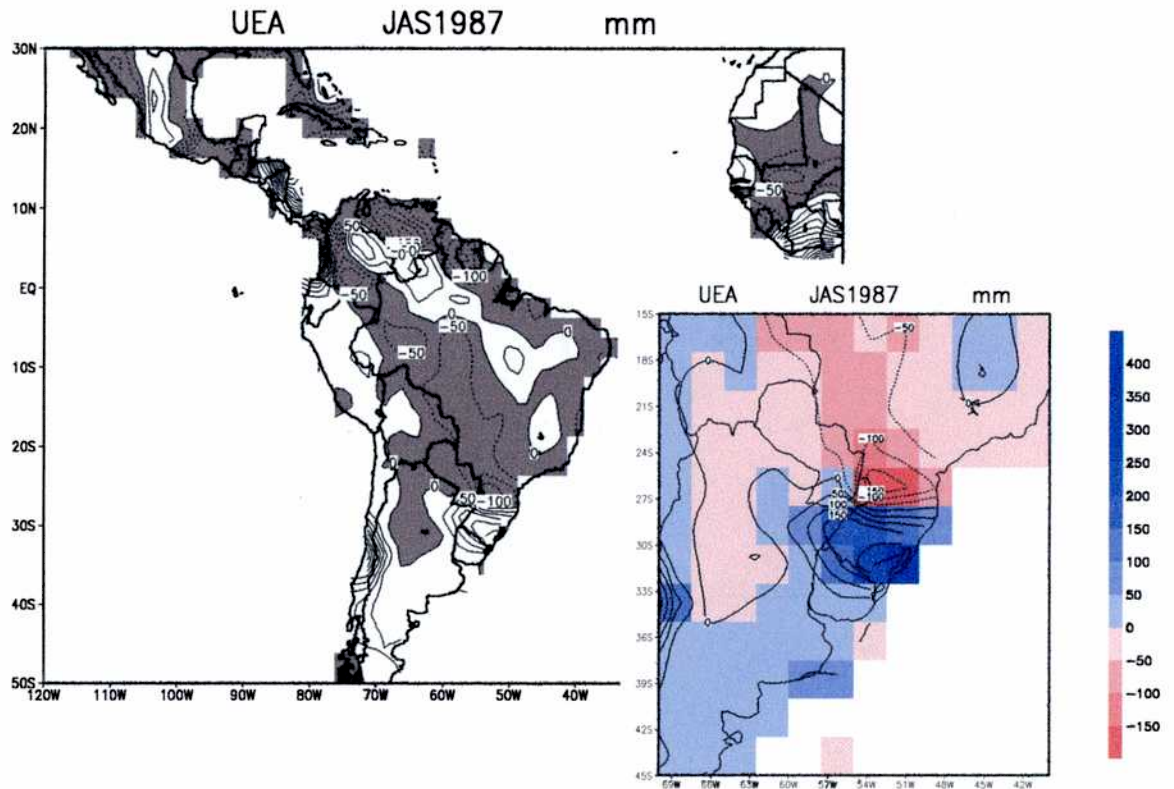
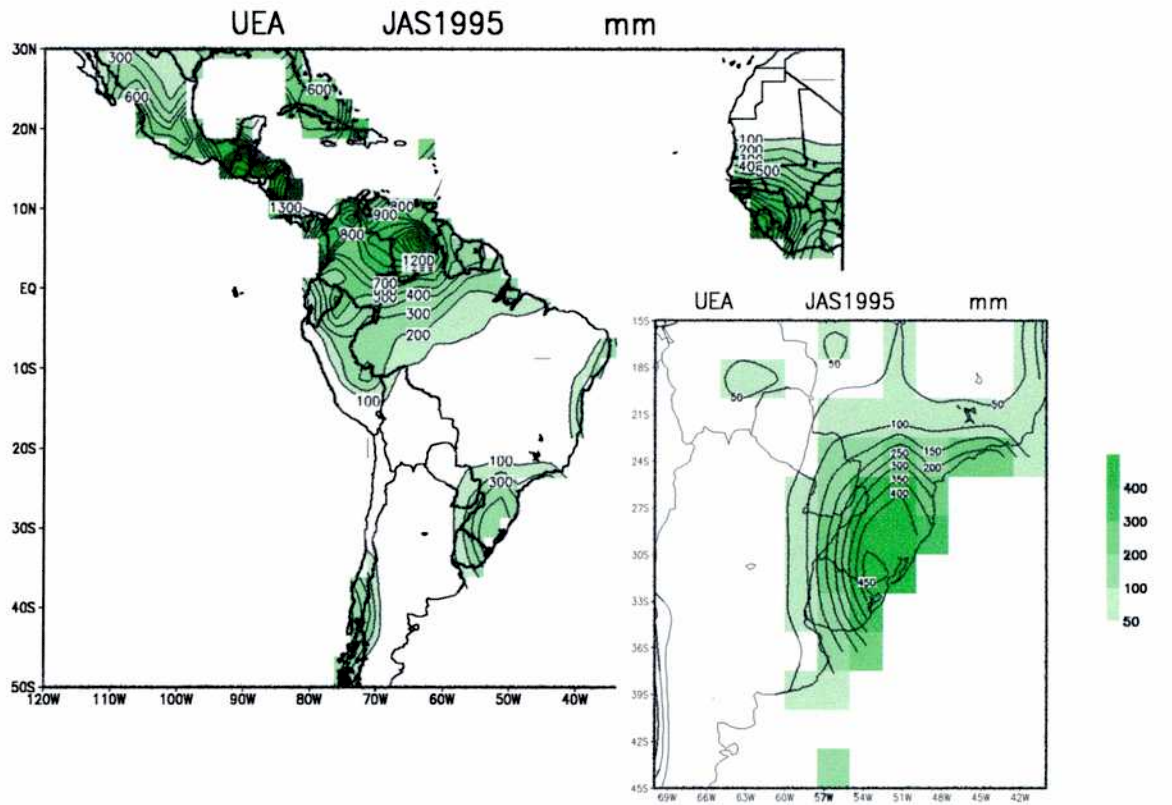


Figura 6.1 (continuación) anomalías negativas. (b) Como en (a) pero tomando la precipitación de julio-septiembre de 1987. (c) Como en (a) pero tomando la precipitación de julio-septiembre de 1995. (d) Como en (a) pero tomando la precipitación de julio-septiembre de 1998.



c

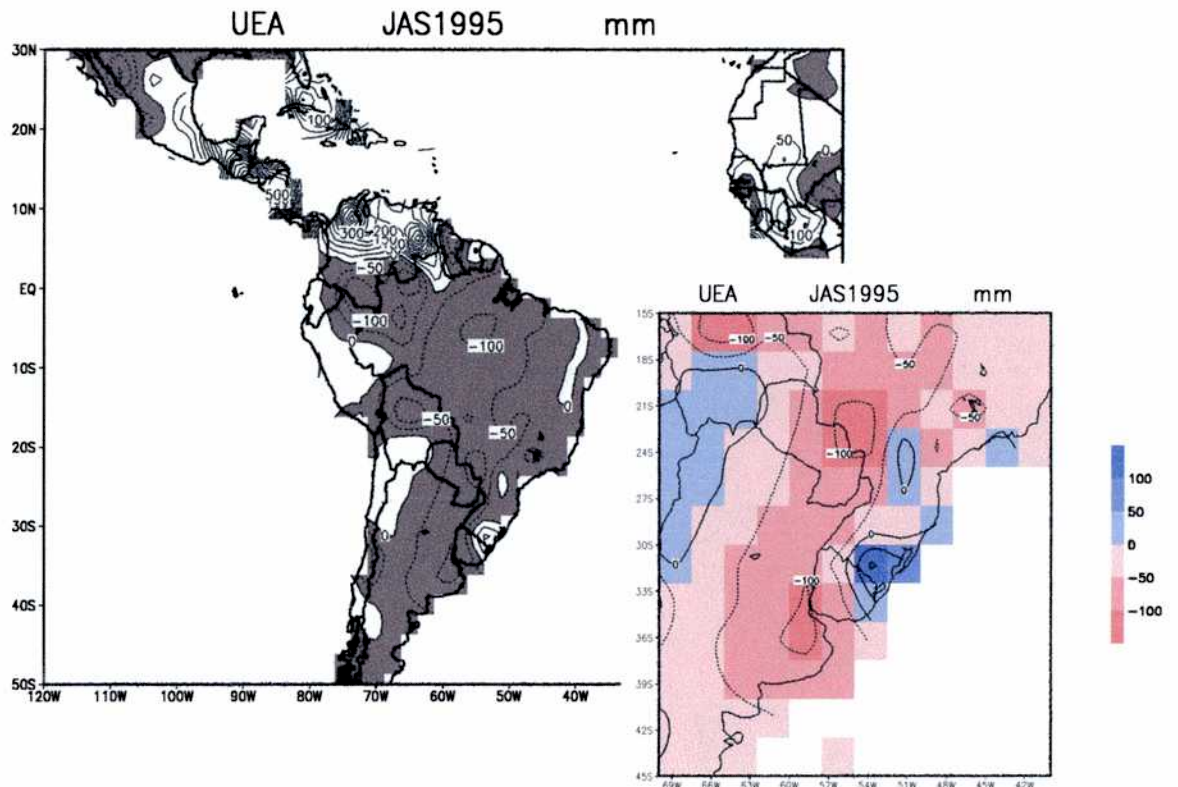
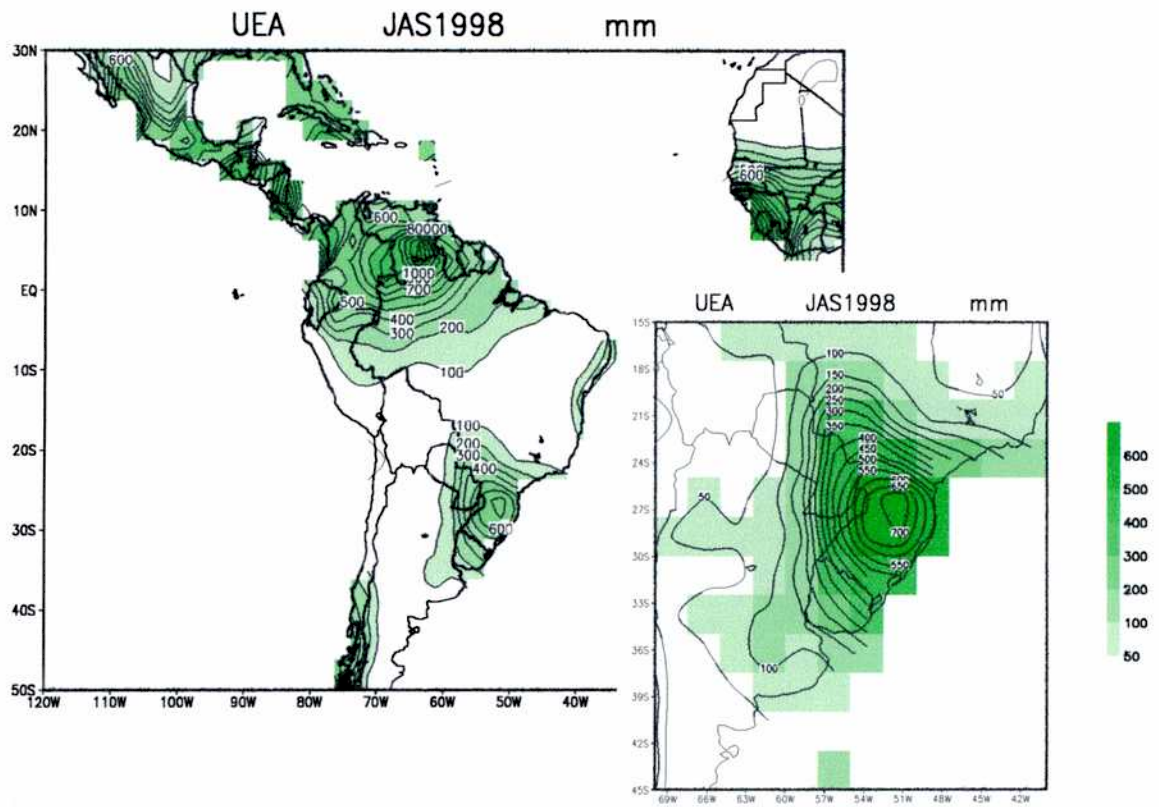


Figura 6.1 (continuación)



d

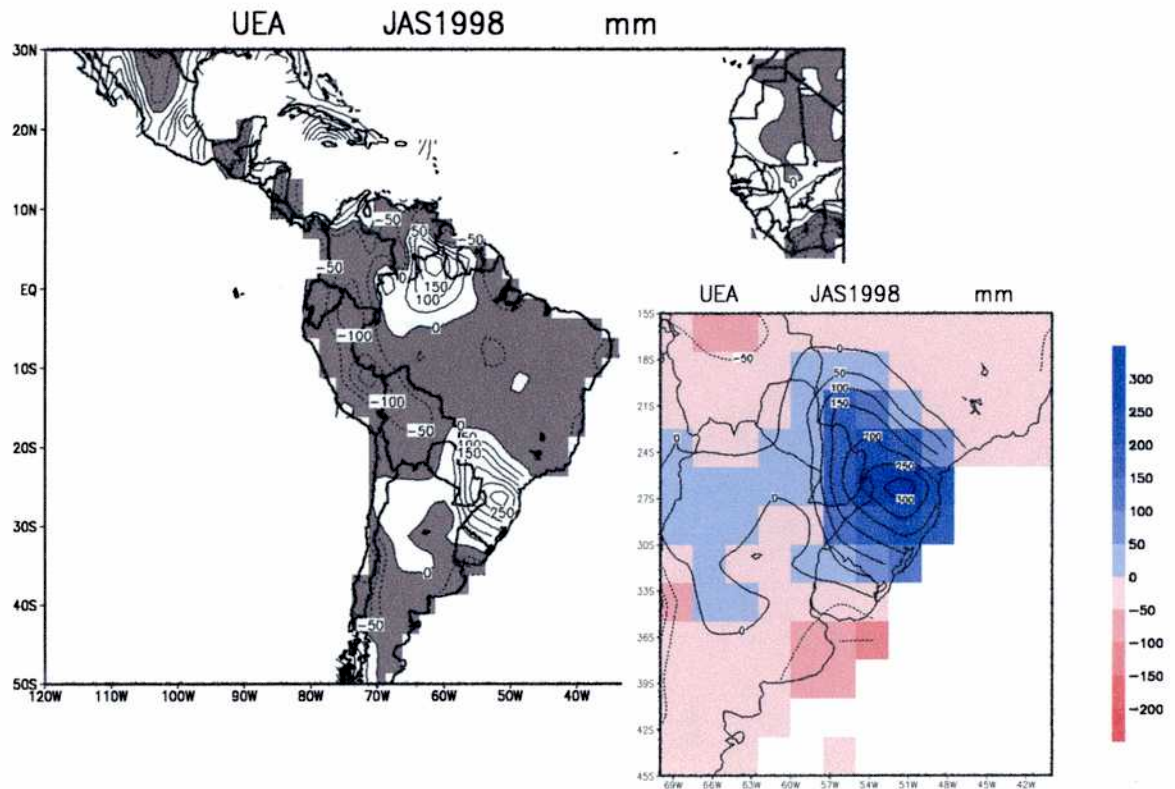


Figura 6.1 (continuación)

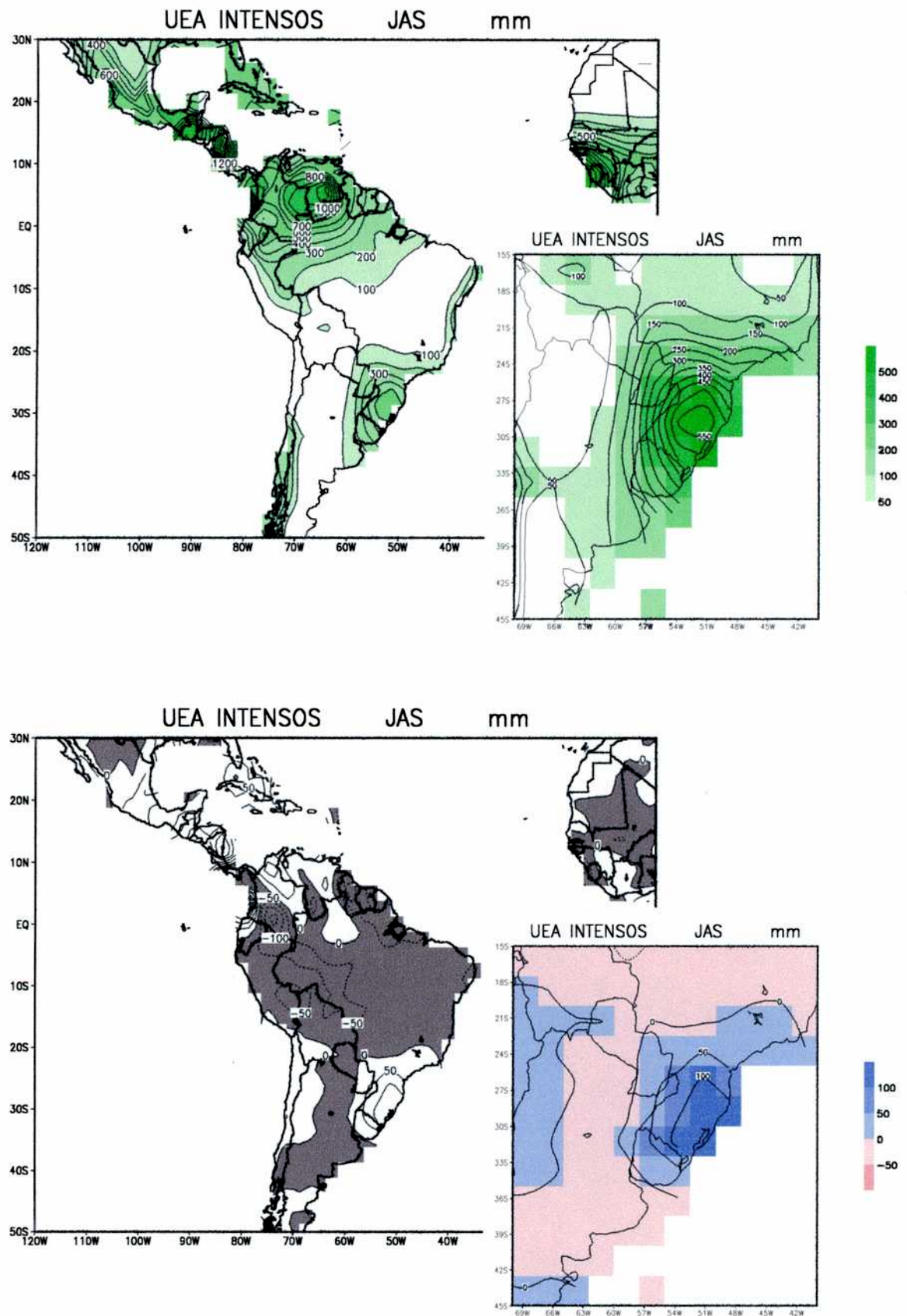


Figura 6.2 Precipitación total durante julio-septiembre para el promedio de los casos intensos de la CST (panel superior) y las anomalías respecto del período 1978-1998 (panel inferior). Los valores están expresados en mm. Los datos fueron obtenidos originalmente por la UEA-CRU. En la parte inferior y a la derecha de cada panel se muestra en detalle el sudeste de América del Sur. La regla vertical a la derecha indica la escala de valores en mm. En el panel inferior los tonos azules indican anomalías positivas y los rojos anomalías negativas.

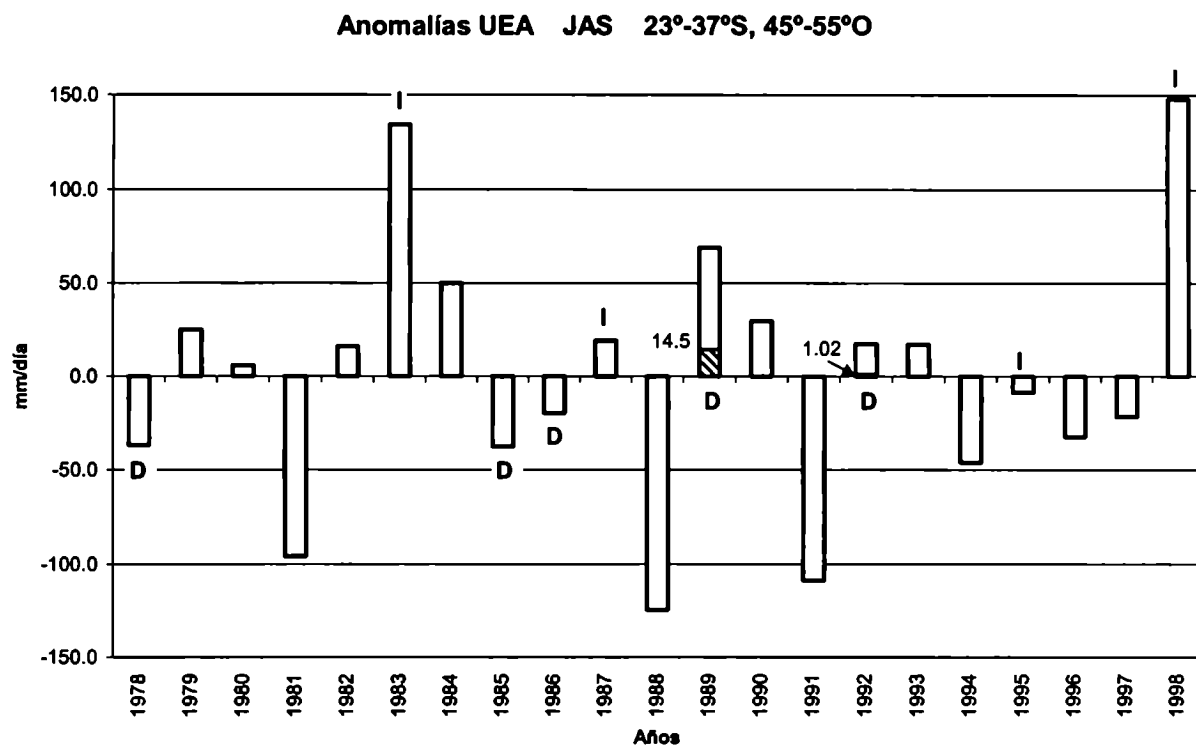


Figura 6.3 Anomalías de la precipitación promediada sobre la región comprendida entre 23°S-37°S y 45°O-55°O durante julio-septiembre, respecto del periodo 1978-1998. Los valores están expresados en mm. Los datos fueron obtenidos originalmente por la UEA-CRU. Los casos intensos de la CST están indicados con una "I", y los casos débiles de la CST con una "D". El rayado en algunas columnas representa periodos distintos de julio-septiembre (ver el texto para mas detalles).

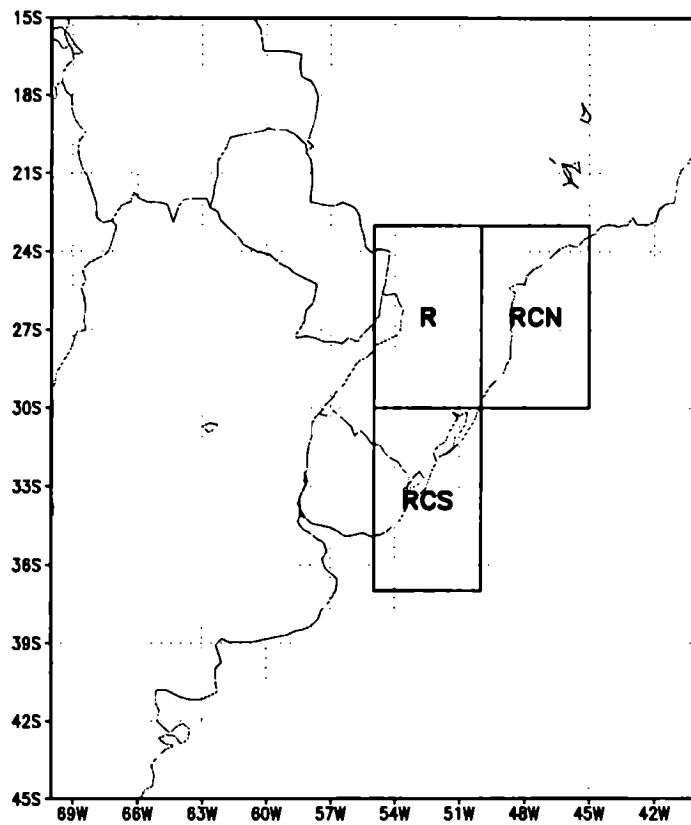


Figura 6.4 Región sobre la cual se promedia a la precipitación en el sudeste de América del Sur. Las cajas corresponden a subdivisiones de la región, definidas como: región R (23°-30°S, 50°-55°O), región RCN (23°-30°S, 45°-50°O) y región RCS (30°-37°S, 50°-55°O).

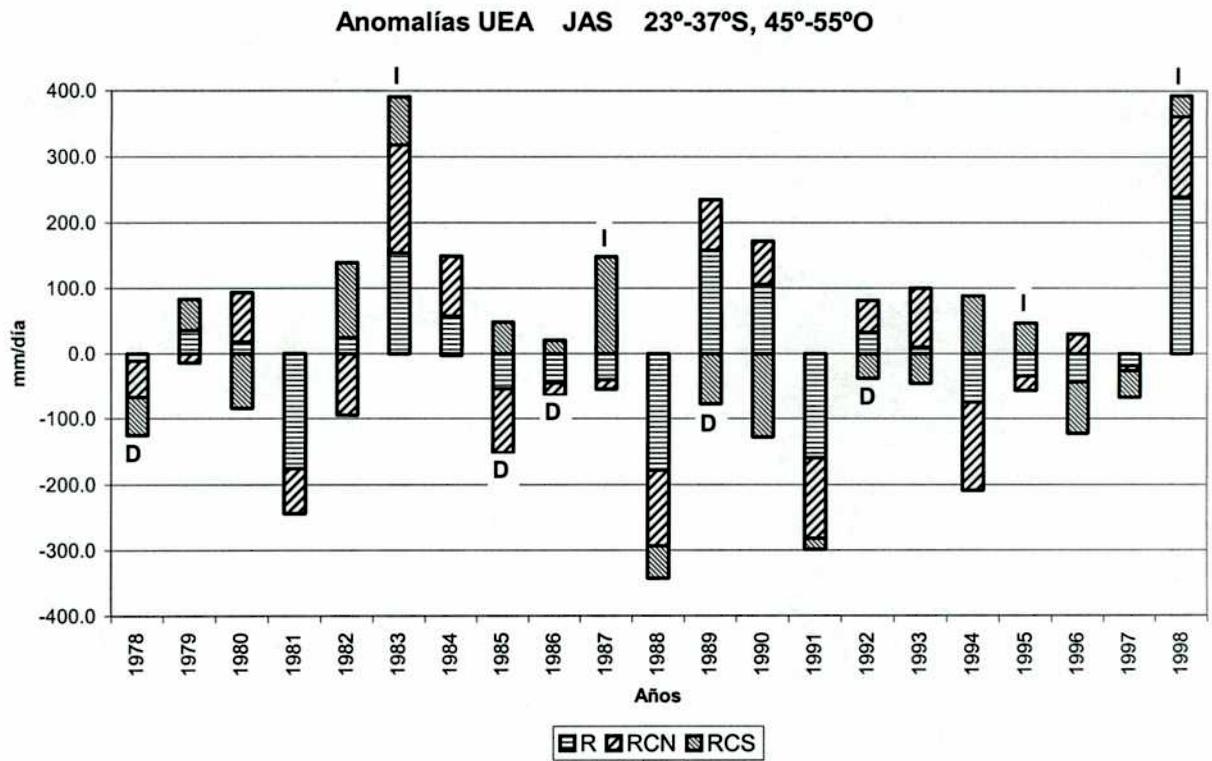


Figura 6.5 Anomalías de la precipitación promediada sobre cada una de las regiones de la Fig. 6.4 durante julio-septiembre, respecto del período 1978-1998. Los valores están expresados en mm. Los datos fueron obtenidos originalmente por la UEA-CRU. Los casos intensos de la CST están indicados con una "I", y los casos débiles de la CST con una "D".

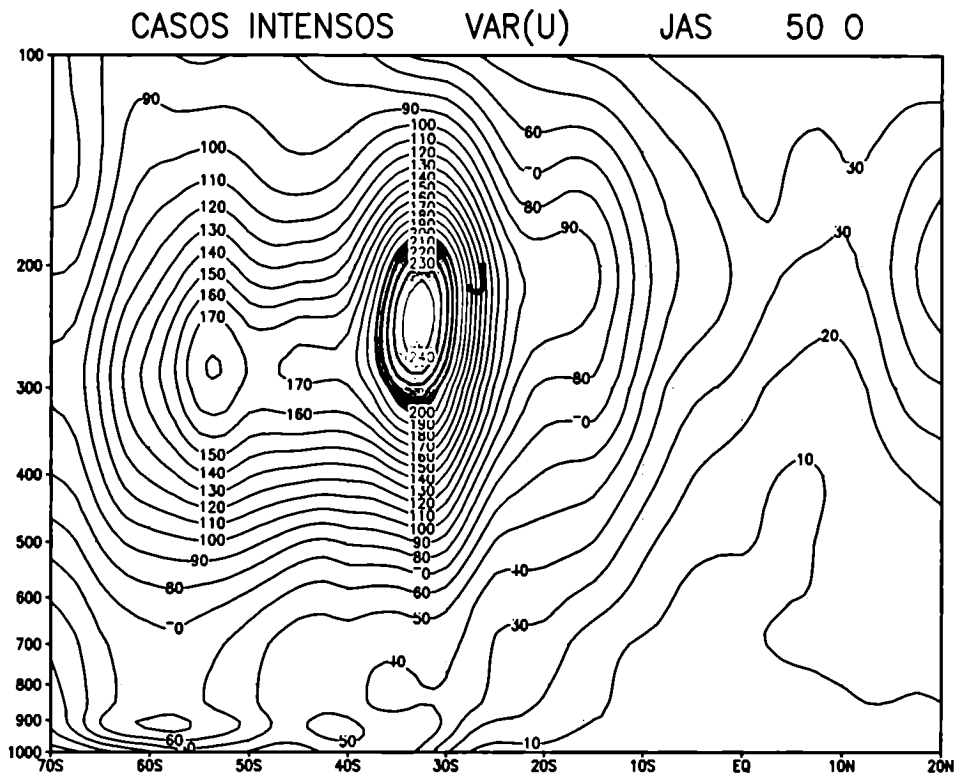


Figura 6.6 Corte meridional en 50°O con la varianza del viento zonal, entre 20°S y 70°S y entre los niveles de 1000 hPa y 100 hPa, durante julio-septiembre para el promedio de los casos intensos de la CST. Los contornos figuran cada 10 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. El sombreado indica valores mayores que 200 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. El símbolo J indica la posición media de la CST para los casos intensos. Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR.

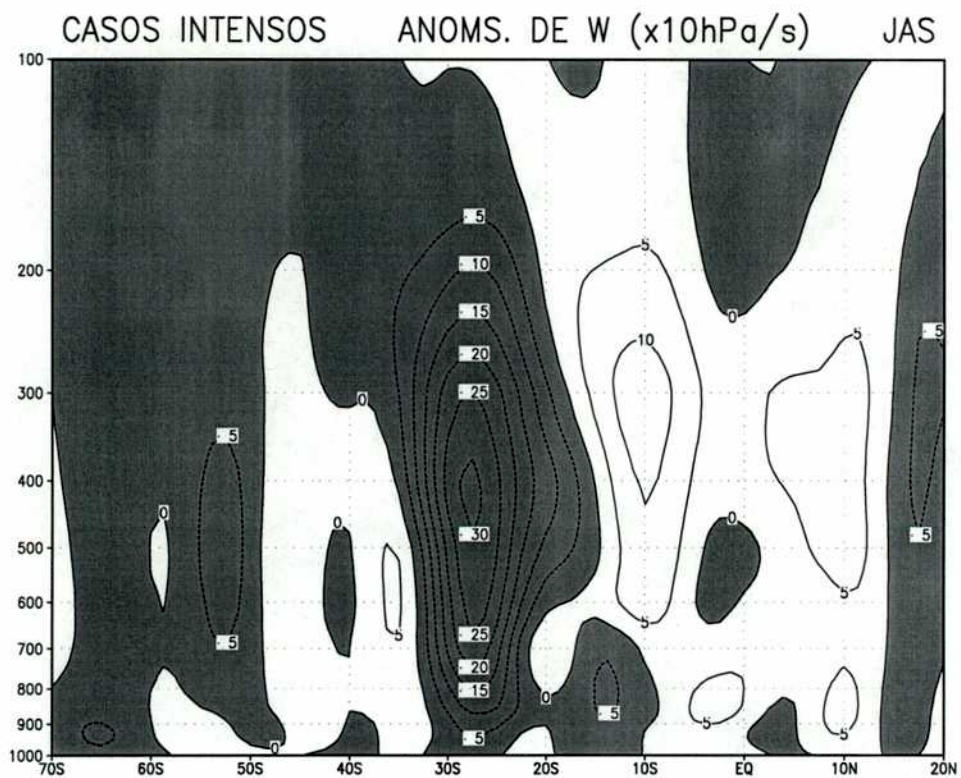
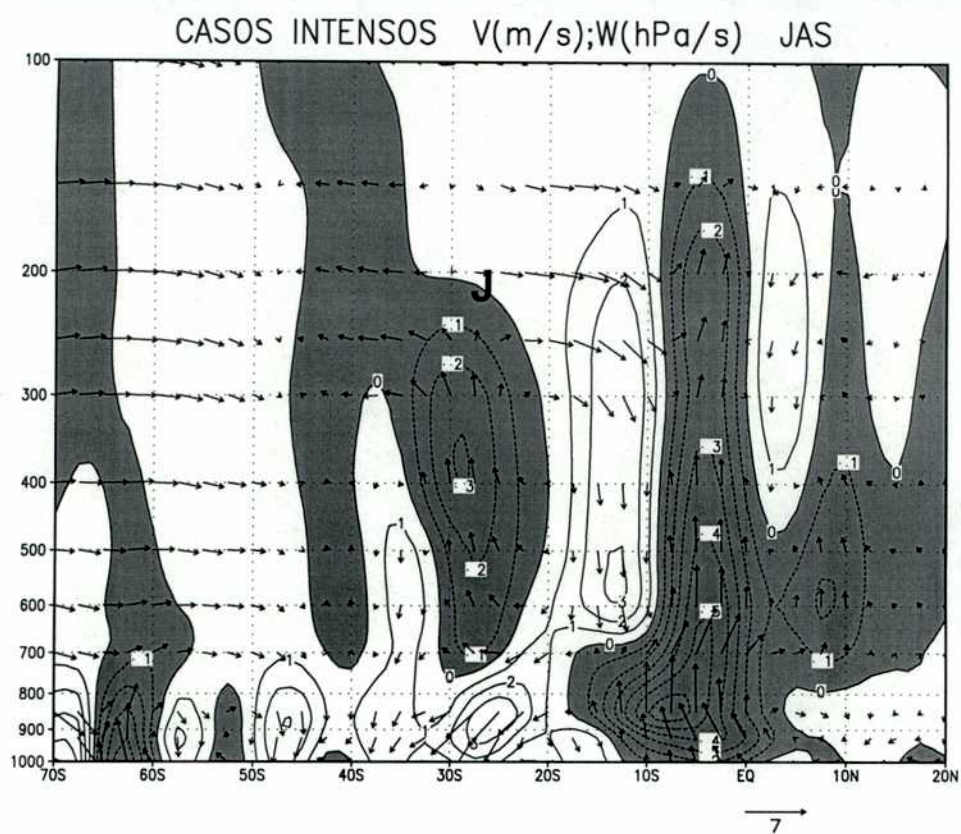


Figura 6.7 (a) Corte meridional en $50^{\circ}O$ con la velocidad vertical y meridional para el promedio de los casos intensos de la CST. Los contornos representan a la velocidad vertical cada $1 hPa s^{-1}$. En sombreado se indican los valores negativos (movimiento ascendente). Los vectores indican la dirección e intensidad del campo de movimiento. Debajo a la derecha se muestra un vector de referencia horizontal de $7 m s^{-1}$. El símbolo J indica la posición media de la CST para los casos intensos. (b) Corte meridional en $50^{\circ}O$ con las anomalías de la velocidad vertical para el promedio de los casos intensos de la CST respecto del período 1978-1999. Los contornos figuran cada $5 \times 10 hPa$. El sombreado indica valores negativos (movimiento ascendente). Los datos fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR.

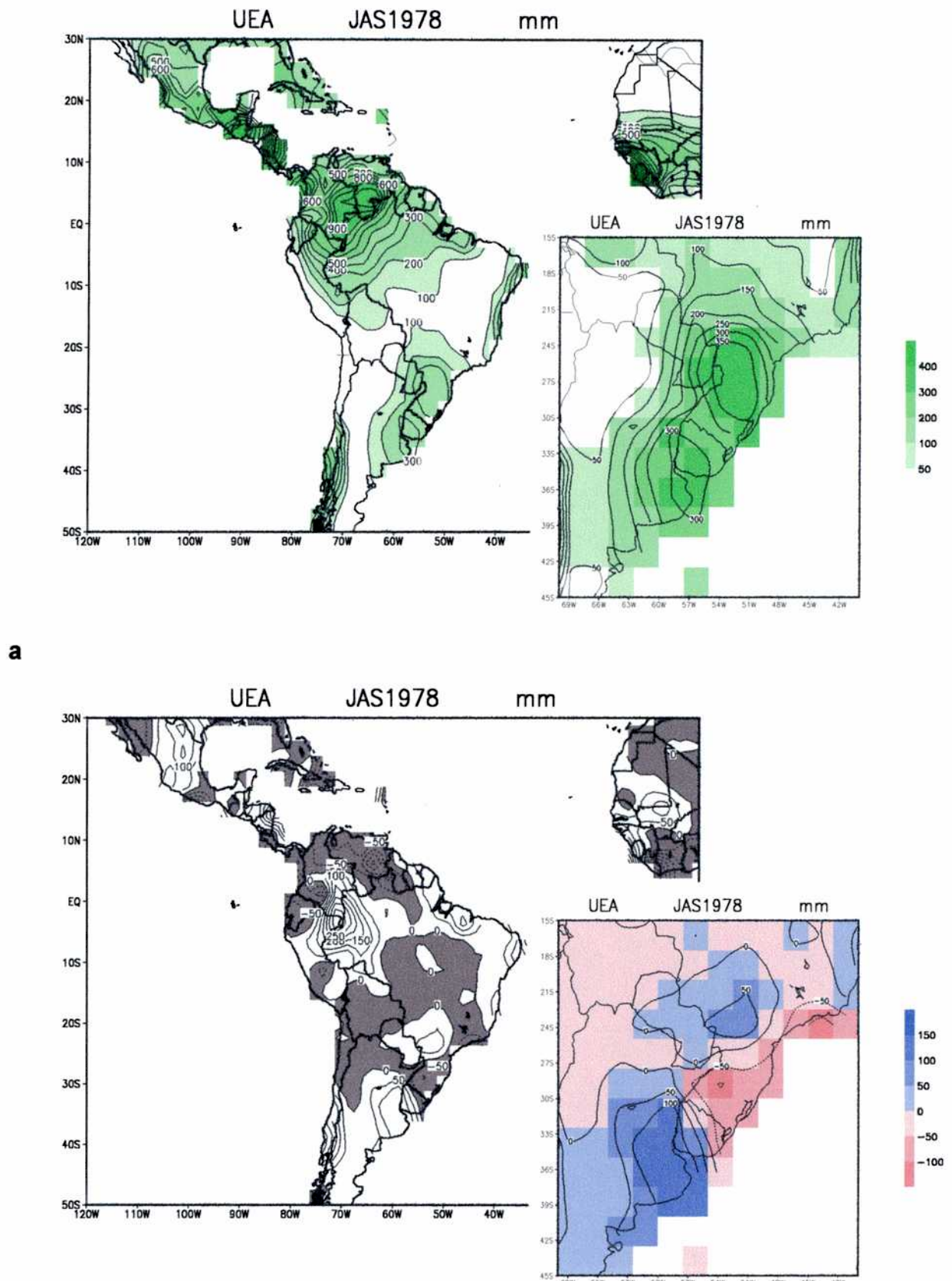
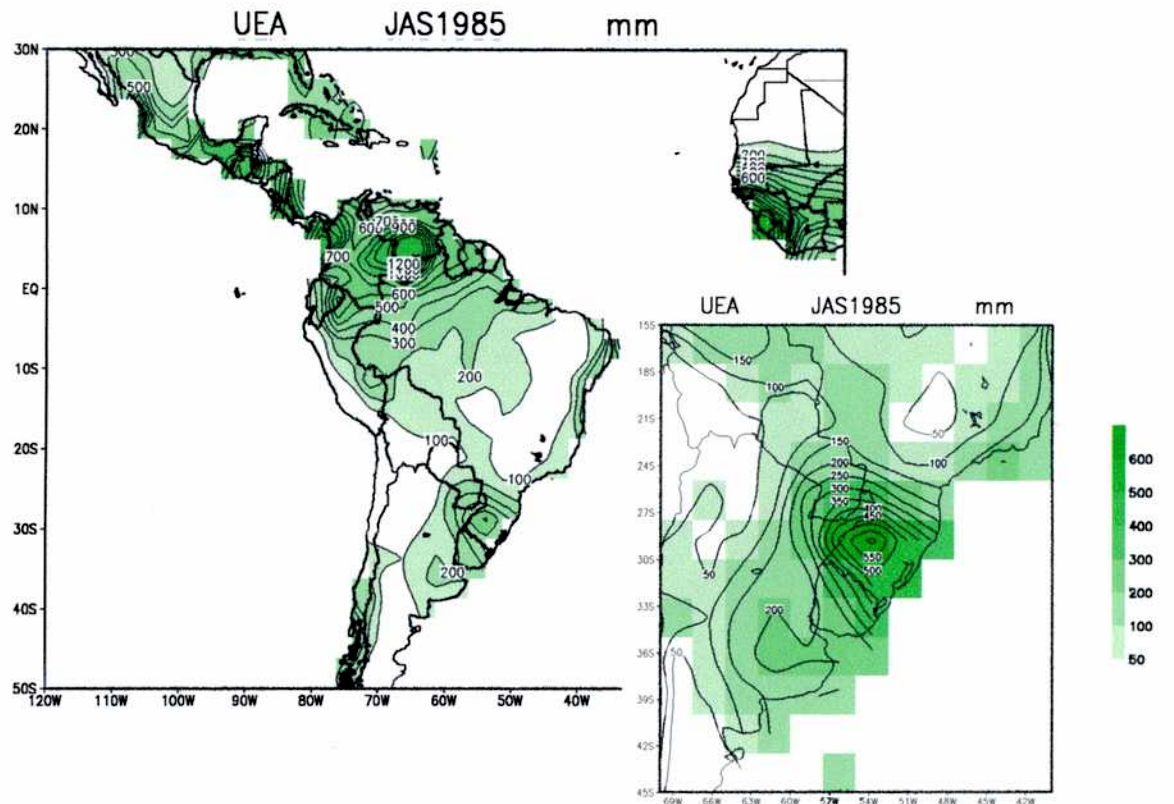


Figura 6.8 Campos de precipitación asociados con los casos débiles de la CST. (a) Precipitación total durante julio-septiembre de 1978 (panel superior) y las anomalías respecto del período 1978-1998 (panel inferior). Los valores están expresados en mm. Los datos fueron obtenidos originalmente de la UEA-CRU. En la parte inferior y a la derecha de cada panel se muestra en detalle el sudeste de América del Sur. La regla vertical a la derecha indica la escala de valores en mm. En el panel inferior los tonos azules indican anomalías positivas y los rojos anomalías negativas. (b) Como en (a) pero tomando la precipitación de 1985.



b

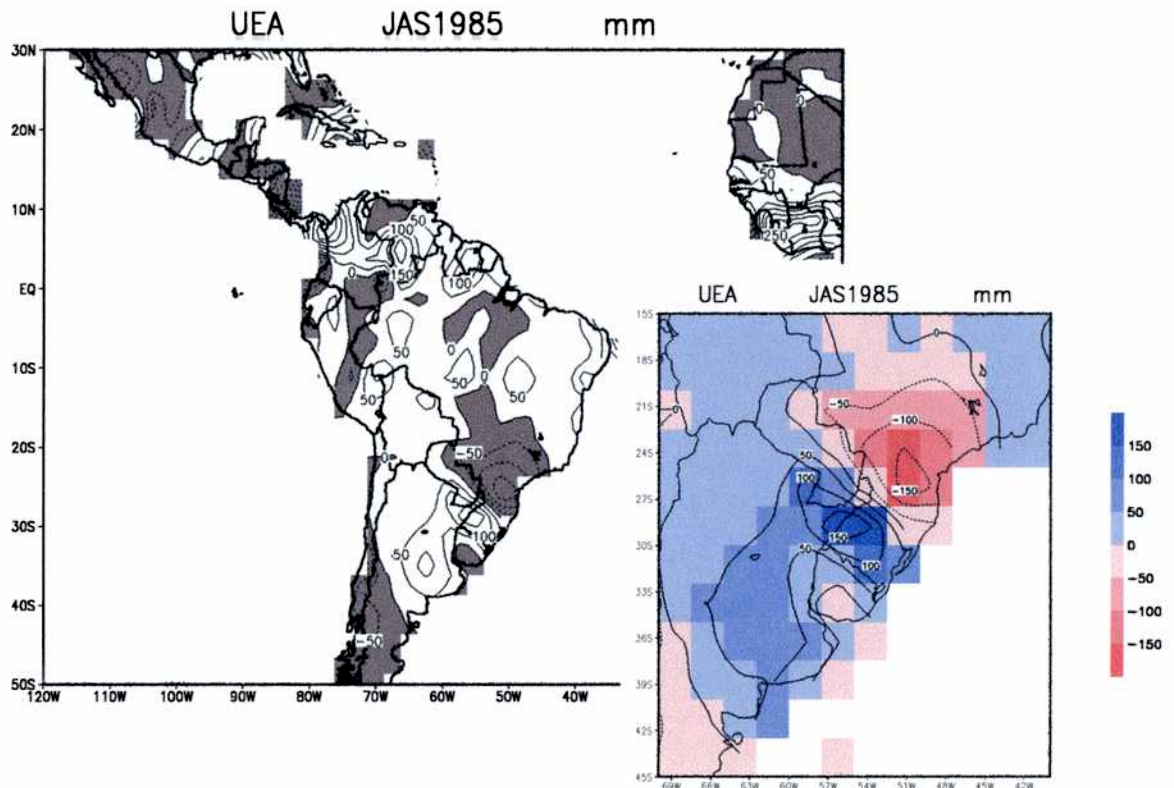
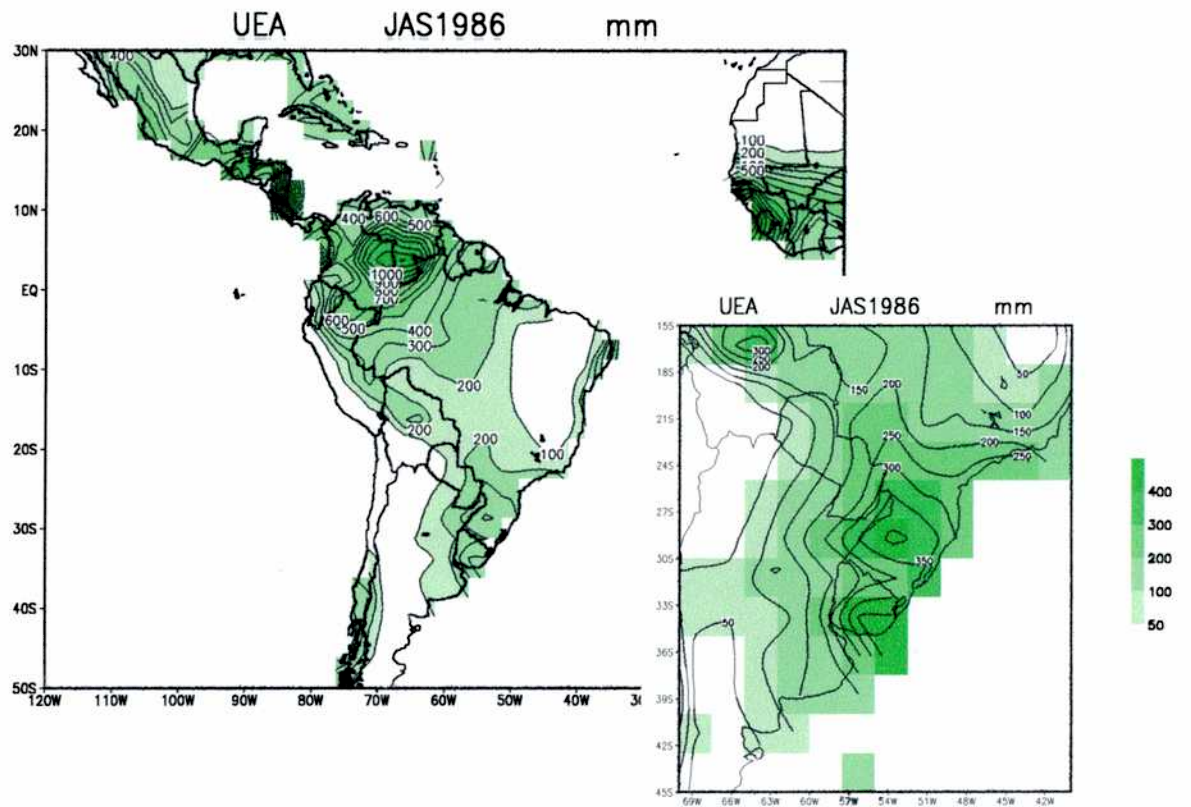


Figura 6.8 (continuación) (c) Como en (a) pero tomando la precipitación de julio-septiembre de 1986. (d) Como en (a) pero tomando la precipitación de julio-septiembre de 1989. (e) Como en (a) pero tomando la precipitación de julio-septiembre de 1992.



C

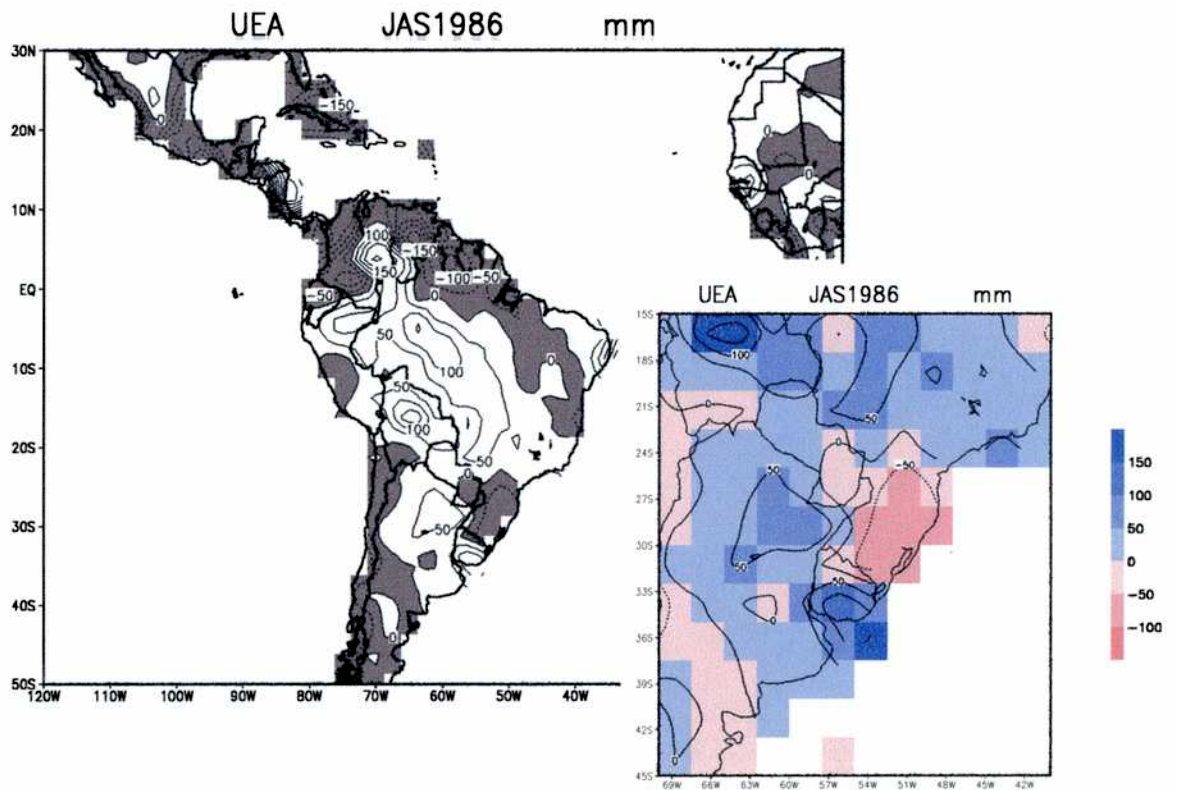
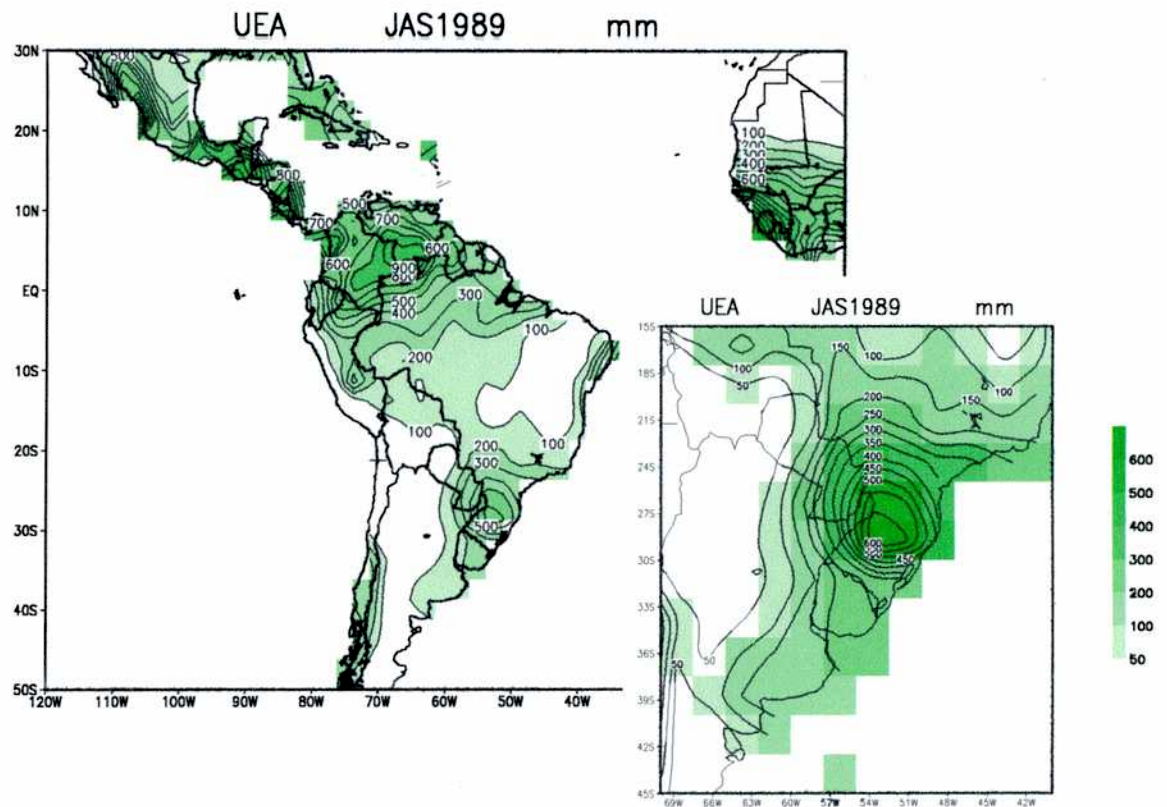


Figura 6.8 (continuación)



d

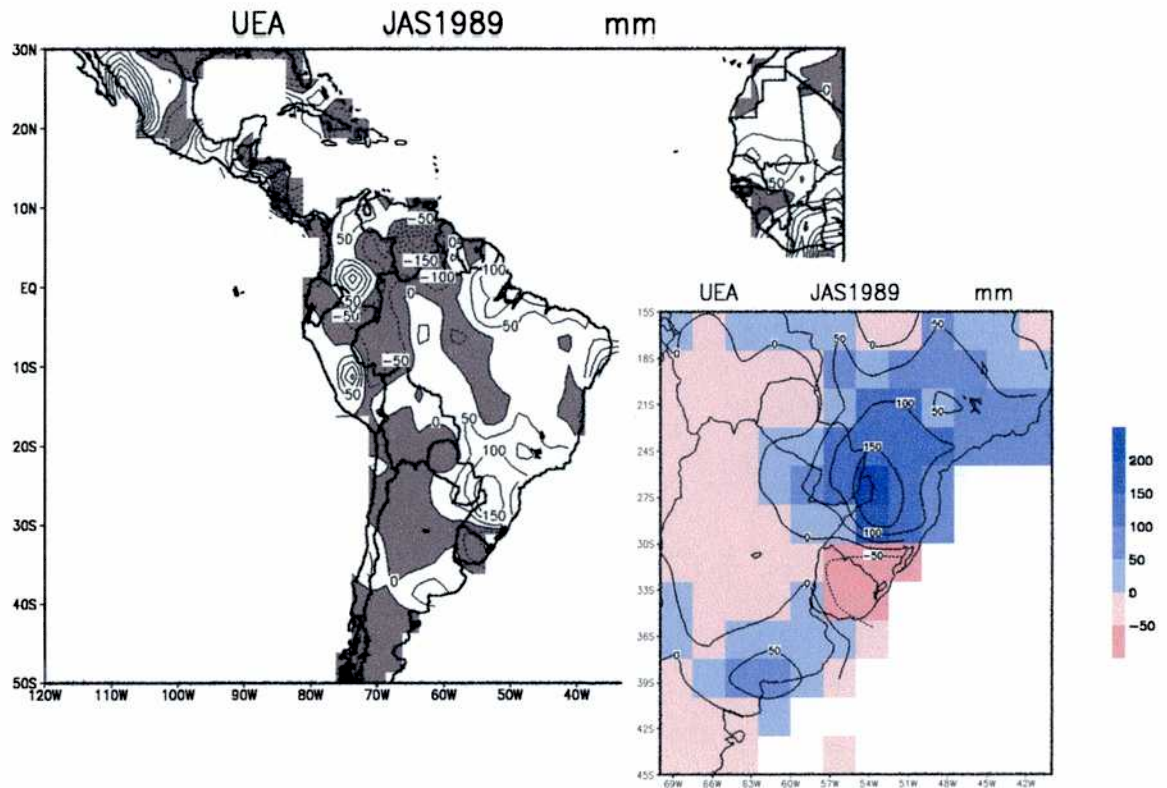
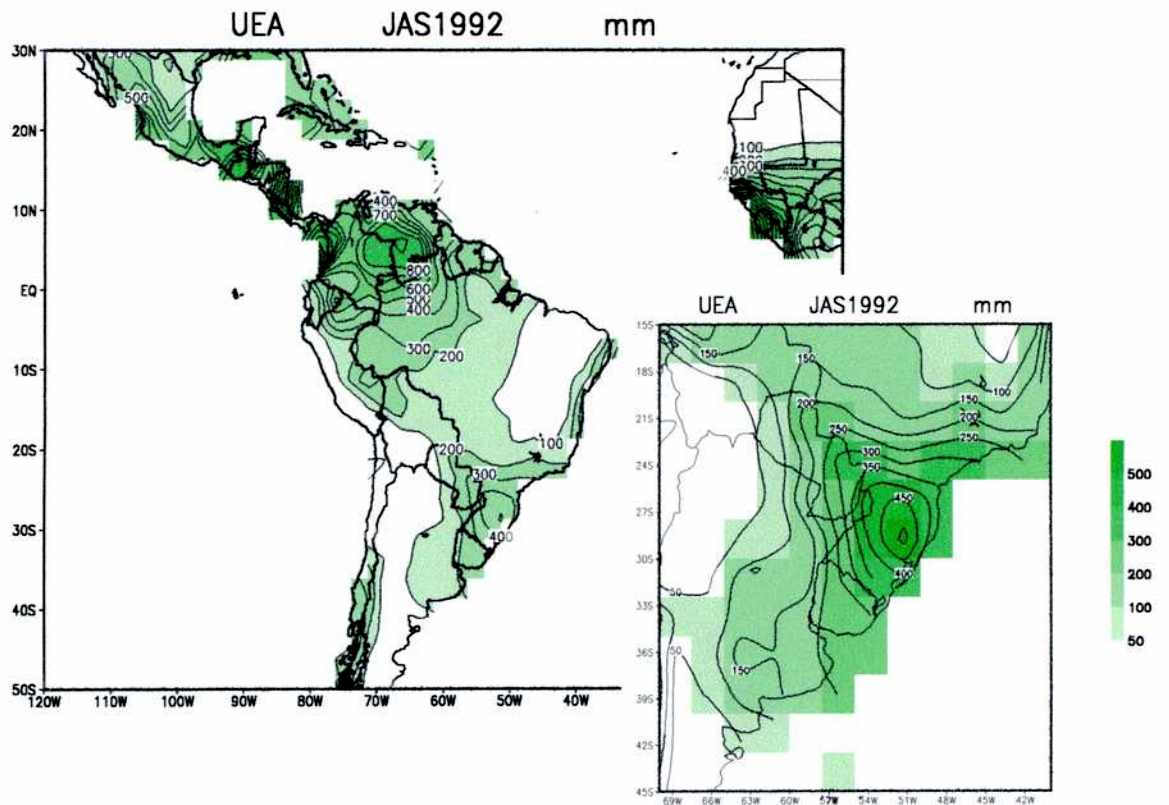


Figura 6.8 (continuación)



e

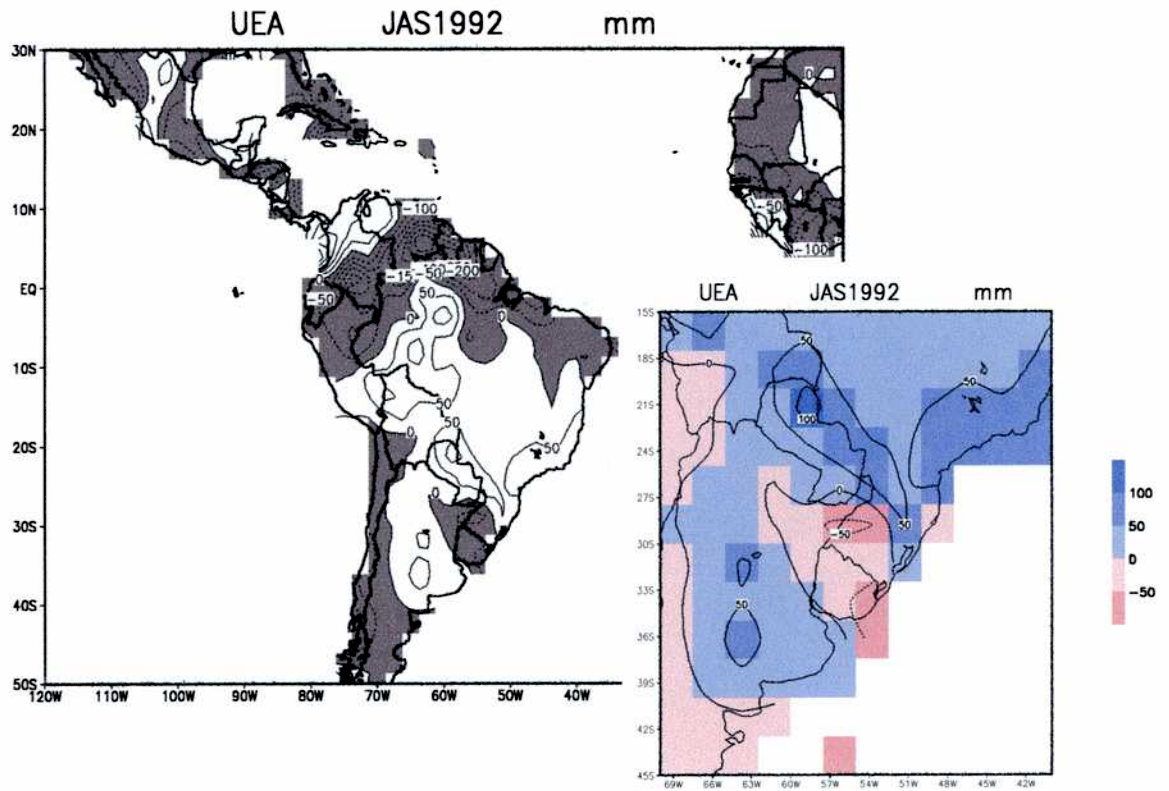


Figura 6.8 (continuación)

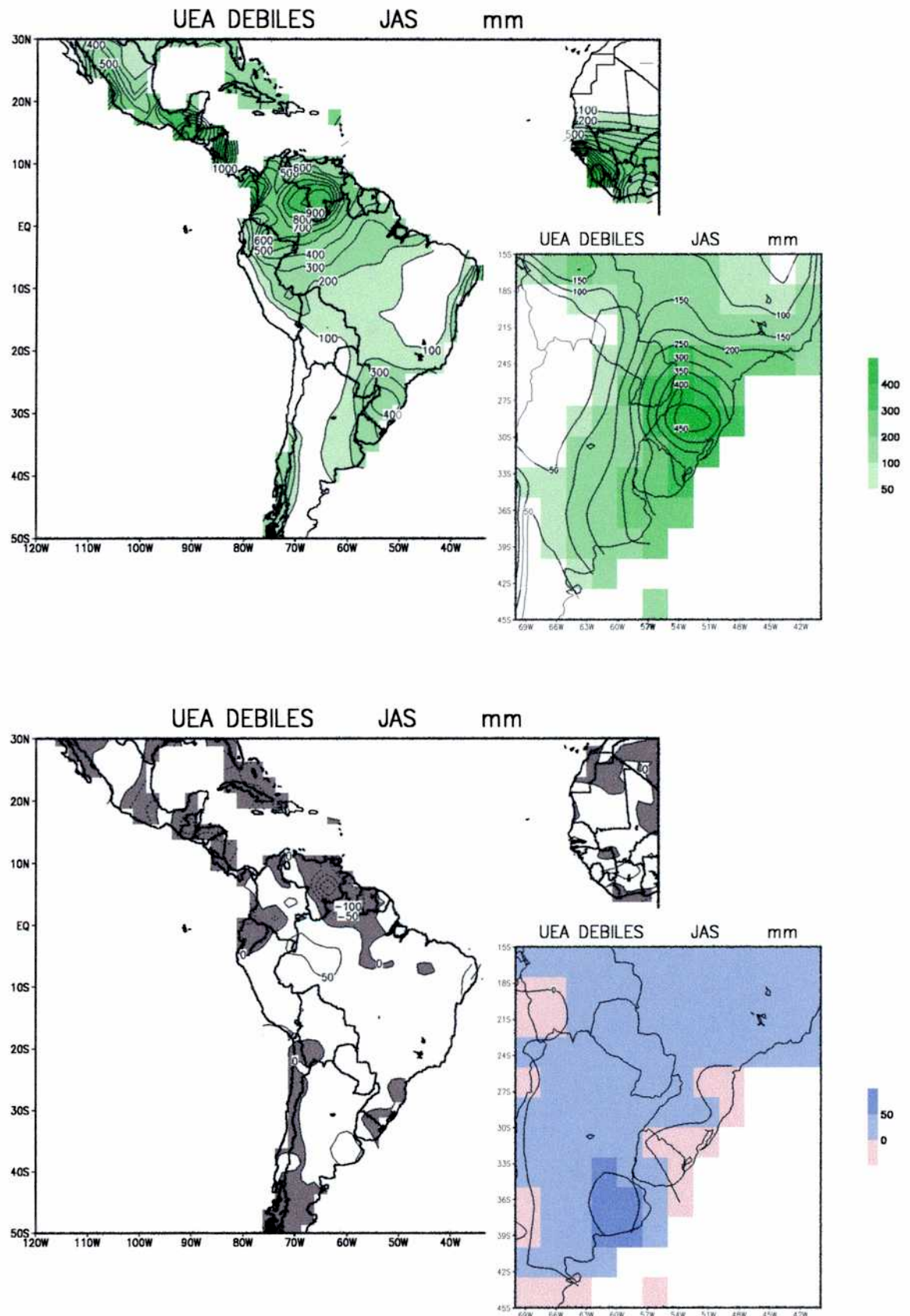


Figura 6.9 Similar a la Fig. 6.2 para el promedio de los casos débiles de la CST.

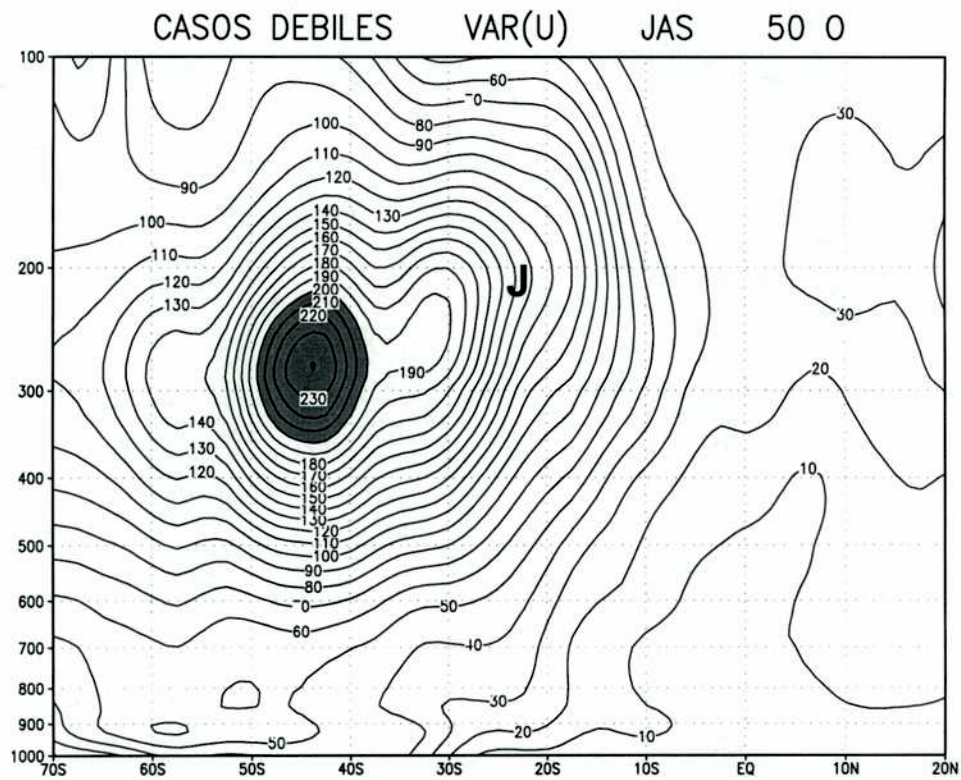


Figura 6.10 Similar a la Fig. 6.6 para el promedio de los casos débiles de la CST.

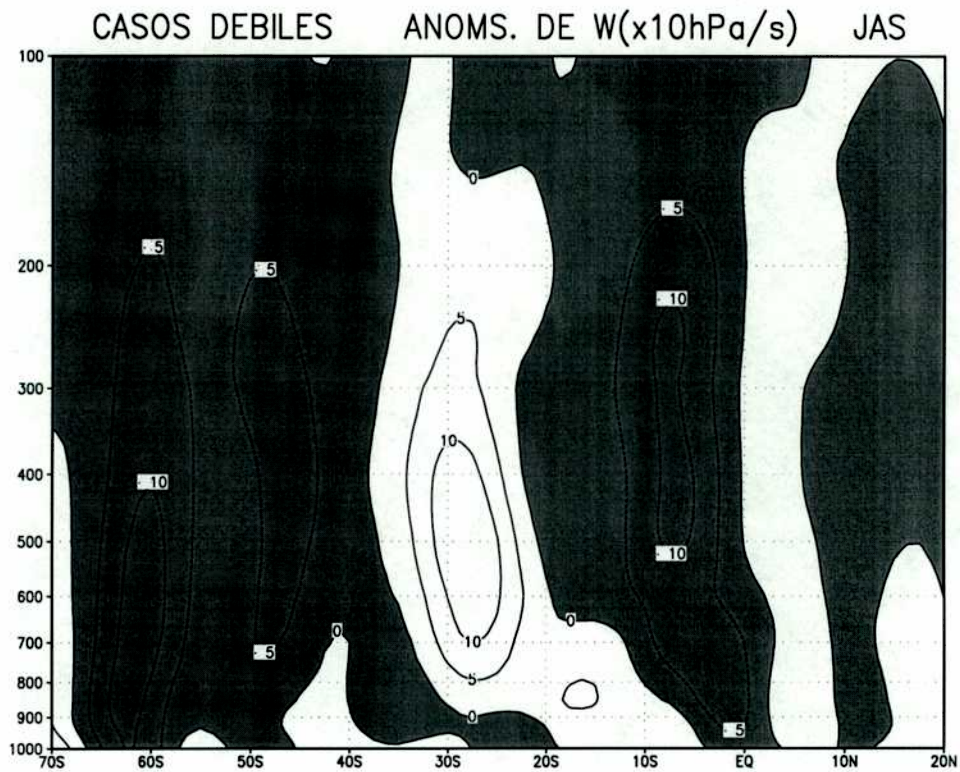
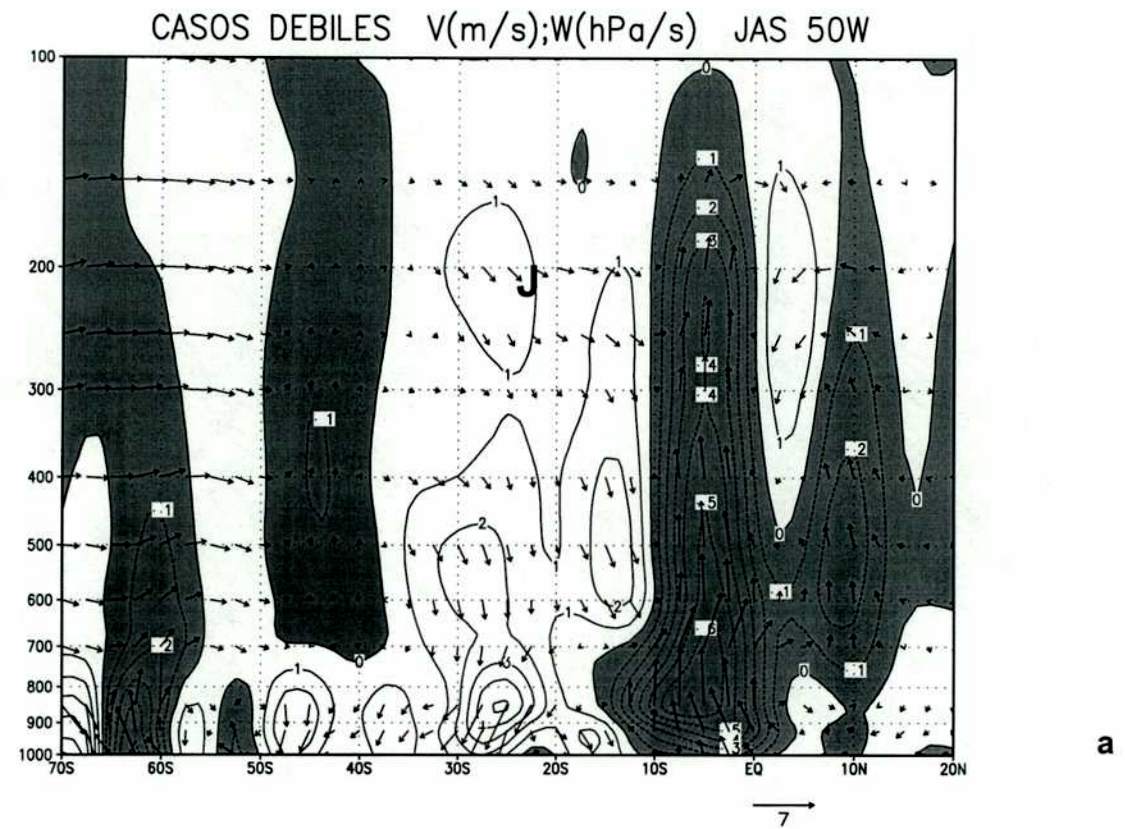


Figura 6.11 Similar a la Fig. 6.7 para el promedio de los casos débiles de la CST.

CAPITULO 7

Discusión de los Resultados

Durante el período 1978-1999 se identificó a un conjunto de casos intensos y a otro de casos débiles de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur (CST). La mayoría de estos casos ocurren durante los meses de julio, agosto y septiembre, que es cuando la CST alcanza su máxima intensidad y se presenta con más frecuencia. Durante el período comprendido por estos tres meses se identificaron un total de cuatro casos intensos y cinco casos débiles de CST. Teniendo en cuenta que se estudia un fenómeno en la escala de tiempo estacional (tres meses) y con una resolución temporal de un mes durante un período de 22 años, no es posible obtener un número mayor de casos. Sin embargo, el criterio para definir a los casos intensos y débiles de la CST permite retener únicamente a aquellos episodios que revisten importancia tanto por su intensidad como por su persistencia. Es decir que los elementos que componen ambos conjuntos de casos poseen una identidad bien definida, lo cual permite arribar a conclusiones válidas mediante la interpretación física de los resultados obtenidos.

A partir del promedio de anomalías de distintas variables para los casos intensos y débiles de la CST, se plantea como hipótesis dos mecanismos físicos responsables de la ocurrencia de dichos casos. En primer lugar, se propone como causa de la intensificación de la CST sobre América del Sur, al fortalecimiento de la convección tropical aguas afuera de la costa de América Central que intensifica a su vez la circulación meridional directa en el Pacífico oriental. Este mecanismo se representa en el esquema de la Figura 7.1, junto con los principales procesos asociados a la ocurrencia de los casos intensos de la CST. La ubicación de la rama ascendente de la celda directa corresponde con la región de mínimo OLR, es decir con una región de intensa convección en la ZCIT. En cambio, la rama descendente afecta una amplia zona en latitudes subtropicales que se extiende desde el sudeste del océano Pacífico hasta el centro de América del Sur. En los casos de CST débiles (Fig. 7.2), el correspondiente promedio de anomalías de OLR indica que, al suprimirse la

convección tropical en el este del Océano Pacífico, la celda de Hadley se debilita y por consiguiente la intensidad de la CST sobre América del Sur.

La celda de Hadley constituye una circulación meridional térmicamente directa, de manera tal que su rama ascendente se ubica en la región tropical y su rama subsidente en latitudes subtropicales (aproximadamente entre 20° y 30°S). El ascenso del aire ocurre como consecuencia de la convección tropical que a su vez se alimenta de la convergencia en niveles bajos por parte de los alisios. En el este del Océano Pacífico también existe un forzante dado por la temperatura de la superficie del mar que provee suficiente energía como para sostener la convección en la ZCIT. Una vez que el aire asciende en la región tropical, alcanza niveles cercanos a la tropopausa en donde se produce divergencia horizontal. Parte del flujo divergente entonces se dirige hacia el polo transportando una cierta cantidad de movimiento zonal terrestre desde latitudes bajas hacia latitudes altas. Como consecuencia de este transporte, las parcelas de aire adquieren una velocidad hacia el este, que se traduce como una aceleración del flujo del oeste en los niveles altos de la troposfera. Utilizando la ecuación de movimiento zonal se analiza, para los casos intensos y débiles de la CST, el término vinculado con el transporte meridional de cantidad de movimiento zonal. En la región de latitudes bajas del hemisferio sur (entre 30°S y el ecuador) la circulación meridional de invierno se debe fundamentalmente al flujo divergente asociado con la circulación local de Hadley. Durante la ocurrencia de los casos intensos de la CST (excepto en 1995) existe una aceleración anormalmente intensa del viento zonal debida al transporte meridional de cantidad de movimiento por parte del viento divergente. De manera opuesta, al ocurrir los casos débiles de la CST este transporte resulta más débil de lo normal y en consecuencia la aceleración del viento zonal en el nivel de la CST es menor.

El mecanismo descrito de la celda de Hadley responde a la presencia de anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el este del Océano Pacífico. Al ocurrir un calentamiento la convección tropical se intensifica y por consiguiente la celda de Hadley también se fortalece. En cambio, al enfriarse la superficie del mar se reduce la convección y por lo tanto la celda de Hadley también se debilita.

Durante julio-septiembre de 1995 ocurre un caso de CST intensa en donde la convección tropical en el este del Océano Pacífico resulta menos intensa de lo normal, con lo cual la celda local de Hadley se encuentra debilitada. Por lo tanto, no es posible explicar la intensificación de la CST en este caso mediante el transporte meridional de

cantidad de movimiento. A partir de las anomalías medias de función corriente en 200 hPa para este caso, se detecta la presencia de ondas estacionarias que perturban el campo de movimiento de manera tal que intensifican a la CST sobre América del Sur. Utilizando el flujo de actividad de ondas definido por Plumb (1985) se detecta la acción de ondas de Rossby que se originan en el centro del Océano Pacífico Sur en latitudes extratropicales siguiendo una trayectoria en forma de arco que las desvía hacia el trópico cuando alcanzan América del Sur. Allí, el desarrollo de una anomalía ciclónica al sudeste del continente, junto con otra anticiclónica frente a la costa atlántica en la región subtropical, determina una configuración isobárica favorable para la intensificación de la CST.

El análisis de la divergencia del flujo localizado de Eliassen-Palm en la ecuación de movimiento indica que las perturbaciones transientes (en la escala de tiempo inferior a un mes) no intervienen en la generación de los casos intensos y débiles de la CST. Sin embargo, se distingue un comportamiento característico de las perturbaciones transientes en uno y otro tipo de casos, que afecta a la precipitación en el sudeste del continente, como se discutirá luego.

Los casos de CST intensa ocurren en coincidencia con la culminación de la fase caliente del fenómeno ENOS. En cambio, los casos débiles no parecen tener relación alguna con dicho fenómeno. Es interesante comparar estos resultados con los obtenidos por Ropelewski y Halpert (1987, 1989) que proponen una relación entre los máximos de precipitación en el sudeste de América del Sur y la extensión o contracción de la CST sobre el Océano Atlántico. Durante el período comprendido entre noviembre del año en que ocurre (indicado como 0) y febrero del año siguiente (indicado como +) a la fase caliente del ENOS, Ropelewski y Halpert (1987) sugieren que la extensión hacia el este de la corriente en chorro explica la ocurrencia de anomalías positivas en la precipitación. En forma opuesta, Ropelewski y Halpert (1989) señalan como posible causa de la ocurrencia de anomalías negativas de precipitación en junio(0)–diciembre(0) de la fase fría del ENOS, a la contracción hacia el oeste de la CST. Sin embargo, en este estudio se encontró una relación entre el ENOS y los casos de la CST intensa en el período julio(+)-septiembre(+). La ocurrencia de anomalías positivas de precipitación en el sudeste de América del Sur durante el año siguiente a El Niño también ha sido detectada por Grimm y otros (1998), quienes no determinan las causas de las mismas.

Por otro lado, se encuentra que las anomalías de viento zonal en 200 hPa asociadas a la ocurrencia de casos intensos y débiles de la CST están relacionadas con un patrón de escala global que se propaga hacia el este con un período promedio de cuatro años. Sin embargo, es muy probable que este resultado se encuentre influenciado por aquellos casos intensos y débiles de la CST que coinciden con la fase caliente y fría del ENOS.

El análisis de los campos de precipitación acumulada durante el período julio-septiembre en cada uno de los casos intensos y débiles de la CST indica la existencia de una relación entre esta variable y la intensidad de la CST. Durante la ocurrencia de los casos intensos de la CST las anomalías de la precipitación respecto del promedio 1978-1998 resultan positivas en la región en donde se observa el máximo climatológico en la porción sudeste del continente. En particular, las anomalías de precipitación también son positivas en la región costera del extremo sur de Brasil y Uruguay cuando ocurren casos de CST intensa (Fig. 7.1). Distinta es la situación cuando ocurren casos de CST débil, ya que la precipitación en toda la región tiende a ser inferior o cercana al promedio (Fig. 7.2). El análisis del movimiento vertical medio a la salida del núcleo de la CST, indica que al ocurrir los casos intensos de la CST prevalece el ascenso de aire a la latitud de la CST sobre el sudeste del continente. Lo opuesto sucede durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST, es decir que a la salida del núcleo de la CST prevalece la subsidencia de aire. Como era de esperar, la anomalía positiva en la precipitación está asociada con los movimientos de ascenso mientras que la anomalía negativa se asocia con la subsidencia en la misma zona. La causa de los movimientos ascendentes se atribuyen a la mayor actividad ciclónica, observada a la misma latitud de la CST durante los casos intensos, lo cual favorece a la precipitación y explica la anomalía positiva de la misma. Durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST la mayor actividad ciclónica se observa unos 20° al sur de la posición media de la CST, con lo cual se establece en el promedio una celda local de Ferrel cuya rama ascendente coincide con la zona de mayor actividad ciclónica y la rama descendente se ubica justamente a la latitud de la CST. La persistencia de la subsidencia en esa zona explica la tendencia a observarse una anomalía negativa en la precipitación durante la ocurrencia de los casos débiles de la CST.

CST INTENSA JULIO-SEPTIEMBRE PERIODO 1978-1999

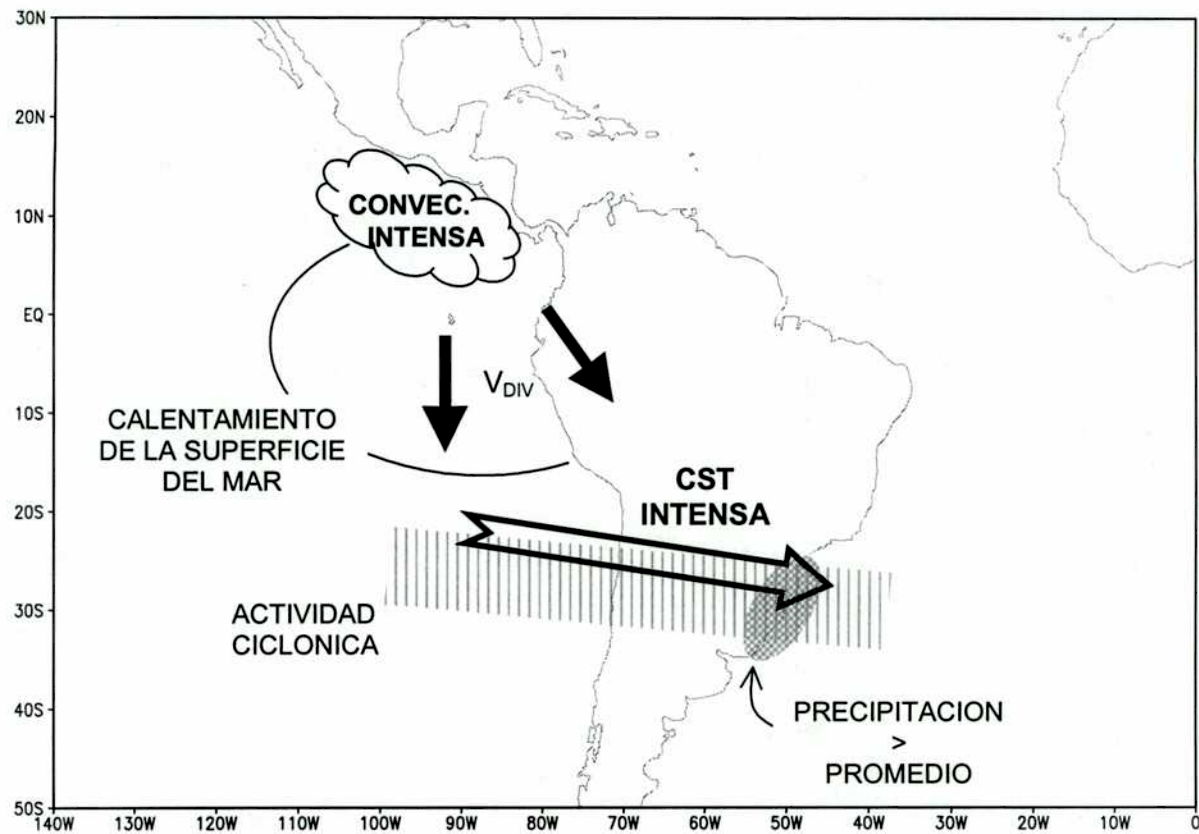


Figura 7.1 Esquema que muestra la ocurrencia de un caso intenso de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante julio, agosto y septiembre, debido al fortalecimiento de la celda de Hadley en el este del Océano Pacífico.

CST DEBIL JULIO-SEPTIEMBRE PERIODO 1978-1999

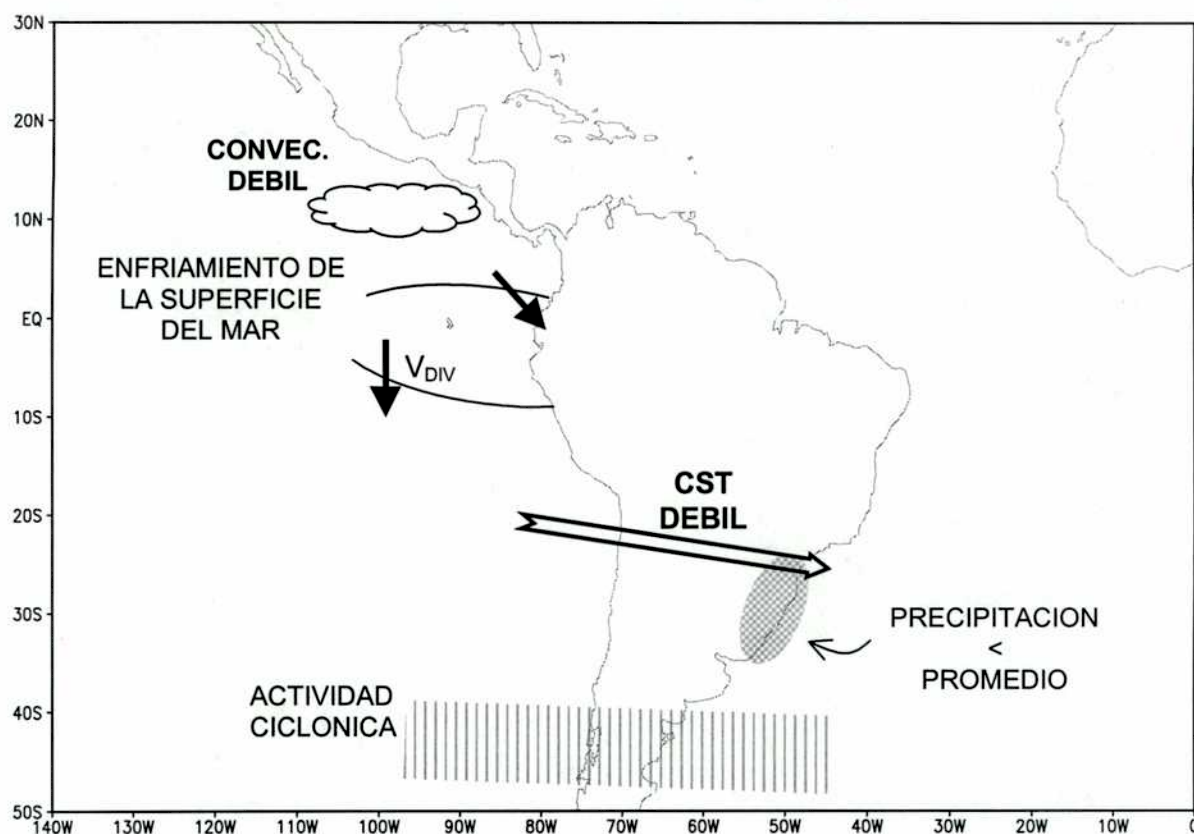


Figura 7.2 Esquema que muestra la ocurrencia de un caso débil de la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur durante julio, agosto y septiembre, como consecuencia del debilitamiento de la celda de Hadley en el este del Océano Pacífico.

Conclusiones

- En base al análisis del período 1978-1999 se halla que la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur (CST) alcanza su máxima intensidad durante invierno y primavera, cuando se halla en su posición extrema norte. Su mínima intensidad ocurre durante verano y otoño, cuando se ubica en su posición extrema sur. La mayor frecuencia con la cual se la observa ocurre en invierno y primavera, siendo menor en verano.
- La distribución geográfica del núcleo de la CST media mensual exhibe una zona de máxima frecuencia que se extiende sobre el este de Argentina y Uruguay. También se determinó la existencia de un máximo de frecuencia secundario situado sobre el Océano Pacífico en latitudes más bajas. Durante el verano, la posición preferida del núcleo de la CST se ubica sobre el continente, mientras que en el invierno éste presenta una mayor dispersión en la dirección zonal.
- La ocurrencia de casos intensos y débiles de la CST en julio-septiembre durante el período 1978-1999 se explica a través de la intensificación y el debilitamiento, respectivamente, de la circulación meridional asociada a una celda de Hadley en el este del Océano Pacífico.
- Se observó un caso intenso de la CST en julio-septiembre de 1995 que no se puede explicar mediante el mecanismo de la celda de Hadley. En cambio, este caso particular se debe a la acción de ondas estacionarias tipo Rossby que generan anomalías en la circulación de los niveles altos de la troposfera.
- El mecanismo de la celda de Hadley está directamente relacionado con las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el este del Océano Pacífico, de manera tal que al ocurrir un calentamiento se fortalece la convección tropical y por consiguiente la circulación meridional directa. En forma opuesta, al ocurrir un enfriamiento de la superficie del mar, la convección se debilita en el este del Océano Pacífico y como consecuencia la celda de Hadley.
- Las perturbaciones transientes (asociadas a la actividad ciclónica) presentan características bien definidas según ocurra un caso intenso o débil de la CST. Se

propone que tal comportamiento sería una consecuencia de la ocurrencia de los casos intensos y débiles de la CST.

- Cuando la CST es más intensa se registra una mayor actividad ciclónica en el Océano Atlántico frente a la costa del sudeste de América del Sur durante julio-septiembre. Como consecuencia, los totales de precipitación aumentan en el sur de Brasil, nordeste de Argentina, este de Paraguay y Uruguay. En particular, se observó en todos los casos un exceso de precipitación sobre la región costera entre 30°S y el Río de la Plata. Durante la ocurrencia de casos débiles de la CST, la actividad ciclónica en el extremo sudeste del continente se reduce o no varía respecto del promedio y por consiguiente la precipitación en toda esa zona es menor o igual al promedio.


GUILLERMO J. BENÍTEZ


PABLO L. ANTICO

Referencias

- Antico, P. L. y G. J. Berri, 1999. Variability of the intensity and latitudinal position of the subtropical jet stream over South America and its relationship with the sea surface temperatures of the equatorial Pacific ocean. Preprints, Eighth Conference on Climate Variations, Denver, U. S. A. American Meteorological Society, págs. 122-125.
- Bals-Elsholz, T. M., E. H. Atallah, L. F. Bosart, M. J. Cempa, A. R. Lupo y T. A. Wasula, 1999. Climatology of the cool season Southern Hemisphere split jet. Preprints, 17th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Denver, CO, American Meteorological Society.
- Barros, V. y M. E. Castañeda, 1994. La relación de los máximos vientos en 200 hPa con los campos de precipitación en Argentina. II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, Belo Horizonte, Brasil, págs. 103-107.
- Berbery, E. H., 1993. Estadísticas para el hemisferio sur en 200 hPa en base a 10 años de análisis del ECMWF. Meteorologica, Vol. 18, págs. 13-22.
- Berbery, E. H., y J. Nogués-Paegle, 1993. Intraseasonal interactions between the tropics and extratropics in the Southern Hemisphere. J. Atmos. Sci., Vol. 50, págs. 1950-1965.
- Chen B., S. R. Smith, y D. H. Bromwich, 1996. Evolution of the tropospheric split jet over the South Pacific Ocean during the 1986-89 ENSO cycle. Mon. Wea. Rev., Vol. 124, págs. 1711-1731.
- Cruz, Gilsânia de S., V. B. Rao y M. A. Gan, 1998. Manutenção zonal da corrente de jato sobre América do Sul durante o fenômeno El Niño e La Niña. Anales del X Congresso Brasileiro de Meteorologia-VIII Congresso da Flismet, Brasília, Sociedade Brasileira de Meteorologia.
- Diaz, A. F., C. D. Studzinski, y C.R Mechoso, 1998. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. J. Climate, Vol. 11, págs. 251-271.
- Doyle, M. E., 1994. Los máximos de viento de 200 y 300 hPa en el sector sudamericano y Atlántico adyacente. Seminario general de meteorología, UBA.
- Gan, M. A., y V. B. Rao, 1991. Surface cyclogenesis over South America. Mon. Wea. Rev., Vol. 119, págs. 1293-1302.
- Garreaud, R. D. y D. S. Battisti, 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. J. Climate, Vol. 12, págs. 2113-2123.

- Gonzalez, M., y V. Barros, 1998. The relationship between tropical convection in South America and the end of the dry period in subtropical Argentina. *Int. J. Climatol.*, Vol. 18, págs. 1669-1685.
- Grimm, A. M. y P. L. Silva Dias, 1995. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, págs. 3538-3555.
- Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz y J. Gomes, 1998. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La niña events. *J. Climate*, Vol. 11, págs. 2863-2880.
- Hordij, J. H., y S. Bordón, 1987. Localización de las corrientes en chorro en relación con los frentes en superficie en América del Sur. *Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología, V Congreso Argentino de Meteorología*, Buenos Aires, 6.11.1-6.11.5.
- Hoskins, B. J., I. N. James, y G. H. White, 1983. The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, págs. 1595-1612.
- Hurrell, J. W. y D. G. Vincent, 1991. On the maintenance of short-term subtropical wind maxima in the Southern Hemisphere during SOP-1, FGGE. *J. Climate*, Vol. 4, págs. 1009-1022.
- Kalnay E. y Coautores, 1996. The NCEP/NCAR reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 77, págs. 437-471.
- Karoly, D. J., 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño – Southern Oscillation Events. *J. Climate*, Vol. 2, págs. 1239-1252.
- Kiladis, G. N. y K. C. Mo, 1998. Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. Capítulo 8 de *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Amer. Meteor. Soc., editado por D. J. Karoly y D. G. Vincent, Meteor. Monogr., Nro. 49, págs. 307-336.
- Kistler R. y Coautores, 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 82, págs. 247-267.
- Ko, K.-C., y D. G. Vincent, 1996. Behavior of one to two week summertime subtropical wind maxima over the South Pacific during an ENSO cycle. *J. Climate*, Vol. 9, págs. 5-16.
- McIntosh, D. H., 1972. *Meteorological Glossary*. Met. Of. 842, A. P. 897. 160 págs.
- New, M., M. Hulme, y P. Jones, 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, Vol. 12, págs. 829-856.
- _____, _____ y _____, 2000. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, Vol. 13, págs. 2217-2238.
- O. M. M., 1992. *International Meteorological Vocabulary*. Publicación Nro. 182 de la Organización Meteorológica Mundial (O. M. M.). 342 págs.
- Plumb, R.A., 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 42, págs. 217-229.

- Rasmusson, E. M., y K. Mo, 1993. Linkages between 200-mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986-1989 ENSO cycle. *J. Climate*, Vol. 6, págs. 595-616.
- Renwick, J. A. y M. J. Revell, 1999. Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 127, págs. 2233-2247.
- Ropelewski, C. F. y M. S. Halpert, 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, págs. 1606-1626.
- _____ y _____, 1989. Precipitation patterns associated with the High Index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, Vol. 2, págs. 268-284.
- Satyamurty, P., C. A. Nobre y P. L. Silva Dias, 1998. South America. Capítulo 3C de *Meteorology of the Southern Hemisphere*, editado por D. J. Karoly y D. G. Vincent, American Meteorological Society, Meteorological Monographs, Vol. 24, No. 49, págs. 119-139.
- Schubert S. D. y Park C.-K., 1991. Low-frequency intraseasonal tropical-extratropical interactions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 48, págs. 629-650.
- Trenberth, K. E., 1986. An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 43, págs. 2070-2087.
- Velasco, I. y J. M. Fritsch, 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, págs. 9591-9613.
- Vera, C., G. Silvestri, V. Barros y A. Carril, 2002. Southern Hemisphere circulation response to two different types of El Niño (and La Niña) events. Enviado electrónicamente a *Journal of Climate* en julio de 2002.
- Vincent D. G., K. Ko, y J. M. Schrage, 1997. Subtropical jet streaks over the South Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, págs. 438-447.
- Walker, G. T., 1923. Correlation in seasonal variations of weather, VIII: A preliminary study of world weather. *Mem. Indian Meteor. Dept.*, Vol. 24, págs. 75-131.
- Walker, G. T., 1924. Correlation in seasonal variations of weather, IX: A further study of world weather. *Mem. Indian Meteor. Dept.*, Vol. 24, págs. 275-332.
- Zhang Y., Wallace J. M. y Battisti D.S., 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, Vol. 10, págs. 1004-1020.

Siglas

ENOS : El Niño/Oscilación del Sur

NCEP/NCAR *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*

UEA – CRU : *University of East Anglia – Climate Research Unit*

CPC : *Climate Prediction Center*

OLR : *outgoing longwave radiation*

CST : corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur

EFM : enero-febrero-marzo

AMJ : abril-mayo-junio

JAS : julio-agosto-septiembre

OND : octubre-noviembre-diciembre

ZCPS : zona de convergencia del Pacífico Sur

ZCAS : zona de convergencia del Atlántico Sur

ZCIT : zona de convergencia intertropical

PSA : *Pacific–South American pattern*

TSM : temperatura de la superficie del mar

ANEXO

Valores de intensidad, latitud y nivel de presión para cada uno de los máximos de viento asociados a la corriente en chorro subtropical media mensual identificados durante el período 1978-1999

En la primera columna de la tabla se indica el año, en la segunda columna el número de mes (1 = enero, 2 = febrero, ..., 12 = diciembre), en la tercera columna la intensidad de la CST en metros por segundo, en la cuarta columna el nivel de presión de la CST en hectopascales, y en la quinta columna la posición latitudinal de la CST expresada en grados de latitud sur. Los sectores sombreados indican los meses en los cuales no ha sido posible identificar a la corriente en chorro subtropical media mensual.

Año	Mes	Intensidad (m/s)	Nivel de Presión (hPa)	Latitud Sur (grados)
1978	1	32.4	200	36
	2	23.0	200	31
	3	26.6	200	38
	4	32.1	200	25
	5	30.4	180	21
	6	36.1	200	24
	7	29.0	190	20
	8	31.0	200	24
	9	29.0	200	24
	10	33.5	210	36
	11	35.1	200	34
	12	24.0	200	28
1979	1	27.1	200	34
	2	23.0	200	35
	3	27.2	200	29
	4	28.0	200	26
	5	30.1	200	32
	6	37.3	200	30
	7	30.0	200	20
	8	25.0	200	20
	9	38.2	200	28
	10	35.1	200	32

Año	Mes	Intensidad (m/s)	Nivel de Presión (hPa)	Latitud Sur (grados)
	11	34.0	200	30
	12	33.5	200	34
1980	1	22.0	200	27
	2	21.0	200	30
	3			
	4			
	5	30.1	200	38
	6	33.5	200	28
	7	40.7	200	26
	8	34.5	200	30
	9	34.0	200	24
	10	36.3	200	32
	11	32.4	200	30
	12			
1981	1	31.7	200	34
	2	27.0	200	39
	3	28.1	200	34
	4	26.5	200	33
	5			
	6	38.0	180	22
	7	29.0	200	25
	8	30.0	200	23
	9	34.0	210	36
	10	37.0	200	27
	11	32.0	200	30
	12	32.7	200	33
1982	1	22.0	200	33
	2	23.0	200	34
	3	27.6	200	30
	4	23.0	200	24
	5	28.2	200	20
	6	33.2	200	20
	7	35.0	200	30
	8			
	9	30.0	200	35
	10	41.2	210	33
	11	39.1	200	33
	12			
1983	1			
	2	30.3	200	38
	3	28.9	200	35
	4	36.9	200	32
	5	37.5	200	29
	6	43.9	200	26
	7	41.6	200	27
	8	39.8	200	29
	9	43.9	200	26
	10	28.0	200	30
	11	23.0	200	24
	12			
1984	1	34.2	200	43
	2			
	3	31.7	200	32

Año	Mes	Intensidad (m/s)	Nivel de Presión (hPa)	Latitud Sur (grados)
	4	29.4	200	38
	5	41.7	200	33
	6	40.3	200	30
	7	33.0	200	28
	8	38.6	200	24
	9	33.0	200	26
	10	37.0	200	35
	11	36.8	200	33
	12	32.2	200	30
1985	1	24.4	200	39
	2	31.3	200	36
	3			
	4			
	5			
	6	25.0	200	22
	7	25.0	200	24
	8	32.0	200	28
	9	30.0	200	26
	10	33.6	200	31
	11	31.1	200	37
	12	28.5	200	35
1986	1	30.9	200	39
	2			
	3	26.0	200	33
	4			
	5			
	6	29.0	200	24
	7	25.0	200	18
	8	31.0	200	30
	9	29.0	200	30
	10	28.0	200	28
	11	34.1	200	36
	12	30.8	200	37
1987	1	29.0	200	36
	2	12.5	200	23
	3	27.0	210	43
	4	26.0	200	34
	5	41.6	200	25
	6	29.0	200	20
	7	39.3	200	25
	8	37.9	200	28
	9	40.7	210	27
	10	34.0	200	28
	11	29.0	200	29
	12	26.3	200	37
1988	1	33.4	200	35
	2	20.0	200	28
	3	31.4	210	39
	4	34.9	200	32
	5	38.1	200	27
	6	38.7	200	27
	7	32.5	200	28
	8	44.4	210	31

Año	Mes	Intensidad (m/s)	Nivel de Presión (hPa)	Latitud Sur (grados)
	9	37.1	200	30
	10	35.4	200	27
	11	25.0	200	30
	12	25.5	200	32
1989	1			
	2			
	3	23.0	200	34
	4	25.0	200	32
	5	27.0	200	28
	6	32.8	200	23
	7	31.0	210	23
	8	27.0	200	23
	9	37.8	210	28
	10	31.0	200	30
	11	26.0	200	34
	12			
1990	1			
	2			
	3	29.1	200	35
	4	31.0	200	30
	5	34.3	200	25
	6	31.2	210	22
	7	34.0	200	24
	8	27.0	200	24
	9	32.1	200	26
	10	33.0	200	30
	11	34.0	200	35
	12	34.1	190	35
1991	1	29.5	200	33
	2	26.0	200	33
	3			
	4	30.0	200	39
	5	31.0	200	35
	6	32.7	200	30
	7	35.0	200	30
	8	32.0	210	29
	9	24.0	200	21
	10	36.2	200	32
	11	30.5	200	28
	12			
1992	1	21.0	200	32
	2			
	3	15.0	200	20
	4	28.0	200	25
	5	40.6	200	29
	6	35.3	200	26
	7	35.1	200	28
	8	27.0	200	24
	9	30.0	200	22
	10	31.5	200	31
	11	27.8	210	32
	12			
1993	1			

Año	Mes	Intensidad (m/s)	Nivel de Presión (hPa)	Latitud Sur (grados)
	2	13.0	210	24
	3	18.0	200	29
	4	31.1	210	39
	5	31.4	200	26
	6	38.4	210	34
	7	36.7	210	34
	8	31.0	210	34
	9	36.0	210	29
	10	31.0	200	32
	11	35.0	200	33
	12	31.1	200	32
1994	1	25.2	200	41
	2	25.0	200	33
	3			
	4	33.9	200	37
	5	30.0	200	28
	6			
	7	33.0	210	33
	8	34.0	200	35
	9	18.0	200	16
	10	41.8	200	33
	11	30.4	200	33
	12			
1995	1	32.5	200	35
	2	27.5	200	33
	3	30.8	200	32
	4	26.9	200	29
	5	30.3	210	37
	6	38.4	210	36
	7	41.7	210	33
	8	47.6	210	33
	9	37.0	210	33
	10	36.4	200	30
	11	31.0	200	30
	12	22.0	200	28
1996	1	26.0	200	34
	2	29.6	200	33
	3	23.0	200	30
	4	32.2	200	35
	5	34.8	210	24
	6	34.9	190	25
	7	33.0	200	26
	8	34.0	200	35
	9	30.0	200	24
	10	33.8	210	31
	11			
	12	30.7	190	33
1997	1	29.0	200	38
	2	30.1	200	37
	3	19.0	200	27
	4			
	5	27.4	190	17
	6	39.9	200	27

Año	Mes	Intensidad (m/s)	Nivel de Presión (hPa)	Latitud Sur (grados)
	7			
	8	28.0	200	22
	9	48.8	210	33
	10	44.0	200	30
	11	39.2	190	33
	12	34.9	200	34
1998	1	33.4	200	35
	2	32.5	190	33
	3	32.6	200	32
	4	32.5	200	28
	5	35.6	190	27
	6	38.6	200	27
	7	35.0	210	25
	8	36.0	200	27
	9	35.0	200	27
	10	28.0	210	25
	11	30.0	200	30
	12	26.0	200	30
1999	1	25.0	200	32
	2			
	3	32.0	200	36
	4	30.0	200	30
	5	30.0	200	30
	6	36.0	200	29
	7	38.0	200	26
	8			
	9	35.0	200	34
	10	35.0	200	30
	11	31.0	200	26
	12	29.0	200	32

Agradecimientos:

Son tantas las personas que dieron una mano para llevar adelante el trabajo de la tesis que sería muy difícil nombrar a cada una de ellas sin cometer alguna omisión. A pesar de ello, considero justo destacar a quienes con su aporte permitieron dar los pasos cruciales durante el desarrollo de la investigación. Respetando un orden cronológico, debo mencionar en primer lugar a Gabriela Müller, cuyos aportes me permitieron desarrollar la técnica para identificar a la corriente en chorro subtropical media mensual sobre América del Sur. En segundo lugar, no puedo dejar de mencionar a Hugo Hordij, con quien he mantenido muy ricas discusiones acerca de la relación entre la corriente en chorro y la convección tropical. Es necesario destacar lo importante que resultaron en los primeros años del trabajo las discusiones mensuales sobre la evolución del clima, presididas también por Hugo en el SMN. En tercer lugar agradezco a Carolina Vera, quien sugirió algunos métodos para cuantificar la actividad de ondas.

Desde los planteos iniciales, pasando por el desarrollo de cada etapa hasta arribar a las conclusiones, el eje del trabajo se mantuvo firme en todo momento gracias al papel desempeñado por su director, con quien comparto todos los méritos.

Por último, el mayor agradecimiento es para mi esposa, Ceci, mis padres, Genoveva y José Luis, y mi hermano, Andrés, quienes han demostrado poseer una paciencia infinita.

Esta tesis ha sido posible gracias al apoyo brindado por las siguientes instituciones:

- Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas:* Beca Interna de Formación de Postgrado y subsidio del proyecto PIP 0389/98,
- *Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires:* lugar de trabajo,
- Interamerican Institute for Global Change Research:* subsidio del proyecto CRN-055 "PROSUR",
- *Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica:* subsidio del proyecto PICT99-6707,
- Universidad de Buenos Aires,* subsidio del proyecto UBACYT 2001/2002 X126.