

Tesis de Posgrado

Estudio de los ciclones explosivos sobre la región sur de Sudamérica

Possia, Norma E.

2004

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor de la Universidad de Buenos Aires 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:

Possia, Norma E.. (2004). Estudio de los ciclones explosivos sobre la región sur de Sudamérica. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3786_Possia.pdf

Cita tipo Chicago:

Possia, Norma E.. "Estudio de los ciclones explosivos sobre la región sur de Sudamérica". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2004.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3786_Possia.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

CON BIBLIOTECA

Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Depto. de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

*Estudio de los ciclones explosivos sobre la
región sur de Sudamérica*

Volumen 1

Norma E. Possia

*Directores: Dr. Mario N. Nuñez
Dr. Erich R. Lichtenstein*

3786
V. 1

2004

Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Depto. de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

*Study of the explosive cyclones over
southern South America*

Volumen 1

Norma E. Possia

*Directores: Dr. Mario N. Nuñez
Dr. Erich R. Lichtenstein*

2004

Resumen

En base a los análisis del European Centre for Medium Range Weather Forecast, en esta tesis se encara el estudio de la formación y desarrollo de los sistemas ciclónicos explosivos a través de dos situaciones particulares. Una de ellas es un ciclón marítimo, debido a que estos son los más frecuentes y la segunda situación es un ciclón terrestre ya que son los que provocan mayores perjuicios económicos. En la misma se analizan los procesos responsables de la génesis y la estructura de estos sistemas a través de la evaluación de las ecuaciones del sistema hidrodinámico que rige el movimiento atmosférico. En el caso continental se incluye además, un análisis de las componentes ageostróficas. Finalmente, como no hay una climatología de este fenómeno en la región, se identifican los casos ocurridos en el período 1979 – 1993 y se analiza su ubicación espacial y temporal.

La definición elegida para este estudio es la propuesta por Sanders y Gyakum. En 1980 estos autores definieron los ciclones explosivos o bombas como aquellos sistemas donde la caída de presión a nivel del mar es de un bergeron (24 hPa en 24 horas). Como el descenso de presión no tiene el mismo impacto en cualquier latitud, estos autores modularon a este valor multiplicandolo por un factor que combina la latitud media donde se desarrolla explosivamente el ciclón y los 60°.

Aunque los ciclones que sufren un período de rápido desarrollo parecen tener características comunes, no hay acuerdo si existe un único factor detonante de tal desarrollo y cual es ese factor. Incluso hay trabajos que señalan que en distintas regiones geográficas difieren las causa dinámicas que las pro-

ducen. Por otro lado, el estudio de casos particulares muestra que hay distintos procesos que las pueden producir.

A pesar de que este tipo de evento ha sido ampliamente estudiado en el hemisferio norte, en la región sudamericana la situación no es la misma. Debido a la escasez de trabajos que estudian las ciclogénesis explosivas en el hemisferio sur, surge el poco conocimiento que se tiene de los distintos mecanismos que puedan favorecer la generación y el desarrollo de este fenómeno en la región sur de Sudamérica. Como señalan Gan y Rao (1996), es necesario realizar investigaciones sobre casos particulares para delinear los procesos intervinientes.

Las dos situaciones estudiadas tienen características comunes. Ambos sistemas comienzan como un ciclón baroclínico, con advección de vorticidad ciclónica y divergencia en altura actuando sobre una zona baroclínica en capas bajas. Los ciclones explosivos estudiados presentan fuerte divergencia en niveles altos combinada con una masa de aire cálido y húmedo capas bajas. Esta masa de aire asociada con las velocidades verticales ascendentes muy intensas producen gran liberación de calor por condensación. Esto trae como consecuencia que ambos ciclones tengan un centro caliente. En las situaciones estudiadas este calor liberado aparece como el principal responsable del desarrollo explosivo.

Las componentes ageostróficas presentan valores del mismo orden de magnitud que el viento mismo. Esto indica que en estos casos actuaron procesos de escala subsinóptica. En el caso continental cuando se divide a las componentes ageostróficas según sus efectos físicos se encuentra que en la divergencia en niveles altos actúan todas las fuentes de ageostrofismo. En cambio, niveles bajos la convergencia se debe principalmente a las variaciones temporales del viento. La componente de advección vertical del viento interviene en la verticalización del sistema y colabora en su desplazamiento.

En la serie de los 15 años de reanálisis de Centro Europeo se encontraron 200 ciclones explosivos al sudeste de Sudamérica, de los cuales solo el 3 % se desarrolló sobre el continente. Son más frecuentes en invierno y su posición migra con las estaciones durante el año.

Palabras claves: Ciclones Explosivos – Estudio de casos – Viento ageostrófico

Abstract

Based on the analyses of the European Centre for Medium Range Weather Forecast, this thesis studies the formation and development of explosive cyclonic systems in two specific cases. One is a sea cyclone, being the most frequent type and the other is a land cyclone, since these cause the greatest economic losses. The processes responsible for the genesis and structure of these systems are studied analyzing the hydrodynamic system equations that govern atmospheric movement. The ageostrophic components of the land case are also analyzed. Finally, there being no climatology of this phenomenon in the region, the events occurred which occurred between 1979 and 1993 are identified and their temporal and spatial location is analyzed.

The methodology selected in this study is the one proposed by Sanders and Gyakum, who in 1980 defined explosive cyclones or bombs as one bergeron (24 hPa/ 24 hours) sea level pressure drops. As the impact of pressure drops depends on latitude, these authors modulated this value by multiplying it by a factor that combines the mean latitude where the cyclone develops explosively and 60° .

Although rapidly developing cyclones seem to have common characteristics, there is no agreement on whether there is only one triggering factor and what such factor is. Some studies state that the dynamic causes differ depending on the geographic regions. Studies on specific cases show that different processes can generate such cyclones.

This kind of events has been widely studied in the Northern Hemisphere, not so in South America. Because explosive cyclogenesis studies in the southern hemisphere are scarce, the different mechanisms that can favor the

formation and development of this phenomenon in southern South America are barely known. According to Gan and Rao (1996), specific case studies are necessary in order to determine the processes involved.

The cases analyzed have common features. Both systems start with a baroclinic cyclone with cyclonic vorticity advection and divergence at upper levels, which act over a lower level baroclinic zone. The explosive cyclones studied present strong upper level divergence combined with a warm, moist air mass at low levels. This air mass associated to very rapid ascending vertical velocities produces great heat release due to condensation. Consequently, both cyclones have warm center. In the situations studied, released heat appears to be the major cause of explosive development.

Values of ageostrophic components have the same order of magnitude as the wind. This indicates that subsynoptic-scale processes took part in these events. When breaking the land case into ageostrophic components according to their physical effects, all ageostrophy sources are found to be acting in the upper level divergence. At low levels, convergence is mainly due to temporal wind variations. The vertical advection component of wind takes part in the vertical positioning of the system and contributes to its displacement.

In the 15-year reanalysis series of the European Center, 200 explosive cyclones were found, only 3 % of which took place over the continent. They are more frequent in winter and their location changes with the seasons along the year.

Keywords: Explosive cyclones – Case study – Ageostrophic wind

Agradecimientos

Quiero hacer llegar mi agradecimiento a mis dos directores de tesis. Cada uno a su manera hizo posible mi trabajo y ambos fueron muy generosos conmigo.

Gracias al Dr. Nuñez por la libertad que me dio y la confianza que siempre me tuvo. Debo agradecerle las sugerencias realizadas para estructurar y escribir esta tesis. También tuve a mi disposición la bibliografía necesaria, los datos para realizar mis trabajos, las computadoras para procesar esos datos y en definitiva todo el material que necesité.

Al Dr. Lichtenstein que más allá de comunicarme muchos de sus conocimientos, de leer y releer mis textos, siempre me alentó e impulsó permanentemente en mi trabajo.

A Bibiana con quien compartimos juntas muchas horas de trabajo, haciendo, rehaciendo y aprendiendo. Ese tiempo sirvió no sólo de experiencia sino también para hacer una amiga.

A Claudia con quien comparto el cuarto y las conversaciones matutinas. A ella recurro frecuentemente ante cualquier duda, un programa que no anda o una cuenta que no sale.

A Celeste debo agradecerle su acercamiento, su confianza y su amistad.

Tanto a Claudia como a Celeste les agradezco sus comentarios acerca de mi trabajo.

Al Dr. Jusem por sus comentarios acerca del estudio sobre componentes ageostróficas.

A todos mis compañeros quiero decirles que me siento apreciada por ellos y eso me ayuda a disfrutar más mi tarea diaria.

Finalmente llega mi agradecimiento a mi familia y a mis amigos, que me quieren y quiero profundamente, ellos están siempre brindándome su apoyo y su amor.

Otros agradecimientos:

Quiero agradecer a aquellos que realizaron las gestiones para obtener los datos con los que se realizó esta tesis: Mario Nuñez y Carolina Vera.

A los que realizaron el programa de descodificación de los mismos: Carolina Vera, Juan Carlos Torres, Paula Vigliarollo, Paola Salio y Alfredo Rolla.

A Celeste Saulo por proporcionarme el programa que calcula la temperatura potencial equivalente según Bolton.

A María Inés y a Alfredo Rolla por su ayuda para solucionar problemas computacionales.

Al Servicio Meteorológico Nacional por los datos de superficie utilizados en esta tesis.

Esta tesis fue financiada por los subsidios de UBACyT: TW22 y X264, ANPCyT : PICT-99 7-6335 y IAI CRN 055 – PROSUR.

Índice

Introducción y objetivos.....	1
--------------------------------------	----------

Capítulo 1:

Consideraciones teóricas, datos utilizados y metodología

1.1 Consideraciones teóricas.....	13
1.2 Datos utilizados	19
1.3 Elección de la región de estudio.....	20
1.4 Métodos utilizados:	
1.4.1 Estudio de situaciones particulares.....	20
1.4.2 Criterios para la selección de casos	23
1.5 Referencias	25

Capítulo 2:

Ciclogénesis Oceánica: Caso de estudio de septiembre de 1979.

2.1 Introducción	28
2.2 La situación sinóptica	28
2.2.1 Análisis de la situación sinóptica	29
2.2.2 El viento	31
2.2.3 La vorticidad	33
2.3 Análisis de los procesos dinámicos y termodinámicos de la ciclogénesis	
2.3.1 Desarrollo de la vorticidad	33
2.3.2 El calor diabático	34

2.3.3 Los Flujos de Superficie	37
2.4 Conclusiones del capítulo	38
2.5 Referencias	40

Capítulo 3:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989.

Parte a: Génesis y desarrollo.	42
3.1 Introducción	43
3.2 La situación sinóptica	44
3.3 Análisis de los factores de la ciclogénesis	47
3.3.1 Factores dinámicos	47
3.3.2 Factores termodinámicos	51
3.3.2.1 El calor diabático	51
3.3.2.2 El calor latente	52
3.4 Comportamiento de la vorticidad potencial	54
3.5 Conclusiones del capítulo	55
3.6 Referencias	56

Capítulo 4:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989.

Parte b: Intervención de las componentes ageostróficas.	59
4.1 Introducción	60
4.2 El Viento Ageostrófico	62
4.3. Estudio de las componentes ageostróficas	65
4.3.1 Componente ageostrófica debida a la derivada local del viento	65
4.3.2 Componente ageostrófica debida a la advección horizontal de	

velocidades	66
(a) Análisis del efecto de la vorticidad	67
(b) Análisis del efecto de la deformación	68
4.3.3 Componente ageostrófica debida a la advección vertical de Velocidades	70
4.3.3.1 Análisis del efecto de la advección vertical de Velocidades	71
4.3.3.2 La vorticidad y la divergencia	74
4.3.3.3 La energía cinética	78
4.4 Conclusiones del capítulo	80
4.5 Referencias	81

Capítulo 5:

Frecuencia de ciclones explosivos al Sur de Sudamérica	83
5.1 Introducción	84
5.2 Distribución geográfica y temporal de los casos	84
5.3 Eventos extremos	86
5.4 Conclusiones del capítulo	91
5.5 Referencias	91

Conclusiones	93
---------------------------	-----------

Anexo1.....	98
--------------------	-----------

Introducción y objetivos

La falta de conocimiento sobre los mecanismos que favorecen la generación y el desarrollo las ciclogénesis explosivas en el hemisferio sur ha motivado este trabajo de tesis doctoral.

Sanders y Gyakum en 1980 (en adelante SG) llamaron ciclogénesis explosivas o "Bombas", a aquellos ciclones en los cuales la caída de presión en 24 horas multiplicada por el cociente entre seno de 60 y el seno de la latitud media a la cual se produjo, es igual o mayor que un bergeron $(24 \text{ hPa} (24 \text{ h})^{-1})$.

Si bien existen otras definiciones de ciclogénesis intensas (Chung et al, 1976), a partir del trabajo de SG siempre se hace referencia a la definición de estos autores aunque, a veces, se la modifica levemente (Rogers y Bosart, 1986 y Wash y otros, 1992).

El interés en el estudio de este fenómeno se debe a que acompañando la rápida profundización de los ciclones explosivos, generalmente se registran vientos muy intensos y fuerte precipitación.

Bluestein (1992) señala que profundizaciones de tal magnitud no pueden ser cuantificadas por la teoría cuasi-geostrofica y más adelante plantea:

¿Son las bombas ciclones ordinarios con extraordinarias profundizaciones o representan un fenómeno fundamentalmente diferente?

Roebber (1984) realiza una climatología donde incluye los "ciclones menores para evaluar crudamente la relación entre las rápidas profundizaciones y las perturbaciones baroclínicas mas moderadas". Este autor ajusta la distribución de las ciclogénesis a dos curvas normales, para clasificar a las mismas como ordinarias o explosivas. De los resultados estadísticos obteni-

dos de ambas curvas normales, Roebber sugiere que la mayoría de los casos de ciclogénesis explosivas son el resultado de algún mecanismo físico distinto al de la inestabilidad baroclínica ordinaria.

Uccellini (1990) en el Volumen conmemorativo a Erik Palmén, realiza una recopilación sobre los procesos involucrados en las ciclogénesis explosivas y expresa frente al planteo de Roebber:

“Sin embargo, las observaciones podrían también sugerir que estas tormentas son un resultado de la interacción de varios procesos físicos y dinámicos que ocurren sobre un período de tiempo relativamente corto (una interacción que es común en distinto grado a todos los ciclones), la cual puede actuar más eficientemente en los sistemas de tormentas más intensos.”

Los estudios de estos ciclones de rápido desarrollo, fueron encarados de diferentes formas: trabajos climatológicos, de composición de casos o estudio de situaciones particulares.

SG realizan una climatología en el HN entre Septiembre de 1976 y Mayo 1979. Estos autores encuentran que estas ciclogénesis son predominantemente marítimas y generalmente ocurren en la estación fría. Usualmente se producen a unos 600 km corriente abajo de una vaguada en 500 hPa y dentro o del lado polar del máximo de los oestes. En particular las ciclogénesis explosivas marítimas tienen como forzante principal a la temperatura del mar con preferencia en las zonas con fuerte gradiente, se ubican al norte de 35° N y existe un gran desarrollo de la divergencia en niveles altos. Estas características sugieren que debe haber otros procesos físicos no contenidos en la inestabilidad baroclínica. Otro rasgo encontrado por estos autores, es que la profundización explosiva es una particularidad de los ciclones más profundos.

En su trabajo de 1984, Roebber reafirma las conclusiones de SG. Comenta que si bien su serie es corta, es evidente que la posición de la formación de ciclones explosivos esta predominantemente asociada con las corrientes oceánicas cálidas, encontrando una buena correlación con las corrientes oceánicas de Kuroshivo y la Corriente del Golfo. Además, señala que el promedio del período de profundización en todos los sistemas de baja presión es de 24 horas, mientras que en los ciclones explosivos es de 45 horas, con la salvedad de que el tiempo de desarrollo explosivo es solo una fracción del período total de desarrollo.

Rogers y Bosart (1985), por medio de composición de casos, concluyen que las bombas oceánicas se desarrollan en un entorno baroclínico de niveles bajos, donde la circulación inicial está confinada a la baja troposfera, con inestabilidad condicional cerca del centro de baja presión. Estos mismos autores reafirman estos conceptos en 1990, en el estudio de dos ciclogénesis oceánicas, donde una vaguada de onda corta se asocia a una fuerte baroclinicidad en niveles bajos e incluyen consideraciones sobre la transferencia de calor mar-atmósfera.

Otros autores acentúan la intervención de los procesos de niveles altos en el desarrollo explosivo.

Boyle y Bosart (1986) encontraron advecciones de temperatura inusualmente grandes en niveles altos, a medida de que el ciclón explosivo se profundiza. Ellos asocian la caída de la tropopausa a advección fría corriente arriba del sistema y advección caliente corriente abajo.

Por otro lado, Sanders (1986) encuentra muy alta correlación entre la advección de vorticidad ciclónica en altura y la rápida profundización. Entonces los ciclones explosivos marítimos parecen ser, fundamentalmente, una perturbación baroclínica, forzada por fuertes procesos de altura. Wash y otros (1992) también asocian los procesos de altura a los fuertes movimientos verticales y a la rápida profundización.

Macdonald y Reiter (1988) aportan características acerca de la configuración de las bombas sobre el centro y este de los Estados Unidos. Señalan que en estos ciclones existe un marcado decrecimiento de la vorticidad con la altura, que el aumento de vorticidad en la baja troposfera es anterior al que ocurre en los niveles superiores y que el máximo de vorticidad preexistente en la baja troposfera está asociado al máximo de la corriente en chorro de capas bajas. Además, estos ciclones tienen bien marcado el nivel de no divergencia y una intensa cortante vertical de velocidades ascendentes asociada. Por otro lado, ellos observaron gran aumento del calor liberado de gran escala entre las fases incipiente y madura del ciclón, en cambio la componente convectiva tiene su máximo en la etapa incipiente y después registra una disminución continua hasta la madurez del sistema.

Otro aspecto interesante en la descripción de la bombas fue señalado por Shapiro y Keyser (1990). Ellos encontraron, a través de observaciones y experimentos numéricos, que las ciclogénesis explosivas oceánicas tienen un centro ciclónico relativamente cálido rodeado de aire más frío. Cabe señalar que otros autores notan esta particularidad en el estudio de casos, pero Shapiro y Keyser elaboraron un modelo conceptual de este fenómeno llamado seclusión.

Gyakum y otros (1992), plantean que el aumento de la vorticidad de superficie es un antecedente del desarrollo explosivo. Finalmente sugieren que los desarrollos explosivos están caracterizados por una interacción no lineal entre dos perturbaciones ciclónicas, en la alta y baja troposfera, las cuales se pueden haber formado independientemente. Moore y Montgomery (2004) coinciden en tomar como primera fase de una ciclogénesis explosiva, el crecimiento de la vorticidad de superficie que es independiente del forzante de los niveles superiores.

Gyakum y Danielson (2000) estudiando las ciclogénesis explosivas de la estación fría, en el Pacífico Noroeste, encontraron que no existe una

diferencia estadísticamente significativa entre las anomalías de la temperatura de la superficie del mar y las bombas o los ciclones de menor desarrollo. Sin embargo, debido a que los ciclones de rápido desarrollo presentan, en esta serie, una masa de aire troposférico frío, los flujos superficiales de calor sensible y latente en este tipo de ciclones son mucho mayores que en los ciclones ordinarios. También, la evaporación superficial es notablemente superior en los casos explosivos.

Por otro lado, trabajos sobre casos particulares señalan la importancia del calor latente liberado en la rápida profundización de estos sistemas. Liou y Elsberry (1987), a través de un evento, muestran que existe una alta correlación entre la profundización del sistema y la liberación de calor latente, pero aclaran que este calor liberado actúa sólo profundizando el sistema dinámico. Chang y otros en 1987 estudian un caso de ciclogénesis explosiva en el que se observa un desacople vertical de la onda ciclónica. Estos autores atribuyen este hecho al calor liberado, que suaviza la baroclinicidad zonal e incrementa las velocidades ascendentes y consecuentemente a la convergencia cercana a superficie asociada a las componentes ageostróficas del viento.

Kuo y otros (1991) señalan que el calor latente liberado es el mecanismo dominante para el movimiento vertical en el periodo de máximo desarrollo. Fosdick y Smith (1991) calcularon que el impacto del calor latente sobre una ciclogénesis explosiva durante el experimento del FGGE (First Garp Global Experiment) fue de un 33% en la caída de la altura del nivel de 700 hPa. Estos autores también señalan que las observaciones satelitales muestran una masa nubosa grande y expandida con convección profunda, en la vecindad del centro de baja presión durante la fase de profundización explosiva. Kuo y otros (1995), a través de experiencias de sensibilidad con un modelo de mesoescala, encuentran que la velocidad vertical se incrementa 4 veces al incluir el calor latente, y esto guarda estrecha relación con la reducción de la estabilidad estática efectiva y el mayor efecto del forzante baroclínico.

Uccellini y otros (1987), enfocan el problema desde un punto de vista sinérgico. A través de un modelo realizan tres experimentos, el primero adiabático (sin calor latente ni flujos en la capa límite planetaria), otro con calor latente pero sin flujos en la capa límite planetaria y un tercero con flujos de la capa límite y sin calor latente. Al comparar estos experimentos con la simulación con física completa, concluye que existe una retroalimentación entre los procesos diabáticos y dinámicos en las ciclogénesis de rápido desarrollo. Cada proceso es necesario pero no suficiente para producir estos ciclones. Gyakum y Barker (1988) coinciden con la misma visión sinérgica en el estudio de un ciclón explosivo que se produce sobre el continente.

Martin y Otkin (2004) estudiaron un ciclón de profundización explosiva y rápido decaimiento y asignan la responsabilidad de este ciclo de vida al calor latente liberado. El calor latente liberado ayudó al rápido desarrollo del ciclón pero también jugó un importante rol en su posterior decaimiento.

Con respecto a las ciclogénesis explosivas continentales, Ruscher y Condo (1996 a) señalan que existen pocos trabajos al respecto, debido a la "rareza" de su ocurrencia, como así también discrepancia sobre los mecanismos que las producen. En la segunda parte de su trabajo (1996 b) concluyen que, para el caso que ellos estudiaron, el forzante frontogenético de superficie y el calor latente fueron los responsables primarios para el desarrollo del sistema.

Aunque los ciclones que sufren un período de rápido desarrollo parecen tener características comunes puede verse que no hay acuerdo si existe un único factor detonante de las mismas y en todo caso cual es. Más aún, Wang y Roger (2001) plantean que las ciclogénesis explosivas en diferentes regiones del Atlántico Norte tienen distintas características dinámicas. Al decir de S. Petterssen "Los ciclones extratropicales nacen de distinta manera pero su apariencia al morir es notablemente similar".

Para el hemisferio sur, Gan y Rao (1996) buscaron este tipo de ciclogénesis con los datos del National Meteorological Center (NMC) y los análisis del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) y no encontraron situaciones que cumplieran con el citado criterio de SG, en el período 1979 - 1988. Sin embargo ellos sí las encontraron usando el criterio de Chung, donde se tiene en cuenta el laplaciano horizontal de la presión en superficie para determinar la intensidad del sistema.

El resto de los trabajos sobre el tema en el hemisferio sur son dos estudios de casos. Jusem y Atlas (1991), analizan una ciclogénesis en la costas de Mar del Plata y explican el fenómeno de escala sinóptica debido a la advección de densidad integrada verticalmente, es decir a la acción conjunta de la divergencia neta y la velocidad vertical.

Selucchi y Saulo (1998) con un modelo regional, examinan los procesos físicos en una ciclogénesis intensa ocurrida sobre el continente y señalan la importancia del calor diabático en este desarrollo explosivo.

Debido a la escasez de trabajos que estudian las ciclogénesis explosivas en el hemisferio sur, surge el poco conocimiento que se tiene de los distintos mecanismos que puedan favorecer la generación y el desarrollo de este fenómeno en la región sur de Sudamérica. Como señalan Gan y Rao (1996), es necesario realizar investigaciones sobre casos particulares para delinear los procesos intervinientes.

En esta tesis se estudia la formación y el desarrollo de los ciclones extratropicales explosivos que se producen en la región sur de Sudamérica. En la misma se analizan los procesos responsables de su génesis y la estructura de dos de esos sistemas. Se marcan las similitudes y/o diferencias con los casos estudiados localmente y en el hemisferio norte. Finalmente se buscan los ciclones explosivos en la región en el período 1979 - 1993

El *Capítulo 1* detalla los *Datos utilizados* para esta tesis, la *Metodología de trabajo* en cada uno de los capítulos y finalmente se realizan *Consideraciones teóricas* que muestran las herramientas y aproximaciones utilizadas.

En el *Capítulo 2* se estudian las características de una ciclogénesis explosiva oceánica en la región. Como se documentó previamente los ciclones explosivos sobre el mar son los más frecuentes en el hemisferio norte y como se verá en el *Capítulo 5*, también lo son al sudeste de Sudamérica.

En el *Capítulo 3* se analiza una ciclogénesis continental que produjo innumerables desastres. Gordillo y otros (1991) señalan: La fuerte intensidad de los vientos del sector sudeste, que alcanzaron 55 nudos, produjeron una rápida e inesperada creciente del Río de la Plata que llegó por sus alturas a límites históricos. Esta ciclogénesis es la misma estudiada por Seluchi y Saulo en 1998.

En el *Capítulo 4* se hace hincapié en los procesos ageostróficos del ciclón explosivo continental. En este Capítulo se trabaja con las componentes ageostróficas del viento, que proporcionan una visión más detallada de la aceleración y se pone énfasis en la componente ageostrófica vertical. Además, en las *consideraciones teóricas* del *Capítulo 1*, se plantean aproximaciones para su cálculo vectorial.

Finalmente, con el fin de conocer el impacto de este fenómeno en la región sudamericana, en el *Capítulo 5*, se identifican los casos ocurridos en el período 1979 – 1993. Se analiza su ubicación espacial y temporal.

Referencias

- Bluestein, Howard B., 1992: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes Vol. II, Oxford University Press. 594 pág.

- Boyle J. S. y L. F. Bosart ,1986: Cyclone – anticyclone couplets over North America. Part II: Analysis of the major cyclone event over east the Eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2432 –2465.
- Chang C. B., D. J. Perkey, & W. D. Chen, 1987: Observed Dynamic Structure of an Intense Oceanic Cyclone. *Mon. Wea. Rev.* 115, 1127 – 1139.
 - Chung Y. S., K. D. Hage & E. R. Reinelt, 1976: On lee cyclogenesis and air flow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountain. *Mon. Wea. Rev.* 104; 879-891.
 - Fosdick, E. K. y P. J. Smith (1991): Latent Heat Release in an Extratropical Cyclone that Developed Explosively over the Southeastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2, 193–207.
 - Gan, M. A. & V. B. Rao, V. B., 1996: Case studies of cyclogenesis over South America. *Meteorolog. Appl.*, 3, 359-368.
 - Gordillo S.B., Belohlawek A. F.,García M. J., Saluzzi M. E., 1991: Estudio retrospectivo de una rápida y severa ciclogénesis que produjo cuantiosos daños socioeconómicos en la zona ribereña del Río de la Plata. *Anales del CONGREGMET VI*, pag 121-122.
 - Gyakum, John R., Barker, Earl S., 1988: A Case Study of Explosive Sub-synoptic-Scale Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*. Vol. 116, No. 11, pp. 2225–2253.
 - Gyakum, John R., Roebber, Paul J., Bullock, Timothy A., 1992: The Role of Antecedent Surface Vorticity Development as a Conditioning Process in Explosive Cyclone Intensification. *Monthly Weather Review*. Vol. 120, No. 8, pp. 1465–1489.

- Gyakum, John R., Danielson, Richard E., 2000: Analysis of Meteorological Precursors to Ordinary and Explosive Cyclogenesis in the Western North Pacific. *Monthly Weather Review*. Vol. 128, No. 3, pp. 851–863.
- Jusem J. C. y R. Atlas, 1991: Diagnostic evaluation of Numerical model Simulations Using Tendency Equations. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2939-2955.
- Kuo Y. H., M.A. Shapiro, and E. G. Donall (1991): The Interaction between Baroclinic and Diabatic Processes in a Numerical Simulation of a Rapidly Intensifying Extratropical Marine Cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1, 368–384.
- Kuo, Y. H. y S. Low-Nam, (1995): Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven cyclones in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 970-997.
- Liou C. S. y R. L. Elsberry (1987): Heat budgets of analyses and forecasts of an explosively deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1809-1824.
- Macdonald, Bruce C. y Reiter, Elmar R., 1988: Explosive Cyclogenesis over the Eastern United States. *Monthly Weather Review*. Vol. 116, No. 8, pp. 1568–1586.
- Martin, Jonathan E. y Otkin, Jason A., 2004: The Rapid Growth and Decay of an Extratropical Cyclone over the Central Pacific Ocean. *Weather and Forecasting*. Vol. 19, No. 2, pp. 358–376.
- Moore, Richard W. y Montgomery, Michael T., 2004: Reexamining the Dynamics of Short-Scale, Diabatic Rossby Waves and Their Role in Mid-

latitude Moist Cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 61, No. 6, pp. 754–768.

- Roger, E. y L. F. Bosart ,1985 An Investigation of Explosively Deepening Oceanic Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 702 – 718.
- Roger, E. y L. F. Bosart ,1990: A Diagnostic Study of Two Intense Oceanic Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 965 - 996
- Roebber, Paul J., 1984: Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1577-11589
- Ruscher, P. H. and T. P. Condo, 1996 a: Development of Rapidly Deepening Extratropical Cyclone over Land. Part I: Kinematic Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1609-1632.
- Ruscher, P. H. and T. P. Condo, 1996 b: Development of Rapidly Deepening Extratropical Cyclone over Land. Part II: Thermodynamic Aspects and the Role of frontogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1633-1647.
- Sanders, Frederick. 1986: Explosive Cyclogenesis in the West-Central North Atlantic Ocean, 1981–84. Part I: Composite Structure and Mean Behavior. *Monthly Weather Review*: Vol. 114, No. 10, pp. 1781–1794.
- Sanders F. y J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Seluchi M. y A. Celeste Saulo, 1998: Possible Mechanism yielding an Explosive Coastal Cyclogenesis over South America: experiment using a limited area model. *Australian Magazine*, Vol 47, N° 4, 309-320.

- Shapiro M. y Keyser D., 1990: Front jet streams, and tropopause. Extratropical Cyclones (Chap.10). Palmén Memorial Volume (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). Amer. Meteor. Soc. 167-191.
- Uccellini L., D. Keyser, K. F. Brill, J. P. Kocin and J. P. Trujillo, 1987: Synergistic interactions between an upper jet streak and diabatic processes that influence the development of a low level jet and secondary coastal cyclonic. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2227-2261.
- Uccellini L., 1990: Processes contributing to the rapid development of extratropical Cyclones (Chap. 6). The Erik Palmén Memorial Volume (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). Amer. Meteor. Soc. 81-105.
- Wash, Carlyle H., Hale, Robert A., Dobos, Paul H., Wright, Eric J., 1992: Study of Explosive and Nonexplosive Cyclogenesis during FGGE. *Monthly Weather Review*: Vol. 120, No. 1, pp. 40–51.
- Wang, Chung-Chieh, Rogers, Jeffrey C., 2001: A Composite Study of Explosive Cyclogenesis in Different Sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone Structure and Evolution. *Monthly Weather Review*: Vol. 129, No. 6, pp. 1481–1499.

Capítulo 1

Consideraciones teóricas, datos utilizados y metodología

1.1. Consideraciones teóricas

El objetivo de las siguientes consideraciones teóricas es mostrar las herramientas y aproximaciones utilizadas en esta tesis. Para comodidad del lector, las ecuaciones aquí expuestas son repetidas cuando son utilizadas en cada capítulo.

Los ciclones explosivos son aquellos donde la presión decae más de un bergeron ($24 \text{ hPa (24 h)}^{-1}$) a la latitud 60° . Como el descenso de presión no tiene el mismo impacto en cualquier latitud, se lo multiplica por un factor que combina la vorticidad de la tierra a la latitud media donde se desarrolla explosivamente el ciclón y vorticidad de la tierra en 60° .

Para conocer los procesos que conducen a las ciclogénesis explosivas en la región sudamericana se evaluaron las ecuaciones de vorticidad, vorticidad potencial, termodinámica y componentes ageostróficas del viento en dos situaciones ocurridas en esta región.

Procesos dinámicos

Los procesos desde el punto de vista dinámico son analizados a través de la ecuación de la vorticidad en el presente formato:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \mathbf{k} \cdot (\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial p}) - (\zeta + f) \nabla \cdot \mathbf{V}_H - \beta v \quad (1.1)$$

donde: ζ es la componente vertical de la vorticidad relativa,

\mathbf{V}_H el viento horizontal,

∇ el operador diferencial nabla a presión constante,

\mathbf{k} el versor vertical,

ω la velocidad vertical en el sistema isobárico,

f el parámetro de Coriolis,

β el parámetro Rossby y

v la componente meridional del viento.

Procesos termodinámicos

La ecuación termodinámica es utilizada, a lo largo de la tesis, en función de diferentes variables, pero básicamente se emplea a través de la siguiente expresión con el fin de evaluar el calor diabático:

$$\frac{\delta Q}{dt} = \frac{C_p T}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V}_H \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (1.2)$$

donde: C_p es el calor específico del aire seco a presión constante,

δQ un diferencial de calor no exacto y

θ la temperatura potencial.

Los procesos más relevantes a tener en cuenta para el calor diabático son los radiativos y aquellos provenientes de los cambios de estado. Los primeros se dan cercanos a la superficie terrestre, a la base y tope de nubes mientras que los segundos se encuentran dentro de las nubes, en presencia de precipitación en formación.

Para estimar alguna de estas fuentes de calor diabático se utilizan:

- los flujos de calor latente y sensible en superficie provenientes del Centro Europeo calculados a través de las parametrizaciones de Tiedtke y otros (1979),
- la siguiente aproximación, con el fin de conocer el valor de la liberación de calor por condensación:

$$\frac{1}{C_p} \frac{dQ_v}{dt} \approx -\frac{L_v}{C_p} \frac{dq}{dt} = -\frac{L_v}{C_p} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}q) - q \nabla \cdot \mathbf{V} \right) \quad (1.3)$$

donde: Q_v es el calor latente liberado,

q es la humedad específica y

L_v el calor latente de evaporación.

Por otro lado, siguiendo a Bluestein (1993), se considera que:

- en niveles bajos sobre superficies cuasi horizontales en las cuales $\omega \approx 0$, son dominantes las advecciones horizontales de temperatura y el calor diabático proveniente de la superficie y que generalmente ambos términos están correlacionados negativamente
- la advección horizontal de temperatura pierde intensidad con la altura, salvo en regiones donde la tropopausa desciende o asciende bruscamente
- en niveles medios los movimientos verticales son frecuentemente dominantes donde la advección horizontal de temperatura es relativamente pequeña.

Cálculo de las Componentes Ageostróficas del Viento

Para evaluar las componentes ageostróficas del viento se sigue un análisis convencional. Por un lado, se considera la ecuación horizontal de movimiento en coordenadas de presión y por el otro la ecuación de balance geostrófico, entonces se puede definir, despreciando la fuerza de fricción:

$$\mathbf{V}_a = \mathbf{V}_H - \mathbf{V}_g = \frac{\mathbf{k}}{f} \times \frac{d\mathbf{V}_H}{dt} \quad (1.4)$$

donde: \mathbf{V}_H es vector viento horizontal, \mathbf{V}_g el viento geostrófico, \mathbf{V}_a es su apartamiento de \mathbf{V}_H o viento ageostrófico, f el parámetro de Coriolis y $d\mathbf{V}_H/dt$ es la derivada individual de \mathbf{V}_H en 3 dimensiones.

Si a su vez, a la derivada individual del viento horizontal, la descomponemos en derivada local del viento, advección horizontal y advección vertical de \mathbf{V}_H , el viento ageostrófico se puede dividir a través de los efectos físicos de los términos de la aceleración. Entonces, las tres velocidades ageostróficas se pueden definir como:

$$\mathbf{V}_t = \frac{\mathbf{k}}{f} \times \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial t} \quad (1.5) \quad \text{debida a la derivada local del viento,}$$

$$\mathbf{V}_{ah} = \frac{\mathbf{k}}{f} \times \mathbf{V}_H \cdot \nabla \mathbf{V}_H \quad (1.6) \quad \text{debida a la advección horizontal de } \mathbf{V}_H, \text{ donde } \nabla \text{ es el operador a presión constante y}$$

$$\mathbf{V}_{av} = \frac{\mathbf{k}}{f} \times \omega \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial p} \quad (1.7) \quad \text{debida a la advección vertical de } \mathbf{V}_H, \text{ donde } \omega \text{ es la derivada individual de la presión.}$$

Por último, en este trabajo se propone distinguir dos efectos dentro de la componente de advección horizontal, aplicando el teorema que divide a un tensor en una parte simétrica y otra antisimétrica. Así el tensor $\nabla\mathbf{V}_H$ queda particionado en los tensores de vorticidad y tasa de deformación. Entonces:

$$\mathbf{V}_c = \frac{\mathbf{k}}{2f} \times \left\{ \mathbf{V}_H \cdot \left[\nabla\mathbf{V}_H - (\nabla\mathbf{V}_H)^t \right] \right\} \quad (1.8) \quad \text{componente relacionada con}$$

la vorticidad y

$$\mathbf{V}_d = \frac{\mathbf{k}}{2f} \times \left\{ \mathbf{V}_H \cdot \left[\nabla\mathbf{V}_H + (\nabla\mathbf{V}_H)^t \right] \right\} \quad (1.9) \quad \text{componente relacionada}$$

con la deformación, donde el supraíndice t indica la matriz transpuesta.

Vorticidad potencial isentrópica

Como es bien conocido, las superficies isentrópicas ($\theta = \text{constante}$) constituyen superficies materiales cuando los procesos atmosféricos son adiabáticos. Como consecuencia de este hecho no hay transporte de ninguna propiedad a través de las superficies de temperatura potencial θ constante.

En 1940, Rossby fue el primero en derivar la vorticidad potencial, para una capa de la atmósfera. Este parámetro fue llamado así, ya que en coordenadas isentrópicas en un fluido adiabático y sin fricción, es conservativo. Sin embargo, este invariante es válido para una atmósfera continuamente estratificada. Otra de las cualidades de la vorticidad potencial (VP) es que combina en una sola cantidad los campos de viento y masa, en contraste

con cantidades como la circulación o la temperatura potencial relacionadas con uno solo de estos campos (Crum, 1988).

La vorticidad potencial adquirió nuevamente popularidad en las últimas décadas a través del trabajo de Hoskins y otros (1985), con su desarrollo teórico – dinámico. En este trabajo y otros posteriores (por ejemplo Hoskins, 1990 y 1997), ellos consideran al calor diabático y a la fricción como fuentes o sumideros de VP.

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \underbrace{-\mathbf{V} \cdot \nabla_{\theta} P}_{a} - \underbrace{\left(\frac{d\theta}{dt}\right) \frac{\partial P}{\partial \theta}}_{b} + \underbrace{P \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{d\theta}{dt}\right)}_{c} + \underbrace{\frac{1}{\sigma} \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \theta} \times \nabla \left(\frac{d\theta}{dt}\right)}_{d} + \underbrace{\frac{1}{\sigma} \mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{F}}_{e} \quad (1.10)$$

donde: $P = -g (\zeta_{\theta} + f) \partial \theta / \partial p$ es la vorticidad potencial,

g la gravedad,

ζ_{θ} la componente vertical de la vorticidad relativa en coordenadas isentrópicas,

$\sigma = -1/g (\partial p / \partial \theta)$,

\mathbf{k} el versor vertical y

$\frac{d\theta}{dt}$ es la velocidad vertical en el sistema isentrópico.

Los términos de esta ecuación representan:

- (a) la advección horizontal de P ,
- (b) la advección vertical de P
- (c) efecto del calor diabático
- (d) inclinación de tubos de vórtice y
- (e) término de fricción.

En el Capítulo 3 de esta tesis son evaluados los términos de la ecuación 1.11 con excepción de la fricción.

De acuerdo al modelo teórico de Hoskins (1990), por efecto del calor diabático (término c), cuando $d\theta/dt$ crece con la altura, se produce vorticidad potencial ciclónica y cuando $d\theta/dt$ disminuye con la altura, se genera VP anticiclónica. Este término de creación de VP estará asociado con los procesos de liberación de calor latente dentro de las nubes, en los niveles troposféricos medios y a los procesos radiativos cerca de superficie, donde éstos son más importantes.

Cabe destacar que esta herramienta se utiliza habitualmente para el diagnóstico del comportamiento de las situaciones sinópticas.

1.2. Datos utilizados

Para realizar esta tesis se utilizaron los reanálisis del European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) para el período de 15 años desde 1979 a 1993. Se trabajó con las variables de altura (altura geopotencial, temperatura, componente zonal y meridional del viento, velocidad vertical y humedad específica), en alta resolución (cada 1.125° en latitud y longitud) y en la vertical 13 niveles de presión (1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 hPa), cada 6 horas.

Debido a que no se contaba, en momento de este estudio, con los datos de superficie del ECMWF, en principio se trabajó únicamente con los datos en niveles de presión, con la apoyatura de la información de superficie del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina. Estos datos fueron utilizados principalmente para ver los fenómenos de tiempo significativos asociados a los días estudiados.

Durante el último semestre del 2003 el NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, puso a libre disposición los análisis de superficie del ECMWF (<http://www.cdc.noaa.gov/>). Esto permitió confirmar algunos de los resultados ya obtenidos. De estos análisis en baja resolución (2.25° en latitud y longitud) se utilizó la presión al nivel del mar y los flujos de calor latente y sensible. Hay que señalar que estos flujos son dependientes de las parametrizaciones con las que fueron calculadas.

1.3. Elección de la región de estudio

Con respecto al estudio estadístico de los ciclones explosivos en el área de influencia de la República Argentina, se eligió la región limitada por las latitudes 65 y 15° S y las longitudes 75 y 30° O (fig. 1.1). Cabe señalar que, los ciclones explosivos sobre la región cordillerana y los que se originan en ella fueron desechados, ya que los análisis en estas zonas fueron considerados poco confiables.

Para el estudio de situaciones particulares, el área de estudio se extendió a la región necesaria para analizar el entorno en que se produjo el ciclón explosivo.

1.4. Métodos utilizados

1.4.1. Estudio de situaciones particulares

Para el estudio de las situaciones particulares, en primer término se realizó una reseña de la situación sinóptica desde el inicio de las ciclogénesis, con el fin de conocer el entorno donde se desarrollaron las mismas, poniendo atención a las corrientes en chorro en la troposfera superior y en capas bajas y a algunos parámetros dinámicos y termodinámicos como la temperatura potencial, la vorticidad y la divergencia.

Como segundo paso, para comprender los distintos procesos que dieron lugar a los desarrollos explosivos, se evalúan, en los nodos de la red de la ECMWF, para todos los niveles de presión de estos análisis, los términos de las ecuaciones de vorticidad, vorticidad potencial, termodinámica (en sus distintas formas) y componentes ageostróficas del viento. Este método fue propuesto por Lau y Lau (1992) en la evaluación de procesos dinámicos y termodinámicos de perturbaciones tropicales de escala sinóptica en verano. En el análisis de casos, esta metodología de trabajo fue utilizada por Possia y otros (2003).

Esquemas espaciales y temporales

Los procesos representados por los distintos términos de ecuaciones pronóstico, involucran el cálculo de derivadas espaciales y derivadas locales. Las primeras se aproximaron por diferencias centradas de segundo orden.

Durante este estudio diagnóstico, al calcular el calor diabático y la aceleración debida a la variación local del viento, se debieron comparar términos evaluados en "instantes" determinados (las derivadas espaciales de las ecuaciones de pronóstico) con variaciones locales (término evolutivo de dichas ecuaciones). Esto hace referencia a las distintas longitudes de ondas captadas por el esquema espacial y por el esquema temporal. Si se tiene en cuenta el criterio CFL (Haltiner, 1971), el paso temporal aproximado de acuerdo al espaciamiento de los puntos de la red (1.125° en latitud y longitud), debe ser de 1.5 horas, mientras que el intervalo temporal con que se cuenta en los análisis del ECMWF es de 6 horas.

Para paliar estas diferencias entre la resolución espacial y la temporal, se ensayó con la componente ageostrófica debida a las variaciones locales del viento, comparando los resultados provenientes de dos métodos que tienen en cuenta las distintas resoluciones espaciales y temporales.

El primer método consiste en utilizar únicamente las variaciones espaciales, es así que al viento ageostrófico se le restan las componentes ageostróficas debidas a los gradientes de velocidad horizontal.

Por otro lado, se evalúa la componente ageostrófica temporal aplicando la siguiente metodología en la resolución temporal:

- 1) una interpolación de las componentes del viento para obtener valores cada hora, utilizando un polinomio Gauss Atrasado de cuarto orden (Gerald, 1978) y
- 2) una aproximación de cuarto orden en las derivadas temporales.

Las figuras 1.2.a y b son un ejemplo de los resultados obtenidos por los distintos métodos y en ellas puede verse que los efectos físicos que se producen son básicamente los mismos, pero los vectores viento varían fuertemente en intensidad y en algunas regiones su dirección.

La pregunta es ¿Cuál de los dos métodos se ajusta más a la realidad?. El primer método puede encerrar una compensación y arrastrar los errores de la aproximación de las derivadas. Mientras el segundo método si bien usa un espaciado acorde con la resolución horizontal, no agrega información adicional en el período de 6 horas, por ser valores interpolados. Es así, que este último campo aparece suavizado respecto del primero.

Se optó por el segundo método y los campos de la componente ageostrófica debida a las variaciones locales del viento, serán comparados sólo cualitativamente, con el resto de las otras componentes ageostróficas.

Por otro lado, con respecto a la ecuación termodinámica, se debe tener en cuenta que ésta es válida para la escala sinóptica. Las 6 horas del paso temporal excede esta escala y el espacial más aún. Para mitigar esta diferencia en el cálculo de la derivada local se utilizó un esquema centrado

de cuarto orden que da un orden más en la aproximación de estas derivadas.

Vorticidad potencial isentrópica

Otra de las herramientas utilizadas es la vorticidad potencial en coordenadas isentrópicas. Para ello se interpolaron logarítmicamente las variables meteorológicas de superficies de presión constante a superficies de temperatura potencial constante entre los 300 a 325 K con un intervalo de 5°.

1.4.2. Criterios para la selección de casos

Sanders y Gyakum (1980) llaman ciclogénesis explosivas o “Bombas” cuando la caída de presión, medida en hPa en 24 horas, multiplicada por el cociente entre el seno de 60° y seno de la latitud media a la cual se produjo, es igual o mayor que 1. Expresado matemáticamente:

$$\left| \frac{dp}{dt} \times \frac{\sin 60^\circ}{\sin \varphi} \right| \geq \frac{24 \text{ hPa}}{24 \text{ h}} \quad (1.11)$$

Debido a que se trabajó con los campos de geopotencial en 1000 hPa se adaptó el criterio de búsqueda general, utilizando la aproximación 1 hPa \approx 8 mgp. Esta aproximación es calculada a través de la ecuación hidrostática considerando una temperatura media de 0° C, lo que acarrea un error de ± 0.586 mgp con una temperatura de $\pm 20^\circ$ C. Haciendo esta salvedad se consideró que la caída de altura geopotencial en 24 horas multiplicada por el cociente entre el seno de la latitud media a la cual se produjo y el seno de -60° , fuese mayor o igual 192 mgp.

La búsqueda se inició a partir de las horas 00 UTC y 12 UTC de todos los días dentro del período 1979 - 1993.

Se consideró que existe un centro de baja presión en escala sinóptica cuando en 1000 hPa:

- los 8 nodos de retícula que rodean a un punto a una distancia media de 5.5° , como indica la figura 1.3, tienen mayor altura geopotencial que el mismo
- cumplimentando la primera condición se exige que los 4 nodos que rodean al punto investigado, a una distancia 2 pasos de retícula (2.25°), también sean mayores (fig. 1.3)
 - que su altura geopotencial sea inferior a los 40 mgp
 - que no esté en la región cordillerana (altura superior a 1500 m).

Para evaluar la caída de geopotencial en un mínimo primero se definió la distancia máxima a la cual se puede desplazar un sistema sinóptico en 24 horas. Esta distancia se fijó en 10^6 m. Se relaciona entonces cada mínimo con los mínimos hallados 24 horas antes, que se encuentren a una distancia menor que 10^6 m y se seleccionan los casos donde el geopotencial disminuyó al menos 192 mgp.

Este método permitió encontrar los ciclones explosivos provenientes de centros baja presión cerrados pero no aquellos provenientes de sistemas de baja presión abiertos (por ejemplo aquellos provenientes de vaguadas). Por lo tanto para no excluir a estos últimos, se utilizó el mismo método pero en este caso comparando a la altura geopotencial del ciclón con la altura geopotencial asociada a los mínimos de vorticidad geostrófica de 24 horas antes.

Posteriormente, se verificó manualmente que los todos los casos cumplieran el criterio adoptado.

En el estudio de la distribución espacial y temporal de los ciclones explosivos en la región, los cálculos de frecuencia se realizaron utilizando cajas de 4.5° de latitud y longitud.

1.5. Referencias

- Bluestein, Howard B. 1992: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II, Oxford University Press. 594 pág.
- Crum, Francis X. and Stevens, D., 1988: A case Study of atmospheric blocking using isentropic analysis. Mon. Wea. Rev., 116, 223-241
- Giralg, Curtis F. 1978: Applied Numerical Analysis. Addison-Wesley Publishing Company
- Lau, K. H. and N. C. Lau 1992, The Energetics and Propagation Dynamics of Tropical Summertime Synoptic-Scale Disturbances Mon. Wea. Rev., 120, 2523-2539.
- Haltiner, G. J., 1971: Numerical Weather Prediction. John Wiley & Sons, Inc., 317 pág.
- Hoskins B. J., M. E. McIntyre and A. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111 877-946.
- Hoskins, B. J., 1990 Theory of extratropical cyclones (Cap. 5). Palmén Memorial Volume (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). Amer. Meteor. Soc. 81-105.
- Hoskins, B. (1997) A potential vorticity view of synoptic development *Meteorol. Appl.* 4, 325-334

- Possia, N., B. Cene y C. Campetella (2003). A Diagnostic Analysis of the Río de la Plata Superstorm of May 2000. *Meteorolog. Appl.* 10, pág. 87-99.
- Sanders, F. y Gyakum, J. R. (1980): Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Tiedtke, M., J. F. Geleyn, A. Hollingsworth y J. F. Louis (1979) Parametrization of sub-grid scale processes. ECMWF, Technical Report 10.

Capítulo 2:

Ciclogénesis Oceánica: Caso de estudio de septiembre de 1979

Resumen

En este Capítulo se estudia una ciclogénesis explosiva que se produjo entre el 13 y 16 de septiembre de 1979. El sistema se inició en el noroeste de la Argentina, pero las etapas de más rápido desarrollo se produjeron sobre el océano. La conjunción entre fuerte advección de vorticidad ciclónica en la troposfera alta interactuando con una zona baroclínica en capas bajas y la liberación de calor latente presente durante todo el proceso, dio lugar a la rápida profundización. En particular, la liberación de calor latente intervino incrementando la vorticidad ciclónica en los niveles inferiores y debilitándola en capas intermedias.

Capítulo 2:

Ciclogénesis Oceánica: Caso de estudio de septiembre de 1979

2.1. Introducción

En este capítulo se estudia la ciclogénesis ocurrida entre los días 13 y 16 de septiembre de 1979. Este sistema tiene su origen en el continente, aproximadamente en 20° S y 65° O, llega al mar frente a la costa brasileño-uruguaya y continua su trayectoria marítima hasta los 50° S aproximadamente. La particularidad de esta ciclogénesis es una rápida profundización en latitudes relativamente bajas. El objetivo de este capítulo es analizar este sistema y buscar las causas que dieron lugar a su rápida profundización.

2.2. La situación sinóptica

La situación aquí estudiada está encuadrada dentro de la definición ciclogénesis explosiva, ya que la máxima caída de presión fue 22 hPa en 24 horas, en la latitud media de 39.25° S, entre las 12 UTC de los días 14 y 15 de septiembre de 1979 (figs. 2.1.b y 2.1.d). Para este período el valor del índice de Sanders y Gyakum (1980) (ISG) es de 1.24. Sin embargo, este proceso comenzó el 14 de septiembre a las 00 UTC (entre el 14 y el 15 de septiembre a las 00 UTC el índice ISG=1.21, figs. 2.1.a y 2.1.c) y por lo tanto se prolongó durante 36 horas. No se puede dejar de mencionar que este caso no es detectado en el estudio de Gan y Rao (1996) quienes con los datos del National Meteorological Center (NMC) y los análisis del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) no encontraron situaciones que cumplieran con el citado criterio, en el período 1979 - 1988.

2.2.1. Análisis de la situación sinóptica

Antes de iniciarse la ciclogénesis que se estudia en este trabajo, la circulación atmosférica en Brasil, Paraguay, Uruguay y el noreste de la Argentina estaba dominada por el anticiclón subtropical del Atlántico. Había flujo del noreste y norte aportando una masa de aire de origen tropical convectivamente inestable.

Esta circulación se limitaba al sudoeste por un sistema frontal asociado a considerable baroclinicidad que se extendía desde el noroeste argentino hacia el sudeste atravesando Uruguay y llegando aproximadamente a 45° S y 45° O.

En 500 hPa, el día 12 de septiembre a las 00 UTC, se encuentra una vaguada norte - sur acercándose a la costa chilena (fig. 2.2.a). Las líneas de temperatura potencial equivalente (θ_e) en 850 hPa (fig. 2.3.a), muestran durante el día 13, una zona baroclínica que se extiende con dirección sudeste desde los 20° S, 62° O a los 50° S, 40° O. Reforzando este gradiente una masa de aire proveniente del territorio brasileño, se desplaza hacia el sur sobre el océano.

Al acercarse la vaguada de niveles medios y altos al sistema baroclínico, se produce sobre Uruguay una onda frontal, que en las primeras horas del día 13 de septiembre, en 1000 hPa (no mostrado) a aproximadamente en 30° S y 54° O. A partir de las 12 UTC, figura 2.4.a, se ve una perturbación ciclónica de 80 mgp en 30° S y 53° O que se desplaza con dirección sudeste según la tendencia de presión de las estaciones de superficie.

El día 14 a las 00 UTC (fig. 2.2.b) la vaguada de altura se ubica en la República Uruguay desplazándose hacia el sudeste y haciéndose cada vez más intensa. En 1000 hPa, el centro ciclónico ya sobre mar (fig. 2.4.b), en

rápido movimiento hacia el sudeste muestra una extraordinaria profundización (40 mgp cada 6 horas).

Boyle y Bosart (1986) encontraron advecciones de temperatura inusualmente grandes en niveles altos, a medida de que el ciclón explosivo se profundiza. La figura 2.5.a muestra, para el día 14 a las 06 UTC, el campo de geopotencial en 250 hPa y el de advección térmica y la figura 2.5.b un corte vertical de temperatura potencial que atraviesa el centro de la vaguada con una inclinación noroeste sudeste (60° O, 25° S; 35° O, 49° S). Combinando los paneles a y b de esta figura, se observa como se produce advección fría corriente arriba (noroeste) del sistema y advección caliente corriente abajo (sudeste) asociada a la caída de la tropopausa.

A las 12 UTC del día 14, en 850 hPa, (fig. 2.3.b) puede verse que la zona baroclínica sigue intensificándose. La angosta lengua de aire cálido y húmedo visible indicaría una corriente en chorro de capas bajas al este del frente frío. Como señalan Roger y Bosart (1985), éste es un entorno favorable para las ciclogénesis explosivas. Entre los 35 y 40° de latitud sur, a las 18 UTC, puede encontrarse un centro cerrado de $\theta_e = 325$ K (fig. 2.3.c). A esta hora, en 500 hPa, hay un centro cerrado de geopotencial de 5480 mgp (fig. 2.2.c).

La máxima profundidad en 1000 hPa se observa el 15 de septiembre a las 12 UTC llegando a -200 mgp (fig. 2.4.d), mientras que en 500 hPa, ésta se produce seis horas mas tarde con 5280 mgp. Es de destacar el área de influencia que alcanza el ciclón, que a esta hora y en este último nivel, es de aproximadamente 2500 km (fig. 2.2.d).

En el estado maduro de esta ciclogénesis se observa, en capas bajas, un centro ciclónico relativamente cálido rodeado de aire más frío. Shapiro y Keyser (1990) describen este fenómeno, llamado seclusión (Bjerkness y Solberg, 1922), a través de un modelo conceptual que describe cuatro fases en la evolución de una onda frontal. Las cuatro fases son: una incipiente on-

da frontal, la fractura frontal, un frente caliente detrás del centro del ciclón combinado con la forma de T del frente y el centro caliente rodeado de aire polar culminando la evolución frontal en la madurez del ciclón. La figura 2.6 muestra los cuatro estados de esta ciclogénesis coincidentes con los propuestos en el esquema de los citados autores.

2.2.2. El viento

Tanto el día 13 como el 14, en 250 hPa, se encuentra una corriente en chorro muy intensa. Ésta supera los 70 m s^{-1} en todas las horas y por momentos llega a 80 m s^{-1} . En la figura 2.7, del día 14 a las 00 UTC, se muestran las isotacas superiores a 30 m s^{-1} y se observa que el máximo de viento tiene una curvatura ciclónica muy pronunciada (25° S y 50° O).

Durante el día 13, el viento en niveles bajos (850 hPa), muestra dos máximos (fig. 2.8.a) que confluyen en una sola corriente sobre el océano. Una de las ramas es procedente del norte de la Argentina con 25 m s^{-1} , la segunda, más débil, proviene del Atlántico con curvatura anticiclónica. Desde las 12 UTC del día 13, figura 2.8.b, se intensifica una circulación desde el sur asociada a un frente frío, que comienza a desplazar el chorro proveniente del continente hacia el este y forma una franja de cortante lateral muy fuerte. Por otro lado, la corriente atlántica se intensifica. Es así, como el día 14 a las 00 UTC, hay viento del sur sobre el continente y una corriente en chorro en capas bajas del norte superior a 20 m s^{-1} sobre el Océano (fig. 2.8.c), llegando a 30 m s^{-1} a las 12 UTC (fig. 2.8.d). Vientos de esta intensidad se mantienen el día 15. No se puede dejar de destacar la intensidad y el giro anticiclónico de la componente ageostrófica del viento, que alcanza a 25 m s^{-1} a las 06 y 12 UTC del día 15 al noroeste del ciclón. (fig. 2.9)

El máximo de viento posicionado hacia el oeste tiene las características de la corriente en chorro de capas bajas Sudamericana. Es decir, es una corriente cálida y húmeda al este de los Andes, con variación diurna

(Saulo et al 2000). El chorro del este, está relacionado con el sistema vertical de convergencia en niveles bajos ($-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, fig. 2.10.a) y divergencia en niveles altos que precede a la vaguada de altura que alcanza a $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (fig. 2.10.b). Esta compensación de masa, muestra sus máximos (convergencia – divergencia) desplazados con la altura hacia el noroeste. Cabe destacar la fuerte vinculación de este proceso con el viento ageostrófico (figs. 2.10.a y 2.10.b). Asociado al ageostrofismo encontrado, al este del máximo de divergencia se encuentran valores del número de Rossby cercanos a 1, que muestra la intervención de procesos de escala subsinópticos.

Si además se asocia a este chorro en capas bajas con líneas de temperatura potencial equivalente de la figura 2.3, se encuentran las advecciones térmicas que favorecen los rápidos desarrollos (Uccellini, 1990).

2.2.3. La vorticidad

Con el fin analizar la estructura tridimensional del sistema, en la figura 2.11 se muestra la posición sucesiva de los máximos de vorticidad ciclónica en los niveles de 300 y 850 hPa. Como puede apreciarse la trayectoria del sistema en la troposfera superior es aproximadamente continua. En tanto, el sistema en capas bajas muestra dos procesos asociados al centro de vorticidad de altura. En el gráfico se une con línea de trazos los sistemas de 850 hPa y altura del proceso que se inicia en primer término y con línea llena delgada los sistemas del proceso que comenzó 12 horas más tarde. La figura 2.12.a, del día 13 a las 12 UTC, muestra un centro de vorticidad ciclónica debilitándose y otro incipiente a unos 800 km al sudeste del anterior. El primero de estos centros está asociado a la baja térmica del noroeste y a la intensificación de la misma, en presencia de una vaguada en niveles altos (Lichtenstein, 1980). En la figura 2.12.b, del día 14 a las 12 UTC, se ve como este centro ciclónico se desplaza hacia el este y luego en presencia de aire frío se debilita (espesores en la fig. 2.4.b), en coincidencia con lo señalado por Lichtenstein (1980).

Con la finalidad de estudiar el segundo proceso de capas bajas, durante el cual se produce el desarrollo explosivo, se realiza un corte vertical de la vorticidad relativa siguiendo la trayectoria del sistema (a lo largo el segmento de la figura 2.11) (fig. 2.13). El día 13 a las 18 UTC se ve un centro de vorticidad ciclónica en la troposfera superior con una intensidad de $-18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ asociado con un incipiente centro en capas bajas. Durante el día 14, la vorticidad ciclónica va creciendo en niveles bajos hasta llegar a $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, con una disminución relativa de esta vorticidad entre 500 y 600 hPa. Posteriormente, el día 15, el centro de capas bajas va creciendo en intensidad y se extiende hacia niveles superiores. Esto hace pensar en un sistema que se retroalimenta. Cabe destacar, cómo varía la inclinación del eje de máxima vorticidad ciclónica a través de estos 3 días. Finalmente, durante el día 16 decae la vorticidad ciclónica con la altura en toda la troposfera (fig. 2.13.a-f).

Una visión más abarcativa de esta característica del eje vertical del sistema, durante el segundo proceso, puede apreciarse en la figura 2.11. En ella se ve cómo cambia la posición relativa entre ambos centros de máxima vorticidad ciclónica, produciéndose una rotación con giro horario entre ambos vórtices, similar a la producida en un par de vórtices de estructura vertical infinita que interactúan entre sí (Brown, 1990).

Es de destacar el aumento de la vorticidad ciclónica en el nivel de 925 hPa que pasa de $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a valores menores que $-27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ entre el 14 y el 15 a las 12 UTC (fig. 2.13.e). Además, se observa que el centro del sistema es cálido hasta 600 hPa y por lo tanto la vorticidad entre estos niveles (925 y 600 hPa), disminuye con la altura.

2.3 ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DINÁMICOS Y TERMODINÁMICOS

2.3.1 Evolución de la vorticidad

Por medio de la evaluación de los términos de la ecuación de vorticidad se busca determinar los procesos que más influyeron en el desarrollo de este sistema.

Al estudiar los campos de advección de vorticidad en 300 hPa se aprecia que éstos son muy intensos a partir del día 13 a las 12 UTC, hasta 12 horas más tarde, con un máximo ciclónico de $-24 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ el día 13 a las 18 UTC (fig. 2.14). Este máximo supera ampliamente (en un orden de magnitud) a los valores típicos de este proceso (Grotjahn, 1996). Luego la advección de vorticidad ciclónica disminuye lentamente a valores que oscilan entre -6 y $-9 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ y aparecen aportes del término divergente al mantenimiento del centro ciclónico.

Retomando al estudio de la vorticidad en niveles bajos (850 hPa), figura 2.12.a y 2.12.b, se ve como el proceso que lleva al desarrollo explosivo, se produce sobre un campo ciclónico en el centro y norte de la Argentina que se conecta con un sistema bien desarrollado en el Atlántico. En el nivel de 850 hPa, la máxima vorticidad ciclónica se produce el 15 a las 06 UTC (fig. 2.15.a) y el proceso de más relevancia es la convergencia en las 12 últimas horas de máximo desarrollo. Los valores del término que involucra a la divergencia son inferiores a $-15 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$, el día 15 a las 00 UTC (fig. 2.15.b).

No se pudo dejar de considerar que este proceso de profundización se produce sobre un campo de vorticidad ciclónica ya existente, como se señaló previamente, hecho que colaboró en la profundidad de este ciclón.

2.3.2 El calor diabático

Uccellini (1990) destaca la importancia del calor latente en las ciclogénesis explosivas, señalando la coincidencia del máximo desarrollo del ciclón en superficie y las fuertes precipitaciones en un área que se extiende desde el noreste al norte y oeste del ciclón.

El calor diabático en esta situación se calcula a través del método de residuos.

$$\frac{\delta Q}{dt} = \frac{C_p T}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V}_H \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (2.1)$$

donde: θ es la temperatura potencial,

\mathbf{V}_H es el viento horizontal,

ω es la velocidad vertical en el sistema isobárico,

C_p es el calor específico a presión constante,

T la temperatura y

$\delta Q / dt$ es el calor diabático.

Los centros más importantes de calor diabático se producen durante el día 14 y las primeras horas del día 15. En 30° S se encuentran por delante del frente frío el día 14 a las 06 y 12 UTC (fig. 2.16.a). A esta última hora se producen las máximas velocidades verticales (ligeramente superiores a 2 Pa s⁻¹ o 0.18 m s⁻¹) en 700 hPa. Los núcleos de calor relacionados con el momento de máxima profundidad del sistema se encuentran en 45° S entre 6 y 18 horas más tarde (14 de septiembre a las 18 UTC y 15 de septiembre a las 06 UTC (fig. 2.16.b)) y si bien tienen la misma fuerza que los anteriores, las velocidades verticales son menos intensas.

Estos máximos de calor debidos en principio al frente frío (en 30° S, el día 14 a las 12 UTC) y al frente cálido (en 45° S, el día 15 a las 06 UTC) implicarían un calentamiento diario de 30° C. Estos valores superan a los encontrados por Liou y Elsberry (1987) (26° C día⁻¹) en la ciclogénesis explosiva de enero de 1979 en el Pacífico Norte, donde estos autores marcan que los valores encontrados fueron los mayores encontrados en estudios previos.

Si bien estos centros de calor diabático en la troposfera media son generalmente debidos a la liberación de calor, se utiliza la siguiente aproximación, con el fin de conocer los valores del mismo.

$$\frac{1}{C_p} \frac{\delta Q_v}{dt} \approx -\frac{L_v}{C_p} \frac{dq}{dt} = -\frac{L_v}{C_p} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}q) - q \nabla \cdot \mathbf{V} \right) \quad (2.2)$$

donde: $\delta Q_v/dt$ es el calor latente liberado,

q es la humedad específica y

L_v el calor latente de evaporación.

Los valores de calor liberado por condensación en 45° S, comienzan a partir del día 14 pero alcanzan su mayor valor el 15 a las 06 UTC. (fig. 2.17). Comparando este proceso con el calor diabático se observa que sus valores difieren poco y que el centro de calor liberado está por debajo que el del calor diabático, probablemente debido al enfriamiento provocado por la lluvia. Liou y Elsberry (1987) señalan que esta liberación de calor es el proceso primario para el mantenimiento de las velocidades verticales.

Los centros de calor diabático en la troposfera media, actúan, a través del gradiente vertical del calor diabático, profundizando el sistema ciclónico en capas bajas, y debilitándolo en altura (Bluestein, 1993). En este caso, la figura 2.16, muestra que la mayor profundización del sistema se produce en la capa 700/900 hPa y el debilitamiento entre 500 y 350 hPa, coincidente con las variaciones de vorticidad de las figuras 2.13.c y 2.13.d.

A través de la ecuación de la tendencia en combinación con la ecuación termodinámica se evalúa cómo el calor diabático actuó en la profundización del sistema:

$$\frac{\partial(z_{p+1} - z_{p-1})}{\partial t} = \frac{R}{g} \int_{p+1}^{p-1} \frac{\partial T}{\partial t} d \ln p \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla T + \omega \left[\frac{RT}{(pC_p)} - \frac{\partial T}{\partial p} \right] + \frac{1}{C_p} \frac{\delta Q}{dt} \quad (2.4)$$

donde los subíndices de la ecuación (2.3) crecen con la altura.

La figura 2.18 muestra la vorticidad y la tendencia de espesor vinculada solamente a los cambios locales de temperatura producidos por el calor diabático (último término de la ecuación 2.4) en 42° S, donde la vorticidad ciclónica alcanza su máximo en capas bajas el día 15 a las 06 UTC. En esta figura se observa una tendencia de espesores positiva, que asociada a la caída de geopotencial en la troposfera media, provoca una mayor profundización en las capas inferiores. Esto es, un aumento de vorticidad ciclónica en capas bajas que disminuye con la altura.

Si bien se ha hecho hincapié en los mayores centros de liberación de calor, este mecanismo de profundización del sistema actuó a lo largo de todo el desarrollo del mismo. En particular, a las 12 UTC del día 14, es singular como en el nivel de 775 hPa se superponen el gradiente vertical de calor diabático y la vorticidad ciclónica (fig. 2.19) con el gradiente de temperatura potencial equivalente en 850 (fig. 2.3). Estos gradientes de calor diabático se encuentran ubicados desde el sudeste al sur y oeste en forma espejada con lo señalado por Uccellini (1990) para los casos del HN.

2.3.3 Los Flujos de Superficie

En la figura 2.16 puede observarse que el calor diabático continúa disminuyendo en la capa 800/900 hPa, lo cual indicaría que el calor diabático no proviene de la superficie del mar. Debido a las controversias sobre el papel de los flujos termodinámicos de la superficie del mar sobre las ciclogénesis (Neiman y Shapiro, 1993, Uccellini, 1990), se utilizaron los flujos de calor latente y sensible de los reanálisis del ECMWF, para analizar la influencia de los mismos en la presente situación. Cabe señalar que, en este conjunto de datos, los flujos hacia la superficie son positivos y negativos los que dan una

ganancia de calor a la atmósfera (Tiedtke y otros, 1979) en forma opuesta a lo considerado por los trabajos anteriormente citados en esta sección y otros como Bosart y Lin (1984). Debido a que en este trabajo se estudian los procesos dentro de la atmósfera, se consideran los resultados de ganancia o pérdida de calor en función de este último sistema. En las 36 horas durante las cuales se produjo el desarrollo explosivo ambos flujos de calor fueron predominantemente negativos (es decir transferencia de calor a la atmósfera) sobre el noroeste y oeste del ciclón. El flujo de calor latente fue más intenso que el correspondiente al flujo de calor sensible y la máxima entrega de calor de parte de cada uno de ellos se da en tiempos distintos.

Los flujos de calor sensible están dirigidos hacia la superficie del mar sólo en el sector este del sistema y se incrementan hasta las 18 UTC del día 15, pasado el período explosivo. La figura 2.20.a muestra a dichos flujos en el momento de máxima profundidad del ciclón (día 15 a las 12 UTC).

En cuanto a los flujos de calor latente provenientes de mar, Neiman y Shapiro (1993) encontraron flujos máximos de 1900 W m^{-2} en una ciclogénesis explosiva de enero de 1989 en la región de la corriente del Golfo. Si bien estos autores señalan que los valores que ellos encontraron son de extraordinaria magnitud, los valores señalados por Bosart y Lin (1984) para la "Tormenta del día del Presidente", se encuentran entre 800 y 1200 W m^{-2} . La figura 2.20.b muestra los valores correspondientes a los flujos de calor latente para las 00 UTC del día 15, donde se produce una ganancia de calor de 400 W m^{-2} sobre la región del ciclón. Como puede verse hay incursión de flujos hacia la superficie por el sudeste que, 12 horas más tarde alcanza con valor nulo, el centro del sistema.

La suma de los flujos de calor sensible y latente hacia la atmósfera, durante el día 15, roza un valor de 450 W m^{-2} sobre el aire frío. Si se asume que estos flujos disminuyen con la altura linealmente hasta 850 hPa (Bluestein, 1992) la transferencia de calor provoca una variación local de la tempe-

ratura de aproximadamente $3 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ es decir menos de un tercio del calor liberado en el mismo período.

2.4 Conclusiones del capítulo

La ciclogénesis comenzó del lado polar de una intensa corriente en chorro cuando se produjo una fuerte advección de vorticidad ciclónica en la troposfera superior interactuando con un frente preexistente en superficie. Debido a un chorro en capas bajas hubo una intensa advección de aire caliente desde el Brasil hacia el mar, que contribuyó a reforzar el frente mencionado previamente.

Este sistema que se generó en el continente, tuvo su etapa de desarrollo explosivo durante 36 horas sobre el mar.

Entre las características destacables del mismo pueden citarse: el sistema vertical de divergencia – convergencia bien definido, la disminución de la vorticidad relativa con la altura entre los 900 y 600 hPa y el centro caliente del ciclón asociado al proceso de seclución.

Cuando el sistema llegó a su madurez, se observan en la vertical del mismo dos máximos de vorticidad ciclónica, uno en la troposfera baja y otro en capas altas. Acompañando al sistema, el centro caliente se inclinó al oeste con la altura.

Como responsable del centro caliente, surgió la liberación de calor latente que actuó durante todo el proceso, ya que de acuerdo al conjunto de datos utilizados, se determinó que el calor diabático que proviene del mar es un tercio del calor liberado en la condensación.

La masa de aire cálido y húmedo de superficie asociada con velocidades verticales ascendentes intensas produjeron gran liberación de calor

por condensación. Así que el centro de calor diabático en la troposfera media actuó principalmente incrementando la vorticidad en los niveles inferiores pero sin debilitar los procesos baroclínicos de la troposfera superior y baja estratosfera. La conjunción de ambos procesos dieron lugar a la rápida profundización del ciclón en capas bajas.

2.5 Referencias

- Bjerknness J. y H. Solberg (1922): Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. Geofys. Publ. 3, N° 1, 1-18.
- Bluestein, Howard B. (1992): Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II, Oxford University Press. 594 pág.
- Bosart L. F. y S. C. Lin (1984): A diagnostic analysis of the Presidents' day Storm of February 1979. Mon. Wea. Rev., 112, 2148 -2177.
- Boyle J. S. y L. F. Bosart (1986): Cyclone – anticyclone couplets over North America. Part II: Analysis of the major cyclone event over east the Eastern United States. Mon. Wea. Rev., 114, 2432 -2465.
- Brown, R. A. (1990). Fluid Mechanics of the Atmosphere. International Geoph. Series, 47: 489 pág.
- Gan, M. A. & V. B. Rao, V. B. (1996). Case studies of cyclogenesis over South America. Meteorolog. Appl., 3: 359-368.
- Grotjahn, R.(1996). Vorticity equation terms for extratropical cyclones. Mon. Wea. Rev. 124: 2843-2858.
- Lichtenstein, Erich (1980). La Depresión del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral. UBA. Pp. 223.

- Liou C. S. y R. L. Elsberry (1987): Heat budgets of analyses and forecasts of an explosively deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1809-1824.
- Neiman, Paul J. y M. A. Shapiro (1993) The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part I: Frontal Cyclone Evolution and Thermodynamic Air–Sea Interaction.
- Rogers, E. y L. F. Bosart (1985) An Investigation of Explosively Deepening Oceanic Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 702 – 718.
- Sanders F. y J. R. Gyakum (1980) Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Saulo, A. C., M. Nicolini and S. C. Chou, (2000) Model characterization of the South American low - level flow during the 1997 –1998 spring – summer season *Climate Dynamics*, 16, 867 881.
- Shapiro M. y Keyser D. (1990): Front jet streams, and tropopause. *Extratropical Cyclones (Chap.10)*. Palmén Memorial Volume (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). *Amer. Meteor. Soc.* 167-191.
- Tiedtke, M., J. F. Geleyn, A. Hollingsworth y J. F. Louis (1979) Parameterization of sub-grid scale processes. ECMWF, Technical Report 10.
- Uccellini L. (1990): Processes contributing to the rapid development of extratropical Cyclones (Chap. 6). *Palmén Memorial Volume* (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). *Amer. Meteor. Soc.* 81-105.

Capítulo 3:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989. Parte a: Génesis y desarrollo.

Resumen

En este Capítulo se realiza un estudio analítico de una ciclogénesis explosiva ocurrida entre el 11 y 12 de noviembre de 1989, en el noreste de la Argentina. A través de los datos provenientes de los análisis del ECMWF, se evalúan los términos de las ecuaciones que gobiernan el movimiento atmosférico, para establecer los mecanismos detonantes de la misma.

Esta ciclogénesis comienza con procesos de altura clásicos tales como la advección de vorticidad y divergencia. A los mismos, se asocian rápidamente los procesos diabáticos, creando fuerte vorticidad potencial ciclónica en niveles bajos y destruyendo la misma en niveles altos. El gran desarrollo se produce cuando la vorticidad ciclónica en altura permanece a pesar de los mecanismos que la debilitan.

Capítulo 3:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989.

Parte a: Génesis y desarrollo

3.1. Introducción

Gyakun y Baker (1988) y Ruscher y Condo (1996 a) afirman que las ciclogénesis explosivas sobre terreno son un fenómeno “raro” y debido a su escasa frecuencia existen pocos trabajos al respecto. Los escasos casos de estudio coinciden en que, en estas ciclogénesis, los procesos baroclínicos actúan en la evolución inicial, mientras que el calor diabático acelera el desarrollo en la baja troposfera (Salmon y Smith, 1980 y Fosdick y Smith, 1991).

Para este estudio se eligió una ciclogénesis intensa ocurrida sobre el continente entre 11 y 12 de noviembre de 1989, que se caracterizó por una profundización extraordinariamente rápida, en el noreste de Argentina. La misma ha sido previamente estudiada en otros trabajos debido a su intensidad, rápido desarrollo y las pérdidas económicas que produjo. Gordillo y otros (1991) estudian, a partir de técnicas de sencillas, la previsión a corto plazo del temporal de viento del sector sudeste sobre el Río de la Plata. Por otro lado, Seluchi y Saulo (1998), utilizan un modelo regional para analizar los procesos físicos responsables de este desarrollo y concluyen que los procesos diabáticos fueron un factor importante en la rápida profundización del sistema.

El objetivo de este capítulo es estudiar el desarrollo de esta ciclogénesis explosiva y los mecanismos que la hicieron posible. A este efecto, se evalúan los términos de las ecuaciones que gobiernan el movimiento atmosférico y se determina la importancia relativa de cada uno de ellos, en los distintos niveles de la atmósfera.

3.2. La situación sinóptica

La ciclogénesis estudiada ocurrió sobre una zona frontal situada al noreste del Río de la Plata. Se inició entre las 12 y las 18 UTC del día 11 de noviembre y alcanzó su máxima profundidad el día 12 a las 18 UTC. Como señalan Seluchi y Saulo (1998) puede ser considerada como una ciclogénesis explosiva ya que la presión disminuyó 26 hPa en las 24 horas posteriores a las 12 UTC del día 11 de noviembre. Si bien se dan caídas de presión mucho más intensas que la ocurrida en este caso, hay que tener en cuenta la latitud a la cual ésta se produjo, es decir alrededor de 32.5° S.

3.2.1. Descripción de la situación meteorológica

En la figura 3.1 se muestran los campos de altura geopotencial de 1000 hPa y los espesores 1000/500 para los días 11 y 12 de noviembre de 1989. El día 10 de noviembre a las 12 UTC se observa una onda de espesores de 25° de longitud, con una lengua fría sobre la costa del Pacífico y espesores mayores sobre el continente, situación favorable para una ciclogénesis en el noreste de la Argentina (Seluchi, 1995). En el centro de la Argentina las estaciones meteorológicas informan cumulonimbus y tormentas eléctricas. La zona patagónica se encuentra bajo una intensa advección de aire frío y la influencia de una vaguada que culmina en un centro cerrado al norte de las islas Malvinas.

Luego de 24 horas, figura 3.1.a, un sistema de alta presión comienza a penetrar en el sur del continente. La región del Río de la Plata se encuentra dominada por altos espesores, mientras que al oeste de la Argentina éstos han disminuido. A las 00 UTC del día 12, figura 3.1.b, hay una baja cerrada sobre el Uruguay con vientos de 35 nudos en los alrededores. Si bien al comenzar el sistema ciclónico lo hizo sobre un campo baroclínico, es notable la intensificación del mismo al sudoeste del centro, así como la penetración de espesores típicos de aire tropical hacia el mismo centro. En la figura 3.1.c se observa como un anticiclón formado en horas previas sobre la Patagonia ya se encuentra sobre la costa atlántica y el centro de baja presión se ha intensificado notablemente.

A esta hora (06 UTC), la tendencia trihoraria en el centro de baja presión, alcanza a -4.9 hPa y los vientos en la costa uruguaya llegan a 40 nudos. Seguidamente el sistema de baja presión se elonga hacia el este y continua profundizándose, el anticiclón avanza sobre la costa atlántica y los vientos se incrementan sobre el Río de la Plata. (fig. 3.1.d).

No se pueden dejar de mencionar las intensas precipitaciones ocurridas sobre el este de Argentina y Uruguay. Entre el 11 y 12 de noviembre a las 12 UTC los valores registrados en una zona coincidente con la de máxima profundización del sistema, superan los 100 mm, lo que implica una liberación de energía calórica superior a $2.5 \times 10^8 \text{ J m}^{-2}$.

Para el análisis de la situación sinóptica en los niveles bajos, en particular en 850 hPa, se calculan los campos de temperatura potencial equivalente (θ_e) con la ecuación sugerida por Bolton (1980). El 10 de noviembre a las 00 UTC hay 2 zonas de fuerte gradiente de θ_e , una sobre sur de la Patagonia y otra más intensa en el centro norte de la Argentina y Uruguay con altas temperaturas potenciales penetrando hacia el sur en el noroeste argentino. El día 12 a las 06 UTC, figura 3.2, el aire identificado con la temperatura potencial equivalente de 345 K se desplazó desde el Paraguay hasta el Uruguay, llegando al mismo centro del ciclón. Además, se distingue

claramente la entrada desde el sur de aire potencialmente más frío sobre el Río de la Plata, dando lugar a una zona fuerte gradiente de θ_e .

La figura 3.3.a muestra los campos de geopotencial y temperatura del día 10 de noviembre a las 00 UTC, en 500 hPa. En ella se observa una vaguada a 80° W entre 35° y 60° S. El día 11 a las 00 UTC (fig. 3.3.b), la parte sur de la vaguada se encuentra entre los 60° y 55° W, en tanto que la parte norte aún no penetró en el continente. Doce horas más tarde, (fig. 3.3.c), todo el sistema ya se encuentra sobre el continente con la onda de temperatura retrasada con respecto al geopotencial. En las siguientes 18 horas la vaguada se traslada hacia el este sin grandes cambios (figs. 3.3.c, 3.3.d y 3.3.e) pero, entre las 06 y las 12 UTC (figs. 3.3.d y 3.3.e), su profundización es aproximadamente 80 mgp. A las 12 UTC (fig. 3.3.f) hay un centro cerrado sobre el Uruguay que se extiende desde superficie hasta 300 hPa y que continúa su profundización hasta las 18 UTC. De allí en más el sistema comienza a debilitarse continuando con su desplazamiento hacia el este con una pequeña componente del norte.

En 300 hPa el comportamiento del sistema es similar al de 500 hPa, como muestra, por ejemplo, la figura 3.4.a en el campo de vorticidad relativa para día 11 de noviembre las 06 UTC. El día 12 comienza un proceso de elongación hacia el este, asociado al centro cerrado de baja presión al cual se hizo referencia en el párrafo anterior (fig. 3.4.b). Los campos de divergencia en 300 hPa se intensifican en $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ de las 00 a las 06 UTC, momento en el que alcanza su valor máximo $11 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (fig. 3.5.a). Es interesante comparar esta variación con la evolución la velocidad vertical que también incrementa su valor en estas 6 horas de 1 Pa s^{-1} a su mayor intensidad de 3 Pa s^{-1} (fig. 3.6). Cabe destacar, otra característica de los ciclones explosivos (Macdonald y Reiter, 1988) que es lo bien definido que se encuentra el nivel de no divergencia (fig 3.5.b) y su asociación con el gradiente de velocidades verticales que se observa en la fig. 3.6.

La figura 3.7 muestra el módulo de la velocidad en 300 hPa, a las 12 UTC del día 11 y se observa la penetración de una corriente en chorro desde el océano Pacífico al oeste de la ciclogénesis y la salida de otra hacia el Atlántico.

A través de un corte vertical de la temperatura potencial, en la latitud de la ciclogénesis (32.5° S) a las 06 UTC del 12 noviembre, puede verse que este sistema situado en 56° W, tiene centro caliente y por lo tanto el hundimiento de la tropopausa es inferior a los 50 hPa (fig. 3.8).

3.3. Análisis de los factores de la ciclogénesis

Con el objetivo de evaluar que proceso tuvo preponderancia en cada uno de los estados de la ciclogénesis, se calcularon los términos de la ecuación de vorticidad, de la termodinámica y finalmente, como una síntesis de las mismas, la evolución de la vorticidad potencial.

3.3.1 Factores dinámicos

A fin de identificar la iniciación de la perturbación se realizaron diagramas de Hövmöller para los niveles de 1000, 850, 700 500 y 300 hPa. La figura 3.9 en sus distintos paneles muestra estos diagramas de la vorticidad relativa en 32.5° S. De la comparación de los mismos se encuentra que la perturbación ciclónica comienza en niveles altos, el día 10 aproximadamente a las 06 UTC mientras que en el resto de los niveles la primera línea negativa se la encuentra 12 horas más tarde. Los campos de vorticidad más débiles se encuentran en 500 hPa, aumentando su intensidad significativamente a medida que se desciende hacia el nivel de 850 hPa. Este hecho es propio de los sistemas ciclónicos de centro caliente y en este caso el mayor aumento de espesor se produce entre 850 y 700 hPa. Por debajo de 850 hPa, la vorticidad nuevamente se debilita. En los niveles de 850, 700 y 300

hPa, dentro de la perturbación ciclónica pueden identificarse dos centros en que el sistema se desarrolla rápidamente.

Para identificar los procesos dinámicos que desencadenaron la situación en estudio se utiliza la ecuación de evolución temporal de la vorticidad relativa:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \mathbf{k} \cdot (\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial p}) - (\zeta + f) \nabla \cdot \mathbf{V}_H - \beta v \quad (3.1)$$

donde: ζ es la componente vertical de la vorticidad relativa,

\mathbf{V}_H el viento horizontal,

∇ el operador diferencial nabla a presión constante,

\mathbf{k} el versor vertical,

ω la velocidad vertical en el sistema isobárico,

f el parámetro de Coriolis,

β el parámetro Rossby y

v la componente meridional del viento.

Se evalúa cada uno de los términos del miembro derecho de la ecuación (3.1), para los niveles de presión del ECMWF. Los gráficos que se muestran a continuación representan los resultados obtenidos, incluyendo para cada término, el signo negativo que los precede.

Para complementar la figura 3.9, se muestran los diagramas de Hövmöller de $\partial \zeta / \partial t$ en 32.5° S (fig. 3.10), donde se han sombreado los contornos inferiores a $-3 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$. Esta figura identifica donde y cuando la perturbación ciclónica se hace más intensa y permite relacionar esta intensificación con las causas de la misma.

Tanto en 300 como en 850 hPa las primeras intensificaciones ciclónicas notables tienen su centro el día 11 a las 00 UTC. En 300 hPa, hay

tres centros interés, relacionados con la perturbación ciclónica de la figura 3.9, ya que éstos son previos al momento de máximo desarrollo del sistema. Se encuentran centrados en 70° W el 11 a las 00 UTC, el segundo en 65° W a las 12 UTC del mismo día 11 y por último en 58° W el día 12 a las 00 UTC. Los términos más importantes relacionados con estos centros se muestran en las figuras 3.11 y 3.12.

En la figura 3.11 se pueden observar los campos de advección horizontal de vorticidad relativa en el nivel de 300 hPa. El día 11 a las 12 UTC sobre el centro este de la Argentina hay un centro de advección de vorticidad ciclónica de $-8 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (fig. 3.11.a) y el 12 a las 00 UTC, la advección ciclónica se ha intensificado, extendido y desplazado hacia el noreste (fig. 3.11.b). En las horas subsiguientes, coincidentes con el máximo desarrollo del sistema, este centro se debilita.

La figura 3.12 ejemplifica algunos resultados del término de la divergencia (ecuación 3.1) para el nivel de 300 hPa. El 11 a las 06 UTC el valor del término de la divergencia ya alcanza a $5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (fig. 3.12.a), que luego se debilita y se rehace el día 12 a las 00 UTC. A las 06 UTC (fig. 3.12.c) este término alcanza un valor de $12 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$. En las 12 horas subsiguientes el centro positivo pierde potencia paulatinamente y se encuentra rodeado por valores negativos.

Cabe destacar, que en el momento de máximo desarrollo del sistema en niveles bajos, la profundización de la perturbación ciclónica en altura se interrumpe (fig. 3.9.e) y esto se corresponde, como era de esperar, con un aumento de la vorticidad anticiclónica, como se observa en la figura 3.10. La causa de este cambio en la tendencia de la vorticidad esta asociada con el efecto de la divergencia (fig. 3.5 y 3.12.c).

Volviendo a la figura 3.9, en el nivel de 850 hPa se da la mayor profundización alcanzando un valor de vorticidad relativa inferior a $-24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Pero las primeras intensificaciones ciclónicas notables, que conducen a

esta extraordinaria profundización, comienzan con un centro el día 11 a las 00 UTC en 68° W y continúan con otro centro de mayor intensidad a las 06 UTC en 62.5° W. Tanto en los centros del día 11 como en los del 12 (ubicados en 55° W a las 00 UTC y 50° W a las 06 UTC) el término de la divergencia es el determinante de los mismos. Como ejemplo la figura 3.13 muestra los valores de este término para la 06 UTC de los días 11 y 12 donde el mismo juega un papel casi exclusivo en el desarrollo del sistema con valores de $-15 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ y $-21 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$. A las 06 UTC del día 12, el término de convergencia sigue siendo importante también 700 hPa, aunque disminuye a $-7 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$. A estos centros de convergencia tan pronunciados, no pueden dejar de asociarse las fuertes velocidades verticales que pueden apreciarse en la figura 3.6.

Por otro lado, si se relacionan estas fuertes velocidades verticales (fig. 3.6) y la gran profundización ciclónica en el nivel de 850 hPa (fig. 3.9), se encuentra en 700 hPa valores de advección vertical de vorticidad que alcanzan a $-14 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ el día 12 a las 06 UTC (fig. 3.14). Esto contribuye en un 78% a la profundización del sistema en este nivel. En las horas subsiguientes (12 y 18 UTC), este término continúa aportando el 50%, aproximadamente, a la caída de vorticidad. El valor máximo excede en un orden de magnitud a los encontrados por Grotjahn (1996) en su composición de 15 ciclones.

Este sistema comienza como se dijo anteriormente en altura (300 hPa) pero las grandes profundizaciones se producen tanto en niveles altos como en la baja troposfera casi simultáneamente. En 300 hPa actúan, principalmente, el término de advección horizontal de vorticidad ciclónica y en menor medida la divergencia, mientras que en 850 hPa resulta fundamental la convergencia. En 700 hPa, si bien actúa este último efecto, es notorio el papel que desempeña la advección vertical de vorticidad.

3.3.2 Factores termodinámicos

3.3.2.1 El calor diabático

Los efectos del calentamiento diabático se evaluaron de la ecuación termodinámica expresada en función de la temperatura potencial (θ):

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + \mathbf{V}_H \cdot \nabla\theta + \omega \frac{\partial\theta}{\partial p} = \frac{\theta}{C_p T} \frac{\delta Q}{dt} \quad (3.2)$$

donde: C_p es el calor específico del aire seco a presión constante y δQ un diferencial de calor no exacto.

En los distintos paneles de la figura 3.15 se puede observar la evolución de la derivada individual de θ en 500 hPa, que es donde alcanza sus mayores valores. En la secuencia se ve que, ya a las 06 UTC del día 11 (fig. 3.15.a), hay centros muy importantes de calentamiento diabático, $10 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, aunque el máximo se alcanza el 12 de noviembre a las 06 UTC con un valor de $16 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ (fig. 3.15.c). Estas magnitudes, según Bluestein (1992), deben estar asociadas con movimientos cuya escala espacial y temporal es más pequeña que la escala sinóptica. En los campos de calor diabático existe la misma particularidad que en otras variables, a las 06 UTC del día 12 estas maximizan y partir de las 12 UTC se elongan y se dividen formando 2 centros. En la vertical la liberación de calor abarca toda la troposfera con máximos que van de 10 a $16 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ en la mayoría de las horas (fig. 3.16), decayendo solamente el 11 a las 18 UTC y 12 a las 00UTC. Cabe destacar que, a las 06 UTC de los días 11 y 12 se dan las mayores profundizaciones en este sistema ciclónico.

Al analizar el calor diabático surge la pregunta: ¿es solamente una diferencia de intensidad la que existe entre los momentos de máxima liberación de calor, a las 06 UTC de los días 11 y 12, para que se produzca la ciclogénesis explosiva?

3.3.2.2 El calor latente

Con el fin de conocer los valores del calor latente liberado durante la condensación se utiliza la aproximación:

$$\frac{1}{C_p} \frac{dQ_v}{dt} \approx -\frac{L_v}{C_p} \frac{dq}{dt} = -\frac{L_v}{C_p} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}q) - q\nabla \cdot \mathbf{V} \right) \quad (3.3)$$

donde: Q_v es el calor latente liberado,

q es la humedad específica y

L_v el calor latente de evaporación.

Los resultados muestran que esta liberación de calor tiene un papel predominante en el calor diabático total. Al estudiar la convergencia del flujo de humedad específica se encuentran valores de $-12 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$ y $-18 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$ a las 06 UTC de los días 11 y 12 respectivamente, en 850 hPa (fig. 3.17). Además, a las 06 UTC del día 11 como así también a las 06 y 12 del día 12 el valor del calor latente liberado supera al calor diabático total. La figura 3.18 muestra para un punto en 32.5° S y 56° W la distribución vertical de estas variables para el día 12 a las 06 UTC. Esta diferencia entre ambos calores, en la capa 500/700 hPa, podría deberse al calor absorbido por la fusión en los niveles por debajo de la isoterma de 0° C y por evaporación debajo de la base de las nubes. Este resultado es coincidente con la formulación de Lau y Lau (1992) quienes muestran que las perturbaciones de calor latente exceden ampliamente a las de calor diabático.

En la figura 3.9, resalta el aumento de la vorticidad ciclónica en 850 hPa y, como se dijo anteriormente, el debilitamiento de la misma hacia niveles superiores e inferiores de la atmósfera. Esto tiene como consecuencia el aumento de espesor de la capa 850/700 hPa. La diferencia de vorticidad entre dichos niveles del centro ciclónico del día 12 duplica a la del 11 (fig.

3.9.b y 3.9.c). Para investigar las causas del notable aumento de espesor que se produce a las 06 UTC en el centro del sistema, se comparan los distintos términos que dan la variación local de la temperatura a través de la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla T + \omega \left(\frac{1}{C_p} \frac{RT}{p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{1}{C_p} \frac{\delta Q}{dt} \quad (3.4)$$

donde R es la constante para el aire seco.

Los cambios de temperatura debidos a la advección térmica horizontal implican un aporte de $1.5 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, tanto en los niveles de 850 como en 700 hPa (fig. 3.19). Si se calculan los efectos producidos por la diferencia entre el trabajo adiabático y la advección vertical de temperatura, se observa, figura 3.20, que este término actúa disminuyendo localmente la temperatura en los mismos niveles y que su intensidad crece notablemente con la altura (de $3 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ a $13 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$). Finalmente, para cerrar la comparación entre los términos de la Ecuación 3.4, la figura 3.21 muestra el calor diabático en 850 y 700 hPa.

En 850 hPa el saldo de los tres términos a las 06 UTC en el centro del sistema implica una variación local de la temperatura de $5 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, mientras que en 700 hPa debido a que hay una mayor compensación entre el calor diabático y término de estabilidad, la variación local de temperatura es de $2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$.

3.4. Comportamiento de la vorticidad potencial

Como es bien sabido, la vorticidad potencial (P) es una herramienta de gran utilidad debido a que combina los elementos dinámicos y termodinámicos de un sistema. Por lo tanto, para tener una idea de qué magnitud es la influencia de la liberación de calor en la situación estudiada, se compa-

ran los términos que involucran a la derivada individual de θ , con las advecciones horizontales de vorticidad potencial, que están asociadas con el hecho de la conservación P en un proceso adiabático seco. Por lo tanto, se despliega la ecuación en función de los cambios producidos en cada punto sin considerar los efectos de fricción (Bluestein 1992, Capítulo 1, sección 1.1):

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla_{\theta} P - \left(\frac{d\theta}{dt}\right) \frac{\partial P}{\partial \theta} + P \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{d\theta}{dt}\right) + \frac{1}{\sigma} \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \theta} \times \nabla \left(\frac{d\theta}{dt}\right) \quad (3.5)$$

donde: $P = -g (\zeta_{\theta} + f) \partial \theta / \partial p$ es la vorticidad potencial,

g la gravedad,

ζ_{θ} la componente vertical de la vorticidad relativa en coordenadas isentrópicas,

$\sigma = -1/g (\partial p / \partial \theta)$

\mathbf{k} el versor vertical y

$\frac{d\theta}{dt}$ es la velocidad vertical en el sistema isentrópico.

En niveles bajos (305 K) se encuentra la preponderancia del término diabático tanto para el día 11 como para el 12 a las 06 UTC. Volviendo a la figura 3.18, éste está contribuyendo fuertemente por debajo de 700 hPa, con vorticidad ciclónica, mientras que en niveles altos, su acción es la inversa. Es así que el día 12 (fig. 3.22), el término diabático produce una disminución de P de -11×10^{-5} UPV s^{-1} en el nivel de 305 K mientras que el resto de los términos son al menos cuatro veces menores. Si bien el día 11 el término diabático es de -5×10^{-5} UPV s^{-1} su relación con los otros términos es semejante al día 12.

En altura, los campos presentan características distintas, el término diabático continúa teniendo un valor significativo, pero el resto de los términos contribuye a la par. El día 12, en 330 K, la región de la ciclogénesis tiene aportes para el incremento de la vorticidad potencial anticiclónica de los

términos diabático, advección vertical de vorticidad potencial y tubos de vórtice, mientras que la advección horizontal aporta con vorticidad ciclónica (fig. 3.23). Como resultado neto se observa la destrucción de vorticidad ciclónica en altura.

El día 11 (no se muestra), el término diabático maximiza en 325 K destruyendo vorticidad potencial ciclónica, mientras que, la advección vertical colabora con vorticidad potencial ciclónica y el aporte de los otros términos es aproximadamente nulo. En 330 K, los términos relacionados con el calor diabático han disminuido y la advección horizontal aporta anticiclónicamente al oeste del sistema y ciclónicamente al este.

De acuerdo a estos últimos párrafos, los aportes anticiclónicos que se producen en altura debido al calor diabático, necesitan un campo de vorticidad ciclónica suficientemente intenso como para preservar esa condición ciclónica. La figura 3.24 muestra los campos de vorticidad potencial para 330 K a las 06 UTC de los días 11 y 12 de noviembre. En ellas queda claro que el día 11 la vorticidad potencial ciclónica en la zona de liberación de calor queda totalmente destruida por este mecanismo. El día 12 a pesar de que los mecanismos diabáticos son más intensos la vorticidad potencial continúa siendo ciclónica.

3.5. Conclusiones del capítulo

De acuerdo a los análisis realizados la perturbación ciclónica comienza el día 10 de noviembre a las 06 UTC en niveles altos, encontrándola 12 horas más tarde en los demás niveles. En 300 hPa el proceso comienza con advección de vorticidad ciclónica durante el día 11, para luego tomar mayor importancia el término divergente asociado con el desarrollo en los demás niveles. Uno de los factores que condujeron a la rápida profundización a las 06 UTC del día 12 fue la fuerte divergencia en la troposfera superior, que no estuvo presente el día 11.

Este sistema está dominado de procesos diabáticos que comienzan a partir del día 11, con valores de escalas menores que los correspondientes a la sinóptica.

El nivel de mayor profundización es 850 hPa relacionado a un fuerte campo de convergencia. Esto está íntimamente ligado con un ascenso intenso, que asociado a la advección de aire cálido y húmedo desde el noreste hacia el centro del ciclón, produce condensación y liberación de calor latente y un espesor 850/700 hPa típico de un ciclón caliente. De acuerdo con el trabajo de Sanders y Gyakum (1980) la fuente de energía de los sistemas de rápido desarrollo está en superficie, pero en el caso que nos ocupa la fuente de energía no proviene directamente de superficie debido a que ésta se encuentra con temperaturas relativamente bajas en el lugar de la ciclogénesis.

El aumento de espesor producido por la liberación de calor combinado con los campos de vorticidad relativa en altura, provocaron que el día 12 el sistema se profundizara hacia las capas bajas, mientras que el día 11 el aumento de espesor se distribuyó entre los niveles altos y bajos de la atmósfera.

A través de la vorticidad potencial se comprueba que el término diabático en niveles bajos es el impulsor del rápido desarrollo y la profundidad de esta ciclogénesis, pero sin lugar a dudas éste debe estar acompañado en altura por un sistema ciclónico que contrarreste los efectos anticiclónicos provocados por el calor diabático en estos niveles. La liberación de calor latente ha sido el proceso físico más importante en esta ciclogénesis explosiva.

3.7. Referencias

- Bluestein, Howard B., 1992: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II, Oxford University Press. 593 pág.
- Bolton, David, 1980: The computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1046-1953.
- Fosdick, E. K. y P. J. Smith (1991): Latent Heat Release in an Extratropical Cyclone that Developed Explosively over the Southeastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2, 193–207.
- Grotjahn, Richard, 1996: Vorticity Equation Terms for Extratropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2843-2858.
- Gordillo S.B., Belohlavek A. F., García M. J. y Saluzzi M. E., 1991: Estudio retrospectivo de una rápida y severa ciclogénesis que produjo cuantiosos daños socioeconómicos en la zona ribereña del Río de la Plata. *Anales del CONGREGMET VI*, pag 121-122.
- Gyakum, John R., Barker, Earl S., 1988: A Case Study of Explosive Sub-synoptic-Scale Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*. Vol. 116, No. 11, pp. 2225–2253.
- Lau, K. H. and N. C. Lau, 1992: The Energetics and Propagation Dynamics of Tropical Summertime Synoptic-Scale Disturbances *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2523-2539.
- Macdonald, Bruce C. y Reiter, Elmar R., 1988: Explosive Cyclogenesis over the Eastern United States. *Monthly Weather Review*. Vol. 116, No. 8, pp. 1568–1586.
- Ruscher, P. H. and T. P. Condo, 1996 a. Development of Rapidly Deepening Extratropical Cyclone over Land. Part I: Kinematic Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1609-1632

- Salmon, Ellen M., Smith, Phillip J., 1980: Focus on Forecasting: A Synoptic Analysis of the 25–26 January 1978 Blizzard Cyclone in the Central United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 61, No. 5, pp. 453–453
- Sanders F. y Gyakum J. R. (1980) Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Seluchi M., 1995: Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, Vol. 34, N 2, pp.171-186
- Seluchi M. y Saulo A., 1998: Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a limited area model. *Australian Magazine*, Vol. 47, N° 4, 309-320.

Capítulo 4:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989.

Parte b: Intervención de las componentes ageostróficas.

Resumen

En este capítulo se evalúa el viento ageostrófico y sus componentes, de acuerdo con su origen físico, en los distintos estados de la ciclogénesis explosiva ocurrida sobre el continente. Los resultados encontrados superan ampliamente a los valores estadísticos. El rol del viento ageostrófico en el desarrollo de esta ciclogénesis, está en determinar los campos de divergencias y convergencias. A la hora de máxima profundización del sistema, en 300 hPa, todas las componentes aportan al campo divergente, mientras que en 850 hPa, la componente de la variación local de las velocidades es la responsable de la convergencia. La componente ageostrófica correspondiente a la advección vertical del viento, usualmente no considerada, tiene el mismo orden de magnitud del viento. Actúa en regiones muy reducidas y no sólo el día de la ciclogénesis sino también los días previos. Esta componente interviene en la verticalización del sistema.

Capítulo 4:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989. Parte b: Intervención de las componentes ageostróficas.

4.1. Introducción

En la última década, a partir de la posibilidad de contar con más y mejor información meteorológica a través de los grandes centros de pronóstico, han surgido trabajos retomando la validez de la aproximación geostrófica y evaluando por medio de su apartamiento del viento horizontal cuáles son los efectos no incluidos al usar dicha aproximación.

Lim y otros (1991) utilizando los análisis del NMC (National Meteorological Center) para nueve inviernos, realizan un estudio estadístico de la relación existente entre el viento ageostrófico y el geopotencial en las ondas baroclínicas. Ellos encuentran que los vientos ageostróficos en 850 hPa están dominados por una componente meridional y en niveles altos por componente zonal. Esto produce convergencia horizontal al este de las cuñas en 300 hPa, como así también convergencias al este de las vaguadas en el nivel de 850 hPa. Además, los módulos máximos de los apartamientos ageostróficos son de 3 a 4 m s⁻¹, lo que representa aproximadamente 1/10 de los vientos observados en 300 hPa, mientras que en 850 hPa este valor es cercano a 1 m s⁻¹. Al estudiar los efectos que dan origen al viento ageostrófico, en 300 hPa encuentran que la componente ageostrófica relacionada con la advección horizontal de velocidades excede ampliamente a la rela-

cionada con tendencia de geopotencial, mientras que en 850 hPa ambos términos son del mismo orden. Sin embargo Uccellini y Johnson (1979) encuentran que la componente relacionada con la tendencia de geopotencial en niveles bajos es preponderante en capas bajas.

A partir de 1991, Orlanski y sus colaboradores presentan una serie de trabajos donde destacan la importancia de los flujos ageostróficos de geopotencial en el desarrollo y decaimiento de las ondas baroclínicas. Orlanski y Katzfey (1991) analizan el ciclo de vida de una onda ciclónica en el Hemisferio Sur y concluyen que los flujos ageostróficos son fuentes de energía cinética de las perturbaciones durante el desarrollo de la ciclogénesis, pero también, son sumideros durante su decaimiento. Posteriormente, a través de una simulación numérica Orlanski y Chang (1993) verifican este resultado. En 1995, Orlanski y Sheldon caracterizan tres estados básicos en la energía de un sistema baroclínico, donde los flujos ageostróficos de geopotencial (especialmente debidos a la curvatura de las líneas de corriente) juegan un papel preponderante.

En los trabajos mencionados previamente, se utilizan tres de las cuatro velocidades ageostróficas que derivan de las aceleraciones del viento horizontal (*Capítulo 1, inciso 1.1*). Más aún, en la publicación realizada en honor a Charney, *The Atmosphere - a Challenge* (Lidzen y otros, 1990), Norman Phillips señala que desde los primeros trabajos realizados por Hesselberg y Jeffreys en 1915 y 1919 la componente ageostrófica debida a la advección vertical de velocidades fue despreciada. Aunque este término fue normalmente ignorado, los primeros en justificarlo fueron Kimbel en 1940 y Sutcliffe en 1947. Charney (1948) muestra por argumentos de escala que en una primera aproximación esta componente puede ser despreciada, pero además realiza una discusión de la validez de esta aproximación en función de la estabilidad estática y de la forma de cálculo de la velocidad vertical.

En este capítulo se evalúa el viento ageostrófico y sus componentes, de acuerdo con su origen físico, en los distintos estados de esta ciclogénesis

explosiva, como así también se analiza la intervención de las mismas en el desarrollo ciclónico estudiado en el *Capítulo 3*.

Finalmente se le da un lugar destacado a la componente debida a la advección vertical de velocidades, normalmente despreciada, pero que en este caso alcanza una extraordinaria magnitud.

4.2 El Viento Ageostrófico

Para el calculo del viento ageostrófico y sus componentes se utilizan las ecuaciones planteadas en las *Consideraciones Teóricas del Capítulo 1*, pero serán reenumeradas en este Capítulo según van siendo aplicadas.

Para evaluar el viento ageostrófico se emplea el segundo miembro de la Ecuación (4.1):

$$\mathbf{V}_a = \mathbf{V}_H - \mathbf{V}_g = \frac{\mathbf{k}}{f} \times \frac{d\mathbf{V}_H}{dt} \quad (4.1)$$

donde: \mathbf{V}_H es vector viento horizontal,

\mathbf{V}_g el viento geostrófico,

\mathbf{V}_a es su apartamiento de \mathbf{V}_H o viento ageostrófico,

f el parámetro de Coriolis y

$d\mathbf{V}_H/dt$ es la derivada individual de \mathbf{V}_H en 3 dimensiones.

Los resultados se muestran para los niveles de 300 y 850 hPa como representación de la alta y baja troposfera. Si bien pueden encontrarse valores del viento ageostrófico que superan ampliamente el 10 % del viento real a partir del día 10 de noviembre en 300 hPa, este estudio se focaliza a partir del día 11. Los gráficos presentados muestran el momento en que cada componente ageostrófica es más intensa, sin embargo se incluirá el gráfico

de las 06 UTC del día 12 de noviembre para poder comparar los distintos efectos de cada componente ageostrófica.

En el nivel de 300 hPa, tanto el día 11 como para el 12, los mayores V_a se encuentran sobre o en las cercanías de la corriente en chorro (fig.3.7), como cabe esperar, debido a la magnitud de los vientos en esa zona. Sus valores alcanzan a duplicar la magnitud de los vientos, como por ejemplo, ocurre el día 11 a las 06 UTC en los alrededores de 33° S y 62° W y el día 12, a la misma hora, en la región centrada en 32.5° S y 57° W (figs. 4.1.a y 4.1.b). Cabe destacar el valor del viento ageostrófico el día 12 a las 18 UTC que llega a su valor extremo de 33 m s^{-1} . Como se puede observar en estos gráficos, los valores del viento ageostrófico superan ampliamente los encontrados en el trabajo de Lim y otros, aunque se tenga en cuenta que los valores de este último trabajo son de tipo estadístico. Por otro lado, tampoco puede observarse la dirección predominantemente zonal de V_a , que estos autores encuentran en niveles altos.

La figura 4.2 muestra la componente ageostrófica del viento a lo largo del día 12 en el nivel de 850 hPa y en la región donde se produjo la ciclogénesis. A las 00 UTC, al norte del Río de la Plata se ve una zona de convergencia de vientos ageostróficos con una intensidad de 6 m s^{-1} , que se concentra al norte del sistema de baja presión. Seis horas más tarde la intensidad del V_a aumenta a 15 m s^{-1} con un máximo al sudoeste de 32.5° S y 54.7° W (ubicado en la región de los menores valores de presión) y circulación anticiclónica. A las 12 y a las 18 UTC el módulo de V_a continúa incrementándose alcanzando a 24 m s^{-1} . En este nivel también existen porcentajes de viento ageostrófico muy significativos, como por ejemplo entre las 06 y las 18 UTC del día 12, en que este es un 120% superior a V_H .

Para estudiar la evolución del viento ageostrófico en la vertical, la figura 4.3 presenta cortes zonales en 32.5° S, para el día 12. Es notable a las 06 UTC, hora de la máxima profundización del sistema, la existencia de un

centro muy intenso de 30 m s^{-1} en el nivel de 300 hPa, que no se encuentra a las 12 UTC y el aumento de la componente ageostrófica en 1000 hPa.

Con velocidades ageostróficas de la magnitud de las que se encontraron en esta situación, cabe preguntarse cuál es la intervención de las mismas en el desarrollo de esta ciclogénesis. Teniendo en cuenta el estudio sinóptico - dinámico previo, en el cual se identifican los procesos que dieron lugar al ciclón, se calcula la intervención de V_a en los mismos.

En 300 hPa el desarrollo comenzó, durante el día 11, esencialmente con advección horizontal de vorticidad y en menor medida con el aporte de divergencia. El día 12, la advección pierde importancia, pero a las 06 UTC, aparece un excepcional desarrollo de la divergencia (10^{-4} s^{-1}) (fig. 3.5) provocado por el frenado de las velocidades verticales en la cercanía de la tropopausa (fig. 3.6). Esta divergencia continúa con gran intensidad ($8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) a las 12 UTC y a partir de ese momento comienza a debilitarse.

La advección de vorticidad provocada por el V_a , mantiene sus valores inferiores a los de la advección geostrófica, mostrando en muchos momentos un aporte inverso al de la advección total. Si bien el comportamiento de este término parece aportar más a controlar los valores geostróficos que al desarrollo de la ciclogénesis, cabe señalar un máximo de advección de vorticidad anticiclónica provocada por V_a de $14 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$. La figura 4.4 muestra que dicho máximo se produce volcado hacia el oeste del centro del sistema a la hora 06 UTC del día 12. Éste se atenúa lentamente en las horas subsiguientes. Coincidente con el máximo, las líneas de geopotencial muestran un brusco cambio de curvatura y una marcada difluencia. Por otro lado, si se hace referencia al aporte de V_a los campos de divergencia, esta representa la totalidad de los mismos ya que los valores de la divergencia geostrófica son de un orden menor (10^{-6} s^{-1}).

En niveles bajos, durante el día 11, los factores más importantes en el desarrollo son la convergencia y la advección vertical de vorticidad, con

primacía del primero de estos procesos. Pero, a partir del día 12 a las 06 UTC, la advección vertical de vorticidad se hace determinante en la profundización del sistema (fig. 3.14) y, a las 12 y 18 UTC si bien disminuye su intensidad, representa un 50% de la misma en 700 hPa. Nuevamente, las convergencias son básicamente consecuencia de las velocidades ageostróficas, en tanto que la advección vertical es netamente ageostrófica al involucrar a ω . Este último factor será tratado en la última parte de este capítulo.

4.3. Componentes del Viento Ageostrófico:

Con el fin de realizar un análisis de las posibles fuentes que dan origen al apartamiento entre el viento horizontal y el calculado geostroficamente, se utilizan las ecuaciones propuestas en las *Consideraciones Teóricas de Capítulo 1*. Las ecuaciones empleadas para el cálculo se repiten antes de la discusión de cada una de las componentes para comodidad del lector.

4.3.1 Componente ageostrófica debida a la derivada local del viento (V_t):

Recordando la ecuación propuesta previamente:

$$V_t = \frac{k}{f} \times \frac{\partial V_H}{\partial t} \quad (4.2)$$

Esta componente ageostrófica (V_t) está íntimamente relacionada, con el comportamiento bórico del sistema. En el nivel de 300 hPa va creciendo en intensidad hasta alcanzar sus mayores valores el día 12 a las 00 UTC. Entre tanto, en el nivel de 850 hPa sus valores empiezan a ser significativos a partir las 00 UTC del día 12.

En la figura 4.5.a, correspondiente al día 11 en 300 hPa, la componente V_t marca como una línea de convergencia, la futura posición de los ejes de las vaguadas y como una línea de divergencia el eje de las cuñas. El día 12 a las 00 UTC, figura 4.5.b, este viento converge hacia un punto situado en 30°S y 58°W donde, posteriormente, se intensifica la curvatura ciclónica de las isohipsas. Seis horas más tarde, figura 4.5.c, al sudeste de dicho punto se da el momento de máximo desarrollo del sistema. En este nivel, los valores de V_t llegan a 27 m s^{-1} .

De la misma manera que en el nivel de 300 hPa, en 850 hPa, la componente V_t indica las variaciones que se van a producir en el sistema. A las 06 UTC del día 12, figura 4.6, los vectores confluyen a una zona elongada hacia el este, anunciando el estiramiento del sistema. Los módulos máximos de V_t son de 21 m s^{-1} y se dan a las 06 y 12 UTC. Es de destacar que los valores de tendencia trihoraria de presión en superficie, en la región de la ciclogénesis llegan a -4.9 hPa y que los vientos isalobáricos calculados a partir de las estaciones de superficie al oeste del centro de la baja se encuentran entre 35 y 40 m s^{-1} .

Por último, se analiza el papel de esta componente en el desarrollo del sistema. En el cálculo de la divergencia, a las 06 UTC, en el nivel de 300 hPa, el aporte efectuado por V_t se encuentra al sudoeste del sistema y su valor es de $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, pero para el nivel de 850 hPa, ésta alcanza valores de $-9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (fig. 4.6). No puede dejar de señalarse que, debido a la diferencia entre la resolución temporal y espacial de los datos, el módulo de esta componente ageostrófica no puede ser comparado con el de las restantes componentes ageostróficas (*Capítulo 1, inciso 1.4.1*).

4.3.2. Componente ageostrófica debida a la advección horizontal de velocidades (V_{ah}):

La componente de advección horizontal fue tratada por Eliassen en 1950 como el término suma de los efectos de curvatura y confluencia o difluencia de las líneas de corriente. Debido a que en este trabajo se utilizan los tensores de rotación y tasa de deformación como variables en el cálculo, se ha preferido dividir este viento en su parte relacionada con la vorticidad y con la deformación. Por lo tanto, la componente ageostrófica debida a la advección horizontal de V_H

$$V_{ah} = \frac{k}{f} \times V_H \cdot \nabla V_H \quad (4.3)$$

se subdivide en:

componente ageostrófica relacionada con la rotación o la vorticidad:

$$V_c = \frac{k}{2f} \times \left\{ V_H \cdot \left[\nabla V_H - (\nabla V_H)^t \right] \right\} \quad (4.4)$$

donde el supraíndice t indica la matriz transpuesta.

y componente ageostrófica relacionada con la deformación:

$$V_d = \frac{k}{2f} \times \left\{ V_H \cdot \left[\nabla V_H + (\nabla V_H)^t \right] \right\} \quad (4.5)$$

(a) *Análisis del efecto de rotación o vorticidad (V_c):*

La figura 4.7 muestra a V_c en 300 hPa, donde esta componente alcanza valores de 36 m s^{-1} , a las 18 UTC del día 12. En la figura se puede identificar a través de V_c , como el viento geostrófico subestima al V_H en las cuñas y lo sobrestima en las vaguadas, como así también destaca las curvaturas máximas y sus cambios. Como ejemplos de lo antedicho, en el punto

de inflexión de las líneas de geopotencial se ve como se invierte el sentido de los V_c , y por otro lado, también puede verse el aumento de V_c en paralelo con la mayor curvatura ciclónica.

En el nivel de 850 hPa, los primeros signos de V_c , se manifiestan las 00 UTC del día 12, con rotación anticiclónica y un módulo máximo de 12 m s^{-1} . Seis horas más tarde se pueden encontrar centros cerrados de V_c en torno al sistema de baja presión (fig. 4.8.a). La magnitud de esta componente aumenta a 18 m s^{-1} . En la figura 4.8.b se ve como, en esta componente del viento ageostrófico, también se nota la elongación que sufre el sistema a partir de las 12 UTC. En este momento, el máximo de V_c es de 33 m s^{-1} con los mayores valores cercanos al centro del ciclón. Este máximo continúa a las 18 UTC mientras el sistema sigue deformándose.

(b) Análisis del efecto de deformación (V_d):

En general, esta componente alcanza su mayor valor donde se observan los gradientes de velocidad más fuertes, en particular a la entrada o salida los máximos de la corriente en chorro, como ilustra la figura 4.9 para el día 11 a las 12 UTC, en 300 hPa.

La componente V_d en 850 hPa actúa en un área más extendida que V_c . Sus valores se intensifican durante todo el día 12. A las 12 UTC el centro de circulación de esta componente, se encuentra al sudoeste y hay una zona de convergencia al noreste (fig. 4.10.a). A las 18 UTC, el módulo de V_d alcanza su mayor valor donde el gradiente de presión es máximo (fig. 4.10.b).

La combinación de estas últimas dos componentes que constituyen la componente relacionada con advección horizontal de V_H , no siempre contribuyen en la misma dirección. Sin embargo, este método de descomposición de la aceleración advectiva no conduce a compensaciones sistemáticas (Jusem, 2000, comunicación personal).

Como puede observarse en los gráficos precedentes la componente de rotación resulta en general, de mayor magnitud que V_d , pero ésta actúa en un área mas extendida. En la figura 4.11 se muestran, en 300 hPa, la componente normal y tangencial al flujo de V_c y V_d para el día 12 a las 06 UTC. En cuanto a las componentes a lo largo del viento, es notable como cuando hay predominio de curvatura (vaguadas y/o dorsales intensas), V_d coopera con V_c (fig. 4.11.a y 4.11.b). En cambio, cuando hay cortante de flujo rectilíneo, ambas partes de la componente advectiva horizontal son de sentido contrario (Jusem, 2000 comunicación personal). En el gráfico de la componente normal al flujo, la componente ageostrófica debida a la advección horizontal de velocidades, esta casi exclusivamente compuesto por V_d (fig. 4.11.a). En esta figura (4.11.a) se visualiza el flujo ageostrófico hacia la baja presión en las zonas de confluencia y hacia la alta presión en las zonas de difluencia, como así también la componente ageostrófica hacia la baja presión entre vaguadas y cuñas.

Por otro lado, si analizamos en el plano vertical la componente meridional de V_{ah} (v_{ah}), vemos que su giro es opuesto al propio de la depresión, se extiende a todos los niveles y su máximo se produce alrededor de 800 hPa alcanzando 33 m s^{-1} el día 12 a las 12 UTC (fig. 4.12).

En 300 hPa, los valores de divergencia producto de la componente ageostrófica debida a la advección horizontal de velocidades son los de mayor intensidad sobre todo el campo. En la región de la ciclogénesis V_{ah} comienza a aportar a la divergencia con valores importantes desde el día 11 a las 18 UTC. Es a partir de 06 UTC del día 12, que su efecto ($9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) da lugar a la explosión divergente en 300 hPa (fig. 4.13). Si bien esta componente resulta ser la más importante en este proceso, la divergencia producida por V_t colabora en el mismo al sur y sudoeste, extendiendo el área de divergencia sobre el Río de la Plata (fig. 4.5.c) y la debilita al noreste. Fuera de la región de la ciclogénesis, si se compara con la divergencia del viento ageostrófico, puede verse la compensación parcial de los efectos convergentes - divergentes de estas dos componentes (V_{ah} y V_t), en especial cerca

de las zonas de influencia de la corriente en chorro. Esto significa que bruscos cambios en la distribución horizontal del viento están en equilibrio con las variaciones temporales de dichos vientos.???????

Previamente, se llamó la atención sobre el máximo de advección anticiclónica provocado por el viento ageostrófico, el día 12 a las 06 UTC, en 300 hPa (fig. 4.4). Si se calcula la advección provocada por V_{ah} , se ve que esta componente es la responsable del mismo y que la componente de deformación tiene mayor peso que la correspondiente a la de curvatura.

En 850 hPa, la divergencia de V_{ah} , contrapesa los resultados obtenidos para $\nabla \cdot V_t$. La figura 4.14 muestra la divergencia producida por esta componente (V_{ah}), a las 06 UTC del día 12.

4.3.3. Componente ageostrófica debida a la advección vertical de velocidades (V_{av}):

Por último, la formulación matemática de la componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H es:

$$V_{av} = \frac{k}{f} \times \omega \frac{\partial V_H}{\partial p} \quad (4.6)$$

En la figura 4.15 se muestra, para el nivel de 300 hPa, la componente ageostrófica V_{av} . Como se puede ver en la misma, V_{av} es significativa exclusivamente en la región ciclónica, y si bien sus valores no alcanzan a los máximos de la componente de advección horizontal, éstos no son despreciables. En 35° S, la componente de advección vertical es la que más influye en el viento ageostrófico a las 06 UTC, y a las 12 UTC comparte esta preponderancia con la componente V_d .

Cabe hacer notar como la componente debida a advección vertical induce un giro ciclónico mientras que la componente de advección horizontal lo hace en sentido contrario. En 850 hPa a las 06 UTC, la contraposición más intensa se produce al sudeste del centro de la baja presión (fig. 4.16).

Si se examina en un corte vertical la componente meridional de V_{ah} (v_{ah}), figura 4.12, y la de V_{av} (v_{av}), figura 4.17, se encuentra que, a las 12 UTC, ambas se oponen al oeste de $55^\circ W$, con una resultante hacia el norte debida a la advección horizontal de velocidades, en casi toda la troposfera.

En 300 hPa, durante el día 12, la divergencia de la componente debida a la advección vertical de velocidades, es de menor intensidad que las otras dos componentes ageostróficas ($2 \times 10^{-5} s^{-1}$), brindando su aporte al noreste de sistema (fig. 4.15), donde $\nabla \cdot V_v$, es negativa.

4.3.3.1 Análisis del efecto de la advección vertical de velocidades (V_{av}).

De acuerdo a la definición de la Ecuación (4.6), la componente ageostrófica debida a las advecciones verticales de la velocidad horizontal depende de la velocidad vertical, de la cortante vertical y de la latitud. En la presente situación sinóptica, frente a una liberación de calor de $1.45 \text{ joule kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, las velocidades verticales adquirieron un extraordinario desarrollo. En particular, es notoria la evolución temporal de la variable ω el día 12 de noviembre, que se muestra en la figura 4.18 para el nivel de 700 hPa. En ella puede apreciarse que las velocidades ascendentes de este sistema, tienen un máximo en su centro en las primeras horas y a partir de las 12 UTC se forman dos, uno continúa en el centro de baja presión y otro al este sudeste del mismo. Por otro lado, este día a las 06 UTC, en la figura 3.6 se muestra con un corte vertical a en la latitud de $32.5^\circ S$, que estas velocidades no están confinadas a un nivel, sino que abarcan casi toda la troposfera. Las velocidades ascendentes se hallan concentradas en $55^\circ W$ con su mayor intensidad que alcanza a 3 Pa s^{-1} (aproximadamente 0.5 m s^{-1}) en 500 hPa, y a partir de ese

momento se expanden hacia el este debilitándose a la mitad. En cambio, los valores de las velocidades descendentes son iguales o menores que 0.5 Pa s^{-1} ($\approx 0.05 \text{ m s}^{-1}$) y se encuentran alejadas de la región de la ciclogénesis.

Con respecto a la cortante vertical, durante día 12, los mayores valores se encuentran desde el centro hacia el sector sur del sistema y van entre 6×10^{-3} y $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Por otro lado, la baroclinicidad decrece hacia el noreste, coincidiendo con la penetración de aire cálido hacia el centro de baja presión.

Si se estudia el valor de la componente ageostrófica debida a la advección vertical de velocidades en una ciclogénesis sin desarrollo explosivo, se alcanzan velocidades ageostróficas V_{av} de 3 m s^{-1} , producida por una cortante $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ y velocidades verticales del orden de 0.05 m s^{-1} ,

Cuando se evalúa la componente ageostrófica V_{av} por medio de la ecuación (4.6), los resultados muestran que los máximos valores de ésta se producen sobre la región de la ciclogénesis y el nivel de 700 hPa. En la figura 4.19, paneles a, b, c y d, se muestra su evolución cuatrídiuma para el día 12 de noviembre. Como puede apreciarse V_{av} está muy localizada pero su magnitud es sobresaliente. Comienza en el centro del sistema y se va expandiendo hacia el sudeste, acompañando a las velocidades verticales y al estiramiento del sistema. Otra característica notable es que mantiene en todo punto una componente hacia el sur.

La figura 4.20 muestra, con un corte vertical zonal en la latitud del centro de baja presión, 32.5° S , el módulo de V_{av} para el día 12 a las 06 UTC. Esta hora, que es la de máximo desarrollo del sistema, coincide con la máxima advección vertical de V_H que da como resultado un V_{av} de 22.4 m s^{-1} en el nivel de 700 hPa. En este punto, la componente vertical del viento es de -2.7 Pa s^{-1} , cercana su a máxima intensidad de -3.06 Pa s^{-1} que se alcanza en 500 hPa y el módulo de la cortante entre los niveles de 850 y 500 hPa es de $6 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1} \text{ Pa}^{-1}$ ($\approx 5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$).

En 500 y 300 hPa la zona de influencia de V_{av} se amplía hacia el este, como se ejemplifica en la figura 4.21, para las 06 UTC en 300 hPa. En los campos siguientes de las 12 y 18 UTC el máximo de velocidad ageostrófica correspondiente a la advección vertical continua en la misma posición, y aunque disminuye su intensidad a 12 y 15 $m s^{-1}$ respectivamente, su magnitud es equivalente a los valores típicos del módulo V_H .

Si bien en esta parte del estudio se pone énfasis en cómo se asocia la advección vertical de velocidades con la ciclogénesis, también se encontraron valores importantes de esta componente ageostrófica los días previos a la misma en los niveles de 500 y 300 hPa. En la figura 4.22.a en un corte vertical a 28.125° S se muestran los valores del módulo de V_{av} del día 10 de noviembre a las 00 UTC. En esta figura es de destacar el módulo de V_{av} de 15 $m s^{-1}$. Los máximos hallados en la situación estudiada no siempre resultan de velocidades verticales extremas o de máximas cortantes, sino que requieren una combinación de ambas. Las figuras 4.22.b y 4.22.c muestran los correspondientes cortes verticales de la velocidad omega y la cortante vertical de V_H .

La función de esta componente ageostrófica es la de acelerar o retardar el movimiento geostrófico, de acuerdo a su posición relativa respecto del centro de baja presión. En el esquema 4.1 se ejemplifica cómo actúa esta componente en una depresión baroclínica en el hemisferio sur, donde la velocidad vertical ω es considerada negativa sobre toda el área. De acuerdo al esquema, V_{av} tiene dirección del noreste y norte y disminuye su intensidad de sudoeste a noreste. Esto trae como consecuencia que esta componente ageostrófica colabora en una disminución de la velocidad geostrófica en la región noroeste del sistema y un crecimiento al sudeste.

Comparando el esquema con los campos de V_{av} (fig. 4.19) y los de las velocidades verticales (fig. 4.18), puede observarse que, en la zona de la ciclogénesis, sólo los valores de omega iguales o inferiores a $-0.5 Pa s^{-1}$ dan valores significativos de esta velocidad ageostrófica. Como se dijo anteriormente,

los valores positivos de ω se encuentran alejados de la región específica de estudio, aunque en la figura 4.19.d en la región noroeste, se puede ver cómo el cambio de signo de la velocidad vertical da a este viento una componente del norte. Por lo tanto, el paralelo con el esquema quedará ceñido a la región donde $\omega < 0$.

En la figura 4.23.a, del día 12 a las 06 UTC, se muestra un corte vertical de la componente meridional v a lo largo del paralelo de 32.5° S y en la figura 4.23.b, v_{av} correspondiente. De la comparación de ambas figuras se puede ver que la componente norte, al este del centro de baja, esta compuesta en gran medida por v_{av} , ya que esta logra valores de 20 m s^{-1} . Mientras, sobre el eje del ciclón y al oeste, en una franja de pocos grados de longitud en la baja troposfera, la componente v del sur se ve disminuida en aproximadamente 5 m s^{-1} . A las 12 UTC si bien el valor de la componente meridional disminuye su valor es de 10 m s^{-1} y tanto a las 00 como a las 18 UTC es de 5 m s^{-1} .

La componente u , vista en un corte vertical en 56° W, también se ve fuertemente influida por la correspondiente u_{av} , figuras 4.24.a y 4.24.b. Esta componente de la velocidad ageostrófica aporta con vientos del este desde el centro hacia el sur del sistema y abarca casi toda la troposfera. Si se mira la evolución en la vertical de la componente u del este, se ve como ésta crece de abajo hacia arriba, mientras que la componente u del oeste se desarrolla de niveles altos hacia niveles bajos.

Debido a la magnitud de los valores encontrados para V_{av} , es interesante analizar su estructura a través de la divergencia y la vorticidad con el fin de comprender mejor cuál es su efecto sobre el sistema.

4.3.3.2. La vorticidad y la divergencia

Para calcular la vorticidad originada por V_{av} se define:

$$\zeta_{av} = \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}_{av}) \quad (4.7)$$

La figura 4.25 muestra los campos de ζ_{av} del 12 de noviembre a las 06 UTC en los niveles de 700, 500 y 300 hPa. Si se los compara con los campos de altura geopotencial (fig. 4.25 sombreado), se ve en 700 hPa la vorticidad ciclónica máxima de -10^{-4} s^{-1} encerrada por la línea cerrada de 2920 mgp y al este de la misma un centro anticiclónico de menor intensidad. En 500 hPa la máxima vorticidad ciclónica, de igual intensidad que en 700, se encuentra desplazada al este del centro de baja presión. Por último, en niveles superiores (300 hPa) el campo de vorticidad de \mathbf{V}_{av} está más hacia el este del sistema pero con una intensidad menor de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. En la figura 4.26 se muestra un corte vertical de ζ_{av} a lo largo del paralelo de 32.5° S , a las 06 UTC. De la comparación de esta figura y de la figura 4.23.a se puede ver la distinta inclinación de sus ejes verticales y que la vorticidad ciclónica máxima se da entre los 750 y 500 hPa, donde tiene mayor pendiente el eje del sistema dentro de la troposfera.

En los paneles a y b de la figura 4.27 pueden observarse los cortes verticales de la vorticidad relativa en el centro del ciclón, a las 06 y a las 12 UTC. En los paneles c y d de dicha figura, la diferencia entre la vorticidad relativa y la vorticidad de \mathbf{V}_{av} , para estudiar el aporte que realiza la componente ageostrófica estudiada a la vorticidad relativa total. Comparando estas figuras, a las que para mayor detalle puede agregársele la figura 4.26, se encuentran zonas que invierten su signo si no se considera la ζ_{av} . En 500 hPa principalmente, pero también en 300 hPa aparece claramente como esta vorticidad ageostrófica contribuye a la elongación del sistema hacia el este.

En este punto se puede asociar los campos de la componente ageostrófica debida a la advección vertical de velocidades con las variaciones locales de vorticidad relativa estudiadas en el *Capítulo 3*.

En niveles bajos (700 hPa), durante el día 11, los factores más importantes en el desarrollo del sistema son la convergencia y la advección vertical de vorticidad con preponderancia del primero de estos procesos. El día 12 a las 06 UTC frente a una liberación de calor de $1.45 \text{ joule kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ asociada con velocidades verticales de gran magnitud, el término preponderante de la ecuación de vorticidad es la advección vertical de vorticidad. Éste, en el nivel de 700 hPa, involucra un 78% de la profundización del sistema y un 50% a las 12 y 18 UTC.

En la ecuación de vorticidad (ecuación 1.1) los términos derivados de la advección vertical de V_H son la advección vertical de vorticidad y la inclinación de tubos de vórtice.

$$\mathbf{k} \cdot \nabla \times \left(\omega \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial p} \right) = \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \mathbf{k} \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial p} \right) = \mathbf{k} \cdot \nabla \times (\mathbf{f} \mathbf{k} \times \mathbf{V}_{av}) \quad (4.8)$$

Estos términos están representados en la figura 4.28. Como puede observarse en los cortes verticales en 32.5° S estos términos contribuyen en forma opuesta a las 06 UTC (fig. 4.28.a y 4.28.c) mientras que a las 18 UTC se potencian (fig. 4.28.b y 4.28.d); y en esta situación su efecto conjunto sobre la variación local de la vorticidad no es nulo (fig. 4.28.e y 4.28.f) como se supone en la teoría cuasi-geostrófica. No se puede dejar de destacar la magnitud de estos términos, en especial de la advección vertical de vorticidad cuyo orden de magnitud a la hora de máxima intensificación del sistema es de -10^{-9} s^{-2} en la troposfera baja (700 hPa). Este valor supera en más de un orden de magnitud a los calculados por Grotjahn (1996).

Si bien en este caso no se pueden comparar las magnitudes de aquellos términos provenientes de variaciones temporales con los provenientes de variaciones espaciales, como ya se discutió en el *Capítulo 1* en la parte dedicada a la metodología (*inciso 1.1*), se puede ver el sentido de crecimiento o decrecimiento de los mismos. En la figura 4.29 se grafica la variación local de la vorticidad relativa, para observar la relación de estos térmi-

nos con la misma. A las 06 UTC la intensificación del centro ciclónico responde a la advección vertical de vorticidad, mientras que la del anticiclónico a la deformación de tubos de vórtice. A las 18 UTC no parece ser tan clara la actuación de estos dos términos, aunque, sobre el continente, puede verse la coincidencia con la variación local de la vorticidad. En el corte vertical a la hora 06 UTC se ve la decidida influencia de la advección vertical de vorticidad, pero a las 18 ésta parece que ha sido casi totalmente neutralizada por algún otro término de la ecuación de vorticidad.

Por otro lado, si dividimos a la vorticidad en sus partes geostrófica y ageostróficas se puede evaluar cuál es la contribución de ζ_{av} a la variación local de la vorticidad relativa:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + \frac{\partial \zeta_{at}}{\partial t} + \frac{\partial \zeta_{ah}}{\partial t} + \frac{\partial \zeta_{av}}{\partial t} \quad (4.9)$$

donde los subíndices de la ecuación previa corresponden al rotor de las velocidades definidas en la sección correspondiente a las *Consideraciones Teóricas*. Por lo tanto, el último término es el que corresponde a la velocidad ageostrófica aquí estudiada.

La figura 4.30 muestra un corte vertical de la variación local de ζ_{av} para las 06 y 18 UTC del día 12. En la región de la ciclogénesis, su magnitud se mantiene dentro del orden de la variación local de la vorticidad. Las figuras 4.29 y 4.30 muestran que esta variación es parte importante dentro de la intensificación del sistema, llegando a ser mayor que una tercera parte del valor de la derivada local de la vorticidad relativa.

En el nivel de 700 hPa, los campos de divergencia de V_{av} (fig. 4.31.a), también tienen orden de magnitud comparables a las encontradas en la divergencia del V_H (fig. 4.31.b). En la figura 4.31 (a y b) puede verse que los estos campos derivados no son coincidentes, más aún, llegan a ser opuestos, aportando divergencia al noreste del sistema y convergencia a

sudoeste del mismo. Como se mostró previamente, en los niveles de 300 y 850 hPa, hay otras velocidades ageostróficas que no solamente lo compensan sino que determinan $\nabla \cdot \mathbf{V}_H$.

4.3.3.3 La energía cinética

Por último, para interpretar cuál es la función de la advección vertical de \mathbf{V}_H y de la componente ageostrófica \mathbf{V}_{av} correspondiente, se calcula el aporte energético realizado por este término a la energía cinética y a la variación local de energía cinética.

Si la energía cinética por unidad de masa está representada por $k = \frac{1}{2} (\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})$, el aporte de \mathbf{V}_{av} a dicha energía, en cada punto de la retícula, estará dado por:

$$k_{av} = \frac{1}{2} [2 \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}_{av} - (\mathbf{V}_{av})^2] \quad (4.9)$$

(para mayor detalle del cálculo de k_{av} consultar Anexo 1).

En el esquema 4.1 se han graficado $2\mathbf{V}$ y \mathbf{V}_{av} a través de las cuales se puede evaluar los posibles aportes de energía cinética en una perturbación baroclínica. El primer término dentro del corchete de la ecuación 4.9, da la posibilidad de tener energía cinética positiva. En dicho esquema puede verse que, en el nivel donde es calculado el \mathbf{V}_{av} , tanto en un punto ubicado en el centro de baja presión de superficie, como en los puntos al norte y al oeste de este centro, k_{av} es negativo. Estos cambios se deben, como muestra claramente el esquema, a la variación del ángulo formado entre \mathbf{V}_{av} y el \mathbf{V} del nivel correspondiente.

Para examinar los puntos ubicados al este y al sur del centro de baja presión de superficie se reescribe la ecuación 4.9 como:

$$k_{av} = \frac{1}{2} \mathbf{V}_{av} \cdot [2 \mathbf{V} - \mathbf{V}_{av}] \quad (4.10)$$

En un punto ubicado al sur del sistema los vectores \mathbf{V}_{av} y $[2 \mathbf{V} - \mathbf{V}_{av}]$ forman un ángulo mayor que 90° , mientras que al este del sistema este ángulo es agudo proporcionando energía k_{av} positiva.

En la figura 4.32 se comparan k y k_{av} para el 12 de noviembre a las 06 y 18 UTC, en el nivel de 700 hPa. En este nivel, la primera singularidad a resaltar es la magnitud de k_{av} , ella es responsable en gran parte la disminución de energía cinética en el centro de baja presión y el aumento de la misma en la zona oeste. Los fuertes gradientes horizontales de k_{av} se deben, como se mostró en el esquema, a la variación del ángulo formado por \mathbf{V}_{av} y \mathbf{V}_H , que cambia al cruzar el centro de baja presión. Nuevamente, no se puede dejar de resaltar lo reducido de la zona en la que actúa. Si se estudia el comportamiento de estas energías en la vertical, figuras 4.33.a y 4.33.b, se encuentra que a las 06 UTC, k_{av} abarca toda la troposfera con tres extremos uno negativo en 500 hPa y dos positivos, uno en capas altas y el otro desde 500 hPa a superficie. A las 18 UTC, la influencia de k_{av} sobre la energía cinética total, es aun notable pero solo en los niveles por debajo de 700 hPa, aportando una cuarta parte de la energía cinética de ese área (figs. 4.33.c y 4.33.d).

Por otro lado, se estudia la variación local de energía cinética. En la figura 4.34 se muestra la evolución local temporal de la energía cinética ($\partial k / \partial t$), del día 12, a través de cortes verticales zonales (32.5° S) y meridionales en $56'$ O y en la figura 4.35 el término de advección vertical de energía cinética correspondiente ($-\omega \partial k / \partial p$). En cortes verticales zonales, (fig. 4.34.a-d) se ve como la pérdida de energía en los niveles superiores se incrementa hasta las 12 UTC, mientras se gana energía en niveles bajos sobre el centro de baja presión. Luego, a las 18 UTC, las ganancias y pérdidas de energía cinética van

decaendo. En el corte vertical en 56° O, figura 4.34.e-h, puede verse el aumento de la pérdida de energía en los niveles altos de la troposfera acompañado del crecimiento de energía cinética en las capas bajas entre las 00 y las 06 UTC.

Comparando con la figura 4.35 se ve la influencia del término de advección vertical en la pérdida de energía de los niveles altos las primeras horas del día 12, que luego decae. En los niveles bajos su aporte sólo puede encontrarse a las 18 UTC.

4.4. Conclusiones

En la ciclogénesis explosiva ocurrida sobre el Uruguay entre el 11 y 12 de noviembre de 1989, el viento ageostrófico adquiere valores que superan a las velocidades del viento horizontal. Esta última característica indica que, si bien el fenómeno tiene escala sinóptica, en él influyeron procesos de menor escala ($R_0 \approx 1$). En 300 hPa el valor extremo es de 33 m s^{-1} mientras que en el nivel de 850 hPa es de 24 m s^{-1} .

En 300 hPa desde el día 11 de noviembre pueden encontrarse sobre la corriente en chorro, valores de viento ageostrófico que duplican al viento real. En niveles bajos, el viento ageostrófico no hace notar su efecto hasta el día 12 a las 00 UTC y siendo importante sólo en la región donde se generó la ciclogénesis.

La componente ageostrófica de mayor magnitud es la debida a la advección horizontal de velocidades, en particular, la correspondiente al efecto de vorticidad. Su circulación es anticiclónica, mientras que la componente de advección vertical contribuye con viento ageostrófico en sentido de giro del sistema.

Si se estudia la intervención de las componentes ageostróficas en esta ciclogénesis, en 300 hPa se comprueba que la advección de vorticidad por la componente ageostrófica no produce un aporte significativo. En cambio, es singular cómo, a las 06 UTC del día 12, las 3 componentes suman su aporte para la divergencia del campo en 300 hPa. Pero por otro lado, fuera de la región de la ciclogénesis, es notable la compensación que se produce en las divergencias y convergencias de las distintas componentes ageostróficas. En 850 hPa, la componente ageostrófica de mayor influencia en la convergencia es la debida a la variación temporal de V_H .

Si bien la componente debida a la advección vertical de velocidades es normalmente despreciable, en esta situación sinóptica y en un área muy circunscrita su acción es significativa. En la presente situación, toma valores entre 10 y 15 $m s^{-1}$, alcanzando un máximo de 22.4 $m s^{-1}$ en 700 hPa el día 12 de noviembre a las 06 UTC. Su dirección es del noreste aumentando su intensidad de noroeste a sudeste, de esta manera colabora en una disminución de la velocidad en la región noroeste del sistema y un crecimiento al sudeste.

V_{av} induce vorticidad ciclónica, originando, en capas altas que ésta pase de anticiclónica a ciclónica al este del sistema, contribuyendo de esta forma a su verticalización. Por otro lado, si se compara la derivada local de la vorticidad relativa con la producida por la derivada local de ζ_{av} se encuentra que, en la región del ciclón, ésta constituye más de la tercera parte de la primera.

Con respecto a la intervención de la componente V_{av} en la energía, los resultados obtenidos muestran que esta componente resta energía cinética al oeste del sistema mientras que al este del mismo, la incrementa.

4.4 Referencias

- Chamey, J. G., 1948: On the scale of atmospheric motions. *Geofys. Publ.*, 17 N° 2, 1-17.
- Grotjahn, R.(1996). Vorticity equation terms for extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 124: 2843-2858.
- Lim, G., Holton, J. and Wallace, J. 1991: The Structure of the Ageostrophic Wind Field in Baroclinic Waves. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 48, N° 15, pp. 1733-1745.
- Lindzen, R. S., E. N. Lorenz and G. W. Platzman, 1990: The Atmosphere - a Challenge, The Science of Jule Gregory Chamey. American Meteorological Society
- Orlandi, Y. and Katzfey, J., 1991: the Life Cycle of a Cyclone Wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy Energy Budget. . *J. Atmos. Sci.*, Vol. 48, N° 17, pp. 1972-1998
- Orlandi, I. and Chang, E., 1993: Ageostrophic Geopotential Fluxes in Downstream and Upstream Development of Baroclinic Waves. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, N° 2, pp. 212- 225.
- Orlandi, I. and Sheldon, J., 1995: Stages in the Energetics of Baroclinic Systems. *Tellus*, 47 A, 5, 1, pp. 605- 627.
- Uccellini, Louis W., Johnson, Donald R. 1979: The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms. *Monthly Weather Review*: Vol. 107, No. 6, pp. 682–703.

Capítulo 5:

Frecuencia de ciclones explosivos al Sur de Sudamérica

Resumen

Debido a la falta de una climatología de los ciclones con desarrollo explosivos en la región, en este último Capítulo se identifican los casos ocurridos en el período 1979 – 1993 a través de los reanálisis del Centro Europeo y se analiza su ubicación espacial y temporal.

En la serie de los 15 años se encontraron 200 ciclones explosivos, de los cuales sólo el 3% se desarrolló sobre el continente. Son más frecuentes en invierno y su ubicación migra durante el año.

Capítulo 5:

Frecuencia de ciclones explosivos al Sur de Sudamérica

5.1. Introducción

En su trabajo de ciclogénesis explosivas en el Hemisferio Norte Sanders y Gyakum (1980), encontraron que la rápida profundización ocurre primariamente en el océano, sobre o justo al norte de las corrientes oceánicas cálidas, tanto en el Atlántico Norte como en el Pacífico Norte. Roebber (1984) confirmó estos resultados y halló que las regiones de ciclogénesis explosivas son zonas baroclínicas, en las cuales hay regularmente sistemas de baja presión. Con respecto a los ciclones explosivos sobre continente, Uccellini (1990) comenta que "siempre hay excepciones".

El objetivo de este capítulo consiste en determinar la ocurrencia de las bombas en latitudes medias de la región sudamericana. Con este fin, se analiza su distribución geográfica y temporal y se buscan los valores extremos. Cabe señalar, como ya se expresó anteriormente, que Gan y Rao (1996) con los datos del National Meteorological Center (NMC) y los análisis del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) no encontraron situaciones que cumplieran con el criterio Sanders y Gyakum (1980), en el período 1979 - 1988.

5.2. Distribución geográfica y temporal de los casos.

En los 15 años (1979-1993) de los reanálisis del Centro Europeo el número total de ciclones explosivos encontrados fueron 200. Al igual que en

el Hemisferio Norte, éstos son predominantemente marítimos (Sanders y Gyakum 1980, Roebber, 1984). Coincidiendo con la afirmación de Ruscher y Condo (1996), los ciclones explosivos sobre terreno son un evento 'raro', ya que sólo el 3% ocurrieron sobre el continente. La figura 5.1.a y b muestra la posición de estos ciclones, al final de un desarrollo explosivo de 24 horas, a las 00 y las 12 UTC. Hay dos zonas preferenciales de ocurrencia de este fenómeno: una con orientación noroeste – sudeste que se inicia sobre la mesopotamia argentina y parece continuar mas allá de la región de estudio y la otra en la banda comprendida entre los 45 y 60° S. Estas regiones son coincidentes con las halladas por Necco (1982 a, 1982 b) en sus trabajos de ciclogénesis durante el FGGE (First Global Garp Experiment). La diferencia en la distribución espacial de lcs ciclones a las 00 y a las 12 UTC se estima que es debida al azar, ya que en ambos casos se toman las 24 horas previas, completando el ciclo diurno.

Si se estudia la distribución de estos ciclones a lo largo del año (fig. 5.2) se encuentra que su frecuencia tiene un máximo durante el mes de junio, con 25 casos y un valor mínimo en el mes de marzo, con 11 casos. Comparando el conjunto de los meses cálidos (septiembre a marzo) con el de los meses fríos (abril a agosto) puede notarse una neta preferencia por la mitad más fría del año.

Dentro de este tipo de ciclones, aquellos que tuvieron un desarrollo explosivo superior a las 24 horas, suman 84, donde el máximo mensual es de 16 eventos, número que se repite los meses de junio y julio (fig. 5.3). El menor número de casos se da en el mes de marzo junto con el mínimo de la serie completa.

En cuanto a la distribución latitudinal, figura 5.4, el mayor número de casos se registra en la banda centrada en 51° S, decayendo hacia ambos lados, salvo un máximo relativo centrado en 37.5° S. Esta distribución latitudinal es semejante a la de Rivero y Bischoff (1971) para ciclogénesis en general. La latitud más al norte en que se detectó un ciclón explosivo en esta

serie es a los 27.5° S. Este resultado es coincidente con la afirmación de Necco (1982 b) que muestra que los ciclones que se producen en la zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ) son vórtices débiles.

Un diagrama de Hövmöller (fig. 5.5) muestra la variación de la frecuencia por banda de latitud a lo largo del año. En el mismo se puede ver como el número máximo de estos ciclones acompaña los cambios de temperatura estacionales a lo largo del año.

Los gráficos de frecuencia estacional de Gan y Rao (1991), para todo tipo de ciclogénesis, muestran 2 máximos a lo largo del año, uno sobre el Uruguay y el segundo sobre el golfo de San Matías y que estos centros varían levemente su posición y su intensidad. En cambio, hay una marcada ausencia de ciclones explosivos sobre el golfo de San Matías (fig. 5.1.a y 5.1.b) y su distribución estacional, figura 5.6, muestra notables diferencias a lo largo del año. Los meses de invierno tienen una gran concentración de este fenómeno entre los 30 y 45° S, sobre el continente y sobre el mar (fig 5.6.c). En el resto de las estaciones del año (figs. 5.6.a, 5.6.b y 5.6.d), puede verse que la isolínea de frecuencia de tres ciclones explosivos tiene una variación en su posición con orientación noroeste – sudeste. Visto de otra manera, hay un corrimiento meridional de la mayor cantidad de casos, desplazándose sobre la banda baroclínica desde los 55° S en verano a, aproximadamente, los 37° S en invierno. Además en verano la mayoría de los casos están más lejos del continente.

5.3. Eventos extremos

Como eventos extremos en esta sección se han considerado los casos de:

- mayor desarrollo explosivo
- mayor duración del periodo de desarrollo explosivo y
- mayor profundidad.

En la tabla 1 se seleccionaron las diez situaciones con mayor caída de geopotencial en 24 horas, relativa a la latitud media en que se produjo el desarrollo explosivo ($\Delta\phi_r = \Delta\phi \times \text{sen}(-60) / \text{sen}\phi$). Como puede verse a través de la latitud y longitud de las mismas, todas ellas se hallan entre los 33 y 43° S, en la banda noroeste – sudeste, fuertemente baroclínica, previamente mencionada.

Tabla 1: Ciclones explosivos con mayor caída de geopotencial relativa a latitud media del evento ($\Delta\phi_r = \Delta\phi \times \text{sen}(-60) / \text{sen}\phi$).

Sistema al fin del desarrollo explosivo					Sistema 24 horas antes			
Fecha	Hr	Lat.	Lon.	ϕ	Lat.	Lon.	ϕ	$\Delta\phi_r$
14/10/82	00	-39.813	-38.25	-296	-38.691	-49.5	-18	-380.572
18/10/82	12	-42.056	-48.375	-369	-43.177	-56.25	-40	-420.873
04/07/83	0	-45.42	-41.625	-451	-34.205	-48.375	-171	-381.222
27/06/84	12	-39.813	-43.875	-316	-34.205	-47.25	13	-475.914
20/09/84	12	-38.691	-51.75	-296	-30.841	-54	-4	-448.899
04/09/87	00	-39.813	-43.875	-249	-34.205	-49.5	44	-423.839
10/08/88	00	-33.084	-41.625	-137	-29.719	-48.375	81	-363.341
09/06/92	12	-42.056	-51.75	-237	-39.813	-63	97	-441.786
19/07/92	12	-38.691	-48.375	-110	-30.841	-50.625	135	-376.645
25/07/93	00	-37.57	-39.375	-164	-35.327	-47.25	87	-366.213

La figura 5.7 muestra los dos ciclones en que se produjo la mayor caída de geopotencial. En el primer caso (27 de junio de 1984), esta disminución de geopotencial es aproximadamente unos 59.6 hPa (476 mgp) en 24 horas (fig. 5.7.a). Este valor es similar al encontrado por Neiman y Shapiro (1993) en el hemisferio norte, en el que la caída de presión fue de 60 hPa en 24 horas. En tanto, la siguiente situación de mayor desarrollo, es de septiembre de ese mismo año y alcanza a 56 hPa (449 mgp) en 24 horas (fig. 5.7.b). En ambos casos estas proporciones están ponderadas por la latitud del evento.

Entre los 10 casos de mayor caída de geopotencial, dos situaciones presentan otras singularidades. La situación del 19 de julio de 1992, en la cual la profundización partió de una altura geopotencial de 135 mgp y en 24 horas descendió a -110 mgp (fig. 5.8.a) y la de agosto de 1988 que se profundizó a los 33° de latitud sur (fig. 5.8.b).

Una característica de este grupo es que la mayoría de las mismas tiene una duración superior a las 24 horas. Un ejemplo de esto es el ciclón de julio de 1983 (tabla 2).

Como se expresó anteriormente, se encontraron 84 eventos "bomba" que superan las 24 horas de profundización. La mayoría de ellas tiene un período de 36 horas y 10 alcanzan las 48 horas. Pero hay dos situaciones sinópticas que se destacan por la duración en su período explosivo. Contando intervalos de 24 horas con el comienzo a las 00 y 12 UTC estas situaciones tienen un desarrollo de 60 horas. La tabla 2 y las figuras 5.9 y 5.10 muestran la secuencia de las mismas.

Tabla 2: Ciclones explosivos de mayor duración del periodo de desarrollo explosivo

Sistema al fin del desarrollo explosivo					Sistema 24 horas antes			
Fecha	Hr	Lat.	Lon.	ϕ	Lat. Ant.	Lon. ant.	ϕ ant.	$\Delta\phi_r$
27/07/80	00	-39.813	-55.125	-163	-33.084	-59.625	-26	-201.327
27/07/80	12	-45.42	-54	-273	-35.326	-57.375	-48	-303.141
27/07/80	12	-48.785	-63	-211	-47.663	-66.375	-28	-212.54
28/07/80	00	-49.906	-52.875	-445	-39.813	-55.125	-163	-347.81
28/07/80	12	-51.028	-47.25	-483	-45.42	-54	-273	-244.628
02/07/83	12	-29.719	-55.125	-85	-25.233	-60.75	76	-348.675
03/07/83	00	-34.205	-48.375	-171	-27.476	-54	52	-381.056
03/07/83	12	-39.813	-43.875	-314	-29.719	-55.125	-85	-348.369
04/07/83	00	-45.42	-41.625	-451	-34.205	-48.375	-171	-381.222

En particular en la figura 5.9, del 26 al 28 de julio de 1980, hay que destacar que, entre el 26 y el 27 a las 12 UTC, el desarrollo explosivo se produce en dos centros cerrados de baja presión (tabla 2, fig 5.9.b). Posteriormente, el centro frío del oeste decae, mientras que el ubicado al este aún baroclínico, continúa su desarrollo explosivo (figs. 5.9.c y 5.9.d).

La segunda situación, también de julio (tabla 2, del 1-4 de julio de 1983) se caracteriza por la fuerte caída de geopotencial durante las 60 horas de su duración (fig. 5.10).

La tabla 3 muestra los diez ciclones explosivos más profundos. Todos ellos se encuentran en la banda que rodea a los 51° S. Sólo el ciclón de julio de 1983 se encuentra entre los 10 casos de mayor caída de geopotencial (tabla 1). Las figuras 5.11 y 5.12 muestran los dos sistemas de mayor intensidad. Ambos son provenientes de secuencias de 36 horas.

Tabla 3: Ciclones explosivos más profundos.

Sistema al fin del desarrollo explosivo					Sistema 24 horas antes			
Fecha	Hr	Lat	Lon	ϕ	Lat. Ant.	Lon. ant.	ϕ ant.	$\Delta\phi_r$
28/07/80	00	-49.906	-52.875	-445	-39.813	-55.125	-163	-347.381
28/07/80	12	-51.028	-47.25	-483	-45.42	-54	-273	-244.628
06/05/81	00	-55.514	-48.375	-434	-49.906	-59.625	-250	-200.812
04/07/83	00	-45.42	-41.625	-451	-34.205	-48.375	-171	-381.222
04/12/84	00	-58.858	-38.25	-440	-52.149	-45	-271	-194.104
14/01/86	00	-57.757	-33.75	-430	-51.028	-37.125	-237	-206.303
27/10/89	00	-56.635	-50.625	-535	-53.271	-59.625	-195	-359.97
27/10/89	12	-57.757	-50.625	-535	-49.906	-49.5	-274	-281.358
27/04/90	00	-55.514	-41.625	-521	-57.757	-41.625	-269	-261.399
27/04/90	12	-57.757	-34.875	-568	-54.392	-48.375	-357	-220.402

Si bien se mostraron los ciclones más profundos se debe tener en cuenta la latitud a la cual se produjeron los mismos. El coeficiente por el que se multiplica la caída de geopotencial en las bombas, puede pensarse como el cociente entre la vorticidad de la tierra en 60° y la vorticidad de la tierra en

la latitud media donde se produjo el desarrollo explosivo (f_{60}/f_{ϕ}). De la misma manera se puede normalizar a la profundidad de los ciclones si se multiplica a la misma por este coeficiente, ya que el mismo puede interpretarse como el cociente entre la vorticidad de la tierra en 60° S y la vorticidad de la tierra en la latitud del ciclón.

Tabla 4: Ciclones explosivos más profundos normalizados a 60° S de latitud. ϕ es la profundidad absoluta y ϕ_r la profundidad normalizada

Sistema al fin del desarrollo explosivo						Sistema 24 horas antes			
Fecha	Hr	Lat	Lon	ϕ	ϕ_r	Lat. Ant.	Lon. ant.	ϕ ant.	$\Delta\phi_r$
28/07/80	00	-49.906	-52.875	-445	-503.81	-39.813	-55.125	-163	-347.38
28/07/80	12	-51.028	-47.25	-483	-538.06	-45.42	-54	-273	-244.63
14/10/82	12	-40.934	-36	-379	-501.02	-37.57	-42.75	-115	-361.96
18/10/82	12	-42.056	-48.375	-369	-477.11	-43.177	-56.25	-40	-420.87
19/10/82	00	-43.177	-42.75	-389	-492.39	-39.813	-50.625	-184	-268.37
04/07/83	00	-45.42	-41.625	-451	-548.40	-34.205	-48.375	-171	-381.22
27/10/89	00	-56.635	-50.625	-535	-554.77	-53.271	-59.625	-195	-359.97
27/10/89	12	-57.757	-50.625	-535	-547.41	-49.906	-49.5	-274	-281.36
27/04/90	00	-55.514	-41.625	-521	-547.81	-57.757	-41.625	-269	-261.40
27/04/90	12	-57.757	-34.875	-568	-581.60	-54.392	-48.375	-357	-261.40

Como esta serie de ciclones intensos están al norte de 60° S su profundidad relativa es mayor. El ciclón más intenso continúa siendo el del 27 de abril de 1990 (fig. 5.12), pero aparecieron otros ciclones entre 40° y 44° S, con gran caída de geopotencial (tabla 4). Como ejemplo se muestra la figura 13 con la situación del 14 de octubre de 1982 que es la de latitud más norte dentro de este grupo.

Finalmente hay que destacar la situación que se produjo en julio de 1983 (fig.5.9), ya que la misma se encuentra entre las 10 que se caracterizan por:

- mayor caída de geopotencial,
- mayor tiempo de desarrollo explosivo,
- mayor profundidad y

- mayor profundidad relativa.

5.4. Conclusiones del capítulo

Siguiendo el criterio de Sanders y Gyakum, pero en este caso adaptado al geopotencial en 1000 hPa, en el período 1979 – 1993 se detectaron 200 ciclones explosivos en la región sudamericana.

Al igual que en el Hemisferio Norte, los ciclones explosivos son predominantemente marítimos. Estos ciclones se desarrollan principalmente en dos franjas: una en el entorno de los 51° de latitud sur y la otra en dirección noroeste - sudeste partiendo de la región mesopotámica. Es notable la ausencia de ciclones explosivos en la región del golfo de San Matías.

La mayor cantidad de bombas se concentra en invierno, aunque la diferencia con el verano es de 12 casos mensuales. El máximo de frecuencia varía su posición estacionalmente, moviéndose meridionalmente conforme con el aumento de la temperatura en la región. También existe un desplazamiento que lo aleja del continente.

En cuanto a los eventos extremos, hubo dos casos cuyo rápido desarrollo duró hasta 60 horas. La mayor caída de presión detectada es cercana a los 60 hPa en 24 horas.

5.5. Referencias

- Gan, M. A. & V. B. Rao, V. B. (1991): Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.* Vol.119, N.5, pp. 1293 - 1303
- Gan, M. A. & V. B. Rao, V. B., (1996): Case studies of cyclogenesis over South America. *Meteorolog. Appl.*, 3: 359-368.

- Necco, G. V. (1982 a): Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: ciclogénesis. METEOROLOGICA, XIII, 1, 7-21
- Necco, G. V. (1982 b): Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana: trayectorias y desarrollos. METEOROLOGICA, XIII, 1, 21-35.
- Neiman, Paul J. y M. A. Shapiro (1993) The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part I: Frontal Cyclone Evolution and Thermodynamic Air-Sea Interaction.
- Rivero, O. y S. Bischoff, (1971): Ciclogénesis, movimiento y distribución de depresiones en los océanos Atlántico y Pacífico Sur durante el período abril 1967 marzo 1968. METEOROLOGICA, II, 476-523.
- Roebber, Paul J., (1984): Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. Mon. Wea. Rev., 112, 1577-11589
- Ruscher, P. H. and T. P. Condó, (1996 a): Development of Rapidly Deepening Extratropical Cyclone over Land. Part I: Kinematic Aspects. Mon. Wea. Rev., 124, 1609-1632.
- Sanders F. y J. R. Gyakum, (1980): Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". Mon. Wea. Rev., 108, 1589-1606.
- Uccellini L. (1990): Processes contributing to the rapid development of extratropical Cyclones (Chap. 6). Palmén Memorial Volume (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). Amer. Meteor. Soc. 81-105.

Conclusiones

En esta tesis se identifican los ciclones explosivos ocurridos al sur de Sudamérica en el periodo 1979 – 1993, se analiza la génesis y el desarrollo de los ciclones explosivos a través del estudio de situaciones particulares y se establecen las causas de su gran profundización.

Para ello se empleó el criterio definido por Sanders y Gyakum, pero adaptando el mismo a la altura geopotencial en 1000 hPa, en lugar de la presión a nivel del mar. Utilizando los reanálisis del Centro Europeo (15 años) se encontraron 200 ciclones explosivos en la región sur de Sudamérica durante el período citado.

De estos 200 ciclones se analizaron dos casos. El primero de ellos, si bien se inicia sobre el continente, tuvo su desarrollo explosivo sobre el océano, mientras que el segundo de ellos se produjo sobre terreno. De este estudio se arribó a las siguientes conclusiones más importantes.

Del análisis sinóptico dinámico de los ciclones explosivos estudiados surgió que ambos, el caso oceánico como el continental, presentaban características comunes.

El inicio fue similar a los ciclones baroclínicos, con advección de vorticalidad ciclónica y divergencia en altura. Pero ambos procesos tuvieron valores superiores a los valores típicos de la escala sinóptica. En particular, la divergencia alcanzó un valor de 10^{-4} s^{-1} en la ciclogénesis explosiva sobre terreno.

El nivel de no divergencia estuvo claramente definido en ambos casos. La convergencia en capas bajas fue también importante y fuertemente

asociada a la componente ageostrófica debida a la variación temporal de viento horizontal.

Con respecto la variación vertical de la vorticidad, se encontraron dos máximos ciclónicos, uno en la troposfera superior y el otro en niveles bajos. La disminución entre ambos centros, coincide con el nivel de no divergencia. Si bien el máximo de niveles bajos se desarrolló en un tiempo posterior al de altura éste fue mucho más intenso.

Entre las causas del rápido desarrollo se destacó la influencia del calor diabático en la profundización de las capas bajas de la atmósfera. Además, si bien se encontró el máximo de calor diabático en el momento de mayor desarrollo del sistema, éste estuvo presente en toda su evolución.

Por otro lado pudo establecerse que el calor diabático, en los casos aquí estudiados, procedió principalmente de calor liberado por condensación. Este proceso condujo a que ambos sistemas sean ciclones de centro caliente. Este hecho marca una diferencia con algunos casos estudiados en el hemisferio norte donde la fuente de energía, en este tipo de ciclogénesis, proviene de la superficie sobre la que se desplaza el sistema.

En capas bajas fue advectada una masa de aire cálido y húmedo desde el noreste hacia el centro de los ciclones. El fuerte campo de convergencia íntimamente ligado con un ascenso intenso se asoció al aire cálido y húmedo produciendo condensación y liberación de calor latente.

El centro de liberación de calor actuó principalmente incrementando la vorticidad en los niveles inferiores pero sin debilitar los procesos baroclínicos de la troposfera superior y baja estratosfera. La conjunción de ambos procesos dieron lugar a la rápida profundización de los ciclones en capas bajas.

En la ciclogénesis sobre terreno, a través de la vorticidad potencial se comprobó que el término diabático es, en niveles bajos, el impulsor del rápido desarrollo y la profundidad de esta ciclogénesis, pero sin lugar a dudas éste debió estar acompañado en altura por un sistema ciclónico que contrarrestara los efectos anticiclónicos provocados por el calor diabático en estos niveles. La liberación de calor latente ha sido el proceso físico más importante en esta ciclogénesis explosiva.

El viento ageostrófico adquirió valores que superaron a las velocidades del viento horizontal. Esta última característica indica que, si bien estos fenómenos son de escala sinóptica, en ellos influyeron procesos de menor escala ($R_0 \approx 1$).

En la troposfera alta los mayores valores de viento ageostrófico pudieron encontrarse sobre la corriente en chorro. Para la ciclogénesis sobre terreno, el viento ageostrófico en niveles bajos tuvo valores significativos en la región donde se generó la ciclogénesis. En 300 hPa su valor extremo es de 33 m s^{-1} mientras que en el nivel de 850 hPa a 24 m s^{-1} .

Al estudiar la intervención de las componentes ageostróficas en estos ciclones fue notable su efecto en las divergencias y convergencias, como así también en las advecciones verticales de viento debido a la magnitud de la velocidad vertical en ambas situaciones. Además, estas velocidades verticales están relacionadas al calor diabático.

Con respecto a las componentes ageostróficas en la ciclogénesis sobre terreno, la componente ageostrófica con mayor magnitud fue la debida a la advección horizontal de velocidades, en particular, la correspondiente al efecto de vorticidad. Su circulación fue anticiclónica, mientras que la componente de advección vertical del viento contribuyó con viento ageostrófico en sentido de giro del sistema.

Si bien la componente debida a la de advección vertical de velocidades es normalmente despreciable, en la situación sinóptica ocurrida en noviembre de 1989, su acción fue muy destacada en el área del ciclón. En la misma, esta componente ageostrófica tomó valores entre 10 y 15 m s^{-1} , alcanzando un máximo de 22.4 m s^{-1} en 700 hPa, el día 12 a las 06 UTC. Su dirección fue del noreste disminuyendo su intensidad de noroeste a sudeste, de esta manera colaboró en una disminución de la velocidad horizontal en la región noroeste del sistema y un crecimiento al sudeste. Además, advectó vorticidad ciclónica originando que, en capas altas, ésta pase de anticiclónica a ciclónica al este del sistema. Esto trajo aparejado que el eje ciclónico del sistema se verticalice.

Con respecto a la intervención de la componente de advección vertical del viento en la energía, los resultados obtenidos mostraron que esta componente resta energía cinética al oeste del sistema mientras que al este del mismo, la incrementa, ayudando al desplazamiento del sistema hacia el este.

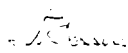
Como resultado de la búsqueda de ciclones explosivos en la región, se encontró, que al igual que en el hemisferio norte, los ciclones explosivos son predominantemente marítimos:

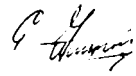
Estos ciclones se desarrollan principalmente en dos franjas: una banda latitudinal comprendida entre 45° y 60° S y la otra en dirección noroeste sudeste partiendo de la región mesopotámica. Esta última es una región fuertemente baroclínica, resultado coincidente con las afirmaciones de Roebber para el hemisferio norte, que encuentra que este tipo de ciclones se producen en zonas baroclínicas. Además, no se registran casos sobre el golfo de San Matías que es uno de los lugares privilegiados de las ciclogénesis.

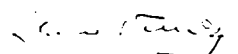
La mayor cantidad de bombas se concentra en invierno, aunque este fenómeno se registró durante todo el año. En invierno la mayoría de los casos se ubican en una franja entre 32° y 45° S. En las otras estaciones del

año el máximo de frecuencia varía su posición moviéndose a lo largo de la banda baroclínica noroeste sudeste según cambia la temperatura en la región.

En cuanto a los eventos extremos, hubo dos casos cuyo rápido desarrollo duró hasta 60 horas. La mayor caída de presión detectada fue cercana a los 60 hPa en 24 horas. Este valor es similar a los casos extremos del hemisferio norte.


DR. ERICH R. LICHTENSTEIN


DR. ERICH R. LICHTENSTEIN
PROF. TITULAR UBA


DR. MARIO N. NUÑEZ
PROF. TITULAR UBA
INVESTIGADOR CONICET

Anexo 1

Cálculo de la energía cinética de la componente ageostrófica debida a la advección vertical de velocidades.

La energía cinética por unidad de masa está dada por:

$$k = 1/2 (\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})$$

$$\mathbf{V} = (\mathbf{V} - \mathbf{V}_{av}) + \mathbf{V}_{av} = \mathbf{V}_{sav} + \mathbf{V}_{av}$$

donde $\mathbf{V}_{sav} = \mathbf{V} - \mathbf{V}_{av}$ representa el viento sin la componente ageostrófica debida a la advección vertical de velocidades. Entonces la energía cinética por unidad de masa puede ser escrita como:

$$k = 1/2 [(\mathbf{V}_{sav} + \mathbf{V}_{av}) \cdot (\mathbf{V}_{sav} + \mathbf{V}_{av})]$$

o

$$k = 1/2 [(\mathbf{V}_{sav})^2 + 2 (\mathbf{V}_{sav} \cdot \mathbf{V}_{av}) + (\mathbf{V}_{av})^2]$$

se define entonces la energía derivada de \mathbf{V}_{av} :

$$k_{av} = 1/2 [2 (\mathbf{V}_{sav} \cdot \mathbf{V}_{av}) + (\mathbf{V}_{av})^2]$$

o lo que es igual:

$$\begin{aligned} k_{av} &= 1/2 \{2 [(\mathbf{V} - \mathbf{V}_{av}) \cdot \mathbf{V}_{av}] + (\mathbf{V}_{av})^2\} = \\ &= 1/2 [2 \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}_{av} - (\mathbf{V}_{av})^2] \end{aligned}$$

Fe de erratas

Pág. 1, 8, 25, 38, 40, 51, 54 y 57

donde dice: Bluestein, 1992

debe decir: Bluestein, 1993

Pág. 17, 18 y 19

donde dice: VP

debe decir: P

Introducción

Pág. 1,

párrafo 3: se agrega la referencia en azul

Si bien existen otras definiciones de ciclogénesis intensas (Chung et al, 1976 y en el hemisferio sur Seluchi 1995), a partir del trabajo de SG siempre se hace referencia a la definición de éstos autores aunque, a veces, se la modifica levemente (Rogers y Bosart, 1986 y Wash y otros, 1992).

párrafo 7: se agrega el texto en azul

Roebber (1984) realiza una climatología (de febrero de 1980 a enero de 1981) donde incluye los "ciclones menores para evaluar crudamente la relación entre las rápidas profundizaciones y las perturbaciones baroclínicas más moderadas".

Pág. 6,

párrafo 3, se agrega el texto en azul:

En la segunda parte de su trabajo (1996 b) concluyen que, para el caso que ellos estudiaron, el forzante frontogénico de superficie (convergencia producida por el frente) y el calor latente fueron los responsables primarios para el desarrollo del sistema.

Pág. 7,

párrafo 2, donde dice: es decir

debe decir: amortiguado por

El resto de los trabajos sobre el tema en el hemisferio sur son dos estudios de casos. Jusem y Atlas (1991), analizan una ciclogénesis en la costa de Mar del Plata y explican el fenómeno de escala sinóptica debido a la advección de densidad integrada verticalmente, amortiguado por la acción conjunta de la divergencia neta y la velocidad vertical.

párrafo 5, se agrega el texto en azul:

En esta tesis se estudia la formación y el desarrollo de los ciclones extratropicales explosivos que se producen en la región sur de Sudamérica a través del análisis de 2 situaciones. En la misma se analizan los procesos responsables de su génesis y la estructura de dos de esos sistemas

Capítulo 1

Pág. 16,

párrafo 1, donde dice: dV_H/dt

debe decir: dV_H/dt

donde dice: V_H

debe decir: V_H

párrafo 2 *donde dice*: la descomponemos

debe decir: se descompone

Pág. 22,

párrafo 1, se agrega el texto en azul:

El primer método consiste en utilizar únicamente las variaciones espaciales, es así que al viento ageostrófico se le restan las componentes ageostroficas debidas a los gradientes de la velocidad horizontal ($V_T = V_a - V_{ah} - V_{av}$)

Pág. 23,

párrafo 2 *donde dice*: 325 K

debe decir: 345 K

Capítulo 2

Pág. 29,

párrafo 4

donde dice:

Al acercarse la vaguada de niveles medios y altos al sistema baroclínico, se produce sobre Uruguay una onda frontal, que en las primeras horas del día 13 de septiembre, en 1000 hPa (no mostrado) a aproximadamente en 30° S y 54° O

debe decir:

Al acercarse la vaguada de niveles medios y altos al sistema baroclínico, se produce sobre Uruguay una onda frontal, que en las primeras horas del día 13 de septiembre se ubica a aproximadamente en 30° S y 54° O, en 1000 hPa (no mostrado).

Pág. 29,

párrafo 3, se agrega el texto en azul:

Con el fin de analizar la estructura tridimensional del sistema...

Pág. 34,

párrafo 4, *donde dice:* puede

debe decir: puede.

Pág. 37, párrafo 3,

donde dice:

Estos gradientes de calor diabático se encuentran ubicados desde el su-
deste al sur y al oeste en forma espejada con lo señalado por Uccellini (1990)
para los casos del HN.

debe decir:

Estos gradientes de calor diabático se encuentran ubicados al oeste en
forma espejada con lo señalado por Uccellini (1990) para los casos del HN.

Capítulo 4

Pág. 69,

párrafo 1, debe ser suprimido el texto en azul

En esta figura (4.11.a) se visualiza el flujo ageostrófico hacia la baja pre-
sión en las zonas de confluencia y hacia la alta presión en las zonas de difluen-
cia. como así también la componente ageostrófica hacia la baja presión entre
vaguadas y cuñas.

Pág. 70,

párrafo 1, debe se suprimido ????????

Pág. 71,

párrafo 1, *donde dice*: sudeste

debe decir: sur

En 850 hPa a las 06 UTC, la contraposición más intensa se produce al sur del centro de la baja presión (fig. 4.16).

Pág. 74,

párrafo 1 *donde dice*: norte

debe decir: sur

Como se dijo anteriormente, los valores positivos de ω se encuentran alejados de la región específica de estudio, aunque en la figura 4.19.d en la región noroeste, se puede ver cómo el cambio de signo de la velocidad vertical da a este viento una componente del sur.

Capítulo 5

Pág. 85,

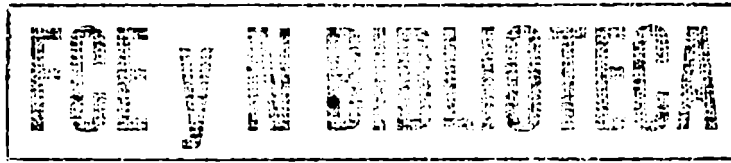
párrafo 3, *donde dice*: 84

debe decir: 71

donde dice: 16

debe decir: 12

Dentro de este tipo de ciclones, aquellos que tuvieron un desarrollo explosivo superior a las 24 horas, suman 71, donde el máximo mensual es de 12 eventos, número que se repite los meses de junio y julio (fig. 5.3). El menor número de casos se da en el mes de marzo junto con el mínimo de la serie completa



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Depto. de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

*Estudio de los ciclones explosivos sobre la
región sur de Sudamérica*

Volumen 2

Norma E. Possia

*Directores: Dr. Mario N. Nuñez
Dr. Erich R. Lichtenstein*

3786

12

2004

Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Depto. de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

*Study of the explosive cyclones over
southern South America*

Volumen 2

Norma E. Possia

*Directores: Dr. Mario N. Nuñez
Dr. Erich R. Lichtenstein*

2004

Índice de figuras:

Pág.

Capítulo 1:

Consideraciones teóricas, datos utilizados y metodología	1
Figura: 1.1	2
Figura: 1.2	3
Figura: 1.3	4

Capítulo 2:

Ciclogénesis Oceánica: Caso de estudio de septiembre de 1979.	5
Figura: 2.1	6
Figura: 2.2	7
Figura: 2.3	8
Figura: 2.4	10
Figura: 2.5	11
Figura: 2.6	12
Figura: 2.7	13
Figura: 2.8	14
Figura: 2.9	15
Figura: 2.10	16
Figura: 2.11	17
Figura: 2.12	18
Figura: 2.13	19
Figura: 2.14	20
Figura: 2.15	21

Figura: 2.16	22
Figura: 2.17	23
Figura: 2.18	24
Figura: 2.19	25
Figura: 2.20	26

Capítulo 3:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989.

<i>Parte a: Génesis y desarrollo.</i>	27
Figura: 3.1	28
Figura: 3.2	29
Figura: 3.3	30
Figura: 3.4	31
Figura: 3.5	32
Figura: 3.6	33
Figura: 3.7	34
Figura: 3.8	34
Figura: 3.9	35
Figura: 3.10	37
Figura: 3.11	38
Figura: 3.12	39
Figura: 3.13	40
Figura: 3.14	41
Figura: 3.15	42
Figura: 3.16	44
Figura: 3.17	45
Figura: 3.18	46
Figura: 3.19	47

Figura: 3.20	48
Figura: 3.21	49
Figura: 3.22	50
Figura: 3.23	51
Figura: 3.24	52

Capítulo 4:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989.

***Parte b: Intervención de las componentes ageostróficas.*** 53

Figura: 4.1	54
Figura: 4.2	55
Figura: 4.3	56
Figura: 4.4	57
Figura: 4.5	58
Figura: 4.6	59
Figura: 4.7	60
Figura: 4.8	61
Figura: 4.9	62
Figura: 4.10	63
Figura: 4.11	64
Figura: 4.12	65
Figura: 4.13	66
Figura: 4.14	66
Figura: 4.15	67
Figura: 4.16	68
Figura: 4.17	68
Figura: 4.18	69
Figura: 4.19	70

Figura: 4.20	71
Figura: 4.21	71
Figura: 4.22	72
Figura: 4.23	73
Figura: 4.24	74
Figura: 4.25	75
Figura: 4.26	76
Figura: 4.27	77
Figura: 4.28	78
Figura: 4.29	79
Figura: 4.30	80
Figura: 4.31	81
Figura: 4.32	82
Figura: 4.33	83
Figura: 4.34	84
Figura: 4.35	85
Esquema: 4.1	86

Capítulo 5:

Frecuencia de ciclones explosivos al Sur de Sudamérica	87
Figura: 5.1	88
Figura: 5.2	89
Figura: 5.3	89
Figura: 5.4	90
Figura: 5.5	91
Figura: 5.6	92
Figura: 5.7	94
Figura: 5.8	95

Figura: 5.9	96
Figura: 5.10	97
Figura: 5.11	98
Figura: 5.12	99
Figura: 5.13	100

Capítulo 1:

Consideraciones teóricas, datos utilizados y metodología

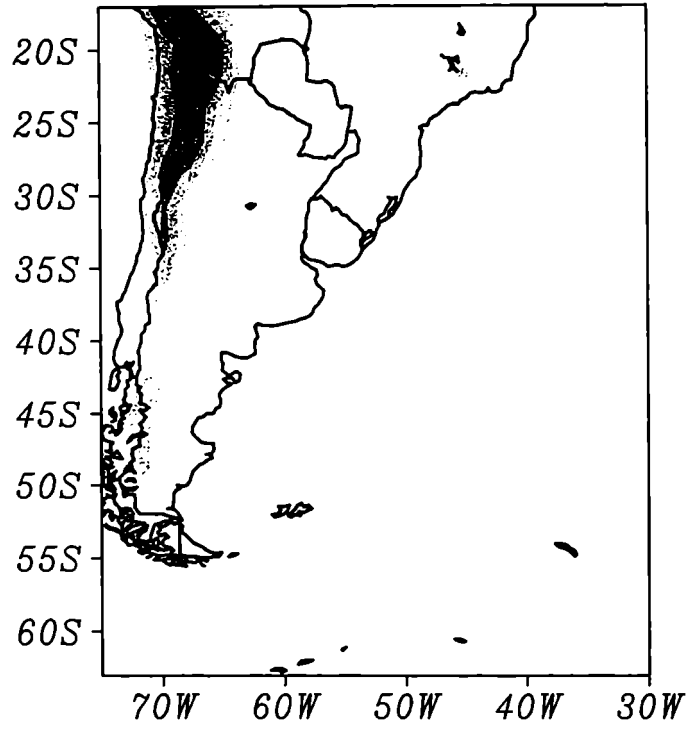


Fig. 1.1: *Región utilizada para la búsqueda de ciclones explosivos.*

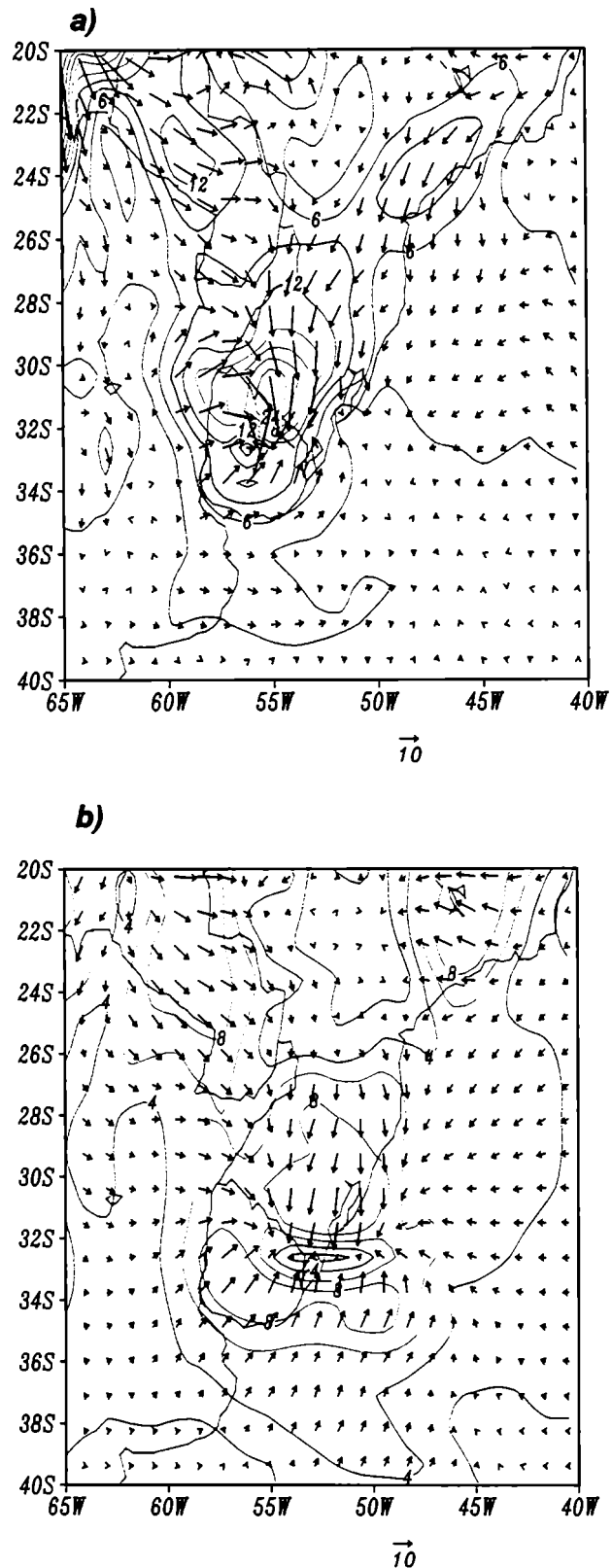


Fig. 1.2: Componente ageostrófica del viento debida a las variaciones temporales del viento horizontal (isotacas cada 3 m s^{-1}): a) calculada como diferencia entre el viento ageostrófico total y las componentes ageostróficas espaciales y b) calculada con una interpolación polinomial y un esquema temporal de 4° orden.

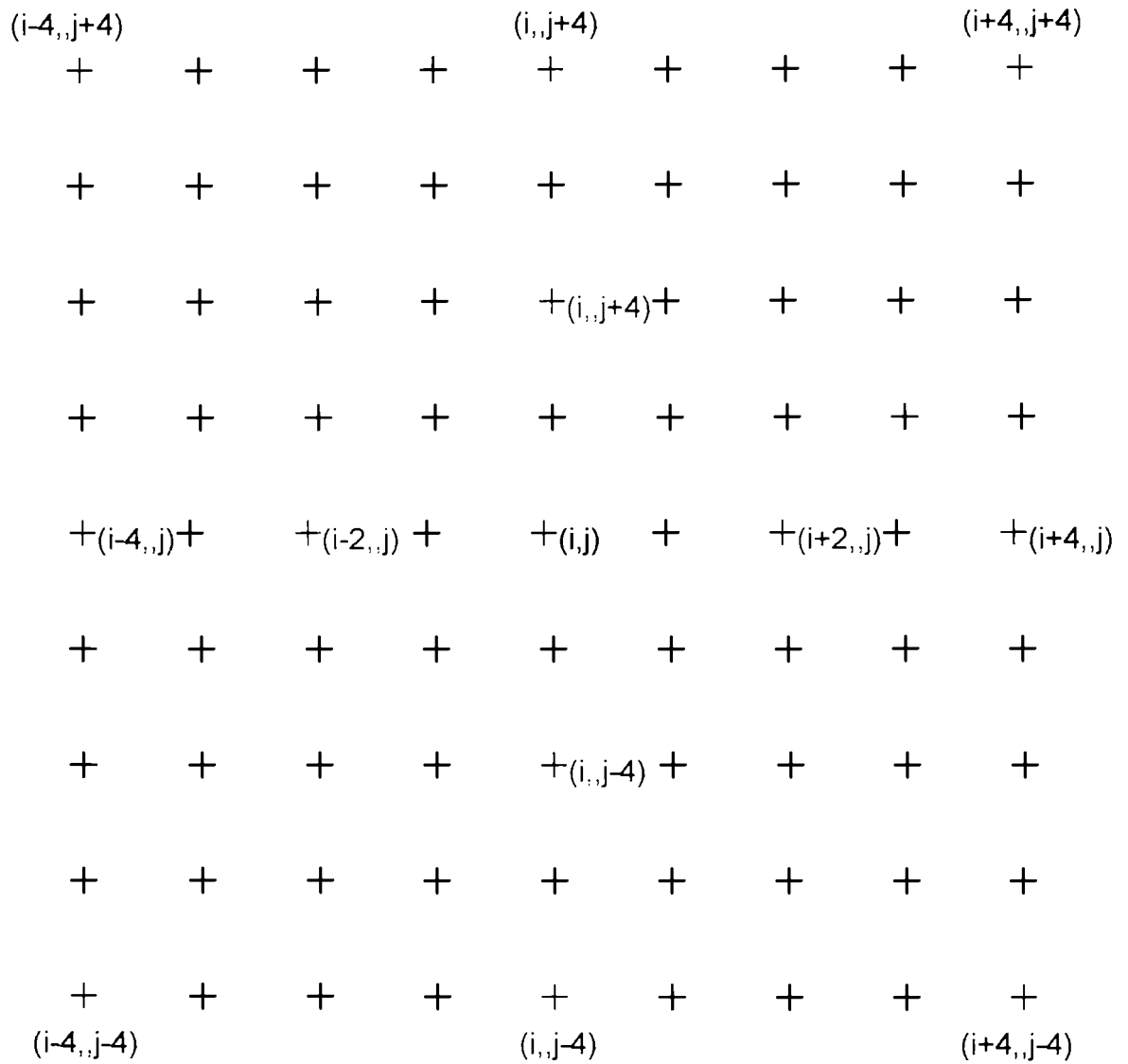


Fig. 1.3: *Nodos de retículo utilizados para encontrar los centros cerrados de mínima altura geopotencial.*

Capítulo 2:

Ciclogénesis Oceánica: Caso de estudio de septiembre de 1979

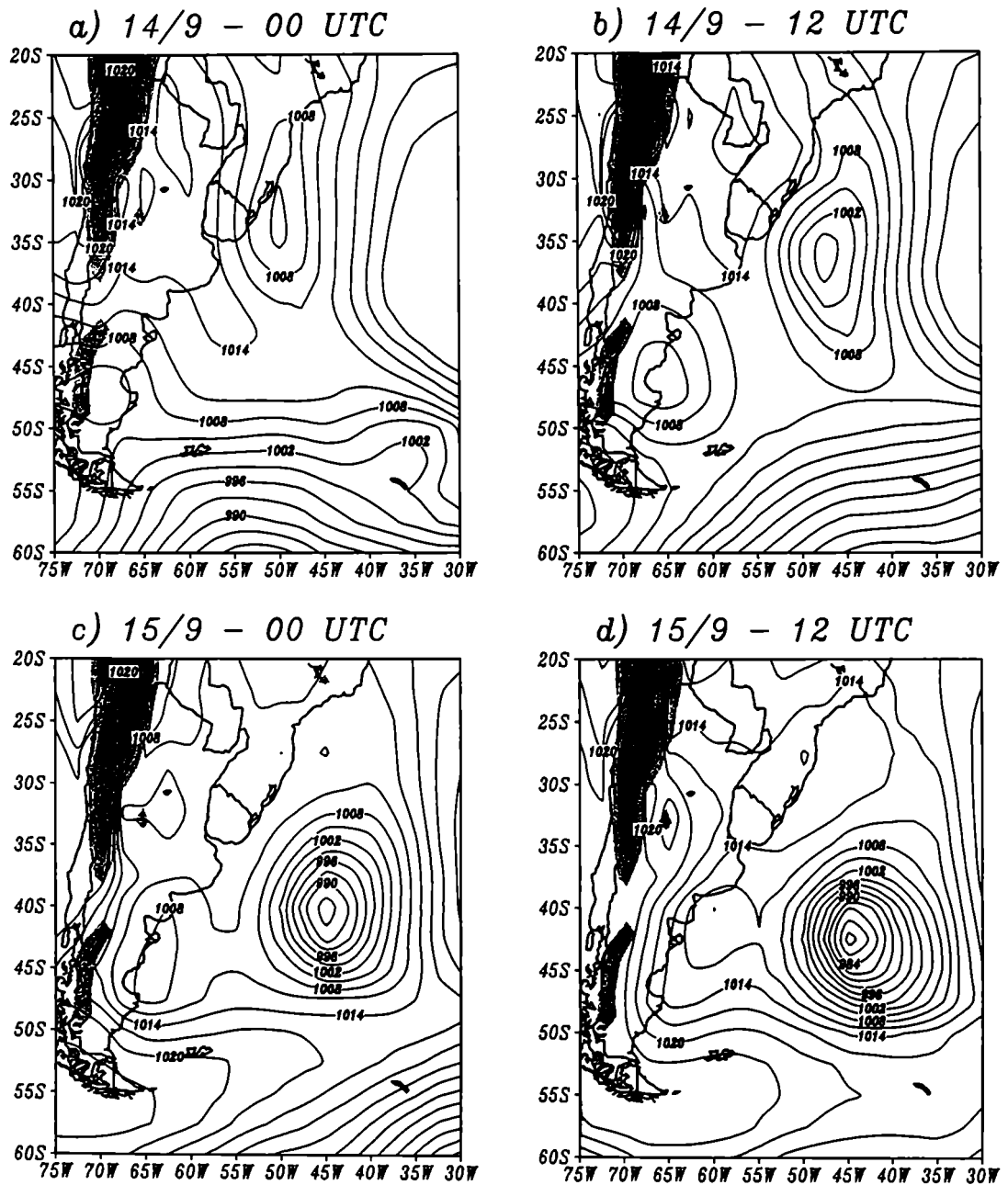


Fig. 2.1: Presión a nivel del mar para los días: a) 14 de septiembre de 1979 a las 00 UTC, b) 14 de septiembre a las 12 UTC, c) 15 de septiembre a las 00 UTC y d) 15 de septiembre a las 12 UTC. Datos extraídos de NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado.

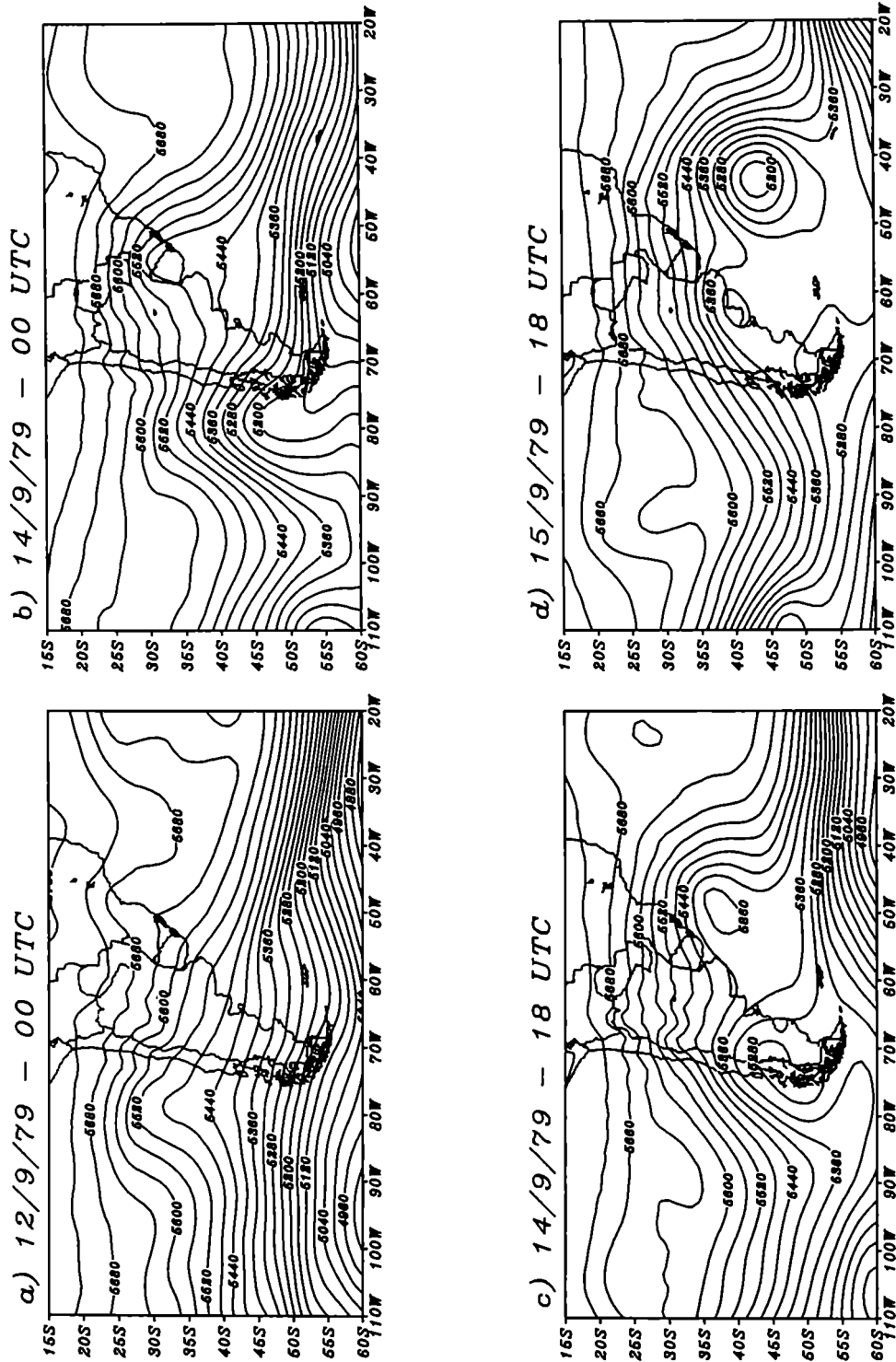
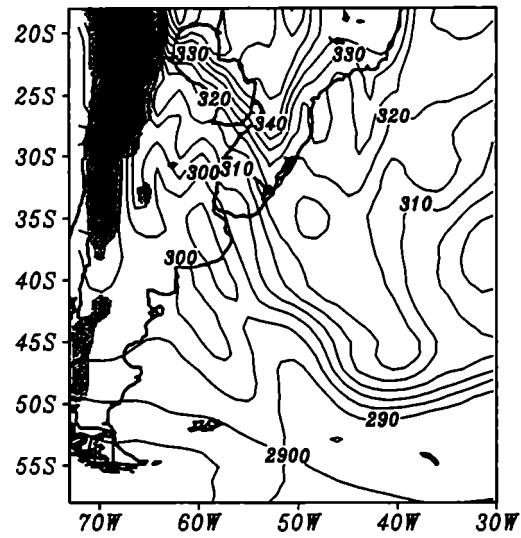
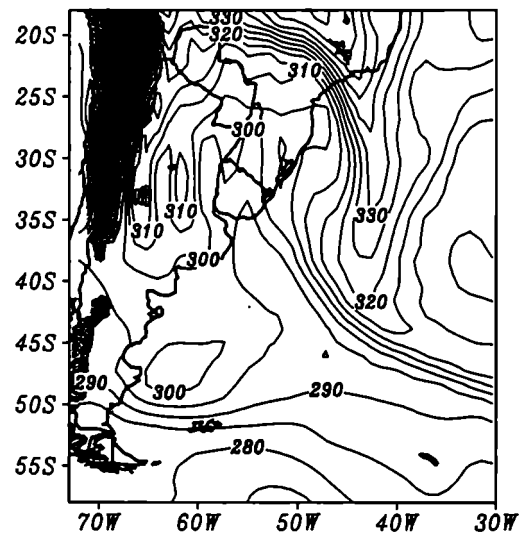


Fig. 2.2: Reanálisis del ECMWF de altura geopotencial (—) de 500 hPa, para los días: a) 12 de septiembre de 1979, a las 00 UTC, b) 14 de septiembre a las 00 UTC, c) 14 de septiembre a las 18 UTC y d) 15 de septiembre a las 18 UTC.

a) 13/9 - 12 UTC



b) 14/9 - 12 UTC



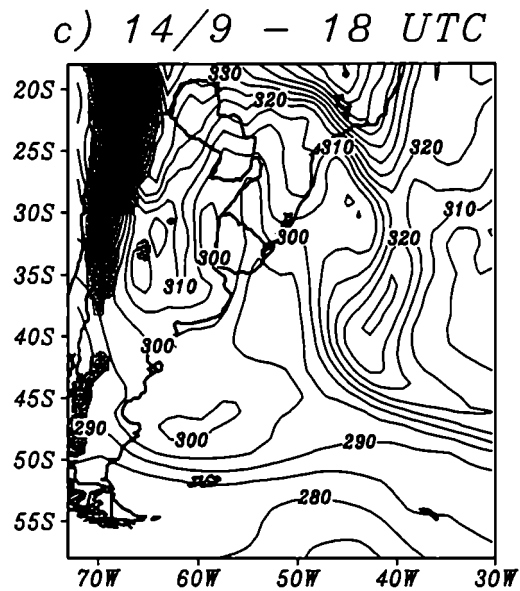


Fig. 2.3: Temperatura potencial equivalente (θ_e) en 850 hPa, para: **a)** 13 de septiembre a las 12 UTC, **b)** 14 de septiembre a las 12 UTC y **c)** 14 de septiembre a las 18 UTC.

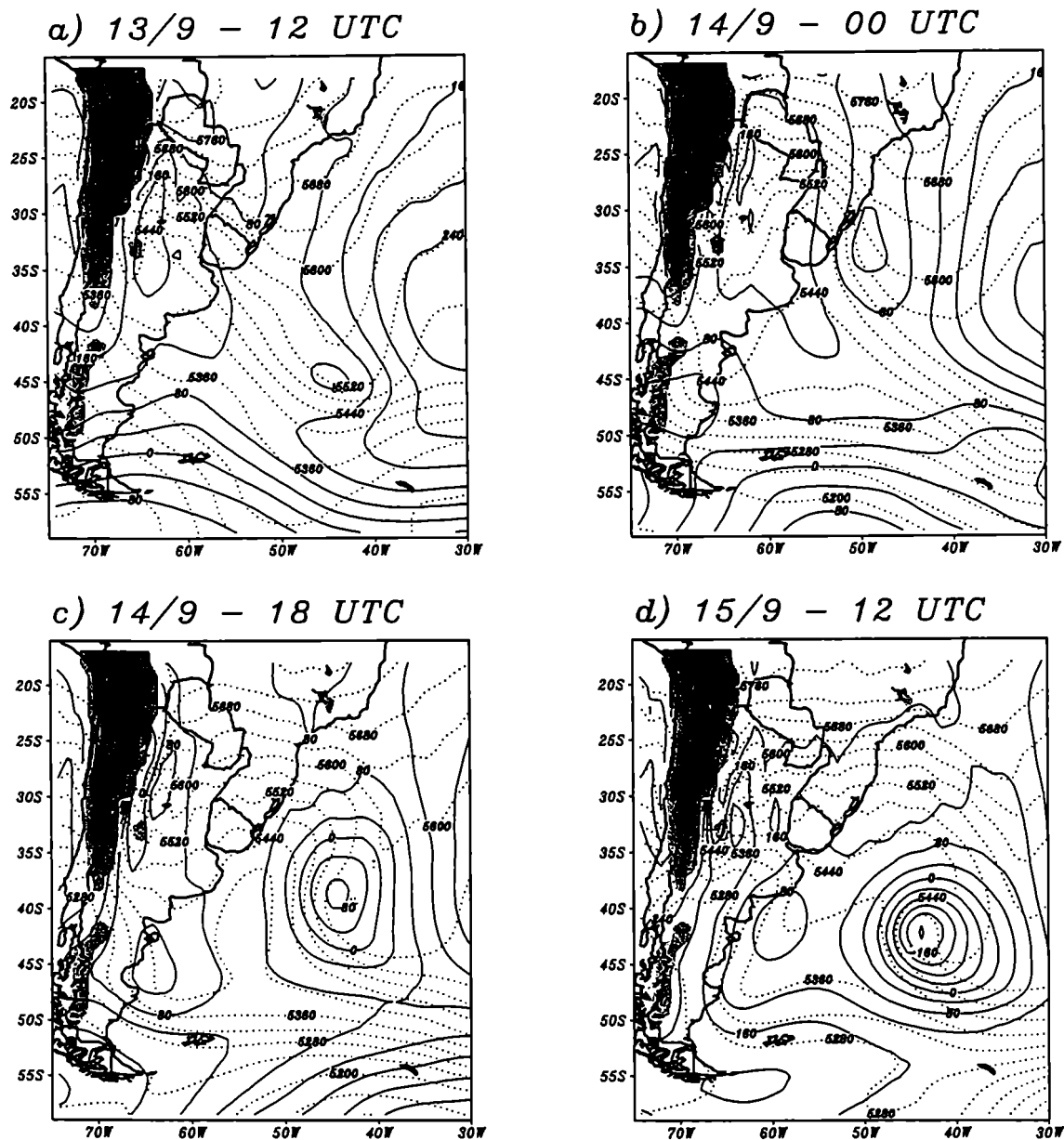
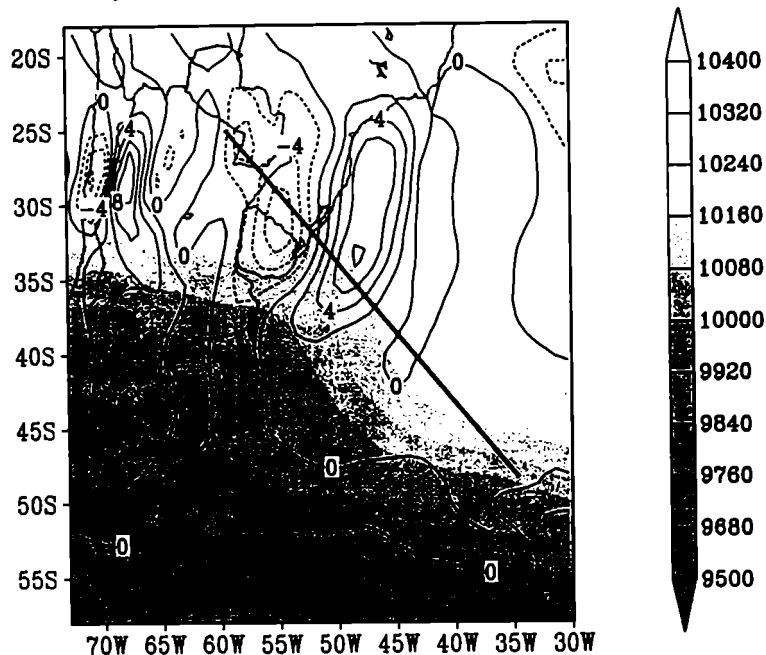


Fig. 2.4: Reanálisis del ECMWF de altura geopotencial de 1000 hPa (—) y del espesor 1000/500 hPa (····) para los días: a) 13 de septiembre a las 12 UTC, b) 14 de septiembre a las 00 UTC, c) 14 de septiembre a las 18 UTC y d) 15 de septiembre a las 12 UTC.

a) 14/9 - 06 UTC - 250 hPa



b) Corte Vertical

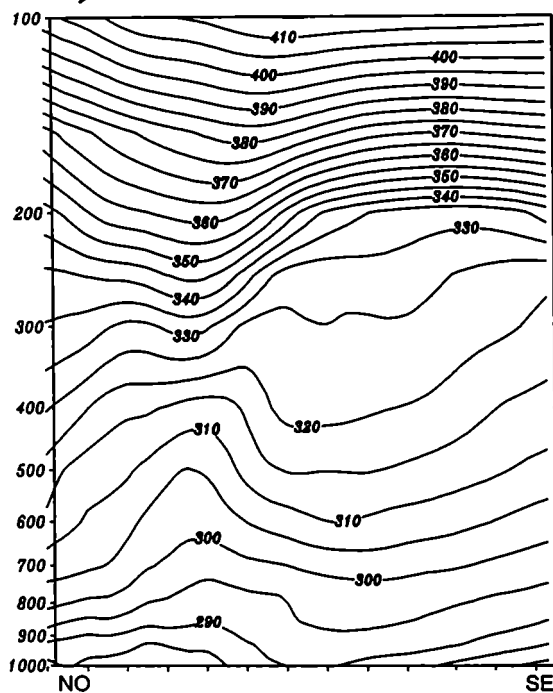


Fig. 2.5: Para el 14 de septiembre a las 06 UTC: a) campo de altura geopotencial (sombreado) y campo de advección térmica en 250 hPa. Contornos de la advección térmica: $2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ y b) corte vertical de la temperatura potencial (θ) en el segmento determinado por 25° S , 60° O y 49° S , 35° O .

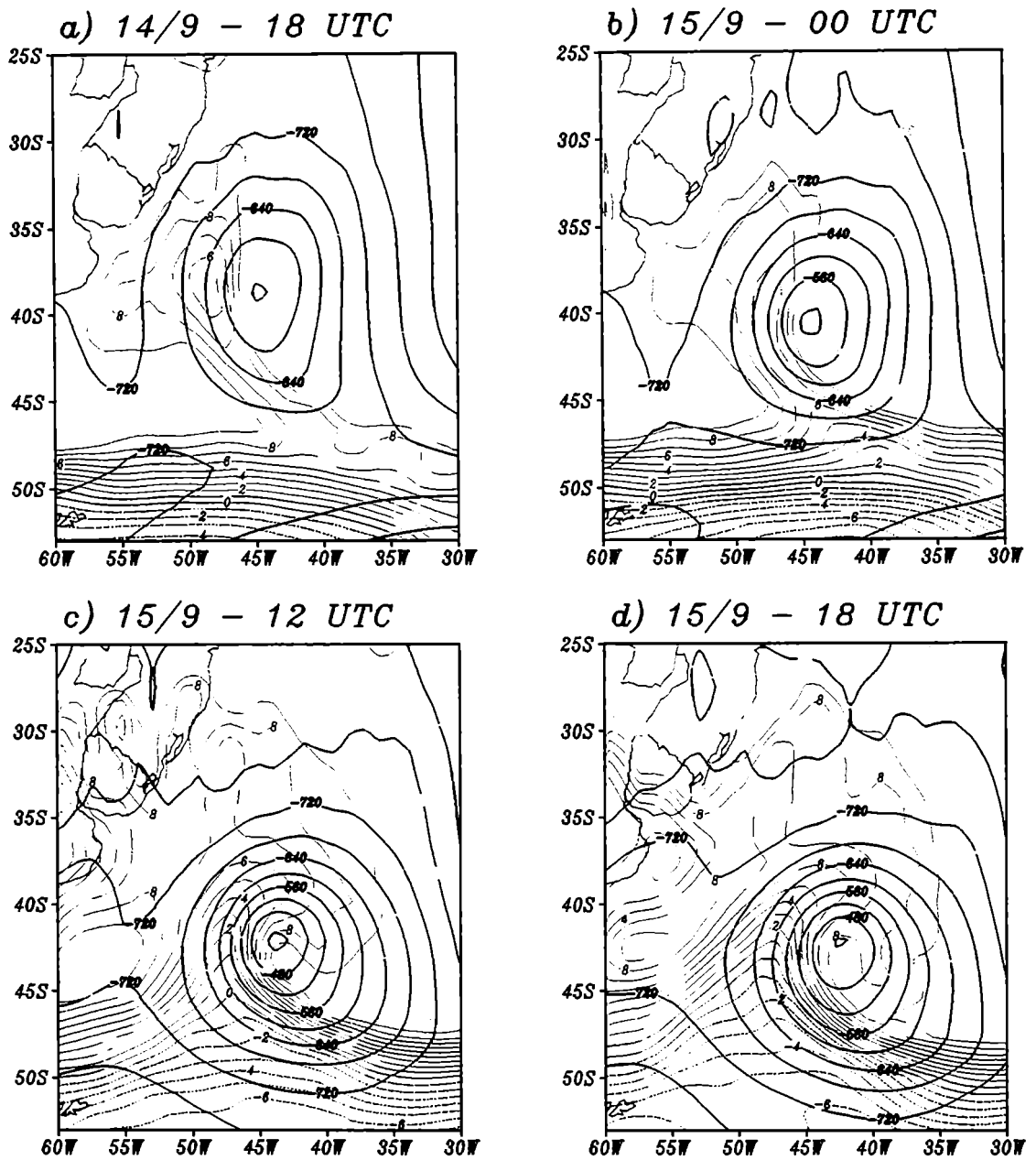


Fig. 2.6: Campos de altura geopotencial (negro) y temperatura (color) (Contornos cada 1° C) en 925 hPa para: **a)** 14 de septiembre a las 18 UTC, **b)** 15 de septiembre a las 00 UTC, **c)** 15 de septiembre a las 12 UTC y **d)** 15 de septiembre a las 18 UTC.

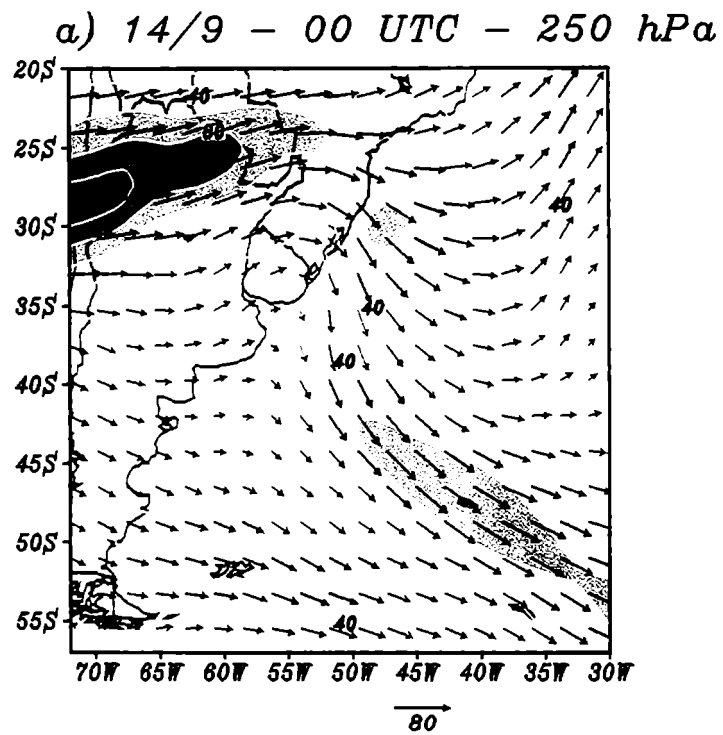


Fig. 2.7: Campo de viento e isotacas superiores a $30 m s^{-1}$ (sombreadas, cada $10 m s^{-1}$), en el nivel de 250 hPa, para el día 14 de septiembre a la 00 UTC.

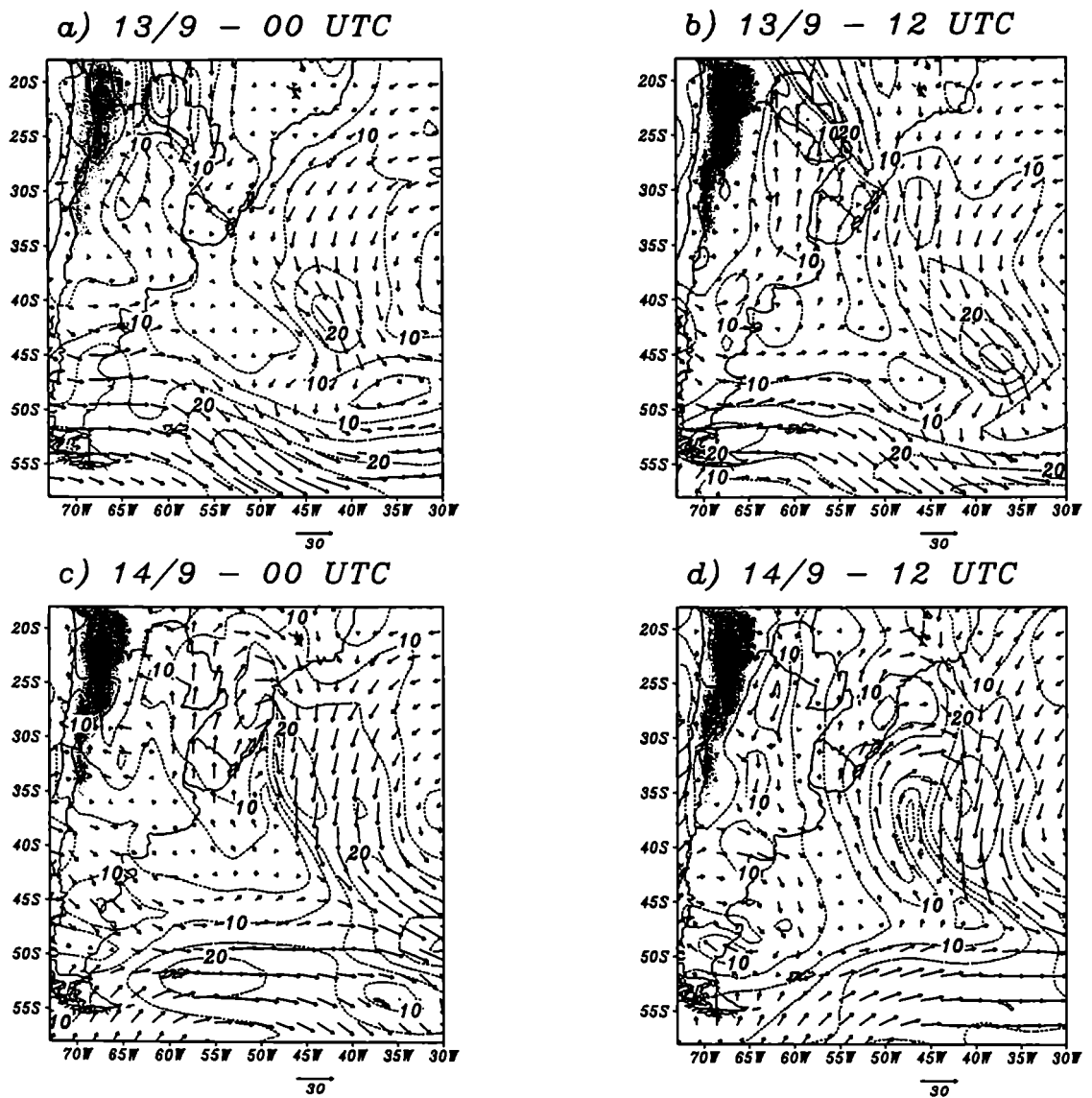


Fig. 2.8: Campo de viento e isotacas en el nivel de 850 hPa: a) 13 de septiembre a las 00 UTC, b) 13 de septiembre a las 12 UTC, c) 14 de septiembre a las 00 UTC y d) 14 de septiembre a las 12 UTC. Contornos cada 5 m s^{-1} .

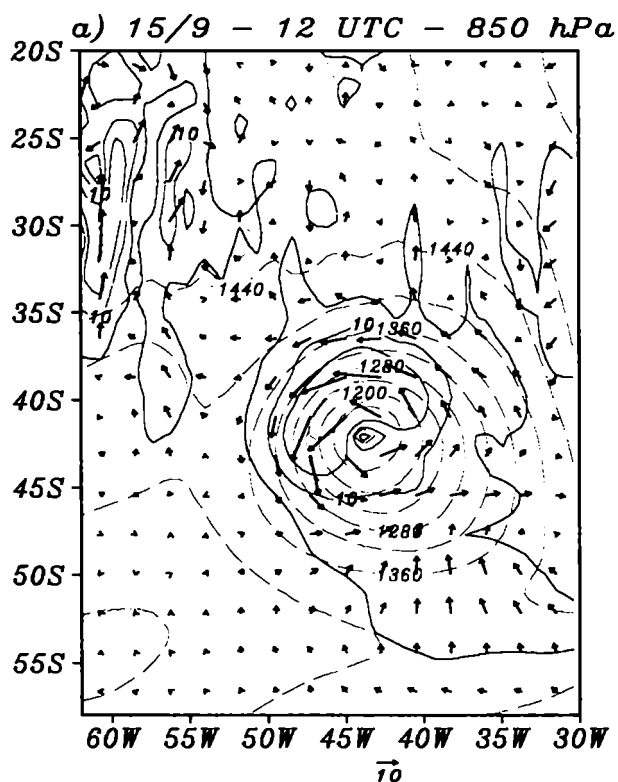


Fig. 2.9: Campo de la componente ageostrófica del viento y sus isotacas en el nivel de 850 hPa para el 15 de septiembre a las 12 UTC. Contornos de las isotacas cada 5 m s^{-1} .

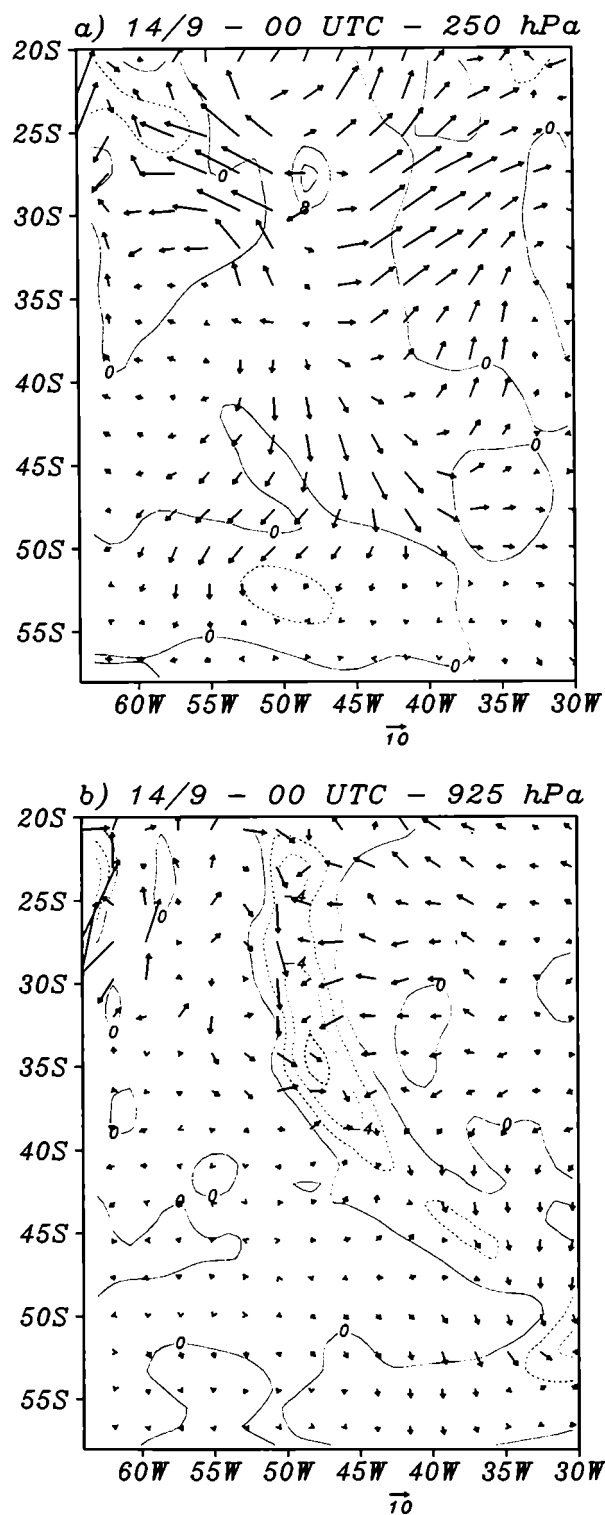


Fig. 2.10: Campos de divergencia y de viento ageostrófico para el 14 de septiembre a las 00 UTC: **a)** en el nivel de 250 hPa y **b)** en el nivel de 850 hPa. Contornos de divergencia $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

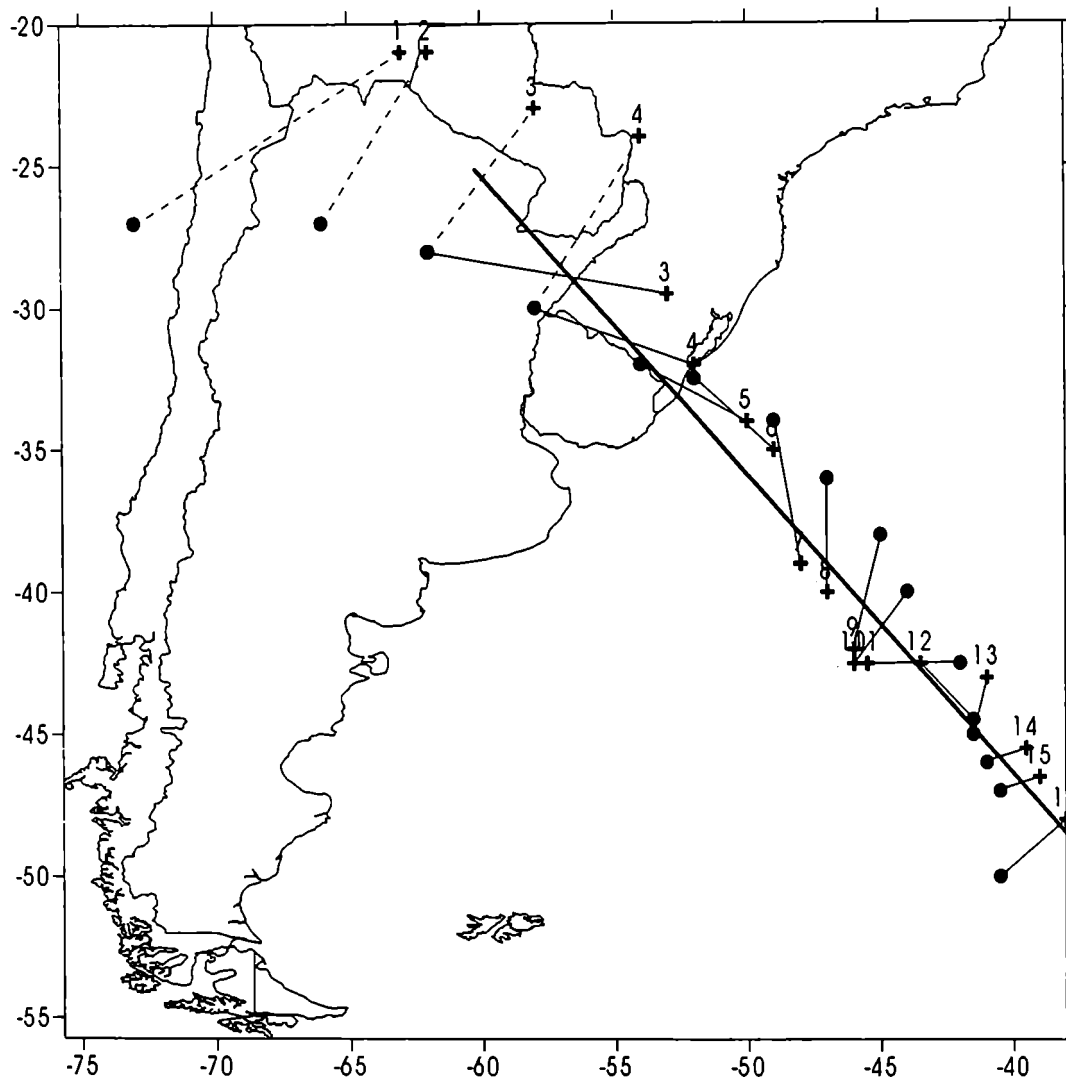


Fig.: 2.11 Posición de los máximos de vorticidad ciclónica en los niveles de 300 (●) y 850 (+) hPa, entre el 12 de septiembre a las 12 UTC y el 16 de septiembre a las 6 UTC, cada 6 horas. En 850 hPa dos procesos se asocian al sistema de altura. Se une con línea de trazos los sistemas de 850 y 300 hPa del proceso que se inicia en primer término y con línea llena delgada los sistemas del proceso que comenzó 12 horas más tarde.

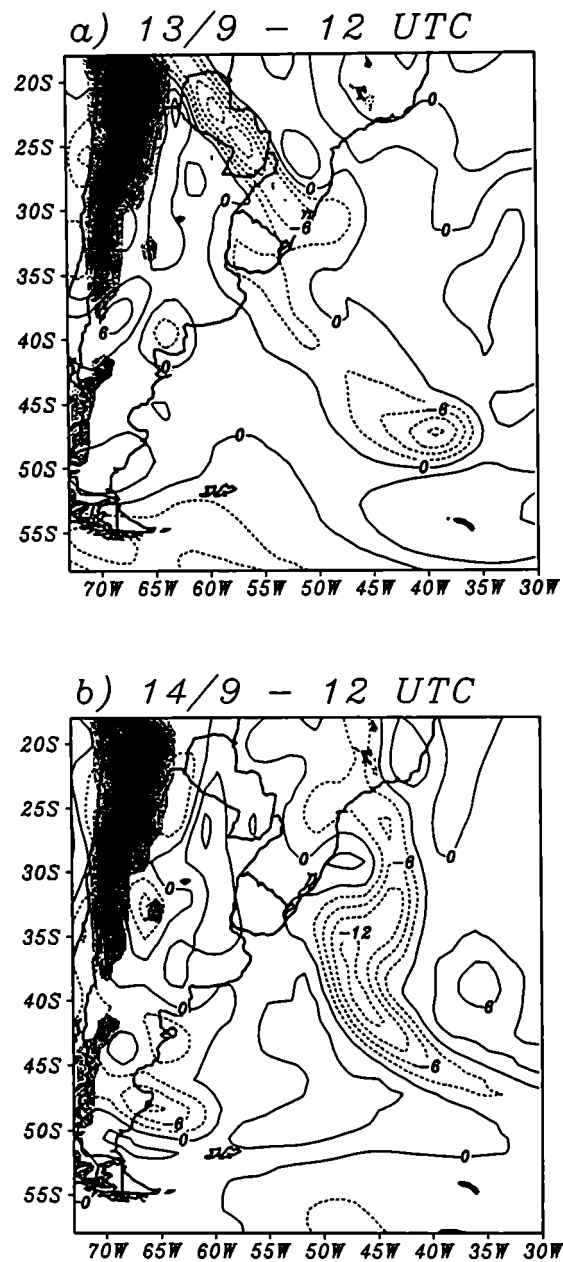


Fig. 2.12: Campo de vorticidad relativa en 850 hPa para: **a)** 13 de septiembre a las 12 UTC y **b)** 14 de septiembre a las 12 UTC (Contornos cada $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

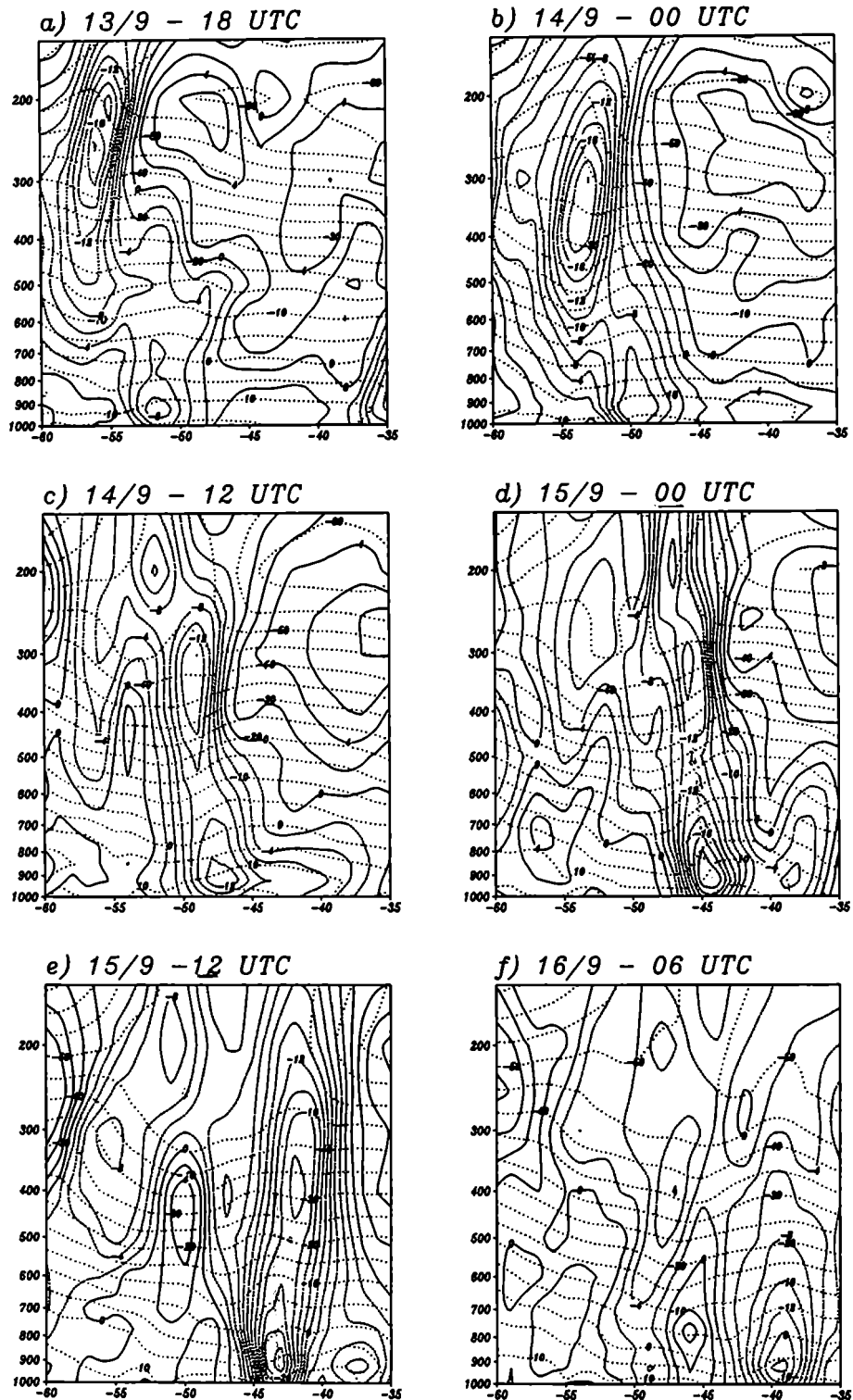


Fig. 2.13: Corte vertical de la vorticidad relativa y de la temperatura a lo largo del segmento en línea gruesa graficado en la Fig. 2.11 para los días: a) 13 de septiembre a las 18 UTC, b) 14 de septiembre a las 00 UTC, c) 14 de septiembre a las 12 UTC d) 15 de septiembre a las 00 UTC, e) 15 de septiembre a las 12 UTC y f) 16 de septiembre a las 06 UTC. Contornos de vorticidad cada $2 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ y de temperatura cada 5° C .

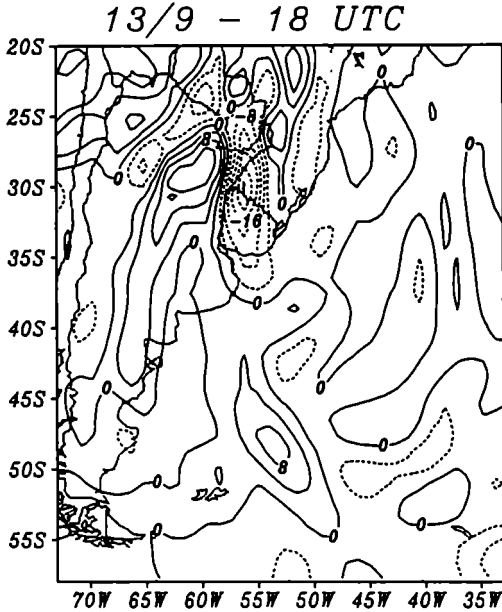


Fig. 2.14: Advección horizontal de vorticidad relativa en 300 hPa para el día 13 de septiembre a las 18 UTC. Contornos cada $4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

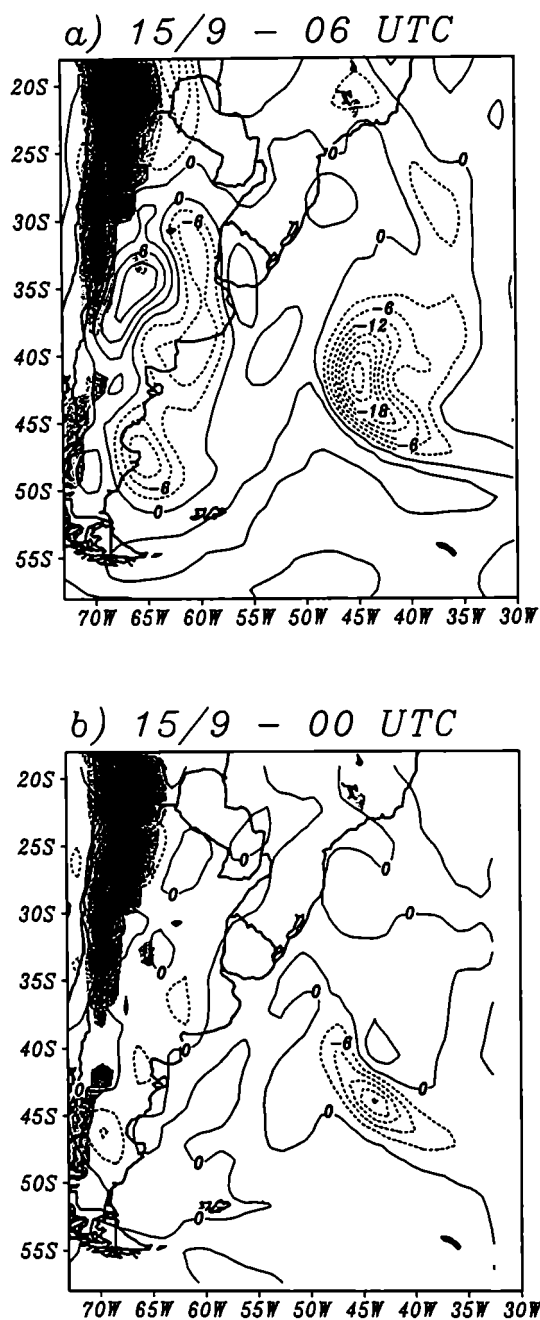


Fig. 2.15: En 850 hPa: **a)** Vorticidad relativa para 15 de septiembre a las 06 UTC (Contornos cada $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). **b)** Término de la divergencia relativa para 15 de septiembre a las 00 UTC (Contornos cada $3 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$).

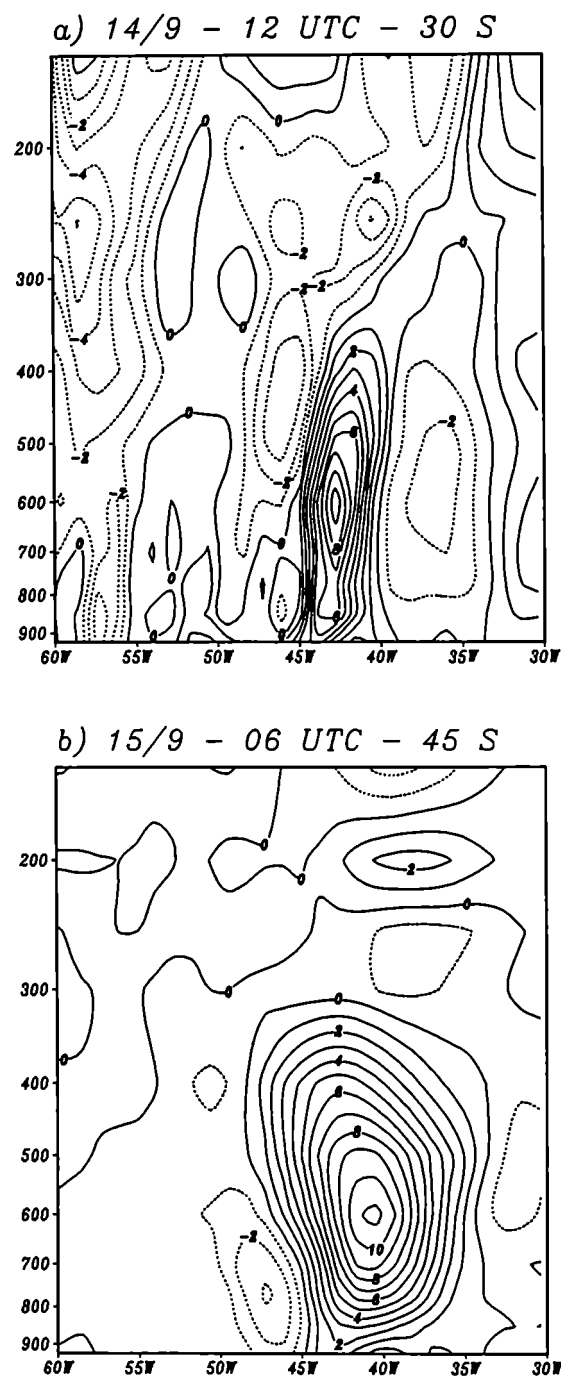


Fig. 2.16: Corte vertical-zonal del calor diabático, **a)** 14 de septiembre a las 12 UTC en 30° S y **b)** 15 de septiembre a las 06 UTC en 45° S. Contornos cada $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$.

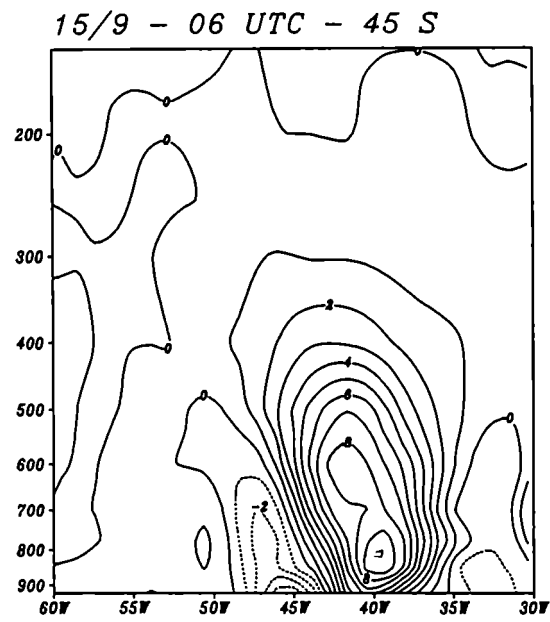


Fig. 2.17: Corte vertical-zonal del calor latente liberado por condensación, para el 15 de septiembre a las 06 UTC en 45° S. Contornos cada $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$.

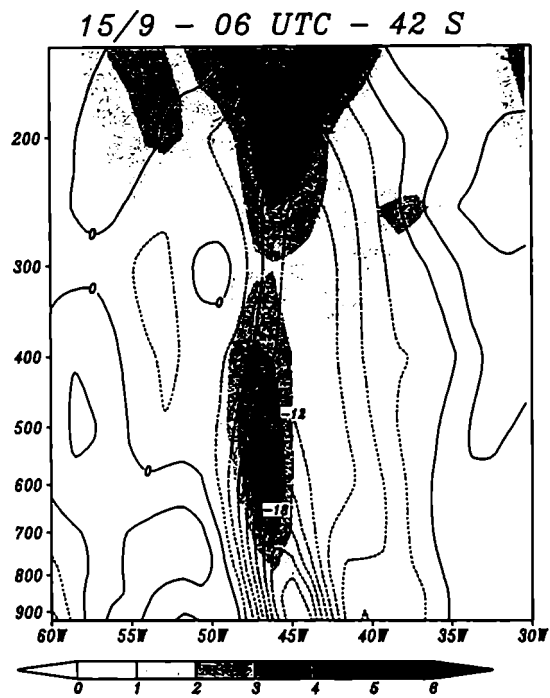


Fig. 2 18: Corte vertical-zonal del efecto del calor diabático en la variación local de espesores (sombreado, contornos $1 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$) y de la vorticidad relativa (contornos $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

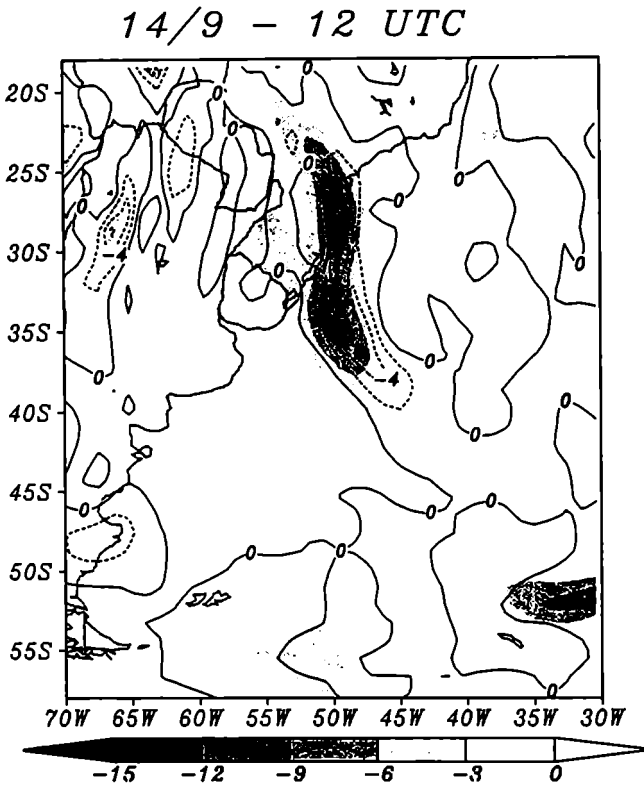


Fig. 2.19: Gradiente vertical de calor diabático (Contornos: $2 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ kg}^{-1}$) y vorticidad ciclónica (sombreada, contornos $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

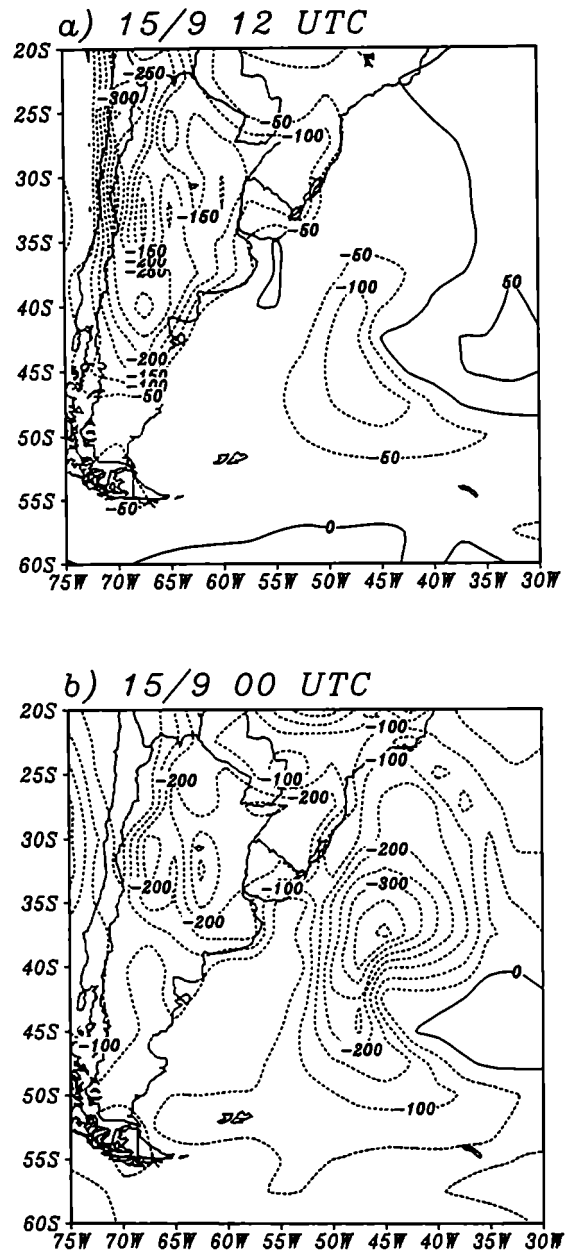


Fig. 2 20: De los reanálisis del ECMWF a) Flujo neto de calor sensible para el 15 de septiembre a las 12 UTC y b) flujo neto de calor latente para el 15 de septiembre a las 00 UTC. Contornos cada 50 $W m^{-2}$. Datos extraídos de NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado. <http://www.cdc.noaa.gov/>

Capítulo 3:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989

Parte a: Génesis y desarrollo.

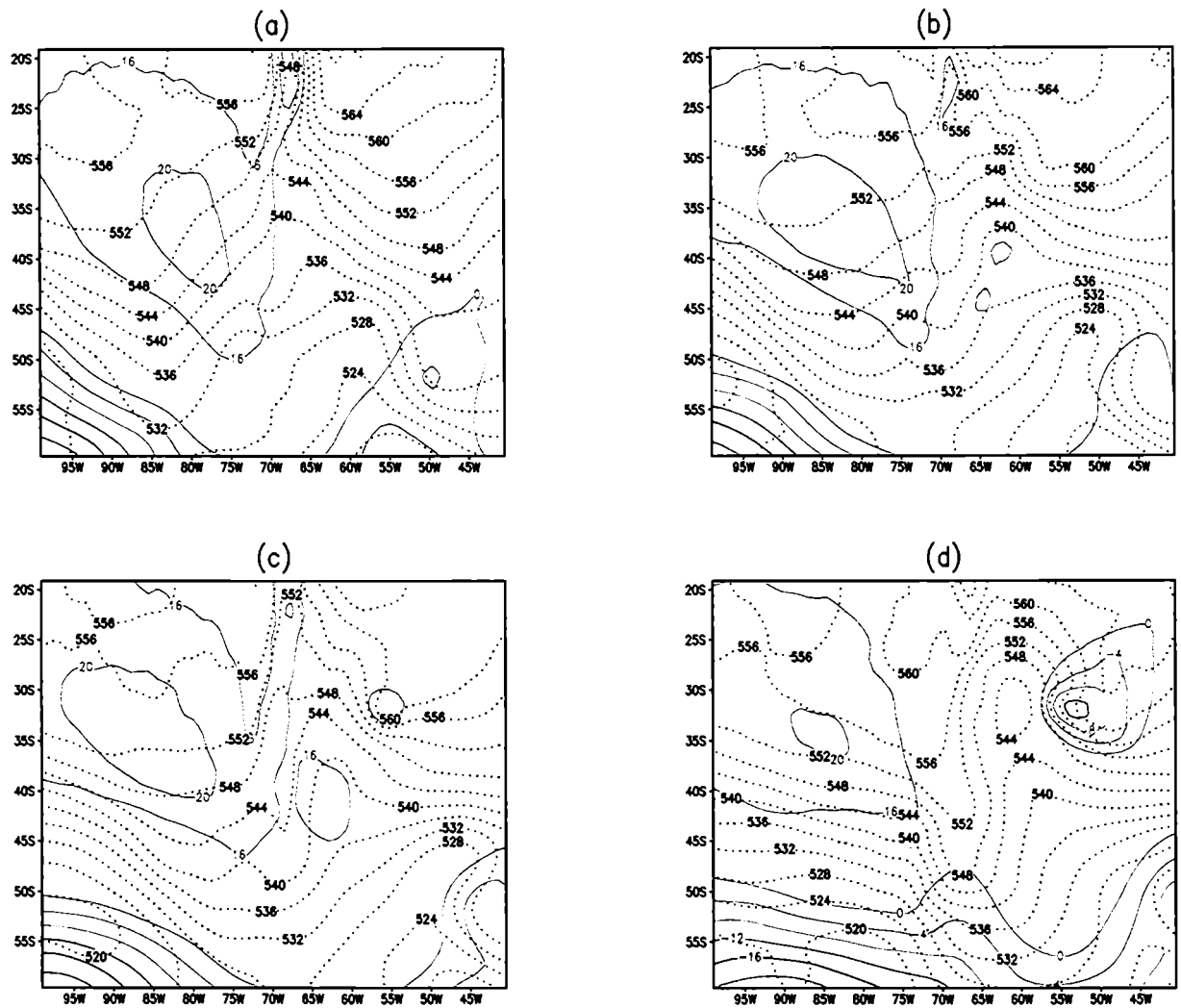


Fig. 3.1: Reanálisis del ECMWF de altura geopotencial de 1000 hPa (en color) y del espesor 1000/500 hPa (---) para los días: a) 11 de noviembre a las 12 UTC, b) 12 de noviembre a las 00 UTC, c) 12 de noviembre a las 06 UTC y d) 12 de noviembre a las 18 UTC.

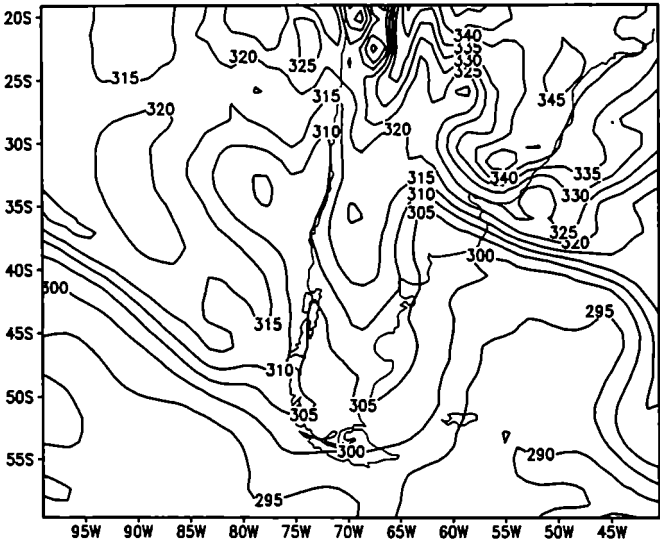


Fig. 3.2: Temperatura potencial equivalente (θ_e) en 850 hPa, para 12 de noviembre a las 06 UTC.

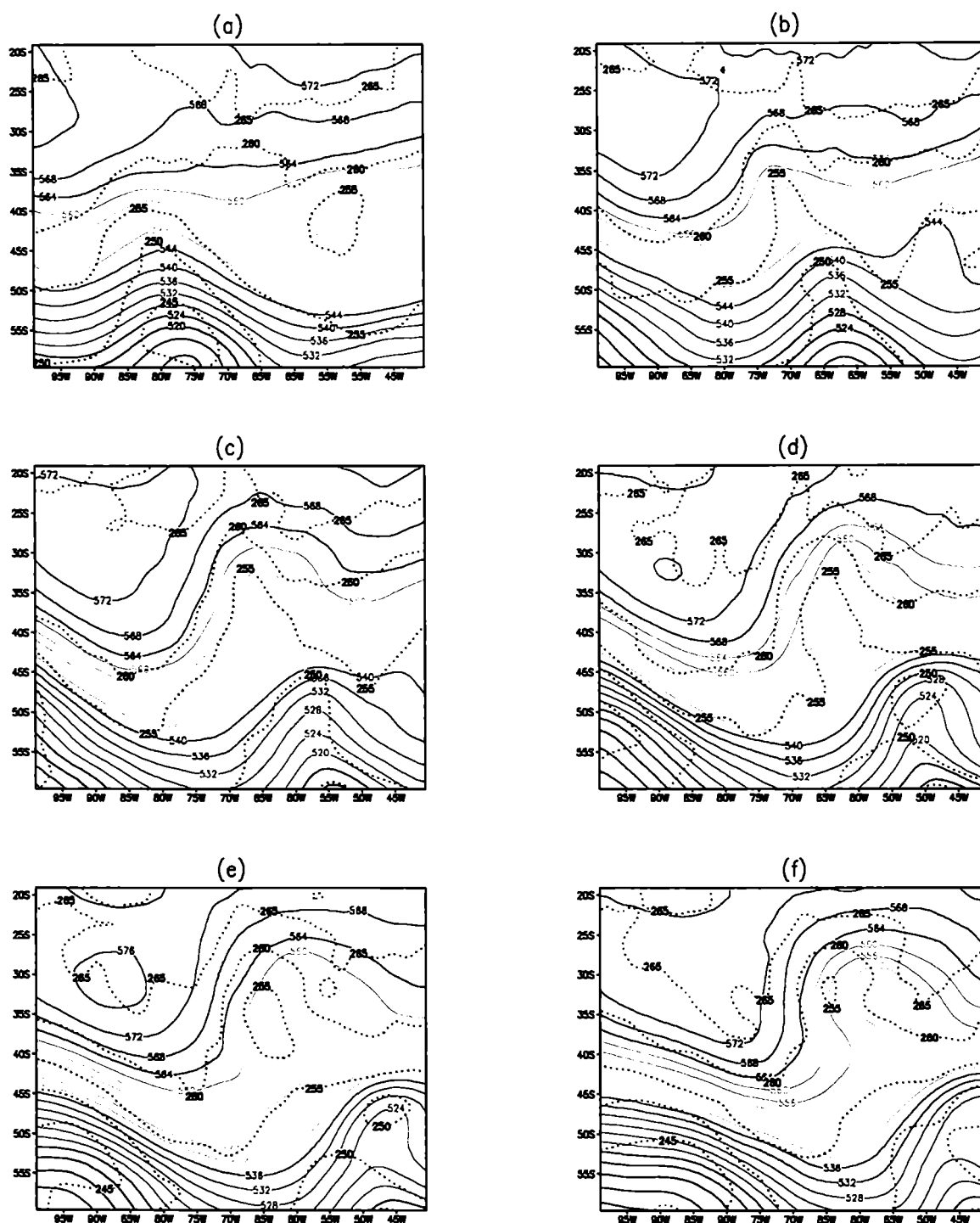


Fig. 3.3: Análisis del ECMWF de altura geopotencial (en color) de 500 hPa, para los días: **a)** 10 de noviembre, a las 00 UTC, **b)** 11 de noviembre a las 00 UTC, **c)** 11 de noviembre a las 12 UTC y **d)** 12 de noviembre a las 00 UTC. **e)** 12 de noviembre a las 06 UTC y **f)** 12 de noviembre a las 18 UTC.

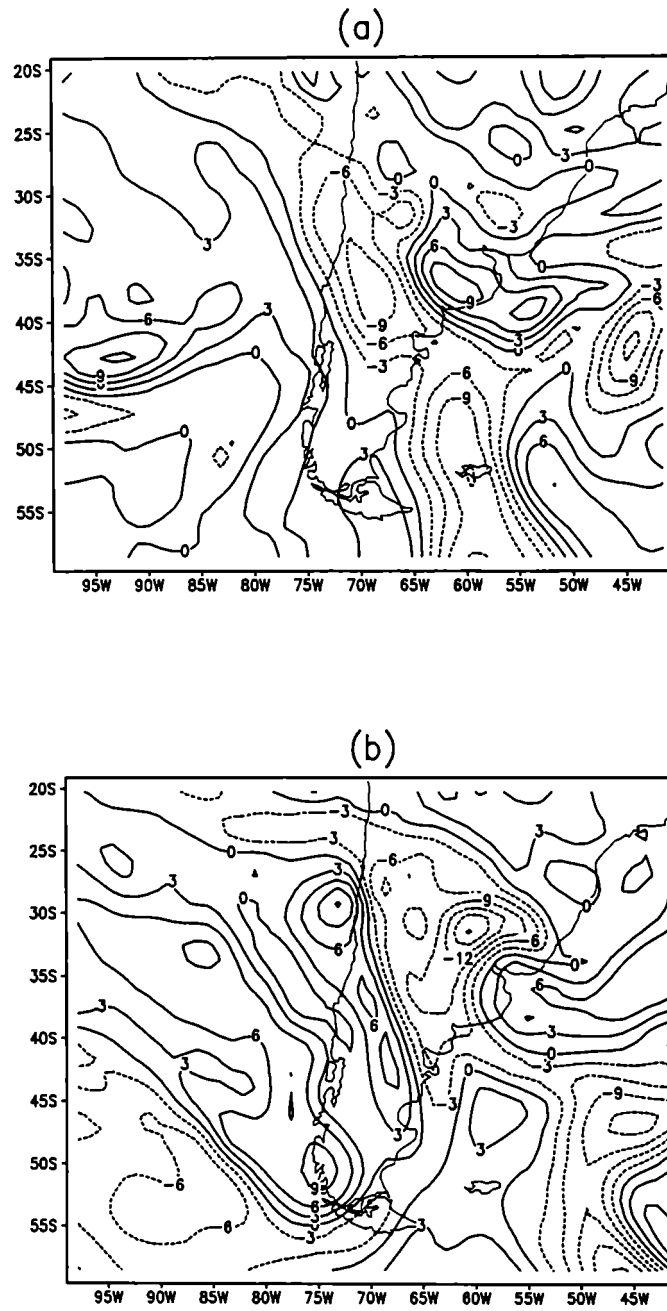


Fig. 3.4: Campos de vorticidad relativa en 300 hPa para: **a)** 11 de noviembre a las 00 UTC y **b)** 12 de noviembre a las 00 UTC. Contornos cada $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Contornos cada $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

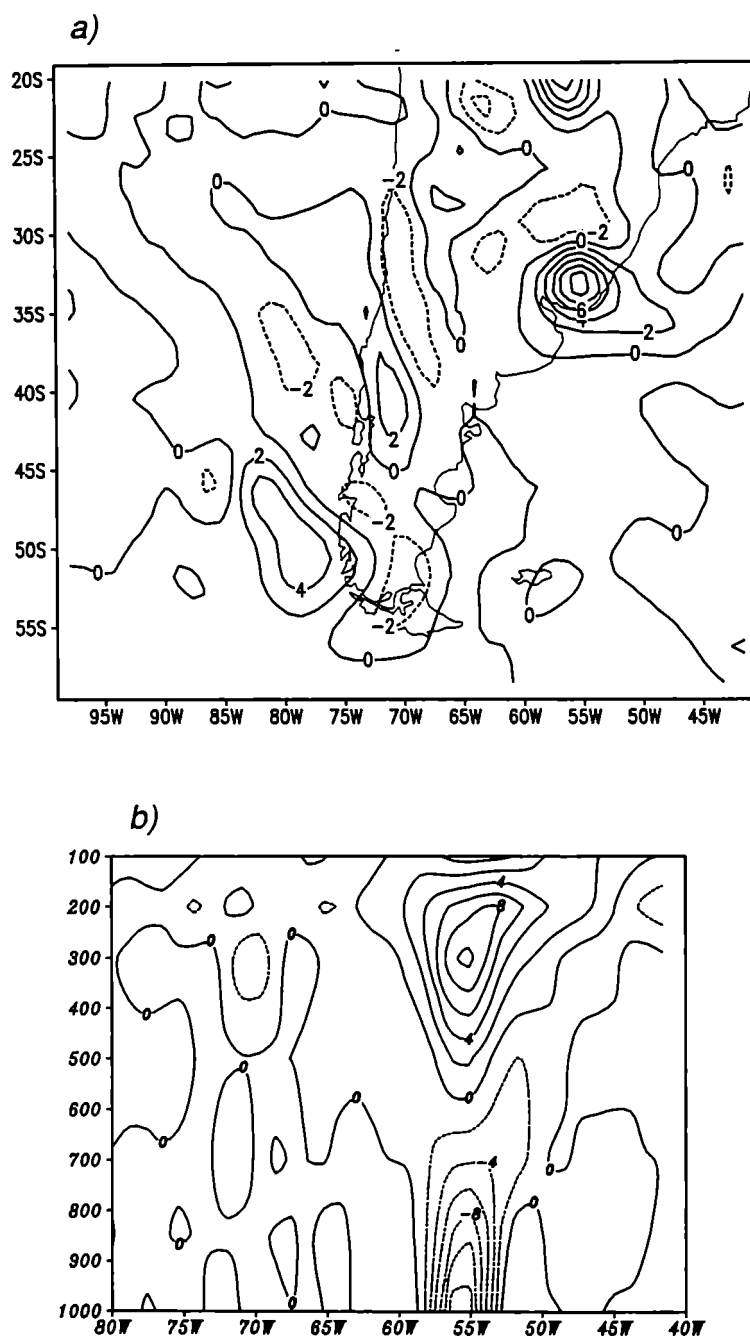


Fig. 3.5: Para el día 12 de noviembre a la 06 UTC: **a)** divergencia en el nivel de 300 hPa y **b)** corte vertical zonal en 32.5° S de la divergencia. Contornos de divergencia $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

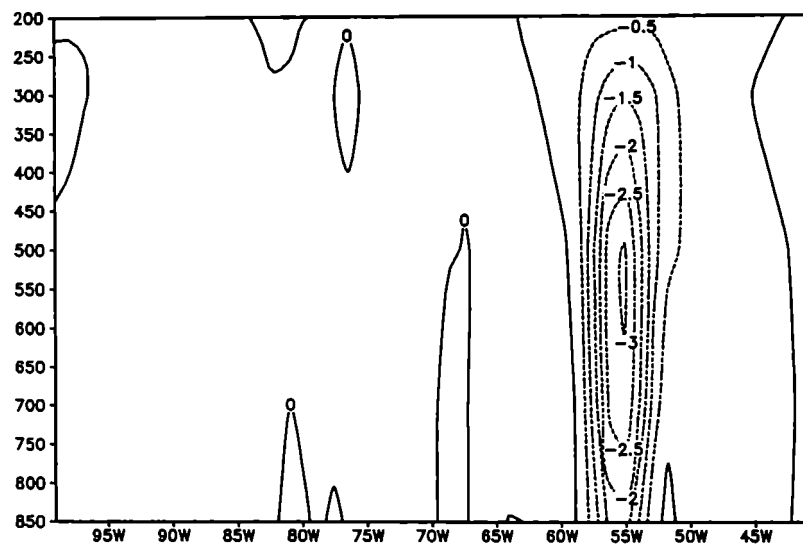


Fig. 3.6: Corte vertical - zonal en 32.5° S de la velocidad vertical del día 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada 3 Pa s^{-1} .

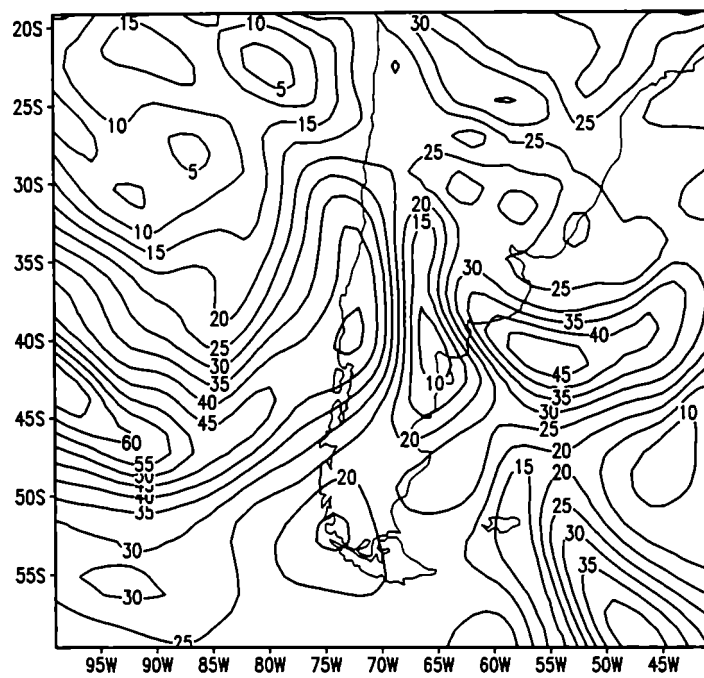


Fig. 3.7: Isotacas en el nivel de 300 hPa para el 11 de noviembre a las 12 UTC. Contornos cada 5 m s^{-1} .

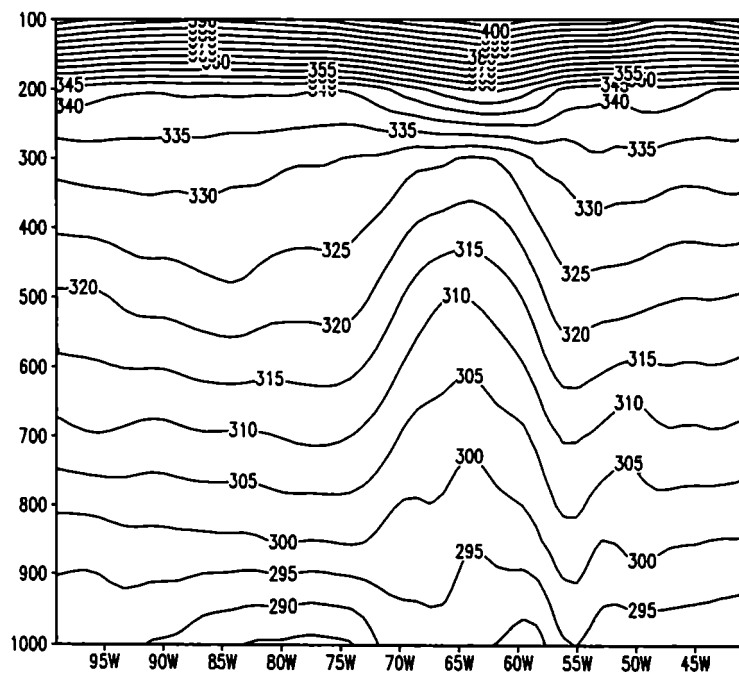
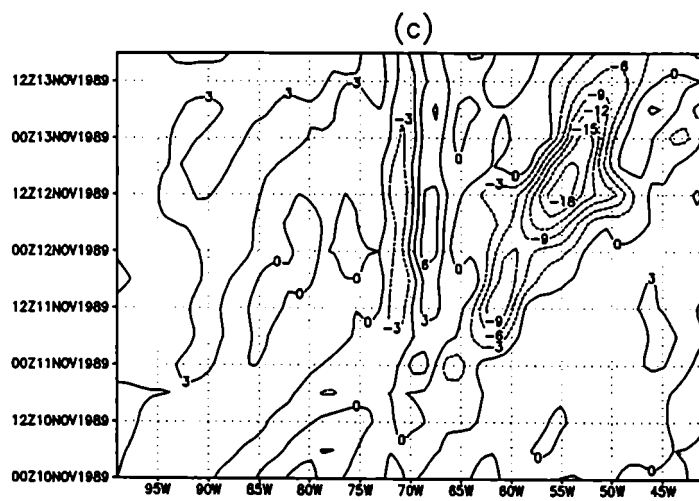
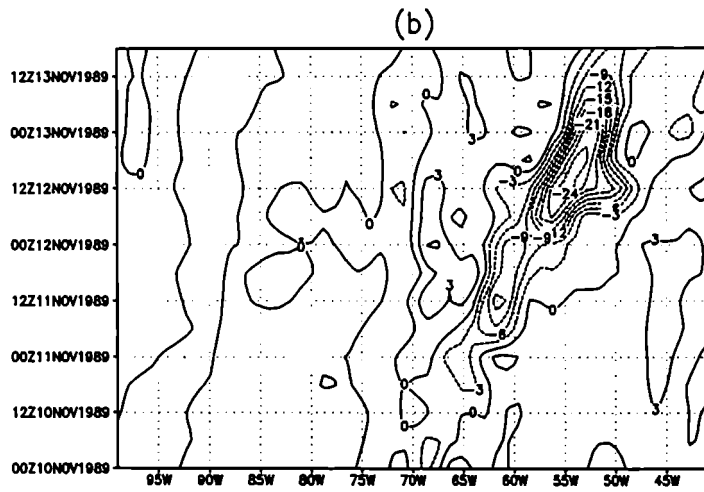
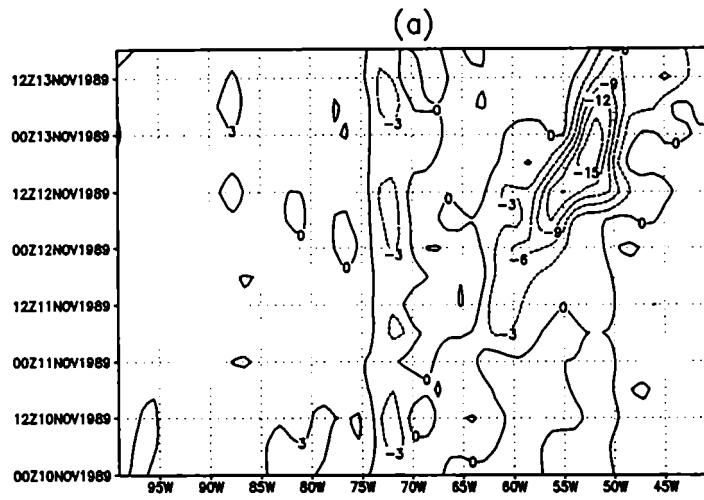


Fig. 3.8: Corte vertical - zonal en 32.5° S de la temperatura potencial (θ) el 12 de noviembre a las 06 UTC.



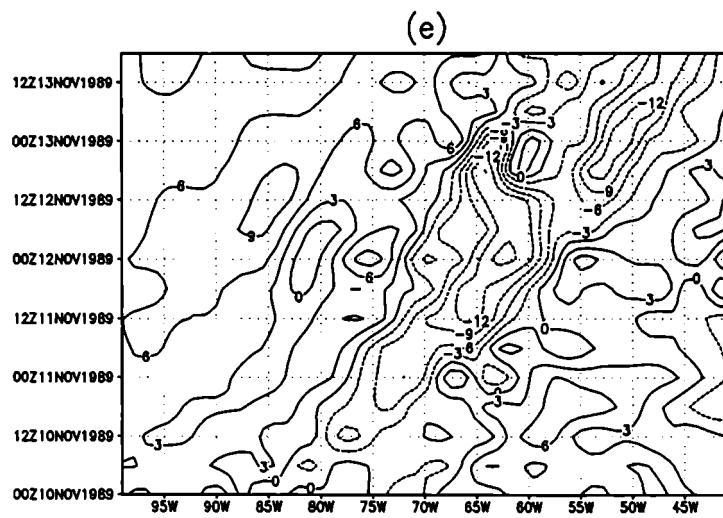
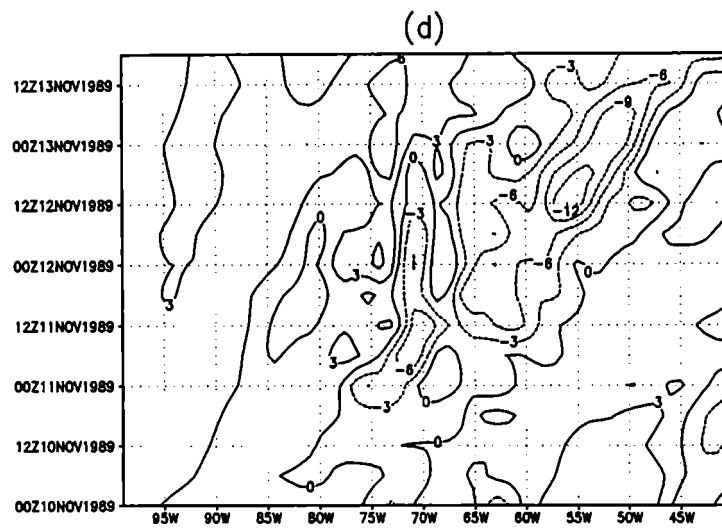


Fig. 3.9: Diagramas de Hovmöller de la vorticidad relativa en 32.5° S: **a)** 1000 hPa, **b)** 850 hPa, **c)** 700 hPa, **d)** 500 hPa y **e)** 300 hPa. Contornos cada $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

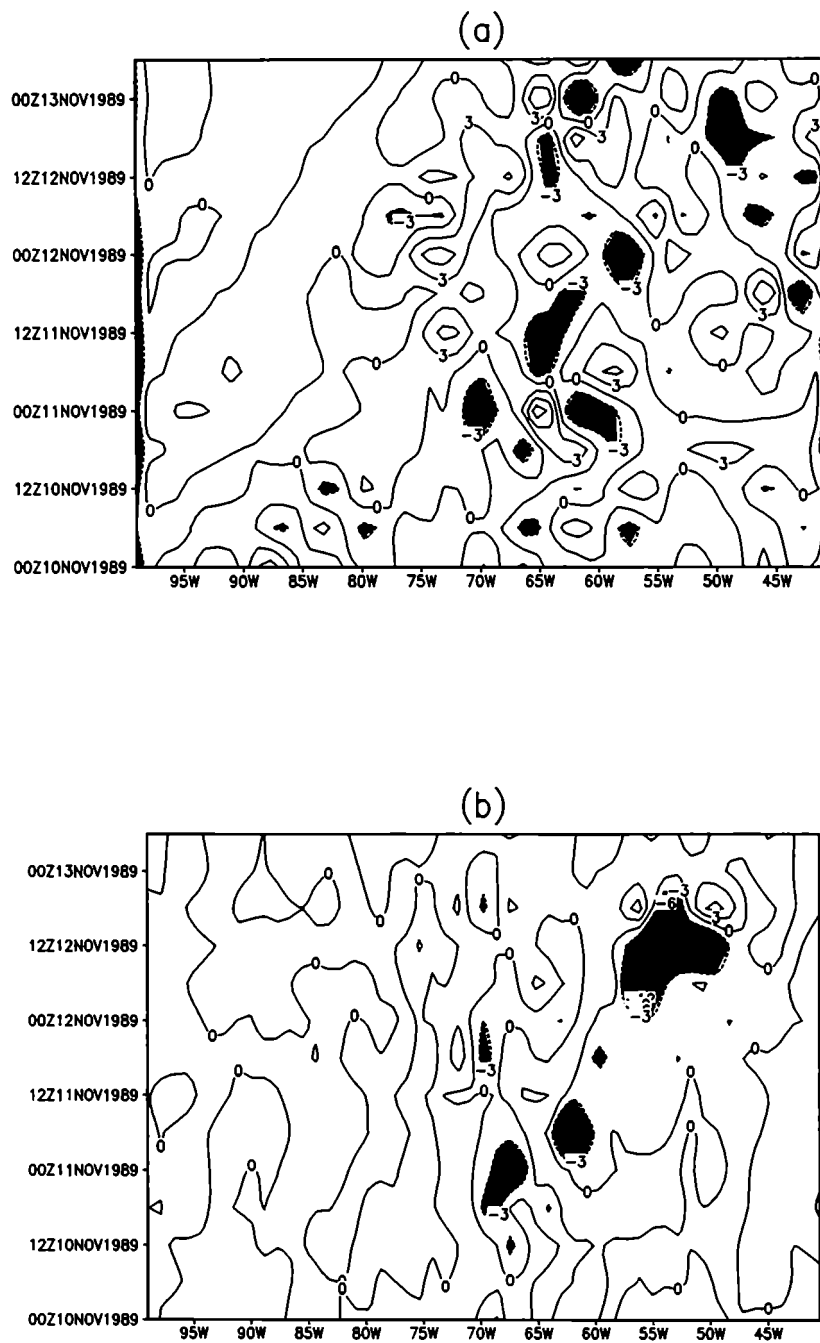


Fig. 3.10: Diagramas de Hovmöller de la derivada local de la vorticidad relativa en 32.5° S: **a)** 850 hPa, y **b)** 300 hPa. Contornos cada $3 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

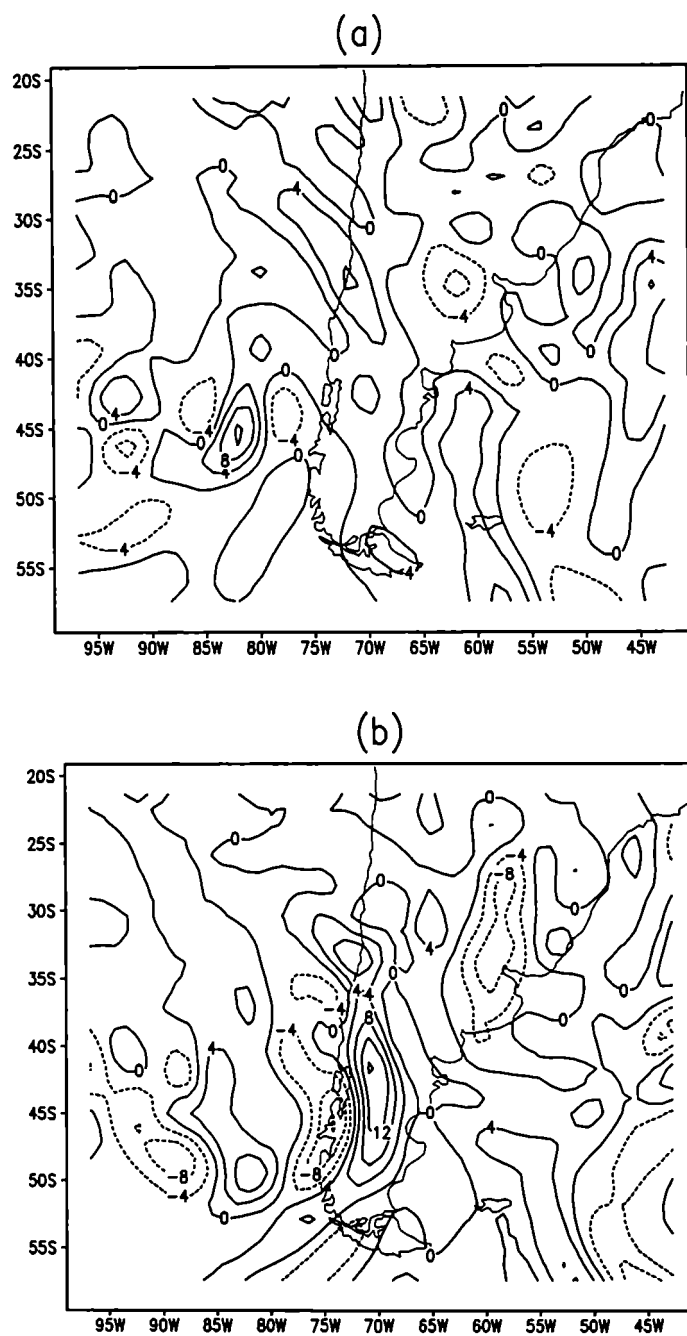


Fig.3 11: Advección horizontal de vorticidad relativa en 300 hPa a) 11 de noviembre a las 12 UTC y b) 12 de noviembre a las 00 UTC. Contornos cada $4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

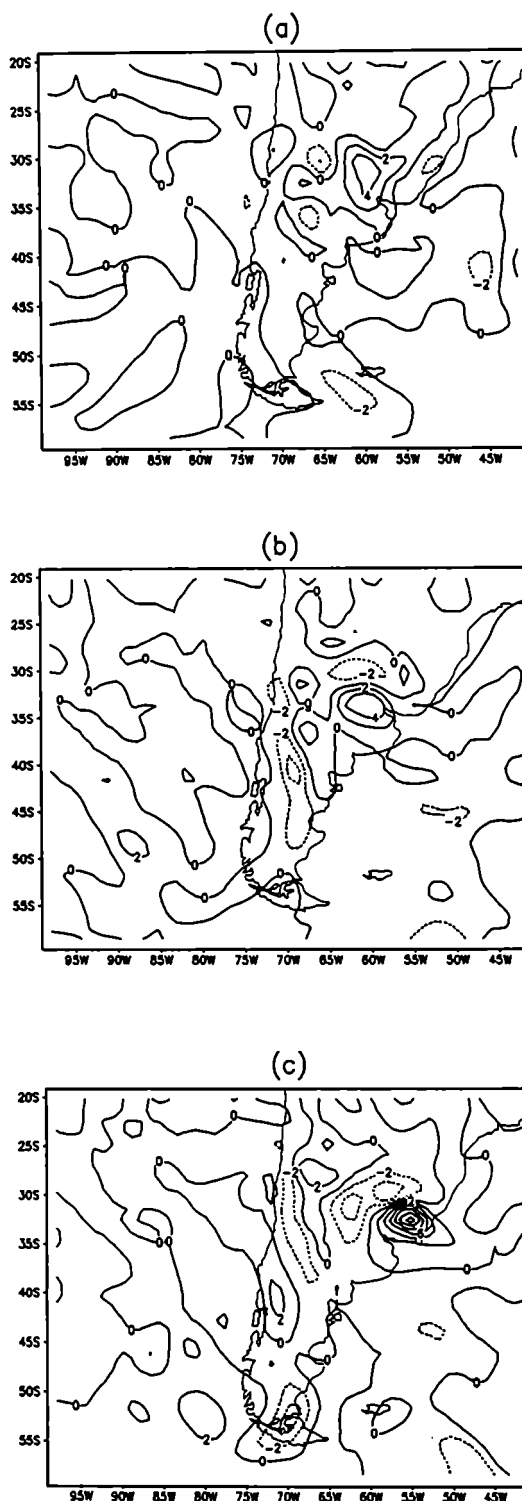


Fig. 3.12: Variación local de la vorticidad debida al efecto que produce el término de la divergencia, en 300 hPa: **a)** 11 d noviembre a las 06 UTC, **b)** 12 de noviembre a las 00 UTC y **c)** 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

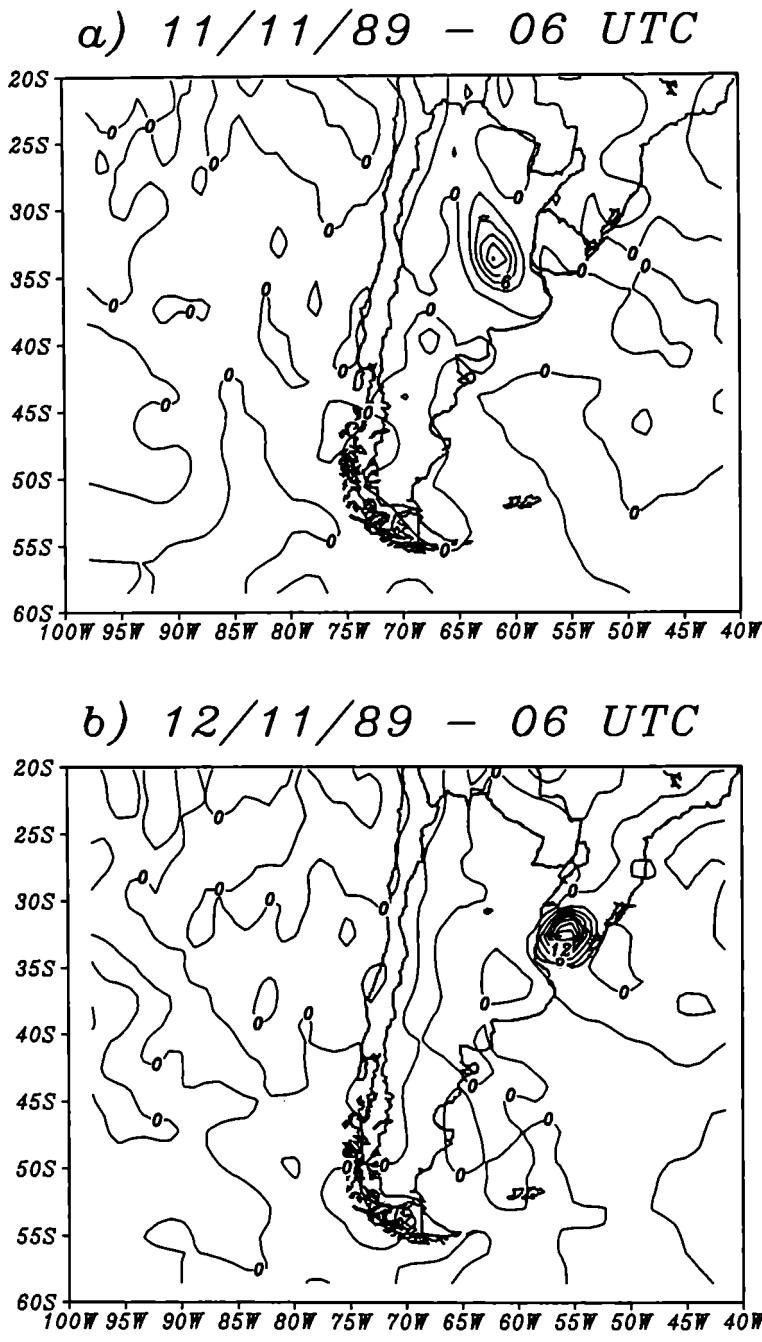


Fig. 3.13: Variación local de la vorticidad debida al efecto que produce el término de la divergencia en 850 hPa: a) 11 de noviembre a las 06 UTC y b) 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $3 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

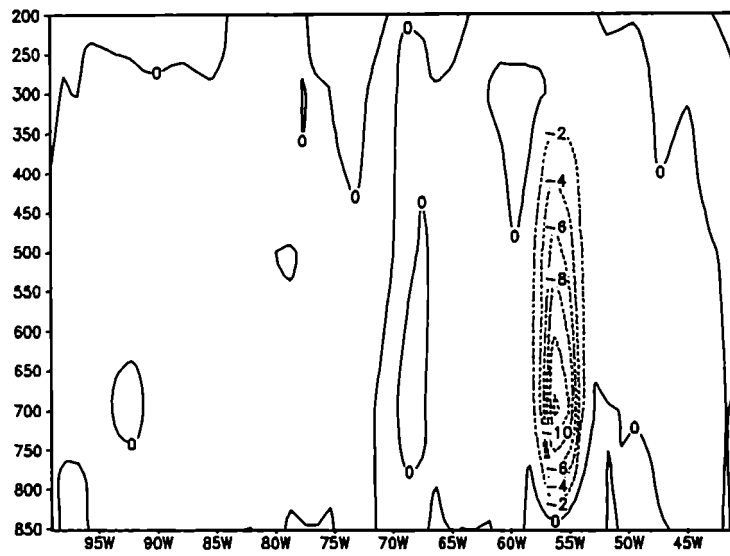
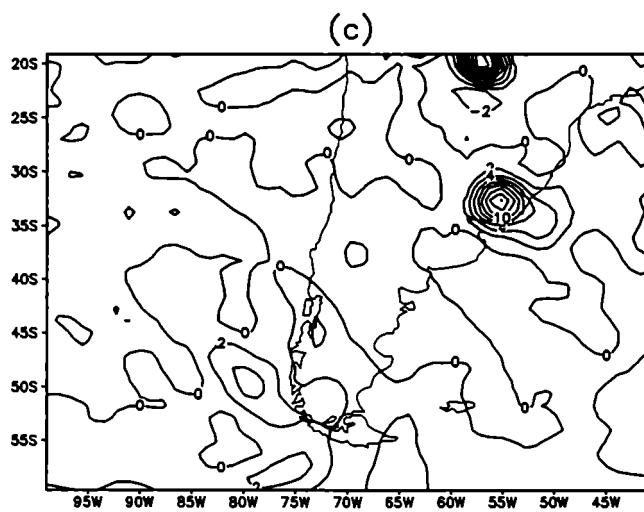
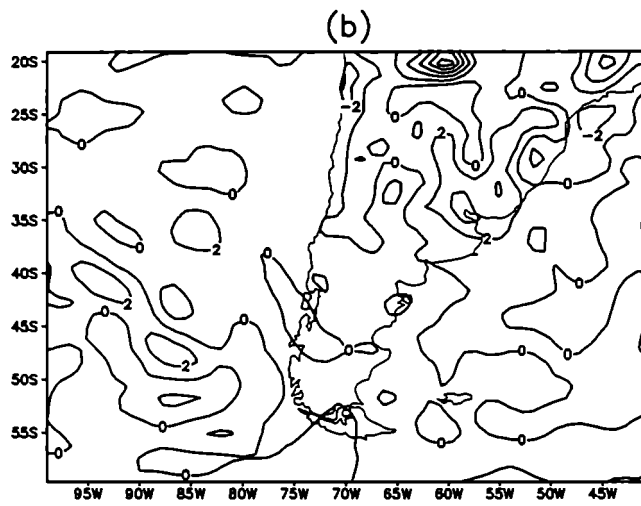
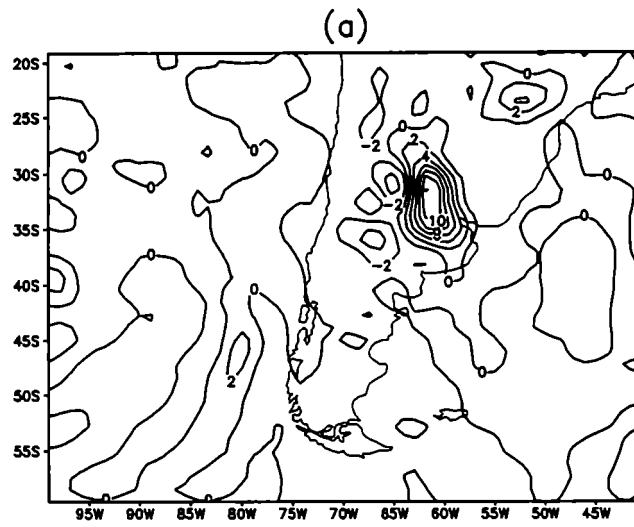


Fig. 3.14: Corte vertical - zonal en 32.5° S de la advección vertical de vorticidad el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.



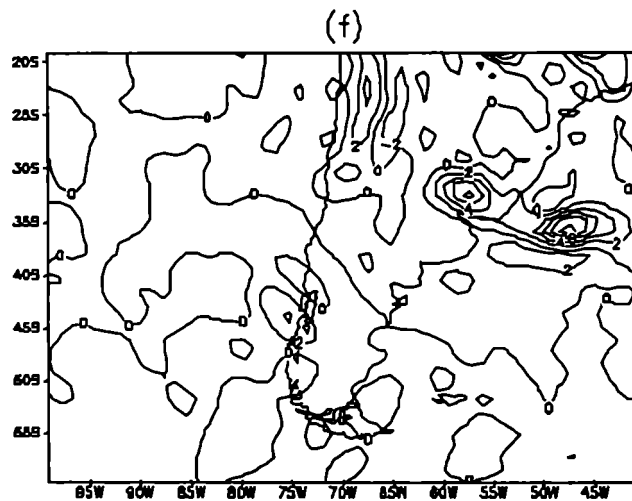
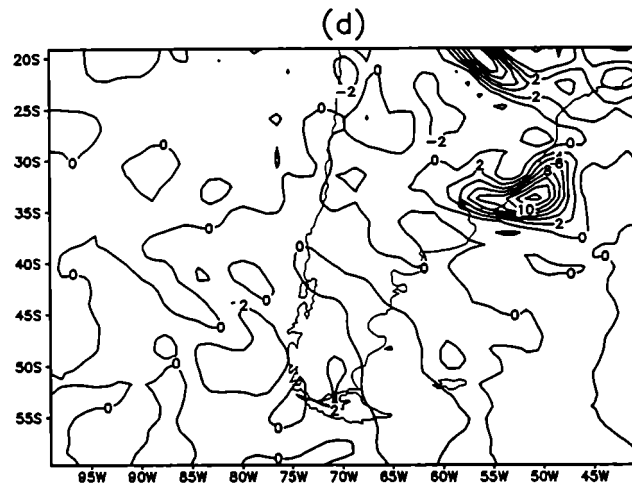


Fig. 3.15: Derivada individual de la temperatura potencial ($d\theta/dt$) en 500 hPa los días **a)** 11 de noviembre a las 06 UTC, **b)** 12 de noviembre a las 00 UTC, **c)** 12 de noviembre a las 06 UTC, **d)** 12 de noviembre a las 12 UTC y **f)** 12 de noviembre a las 18 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$

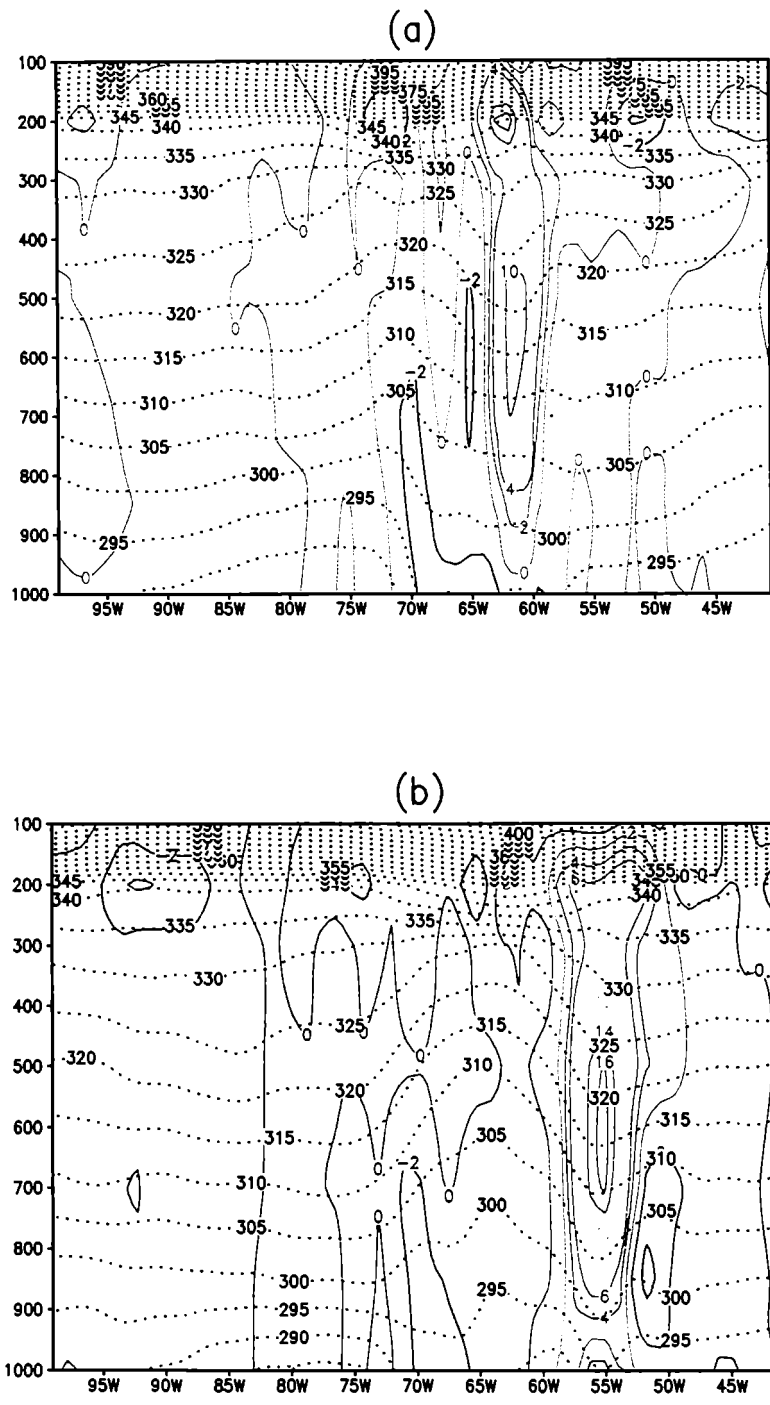


Fig. 3.16: Corte vertical-zonal en 32.5° S de la derivada individual de la temperatura potencial ($d\theta/dt$) **a)** el 11 de noviembre a las 06 UTC y **b)** el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$

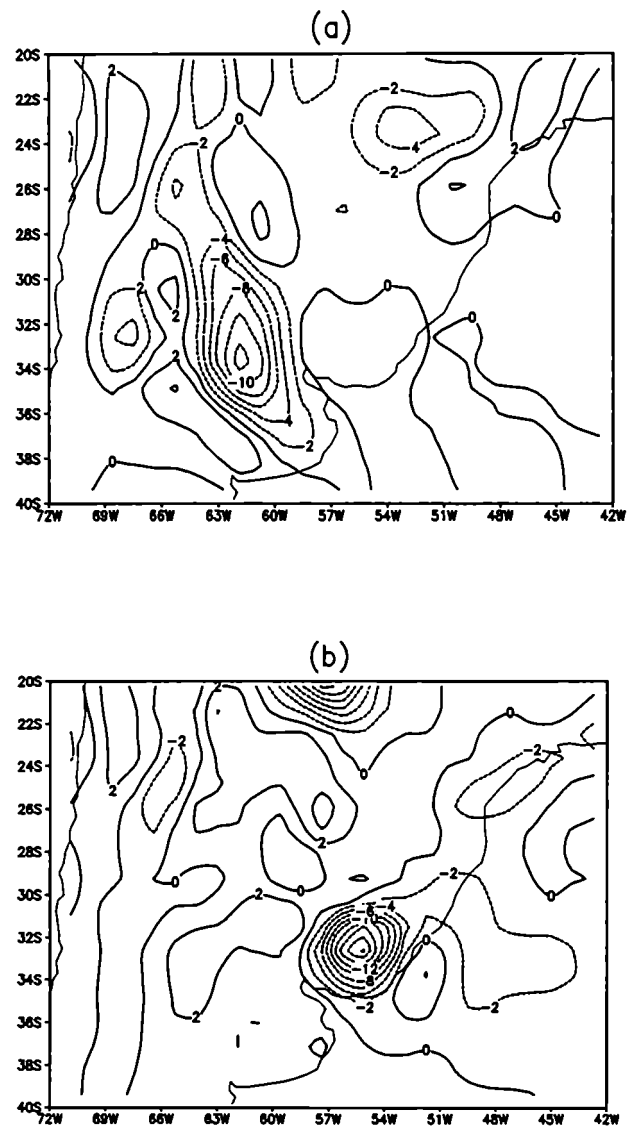


Fig. 3.17: Divergencia del flujo de humedad específica en 850 hPa **a)** el 11 de noviembre a las 06 UTC y **b)** el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$

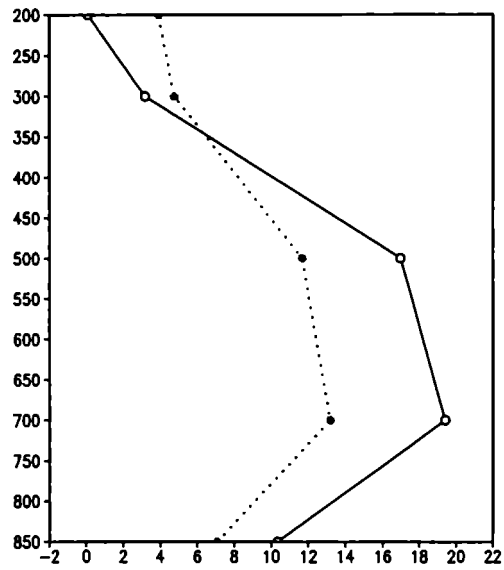


Fig 3.18: Distribución vertical del calor diabático (.....) y del calor latente liberado (—) por condensación en 32.5° S y 56° O , del 12 de noviembre a las 06 UTC. (Unidades sobre el eje horizontal $\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$).

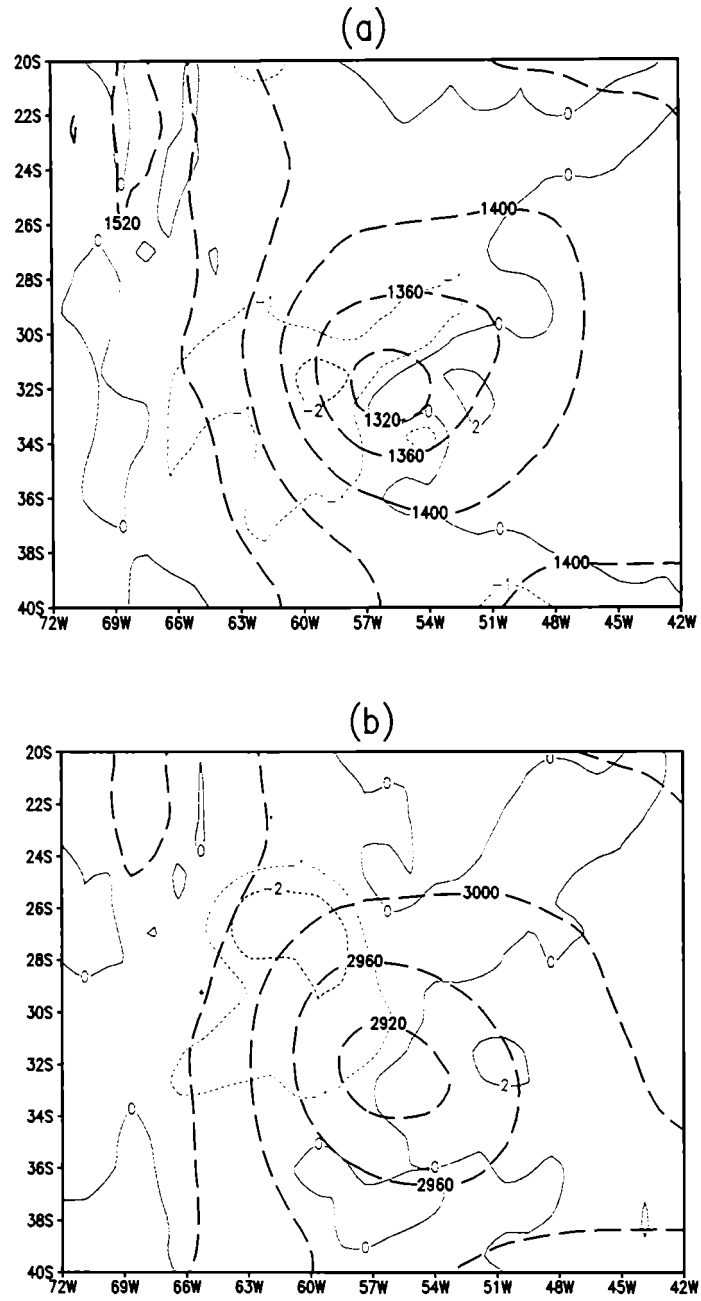


Fig. 3.19: Advección horizontal de temperatura (líneas en color) para el 12 de noviembre a las 06 UTC. **a)** en 850 hPa y **b)** en 700 hPa. Contornos cada $1 \times 10^4 \text{ K s}^{-1}$. Se han superpuesto los campos de geopotencial para indicar la posición del sistema.

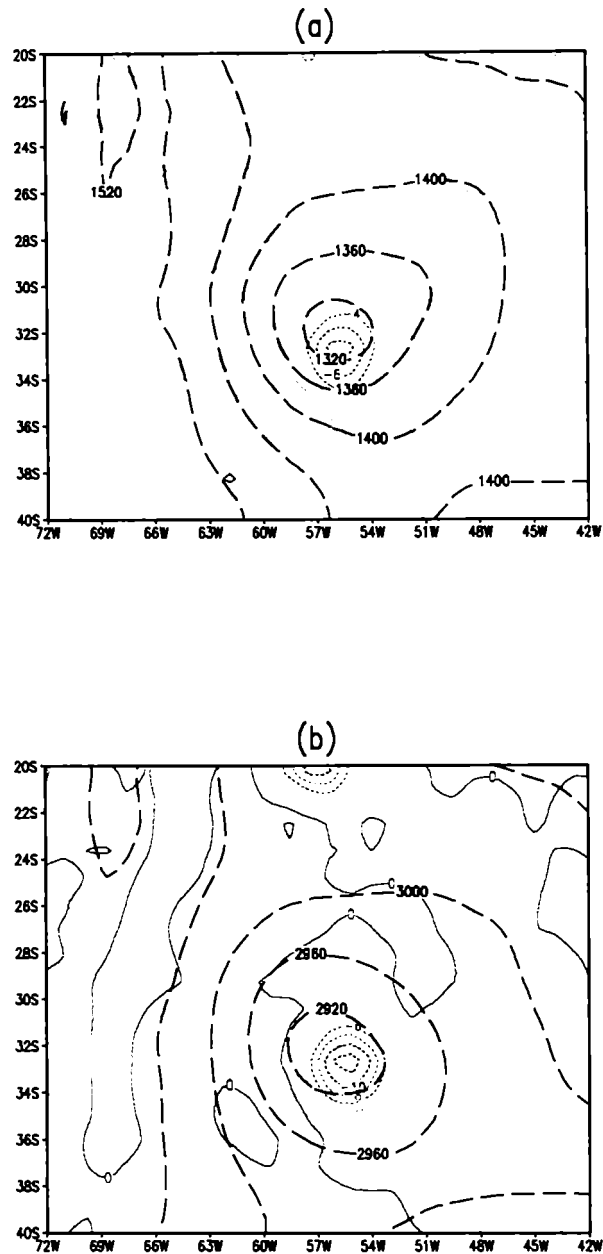


Fig. 3.20: Variación local de temperatura producida por el efecto combinado de la velocidad vertical y la estabilidad estática (líneas en color) para el 12 de noviembre a las 06 UTC. **a)** en 850 hPa y **b)** en 700 hPa. Contornos cada $1 \times 10^4 \text{ K s}^{-1}$. Se han superpuesto los campos de geopotencial para indicar la posición del sistema.

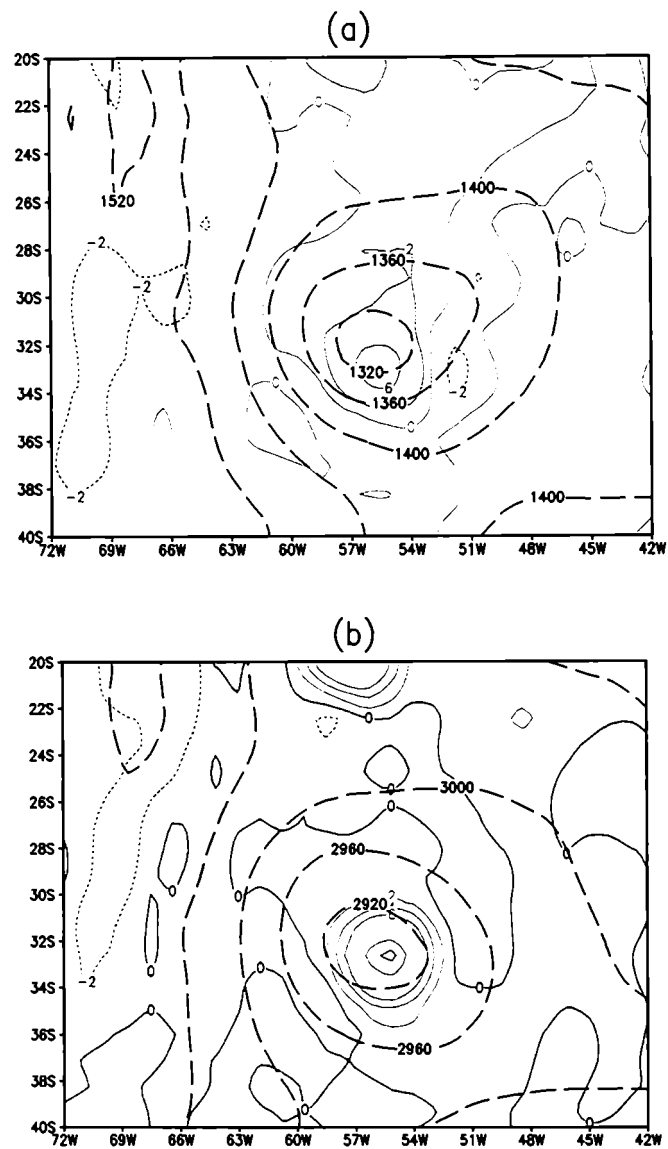


Fig. 3.21: Variación local de temperatura producida por el calor diabático (líneas en color) para el 12 de noviembre a las 06 UTC. **a)** en 850 hPa y **b)** en 700 hPa. Contornos cada $1 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$. Se han superpuesto los campos de geopotencial para indicar la posición del sistema.

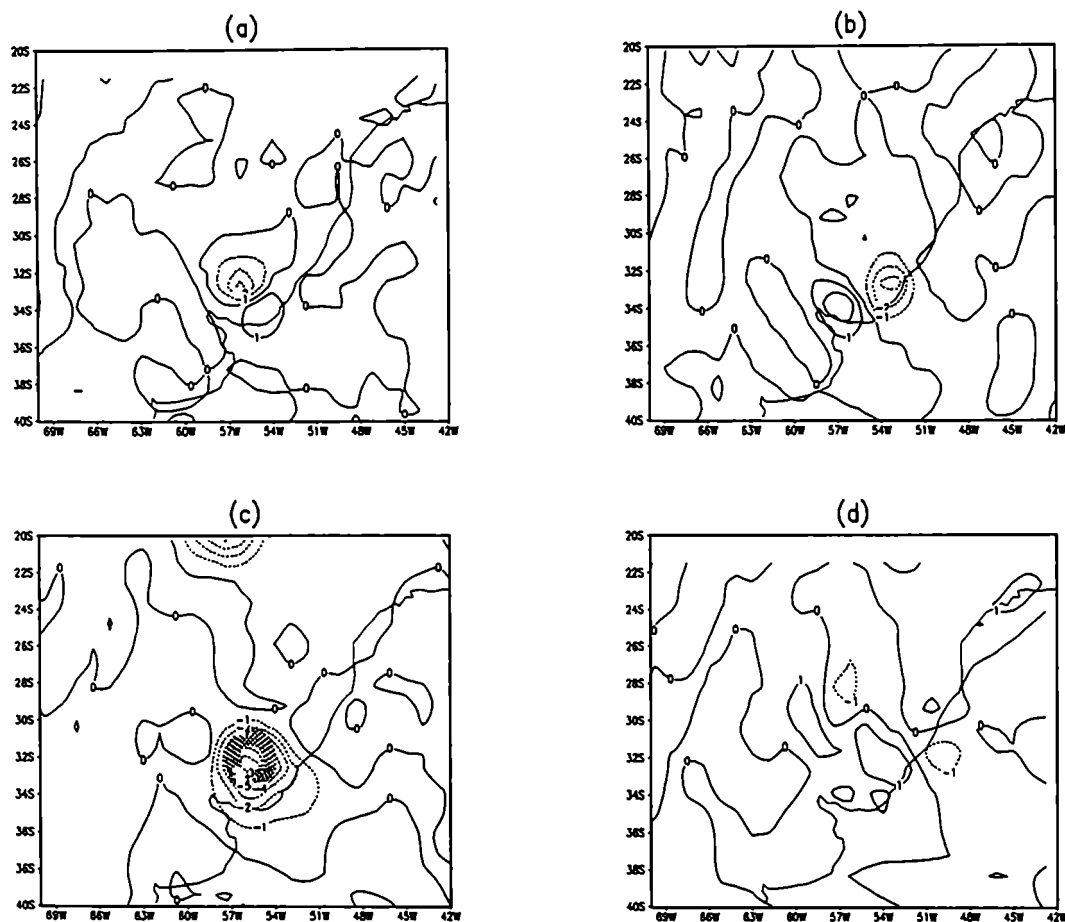


Fig. 3.22: Variaciones locales de vorticidad potencial (P) , para el 12 de noviembre a las 06 UTC, en 305 K producidas por efecto de: **a)** advección vertical de P, **b)** inclinación de tubos de vórtice, **c)** término diabático y **d)** advección horizontal de P.

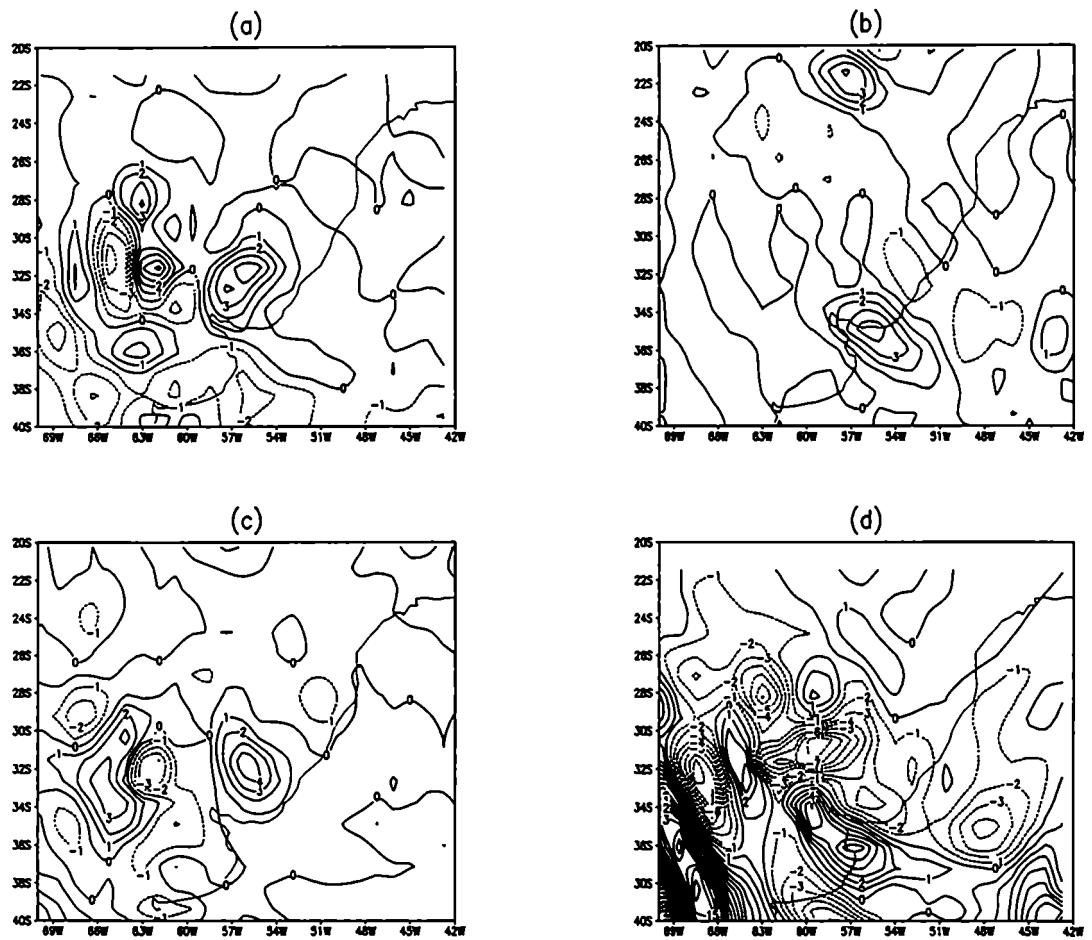


Fig. 3.23: Variaciones locales de vorticidad potencial (P) producidas por efecto de: **a)** advección vertical de P, **b)** inclinación de tubos de vórtice, **c)** término diabático y **d)** advección horizontal de P, para el 12 de noviembre a las 06 UTC, en 330 K.

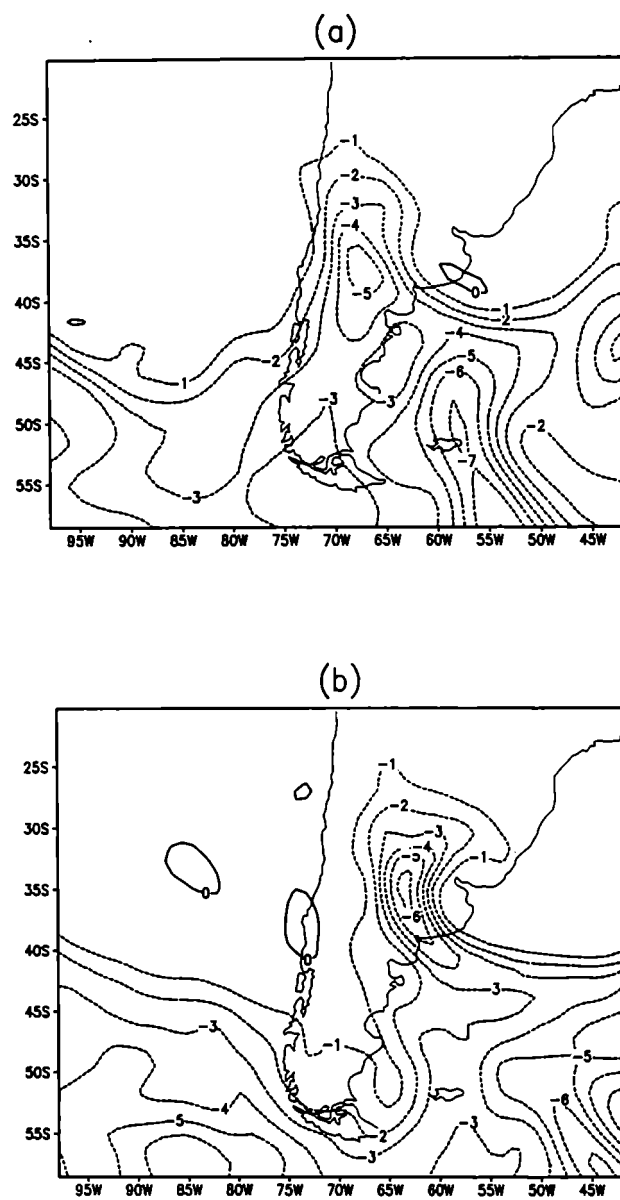


Fig. 3.24: Vorticidad potencial en 300 K. **a)** el 11 de noviembre a las 06 UTC y **b)** el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada 1 UPV

Capítulo 4:

Ciclogénesis Continental: Caso de estudio de noviembre de 1989

Parte b: Intervención de las componentes ageostróficas.

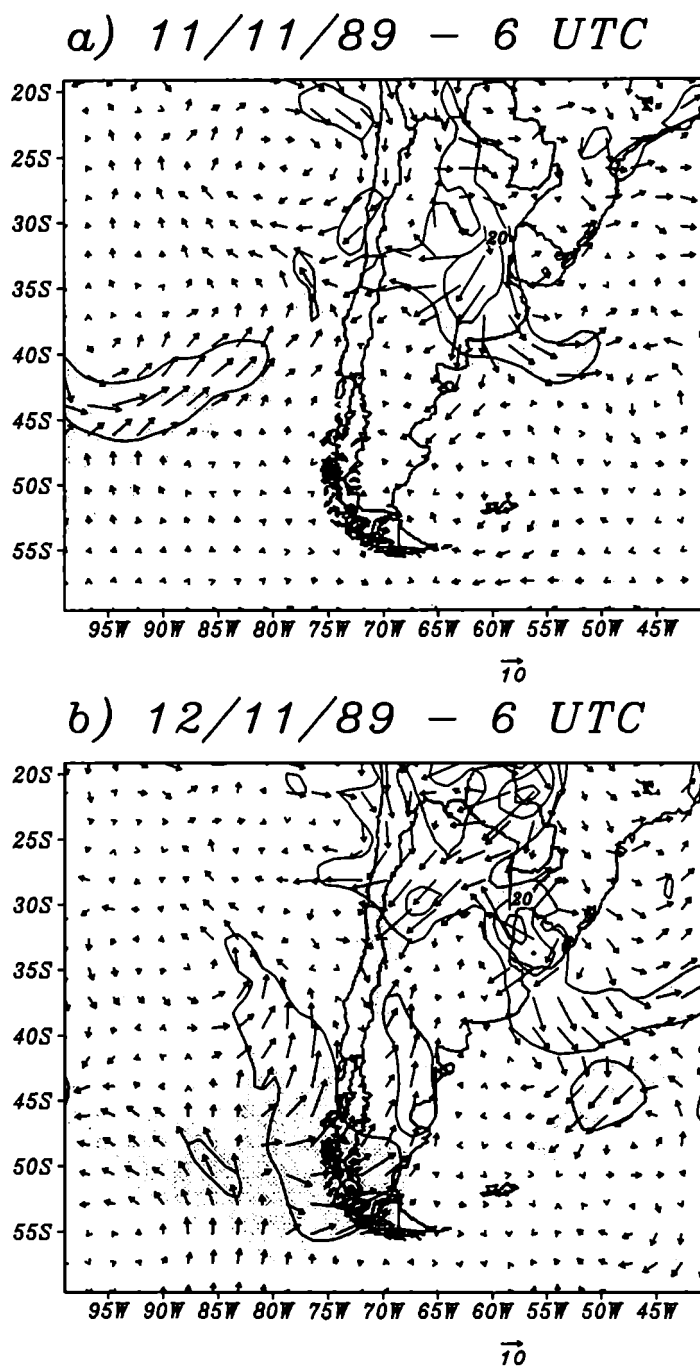


Fig. 4.1: Viento ageostrófico en 300 hPa. Los contornos marcan su intensidad cada 10 m s^{-1} y el sombreado indica las zonas donde el viento horizontal es mayor o igual que 30 m s^{-1} . a) 11 de noviembre a las 06UTC y b) 12 de noviembre a las 06UTC.

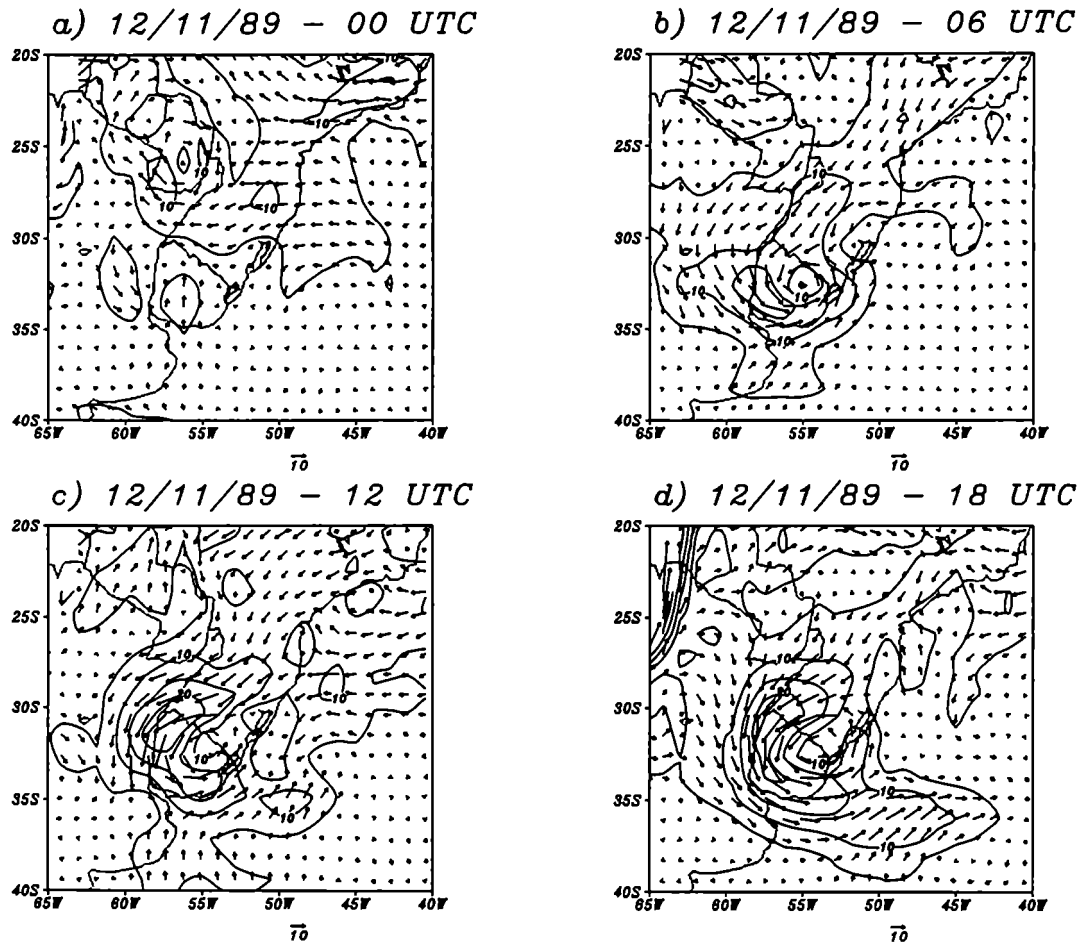


Fig. 4.2: Evolución temporal del viento ageostrófico en 850 hPa el 12 de noviembre: **a)** 00 UTC, **b)** 06 UTC, **c)** 12 UTC y **d)** 18 UTC. Los contornos muestran su intensidad en $m s^{-1}$.

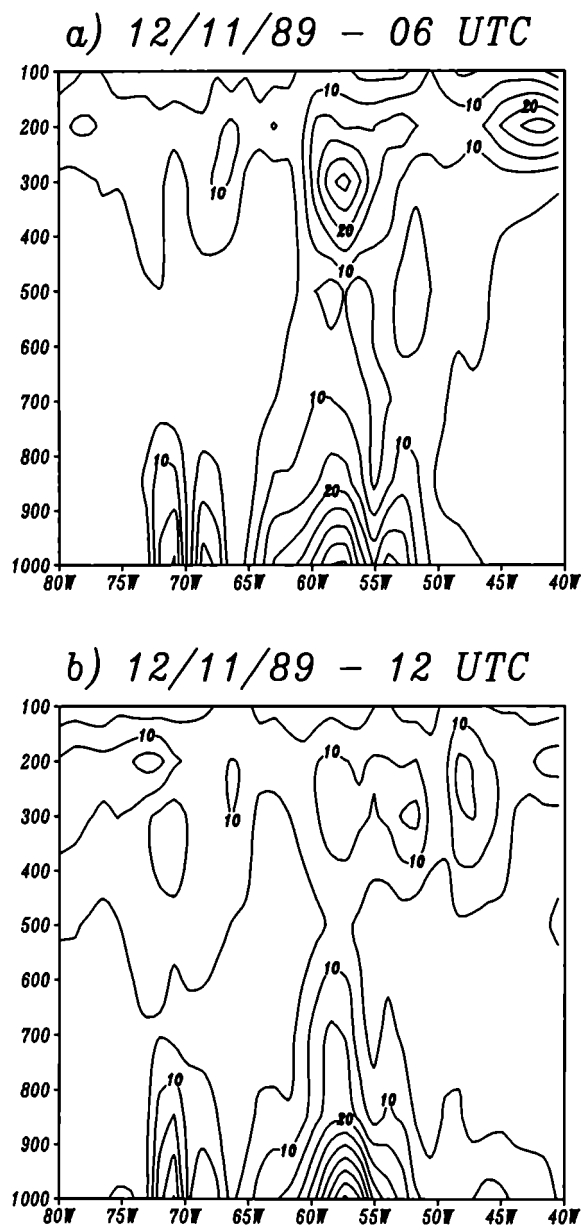


Fig. 4.3: Corte vertical zonal en 32.5° S del viento ageostrófico para el 12 de noviembre a) 06 UTC y b) 12 UTC. Contornos cada 5 m s^{-1} .

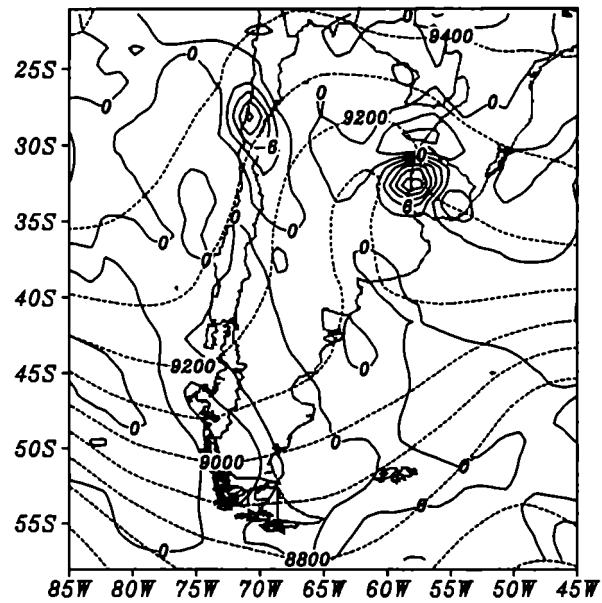


Fig. 4.4: Advección de vorticidad relativa en 300 hPa producida por el viento ageostrófico (línea llena) el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $3 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$. Se han superpuesto los campos de geopotencial para indicar la posición del sistema.

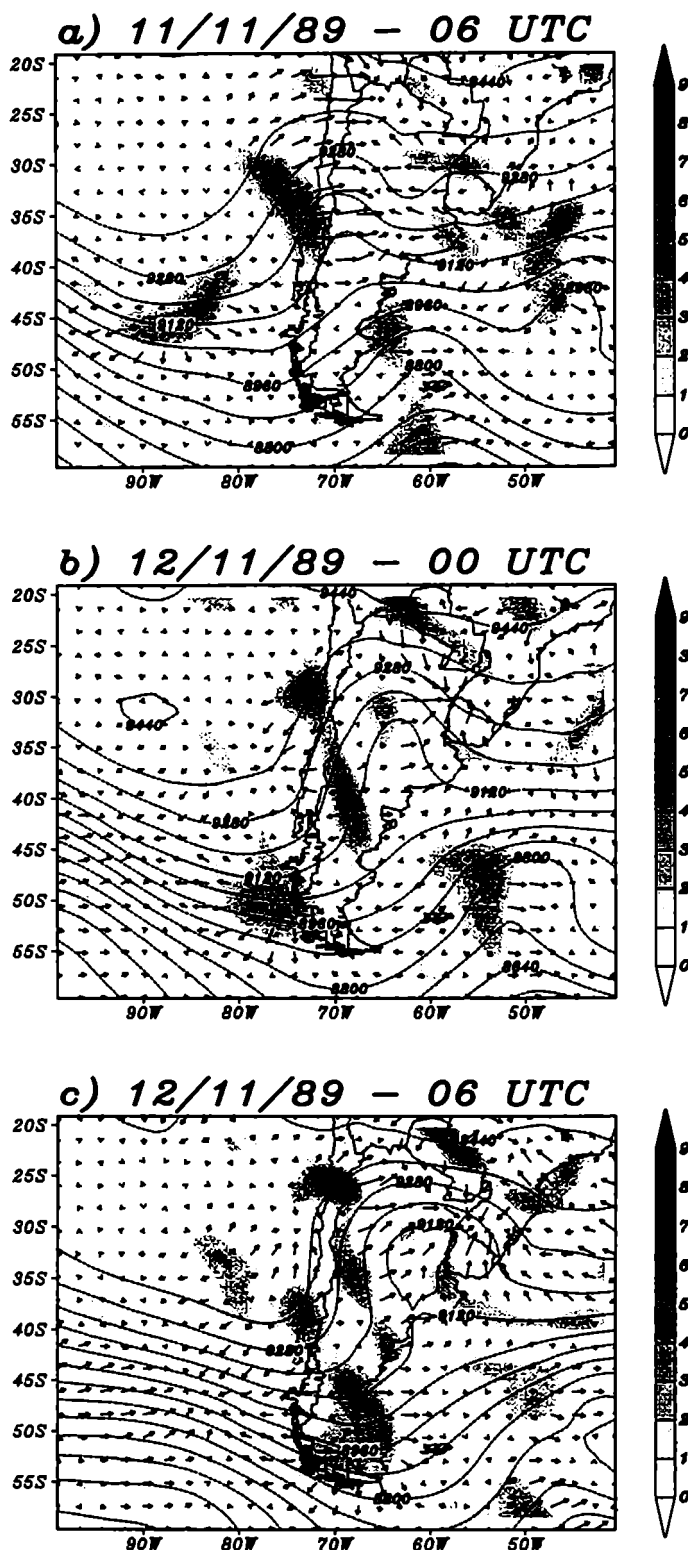


Fig. 4.5: Componente ageostrófica debida a las variaciones temporales del viento (vectores) y su divergencia (sombreado) en 300 hPa a) 11 de noviembre a las 06 UTC, b) 12 de noviembre a las 00 UTC y c) 12 de noviembre a las 06 UTC. Se han superpuesto los campos de geopotencial para indicar la posición del sistema. (Divergencia cada $1 \times 10^5 \text{ s}^{-5}$).

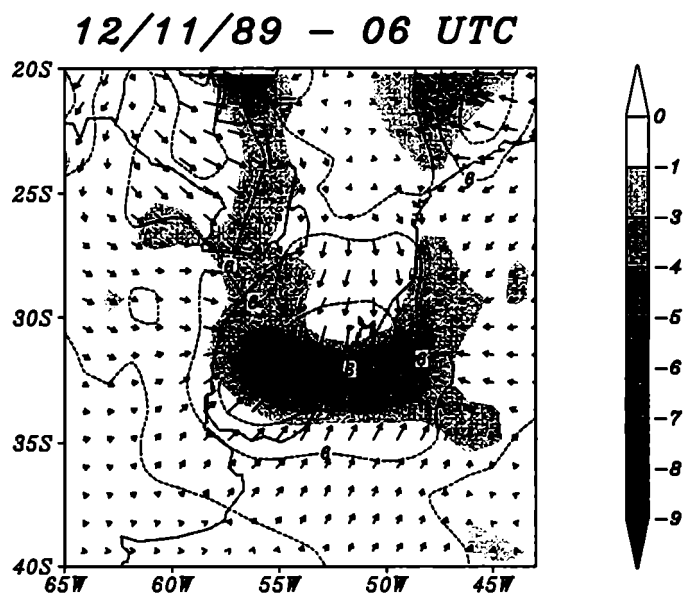


Fig. 4.6: *Componente ageostrófica debida a las variaciones temporales del viento y su convergencia, en 850 hPa, el 12 de noviembre a las 06 UTC. La línea punteada indica la intensidad de esta componente ageostrófica cada 3 m s^{-1} y el sombreado su campo de convergencia cada $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.*

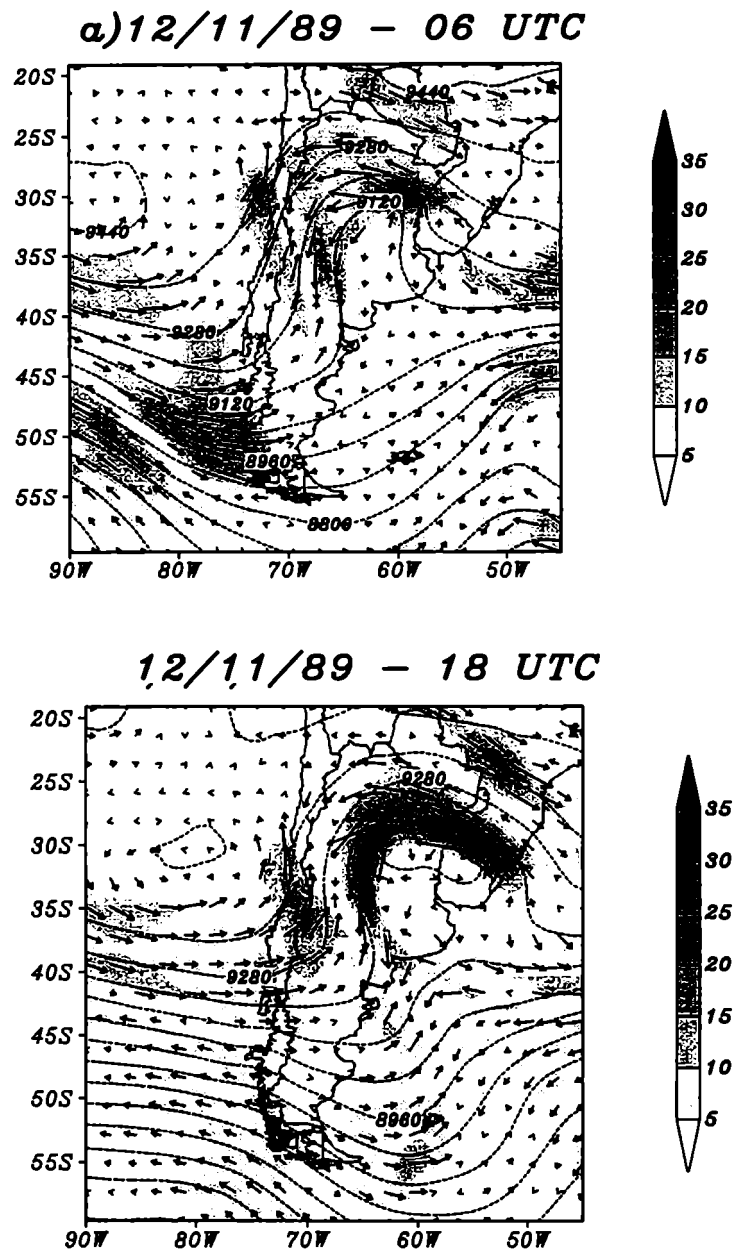


Fig. 4.7: Componente ageostrófica debida al efecto de vorticidad, en 300 hPa, a) el 12 de noviembre a las 06 UTC y b) el 12 de noviembre a las 18 UTC. El sombreado indica su intensidad en $m s^{-1}$ y las líneas punteadas muestran el campo de altura geopotencial para dar la posición del sistema.

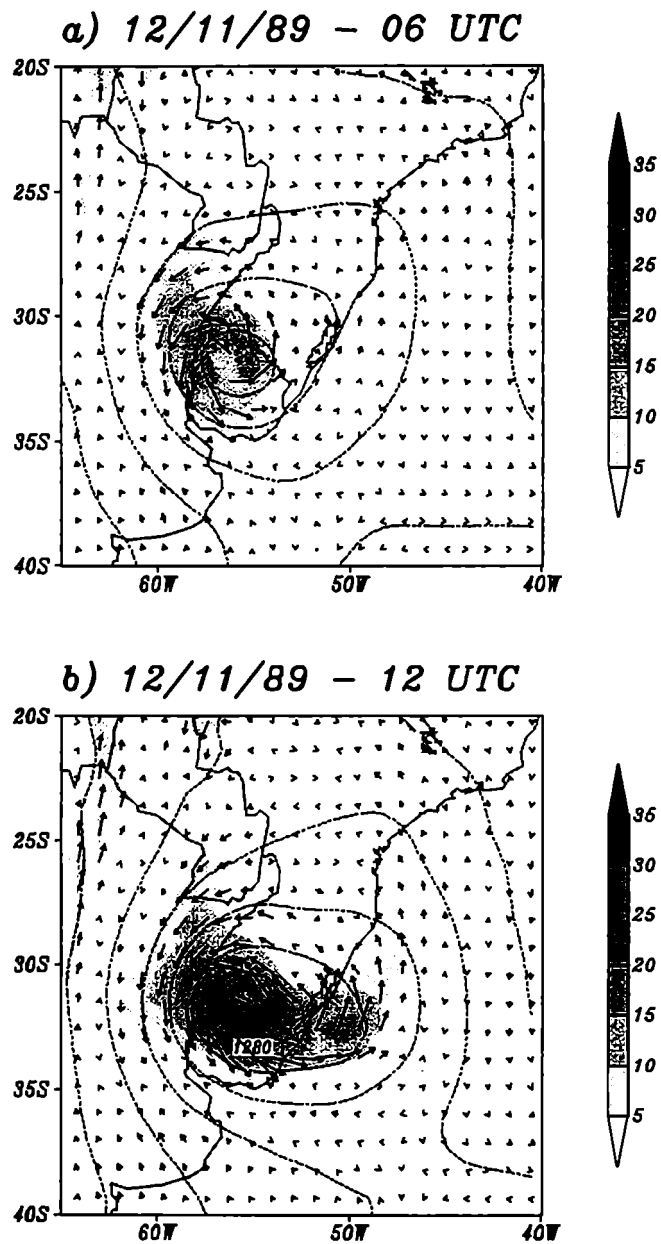
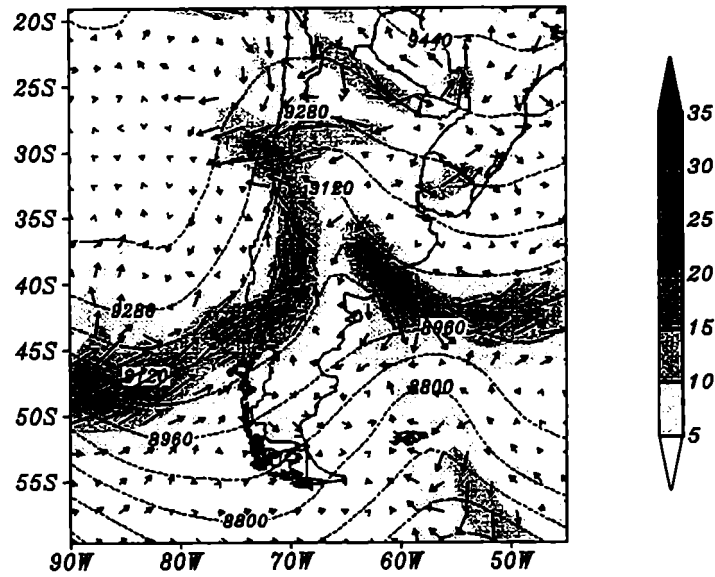


Fig. 4.8: Componente ageostrófica debida al efecto de vorticidad, en 850 hPa, a) el 12 de noviembre a las 06 UTC. y b) el 12 de noviembre a las 12 UTC El sombreado indica su intensidad en $m s^{-1}$ y las líneas punteadas muestran el campo de altura geopotencial para ubicar la posición del sistema.

11/11/89 - 12 UTC



b) 12/11/89 - 06 UTC

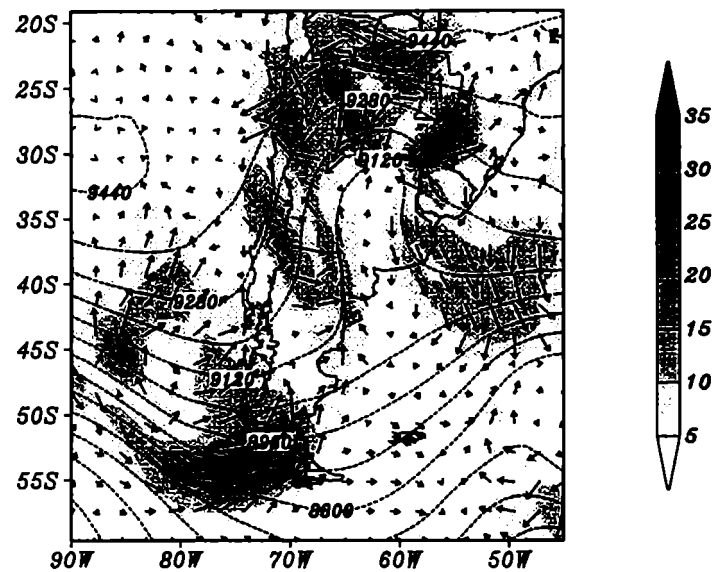


Fig. 4.9: Componente ageostrófica debida al efecto de deformación, en 300 hPa: a) el 11 de noviembre a las 12 UTC y b) 12 de noviembre a las 06 UTC. El sombreado indica su intensidad en $m s^{-1}$ y las líneas punteadas muestran el campo de altura geopotencial para ubicar la posición del sistema.

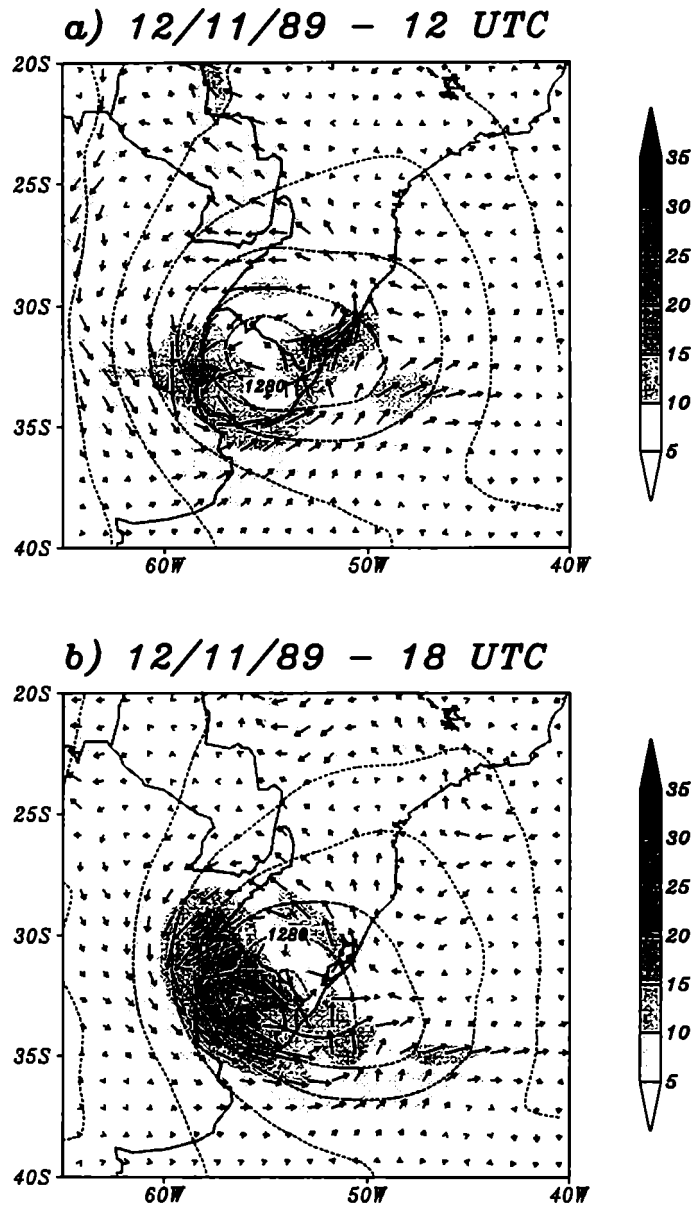


Fig. 4.10: Componente ageostrófica debida al efecto de deformación, en 850 hPa, **a)** el 12 de noviembre a las 12 UTC. y **b)** el 12 de noviembre a las 18 UTC. El sombreado indica su intensidad en $m s^{-1}$ y las líneas punteadas muestran el campo de altura geopotencial para ubicar la posición del sistema.

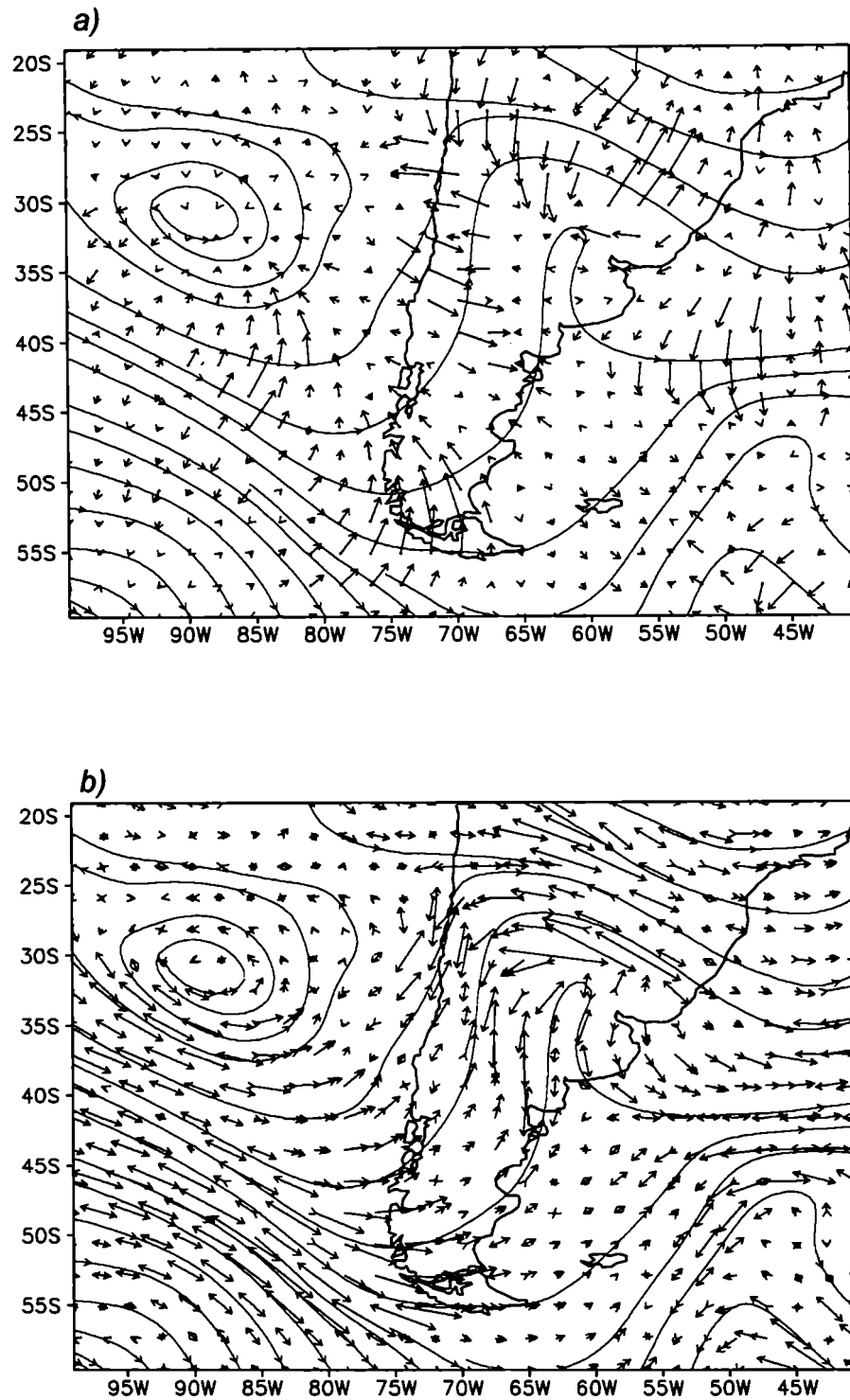


Fig. 4.11: Vientos ageostróficos debidos a vorticidad (rojo) y a la deformación (azul) en 300 hPa para el día 12 a las 06 UTC: **a)** componente normal al flujo y **b)** componente tangencial al flujo. En turquesa las líneas de corriente.

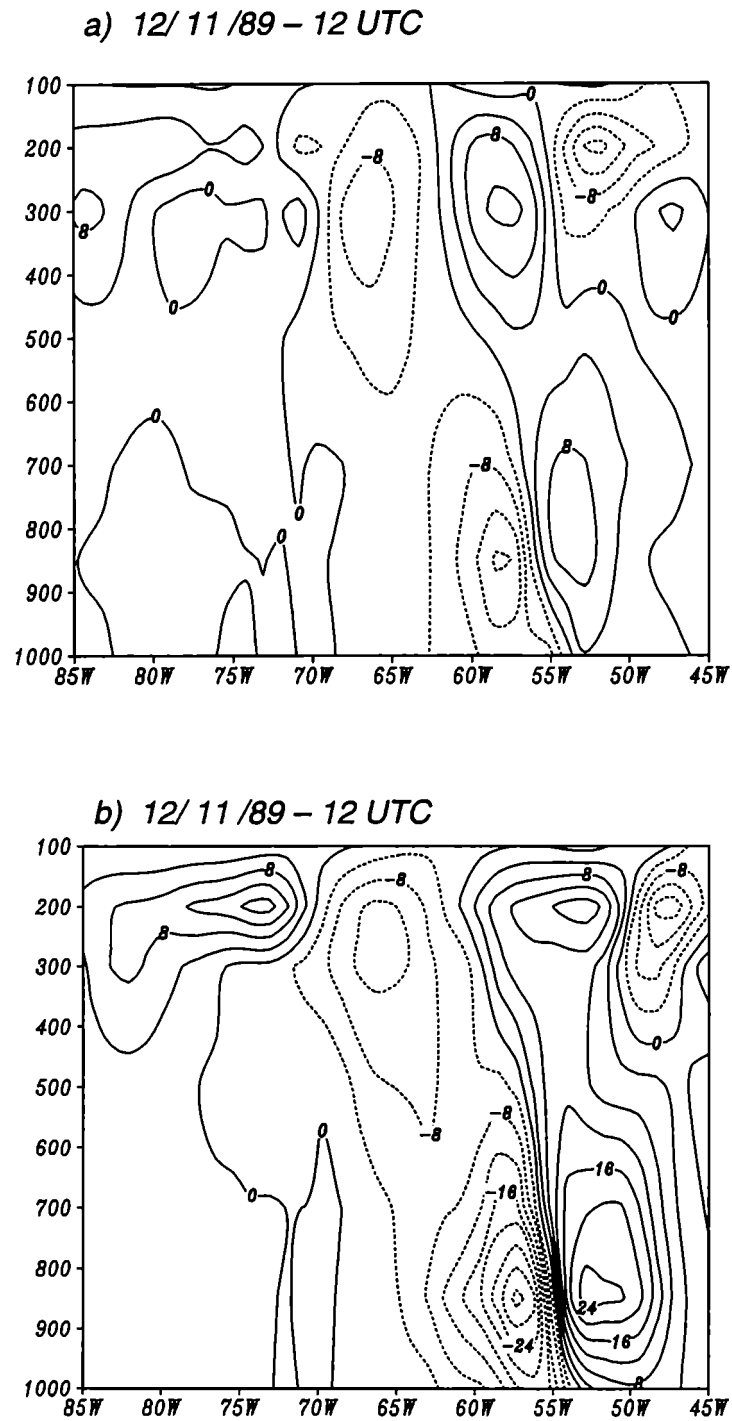


Fig. 4.12: Corte vertical-zonal en 32.5° S de la componente norte - sur del viento ageostófico debido a la advección horizontal de V_H a) el 12 de noviembre a las 06 UTC y b) el 12 de noviembre a las 12 UTC. Contornos cada 4 m s^{-1} .

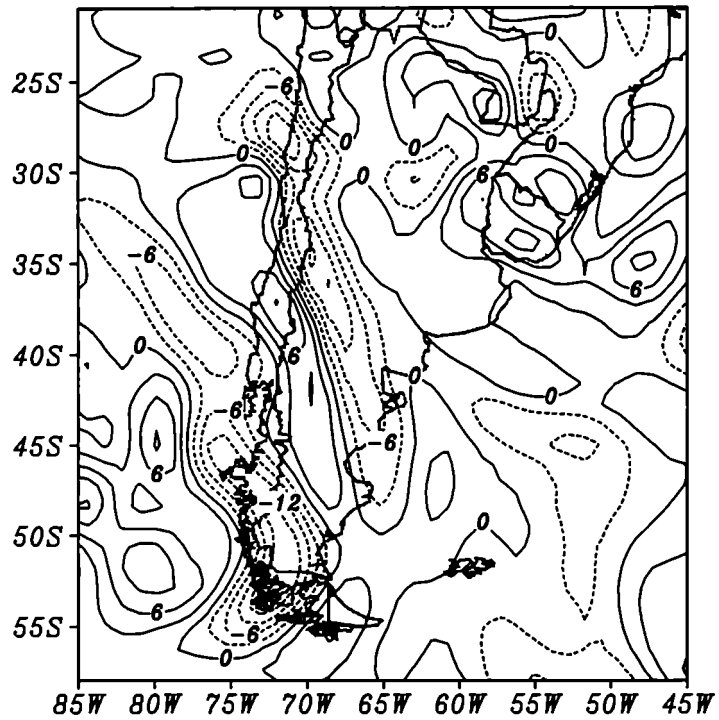


Fig. 4.13: Divergencia de la componente ageostófica debida a la advección horizontal de V_H en 300 hPa, el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

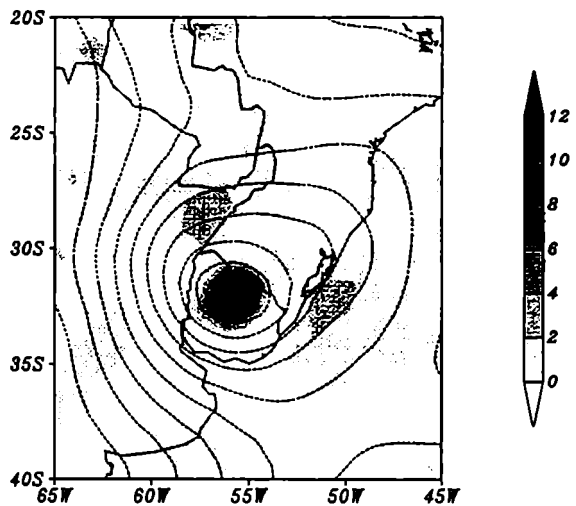


Fig. 4.14: Divergencia de la componente ageostófica debida a la advección horizontal de V_H en 850 hPa, el 12 de noviembre a las 06 UTC. La líneas punteadas de altura geopotencial dan la posición del sistema. Divergencia cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

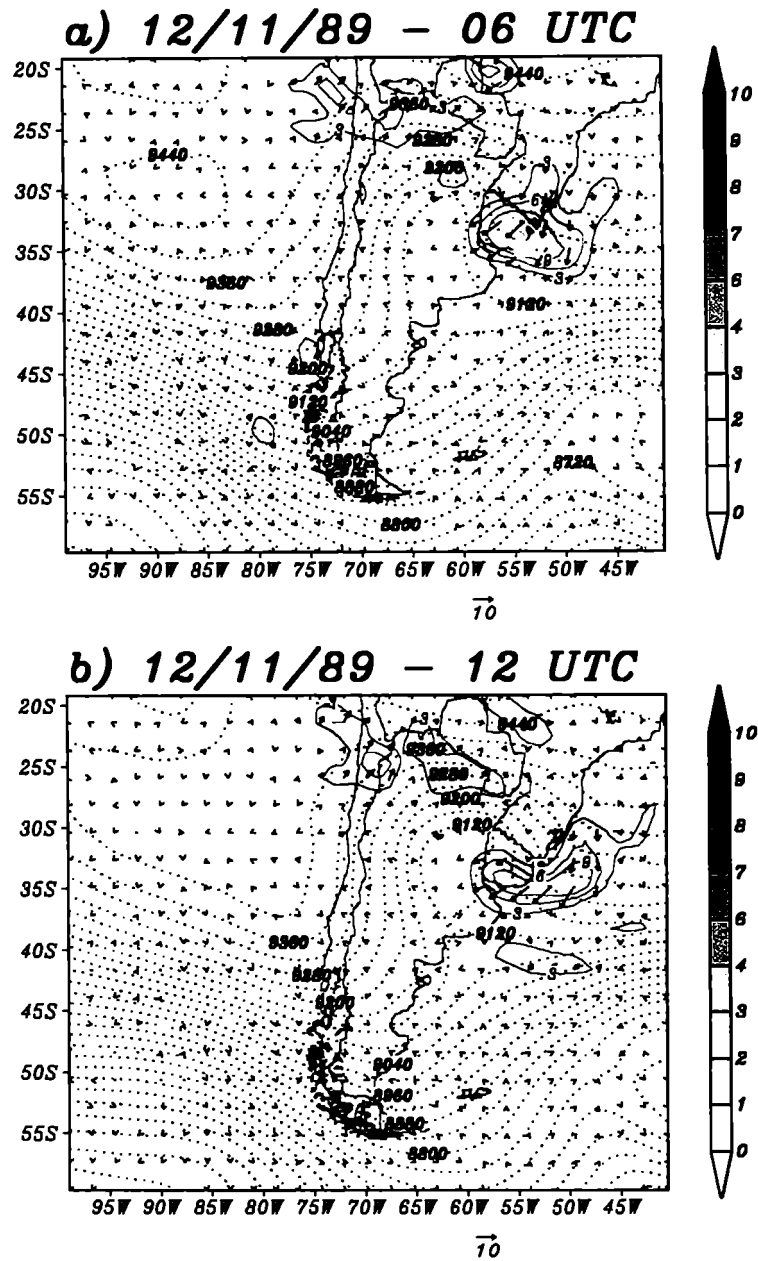


Fig. 4.15: Componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H y su divergencia (sombreado), en 300 hPa, a) el 12 de noviembre a las 06 UTC. y b) el 12 de noviembre a las 12 UTC. Las líneas en color indican su intensidad en $m\ s^{-1}$ y las líneas muestran el campo de altura geopotencial para ubicar la posición del sistema. Contornos de la divergencia cada $3 \times 10^{-5}\ s^{-1}$.

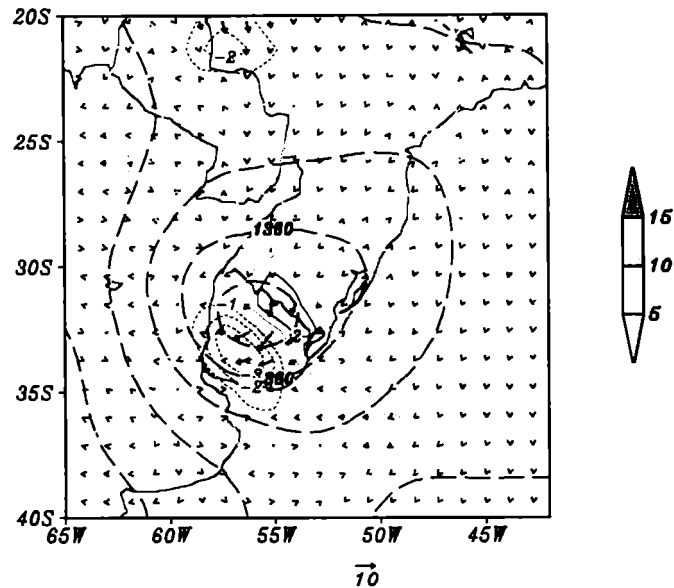


Fig. 4.16: Componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H y su divergencia (líneas en color), en 850 hPa, el 12 de noviembre a las 06 UTC. El sombreado indica su intensidad en $m s^{-1}$, las líneas punteadas muestran el campo de altura geopotencial para ubicar la posición del sistema. Contornos de la divergencia cada $1 \times 10^{-5} s^{-1}$.

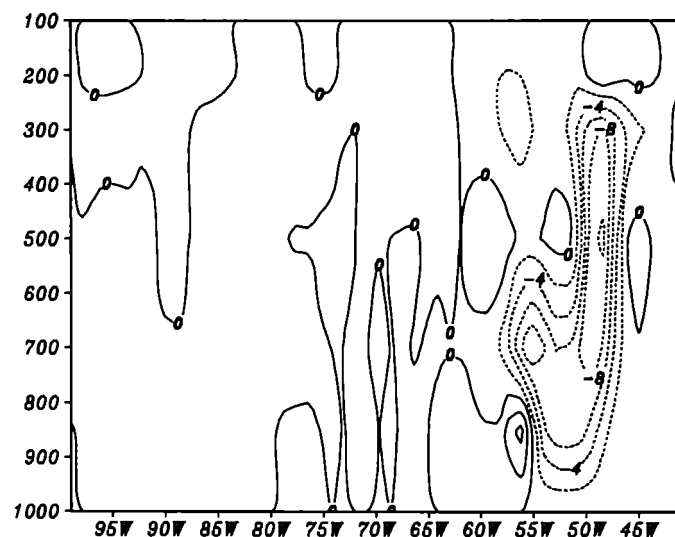


Fig. 4.17: Corte vertical-zonal en $32.5^\circ S$ de la componente norte - sur del viento ageostrófico debido a la advección vertical de V_H , el 12 de noviembre a las 12 UTC. Contornos cada $2 m s^{-1}$.

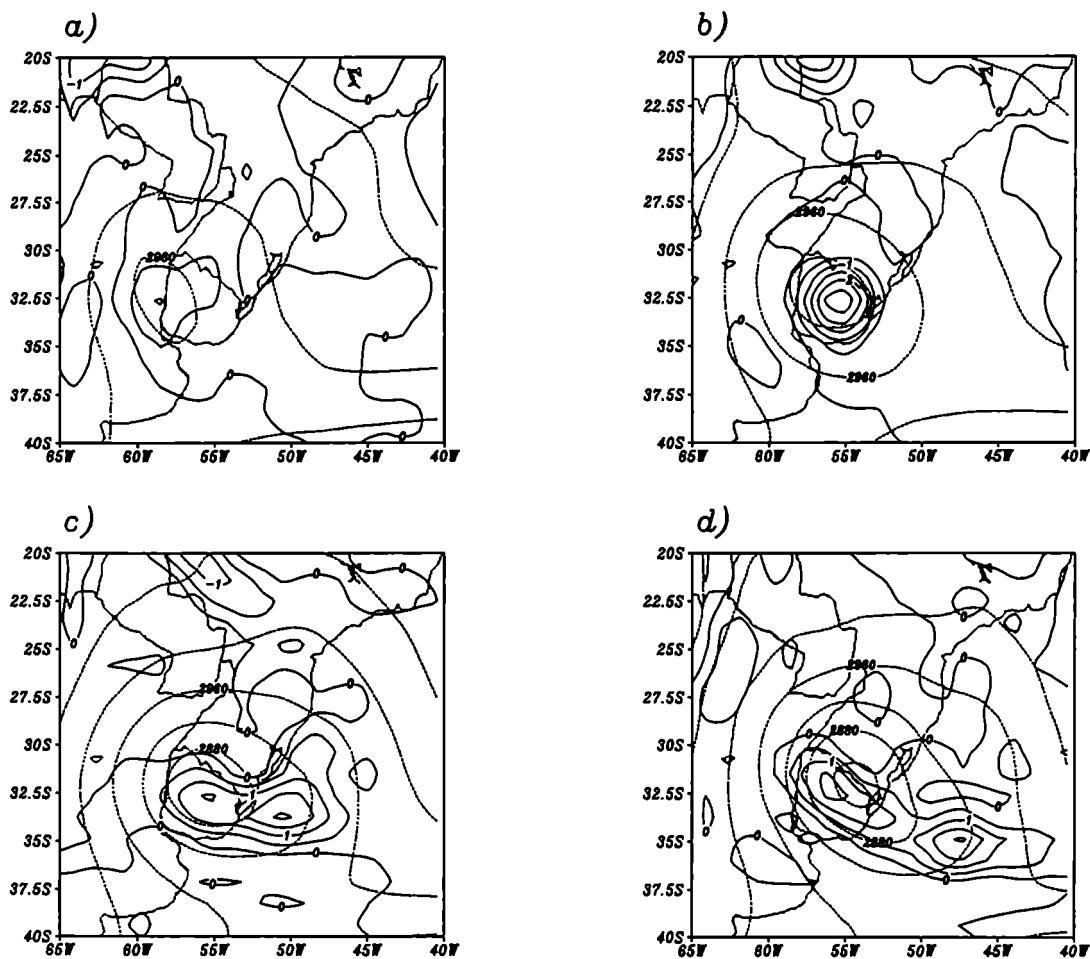


Fig. 4.18: Evolución temporal de la velocidad vertical (ω) en 700 hPa el 12 de noviembre: **a)** 00 UTC, **b)** 06 UTC, **c)** 12 UTC y **d)** 18 UTC. . Contornos cada $5 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$. Se han superpuesto los campos de geopotencial para indicar la posición del sistema.

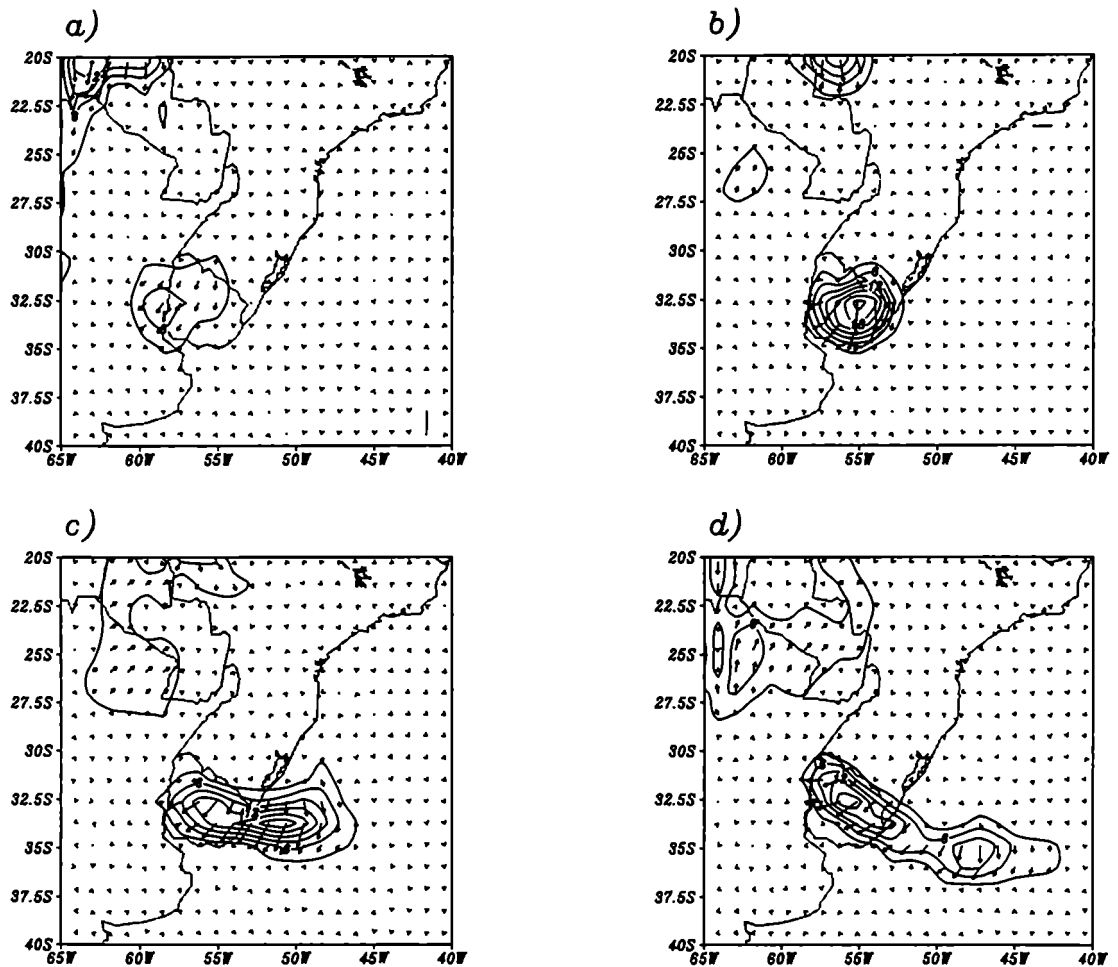


Fig. 4.19: Evolución temporal de la componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H , el 12 de noviembre en 700 hPa: a) 00 UTC, b) 06 UTC, c) 12 UTC y d) 18 UTC. Los contornos representan las isotacas dibujadas cada 3 m s^{-1} .

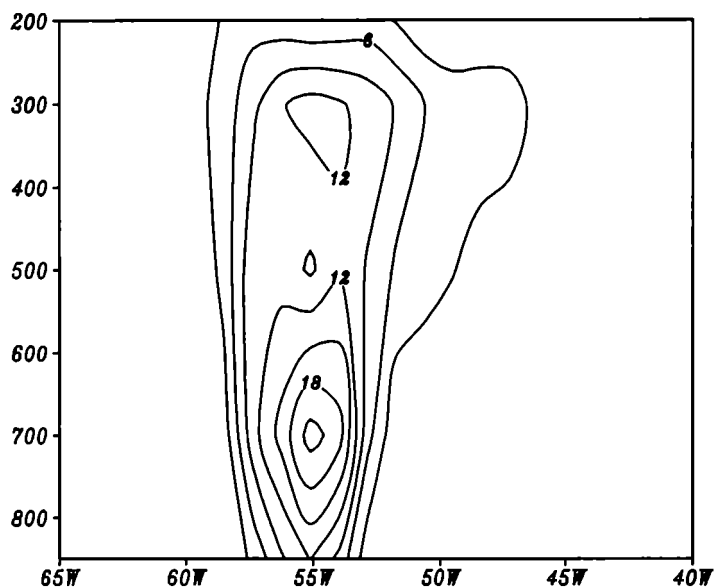


Fig. 4.20: Corte vertical-zonal en 32.5° S del módulo de la componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H , 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada 3 m s^{-1} .

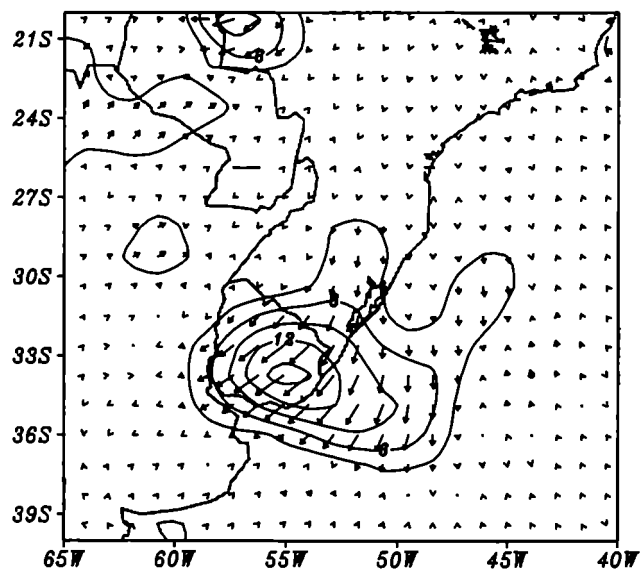


Fig. 4.21: Componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H , en 300 hPa, el 12 de noviembre a las 06 UTC. Los contornos representan las isotacas dibujadas cada 3 m s^{-1} .

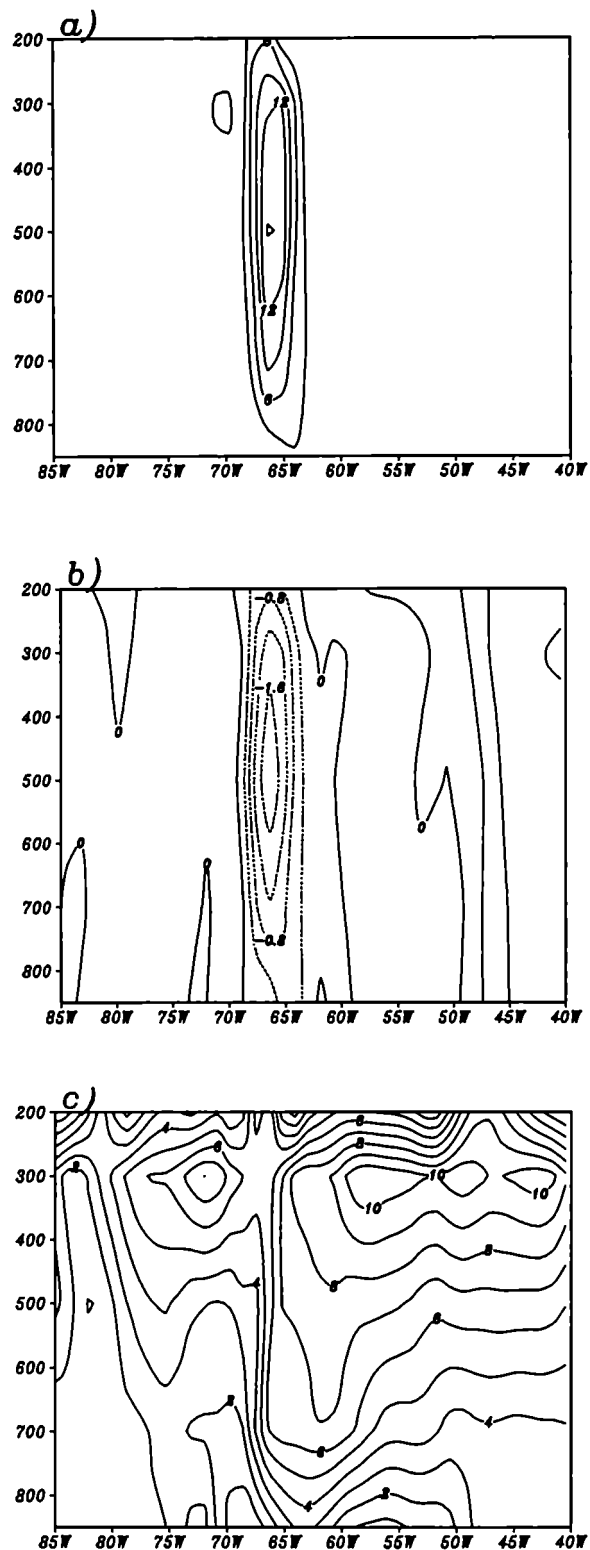


Fig. 4.22: Corte vertical-zonal en 28.125° S de: **a)** módulo la componente ageostrófica debida a la advección vertical de V_H (contornos cada $3 m s^{-1}$), **b)** velocidad vertical (contornos cada $4 \times 10^{-1} Pa s^{-1}$) y **c)** cortante vertical de V_H (contornos cada $10^{-4} m s^{-1} Pa^{-1}$), el 10 de noviembre a las 00 UTC.

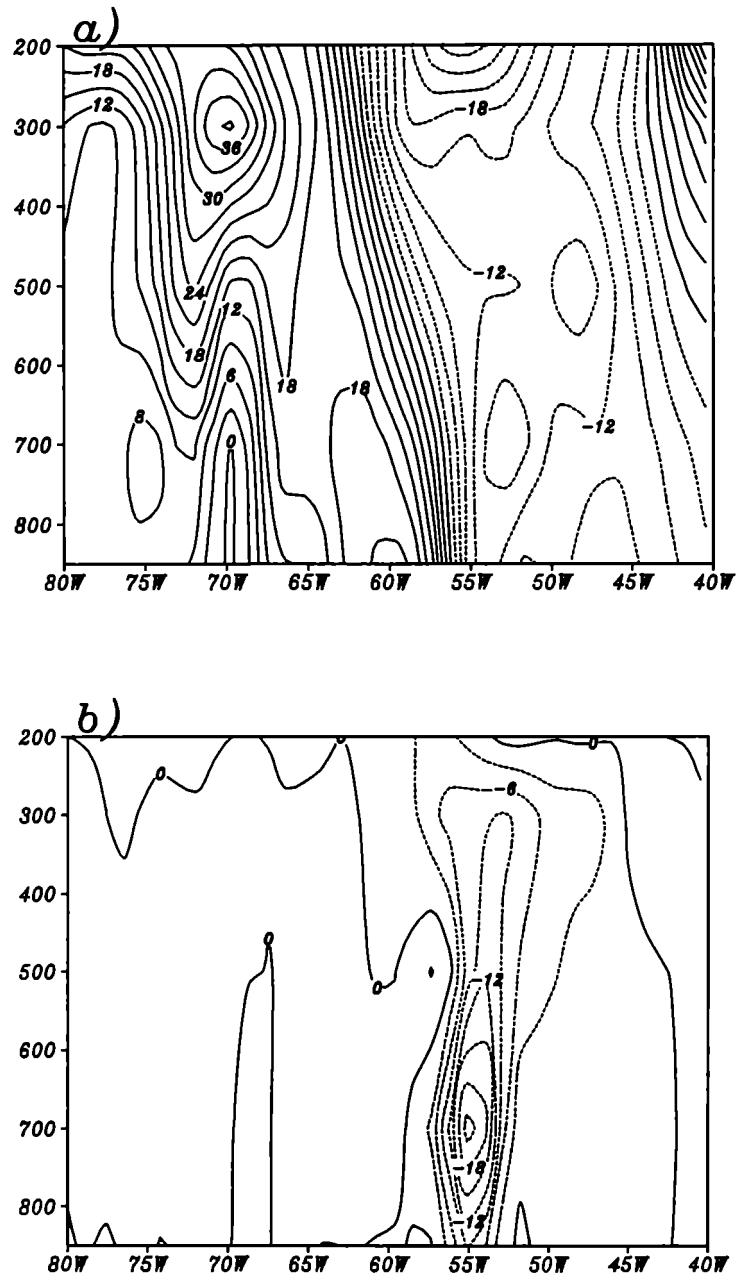


Fig. 4.23: Corte vertical-zonal en 32.5° S a) de la componente meridional de V_H (v) y b) de la componente meridional del viento ageostrófico debido a la advección vertical de V_H (v_{av}), 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada 3 m s^{-1} .

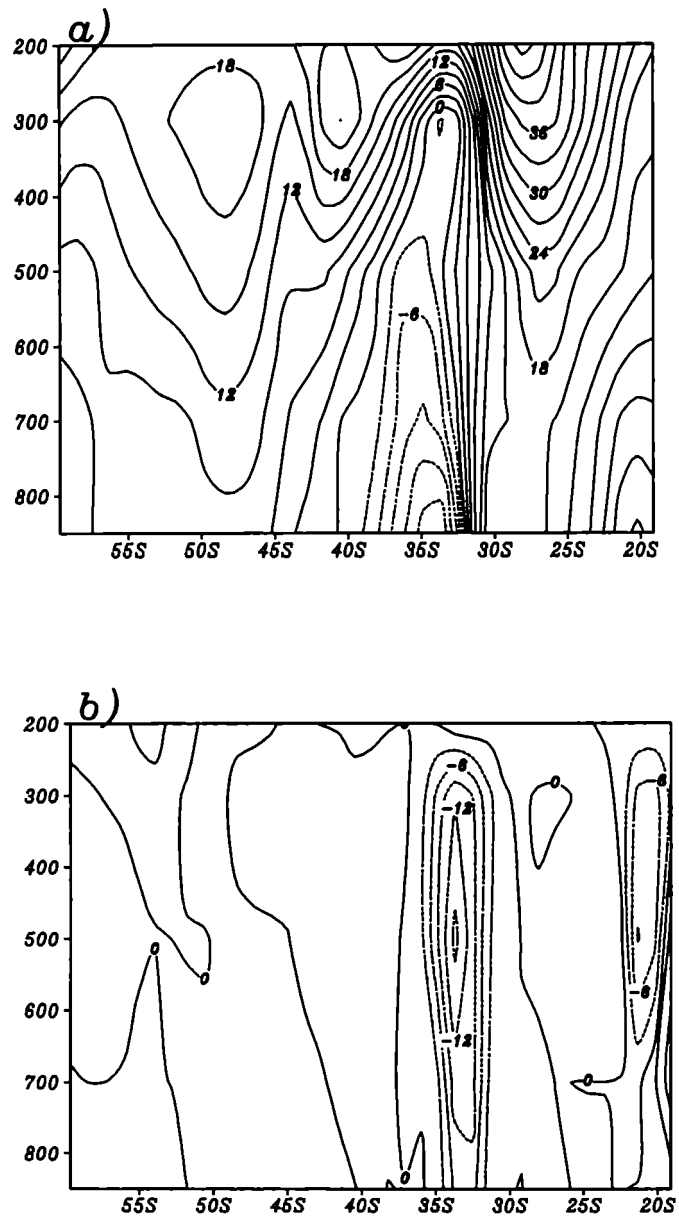


Fig. 4.24: Corte vertical-meridional en $56^{\circ} 0'$ **a)** de la componente zonal de $V_H(u)$ y **b)** de la componente zonal del viento ageostrófico debido a la advección vertical de $V_H(u_{av})$, 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada 3 m s^{-1} .

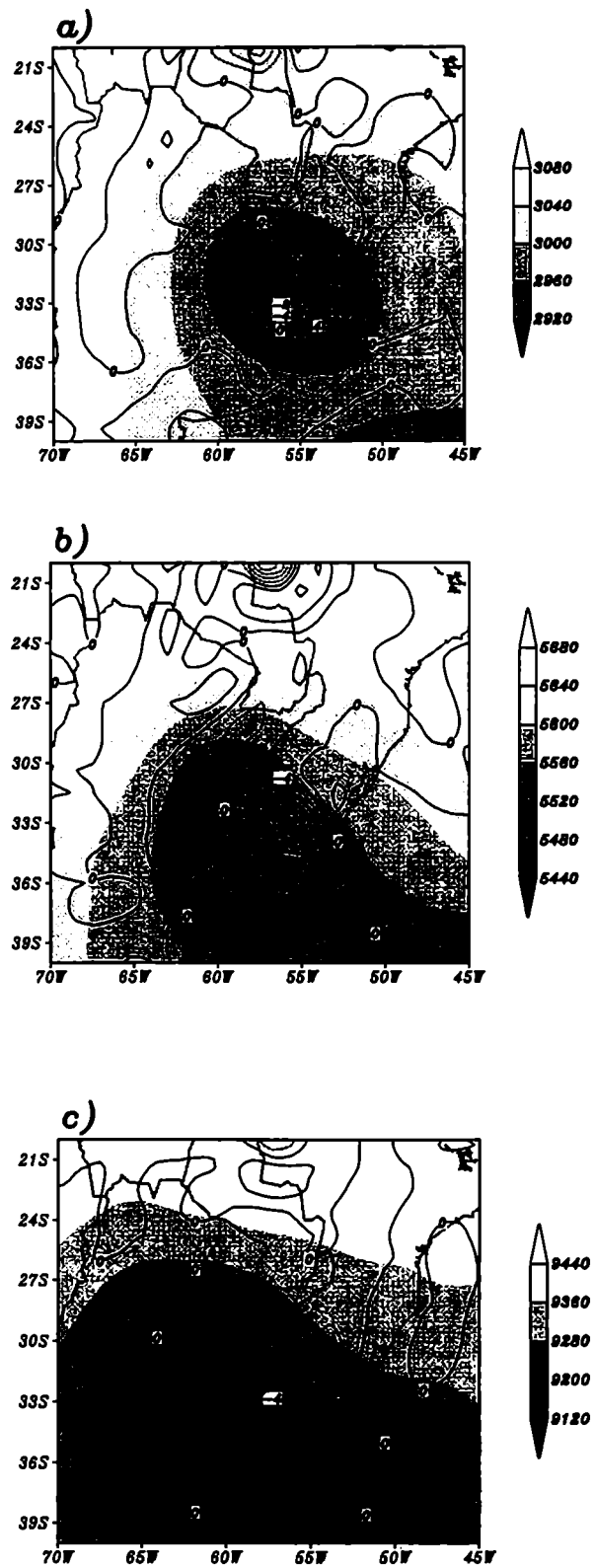


Fig. 4.25: Campos de vorticidad relativa (contornos cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y altura geopotencial (sombreado) el 12 de noviembre a las 06 UTC en los niveles: a) 700 hPa, b) 500 hPa y c) 300 hPa.

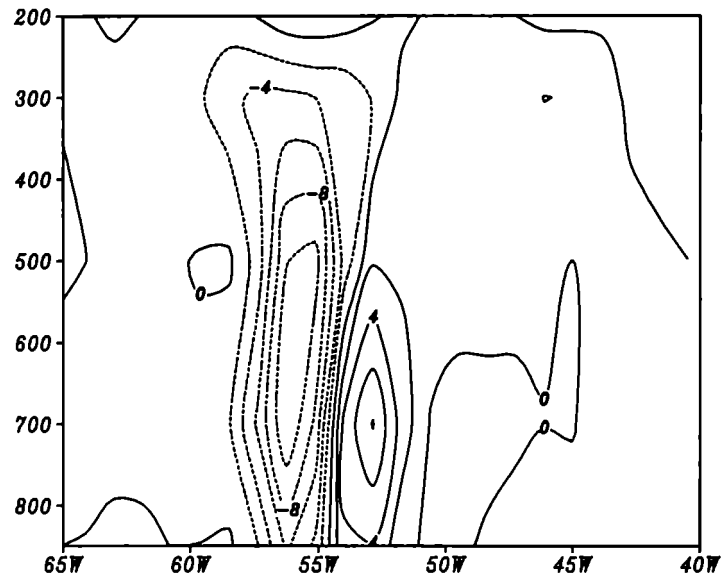


Fig. 4.26: Corte vertical-zonal en 32.5° S de la vorticidad relativa producida por el viento ageostrófico debido a la advección vertical de V_H (ζ_{av}), el 12 de noviembre a las 06 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

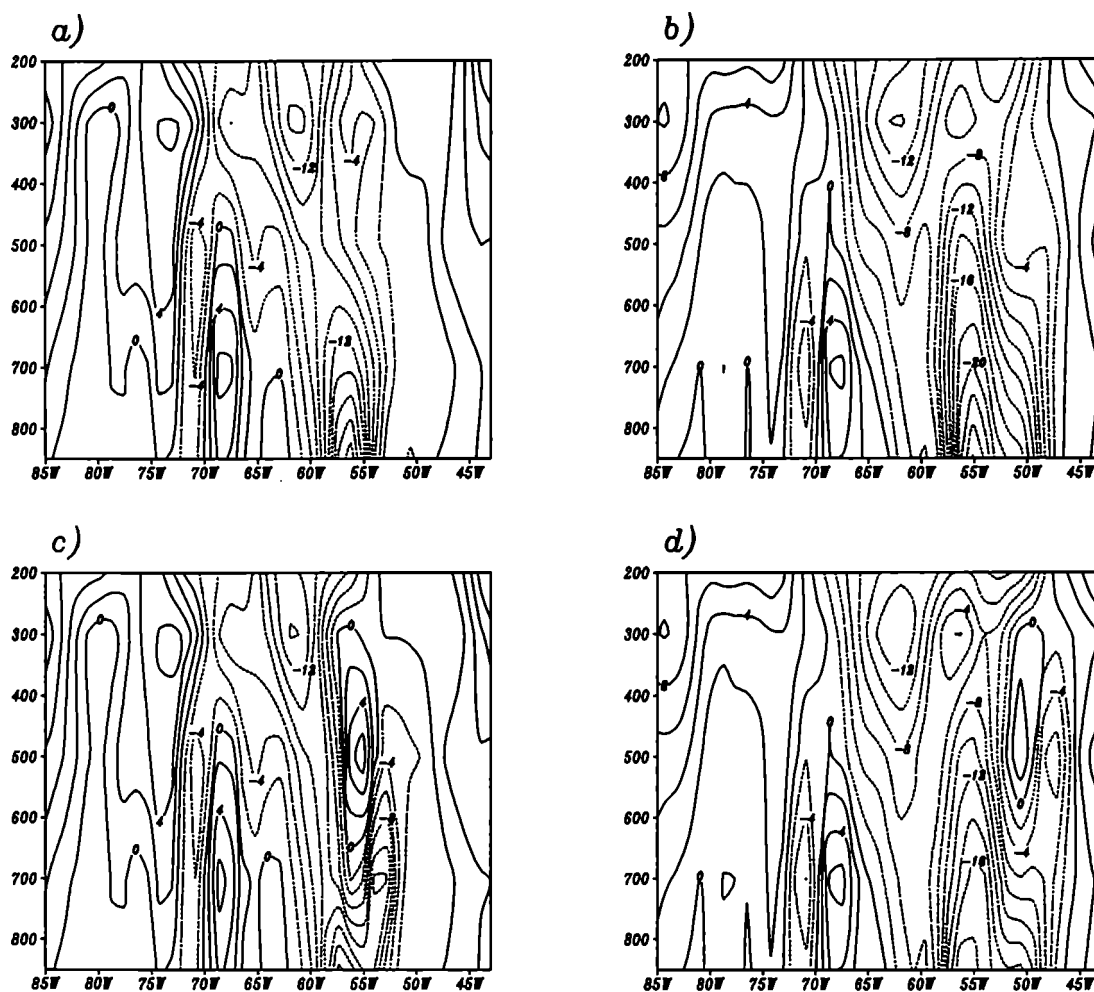


Fig. 4.27: Corte vertical - zonal en 32.5° S , de la vorticidad relativa el 12 de noviembre a) a las 6 UTC y b) a las 12 UTC y diferencia entre la vorticidad relativa y la vorticidad producida por el viento ageostrófico debido a la advección vertical de V_H ($\zeta - \zeta_{av}$), el 12 de noviembre c) a las 06 UTC y d) a las 12 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

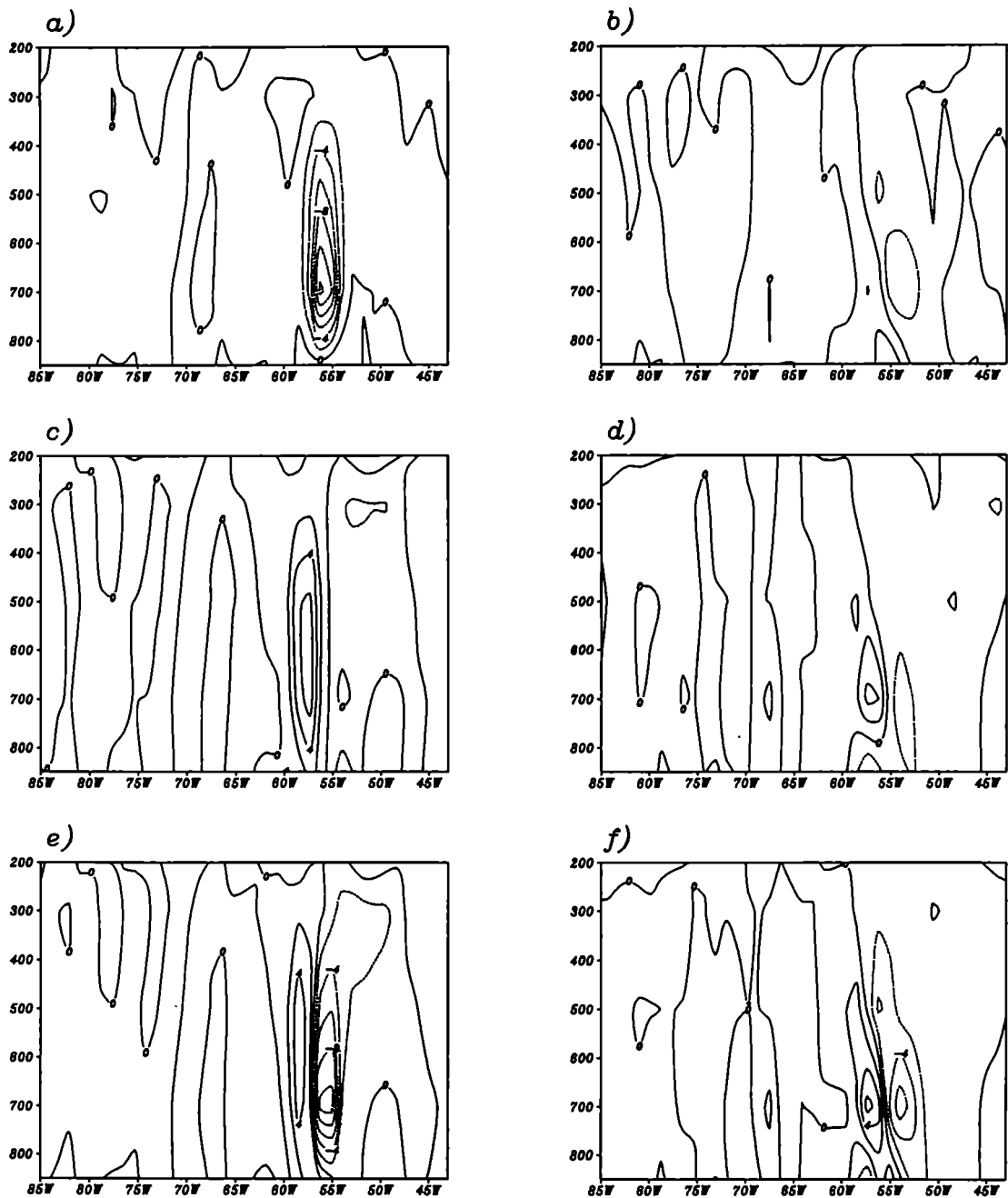


Fig. 4.28: Corte vertical-zonal en 32.5° S el 12 de noviembre de **a)** advección vertical de vorticidad relativa las 06 UTC, **b)** advección vertical de vorticidad relativa las 18 UTC, **c)** deformación de tubos de vórtice a las 06 UTC y **d)** deformación de tubos de vórtice a las 18 UTC, **e)** suma de los efectos producidos por **a** y **c** y **f)** suma de los efectos producidos por **b** y **d**. Contornos cada $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

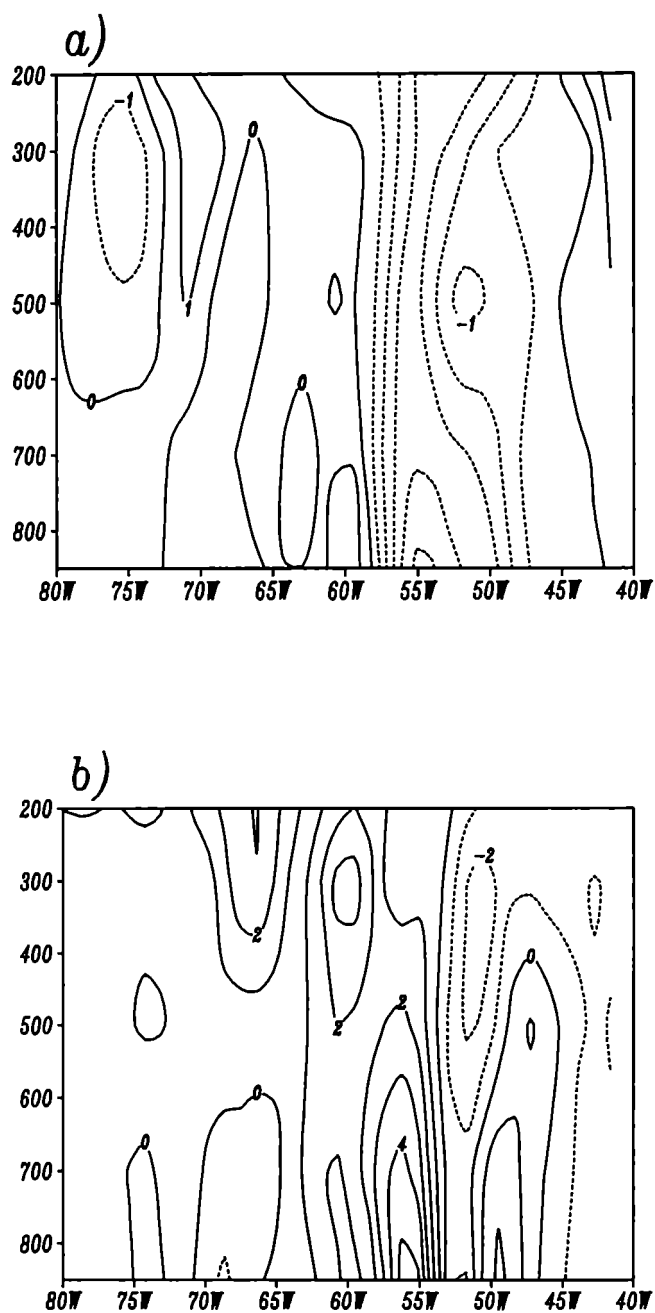


Fig. 4.29: Corte vertical-zonal en 32.5° S de la variación local de la vorticidad relativa el 12 de noviembre: a) a las 06 UTC y b) a las 18 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

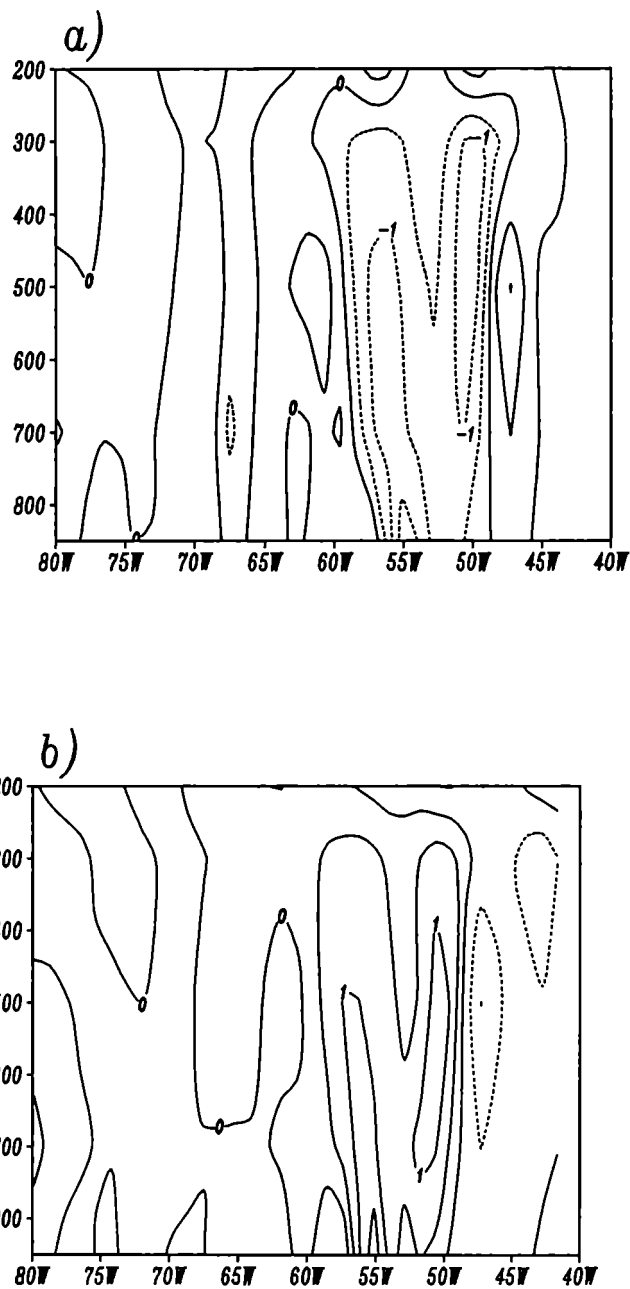


Fig. 4.30: Corte vertical-zonal en 32.5° S de la variación local de la vorticidad relativa de ζ_{av} , el 12 de noviembre: a) a las 06 UTC y b) a las 18 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

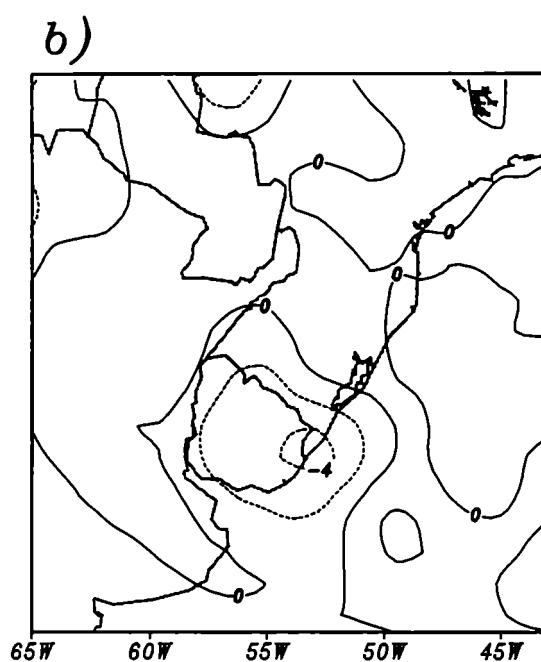
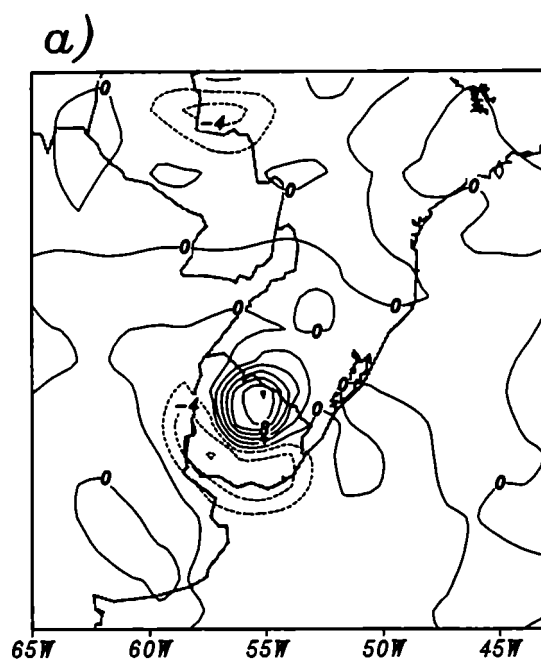


Fig. 4.31: El 12 de noviembre a las 06 UTC, en 700 hPa: **a)** divergencia de la componente ageostrófica debida a la advección vertical y **b)** divergencia del viento Contornos cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

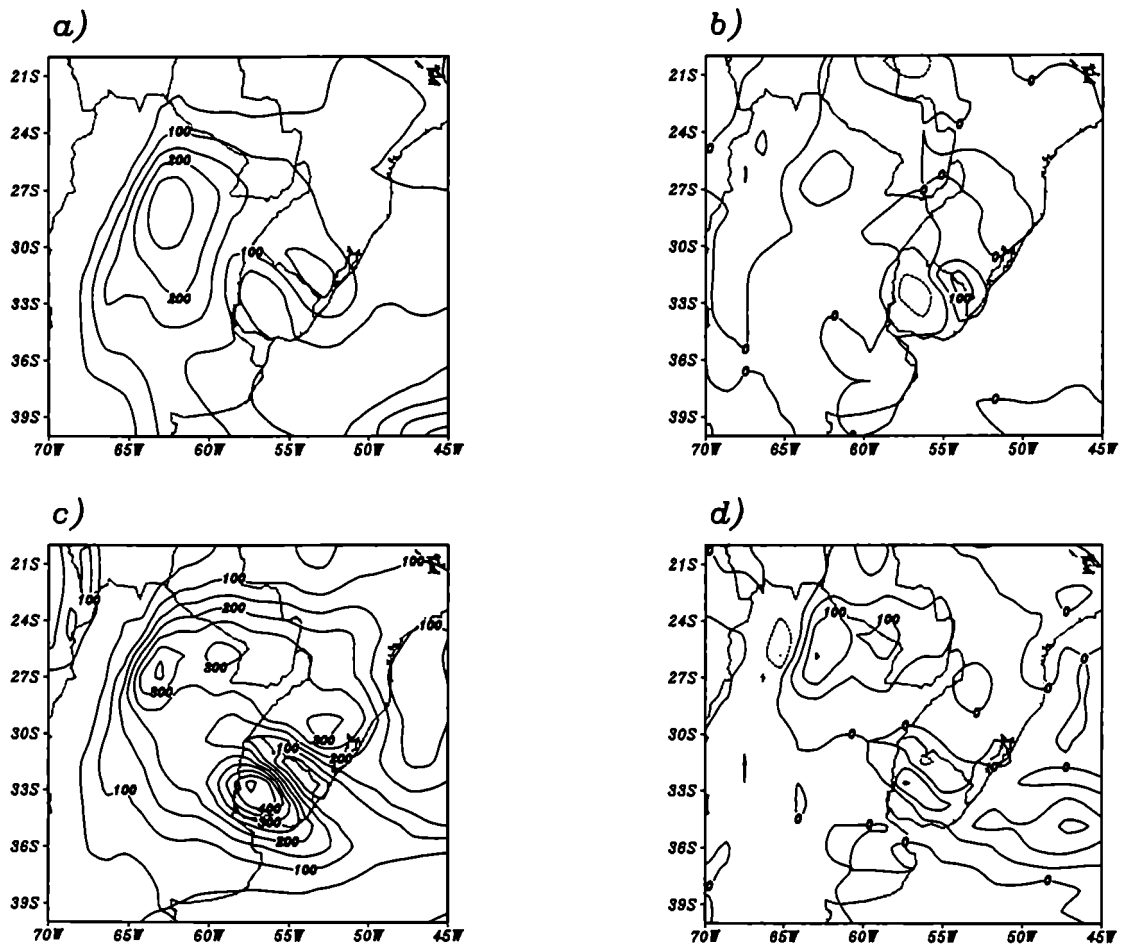


Fig. 4.32: El 12 de noviembre: **a)** energía cinética por unidad de masa (k) y **b)** energía cinética por unidad de masa de la componente ageostrófica V_{av} (k_{av}), a las 06 UTC y **c)** energía cinética por unidad de masa (k) y **d)** energía cinética por unidad de masa de la componente ageostrófica V_{av} (k_{av}), a las 18 UTC en 700 hPa. Contornos cada $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

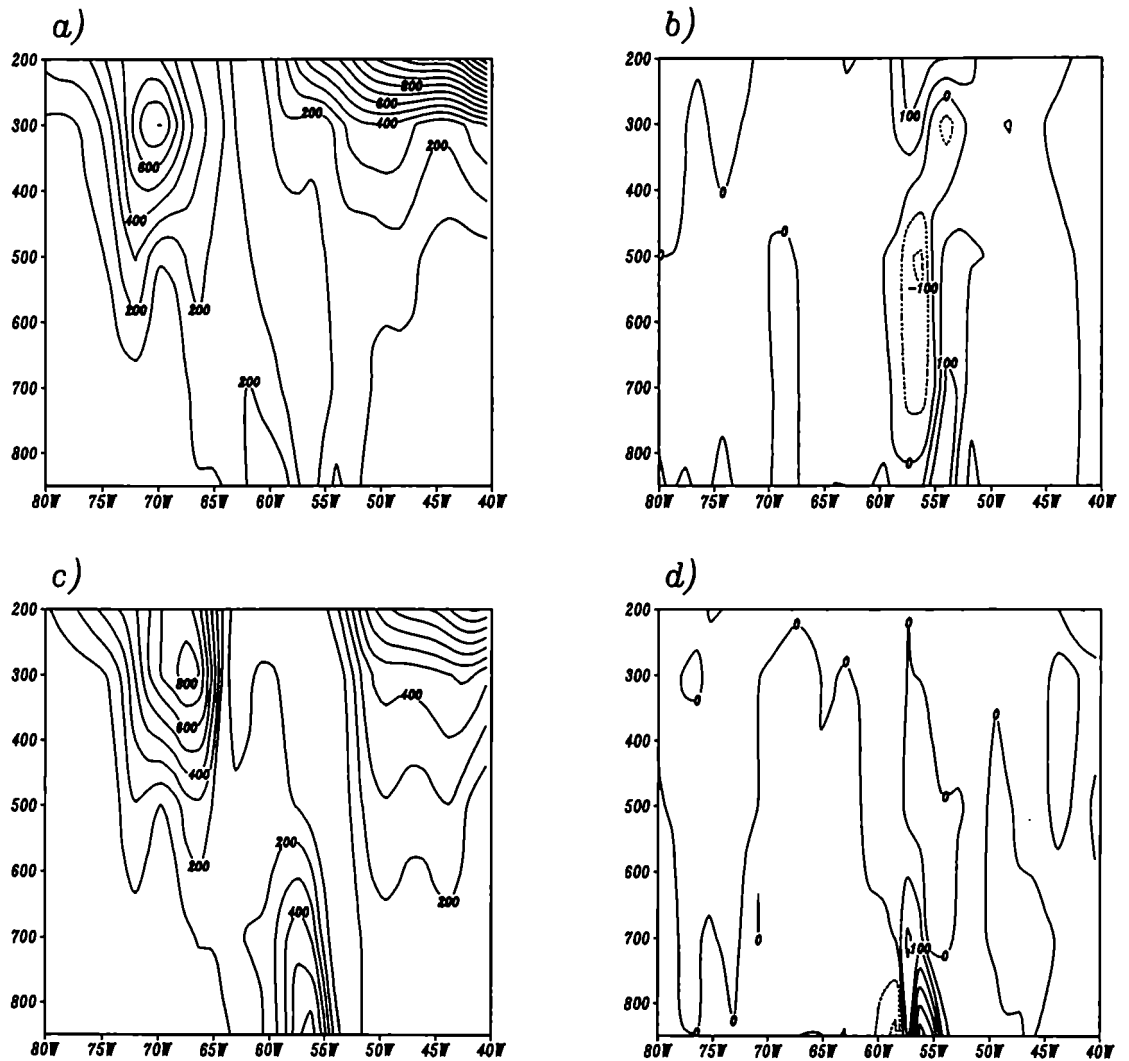


Fig. 4.33: Corte vertical-zonal en 32.5° S, el 12 de noviembre: **a)** energía cinética por unidad de masa (k) y **b)** energía cinética por unidad de masa de la componente ageostrófica V_{av} (k_{av}), a las 06 UTC y **c)** energía cinética por unidad de masa (k) y **d)** energía cinética por unidad de masa de la componente ageostrófica V_{av} (k_{av}), a las 18 UTC. Contornos cada $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

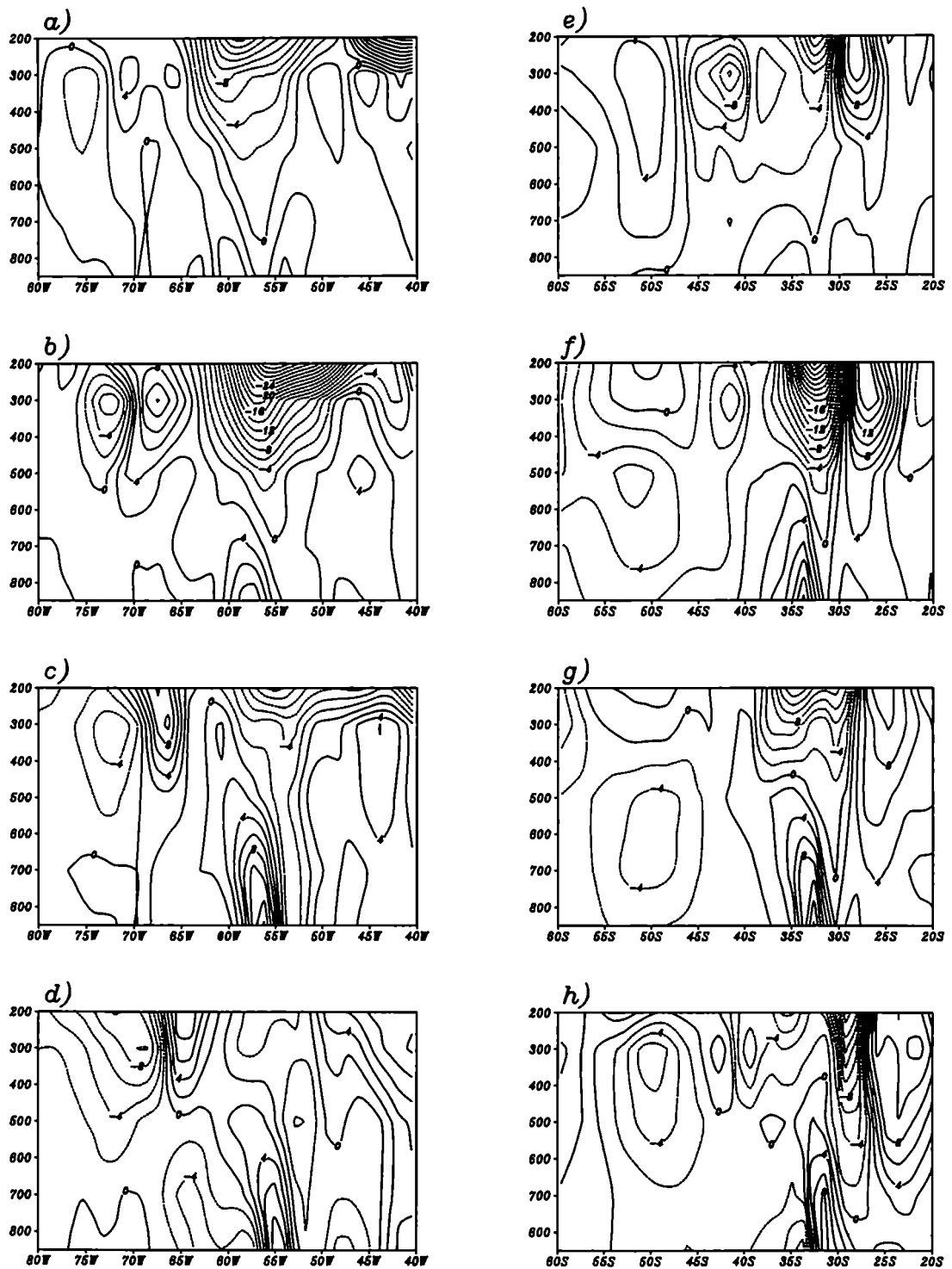


Fig. 4.34: Corte vertical-zonal en 32.5° S (paneles de la derecha) y corte vertical-meridional en 56° O (paneles de la izquierda) de la variación local de la energía cinética por unidad de masa para el 12 e noviembre: **a** y **e** a las 00 UTC, **b** y **f** a las 06 UTC, **c** y **g** a las 12 UTC y **d** y **h** a las 18 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-3}$.

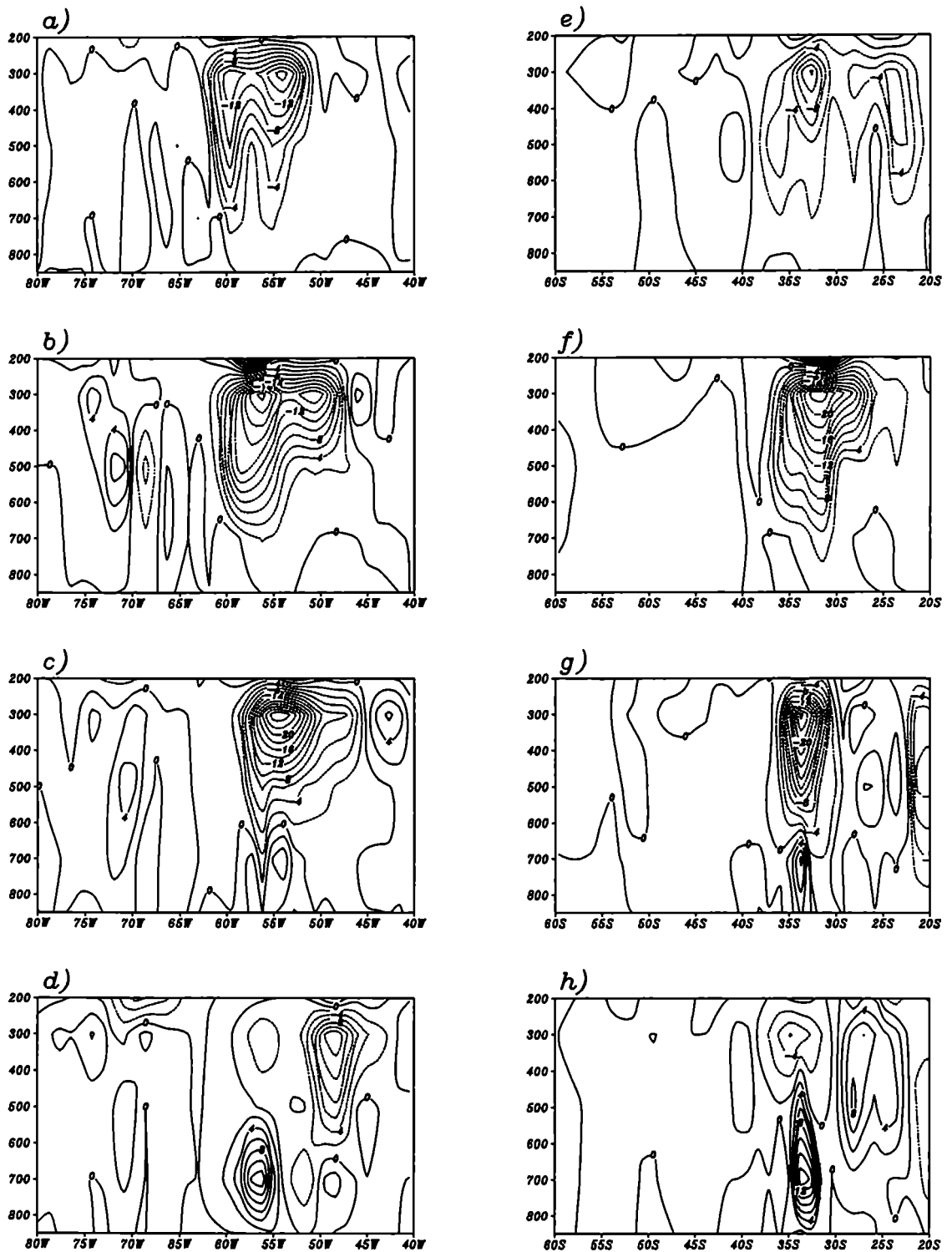
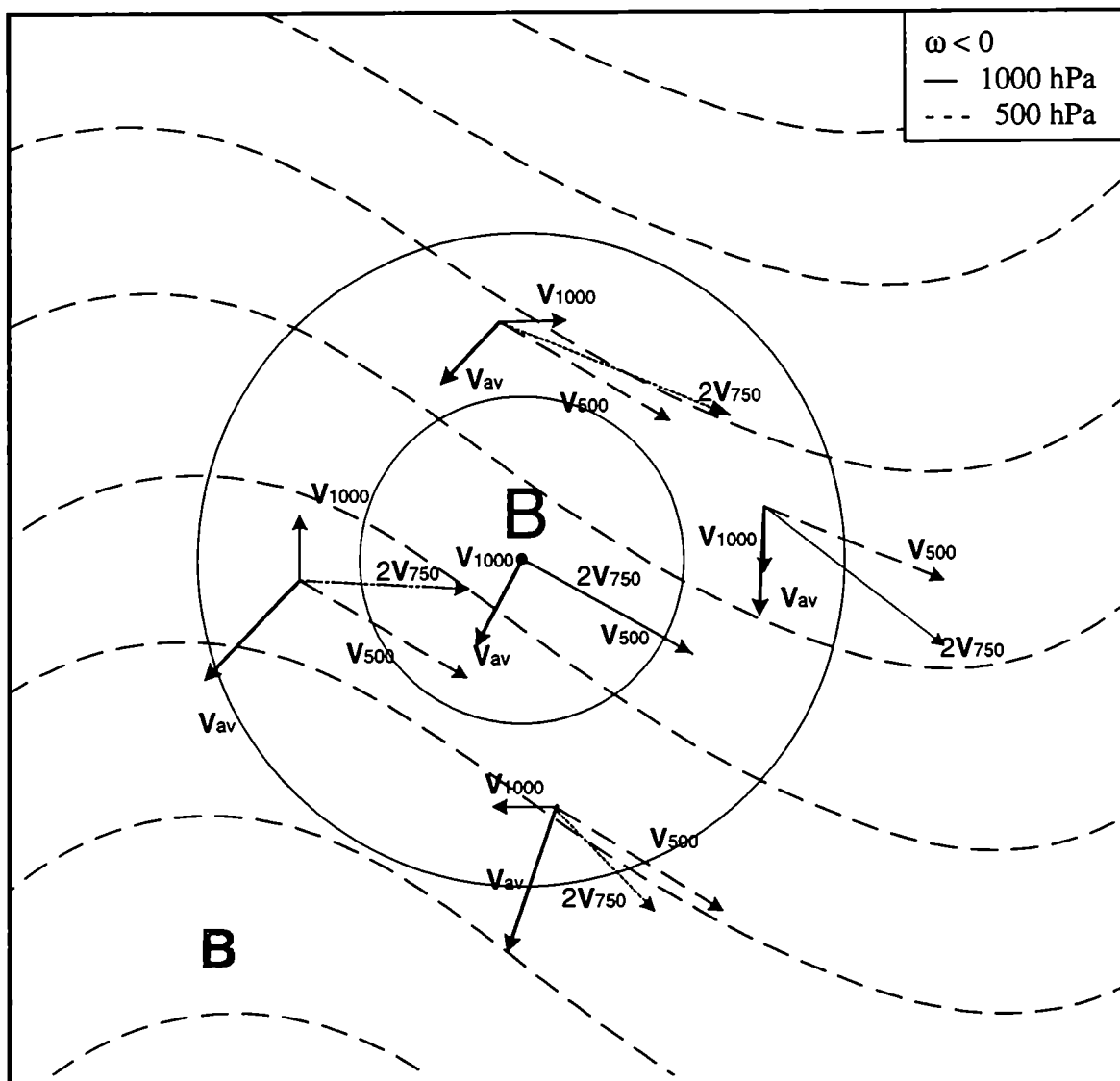


Fig. 4.35: Corte vertical-zonal en 32.5° S (paneles de la derecha) y corte vertical-meridional en 56° O (paneles de la izquierda) de la advección vertical de energía cinética ($-\omega \partial k / \partial t$) para el 12 e noviembre: **a** y **e** a las 00 UTC, **b** y **f** a las 06 UTC, **c** y **g** a las 12 UTC y **d** y **h** a las 18 UTC. Contornos cada $2 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-3}$.



Esquema 4.1: Representación esquemática de una depresión baroclínica en el hemisferio sur. En el gráfico las alturas geopotenciales de 1000 hPa se representaron con línea sólida y las de 500hPa con línea cortada. Los vientos geostrofos de 1000 y 500 hPa siguen la misma notación mientras que la suma de ambos vientos se esquematiza con línea punteada. Finalmente, la componente ageostrofica debida a la advección vertical de velocidades se dibuja con trazo más grueso.

Capítulo 5:

Frecuencia de ciclones explosivos al Sur de Sudamérica

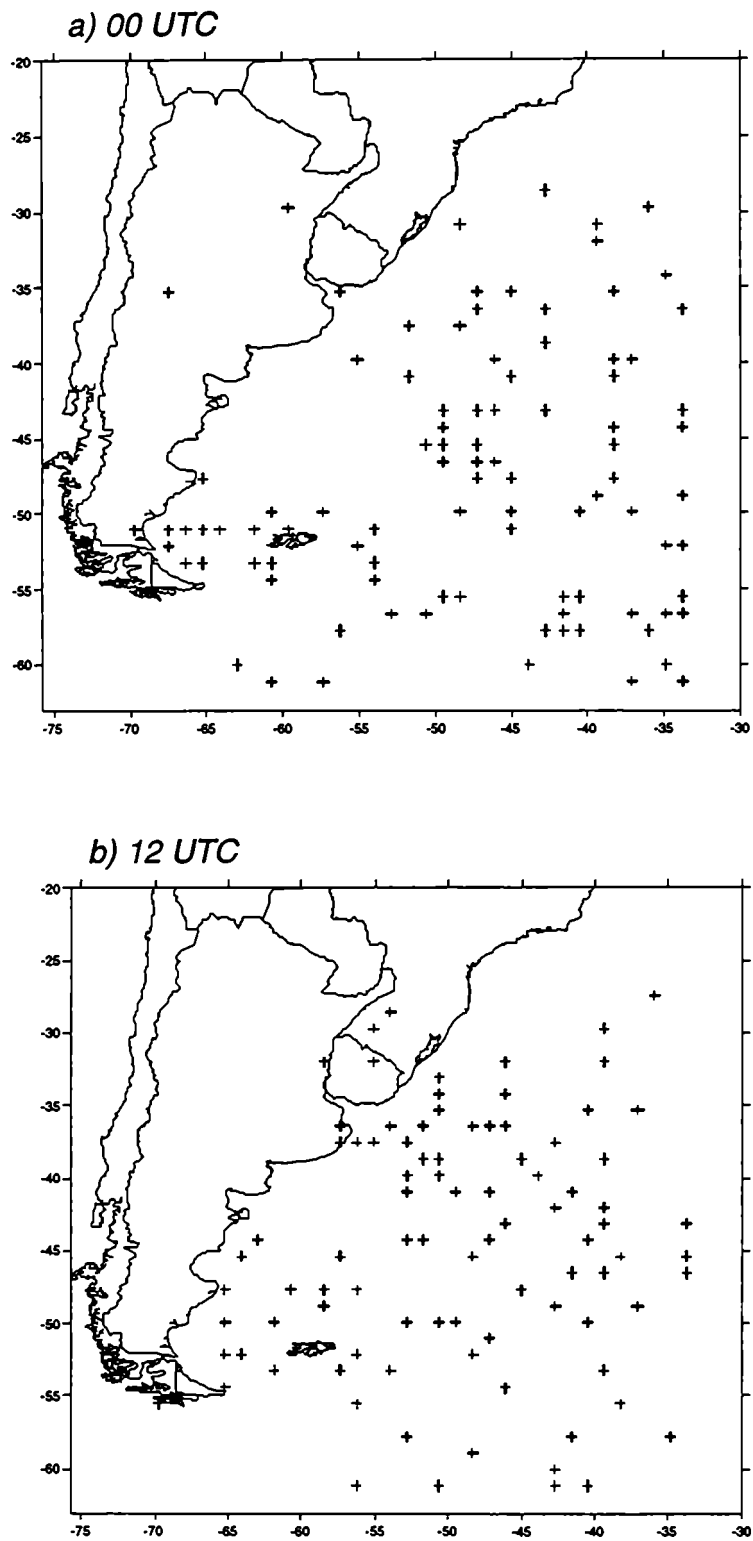


Fig 5.1: Ciclones explosivos en el período 1979-1993. Las cruces señalan la posición final del desarrollo explosivo. a) a las 00 UTC y b) a las 12 UTC.

Distribución mensual de ciclones explosivos

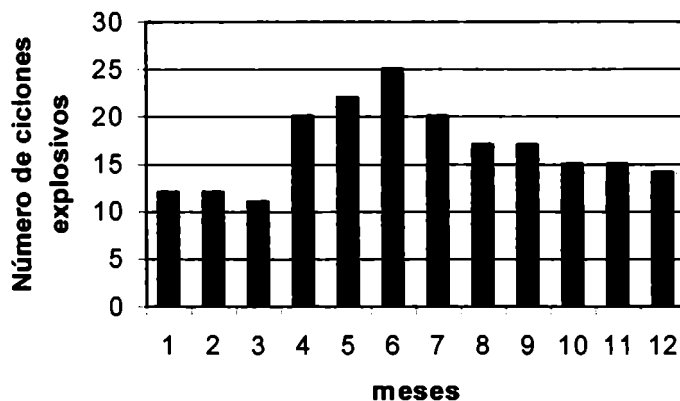


Fig. 5.2: Distribución mensual del número de ciclones explosivos en el período 1979 -1993

Distribución mensual de ciclones con desarrollo explosivo mayor de 24 horas

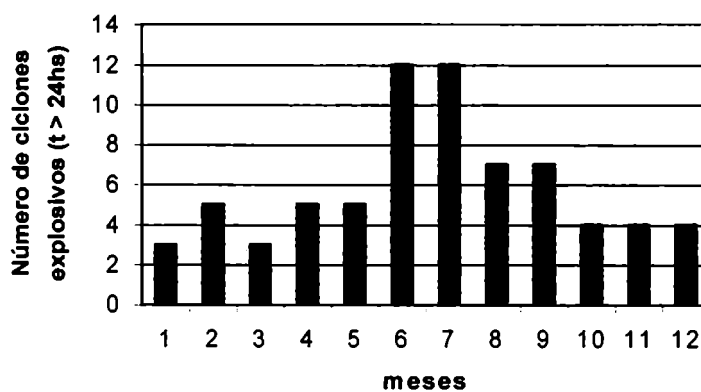


Fig. 5.3: Distribución mensual del número de ciclones con duración de su desarrollo explosivo superior a 24 horas en el período 1979 -1993

Distribución de ciclones explosivos por latitud cada (4.5°)

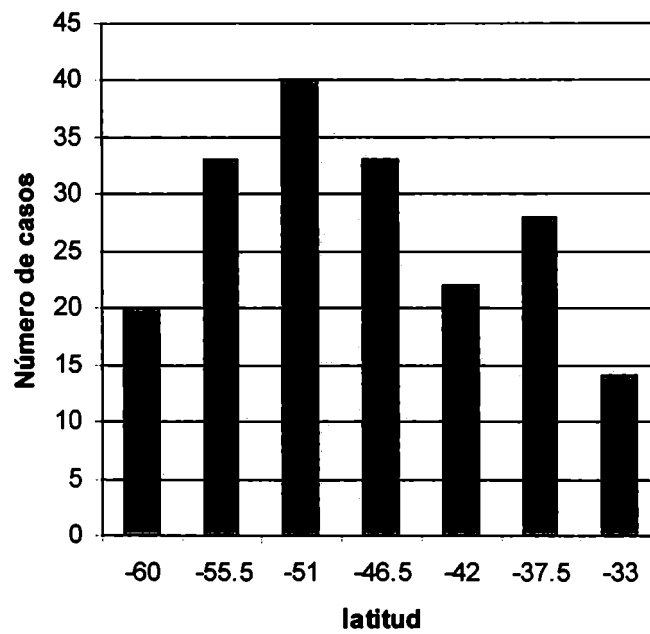


Fig. 5.4: *Distribución de ciclones explosivos por franjas de 4.5° de latitud.*

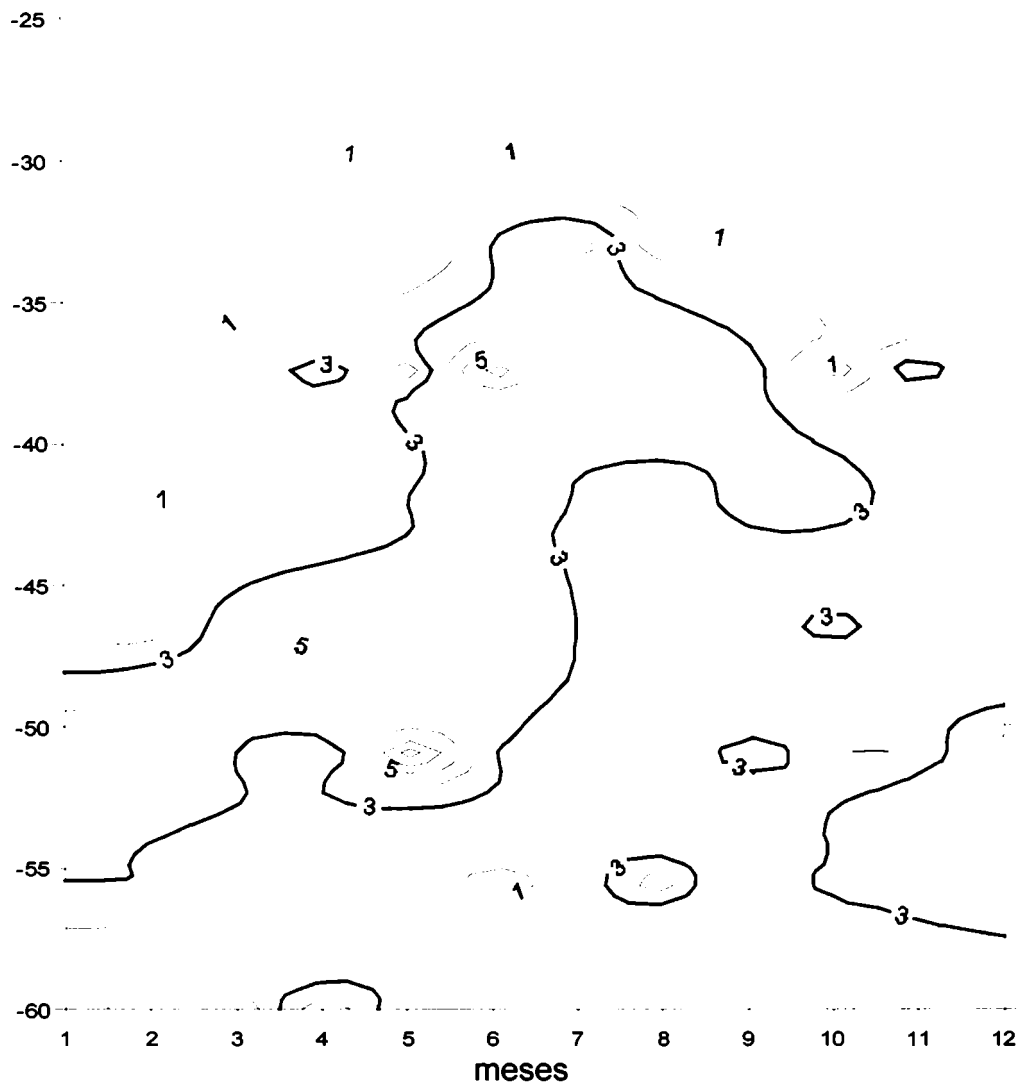
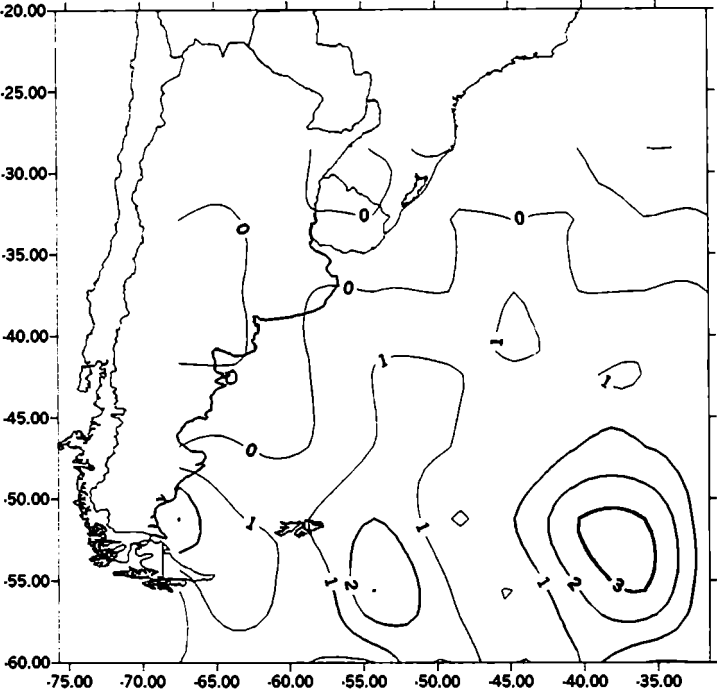
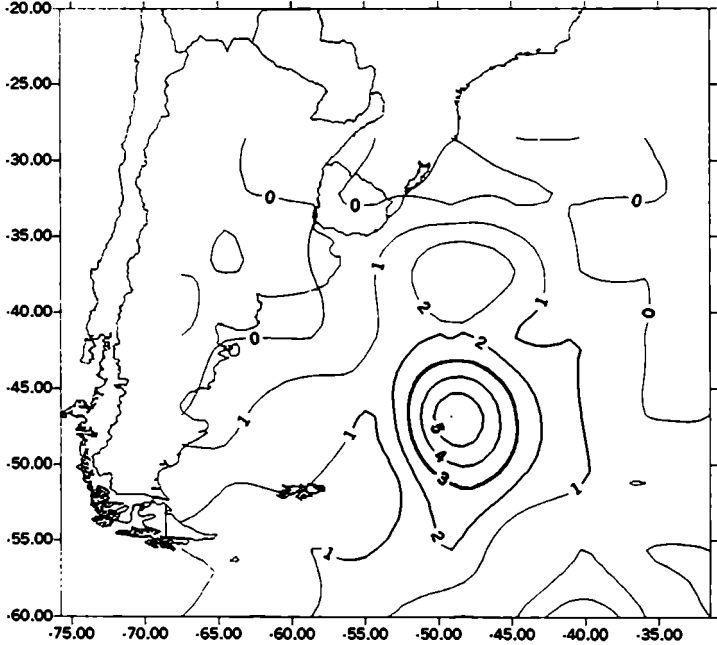


Fig. 5.5: Diagrama de Hövmöller de la frecuencia de ciclones explosivos por franjas de 4.5° de latitud.

a) dic - ene - feb



b) mar - abr - may



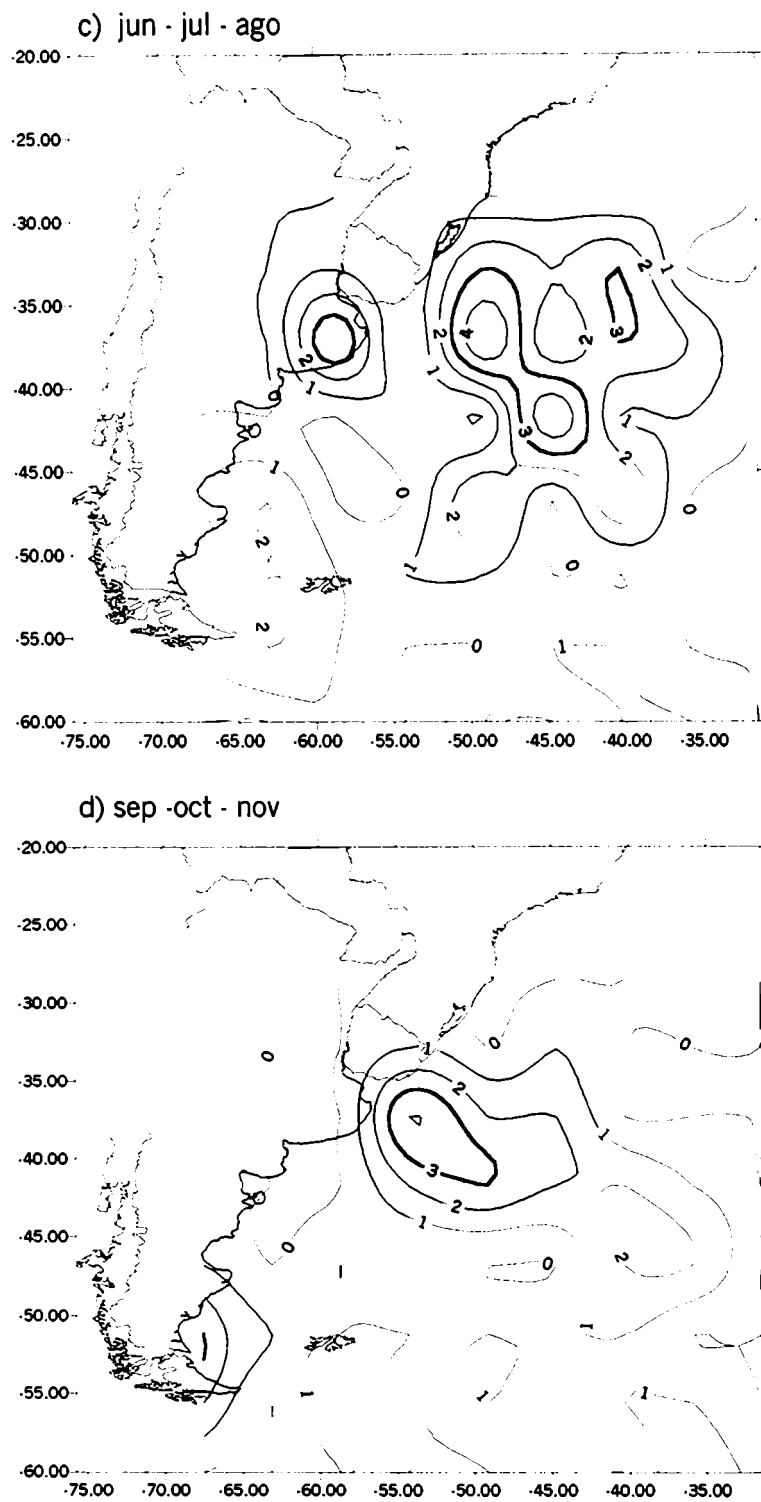
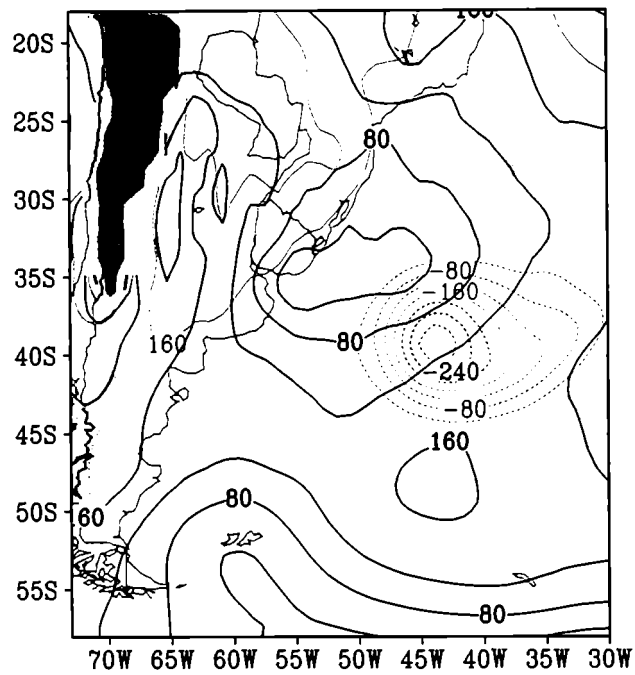


Fig. 5.6: *Isolíneas de frecuencia estacional de ciclones explosivos: a) verano (diciembre, enero y febrero), b) otoño (marzo, abril y mayo), invierno (junio, julio y agosto) y d) primavera (septiembre, octubre y noviembre)*

a) 27/06/84 - 12 UTC



b) 20/09/84 - 12 UTC

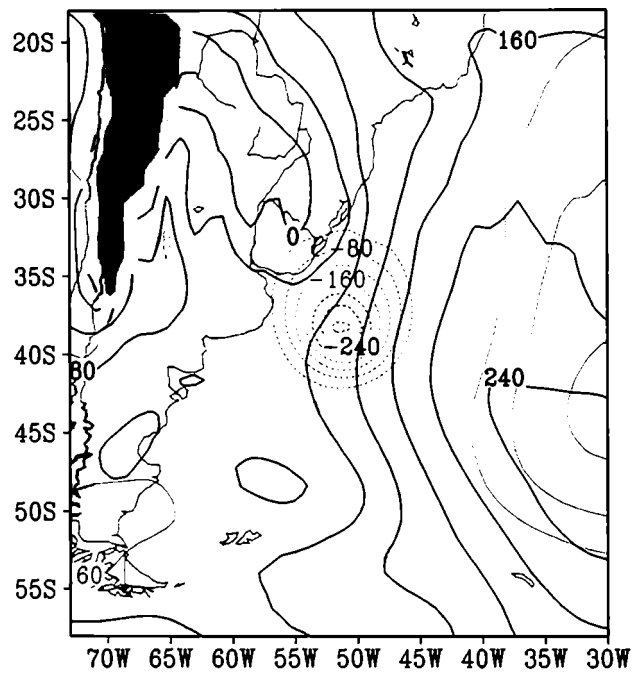
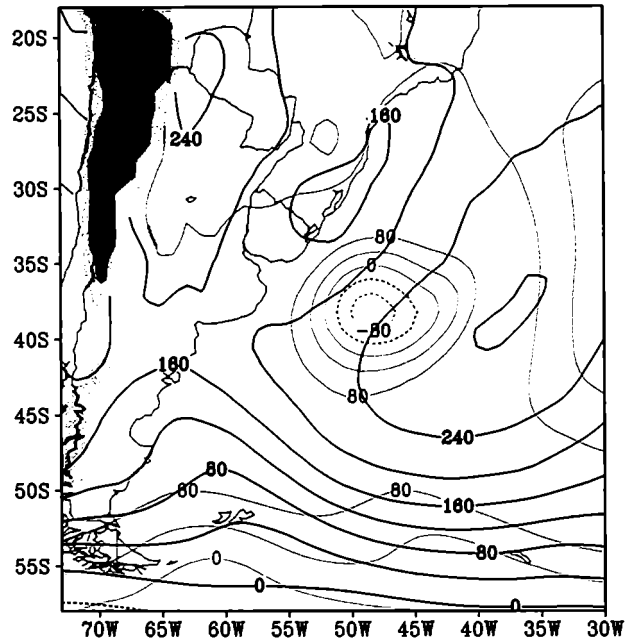


Fig. 5.7: Campos de geopotencial en 1000 hPa. Las líneas en color muestran el resultado del desarrollo explosivo y las líneas en negro el campo de geopotencial 24 horas antes: a) 27/6/84 y 26/6/84 a las 12 UTC, con una caída de geopotencial de 475.9 mgp en 24 horas y b) 20/09/84 y 19/09/84 a las 12 UTC, con una caída de geopotencial de 448.9 mgp en 24 horas.

a) 19/07/92 - 12 UTC



b) 10/08/88 - 00 UTC

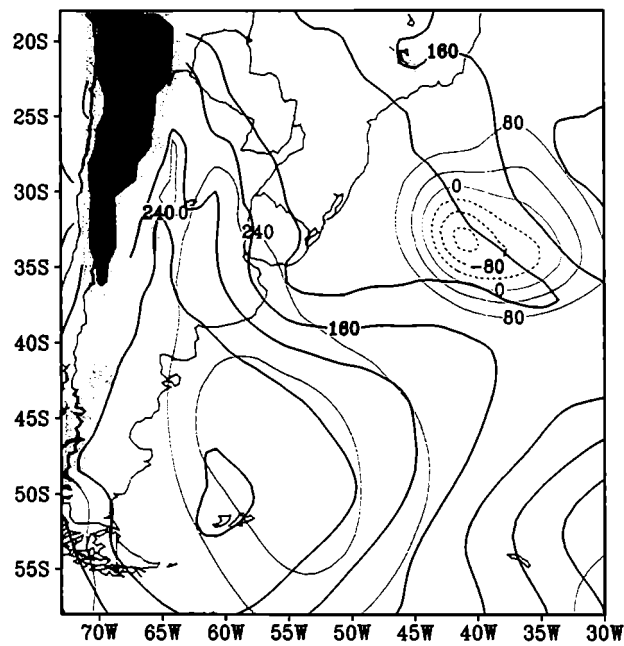


Fig. 5.8: Idem fig. 5.7 a) 19/07/92 y 18/07/92 a las 12 UTC y b) 10/08/88 y 09/08/88 a las 00 UTC.

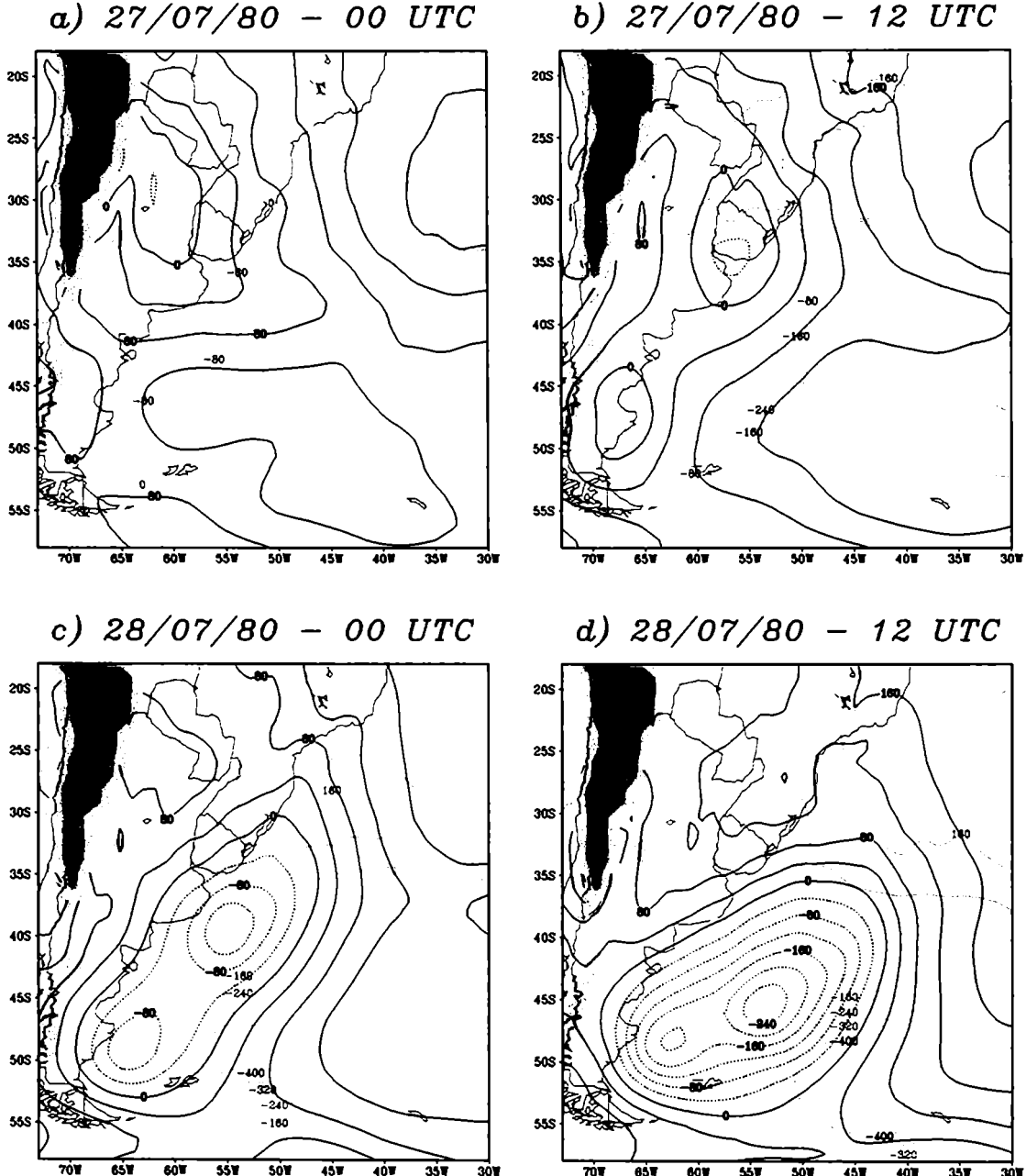


Fig. 5.9: Campos de geopotencial en 1000 hPa. Las líneas en color muestran la posición final del desarrollo explosivo y las líneas en negro el campo de geopotencial 24 horas antes: a) 27/07/80 y 26/07/80 a las 00 UTC, b) 27/07/80 y 26/07/80 a las 00 UTC, c) 28/07/80 y 27/07/80 a las 00 UTC y d) 28/07/80 y 27/07/80 a las 12 UTC.

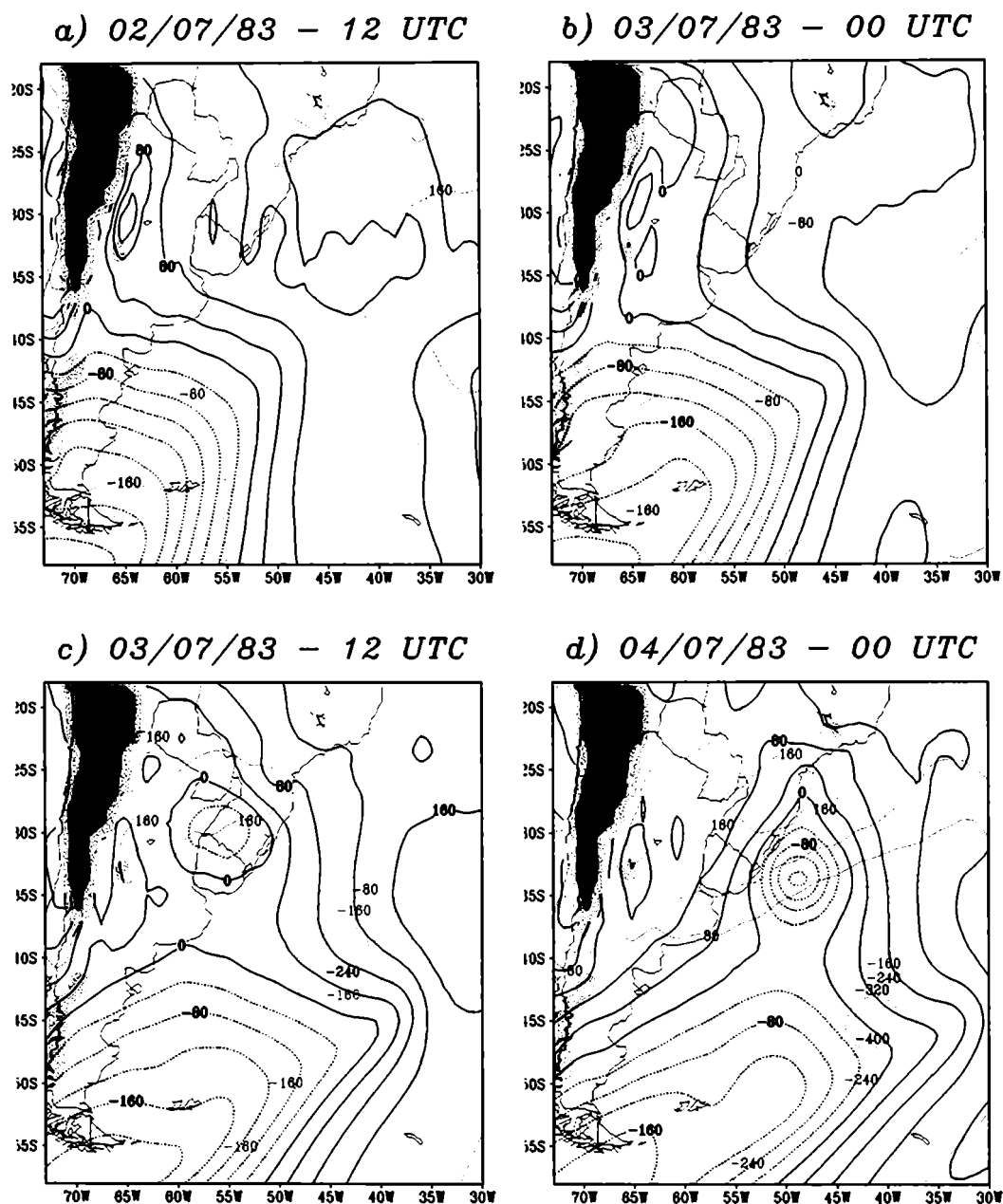
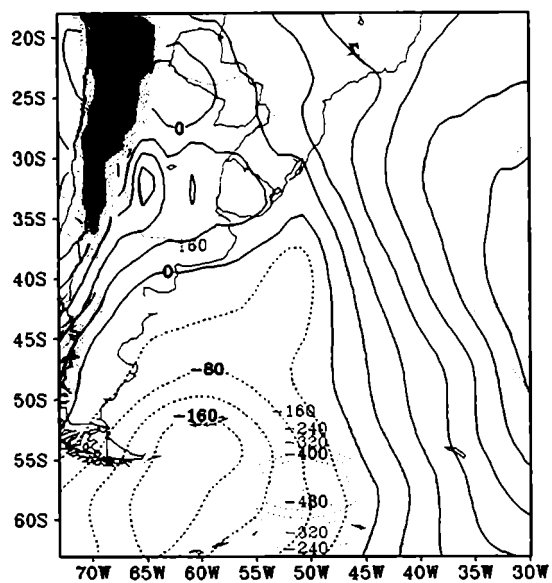


Fig. 5.10: Idem fig. 5.9 para a) 02/07/83 y 01/07/83 a las 12 UTC, b) 03/07/83 y 02/07/83 a las 00 UTC, c) 03/07/83 y 02/07/83 a las 12 UTC y d) 04/07/83 y 03/07/80 a las 00 UTC.

a) 27/10/89 - 00 UTC



b) 27/10/89 - 12 UTC

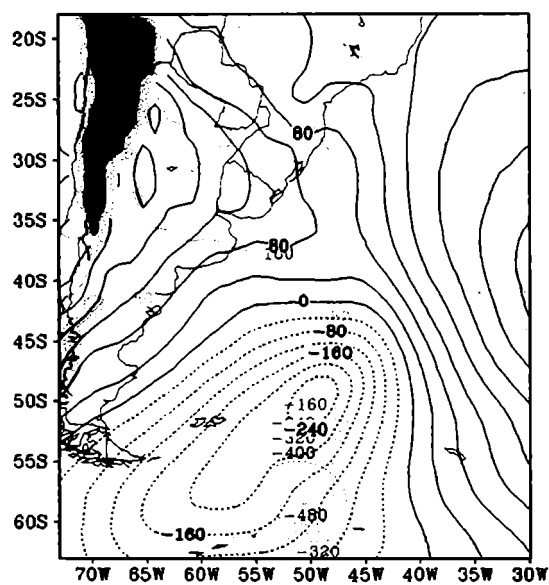
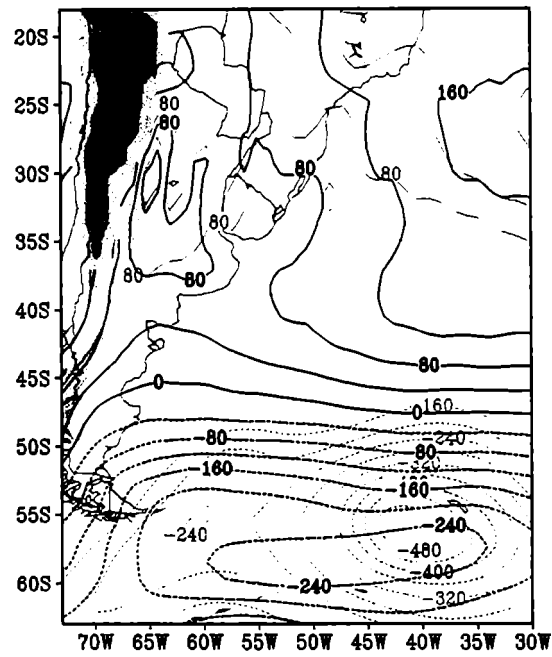


Fig. 5.11: Ciclón ocurrido 27/10/89 con una duración del desarrollo explosivo 36 horas. Es uno de los 10 ciclones más profundos del período 1979-1993.

a) 27/04/90 - 00 UTC



b) 27/04/90 - 12 UTC

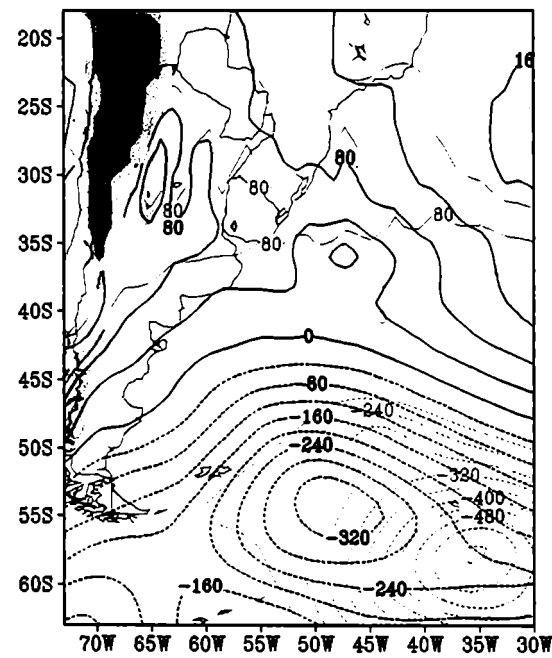


Fig. 5.12: Idem fig. 5.11 para el 27/04/90.

14/10/82 - 12 UTC

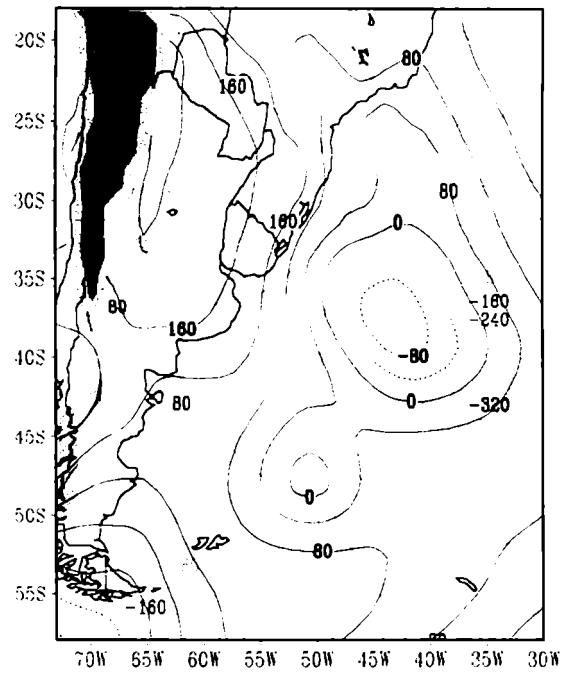


Fig 5.13: Campo de geopotencial en 1000 hPa del 14/10/82 a las 12 UTC (isolíneas en color) y las 24 horas previas (isolíneas en negro). Uno de los 10 casos de mayor profundidad relativa ocurrido a una latitud de 41° S.