Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Estudio de circulación y humedad troposféricos en áreas argentinas

Fernández, Adriana 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 Master's and 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:
Fernández, Adriana E.. (2004). Estudio de circulación y humedad troposféricos en áreas argentinas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n3843_Fernandez

Cita tipo Chicago:
Fernández, Adriana E.. "Estudio de circulación y humedad troposféricos en áreas argentinas". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2004.
http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n3843_Fernandez

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS

CONICET

CIMA-CENTRO DE INVESTIGACIÓN DEL MAR Y LA ATMÓSFERA

ESTUDIO DE CIRCULACIÓN Y HUMEDAD TROPOSFÉRICOS EN ÁREAS ARGENTINAS

PARTE I :CIRCULACIÓN TROPOSFÉRICA REGIONAL

Autor: Adriana E. Fernández

Director: *Dr. Vicente R. Barros*

Trabajo de Tesis presentado para optar al título de
Doctor de la Universidad de Buenos Aires

2004

71182

TEL: 5411 4787 2693
FAX: 5411 4788 3572
Email: aefernandez@fibertel.com.ar
Email: adriana@cima.fcen.uba.ar

Sede: Ciudad Universitaria
Pabellón II - Piso 2
1428, Buenos Aires
Dirección Postal: C.C.92, Suc 2B
1402, Buenos Aires - Argentina

A Santiago, mi nieto. Mi presente y mi futuro.
A Mario, mi esposo. Mi pasado y mi presente.
A María Jimena, mi herencia mujer.
A Sebastián, mi herencia hombre.
A mis orígenes: mi padre y mi madre.
A los que vendrán y seguirán ... la vida!

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al Dr. Vicente Barros, director de esta Tesis, por su constante estímulo. En particular, quiero agradecerle la confianza que en mí depositó, el haberme brindado libertad de acción y el haberme ayudado a crecer profesionalmente.

Mi agradecimiento especial para mi consejero de estudios, el Dr. Walter Vargas, quien siempre me alentó incondicionalmente, aún en los momentos emocionalmente más difíciles de esta trayectoria.

Al entregar esta Tesis a la comunidad, no puede ser de otro modo, necesito hacer historia:
Esta tesis en realidad, es la síntesis de lo elaborado durante años de investigación y docencia.
La elección del tema deriva desde mi encuentro con aquel entusiasta y pionero Grupo de Investigación de "Tratamiento estadístico de datos aerólogicos" que a partir de 1978 decidió hacer la climatología de la atmósfera libre en Argentina. Fuimos cuatro mujeres: la Dra. Inés Velasco, la Dra. Susana Bischoff, la Dra .María Luz Duarte y yo quienes como "los Angeles de Charlie" (así nos llamaban) junto al Dr. Gustavo Necco metimos mano en la información aerológica medida que era derivada desde el Servicio Meteorológico Nacional para ser consistida y analizada.
Esta tarea requirió mucha dedicación y paciencia, dado que las facilidades computacionales de aquella época no eran las actuales. Va mi agradecimiento a ese grupo pionero que me incorporó, al elegir este camino.

Especialmente, quiero agradecerle a Inés Velasco, la propuesta de mi incorporación a ese grupo y sobretodo el afecto y contención brindados.
También a Susana Bischoff, por haber compartido las primeras discusiones.

También agradezco al Dr Nicolás Mazzeo, quien alentó mis primeros pasos en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera.

Es imposible no agradecer aquí, a los alumnos que me ayudaron en el procesamiento computacional de la voluminosa información utilizada en esta Tesis. A Luis, a Enzo, a Walter, a Marcela... que siguieron su camino... mi sincero y cariñoso agradecimiento.

Al Dr. Héctor Ciapessoni, por su asesoramiento y fructíferas discusiones sobre el manejo de la información aerológica.

A la Dra. Carolina Vera, de quien recibí una importante actualización sobre temas de circulación atmosférica regional logrados desde los re-análisis (NCAR-NCEP).

A "los Rola", María Inés y Alfredo, de quienes aprendí a incorporar técnicas computacionales nuevas, más alegremente. Esto no es poco!!..un abrazo para ellos.

Al apoyo brindado por la comunidad del CIMA, toda.

Para Marcela González... no hacen falta palabras. Su compañía, entusiasmo y calidez humana me alentaron para llegar a la meta.
El intercambio de ideas sobre sus conocimientos del régimen anual de la convección en el área subtropical y la claridad para discutir diferentes aspectos de esta Tesis fue realmente muy valioso para mí. Muchas gracias!! Marcela.

No puedo dejar de agradecer a la Universidad de Buenos Aires y al CONICET por haber financiado mi trabajo a través de sucesivos Subsidios otorgados.

Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, en donde me formé profesionalmente, por haberme brindado las facilidades para el desarrollo de esta Tesis.

Al Servicio Meteorológico Nacional, por haber cedido la información aerológica disponible. Sin este aporte, esta Tesis no se hubiese realizado.

A Jimena y Sebastián, mis hijos, que compartieron mis desvelos y siempre me alentaron.....

Y por último... con mención especial...
A Mario, mi esposo, con quien comparto la vida y también mi profesión desde siempre.

Adriana Elsa Fernández, 2004.

INDICE

CAPITULO 1: CONSIDERACIONES GENERALES Y CONTENIDOS....1

1.1. INTRODUCCIÓN

1.2. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA.

1.3. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE HUMEDAD ATMOSFÉRICA Y SU DISTRIBUCIÓN.

1.4. TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN: ASPECTOS SINÓPTICOS Y CLIMATOLÓGICOS.

1.5. DATOS BÁSICOS Y DERIVADOS. METODOLOGÍAS. REFERENCIAS DEL CONTENIDO DE CADA CAPÍTULO.

1.5.1. Distribuciones de frecuencia de datos aerológicos.

1.5.2. Promediando la atmósfera.

1.5.3. Correlaciones espaciales.

1.5.4. Calculando transportes.

1.5.5. Obtención de archivos diarios para las componentes zonal y meridional del viento y para la humedad especifica.

1.5.6. Distribución normal bivariada: selección de muestras y parámetros.

1.5.7. Aspectos climatológicos de la circulación regional.

1.5.8 Tratamiento estadístico de la humedad específica.

1.5.9 Obtención de los flujos zonales y de los flujos meridionales de humedad en la troposfera regional.

1.5.10. Transportes zonales y meridionales de humedad.

1.6. ESTADÍSTICAS DE TRANSPORTES DURANTE EL PERÍODO 1971-84: COMPARACIÓN DE LOS CAMPOS OBTENIDOS CON INFORMACIÓN DE REANÁLISIS Y CON LA CORRESPONDIENTE A SONDEOS DE LA RED AEROLÓGICA REGIONAL.

1.7. FIGURAS 1.1 a 1.3

CAPITULO 2: CIRCULACIONES PREDOMINANTES EN LA BAJA TROPOSFERA EN LA ARGENTINA SUBTROPICAL Y CENTRAL..... 33

2.1. INTRODUCCION

2.2 EVOLUCION ANUAL DE LAS FRECUENCIAS PORCENTUALES DE OCURRENCIA POR DIRECCIONES

2. 2.1 : En la zona subtropical.

2. 2.2 : En la zona central.

2. 2.3 : En la zona sur.

2.3: ANÁLISIS DE LAS DIRECCIONES DE MÁXIMA INTENSIDAD Y LAS DIRECCIONES DE MÁXIMA FRECUENCIA

2.4. VARIACIÓN ANUAL-LATITUDINAL DE LA VELOCIDAD MEDIA Y DE LAS F % DE OCURRENCIA DE VIENTO POR DIRECCIONES

2.5. TABLAS I a X

2.6. FIGURA 2.1 a FIGURA 2.10

CAPITULO 3: ESTUDIO ESTADÍSTICO BÁSICO DEL CAMPO DE VIENTO EN LA ATMÓSFERA LIBRE EN ESTACIONES ARGENTINAS..... 49

3.1. INTRODUCCION

3.2. TEST PARA LA APLICACION DE LA DISTRIBUCION NORMAL BIVARIADA A LOS DATOS REALES DE VIENTO.

3.2.1. Normalidad de las distribuciones de las componentes del viento.

3.2.1.1. Test de simetría normal.

3.2.1.2. Test de curtosis normal.

3.2.2. Distribuciones normales circulares y distribuciones normales elípticas.

3.2.2.1. Test de significancia de las diferencias entre σ_u y σ_v.

3.2.2.2. Test de significancia del coeficiente de correlación entre las componentes del viento (u,v).

3.2.2.3. Test de elipticidad.

3.3. ANALISIS DEL COMPORTAMIENTO DE LA FUNCION DE DISTRIBUCION DE VIENTO: EJEMPLOS ILUSTRATIVOS EMPLEANDO LAS TABLAS OBTENIDAS.

3.4. DERIVACIONES IMPORTANTES

3.5. TABLAS 3.2 A 3.10

CAPITULO 4: ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DE LA CIRCULACION ATMOSFÉRICA REGIONAL.....65

4.1. VARIACIÓN ANUAL DE LAS COMPONENTES MEDIAS DEL VIENTO.

4.1.1. Variación anual de la componente zonal media (m/s).

4.1.2. Variación anual de la componente meridional media (m/s).

4.2. VARIACIÓN ANUAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

4.2.1. Variación anual de la desviación estándar de la componente zonal (m/s).

4.2.2. Variación anual de la desviación estándar de la componente meridional (m/s).

4.3. VARIACIÓN ANUAL DEL VIENTO MEDIO.

4.3.1. Variación anual del vector viento medio: su intensidad y dirección.

4.3.2. Variación anual del coeficiente de persistencia del viento (%).

4.3': Figura 4.5 a Figura 4.10.

4.4. VARIACIÓN ESPACIO –TEMPORAL DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

4.4.1. Campos mensuales de u medio y v medio.

4.4.1.1.En la troposfera inferior.

4.4.1.2. En la troposfera media.

4.4.1.3. En la troposfera superior.

4.4.2. Campos estacionales de u medio y v medio.

4.4': Figura 4.11 a Figura 4.22.

4.5. VARIACIÓN ESPACIO –TEMPORAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

4.4.3.1. En la troposfera superior.

4.4.3.2. En la troposfera media.

4.4.3.3. En la troposfera superior.

4.5': Figura 4.23 a Figura 4.34.

4.6. AUTOCORRELACIONES ESPACIO –ESTACIONALES DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO EN 850 HPA.

4.6.1. Autocorrelaciones espacio –estacionales de la componente zonal.

4.6.2. Autocorrelaciones espacio –estacionales dela componente meridional

4.6': Figura 4.35 a Figura 4.51.

CAPITULO 5: CARACTERÍSTICAS REGIONALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL Y DE LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES..... 96

5.1. CORTES MERIDIONALES Y ZONALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA

5.1.1. Evolución anual de la circulación meridional troposférica sobre el meridiano de 64° O.

5.1.2. Cortes estacionales de la componente meridional sobre el meridiano de 64° O.

5.1.3. Perfiles zonales mensuales de la circulación meridional sobre la región subtropical y la región central.

5.2. CORTES MERIDIONALES Y ZONALES DE LA CIRCULACIÓN ZONAL MEDIA

5.2.1. Evolución anual de la circulación zonal troposférica sobre el meridiano de 64°O.

5.2.2. Perfiles zonales mensuales de la circulación zonal media sobre la región subtropical y la región central.

5.2.3. Perfiles zonales mensuales de la circulación zonal media sobre la región subtropical y la región central.

5.3. PERTURBACIONES TRANSIENTES

5.3.1. Introducción

5.3.2. Características de la perturbaciones transientes sobre la región de estudio.

5.3.2.1. Energía cinética mensual y estacional asociada a las perturbaciones transientes.

5.3.2.2. Otras medidas de la actividad transiente: evolución anual

5.3.2.2.1. Desviación estándar de la altura geopotencial de 250 hPa.

5.3.2.2.2. Desviación estándar de la circulación zonal y meridional.

5.3.2.2.3. Coeficiente de inestabilidad baroclínica.

5.3.3. La estructura de las perturbaciones transientes.

5.3.3.1. Perturbaciones de onda corta y onda larga: dominio regional .

5.3.3.2. Inclinación de las ondas y elipticidad.

5.3.4. Flujos de impulso.

5.4. Figura 5.1 a Figura 5.18

CAPITULO 1: CONSIDERACIONES GENERALES Y CONTENIDOS

1.1. INTRODUCCIÓN

1.2. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA.

1.3. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE HUMEDAD ATMOSFÉRICA Y SU DISTRIBUCIÓN.

1.4. TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN: ASPECTOS SINÓPTICOS Y CLIMATOLÓGICOS.

1.5. DATOS BÁSICOS Y DERIVADOS. METODOLOGÍAS. REFERENCIAS DEL CONTENIDO DE CADA CAPÍTULO.

1.5.1. Distribuciones de frecuencia de datos aerológicos.

1.5.2. Promediando la atmósfera.

1.5.3. Correlaciones espaciales.

1.5.4. Calculando transportes.

1.5.5. Obtención de archivos diarios para las componentes zonal y meridional del viento y para la humedad especifica.

1.5.6. Distribución normal bivariada: selección de muestras y parámetros.

1.5.7. Aspectos climatológicos de la circulación regional.

1.5.8 Tratamiento estadístico de la humedad específica.

1.5.9 Obtención de los flujos zonales y de los flujos meridionales de humedad en la troposfera regional.

1.5.10. Transportes zonales y meridionales de humedad.

1.6. ESTADÍSTICAS DE TRANSPORTES DURANTE EL PERÍODO 1971-84: COMPARACIÓN DE LOS CAMPOS OBTENIDOS CON INFORMACIÓN DE RE-ANÁLISIS Y CON LA CORRESPONDIENTE A SONDEOS DE LA RED AEROLÓGICA REGIONAL.

1.7. FIGURAS 1.1 a 1.3

CAPITULO 1

CONSIDERACIONES GENERALES Y CONTENIDO DE LA TESIS

1.1. INTRODUCCIÓN

Cuando pensamos en describir el comportamiento atmosférico nuestro cerebro activa tanto sus funciones intuitivas como las deductivas; entonces intentamos clasificar los fenómenos de acuerdo a características físicas que observamos, o deducimos leyes físicas controlando la manifestación de las mismas en el sistema atmosférico. El aspecto sinóptico está basado principalmente en las observaciones; por otro lado los estudios dinámicos se basan en la aceptación y deducción de leyes físicas que explican el comportamiento atmosférico. Ambos aspectos son complementarios: podemos observar los fenómenos, describir sus características, analizar y aprender el porqué del origen y los modos del comportamiento y por último predecir la evolución; o bien podemos predecir la existencia de fenómenos basada en leyes físicas y luego buscar la ocurrencia de los mismos en el sistema natural.

A partir del desarrollo de modelos atmosféricos que pueden representar la evolución del clima, los investigadores obtuvieron gran cantidad de información numérica simulada, espacial y temporalmente. En consecuencia, se originó una inusual demanda de conocimientos empíricos para verificar los resultados obtenidos.

La principal motivación para encarar estudios basados en observaciones atmosféricas reales es inspirar avances teóricos que provean fundamentos claros sobre el comportamiento atmosférico, sobretodo en la escala regional, y poder validar los mismos, de manera que los modelos climáticos sean probados en cuanto a su capacidad de simulación. Cuando se van admitiendo mas fallas los modelos tienden a volverse más complejos, mientras que en realidad, es importante tener presente que la bondad de un modelo, también se

aprecia cuando con suposiciones mínimas, reproducen muchos aspectos provenientes de las observaciones, en una región.

La intención de esta tesis es incentivar la búsqueda de nuevos caminos de investigación promoviendo el mejoramiento de técnicas de medición, de técnicas de análisis objetivo y/o de modelado atmosférico, (ya sea corrigiendo o adaptando las existentes y/o desarrollando nuevas), mediante el aporte al conocimiento empírico de la circulación atmosférica regional.

Particularmente, el propósito de esta tesis es aportar al conocimiento del comportamiento de la circulación atmosférica regional y su rol en la distribución de la humedad en áreas argentinas.

1.2. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA.

Una manera sencilla y directa de estudiar la circulación global es proyectar el campo de flujo sobre un plano meridional. La Figura 1.1 obtenida de James (1995) muestra un corte meridional de la intensidad del viento zonal y los vectores indican el viento meridional medio (proporcional a 3m/s) y la velocidad vertical (proporcional a 0.03m/s). Se observan los movimientos de ascensos sobre los trópicos con máxima intensidad vertical en el verano y fuertes descensos en el hemisferio de invierno alrededor de los 25°S-30°S, con flujos hacia el ecuador en capas bajas (vientos alisios) y hacia el polo, en la alta troposfera.

Esta circulación axialmente simétrica surge asociada al exceso de calor en los trópicos y el déficit en latitudes más altas. Los primeros estudios sobre estas circulaciones se realizaron a principios del siglo XVIII con Halley (1689) y Hadley (1735). El balance del viento térmico sostiene una buena aproximación del estado medio zonal: Un fuerte gradiente horizontal de T

está relacionado con una fuerte cortante vertical a través de latitudes medias y altas. En los trópicos, el viento no está determinado por la relación del viento térmico: los gradientes horizontales de T son pequeños y f tiende a también a cero. Pero en las latitudes medias, las perturbaciones transientes son responsables de reducir estos gradientes térmicos y transportar calor e impulso fuera de la región subtropical y dentro de latitudes más altas.

La circulación de Hadley como asimismo, las que se observan en latitudes altas particularmente en invierno del hemisferio sur, son celdas térmicamente directas: tienen ascensos donde la temperatura es mayor y descenso donde es menor. Tales circulaciones generarán energía cinética. En cambio en latitudes medias, la circulación es térmicamente indirecta y está caracterizada por descenso en la región caliente (zonas de centros anticiclónicos subtropicales) y ascenso en la región fría (zonas de pasaje de ondas frontales). Esta celdas denominada celda de Ferrel, representan un sumidero de energía cinética y debe ser forzada por alguna forma de perturbación mecánica. Las perturbaciones transientes de latitudes medias son las que manejan allí la circulación. Victor Starr fue pionero al encarar este tema en la década 1940-50.

Estudios teóricos demuestran que el confinamiento de la celda de Hadley en los trópicos está relacionado a la rotación de la tierra (James I., 1995): El resultado del análisis de un movimiento axialmente simétrico y viscoso que conserva el impulso angular, es la aparición de viento zonal fuerte que debería desarrollarse en la alta troposfera hacia el lado polar de los 20° (valores teóricos de 134 m/s). Esto es el Jet subtropical, bien representado pero sobrestimado, en relación al que se observa en el tratamiento climatológico euleriano de los campos medidos (promedio estacional de series temporales en una latitud y un nivel determinado). Al desarrollar un tratamiento lagrangiano, promediando zonal y temporalmente datos de viento obtenidos sobre superficies de temperatura potencial constante,

sobre superficies de temperatura potencial constante, Townsend and Johnson (1985) encontraron que el campo tropical es similar, pero en las latitudes medias, la celda indirecta de Ferrel no está presente, entonces un elemento fluido circula desde los trópicos a los polos de manera termodinámicamente di-recta (cada promediado isoentrópico sigue el elemento fluido por cortos períodos de tiempo). La conservación del impulso angular no es sostenida para esta circulación en altas latitudes. En realidad la celda de Ferrel surge como consecuencia del tratamiento euleriano.

Resulta interesante analizar la sobre-estimación teórica del viento zonal: La escala temporal del movimiento de la celda de Hadley es del orden de 30 días. Una parcela para viajar desde el ecuador hasta los 30° con una velocidad meridional de 1m/s emplearía ese tiempo. Mientras tanto, otros fenómenos de escalas menores se desarrollan de manera tal que reducen o compensan el impulso angular. Así, el campo de viento zonal asociado con la circulación diabática es modificado.

Estos fenómenos fueron considerados en los diferentes tratamientos teóricos que se desarrollaron para modelar la circulación de Hadley y sus interacciones: El modelado de la circulación de Hadley más simple y brillante, cuantitativa y físicamente, fue el publicado en 1980 por Held y Hou. Considerando condiciones anuales de simetría alrededor del ecuador, estimaron razonablemente bien, la geometría de la celda, pero no así la intensidad de la misma.

Durante los solsticios, la distribución del calentamiento solar es asimétrico alrededor del ecuador, con máximo calentamiento en el solsticio de verano. Cuando el máximo equilibrio radiativo es desplazado fuera del ecuador, las celdas rápidamente tienden a ser asimétricas, con un pequeño debilitamiento de la celda de verano y una celda mucho más fuerte con ascenso en el hemisferio de verano y descenso en el de invierno. Las celdas

el hemisferio de verano y descenso en el de invierno. Las celdas de invierno son las dominantes.

Introduciendo condiciones de asimetría se mejoró la estimación del ancho de la celda y las velocidades meridionales y verticales se incrementaron en un orden de magnitud, reproduciendo mejor a las observaciones.

El modelo de Held y Hou no consideró el efecto que produce la fricción en las capas mas altas de la atmósfera (muy débil disipación en superficie podría modificar el flujo significativamente), y tampoco el efecto del calor latente liberado por condensación de vapor de agua, que de hecho, domina el calentamiento en los intertrópicos. La influencia de la fricción fue examinada usando la ecuación de impulso considerando la fricción. La capa de Ekman induce circulaciones secundarias que disipan vorticidad en el fluido sobre la capa límite, estirando y comprimiendo los tubos de vórtice. Se hicieron experimentos bajo condiciones de simetría y se observó una atenuación de la cortante meridional formada en la vecindad del jet subtropical y también de la intensidad del viento zonal debidos a la presencia de la capa límite de latitudes medias.

Considerando condiciones asimétricas de estacionalidad se observó que la celda de verano tiene un solo jet subtropical débil en su lado polar, consistente con un efecto dominante de fricción sobre cada vuelta lenta del flujo; mientras que la celda de invierno tiene una circulación más vigorosa. El jet correspondiente es mucho más fuerte, aunque no tan fuerte como debería ser, si el flujo conservara el impulso angular exactamente; ello muestra señales de una muy fuerte cortante sobre el lado polar.

Por otro lado, los flujos de radiación solar actúan como forzantes térmicos que activan los procesos de cambios de estado del agua disponible en la atmósfera. Los mismos afectan en forma directa la actividad de las celdas hemisféricas de Hadley. La convergencia de los vientos alisios sobre cada

hemisferio en niveles bajos origina la zona de convergencia intertropical (ZCIT). En esa región el aire asciende y en capas altas se vuelca hacia los polos y desciende. El aire descendente del lado polar de la celda alcanza la capa límite con muy baja humedad. El aire retorna hacia el ecuador por niveles bajos, tomando calor y humedad de la superficie subyacente en su avance. Cuando se encuentra con aire del hemisferio opuesto es forzado a ascender. Cuando asciende rápidamente, se satura y la condensación y liberación de calor latente tienen lugar. La liberación de calor latente está balanceada por el ascenso, y entonces la convergencia está caracterizada por profunda convección que se extiende a través de la troposfera. El principal efecto de la liberación de calor latente, es concentrar la mayoría del movimiento ascendente de la celda, en la angosta ZCIT. Las observaciones muestran que la escala meridional de la ZCIT no es más que 100 km.

Resumiendo, en general, teniendo en cuenta las condiciones asimétricas de estacionalidad que influyen en las características de la zona del Jet subtropical se observó que la intensidad del jet subtropical es más débil durante los meses de verano y que la cortante horizontal del viento zonal es máxima en su lado polar, durante el invierno.

Simultáneamente con las circulación meridional de Hadley, se producen turbulencias debido a la fricción, y además, otros procesos de pequeña escala. También, el gradiente zonal local de presión asociado con las perturbaciones transientes de latitudes medias ejerce fuerte torque zonal sobre la atmósfera que reduce el impulso angular de la parcela. En la rama alta de la celda de Hadley, las perturbaciones de gran escala son las que transportan impulso angular fuera de la celda de Hadley hacia latitudes medias y hacia superficie. Así, el campo de viento zonal asociado con la circulación diabática es modificado al tener en cuenta la contribución los disturbios transientes.

Los estudios de la circulación subtropical de la celda de Hadley fueron simplificados debido a la observación de que los flujos de las perturbaciones son pequeños del lado ecuatorial de los 30° de latitud. Entonces la circulación puede ser pensada aproximadamente, como axialmente simétrica en bajas latitudes. Pero en latitudes medias, los flujos de calor e impulso de las perturbaciones son grandes y representan la parte principal de la circulación global. Al describir la circulación zonal media en estas latitudes, debemos reconocer el rol de las perturbaciones y la parte media zonal. Las perturbaciones inducen cambios en el flujo medio, los que a su vez, afectan la distribución y el vigor de las perturbaciones.
Puede analizarse la influencia de las perturbaciones sobre el flujo medio. Suponiendo que los flujos de calor e impulso asociados con las perturbaciones, están definidos por ejemplo, desde las observaciones, se puede considerar la respuesta del flujo medio zonal a estos forzantes.

Desde la versión cuasigeostrófica de la ecuación de impulso zonal medio y desde la ecuación termodinámica promediada zonalmente puede obtenerse la forma media zonal de la relación del viento térmico. *De esta manera puede evaluarse la circulación meridional requerida para mantener un estado de balance de viento térmico, la fricción y el calentamiento, a pesar de las tendencias desbalanceadoras de los flujos de temperatura y de impulso de las perturbaciones,* (ver Anexo1).

Mediante la definición de una función corriente meridional puede arribarse a una ecuación elíptica (tratamiento en Anexo 1) que relaciona la circulación meridional media con los flujos de temperatura e impulso de las perturbaciones, la fricción y el calentamiento.

$$\psi_{yy} + f/s^2 \psi_{pp} = f/s^2 [u^*v^*]_{yp} - h/s^2[v^*\theta^*]_{yy} - f/s^2 [\Im]_p + h/s^2 [\wp]_y$$

(1) (2) (3) (4)

(1) Flujos de impulso de las perturbaciones; (2) Flujos de temperatura de las perturbaciones; (3) Fricción; (4) Calentamiento.

Consideremos sólo el término fuente asociado con el calentamiento e ignoremos los correspondientes a la fricción y los flujos de las perturbaciones. Desde las observaciones, el calentamiento es positivo para bajas latitudes (coordenada y, pequeña) y negativo para latitudes altas (coordenada y, grande), con máximo de $-[\wp]_y$ en latitudes medias. Entonces, el término fuente $-(h/(s)2)[\wp]_y$ será negativo a través de latitudes medias y entonces, ψ tendrá, un máximo asociado en esas regiones, implicando una circulación térmicamente directa en la cual el aire se eleva donde el calentamiento es grande y desciende donde es pequeño. Además, el calentamiento genera gradiente de presión horizontal que influye en la aceleración meridional del aire. Continuidad entonces implica ascenso en bajas latitudes y descenso en altas.

Esta circulación meridional considera por un lado, el ascenso en bajas latitudes que se traduce en una advección hacia arriba de aire potencialmente mas frío, tendiendo a equiparar la elevación de la T debida al calentamiento; un argumento inverso se mantiene en altas latitudes y entonces el gradiente de temperatura se incrementa. Por otro lado, la acción de la fuerza de Coriolis actúa sobre el movimiento del aire hacia el polo en niveles más altos, impartiendo al flujo una aceleración hacia el oeste, mientras en niveles bajos ocurre una aceleración hacia el este. Así, la cortante se incrementa de manera que el balance de viento térmico es mantenido con la evolución del campo de temperatura.

Exploremos el efecto de la fricción. En latitudes medias, el viento de superficie observado es del oeste. Esperamos que la fricción impartirá una fuerte aceleración hacia el este del flujo, en niveles bajos (p grande), pero será menos efectiva en niveles más altos. Así, el término fuente será positivo y forzará una circulación indirecta.

En términos físicos, un flujo es inducido desde bajas a altas latitudes en niveles bajos. La fuerza de Coriolis actuando sobre este flujo hacia el polo produce aceleración del oeste en ambos hemisferios, compensando la aceleración del este que resulta directamente desde la fricción. Al mismo tiempo, el descenso causa calentamiento en los trópicos mientras que el ascenso enfría las latitudes más altas. De esta manera el campo de temperatura responde al balance del viento térmico con el incremento de la cortante vertical en el tope de la capa límite.

La circulación inducida por la fricción ilustra un importante principio relacionado con el rol de la fricción de la capa límite en la circulación global. Del lado ecuatorial del corazón del jet subtropical, donde la vorticidad asociada con el viento zonal es anticiclónica (negativa en HN, positiva en el HS), la fricción induce descenso (hacia fuera). Del lado polar del centro del jet, la vorticidad relativa es ciclónica (positiva en el HN, negativa en el HS) y la fricción induce ascenso (hacia adentro). Tal bombeo de la capa límite conduce a rápido giro del flujo en la alta atmósfera. Pueden determinarse analíticamente las velocidades de bombeo y la escala temporal en la que actúan tales efectos.

Con relación a los flujos de las perturbaciones se observa que los flujos de temperatura de las perturbaciones son más grandes en niveles bajos en latitudes medias. En la zona de flujo máximo resulta que $[v^*\theta^*]yy$ debe ser negativo (<0). El flujo de temperatura contribuirá así, a un término fuente positivo (>0) y forzará a una circulación indirecta. Las perturbaciones tien-

den a inclinar el calor de las bajas a altas latitudes y se establecerá un gradiente de calentamiento hacia el polo asociado con las perturbaciones. Una circulación indirecta es entonces requerida para reducir los oestes de niveles altos relativos a los vientos de capas más bajas y así mantener el balance del viento térmico. Al mismo tiempo, el movimiento vertical compensará el calentamiento por las perturbaciones.

El campo de flujos de impulso de las perturbaciones es más complejo. Los flujos de impulso de los transientes para el invierno del HN son pequeños en la baja troposfera, pero se incrementan con la altura, con máximos valores cerca de la tropopausa. En este nivel en general hay convergencia hacia latitudes alrededor de los 50°N con flujo hacia el polo al sur y hacia el ecuador en las latitudes más al norte. Así, el término fuente [u*v*]yp es generalmente positivo (>0) en latitudes medias y resulta una circulación indirecta. Entonces, la tendencia del flujo de las perturbaciones a acelerar el flujo de los oestes en latitudes medias cerca de la tropopausa es opuesta a la circulación hacia el ecuador en niveles más altos y hacia el polo en las capas bajas. El efecto es reducir la cortante vertical y hacer el flujo más barotrópico. El mismo efecto resulta más importante en el estado de decaimiento del ciclo de vida de las depresiones de latitudes medias, cuando ello conduce al desarrollo de energía cinética barotrópica.

Resumiendo: En el tratamiento cuasigeostrófico, ningún forzante del flujo medio zonal induce circulación meridional que balancee el efecto de aquel forzante. Esto es cierto si el forzante es el resultado directo de la fricción o el calentamiento, o debido indirectamente al transporte de las perturbaciones. Al mismo tiempo, la aceleración zonal o los cambios de temperatura inducidos por la circulación son para restaurar el balance del viento térmico.

Para latitudes medias, entonces, los campos típicos observados de flujos de perturbaciones y fricción inducirán circulación indirecta; mientras que el calentamiento diabático inducirá circulación directa, existiendo la posibilidad de cancelación de los efectos entre los diferentes términos fuentes.
Al estimar el viento meridional inducido sólo por los flujos de temperatura de las perturbaciones de latitudes medias resultan valores similares (0.3 m/s) a los que obtendríamos desde la circulación meridional inducida por calentamiento. Así los componentes térmicos directos e indirectos de la circulación de latitudes medias tienden a cancelarse. Soluciones numéricas cuidadosas de la ecuación elíptica revelan que, por supuesto, la circulación meridional media observada está manejada por los flujos de temperatura y de impulso de las perturbaciones de latitudes medias.

En esta tesis se analizará la circulación regional observada sobre el sur de Sudamérica que está afectada por la influencia del comportamiento de las perturbaciones transientes y por el desplazamiento del anticiclón del Atlántico sur en el transcurso del año.

1.3. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE HUMEDAD ATMOSFÉRICA Y SU DISTRIBUCIÓN.

El agua, presente en todas sus fases en el sistema climático, representa el elemento primordial para el desarrollo de todas las formas de vida. Grandes cantidades de agua están continuamente en movimiento dentro del sistema climático. El agua evapora hacia la atmósfera desde los océanos o los continentes y desde las plantas y los animales bajo la influencia directa o indirecta de la radiación solar. Se distribuye a través del movimiento atmosférico y vuelve a la superficie terrestre como precipitación, luego de condensar o solidificar (Si pensamos en valores de precipitación eficaz hemisférico y global

del orden de 12%, el reciclado completo tardaría alrededor de 8 a 9 días (Seller, 1965).

Los procesos físicos conducentes a la precipitación dependen de la disponibilidad de vapor de agua y de los mecanismos de convección relacionados con la circulación atmosférica. Este complejo sistema de transporte de agua en todas sus fases, a través del sistema climático terrestre, constituye el ciclo hidrológico global, como una manifestación de la conservación del contenido planetario del agua.

Como es de esperar, el mayor contenido de humedad en la atmósfera se encuentra en las regiones ecuatoriales y decrece marcadamente con la latitud hasta alcanzar los valores menores en las regiones polares. Claramente la distribución global de la humedad sigue a la de temperatura, dado que la capacidad de la atmósfera para retener vapor de agua depende fuertemente de la misma, con la excepción de lo que se observa en los mayores desiertos del mundo. En efecto, a pesar de las altas temperaturas, el aire en los desiertos es extremadamente seco.

La distribución regional de la precipitación y la evaporación sobre la Tierra, muestra excesos de precipitación sobre la evaporación en la región ecuatorial y en la región de latitudes medias; (los primeros, asociados con la Zona de la Convergencia Intertropical, y los segundos, relacionados con las perturbaciones baroclínicas presentes a lo largo del frente polar). En cambio, en la zona subtropical y polar, la evaporación excede a la precipitación. Así es que el agua evaporada principalmente en los océanos subtropicales, está continuamente siendo transportada hacia el ecuador y hacia los polos para realimentar las zonas donde los procesos de condensación y en consecuencia, de precipitación, son dominantes. El sistema atmosférico y su circulación, entonces, juegan un rol importante como forzante del mantenimiento del ciclo hidrológico. Cuantificar los procesos referidos no es tarea fácil; sobretodo en el sis-

tema atmosférico. Mucho se ha avanzado en las últimas décadas con la disponibilidad de información aerológica que facilita la evaluación del transporte del vapor atmosférico disponible.

Dado que el agua se presenta en el sistema climático en sus diferentes fases, es importante señalar que existen grandes cantidades de energía termodinámica involucradas en los procesos de cambios de estado del agua (liberación de calor latente en la condensación y consumo de calor equivalente, en la evaporación).

En América del Sur, la región del Amazonas representa la mayor fuente continental de calor convectivo; como tal juega un rol importante en la circulación global y especialmente en la determinación del clima regional en Sudamérica.

La circulación tropical media (representada por las celdas meridionales y zonales) y los movimientos transientes juegan un importante rol en la determinación del ciclo hidrológico. La convergencia de vapor en Sudamérica tropical (10° S-10° N) está dominada por el transporte zonal fuertemente modulado por la circulación zonal media (celda de Walker). A su vez, la circulación de los transientes es la principal responsable en remover el vapor de los trópicos y llevarlo a latitudes medias y altas donde la precipitación es mayor que la evaporación produciendo una deficiencia de humedad en la atmósfera. En general se han utilizado análisis globales para describir los flujos de humedad. Wang.I. and Paegle J. (1996), entre otros, usaron los re-análisis NCAR-NCEP para documentar los flujos de humedad desde los trópicos hacia Argentina, Sur de Brasil y Norte de Uruguay. El aire húmedo proveniente del Atlántico tropical penetra en el continente, se suma a la fuente de humedad asociada a la floresta tropical en la región amazónica y luego es canalizado hacia el sur por la presencia de la cordillera de los Andes, a través de la corriente de chorro en capas bajas.

Las interacciones entre la zona tropical y los subtrópicos en esta región, son acentuadas debido al despliegue meridional de la Cordillera de los Andes (Figura 2 b)) que impide la llegada de humedad desde el océano Pacífico, pero canaliza la proveniente de la cuenca amazónica y desde el océano Atlántico.

La precipitación en la región subtropical de Argentina depende marcadamente de estas circulaciones regionales, dado que la precipitación depende del vapor de agua disponible en la atmósfera y de los mecanismos de ascenso relacionados con la circulación atmosférica. Entre los numerosos trabajos para la región, se pueden citar entre otros a Barros, Castañeda y Doyle (1995) quienes estudiaron el campo de variabilidad regional de la precipitación en Argentina y encontraron que la variabilidad interanual muestra comportamientos opuestos en la zona subtropical y en la región central del país. Iskenderian y Bosard (1995) estudiaron los transportes de humedad desde el Amazonas hacia el sur y sudeste de Sudamérica, durante la estación estival de 1992. Encontraron que durante los meses de enero y febrero el viento medio en 850 hPa sobre la zona central era del norte, sugiriendo que el transporte de humedad es desde el Amazonas hacia la región mencionada. La precipitación que se registró en la cuenca central en los meses mencionados de 1992 parecen corresponderse con flujos anómalos de humedad en la región, favorecidos por la orografía del este de Brasil que reduce los aportes del Atlántico.

El intenso calentamiento sobre el Amazonas es relativamente más importante para los campos de circulación en escala continental y global; mientras que la intensidad de la precipitación afecta localmente a una región determinada. Esta influencia fue analizada por Kousky, (1985), también por Paegle, (1987), entre otros.

El régimen monzónico de circulación, caracterizado por la inversión del viento del noreste al noroeste en el ciclo anual no es tan marcado sobre el

Amazonas, salvo en la desembocadura, donde se encuentra la zona de transición entre océano y continente (Ramage, 1971). Sin embargo, la convección está dominada por un ciclo anual (Horel y otros, 1989; Pulwarty, 1994) caracterizado por la ocurrencia de un máximo estival (HS) y una pronunciada estación seca en algunas áreas (Figueroa y Nobre, 1990). Kousky, (1988) encontró que al noroeste del Amazonas no se distingue estación seca.

Uno de los trabajos pioneros sobre la climatología del ciclo anual de la precipitación sobre el sur de Sudamérica relacionado con la circulación regional fue sin duda el de Prohasca (1976). Penalba (1995) estudió la precipitación en la provincia de Buenos Aires utilizando el análisis armónico y concluyó que la suma del ciclo anual y el semianual representan el 90% de la varianza total. Al comparar sus resultados con el análisis de las componentes principales de los campos diarios de presión, realizado por Salles y Compagnucci (1992), obtuvo que la primera armónica del campo de precipitación se asocia al calentamiento y la segunda, a la advección de humedad.

Horel y otros (1989) estudiaron la variabilidad interanual del establecimiento de la estación lluviosa en la zona tropical: encontraron que no siempre se identifica el establecimiento de la estación convectiva sobre el Amazonas.

Barros y otros (2000), estudiaron la influencia de la SACZ y la temperatura de superficie sobre la variabilidad interanual de la lluvia de verano en el Sudeste de América del Sur. En la Argentina subtropical, Paraguay y Sur de Brasil, la precipitación es más abundante durante el verano pero su variabilidad interanual es larga. En esta estación del año se observa convergencia en niveles bajos, divergencia en niveles altos y una intensa área de convección que se desarrolla al Norte de la región señalada que es lo que se

conoce como SACZ. Estos autores concluyen que la temperatura del Atlántico es un forzante adicional que aumenta la señal de la SACZ en el Noreste de Argentina, Uruguay y Sur de Brasil, y un efecto opuesto a la SACZ en el Sur de Argentina.

Por último, entre la bibliografía sobre el tema, cabe destacar un trabajo sobre la relación entre la variabilidad interanual del monzón sudamericano y la variabilidad interanual de la precipitación, por González y otros (2002). Estos autores usaron datos de radiación de onda larga saliente (OLR) para definir el comienzo y el fin de la estación convectiva y la técnica de análisis canónico. Sus principales conclusiones señalan que la lluvia en la parte subtropical de América del Sur al Este de Los Andes y la convección tropical en el monzón sudamericano, estimada por la OLR, están relacionadas durante el otoño y la primavera.

1.4. TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN: ASPECTOS SINÓPTICOS Y CLIMATOLÓGICOS:

Desde las comparación de los resultados obtenidos de las estadísticas climatológicas elaboradas sobre la base de datos de las redes de observación convencionales, con los correspondientes resultantes del análisis objetivo producido en los centros de pronóstico, surgen requerimientos de nuevos caminos de investigación: se incentiva, entonces, el mejoramiento o desarrollo de nuevas técnicas de medición, de técnicas de análisis objetivo y también, de modelado atmosférico . Todo ello aporta al conocimiento del comportamiento del sistema atmosférico regionalmente.

Para estudiar las características del comportamiento climático de la circulación atmosférica basándonos en datos provenientes de redes aerológicas es necesario efectuar el tratamiento estadístico básico del viento en la atmósfera libre. Si bien es cierto que existen numerosos trabajos orientados a describir las características principales de la circulación atmosférica tanto en el

hemisferio norte como en el austral, se mencionan a continuación, sólo algunos de ellos (quizás los pioneros): Crutcher (1961); Crutcher et al. (1971); Oort et al. (1971); Oort (1977); Oort (1978); Oort (1983); Swanson and Trenberth (1981); Van Loon et al. (1972).

El tratamiento estadístico de la información aerológica argentina, disponible desde 1958, se inició en el Grupo de Investigación "Tratamiento estadístico de información aerológica" del Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires en 1978 (20 años después). Utilizando la información de radiosondeos diarios disponibles en 11 estaciones de la red continental argentina cedida por el Servicio Meteorológico Nacional, Fernández A. et al. (1983, 1985 y 1987) analizaron la variación vertical-temporal de la dirección e intensidad del viento mediante distribuciones mensuales de frecuencias de viento para niveles fijos, durante el período 1958-1971. Asimismo, en Fernández A. (1993) se presentan, en forma de Atlas Climatológico, las frecuencias porcentuales por dirección en los otoños, veranos, inviernos y primaveras comprendidos en el período 1958-1982, para cada una de las estaciones de la red aerológica argentina. Estos estudios constituyen una primera aproximación al comportamiento medio de la circulación en áreas argentinas.

Se desarrolló esta Tesis, continuando con esa línea de investigaciones.

1.5. DATOS BÁSICOS Y DERIVADOS. METODOLOGÍAS. ANÁLISIS DEL CONTENIDO EN CADA CAPÍTULO.

Para el desarrollo de esta Tesis se consideró la base de datos aerológicos de las 12:00 z, correspondiente al período 1958-1982, cedida por el Servicio Meteorológico Nacional.

Cabe mencionar aquí, que para la selección del período de estudio se tuvo en cuenta, que el mismo contuviera la mayor frecuencia posible de infor-

mación simultánea en las diferentes estaciones de la red aerológica regional.

Asimismo, es importante señalar que no existen antecedentes regionales de estudios similares, realizados a partir de información medida.

Las estaciones aerológicas, cuya información fue considerada para los análisis respectivos, se detallan en la TABLA I . En la Figura 2 a) se presenta su distribución regional y en la Figura 2 b) las características orográficas (líneas de nivel) de la región de estudio.

Se seleccionó la información aerológica de viento y de humedad troposféricos. La misma fue sometida a análisis de consistencia y se procesaron las estadísticas con la información resultante. Se indica en la Figura 3, el porcentaje de la información utilizada en cada estación, en relación al total de días del período considerado en cada caso, según lo indica la TABLA I. Las líneas en verde señalan los niveles donde se midió el 50% de la información en el mes correspondiente indicado en la abcisa.

Es conocido que la información obtenida de radiosondeos disminuye con la altura y aunque existen datos hasta el nivel de 10 hPa sólo se consideró en las estadísticas la información hasta 200 hPa. El hecho de que el número de datos sea menor para los niveles más altos de la troposfera, como así también la existencia de días en los que no hubo mediciones durante el período considerado, debe ser tomado en cuenta al evaluar los resultados.

Las estaciones Salta y Resistencia superaron el 50% de la información obtenida, durante todo el año, en todos los niveles. La marcada pérdida de información con la altura que muestra la estación Santa Rosa durante todo el año y especialmente durante el invierno es debida a que midió gran parte del período con teodolito óptico. A pesar de ello se consideró la información medida en esta estación ya que su inclusión aportó a mejorar los análi-

sis de las características de los flujos de humedad en la troposfera baja de la zona central.

TABLA I: Estaciones de la red aerológica continental argentina; ubicación y período de registros respectivos considerados.

ESTACION	LATITUD	LONGTUD	ALTURA	PERIODO
SALTA	-24.5°S	-65.3°O	1226 m	1965/82
RESISTENCIA	-27.3°S	-59.0°O	52 m	1958/82
CORDOBA	-31.2°S	-64.1°O	474 m	1959/82
MENDOZA	-32.9°S	-68.9°O	827 m	1965/82
EZEIZA	34.5°S	-58.3°0	20 m	1958/82
SANTA ROSA	36.3°S	-64.2°O	189 m	1965/82
CTE.ESPORA	38.4°S	-62.1°O	74 m	1964/82
NEUQUEN	38.6°S	-67.6°O	270 m	1958/82
CRO.RIVADAVIA	45.5°S	-63.1°O	61 m	1958/82
RIO GALLEGOS	51.7°S	-69.3°O	22 m	1967/77

Un análisis a través de las distintas épocas del año, muestra en general, una disminución de la información durante los meses invernales para las estaciones al sur de los 33°S.

1.5.1 DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIA DE DATOS AEROLÓGICOS.

El tratamiento estadístico básico del viento en la atmósfera libre, se efectuó a partir de datos diarios de dirección e intensidad del viento. Se aproximaron las direcciones del viento troposférico a una rosa de vientos

de ocho direcciones, y se clasificaron las intensidades por rangos, obteniendo, **mensualmente**, las distribuciones de frecuencia de ocurrencia y las intensidades medias por direcciones, para **los distintos niveles de presión troposféricos.**

En el capítulo 2 se investiga sobre el comportamiento del ciclo anual de la circulación en la baja tropósfera, analizando la variación espacial-temporal de las direcciones predominantes y la intensidad media del viento por direcciones, para niveles fijos de la baja troposfera sobre Argentina.

Estos estudios constituyen una primera aproximación al conocimiento de la evolución anual del comportamiento medio de la circulación en áreas argentinas.

1.5.2. PROMEDIANDO LA ATMOSFERA

Estrictamente hablando, describir la circulación atmosférica global requiere las especificaciones de la evolución de los campos de las variables meteorológicas en tres dimensiones. Tal compilación de datos es complicada y la descripción de la circulación global implica entonces efectuar algún tipo de promediado.

El flujo es pensado como una parte media y una fluctuante o perturbación. Se supone que el detalle de una perturbación individual no es importante, aunque las propiedades medias de las perturbaciones pueden afectar el campo medio.

Existen diferentes maneras de promediar los datos atmosféricos; los más frecuentes son: el promedio zonal (en relación a la longitud) y el promedio con respecto al tiempo. El tema de relacionar estos dos promedios es también de interés.

Los primeros estudios de la circulación global estuvieron relacionados con

los promedios zonales; la mayoría de las variables meteorológicas cambian menos en la dirección zonal que en la vertical o en la dirección meridional. Por supuesto, saber la ubicación de cada estación de observación, determinada por la latitud y la longitud, es el factor más importante para determinar su clima.

El promedio zonal de una cantidad escalar Q se indica [Q] y se define como: $[Q] = 1 / 2\pi \int Q \, d\lambda$

En términos de distancia vale : $[Q] = 1 / L \int Q \, dx$

Notar que la definición del promedio [Q] es independiente de la longitud. El valor local de Q es generalmente diferente del promedio [Q]. Esta desviación es llamada la parte perturbada o la anomalía zonal de Q = Q*

Entonces Q* = Q – [Q]. Resulta entonces, [[Q]] = [Q] y que [Q*] = 0

Además si Q es una función continua de la latitud resulta $[\partial Q / \partial x] = 0$

Para el promedio temporal en un tiempo τ vale

$Qm = 1 / \tau \int Q \, dt$

El apartamiento temporal es *la parte transiente de Q* = Q′

$Q' = Q - Qm$

Probado que τ es suficientemente largo, el valor medio temporal de Q será independiente de τ. Suficientemente largo generalmente significa más grande que el tiempo de vida típico de los sistemas de tiempo, y para las latitudes medias la mayoría de las cantidades medias son más o menos independientes de τ para τ mayores de 15 ó 20 días. En los trópicos, el tiempo necesario es , por supuesto, más corto. Los cambios de circulación global son significativos cuando el ciclo estacional progresa y así el periodo común de promediado es de 3 meses, alrededor de 91 ó 92 días. Las estaciones para el HS se consideran DEF para verano, JJA para invierno; las estaciones equinocciales, MAM para otoño y SON para primavera son fre-

cuentemente menos estudiadas, a pesar de que hay tendencias grandes y sistemáticas de algunas variables meteorológicas fundamentales durante el periodo equinoccial. De hecho hay algunas evidencias de que importantes aspectos del ciclo estacional tienen bastante diferencia de fase en diferentes localidades. Sin embargo aquí, utilizaremos el esquema de 4 estaciones.

Aunque muchas características generales de la circulación se repiten año a año, hay también una variabilidad interanual. En consecuencia donde sea posible, usaremos promedios enganchados en los cuales un número de DEF sean promediados juntos. El promedio enganchado es $Q = \sum Q_i / N$

Esta notación es confusa y el enganche de promedios es generalmente supuesto más que establecido explícitamente. El número de estaciones promedias juntas de esta manera es usualmente determinada por consideraciones prácticas más que científicas, dado que las observaciones globales disponibles de la atmósfera (especialmente en niveles altos) son recientemente disponibles. En algunos casos debemos reconocer que la circulación de invierno promedio ideal es un mito. Estudios históricos y paleontológicos ampliamente demuestran que la circulación global exhiben fluctuaciones en todas las escalas temporales, hasta las más largas en concordancia con los registros geológicos.

El nivel medio de la actividad de las perturbaciones es medido por la varianza de una determinada cantidad, con respecto al tiempo, o con respecto a la longitud.

La varianza es definida: $[Q^{*2}]$ ó $[Q'^2]$ y generalmente será $\neq 0$.

Algunas veces la varianza puede ser particionada en contribuciones desde diferentes rangos de la escala espacial o de frecuencia.

Similarmente, la covarianza de dos cantidades independientes es , a menudo de interés. Supongamos otro escalar R, la covarianza entre Q y R será

$[Q^* R^*]$ ó $(Q'R')m$. Otra vez, el filtrado espacial ó temporal puede ser usado para particionar la covarianza en contribuciones desde diferentes escalas o frecuencias. La covarianza de dos cantidades está muy relacionada a si ellas fluctúan ó no, en fase. Para ilustrar esto, supongamos que Q^* y R^* varían sinusoidalmente en la dirección zonal, pero con diferente fase δ

$Q^* = Q_o \text{ sen } (kx)$; $\qquad R^* = R_o \text{ sen } (kx + \delta)$

Se puede demostrar trigonométricamente, que

$[Q^*R^*] = \frac{1}{2} Q_o R_o \cos (\delta)$

la covarianza tiene un máximo cuando $\delta = 0$ y es cero cuando $\delta = \pi /2$

1.5.3. CORRELACIONES ESPACIALES

El conocimiento de la estructura estadística regional de las diferentes variables atmosféricas, en particular de la humedad y del viento, aporta al mejoramiento del diagnóstico y la previsión del tiempo meteorológicos.

El procedimiento más simple para buscar comportamientos espaciales similares de una variable, (es decir seleccionar áreas con mínima variabilidad interna y máximas diferencias externas), es correlacionar la variable en una estación referente con la variable correspondiente, en el resto de las estaciones disponibles. Los coeficientes de correlación espaciales obtenidos relacionan valores de las variables en dos lugares y los campos de isocoras tienden a tener una estructura específica que depende de la evolución relativa de las variables en esos puntos y de la ubicación geográfica de los mismos.

Para la determinación de las estructuras de correlaciones espaciales de una variable es necesario disponer de archivos con información simultánea de la misma, en todas las estaciones de la región analizar; resulta así, aleatoria, la variable referida, ya que se logró confeccionar archivos no secuenciales que no responden a regímenes de tiempo o climáticos.

Los coeficientes de autocorrelación espacial se obtuvieron así:

$$C_{j,i} = [\sum_{i=1}^{N} (x_{j,i} - x_j) * (x_{k,i} - x_k)] / N \sigma_{xj} \sigma_{xk}$$

donde el subíndice j indica la estación referente; k indica el resto de las estaciones de la red considerada; i es el tiempo. En el desarrollo de parte de esta tesis, se usó la información de los radiosondeos diarios, durante el período 1958-1982 y se obtuvo la humedad específica diaria, y las componentes diarias (zonal y meridional) del viento simultáneas en todas las estaciones de la red aerológica para el nivel de 850 hPa. Esta información se clasificó estacionalmente y se calcularon los coeficientes estacionales de correlación de la humedad específica y de cada una de las componentes del viento, considerando como referentes, a cada una de las estaciones de la red. Probada la significancia estadística de las correlaciones al nivel del 5%, se obtuvieron las estructuras correspondientes, representativas de la baja troposfera. El análisis de las mismas se realiza en el Capítulo 6 para la humedad específica y en el capítulo 4 para las componentes del viento.

1.5.4. CALCULANDO TRANSPORTES

Las covarianzas entre diferentes variables meteorológicas y especialmente entre las componentes del viento, son particularmente importantes; representan los llamados flujos de las perturbaciones de las cantidades involucradas. Cuando hay una tendencia sistemática para valores grandes de Q y valores grandes de las velocidades hacia el polo que ocurren en un determinado lugar, entonces los flujos de Q de las perturbaciones, hacia los polos [v* Q*] serán positivos, esto es, las perturbaciones están sistemáticamente advectando Q hacia los polos.

Como un ejemplo de las estadísticas de la circulación, consideremos la ecuación de transportes para un escalar Q en coordenadas de presión :

$\partial Q/\partial t + u\ \partial Q/\partial x + v\ \partial Q/\partial y + \omega\ \partial Q/\partial p = S$

aquí S es el término fuente, describiendo fuentes y sumideros de Q siguiendo el movimiento de la parcela.

La ecuación de continuidad hace que la ecuación de transporte sea escrita en forma de flujo

$(\partial Q/\partial t + \partial (u Q) /\partial x + \partial (v Q) /\partial y + \partial (\omega Q) /\partial p = S$

ahora aplicamos el operador promedio zonal a esta ecuación.

Notando que $[[v] Q^*]$ y términos similares son = 0 , la evolución de [Q] está dada por:

$\partial[Q]/\partial t = -[v]\partial[Q] /\partial y - [\omega]\ \partial[Q] /\partial p - \partial[v^*Q^*]/\partial y - \partial[\omega^*\ Q^*] /\partial p + [S]$

Los primeros dos términos son la advección de [Q] por el flujo meridional medio. El segundo par representa la convergencia de los flujos de las perturbaciones de Q y demuestra como las perturbaciones podrían jugar un rol crucial en la determinación de la distribución media de [Q], aún aunque Q^* promediado sea = 0. En el promedio climatológico, la $\partial [Q] / \partial t$ será cercano a = 0 y entonces la distribución media de [Q] será determinada por un balance entre los transportes medios y el de las perturbaciones de Q y el término de fuente o sumidero [S]. Debe ser reconocido, aunque, el transporte medio y el de las perturbaciones no son necesariamente independientes y que, en algunas circunstancias, ellos pueden cancelarse.

1.5.4. OBTENCIÓN DE ARCHIVOS DIARIOS PARA LAS COMPONENTES ZONAL Y MERIDIONAL DEL VIENTO Y PARA LA HUMEDAD ESPECIFICA

Una segunda tarea consistió en la confección de archivos diarios de las componentes del viento (u ,v en m/s) en cada nivel de presión fijo (1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 y 70 hPa) y de la humedad específica diaria (g/kg) entre 1000 hPa y 400 hPa, para cada estación aerológica.

Se calcularon las componentes u y v del viento (m/s) a partir de la información de intensidad (nudos)y dirección (grados) diarias del viento, calculadas desde:

alfa = 90 – dd ddrad = (Π * alfa) / 180

u = - ff * cos(ddrad)

v = - ff * sen(ddrad)

donde dd = dirección; ff = intensidad; ddrad = transformación a radianes

La humedad específica (g/kg.) fue obtenida usando el método descripto por McGee(1971) que deriva la tensión de vapor de saturación Es desde la temperatura de rocío Td:

$$Es = 6.11 * (10)^{(7.5\ Td\ /\ (273.3 + Td))}$$

y la humedad específica desde Es: q = 623 * Es (p - 0.377 Es)

1.5.5. DISTRIBUCIÓN NORMAL BIVARIADA: SELECCIÓN DE MUESTRAS Y PARÁMETROS CONSIDERADOS

Considerando diferentes escalas temporales se caracterizó las distribuciones de viento sobre áreas argentinas, mediante la aplicación de la teoría general de la distribución normal bivariada aplicable al viento en la atmósfera libre (Brooks et al.,1950; Crutcher, 1957 y Scott, 1956).

Los parámetros básicos necesarios para la aplicación de la teoría mencionada son listados en la **TABLA II**. Se efectuó el tratamiento estadístico

básico del viento en la atmósfera libre mediante **estimaciones muestrales** (mensual, estacional y anualmente) **de los estadísticos básicos**, para los 11 niveles de presión fijos en cada una de las 10 estaciones aerológicas argentinas. Las mismas están basadas en la longitud de registros disponibles durante el período mencionado.

La información obtenida fue presentada en 15 tablas, cuya diagramación es similar a la utilizada por J.F.De Lisle (1969) y anteriormente por Maher and Mc Rae (1964) en las estadísticas neozelandesas y australianas correspondientes, respectivamente.

En el Capítulo 3 se analiza la aplicación de la teoría general de distribuciones normales bivariadas a las muestras mensuales y estacionales mencionadas. Se estudia la normalidad de la simetría y la curtosis de las muestras, como así también las condiciones de circularidad ó elipticidad de las mismas. Una breve revisión de la teoría general de distribuciones normales bivariadas se ofrece en el ANEXO II.

1.5.5. ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DE LA CIRCULACION REGIONAL

En el capítulo 4 se estudian distintos aspectos climatológicos de la circulación atmosférica regional considerando la zona subtropical, y el área afectada por la circulación típica de las latitudes medias (zona central y zona patagónica de Argentina). Para ello se utilizan los estadísticos obtenidos desde el tratamiento efectuado en el Capítulo 3. Asimismo, se analizan las estructuras de autocorrelaciones espaciales para cada una de las componentes del viento. Las autocorrelaciones fueron obtenidas como se especificó en el punto 1.5.3..

Temas tratados con especial interés son los considerados en el Capítulo 5. Se estudia el comportamiento de las celdas de circulación meridional, del flujo zonal medio y de las perturbaciones transientes sobre el área de estudio.

TABLA II. Estadísticos básicos usados en la aplicación de la teoría de distribuciones bivariadas del viento en la atmósfera libre.

ESTADISTICO	SIMBOLO	FORMULA USADA
1 Viento zonal medio	μ_u	$(\Sigma u) / n$
2 Viento meridional medio	μ_v	$(\Sigma v) / n$
3 Número de observaciones	n	n
4 Vector viento medio:		
intensidad	μ_V	$((u)^2 + (v)^2)^{1/2}$
dirección	Θ	arc tg μ_v / μ_u
6 Persistencia del viento (V viento escalar medio)	P	$([\mu_V] / V) * 100$
7 Desviación estándar de u	Su	$((\Sigma(u)^2 - n(\mu_u)^2)/n-1)^{1/2}$
8 Desviación estándar de v	Sv	$((\Sigma(v)^2 - n(\mu_v)^2)/n-1)^{1/2}$
9 Desviación estándar del viento	SV	$((Su)^2 + (Sv)^2)^{1/2}$
10 Coeficiente de correlación entre viento zonal y el viento meridional	ρ_{uv}	$(\Sigma(uv))/n - \mu_u\mu_v)/ Su\ Sv$
11 Asimetría del viento zonal	Aszo	$(\Sigma u^3 - 3\mu_u(\Sigma u^2) + 2n(\mu_u)^3) / n(Su)^3$
12 Asimetría del viento meridional	Asme	$(\Sigma v^3 - 3\mu_v(\Sigma v^2) + 2n(\mu_v)^3) / n(Sv)^3$
13 Exceso de curtosis del viento zonal	Kru	$((\Sigma u^4 - 4\mu_u(\Sigma u^3) + 6(\mu_u)^2(\Sigma u^2) - 3(\mu_u)^4)) / n(Su)^4) - 3$
14 Exceso de curtosis del viento meridional	Krv	$((\Sigma v^4 - 4\mu_v(\Sigma v^3) + 6(\mu_v)^2(\Sigma v^2) - 3(\mu_v)^4)) / n(Sv)^4) - 3$
15 Intensidad calma		

1.5.6 TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LA HUMEDAD ESPECÍFICA

En el Capítulo 6 se estudia las condiciones medias, la variabilidad del contenido de vapor de agua atmosférico y su distribución en áreas argentinas, mediante el análisis del comportamiento espacio-temporal de los valores medios mensuales y la desviación estándar de la humedad específica y la distribución espacial-temporal del agua precipitable media y de la desviación estándar de la misma, como una evaluación de su variabilidad.

A partir de la información diaria de la humedad específica, se efectuaron estimaciones muestrales de los estadísticos de primer y segundo orden, mensual y estacionalmente, en los niveles de presión fijos para cada estación de la red aerológica continental argentina,

Para evaluar la variación anual del agua precipitable se confeccionaron archivos diarios de agua precipitable, integrando verticalmente la humedad específica entre los niveles de 850 hPa y 400 hPa. Para la integración vertical se consideraron las siguientes capas alrededor de los niveles de presión referentes:

Entre 875 hPa y 825 hPa para 850 hPa;

entre 825 hPa y 750 hPa para 800 hPa;

entre 750 hPa y 650 hPa para 700 hPa;

entre 650 hPa y 550 hPa para 600 hPa;

entre 550 hPa y 450 hPa para 500 hPa;

entre 450 hPa y 400 hPa para 400 hPa;

Agua precipitable = $1/g \int q\, dp =$

$$=1/g \{50(q)_{(850hPa)} +75 (q)_{(800\ hPa)} +100 [(q)_{(700\ hPa)} +(q)_{(600\ hPa)} +(q)_{(500\ hPa)}] + +50 (q)_{(400hPa)} \}$$

donde g es la aceleración de la gravedad, q es la humedad específica.

Obtenidos los valores diarios, se calcularon, luego, los estadísticos mensuales de primer y segundo orden correspondientes y se analizó la distribución espacial-temporal del agua precipitable media y de la desviación estándar de la misma. También se dedicó especial interés en este capítulo, al análisis de las estructuras espaciales de autocorrelaciones de humedad específica y de correlaciones cruzadas entre la humedad y la circulaciones meridional y zonal obtenidas desde la metodología detallada en el punto 1.5.3..

1.5.7 OBTENCIÓN DE LOS FLUJOS ZONALES Y DE LOS FLUJOS MERIDIONALES DE HUMEDAD.

Se calcularon los flujos zonales y meridionales de vapor de agua y se confeccionaron los archivos diarios correspondientes de los productos diarios qi*ui y qi*vi para los niveles de presión entre 850 hPa y 400 hPa. Luego se obtuvieron los valores medios mensuales para los flujos totales y se calcularon las dispersiones diarias respecto del promedio respectivo. Promediando mensualmente en el intervalo de niveles referidos se evaluó los flujos correspondientes a las perturbaciones transientes.

Además, multiplicando los promedios mensuales de qm*vm y qm*um se obtuvieron los flujos correspondientes al flujo zonal medio y a las celdas de circulación meridional.

1.5.8. OBTENCIÓN DE LOS TRANSPORTES ZONALES Y DE LOS TRANSPORTES MERIDIONALES DE HUMEDAD.

Para evaluar la variación anual de los transportes zonales y meridionales de vapor de agua se obtuvieron los archivos diarios correspondientes, integrando verticalmente los flujos de vapor entre los niveles de 850 hPa y 400 hPa. Para la integración vertical se consideraron las siguientes capas alrededor de los niveles de presión referentes:

Entre 875 hPa y 825 hPa para 850 hPa;

entre 825 hPa y 750 hPa para 800 hPa;

entre 750 hPa y 650 hPa para 700 hPa;

entre 650 hPa y 550 hPa para 600 hPa;

entre 550 hPa y 450 hPa para 500 hPa;

entre 450 hPa y 400 hPa para 400 hPa;

Así se obtuvieron los transportes zonales y meridionales de vapor desde:

$$\text{Transp. Zonal} = \int 1/g \ (q \ .u) \ dp =$$

$$= 1/g \ \{50(q.u)_{(850hPa)} + 75 \ (q.u)_{(800\ hPa)} + 100 \ [(q.u)_{(700\ hPa)} + (q.u)_{(600\ hPa)} +$$

$$+ (q.u)_{(500\ hPa)} \ ] + 50 \ (q.u)_{(400hPa)} \ \}$$

$$\text{Transp. Merid.} = \int 1/g \ (q \ .v) \ dp =$$

$$= 1/g \ \{50(q.v)_{(850hPa)} + 75 \ (q.v)_{(800\ hPa)} + 100 \ [(q.v)_{(700\ hPa)} + (q.v)_{(600\ hPa)} +$$

$$(q.v)_{(500\ hPa)} \ ] + 50 \ (q.v)_{(400hPa)} \ \}$$

donde g es la aceleración de la gravedad, q es la humedad específica, (u, v) son las componentes zonal y meridional del viento, respectivamente. Los transportes están expresados en las unidades indicadas: g / cm s.

A partir de los valores diarios de la integral se obtuvieron los valores medio mensuales y estacionales para los transportes de humedad totales, los correspondientes a las perturbaciones transientes y los efectuados por el flujo zonal medio y las celdas de circulación meridional.

La variación anual de los perfiles de los diferentes flujos de humedad referidos fueron analizados para cada estación aerológica en el Capítulo 7.

Asimismo, en ese capítulo se estudió el comportamiento de los campos mensuales de los distintos transportes de humedad considerados.

1.6. ESTADÍSTICAS DE TRANSPORTES DURANTE EL PERÍODO 1971-84: COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS DIFERENTES MODOS DE TRANSPORTES DE HUMEDAD OBTENIDOS DESDE RADIOSONDEOS DE LA RED AEROLÓGICA CONTINENTAL Y LOS CORRESPONDIENTES A LOS RE-ANÁLISIS (NCAR-NCEP) Período 1971-1984.

Con la finalidad de evaluar la bondad de la representatividad de los re-análisis con relación al comportamiento de los diferentes modos de transportes de humedad regional, se seleccionó el período 1971-1984. Durante el mismo, se calculó la climatología mensual de los transportes de humedad correspondientes, a partir de la información observada desde radiosondeos y de la obtenida por re-análisis (NCAR-NCEP). Desde las diferencias obtenidas se analizaron los campos mensuales en el Capítulo 8.

1.6. CONCLUSIONES

En el Capítulo 9, se enuncian las conclusiones de los diferentes estudios encarados en esta Tesis. Desde la obtención de información medida en diferentes escalas espaciales y temporales, surge la necesidad de la interpretación de esa información, ya sea desde un punto de vista sinóptico o desde una visión climatológica. En ambos casos, el tratamiento estadístico de las variables meteorológicas constituye el paso inicial: en el primero para la aplicación de técnicas de análisis objetivo sobre las que se apoya el modelado de la atmósfera y en consecuencia el pronóstico del tiempo meteorológico, y en el segundo, como una manera básica de encarar estudios climatológicos.

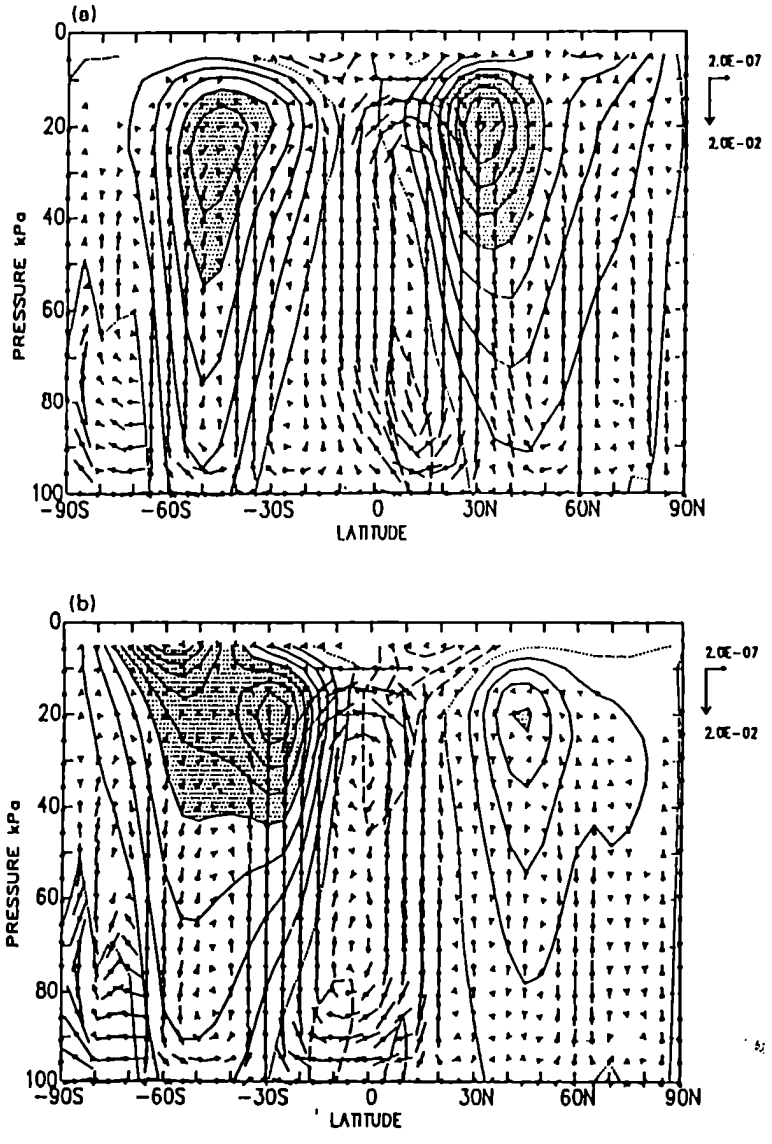


Fig. 4.1. The zonal mean wind [$\bar{u}$] and vectors of the meridional wind for (a) December-January-February (DJF); (b) June-July-August (JJA).

Figura I.1: Viento zonal medio y viento meridional medio (vector), para los períodos estacionales indicados.

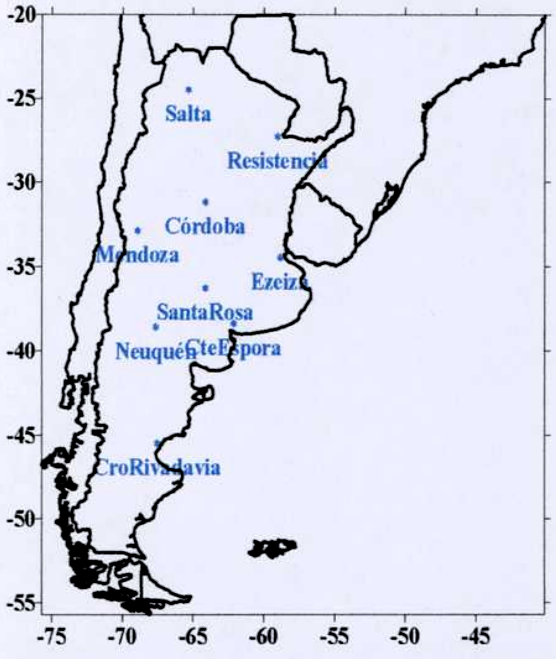


Figura 1.2 a) : Estaciones de la red aerológica continental argentina

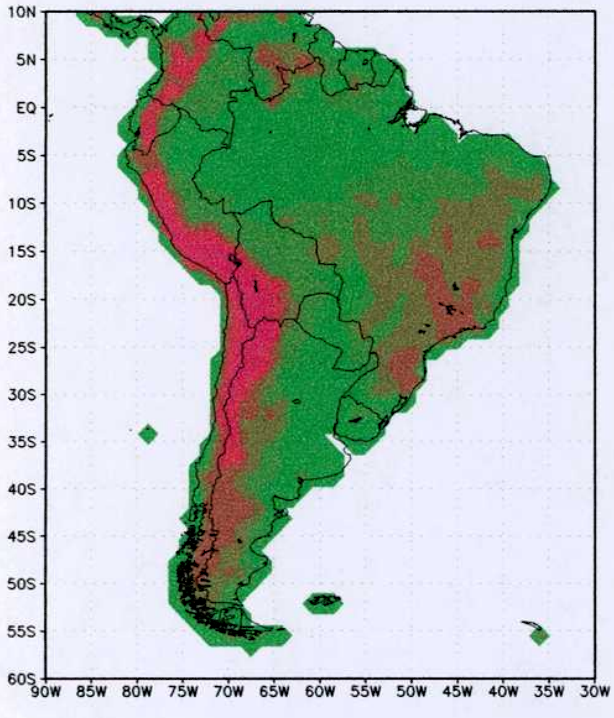


Figura 1.2. b) Orografía de la región de estudio considerada.

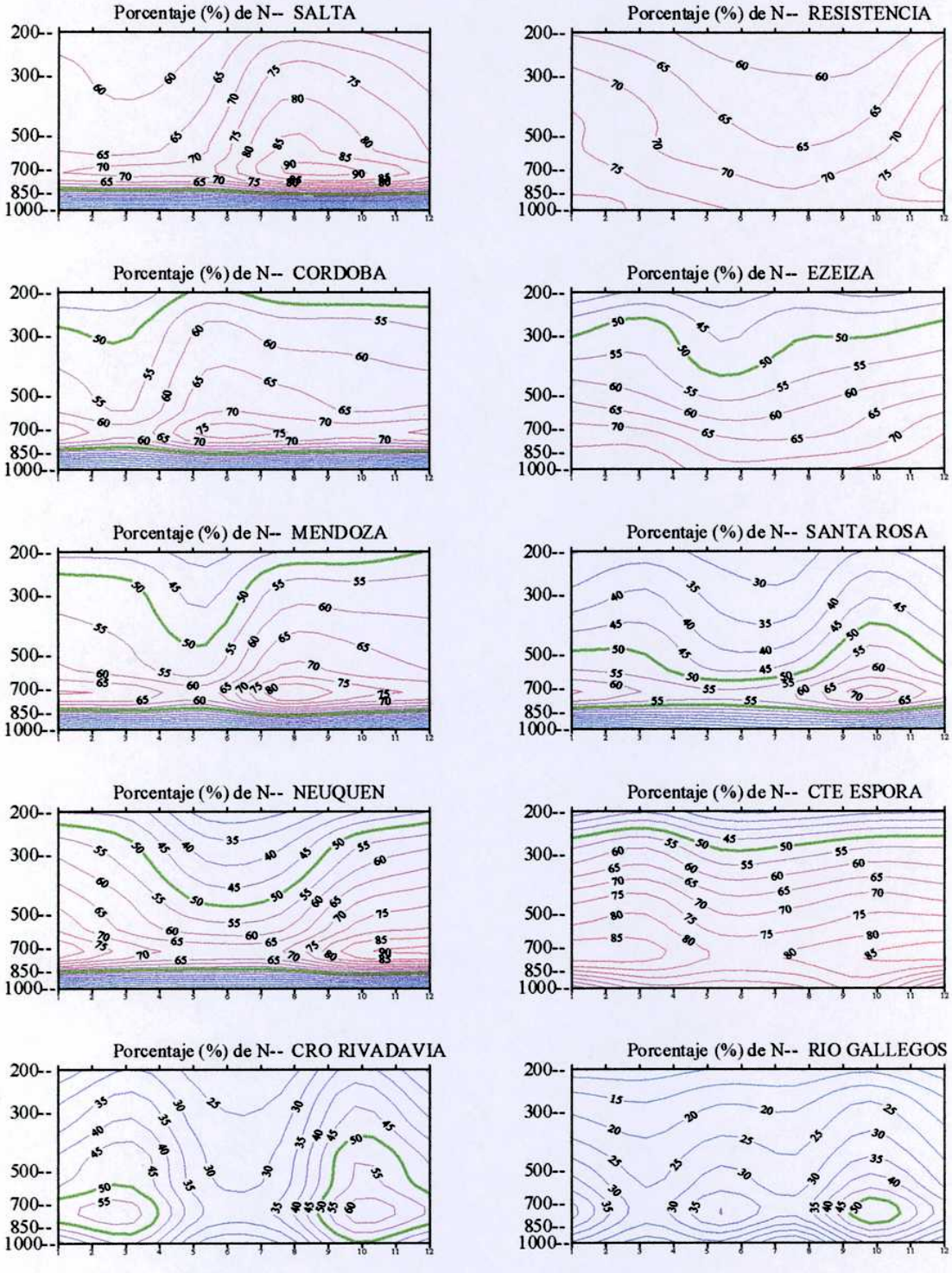


Figura 1.3. : Porcentajes (%) mensuales de mediciones de radiosondeos en cada nivel de presión fijo para las diferentes estaciones de la red aerológica continental argentina, según se indica. Comprende el período indicado para cada estación en la TABLA 1.

CAPITULO 2: CIRCULACIONES PREDOMINANTES EN LA BAJA TROPOSFERA EN LA ARGENTINA SUBTROPICAL Y CENTRAL.

2.1. INTRODUCCION

2.2 EVOLUCION ANUAL DE LAS FRECUENCIAS PORCENTUALES DE OCURRENCIA POR DIRECCIONES

2. 2.1 : En la zona subtropical.

2. 2.2 : En la zona central.

2. 2.3 : En la zona sur.

2.3: ANÁLISIS DE LAS DIRECCIONES DE MÁXIMA INTENSIDAD Y LAS DIRECCIONES DE MÁXIMA FRECUENCIA

2.4. VARIACIÓN ANUAL-LATITUDINAL DE LA VELOCIDAD MEDIA Y DE LAS F % DE OCURRENCIA DE VIENTO POR DIRECCIONES

2.5. TABLAS I a X

2.6. FIGURA 2.1 a FIGURA 2.10

CAPITULO 2

CIRCULACIONES PREDOMINANTES EN LA BAJA TROPOSFERA EN LA ARGENTINA SUBTROPICAL Y CENTRAL.

2.1. INTRODUCCION

El conocimiento del comportamiento de la circulación en la baja troposfera es importante para caracterizar la distribución espacial del vapor de agua y determinar los regímenes de precipitación sobre una región. Las zonas subtropical y central de Argentina están caracterizadas por fuertes variaciones espaciales y temporales de la precipitación. Estas variaciones están relacionadas con la distribución anual del vapor de agua asociada a las correspondientes variaciones de la circulación en los niveles inferiores de la troposfera sobre la región sur de Sudamérica. Un trabajo pionero fue el de Prohaska (1976), que relacionó el régimen anual de la precipitación sobre el sur de Sudamérica con las variaciones de la circulación atmosférica regional producidas por el desplazamiento de los centros anticiclónicos del Atlántico y del Pacífico. Numerosas investigaciones se sumaron desde entonces, incluyendo diferentes aspectos de la climatología sinóptica regional: Taljaard, J.J.(1972) estudió el desarrollo de ciclogénesis sobre el área de Paraguay en su monografía sobre meteorología sinóptica del hemisferio sur; Necco G.V. (1982), utilizando información del FGGE, estudió el comportamiento de los vórtices ciclónicos al sur de Sudamérica; a partir de información de satélites; Lichtenstein (1981) en su tesis doctoral se refirió al comportamiento térmico-dinámico de la baja del noroeste argentino; Satyamurty, Santos y Lemes, (1980) se ocuparon del comportamiento de los sistemas ciclónicos que afectan la circulación atmosférica al sur de Sudamérica; ampliaron el conocimiento de estos temas, los trabajos de

Satyamurty, Ferreira y Gan, (1990), Gan y Rao,(1991) y las discusiones de Sinclair M., (1995), entre otros. Todos estos trabajos y muchos otros aporta-

ron al conocimiento de la circulación atmosférica regional. Fernández A. y Necco G.N, (1983) y Fernández A. y Necco G.N, (1985) encarando estudios estadísticos básicos del viento troposférico en áreas argentinas, lograron caracterizar parcialmente, el comportamiento anual de la circulación troposférica regional.

El objetivo de este capítulo es investigar sobre el comportamiento del ciclo anual de la circulación en la baja tropósfera, responsable de la distribución espacial de la humedad. Para ello, se profundiza el estudio de la variación anual de las direcciones predominantes y de las intensidades del viento en niveles cercanos a superficie, principalmente sobre la región subtropical y central de Argentina.

2.2. EVOLUCION ANUAL DE LAS FRECUENCIAS PORCENTUALES DE OCURRENCIA POR DIRECCIONES

Hay marcadas evidencias de que la orografía juega un rol significante, influyendo como forzante de la circulación atmosférica. Los principales indicadores de la influencia del forzante orográfico son los gradientes de presión que se originan a través de las cadenas montañosas, acondicionando las direcciones y las intensidades de los vientos. En la región de estudio, la Cordillera de los Andes se despliega meridionalmente, con sus mayores alturas sobre las áreas tropicales y subtropicales de Sudamérica canalizando la circulación monzónica proveniente del Amazonas y la originada en el Anticiclón del Atlántico. Las ondas frontales de las latitudes medias penetran desde el sur, luego de atravesar los Andes patagónicos de menor altura, estableciendo una región de transición donde las masas de aire subtropical enfrentan el desplazamiento de las masas de aire subpolar.

El análisis de la evolución anual de las frecuencias de ocurrencias de viento por direcciones para los diferentes niveles de la troposfera baja, en cada una de las estaciones aerológicas argentinas, permite evaluar relativamente

el dominio de determinadas circulaciones sobre distintas regiones de Argentina. Las Figuras 2.1, 2.2 y 2.3 muestran la evolución anual mencionada, correspondiente al nivel de 850 hPa . Los subíndices (a,b,c) corresponden a la evolución de las frecuencias de las direcciones de los vientos del sector este (figuras de la izquierda en
cada página); mientras que los subíndices primados (a′, b′, c′) en las figuras de la derecha indican lo propio para las direcciones de vientos del sector oeste.

2.2.1: EN LA ZONA SUBTROPICAL

En la zona subtropical, la dirección dominante de la circulación atmosférica en capas bajas es el Norte: porcentajes entre el 27% y el 40% para esa dirección, se mantienen en Salta (24,5° S; 65,3° O;1226 m), durante todo el año, mientras que en Resistencia (Fig. 2.1.b) sobre el noreste argentino, oscilan entre el 22% y el 42%. Las frecuencias de Estes y Norestes, en Salta (Fig. 2.1.a) se incrementan entre un 12% y un 15%, respectivamente, entre julio y noviembre. Durante este último mes, las frecuencias de Norestes alcanzan el mismo valor que las correspondientes a la dirección Norte. En diciembre, los Nortes y Noroestes aumentan sus frecuencias en un 10% y 5 %, respecto de noviembre, (Fig. 2.1.a′) mientras que los Norestes y Estes, las disminuyen un 15% y un 5% respectivamente. Esto indica un aumento de la circulación monzónica desde el Amazonas y una menor influencia de la circulación anticiclónica desde el Atlántico durante el mes referido. El incremento de la circulación desde el Sur entre octubre (8%) y diciembre (15%) sobre Salta, indica la influencia del establecimiento del sistema de baja presión en el noroeste argentino, en esa época. Durante los meses de invierno, las circulaciones del Sur y Sudoeste (Fig.2.1.a′) dominan sobre las correspondientes del Este y Sudeste (f% de Sudeste: alrededor del 2%),

indicando la llegada de los sistemas baroclínicos hasta las latitudes más bajas.

Un detallado análisis gráfico de las evoluciones referidas anteriormente puede apreciarse en la Figura 2.4 ; allí se muestran las rosas de viento mensuales para el nivel de 850 hPa en Salta.

Sobre Resistencia (27,3°S; 59°O; 52 m), entre agosto y octubre, disminuyen las frecuencias de ocurrencia de Nortes y de Sures (Fig. 2.1.b'), indicando una atenuación de la circulación meridional y un incremento de la circulación zonal, como lo refieren el aumento de los porcentajes correspondientes al sector Este: los SE superan el 15% en octubre. Esta característica está asociada con el

desplazamiento del anticiclón del Atlántico hacia el sur y el desarrollo de la convergencia del Atlántico Sur (SACZ) en la zona central del Brasil, durante la primavera (González M. y otros , 2002; Nogués J. and Mo K , 1996). La circulación del Sur muestra máximo porcentaje de ocurrencia (25%) en noviembre y su valor supera la frecuencia de Nortes para ese mes; mínimas frecuencias de Sures se presentan en julio (cuando la circulación del sector Norte contribuye a la rama cálida de la zona ciclogenética de la Mesopotamia) y diciembre (cuando comienza a influenciar la circulación ciclónica del sistema de Baja presión del NorOeste Argentino (BNOA) sobre la región). Los Noroestes (Fig.2.1.b') muestran frecuencias de alrededor del 15% durante el invierno y principios de primavera; el incremento de estas circulaciones puede ser concordante con la mayor frecuencia de fenómenos ciclogenéticos sobre la zona mesopotámica argentina y Uruguay, durante el período mencionado (Sinclair, 1995; Gan, et al.,1991). Las frecuencias de Oestes y Sudoestes oscilan alrededor del 5% durante todo el año.

En Córdoba, estación ubicada a los 31,2° S y 64,1° O en los 474 m, es marcado el efecto de canalización del viento en las direcciones Norte y Sur, como se observa claramente en la Figura 2.5: Las mayores frecuencias durante todo el año corresponden a la dirección Norte, con valores oscilando entre 25% y 40%; mientras que las frecuencias de Sures se mantienen entre 15% y 26%. Estas características pueden apreciarse también en la Figura 2.2.a y a'. Asimismo se observa que la circulación zonal es poco frecuente (porcentajes de estes y oestes oscilan alrededor de 5% y para los sudoestes y sudestes son inferiores al 10%).

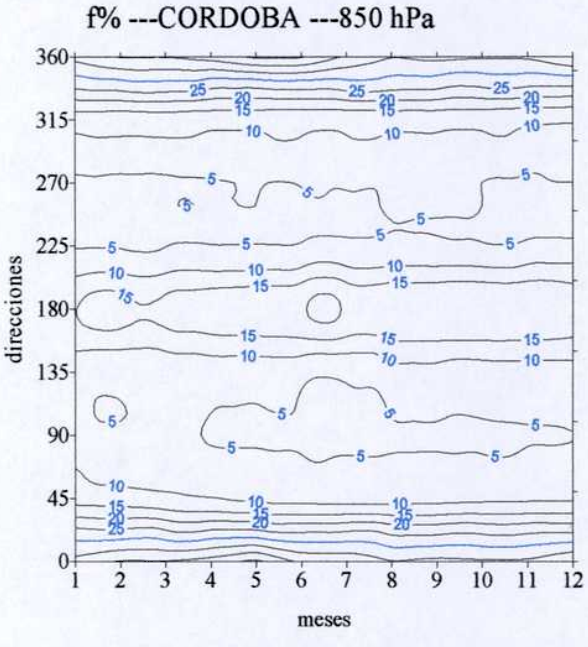


Figura 2.5: Variación anual de las frecuencias porcentuales por direcciones en Córdoba (efectos de canalización orográfica).

Comparando la evolución temporal con la correspondiente en Resistencia, resulta que las mayores frecuencias de Sudestes en Resistencia, corresponden a mayores frecuencias de Norestes en Córdoba durante la primavera y principios del otoño. Las correspondientes a los Noroestes se mantienen entre 10% y 15% (igual que en Resistencia), superando este valor sólo durante agosto; máximos relativos ocurren en abril, mayo y octubre. La evo-

lución anual de la ocurrencia de Noroestes en Córdoba está desfasada en un mes con relación a la de Resistencia; posiblemente este hecho este relacionado con el establecimiento de la BNO y el desplazamiento del Anticiclón del Atlántico, hacia el sudeste.

2. 2. 2: EN LA ZONA CENTRAL

Para caracterizar la circulación de la región central de Argentina, se considera la evolución anual de las frecuencias por direcciones correspondientes a las estaciones: Ezeiza, (34,5° S; 58,3° O; 20m), Mendoza (32,9° S; 68,8° O; 827m), Santa Rosa (36,3° S; 64,2° O; 189 m), Comandante Espora (38,4° S; 62,1° O; 74m) y Neuquén (38,6° S; 67,6° O; 270 m)

En Ezeiza (Fig. 2.1.c y c'), domina la circulación del Sudoeste y del Sur, con porcentajes de ocurrencia comprendidos entre 12% y 30% para los Sudoestes (mayores del 20% en mayo, junio y julio). Esto indica el pasaje de ondas frontales sobre la región: Durante verano y otoño, las frecuencias de Sudoestes y Noroestes son similares (entre 13% y 22%). Los Sudoestes, en junio alcanzan su porcentaje máximo de 30%; en agosto y durante la primavera son más frecuentes que los los Noroestes, (indicando que la posición de la zona trasera de las vaguadas es frecuente sobre la región). Durante el mes de julio, ocurre lo opuesto: la frecuencia de Noroestes supera la de Sudoestes (zona delantera de las vaguadas y anticiclones centrados al norte de la Mesopotamia son dominantes). Las frecuencias en la dirección Oeste superan a las otras del sector, durante el verano y agosto. Las frecuencias de ocurrencia de Nortes y de Sures están comprendidas entre el 12% y 20% durante todo el año, pero prevalecen los sures entre febrero y mayo, y entre setiembre y diciembre (estaciones de transición). Los Nortes dominan en enero, junio y julio; en agosto los porcentajes son iguales para ambas direcciones. La influencia de la circulación del sector Este producida por la posición relativa del anticiclón del Atlántico sur se hace más notable

durante octubre y noviembre: los Estes y Sudestes apenas superan frecuencias de ocurrencia del 10%.

En Mendoza (Fig. 2.2.b'), la circulación del Oeste en la baja troposfera, está prácticamente inhibida durante todo el año, debido a la canalización del flujo atmosférico en la dirección norte-sur por la cercanía a la Cordillera de los Andes. Los Oestes muestran frecuencias que alcanzan apenas, el 10%, sólo durante octubre. Las frecuencias de Nortes muestran un decrecimiento de 35% hasta 8% entre mayo y diciembre; mientras que las frecuencias de Sures aumentan del 37% al 60% durante los meses mencionados. Las frecuencias de Nortes superiores a las correspondientes del Sur solamente durante el otoño y principios del invierno, son indicadoras de la circulación anticiclónica invernal en la región central de Argentina. En cambio, durante el verano, la circulación desde el sur es dominante, con porcentaje de ocurrencia del 50% señalando el establecimiento de la BNO afectando la circulación regional. Los Noroestes presentan frecuencias máximas (alrededor del 10%) entre mayo y agosto (invierno); mientras que los Sudoestes lo hacen entre enero y mayo (verano y otoño con valores comprendidos entre 12% y 20%).

Con relación a las circulaciones dominantes del sector Este (Fig.2.2.b): las frecuencias de Norestes superan a las otras del sector entre junio y setiembre (circulación anticiclónica dominante sobre Argentina, durante el invierno) y en marzo. Dominan los Sudestes entre octubre (12%) y febrero (20%) y en abril (15%). Durante el mes de mayo las frecuencias de Norestes y Sudestes son coincidentes (10%). Los Estes oscilan alrededor del 5% con frecuencias máximas cercanas al 10% en marzo y octubre.

La evolución de las circulaciones del sector Este en Mendoza, mencionadas anteriormente, está relacionada con la correspondiente en la zona central (Santa Rosa, (Fig. 2.2.c)) durante fines del invierno y en la primavera: in-

cremento del 10% de la circulación del Sudeste entre agosto y diciembre y mantenimiento de los Norestes y Estes alrededor del 5%. Además, los vientos del Sur aumentan su frecuencia de ocurrencia entre julio y noviembre (20% a 28%) y oscilan entre el 18% y el 30% el resto del año. Las frecuencias de Nortes y Sudoestes (Fig.2.2.c') muestran comportamiento inverso: los Nortes predominan durante las estaciones de transición (entre febrero y abril, en octubre y noviembre) con valores máximos que alcanzan el 20%; mientras que los Sudoestes durante las estaciones invernales y estivales (entre mayo y setiembre) con valores entre 25% y 30%, en diciembre (20%) y enero (26%)). El porcentaje de Noroestes es superior al de los Nortes, también entre mayo y setiembre, pero varía alrededor del 15% entre enero y setiembre y entre 5% y 12% entre octubre y diciembre. La frecuencia de Noroestes es superior a la de la dirección sudoeste sólo entre febrero y abril. La circulación del Oeste muestra frecuencias máximas absolutas en abril; para el resto del año los valores están comprendidos entre el 10% y el 20%, ocurriendo frecuencias mínimas absolutas en junio.

En Comandante Espora (Fig.2.3.a'), la dirección del Oeste es la dominante con frecuencias comprendidas entre el 25% y el 40% (la máxima se presenta en diciembre). Los porcentajes de Noroestes oscilan entre el 15% y el 30%, con máximos durante los meses invernales, y los mínimos cercanos al 15%, durante setiembre y octubre. Los Sudoestes varían entre el 10% y el 20% a través del año, mostrando evolución similar a la correspondiente de los Noroestes durante el verano, otoño y principios de primavera, (valores similares en junio y octubre) e invertida en invierno y noviembre: aumentan las frecuencias de Noroestes en invierno y noviembre siendo superiores a las del Sudoeste. Durante la primavera, verano y otoño las frecuencias de Nortes y Sures son coincidentes; mientras que durante el invierno los Sures alcanzan las mínimas frecuencias (alrededor del 5%) y los Nortes, las

máximas (16% en julio). Las circulaciones del sector Este (Fig.2.3.a) se mantiene con frecuencias inferiores al 8%. La evolución temporal de los Norestes y Sudestes es coincidente en julio, agosto y octubre y opuesta durante el resto del año: las frecuencias de Sudestes superan a las correspondientes del Noreste entre octubre y marzo y en mayo; mientras que los porcentajes de Norestes son superiores en abril, junio y setiembre.

En Neuquén (Fig. 2.3.b') dominan los oestes con frecuencias máximas del 45% entre mayo y agosto, y frecuencias mínimas, alrededor de 30%, en febrero, marzo y abril. Los Noroestes superan el 10% entre abril y octubre (pasaje de las ondas a través de la cordillera). Las frecuencias de Sudoestes son coincidentes a las anteriores, entre mayo y agosto; se incrementan y superan el 20%, entre setiembre y abril. Con excepción de noviembre, diciembre y enero, las frecuencias de sures son inferiores al 10% durante todo el año. Al igual que sobre Comandante Espora, la circulación atmosférica desde el sector este (E, NE y SE) (Fig. 2.3.b) muestra frecuencias de ocurrencia también inferiores al 8%, salvo los Norestes que alcanzan el 12% a principios de otoño y primavera. Las frecuencias de Nortes se incrementan entre noviembre y marzo (15%) y entre junio y setiembre (hasta un 17%); decrecen en otoño y primavera; el valor mínimo absoluto de 9% se presenta en el mes de junio.

2.2.3: EN LA ZONA SUR

La circulación atmosférica en la zona sur de Argentina se estudia analizando la evolución anual de la ocurrencia de vientos para diferentes direcciones en Comodoro Rivadavia (45,5° S; 63,1° O; 61m). En esta estación, las circulaciones del Oeste y Sudoeste (Fig.2.2.c') son las dominantes todo el año con porcentajes de ocurrencia comprendidos entre el 20% y el 45%. Las frecuencias de Oestes (alrededor del 45% en julio) son superiores durante el invierno y primavera. Durante ese período, Sinclair (1996) centra

un máximo desarrollo ciclogenético entre 45°S y 50°S con la presencia climatológica de fuerte circulación del Oeste, en esas latitudes. Máximos secundarios de frecuencias de Oestes (entre 35% y 40%), también ocurren durante febrero, marzo y abril. Las frecuencias de Sudoestes alcanzan el mínimo (menor que 20%) en julio. Esta última dirección es dominante durante diciembre y enero, mayo y junio con porcentajes comprendidos entre 35% y 41%. Durante la primavera y el verano, la evolución de las frecuencias de Sudoestes en Comodoro Rivadavia, es coincidente con la correspondiente a los Oestes en Cte. Espora. Los porcentajes de ocurrencia de circulaciones del Sur y del Noroeste se mantienen entre el 10% y el 15% durante todo el año, excepto en julio en que los Noroestes alcanzan el 21% de ocurrencia superando la frecuencia de Sudoestes, quizás ligado a la llegada de sistemas baroclínicos hasta latitudes subtropicales de Brasil, con circulaciones anticiclónicas centradas en la zona subtropical de Argentina; como, asimismo, al pasaje de vaguadas al sur de la Patagonia. Los vientos del sector Este son poco frecuentes (porcentajes menores al 2% durante todo el año, excepto en julio, agosto y setiembre, cuando las frecuencias de Norestes se incrementan un 2%).

Se agrega información de las circulaciones dominantes y la velocidad del viento por direcciones de la baja troposfera subtropical al analizar la evolución anual de las rosas de viento correspondientes a los niveles de 1000hPa, 900 hPa y 850 hPa sobre Resistencia mostrados en las Figuras 2.6 y 2.7: La frecuencias de ocurrencia de viento en el nivel de 900 hPa muestran similar evolución que las correspondientes al nivel de 850 hPa (ya mencionadas en el párrafo 2.1). Marcadas diferencias se observan en el nivel de 1000 hPa , donde las circulaciones son dominantes del sector Este: Máximos valores corresponden a los Estes en octubre (35,6 %) , a los Norestes, en julio (32.6 %) y los Surestes reúnen alrededor del 20% de ocurrencia

entre los meses de setiembre y febrero (primavera y verano) (Fig. 2.6). La figura 2.7 muestra las velocidades medias por direcciones. Puede observarse que las direcciones con máximas frecuencias de ocurrencia no son coincidentes con la de máxima velocidad media.

2.3: ANÁLISIS DE LAS DIRECCIONES DE MÁXIMA INTENSIDAD Y LAS DIRECCIONES DE MÁXIMA FRECUENCIA

Desde lo observado en el punto anterior, no siempre sucede que los vientos de direcciones predominantes son los más intensos. En los estudios relacionados con los transportes de impulso, de energía y de humedad interesa la determinación de la intensidad del viento, como así también el dominio de una dirección. Es por ello que se obtuvieron las direcciones de máxima frecuencia y las direcciones de máxima intensidad desde las muestras mensuales de vientos entre los niveles de 900 hPa y 500 hPa para cada estación de la red aerológica. Los resultados se resumen en dos tipos de tablas: unas contienen la dirección de máxima frecuencia, frecuencia referida y la velocidad media que correspondió a esa dirección. Otras contienen las velocidades media máxima y las direcciones y frecuencias correspondientes a esas velocidades.

Si bien la circulación del Norte es dominante en la troposfera baja, al norte de la región subtropical, los vientos del Noroeste son más intensos a fines del otoño y durante el invierno sobre Salta (Tabla I), y a fines del invierno y en la primavera sobre Resistencia (Tabla II). Sobre Córdoba, los vientos del Sur muestran las mayores intensidades Tabla III). Al oeste de la región central, en Mendoza (Tabla IV), las máximas intensidades en la troposfera media corresponden a la dirección NW, prácticamente durante todo el año. Esta característica influencia también, las capas inferiores en el mes de junio (efecto Zonda). En la región central-este, sobre Ezeiza (Tabla V) entre mayo y setiembre , las circulaciones más intensas corresponden a la direc-

ción Noroeste, en capas bajas; esta circulación es también dominante en el mes de julio. Una de las características más sobresaliente del análisis efectuado para la información de Santa Rosa (Tabla VI) es la ocurrencia de máximas intensidades para las Sudestadas durante el mes de julio. La circulación zonal del Oeste es la dominante en la troposfera media y baja, entre 38° S y 45° S. Alrededor de 900 hPa , sobre Comandante Espora (Tabla VII) dominan los NW, mientras que cerca de la Cordillera, en Neuquen (Tabla VIII), vientos del SW son más frecuentes durante la primavera y el verano y registran las máximas intensidades durante todo el año. Sobre Comodoro Rivadavia (Tabla IX) sobresalen la ocurrencia de máximas intensidades desde direcciones del sector Norte (NW y N) en la troposfera baja durante los meses de otoño. Sobre Río Gallegos (Tabla X) domina el flujo del Oeste durante todo el año, salvo durante el mes de mayo cuando los SW son más frecuentes en los niveles inferiores. Máximas intensidades desde el SE y NE son observadas en julio indicando la posición de sistemas de baja presión al este de la zona considerada.

2.4. VARIACIÓN ANUAL-LATITUDINAL DE LA VELOCIDAD MEDIA Y DE LAS F % DE OCURRENCIA DE VIENTO POR DIRECCIONES

Con el propósito de identificar las circulaciones predominantes y la intensidad media correspondiente, durante distintas épocas del año, a lo largo de diferentes latitudes sobre áreas cercanas y alejadas de la Cordillera de los Andes se confeccionaron cortes latitudinal-temporales para las frecuencias de ocurrencias de viento (Figuras 2.8 , 2.9 y 2.10) y cortes latitudinal-temporales para la velocidad media (Figuras 2.8′, 2.9′ y 2.10′), correspondientes a cada una de las ocho direcciones aproximadas utilizando la información de estaciones aerólogicas al este del meridiano de 65°, (Resistencia, Córdoba, Ezeiza, Santa Rosa, Comandante Espora, Comodoro Ri-

vadavia, Río Gallegos) en las Figuras indicadas como a', b' y c' y al oeste del meridiano de 65°, (Salta , Mendoza, Neuquen) en las Figuras indicadas a, b y c . Algunas características interesantes de las relaciones espacio-temporales de las circulaciones regionales, surgen del análisis de los cortes mencionados. Entre ellas podemos remarcar: La circulación del Norte, en la región cercana a la Cordillera (Fig.2.8.a) presenta máximas frecuencias, con valores mayores al 35% en abril, sobre 32°S. En esas latitudes, la intensidad para esa dirección (Fig. 2.8'.a) es de alrededor de 4 m/s, durante todo el año. Las menores frecuencia de Nortes se presentan sobre 38°S (Neuquén) (15% en marzo, agosto y setiembre); pero la intensidad es máxima: aumenta hasta valores mayores de 10 m/s. Al sur de 32°S, en Mendoza, los porcentajes son menores de 20% durante la primavera y el verano. En bajas latitudes (alrededor de 24°S), los Nortes presentan mayores frecuencias en marzo y mayo (> 35%), pero la intensidad de los mismos se mantiene inferior a los 2 m/s, durante todo el año. En la región este (Fig. 2.8.a'), la máxima frecuencia de Nortes (40%) se presenta en junio sobre Resistencia y sobre 31°S, entre febrero y junio (canalización sobre Córdoba, durante otoño e invierno); las intensidades (Fig.2.8'.a') superan los 12 m/s durante el invierno, en Resistencia y se mantienen entre 9 m/s y 10 m/s, sobre Córdoba. Frecuencias de ocurrencia de Nortes de 20% se muestran, alrededor de los 34°S durante todo el año y menores que el 15%, al sur de la latitud mencionada; ese porcentaje se supera en los 36°S (Santa Rosa) durante marzo y octubre, con intensidades de 11m/s y de 9 m/s, respectivamente. La circulación del Norte, también presenta intensidades máximas secundarias superiores a los 11 m/s, durante el invierno, sobre 38°S (Fig.2.8'.a'). La circulación del Sur en la zona oeste (Fig. 2.8.b), presenta sus máximas frecuencias (entre 35% y 40%) alrededor de 32°S durante la primavera y el verano, con intensidades que superan en 3 m/s a

las correspondientes del Norte (Fig.2.8'.b). Frecuencias mínimas de ocurrencia de Sures se presentan alrededor de 38°S (Neuquén) durante el invierno; en ese período, las intensidades son máximas (12 m/s, en agosto, (Fig. 2,8'.b)). También durante esos meses, son máximas las frecuencias de Oestes (45%) en esa latitud (Fig.2.9 b) y las intensidades de los mismos, superan los 14 m/s (Fig. 2.9'.b). En la región al este de los 65°W, la circulación del Sur (Fig.2.8.b') presenta máximos de ocurrencia (>25%) centrados alrededor de 36°S (Santa Rosa) durante primavera y otoño y sobre los 31°S, a fines del invierno; valores del 15% se registran en los 38°S, durante todo el año, y menores del 10%, sobre Comodoro Rivadavia durante primavera y otoño (Fig. 2.8.b'). Las máximas intensidades de los Sures en la región este (Fig. 2.8'.b'), ocurren sobre los 36°S (Santa Rosa) en junio (16 m/s). Sobre Córdoba (alrededor de 31°S) superan los 10m/s, durante la primavera y fines del invierno.

La circulación del sector Oeste (Fig. 2.9.b) está prácticamente inhibida en las capas bajas de la zona cercana a la Cordillera, al norte de 34°S: Durante todo el año, todas las direcciones del sector muestran frecuencias menores de 6%. Sobre 32°S, las frecuencias de Noroestes son menores de 4% durante primavera y otoño y menores del 2% en verano y las intensidades son menores de 2 m/s (Fig. 2.9'.a). Frecuencias de 16% de Sudoestes, alcanzan esas latitudes (Mendoza) durante enero. Las máximas frecuencias del sector oeste se presentan sobre 38°S (Neuquén) (Figs 2.9. a,b y c): Los Oestes alcanzan frecuencias del 45% en agosto; los Noroestes, 18% en junio y los Sudoestes, 24% entre noviembre y enero. En esas latitudes, las intensidades varían desde 12m/s para la dirección Noroeste, hasta 14 m/s para Oestes y Sudoestes (Figs 2.9'. a, b y c). La circulación desde el sector Este no es dominante al sur de 38°S: Valores de frecuencia de ocurrencia menores al 2% se presenta en la zona al este del meridiano de 65°W (Fig. 2.10 a', b' y c') y

menores del 6% en la región cercana a la Cordillera (Fig. 2.10.a, b y c). La máxima frecuencia de Sudestes (14%) en la región central-este (Fig.2.10 c') se presenta entre octubre y diciembre en 36°S (Santa Rosa); mientras que las correspondientes a los Norestes (10%) y Estes (12%) se muestran sobre 34°S (Ezeiza) y sobre 31°S (Córdoba), en octubre y durante el verano (Fig. 2.10 a' y b'). Este aumento de la circulación del Sudeste penetrando por la región central de la provincia de Buenos Aires hacia Santa Rosa, se evidencia también en la zona central-oeste, como lo muestra el 12% de frecuencia de Sudestes sobre Mendoza, entre octubre y diciembre. Sobre esas latitudes, en febrero, los valores alcanzan el 16%, quizás asociadas a la circulación del sistema de baja presión del NW argentino que se desarrolla en esa época del año. Los Estes presentan frecuencias mayores de 8% en marzo y octubre sobre 32°S (Mendoza). Hacia el norte, entre 26°S y 30°S, al este del meridiano de 65° W (Fig2.10 b' y c'), la circulación es dominante desde del Este (10%) y Sudeste (14%) durante primavera, verano y otoño; durante el invierno las frecuencias para las direcciones mencionadas disminuye a menos de 6%. Al oeste del meridiano referente, sobre Salta, domina la circulación del Noreste (26%) y del Este (10%) (Fig 2.10 a y b) durante la primavera y principios del verano; los vientos del Sudeste no son frecuentes: f% alrededor del 2%, a través del año. Las intensidades de los vientos del sector Este en la zona cercana a la Cordillera andina (Fig 2.10'. a, b y c) presentan máximos de 8 m/s sobre 38°S: para los Norestes, durante el invierno; para los Estes, en otoño y primavera y para los Sudestes, a fines del invierno, en primavera y principios de verano. Las intensidades mínimas, alrededor de 1 m/s, ocurren en latitudes más bajas. Al este de 65°O, en la zona central (Fig 2.10 a', b' y c'), las intensidades de los vientos del sector Este son variables a través del año: Sobre 36°S, intensidades de Sudestes mayores de 13 m/s se presentan en junio y julio, meses durante los cuales las intensidades de Estes

y Norestes son mínimas. En ese periodo, los Estes muestran sus intensidades máximas alrededor de los 34°S (8 m/s) y los Norestes, en 34°S y 38°S.

Resumiendo: Si bien la circulación del Norte es dominante en la troposfera baja, al norte de la región subtropical, los vientos del Noroeste son más intensos a fines del otoño y durante el invierno sobre la parte occidental de la región subtropical (Salta) y a fines del invierno y en la primavera sobre la parte oriental (Resistencia). Esta característica es controlada principalmente por la posición relativa en el transcurso del año, del Anticiclón de Atlántico Sur.

Al oeste de la región central, en Mendoza, las máximas intensidades en la troposfera media corresponden a la dirección NW, prácticamente durante todo el año. Esta característica influencia también, las capas inferiores en el mes de junio (efecto Zonda). En la región central-este, sobre Ezeiza entre mayo y setiembre , las circulaciones más intensas corresponden a la dirección Noroeste, en capas bajas; esta circulación es también dominante en el mes de julio. Una de las características más sobresaliente del análisis efectuado para la información de Santa Rosa es la ocurrencia de máximas intensidades para las Sudestadas durante el mes de julio. La circulación zonal del Oeste es la dominante en la troposfera media y baja, entre 38° S y 45° S. Alrededor de 900 hPa , sobre Comandante Espora dominan los NW, mientras que cerca de la Cordillera, en Neuquen, vientos del SW son más frecuentes durante la primavera y el verano y registran las máximas intensidades durante todo el año. Sobre Comodoro Rivadavia sobresalen la ocurrencia de máximas intensidades desde direcciones del sector Norte (NW y N) en la troposfera baja durante los meses de otoño. Sobre Río Gallegos domina el flujo del Oeste durante todo el año, salvo durante el mes de mayo cuando los SW son más frecuentes en los niveles inferiores. Máximas intensidades desde el SE y NE son observadas en julio indicando la posición de sistemas de baja presión al este de la zona considerada.

TABLA I **SALTA** **24,5° S** **65,3° W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	SW 21.7% 10.5m/s	SW 19% 5.5 m/s	W 20.9% 7 m/s	S 22.5% 5 m/s	SW 31.3% 10 m/s	W 48.2% 16.5 m/s	SW 33.6% 12 m/s	W 44.2% 16.5 m/s	W 38.8% 16.5m/s	W 41.6% 15 m/s	W 28.4% 8.5 m/s	W 20.4% 9.5m/s
600	S 25.9% 5.5 m/s	S 20.3% 6.5 m/s	S 26.4% 4.5 m/s	N 23.3% 3 m/s	NW 26.9% 5.5 m/s	W 37.1% 13 m/s	W 34.4% 10 m/s	W 42.1% 10 m/s	W 45.3% 10 m/s	W 31.4% 10 m/s	W 18.7% 6 m/s	S 24.5% 6.5 m/s
700	N 26.5% 1.5 m/s	N 39.8% 3.5 m/s	N 34.8% 4.5 m/s	N 34.8% 3.5 m/s	N 22.6% 4 m/s	W 28.1% 8.5 m/S	W 28.6% 8 m/s	W 27.4% 6.5 m/s	N 29.8% 3 m/s	N 39.4% 3 m/s	N 29.4% 3 m/s	N 27.5% 2 m/s
800	N 28.9% 2 m/s	N 32% 2 m/s	N 33.9% 2m/s	N 37.8% 2.5 m/s	N 30.8% 2 m/s	N 28% 1.5 m/s	N 20% 1.5m/s	N 20.7% 2 m/s	NE 24.4% 2 m/s	N 26.8% 2.5 m/s	N 29.6% 2 m/s	N 30.7% 1.5 m/s
850	N 27.8% 1.5 m/s	N 33.3% 1.5 m/s	N 38.2% 1.5 m/s	N 33.3% 1.5 m/s	N 37% 1.5 m/s	N 32.7% 1.5 m/s	N 33.3% 1.5 m/s	N 34.2% 1.5 m/s	N 34.4% 1.5 m/s	N 32.2% 2 m/s	N 29.1% 1.5 m/s	N 37.9% 1.5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	10.5 m/s SW 21.7%	7.5 m/s S 15.5%	7 m/s W 20.9%	10.5 m/s W 20%	12 m/s W 25.4%	16.5 m/s W 48.2%	14 m/s W 28.6%	18 m/s NW 17%	16.5m/s W 38.8%	15 m/s W 41.6%	20 m/s SW 25.7%	9.5m/s W 20.4%
600	8 m/s SW 9.3%	6.5 m/s S 20.3%	7 m/s W 2.8%	8 m/s W 16.3%	9.5 m/s W 24.4%	13 m/s W 37.1%	10 m/s W 34.4%	10.5 m/s NW 23%	10 m/s W 45.6%	10 m/s W 31.4%	6 m/s W 18.7%	6.5 m/s S 24.5%
700	4.5 m/s NW 11.8%	5 m/s S 21.6%	5 m/s S 13.5%	4 m/s NW-NE15.2%	6 m/s NW 16.7%	9 m/s NW 22.9%	8 m/s W 28.6%	7 m/s NW 20.7%	5.5 m/s NW 22%	8 m/s NW 9.9%	4.5 m/s NW 12.5%	4 m/s W-S 16%
800	2 m/s N 28.9%	2.5 m/s S 13.1%	2.5m/s NE 12.9%	3 m/s NE 13.4%	6.5 m/s W 4.8%	6 m/s NW 7.6%	4.5 m/s NW 9%	5 m/s NW 8.8%	3 m/s SE 8%	3 m/s SE 5.5%	2.5 m/s NE 21.9%	2.5 m/s S 16%
850	2 m/s W 12.4%	2.5 m/s E 16.7%	2.5 m/s NE 11.8%	2 m/s E 7.5%	2.5 m/s NW 6.7%	2.5 m/s NE 16.7%	3.5 m/s NW 6.1%	2.5 m/s NW 7.1	2.5 m/s NE 18.9%	2 m/s N 32.2%	2.5 m/s SE 3.4%	2.5 m/s E 6.9%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA II **RESISTENCIA** **27.3°S** **59°W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	W 27.8% 9 m/s	SW 28.5% 8.5 m/s	W 27.8% 10 m/s	W 41.3% 12 m/s	W 35.3% 13.5 m/s	W 46.2% 17 m/s	W 36.6% 15 m/s	W 41.3% 16 m/s	W 43% 16m/s	W 43.9% 14.5 m/s	SW 33.2% 13 m/s	SW 29.2% 10.5m/s
600	S 26.8% 7 m/s	S 20% 7 m/s	S 17.6% 8.5 m/s	SW 29.6% 9 m/s	W 29.6% 10.5 m/s	W 35% 13 m/s	W 27.3% 11 m/s	W 29.2% 12 m/s	W 30.5% 11.5 m/s	W 27.2% 10 m/s	W 24.4% 9 m/s	S 20.7% 7.5 m/s
700	S 28.4% 6.5 m/s	S 21.7% 7 m/s	S 19.2% 7 m/s	S 20.4% 6 m/s	N 22.4% 8.5 m/s	NW 23% 11 m/S	N 28.3% 11 m/s	N 19.8% 12.5 m/s	NW 26.1% 11 m/s	NW 22.4% 9 m/s	SW 22.3% 7 m/s	S 18.9% 7.5 m/s
800	S 25.4% 6.5 m/s	N 29% 7.5 m/s	N 21.2% 7.5 m/s	S 18.8% 6.5 m/s	N 31% 9.5 m/s	N 34.1% 12 m/s	N 33% 12.5m/s	N 28.2% 13 m/s	N 23.7% 11 m/s	S 22.7% 8.5 m/s	S 26% 8 m/s	N 24.8% 9 m/s
850	N 27.6% 8.5 m/s	N 30.7% 8 m/s	N 29% 9 m/s	N 27.3% 9.5 m/s	N 38.6% 10 m/s	N 33.6% 13 m/s	N 41.1% 13 m/s	N 30.6% 12.5 m/s	N 28.7% 10.5 m/s	N 26.4% 9 m/s	S 23.8% 8 m/s	N 33.4% 10.5 m/s
900	N 31.5% 9.5 m/s	N 30% 9.5 m/s	N 32.8% 11 m/s	N 30.8% 10 m/s	N 39.6% 12 m/s	N 34.4% 14 m/s	N 38.9% 14 m/s	N 31.5% 13. m/s%	N 30.7% 13 m/s	N 25.6% 11 m/s	N 24.2% 10.5 m/s	N 34.3% 10.5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	10 m/s SW 27.4%	10 m/s W 21.1%	10.5 m/s SW 18.3%	13 m/s N 2.3%	13.5 m/s W 35.3%	17 m/s W 46.2%	15 m/s W 36.6%	16.5 m/s NW 23.8%	16m/s W 43%	14.5 m/s W 6.8%	13 m/s W 28.8%	10.5m/s SW 29.2%
600	7.5 m/s N 12.7%	8.5 m/s S 12%	9.5 m/s W 17.1%	9.5 m/s S 10.6%	10.5 m/s N 13%	13 m/s W 35%	12.5 m/s SW 22.7%	13 m/s NW 28.4%	12 m/s NW 28.5%	11.5 m/s SW 21.2%	10.5 m/s SW 20.2%	9.5 m/s NW 13.7%
700	7.5 m/s N 12.7%	7 m/s S 21.7%	8 m/s N 16.9%	9 m/s NW-N16.8%	8.5 m/s N 22.4%	11.5 m/s N 22.5%	11 m/s SW 14.6%	12.5 m/s NW 22.9%	11 m/s NW 26.1%	9.5 m/s S 16.3%	8.5 m/s NW 12.4%	8.5 m/s SW 14.6%
800	8.5 m/s NW 10.4%	7.5 m/s N 29%	9 m/s NW 10.2%	8.5 m/s N 17.1%	9.5 m/s N 31%	12 m/s N 34.1%	12.5 m/s NW 17.2%	13 m/s N 28.2%	11.5 m/s NW 21.6%	10 m/s NW 16.8%	8.5 m/s NW 9.4 %	9.5 m/s NW 11.3%
850	11 m/s NW 8.6%	9 m/s NW 11.1%	9.5 m/s NW 7.4%	9.5 m/s N 27.3%	10 m/s N 38.6%	13 m/s N 33.6%	13 m/s N 41.1%	13.5 m/s NW 11.7%	10.5 m/s N 28.7%	10.5 m/s SW 5.2%	8 m/s N 22.7%	10.5 m/s N 33.4%
900	9.5 m/s N 31.5%	9.5 m/s N 30%	11 m/s N 32.8%	10 m/s N 30.8%	12 m/s N 39.6%	14 m/s N 34.4%	14 m/s N 38.9%	13.5 m/s N 31.5%	13 m/s N 30.7%	11 m/s N 25.6%	10.5 m/s N 24.5%	13.5 m/s NW 5.8%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA III **CORDOBA** **31.2°S** **64.1°W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	SW 28% 13m/s	W 45.5% 13 m/s	W 44.7.9% 14 m/s	W 51.1% 15 m/s	W 46% 15 m/s	W 51.1% 19.5 m/s	SW 53.1% 17 m/s	W 46.1% 17.5 m/s	W 49.3% 18m/s	W 52.9% 17 m/s	W 53.8% 16.5 m/s	W 45% 15m/s
600	W 24.6% 9.5 m/s	SW 21.4% 9.5 m/s	W 28.4% 9.5 m/s	W 35.2% 11.5 m/s	W 45.2% 12 m/s	W 50.8% 15.5 m/s	W 45.8% 14 m/s	W 47.2% 14.5 m/s	W 41.2% 13.5 m/s	W 41.7% 12 m/s	W 38.1% 13 m/s	W 30.3% 11.5 m/s
700	S 21.2% 7 m/s	N 36.9% 7 m/s	N 24.6% 8 m/s	N 27% 9.5 m/s	N 28.9% 8.5 m/s	W 30.1% 11.5 m/S	W 29.8% 11 m/s	W 28.7% 11.5 m/s	N 25.5% 9 m/s	N 25.5% 8.5 m/s	N 26.5% 8.5 m/s	N 23% 8.5 m/s
800	N 31.7% 7.5 m/s	N 40.5% 8.5 m/s	N 37.1% 9.5m/s	N 42.1% 9 m/s	N 42.4% 10 m/s	N 30.9% 11.5 m/s	N 33.5% 11m/s	N 32.3% 11 m/s	N 30.2% 11 m/s	N 32.8% 10.5 m/s	N 31.3% 10 m/s	N 34% 9.5 m/s
850	N 36.7% 8.5 m/s	N 40.6% 9.5 m/s	N 40.1% 8.5 m/s	N 42.1% 9 m/s	N 46.1% 9 m/s	N 38.7% 9.5 m/s	N 39% 10 m/s	N 35.2% 10 m/s	N 36.5 9.5 m/s	N 35.6% 10 m/s	N 35.7% 10 m/s	N 40% 10 m/s
900	N 36.7% 8.5 m/s	N 51.5% 9 m/s	N 45.3% 8 m/s	N 49% 8 m/s	N 45.5% 8.5 m/s	N 36.6% 8 m/s	N 40.7% 8.5 m/s	N 40.6% 9 m/s	N 42.6% 9 m/s	N 42% 10.5 m/s	N 42.9 % 9.5 m/s	N 45.8% 9.5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	13 m/s SW 28%	13 m/s W 45.5%	14 m/s SE 1.6%	15 m/s NW 21.7%	15 m/s W 46%	19.5 m/s W 51.1%	17 m/s NW 22.6%	18 m/s NW 26.3%	19.5m/s NW 29.9%	17 m/s NW 22.1%	16.5 m/s W 53.8%	15m/s W 45%
600	9.5 m/s W 24.6%	9.5 m/s SW 8.9%	10.5 m/s SE 3.1%	11.5 m/s SW 19%	12 m/s W 45.2%	15.5 m/s W 50.8%	14 m/s W 45.8%	14.5 m/s W 47. 2%	14.5 m/s SW 13.9%	12.5 m/s NW 26.1%	13 m/s W 38.1%	11.5 m/s W 30.3%
700	8.5 m/s SW 10%	8.5 m/s S 12.8%	8 m/s N 24.6%	10.5 m/s SW 10.1%	9 m/s W 22.9%	11.5 m/s W 30.1%	11 m/s W 29.8%	11.5 m/s W 28.7%	10.5 m/s NW 22.7%	10 m/s SW 10%	10 m/s SW 12.5%	9.5 m/s S 18%
800	8 m/s S 17.1%	8.5 m/s N 40.5%	8m/s S 17.3%	10 m/s S 16.8%	10 m/s N 42.4%	11.5 m/s N 30.9%	11 m/s N 33.5%	11 m/s N 32.3%	11 m/s N 30.2%	10.5 m/s N 32.8%	10 m/s N 31.3%	9.5 m/s N 34%
850	10 m/s S 16.4%	9.5 m/s N 40.6%	10.5 m/s S 15.5%	9 m/s S 23.4%	9 m/s S 18.2%	9.5 m/s S 22.2%	10 m/s N 39%	10.5 m/s S 25.1%	10.5 m/s S 25.3%	10 m/s S 20.6%	10 m/s S 19.7%	10 m/s N 40%
900	10 m/s S 16.4%	9 m/s S 18.5%	10 m/s S 19.8%	8.5 m/s S 22.1%	8.5 m/s N 45.5%	9 m/s S 26.8%	8.5 m/s S 30%	10 m/s S 28.9%	9.5 m/s S 28.7%	10.5 m/s N 42%	9.5 m/s N 42.9 %	9.5 m/s N 45.8%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA IV **MENDOZA** **32.9°S** **68.9°W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	W 37.5% 14.5m/s	W 36.4% 12.5m/s	W 39.3% 12.5m/s	W 47.8% 14.5m/s	W 46.2% 16m/s	W 44.6% 17.5m/s	W 35.6% 16m/s	W 52.3% 18m/s	W 44% 15.5m/s%	W 39.1% 15m/s	W 37.5% 14m/s	W 43.6% 17 m/s
600	NW 29.4% 9m/s	N 29.4% 6m/s	W 38.8% 8m/s	W 39.1% 10m/s	W 39% 8.5m/s	W 39% 12m/s	W 35.2% 9.5m/s	W 41% 13.5m/s	W 35.5% 11m/s	W 31.8% 10.5m/s	W 30.6% 7.5m/s	W 38.6% 11.5m/s
700	N 37.5% 5.5m/s	N 36.4% 6m/s	N 50% 6m/s%	N 34.8% 6.5m/s	N25.6% 6.5m/s	NW 22.1% 15m/s	NW 28.2% 8.5m/s	NW 27.8% 10.5m/s	N 31% 7.5m/s	N 27.1% 7m/s	N 41.3% 5.5m/s	N 36.1% 6.5m/s
800	S 36.7% 7m/s	S 29.1% 5m/s	N 37.3% 5m/s	N 30.8% 5.5m/s	N 33.3% 5.5m/s	N 28% 5.5m/s	N 31.6% 5.5m/s%	N 30.4% 6.5m/s	N 37% 5.5m/s	S 32.9% 6m/s	S 32.5% 6m/s	S 43.5% 6.5m/s
850	S 47.5% 14m/s	S 36.8% 5m/s	S 42.4% 5m/s	N 40.7% 3m/s	N 35.7% 4.5m/s	N 32.6% 5m/s	N 35.4% 4m/s	S 36.7% 5.5m/s	S 38.2% 6m/s	S 35.3% 7.5m/s	S 53.6% 6.5m/s	S 59.7% 7m/s
900	S 59% 6.5m/s	S 55.9% 5.5m/s	S 48.3% 5.5m/s	SW 38.5% 4m/s	SW 42.5% 4m/s	S 33.7% 5.5m/s	S 37.9% 4.5m/s	SW 36.2% 5m/s	S 41.2% 6m/s	S 54.1 6m/s	S 65.5% 6.5m/s	S 71% 7m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	14.5m/s W 37.5%	12.5m/s W 36.4%	13.5m/s NW 24.6%	14.5m/s S 13%	16m/s W 46.2%	21m/s NW 16.1%	17.5m/s NW 23.8%	18m/s W 52.3%	20.5m/s NW 25.9%	15.5m/s N 17.2%	14m/s NW 20.3%	17m/s NW 16.4%
600	9m/s NW 29.4%	8m/s W 25%	10.5m/s NW 21.9%	10m/s W 39.5%	11.5m/s NW 34.1%	15.5m/s NW 22%	12.5m/s NW 24.1%	13.5m/s W 41%	12.5m/s NW 28.9%	12m/s NW 16.7%	11.5m/s NW 27.8%	11.5m/s W 38.6%
700	6.5m/s SW 12.5%	6.5m/s NW 18.2%	6m/s% W 50%	6.5m/s SE 17.4	11m/s NW 12.8%	15m/s NW 22.1%	9.5m/s W 17.1%	10.5m/s NW 27.8%	8m/s NW 22.2%	7.5m/s NW 25.7%	7.5m/s NW 10.7%	6.5m/s NW 23%
800	7m/s S 36.7%	5m/s S 29.1%	5.5m/s N 37.3%	5.5m/s N 30.8%	5.5m/s% N 33.3%	9.5m/s N 28%	8m/s N 31.6%	6.5m/s N 30.4%	5.5m/s N 37%	6m/s S 32.9%	6m/s S 32.5%	6.5m/s S 43.5%
850	14m/s S 47.5%	5m7s S 446.8%	5.5m/s N 18.8%	4m/s SE 14.8%	5.5m/s S 14.3%	6.5m/s NW 7%	6m/s NW 6.9%	6.5m/s NW 6.7%	6m/s S 38.2%	7.5m/s S 35.3%	6.5m/s SW 4.8%	7m/s S 59.7%
900	6.5m/s SW 23%	6m/s SW 29.1%	5.5m/s S 48.3%	4m/s SW 38.5%	5.5m/s N 12.5%	7.5m/s NW 4.7%	4.5m/s S 37.9%	5.5m/s S 32.9%	6m/s S 41.2%	6m/s S 54.1%	7m/s SW 9.5%	7m/s S 71%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA V **EZEIZA** **34.5°S** **58.3°W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	W 37.4% 15.5m/s	W 39% 17.5 m/s	W 42.7.9% 16.5 m/s	W 46.3% 18 m/s	W 47.9% 20.5 m/s	W 52.4% 22.5m/s	W 42.3% 23 m/s	W 48.5% 22.5 m/s	W 54% 21m/s	W 50% 19.5 m/s	W 39.8% 18 m/s	W 43.6% 18m/s
600	SW 34.7% 13 m/s	SW 30.2% 13 m/s	W 34.5% 13.5 m/s	W 37.7% 13 m/s	W 35.5% 15.5 m/s	W 37.2% 16 m/s	W 43% 17 m/s	W 40.9% 17.5 m/s	W 43% 16.5 m/s	SW 36.1% 16 m/s	SW 34.4% 14.5 m/s	SW 33.5% 14.5 m/s
700	SW 24.9% 12 m/s	SW 26.9% 11 m/s	SW 25.3% 11.5 m/s	W 26.8% 10 m/s	SW 30.8% 14 m/s	SW 32.2% 13 m/S	W 32% 12,5 m/s	W 34.7% 12.5 m/s	W 28.8% 11.5 m/s	SW 31.8% 12.5 m/s	SW 30.4% 11.5 m/s	SW 29.7% 12.5 m/s
800	W 20.6% 8 m/s	SW 19.3% 9.5 m/s	SW 23.7% 9m/s	SW 22.2% 10.5 m/s	SW 26.3% 11 m/s	SW 30.2% 13 m/s	SW 24.6% 11.5 m/s	W 25.5% 11 m/s	S 19.2% 9 m/s	SW 22.4% 10.5 m/s	S 20.9% 10.5 m/s	SW 22.9% 10 m/s
850	W 18.9% 8.5 m/s	S 17.7% 8.5 m/s	S 18.2% 9 m/s	SW 18.9% 8.5 m/s	SW 22% 11 m/s	SW 29.4% 12.5 m/s	NW 22.3% 12 m/s	W 19.5% 10.5 m/s	S 19.4% 9 m/s	S 19.9% 10 m/s	S 18.1% 10 m/s	W 18.1% 8.5 m/s
900	W 19.8% 8 m/s	NW 22.3% 9 m/s	S 20.6% 9.5 m/s	S 20.6% 9.5 m/s	W 20.7% 10.5 m/s	SW 22.9% 12 m/s	NW 23.4% 12 m/s	N 18.4% 10 m/s	S 18% 10 m/s	S 17.5% 9.5 m/s	N 16.2 % 7.5 m/s	N 19.4% 8.5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	15.5 m/s W 37.4%	17.5 m/s W 39%	16.5 m/s SW 26.3%	18.5 m/s SW 37.4%	20.5 m/s W 47.9%	*33 m/s S 2.4%	23 m/s W 42.3%	22.5 m/s W 48.5%	21m/s SW 20.6%	20 m/s SW 26.5%	19 m/s SW 33.8%	18m/s W 43.6%
600	13 m/s SW 34.7%	13.5 m/s W 26.3%	14 m/s SW 26.5%	16 m/s SW 36%	17 m/s SW 32%	* 18.5 m/s S 4.4%	17 m/s W 43%	17.5 m/s W 40.9%	17.5 m/s SW 22.6%	16 m/s SW 36.1%	14.5 m/s SW 34.4%	16 m/s W 28.5%
700	12 m/s SW 24.9%	11.5 m/s W 23.5%	11.5 m/s SW 25.3%	13.5 m/s SW 26.8%	14 m/s SW 30.8%	15 m/s W 25.7%	14.5 m/s SW 25%	12.5 m/s SW 24.5%	13 m/s SW 27.2%	12.5 m/s W 21.9%	11.5 m/s SW 30.4%	12.5 m/s SW 29.7%
800	9.5 m/s S 18.6%	9.5 m/s SW 19.3%	10m/s NW 13%	11 m/s S 15.6%	11 m/s SW 26.3%	13 m/s SW 30.2%	13 m/s NW 24.2%	11 m/s SW 21.1%	10.5 m/s W 18.9%	10.5 m/s SW 22.4%	10.5 m/s S 20.9%	10 m/s SW 22.9%
850	10 m/s S 15.7%	9 m/s SW 13.4%	9 m/s NW 15.3%	11 m/s S 18.2%	11 m/s SW 22%	13 m/s NW 14.9%	12 m/s SW 19.9%	11 m/s SW 17.9%	10.5 m/s SW 16.8%	10 m/s SW 15.7%	10 m/s S 18.1%	9.5 m/s S 16.9%
900	9.5 m/s NW 14.5%	10 m/s S 13.9%	9.5 m/s S 20.6%	9.5 m/s S 20.6%	10.5 m/s NW 17.8%	12.5 m/s NW 16.3%	12 m/s NW 23.4%	11.5 m/s NW 15%	11.5 m/s NW 14.7%	10 m/s SW 15%	10.5 m/s S 14 %	10.5 m/s NW 18.8%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA VI **SANTA ROSA** 36,3°S 64,2°W

Direcciones de máxima frecuencia

500	SW 47,8% 21m/s	W 45,7% 17 m/s	SW 50% 16 m/s	SW 43.8% 20 m/s	SW 46.2% 19 m/s	NW 33,3% 20,5 m/s	SW 54.5% 23,5 m/s	W 48.4% 22,5 m/s	W 46.6% 21.5 m/s	SW 44.3% 23 m/s	W 37 % 18 m/s	W 46.2% 24,5 m/s
600	SW 50% 19m/s	W 31.4% 18 m/s	SW 42,9% 17 m/s	W- 34.2% 16,5 m/s	SW 51.9% 17 m/s	SW 45% 19,5 m/s	SW 41.2% 18,5 m/s	W 36.7% 19,5 m/s	W 40.8% 17 m/s	SW 22% 18 m/s	SW 40% 18 m/s	W 41.7% 18,5 m/s
700	SW 34.4% 14,5m/s	W 29% 16,5m/s	SW 37.2% 14 m/s	W 28.3% 14 m/s	W 34,8% 13,5 m/s	SW 37,2% 17,5 m/s	SW 38,7% 18,5 m/s	SW 32% 16 m/s	W 36.6% 12,5 m/s	SW 38% 14 m/s	SW 36.6% 14,5 m/s	W 40% 14 m/s
800	W 30.8% 8,5m/s	S 23.8% 8,5 m/s	SW 25,5% 11,5 m/s	W 24% 9.5 m/s	SW 29,5% 13 m/s	S 30,9% 18,5 m/s	SW 38% 14 m/s%	SW 31.5% 17,5 m/s	W 29.4% 11 m/s	SW 25.7% 11 m/s	S 26.1% 10,5 m/s	SW 29% 17.5 m/s
850	SW 26,3% 8,5m/s	W 21.5% 9 m/s	N-S 20,8% 12,5 m/s	S 27.5% 15 m/s	SW 26,7% 8,5 m/s	S 29,5% 19,5 m/s	SW 29,8% 14 m/s	S-SW 22.3% 12,5 m/s	S 24.1 % 9,5 m/s	S 26.3% 10 m/s	S 28.3% 11 m/s	S 26.9% 14 m7s
900	S 28.9% 11m/s	NW-S 16,7% 11 m/s	NW 21.2% 10 m/s	S 23.6% 15,5 m/s	W 22,8% 7,5 m/s	S 30,2% 19 m/s	S 27.3% S 15,5 m/s	S 22.4% 12 m/s	W-S 21% 7-11 m/s	S 26.4% 11 m/s	S 24.7% 12 m/s	S 38.5% 15,5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	21m/s SW 47,8%	17 m/s W 45,7%	20,5 m/s W 20,6%	20 m/s SW 43.8%	24,5 m/s NW 5,1%	21,5 m/s W 33,3%	23,5 m/s SW 54,5%	26,5 m/s NW 6,3%	21,5 m/s% W 46.6%	23 m/s SW 44.3%	18 m/s W 37 %	26 m/s NW 3,8%
600	19m/s SW 50%	18 m/s W 31.4%	17 m/s W 42,9%	19,5 m/s SW 34.2%	18 m/s W28,8%	22,5 m/s W 30%	20 m/s S 23.5%	21,5 m/s S 13,9%	17,5 m/s SW 36,6%	19,5 m/s W 32%	18 m/s SW 40%	21 m/s SW 38,9%
700	14,5m/s SW 34.4%	16,5 m/s W 29%	14 m/s SW 37.2%	18 m/s SW 28,3%	15 m/s SW 34,8%	17,5 m/s SW 37,2%	20 m/s S 19.4%	16 m/s SW 32%	16 m/s S 14,9%	14,5 m/s W 22.8%	14,5 m/s SW 36,6%	18 m/s SW 30,9%
800	11,5m/s SW 18.5%	12 m/s E 3.2%	11,5 m/s SW 25.5%	12 m/s S 18%	13 m/s% NE 1,3%	19,5 m/s SW 30,9%	18,5 m/s SE 4%	17,5 m/s SW 31.5%	13,5 m/s S 14,7%	12 m/s E 4%	14 m/s SW 26.1%	17,5 m/s SW 29%
850	9m/s S 25%	9 m/s W 21.5%	14,5 m/s SW 12,5%	15 m/s S 27.5%	11m/s S 18,6%	19,5 m/s S 29,5%	15 m/s SE 8,8%	12,5 m/s SW 22,3%	9,5 m/s S 24.1%	10,5 m/s SE 10.5%	11 m/s S 28,3%	15,5 m/s SW 19.4%
900	11m/s S 28.9%	14 m/s SE 9,1%	12 m/s SE11,5N 25	16 m/s SW 7,3%	11 m/s S17,4NW14,1	19 m/s S 30,2%	16 m/s SE 6,1%	13 m/s SW17,6SE5,6	11 m/s S21NW11,8	13 m/s N 17.4%	12 m/s S 24.7%	15,5 m/s S38.5- E1,5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA VI

Direcciones de máxima frecuencia

CTE ESPORA **38,4°S** **62,1°W**

500	W 49,5%	W 51,3%	W 44%	W 51,3%	W 57.8%	W 49,1%	W 42,2%	W 52.1%	W 50.3%	W 51.3%	W 53.2%	W 54.9%
	19,5 m/s	19 m/s	17,5 m/s	18 m/s	21,5m/s	22 m/s	21 m/s	23 m/s	20,5 m/s%	18 m/s	16,5 m/s	22,5 m/s
600	W 42,1%	W 44,4 %	W 41.4%	W 46.7%	W 55,3%	W 44.3%	W 42.3%	W 51.7%	W 41.6%	W 44.2%	W 42.2%	W 50%
	17 m/s	16,5 m/s	15 m/s	15,5m/s	19 m/s	18,5 m/s	18 m/s	17,5 m/s	16 m/s	15 m/s	15 m/s	18,5 m/s
700	W 42,1%	W 37,4%	W 35%	W 37,4%	W 54.2%	W 40.3%	W 43,7%	W 45.7%	W 41.7%	W 34.9%	W 38%	W 47.7%
	13,5 m/s	13,5 m/s	13 m/s%	13 m/s	15,5 m/s	15 m/s	15 m/s	15 m/s	13,5 m/s	13 m/s	11,5 m/s	13 m/s
800	W 35,2%	W 36.1%	W 26.9%	W 31,6%	W 42.4%	W 39.8%	W 33.8%	W 34%	W 29.85	W 28.6%	W 34.7%	W 41.5%
	10,5m/s	10,5 m/s	9.5%	10,5 m/s	13,5 m/s	14 m/s	12,5 m/s%	13 m/s	12.5 m/s	11 m/s	9 m/s	11,5 m/s
850	W 31.7%	W 30.7%	W 26.2%	W 33%	W 34.7%	W 28.5%	W 29,4%	W 30%	W 25,8%	W 24.9%	W 29.9%	W 38.4%
	10m/s	10 m/s	9,5 m/s	8.5 m/s	13 m/s	12,5m/s	12 m/s	11,5 m/s	12.5 m/s	10,5 m/s	9 m/s	10,5 m/s
900	W 22,4%	NW 29,7%	NW 23.9%	NW 25.9%	NW 30.4%	NW 25%	NW 30.6%	NW 31%	W 22.1%	NW 19.7%	NW 23.6%	W 27.%
	9,5m/s	10,5 m/s	10,5 m/S	9,5 m/s	11m/s	11,5m/s	11,5 m/s	11,5 m/s	10 m/s	11,5 m/s	10 m/s	10,5m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

	19,5 m/s	19 m/s	19 m/s	18 m/s	21,5 m/s	14 m/s	21m/s	23 m/s	20,5 m/s%	22,5m/s	22 m/s	22,5 m/s
500	W 49,5%	W 51,3%	NW 15,5 %	NW 15%	W 57.8%	NW24%	NW 33,2%	W 52.1%	W 50.3%	NW 13,2%	NW 12,7%	W 54.9%
	17 m/s	16,5 m/s	15 m/s	15,5 m/s	19 m/s	18,5 m/s	18 m/s	17,5 m/s	16 m/s	15 m/s	15 m/s	18,5 m/s
600	W 42,1%	W 44,4%	W 41,4%	W 46,7%	W 55.3%	W 44,3%	W 42,3%	W 51.7%	W 41,6%	W 44.2%	W 42.2%	W 50%
	13,5 m/s	13,5 m/s	13 m/s%	13 m/s	15,5 m/s	15 m/s	15 m/s	15 m/s	13,5 m/s	13 m/s	11,5 m/s	13 m/s
700	W 42,1%	W 37,4%	W 35%	W 37.4%	W 54,2%	W 40.3%	W 43,7%	W 45.7%	W 41.7%	W 34.9%	W 38%	W 47.7%
	11m/s	10,5 m/s	11 m/s	10,5 m/s	13,5 m/s	14 m/s	12,5 m/s	13 m/s	12,5 m/s	11 m/s	9 m/s	11,5 m/s
800	NW 16,9%	W 36,1%	SW11,6	W 31,6%	W 42.4%	W 39,8%	W 33.8%	W 34%	W 29.8%	W 28.6%	S 11.9%	W 41.5%
	10,5m/s	10,5 m/s	10 m/s	10,5 m/s	13 m/s	12,5 m/s	12 m/s	13 m/s	12.5 m/s	11,5 m/s	9 m/s	10,5 m/s
850	NW 18.6%	NW 21,3%	NW 19%	NW 19,5%	W 34.7%	W 28.5%	W 29,4%	SW 15,2%	W 25,85	NW 16,1%	S-SW 13,6%	W 38,4%
	11,5m/s	10,5 m/s	10,5 m/s	10 m/s	12 m/s	11,5m/s	11,5 m/S	12 m/s	12 m/s	11,5 m/s	10 m/s	10,5 m/s
900	NW 21,9%	NW 29,7%	NW 23,9 %	N 13,2%	W 21.2%	NW 25%	NW 30,6%	NE 2.1%	NW 19,1%	NW 19,7%	N 14,2	NW 21,7%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA VIII

Direcciones de máxima frecuencia

NEUQUEN **45,5°s** **67,3°w**

	W 54.4%	W 53.6%	W 44.1%	W 48.9%	W 56.6%	W 43.6%	W 46.7%	W 47.5%	W 47.4%	W 50,4%	W 50,6%	W 56,6%
500	20 m/s	19,5 m/s	18 m/s	19 m/s	21 m/s	21 m/s	22 m/s	23,5 m/s	21m/s	19 m/s	20 m/s	20,5 m/s
	W 52.3%	W 48.4%	W 41.8%	W 47,9%	W 53.9%	W 49,7%	W 42.4%	W 51.4%	W 51.2%	W 50,5%	W 50,2%	W 47,3%
600	16,5 m/s	16,5 m/s	14,5 m/s	17,5 m/s	19 m/s	18 m/s	19,5 m/s	19,5 m/s	17,5 m/s	16 m/s	16,5 m/s	17,5 m/s
	W 43.5%	W 38.1%	W 31%	W 50%	W 54.2%	W 51.8%	W 44.4%	W 53,3%	W 46.8%	W 40,1%	W 40.1%	W 40,8%
700	16 m/s	16 m/s	14 m/s	14 m/s	16 m/s	16,5 m/s	17,5 m/s	18,5 m/s	!6 m/s	15 m/s	14,5m/s	16 m/s
	W 38.4%	W 35.5%	W 31%	W 38.8%	W 48%	W 45.6%	W 41%	W 48.3%	W 42%	W 35,9%	W 35,8%	W 38.9%
800	14 m/s	15 m/s	13 m/s	13,5 m/s	15 m/s	14,5 m/s	15,5m/s	17 m/s	15 m/s	13,5 m/s	13,5 m/s	15 m/s
	W 34%	W 29.9%	W 28.1%	W 28%	W 45%	W 37%	W 39.9%	W 47.7%	W 36,9%	W 32.2%	W 34,1%	W 36,9%
850	13 m/s	13,5 m/s	13 m/s	13 m/s	13,5 m/s	14,5 m/s	15 m/s	15 m/s	14 m/s	12,5 m/s	13,5 m/s	14 m/s
	SW 42%	SW 36.5%	SW 27,3%	W 27.8%	W 34.6%	W 35%	W 32.5%	W 40.6%	W 29%	SW 25.7%	SW 37%	SW 35,8%
900	14 m/s	15 m/s	15 m/s	11,5 m/s	13 m/s	13,5 m/s	12,5 m/s	12,5 m/s	13 m/s	12,5 m/s	14 m/s	13,5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

	22 m/s	19,5 m/s	18,5 m/s	19,5 m/s	25 m/s	23,5 m/s	23,5 m/s	23,5 m/s	24,5 m/s	20,5 m/s	22,5 m/s	23,5 m/s
500	N 1.9%	NW19%	NW 21,2%	NW 21%	NW 18.5%	NW23,9%	NW 23,3%	W 47.5%	NW 22.8%	NW 20,7%	NW 23,4%	NW 18,4
	16,5 m/s	16,5m/s	14,5 m/s	17,5 m/s	21,5 m/s	20 m/s	19,5 m/s	21 m/s	20 m/s	17,5 m/s	18 m/s	18 m/s
600	NW 21,2%	NW 23,7	NW 24.6%	W 47.9 %	NW 18.1%	SW 20,1%	NW 27,6%	NW 20,6%	NW 20,3%	NW21%	NW 21,2%	NW 23,7%
	16 m/s	16 m/s	14 m/s	14,5 m/s	18 m/s	16,5 m/s	17,5 m/s	18,5 m/s	16 M/s	15 m/s	14,5 m/s	16 m/s
700	W 43.5%	W 38,1%	W 31%	NW 20,7%	NW 22%	W 20.6NW16	W 44.4%	W53.3%	NW 18,6%	W 40,1%	NW 23,2%	W 40,8%
	14 m/s	15 m/s	13 m/s	13,5 m/s	15 m/s%	18 m/s	15,5 m/s	17 m/s	15 m/s	13,5 m/s	13,5 m/s	15 m/s
800	W 38.4%	W 35,5%	W 31%	W 38.8%	W 48%	SW 18,9%	W 41%	W 48.3%	W 42%	W 35,9%	W35,8%	W 38,9%
	13 m/s	13,5 m/s	13 m/s	13 m/s	13,5 m/s	16 m/s	15 m/s	15 m/s	14 m/s	12,5 m/s	13,5 m/s	14 m/s
850	SW 24,6%	W 29,9%	SW 16,4%	W 28%	SW 14,7%	SW 19.7%	W 39.9%	W 47.7%	W 36.9%	W 32,2%	W 34.1%	SW 18,9%
	14 m/s	15 m/s	15 m/s	14,5 m/s	13,5 m/s	16 m/s	13,5 m/s	13,5 m/s	13 m/s	12,5 m/s	14 m/s	13,5 m/s
900	SW 42%	SW 36.5%	SW 27.3%	SW 20,8%	SW 18.8%	SW 17.6%	SW 19.5%	SW 20,9%	SW 22,8%	SW 25.7%	SW 37%	SW 35,8%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA IX **COMODORO RIVADAVIA** **45,5°S** **67,3°W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	W 52% 18,5m/s	W 33,7% 19,5 m/s	W 47,9% 18,5 m/s	W 45% 19 m/s	W 46,8% 20,5 m/s	SW 41,7% 17 m/s	SW 42,4% 19,5m/s	W 45% 15,5 m/s	W 44,1% 21 m/s	W 36% 19 m/s	W 44% 19 m/s	W 46,6% 22,5 m/s
600	W 54% 17,5 m/s	W 45,3% 20 m/s	W 50% 15,5 m/s	W 40% 19 m/s	W 51,7% 17,5 m/s	SW 35,6% 14 m/s	SW 40,6% 23 m/s	W 52,4% 19 m/s	W 48% 16,5 m/s	W 42,3% 15,5 m/s	W 50% 15 m/s	W 47,9% 20 m/s
700	W 49% 12 m/s	W 44,4% 14,5 m/s	W 44,6% 13 m/s	W 41,6% 14 m/s	W 41,6% 16,5 m/s	SW 34,4% 14,5 m/s	W 41,3% 16 m/s	W 43,4% 13 m/s	W 45,4% 14,5m/s	W 44,2% 12 m/s	W 46,1% 13 m/s	W 39,9% 14,5 m/s
800	SW 42% 12,5 m/s	W 47,1% 13 m/s	W 39,1% 11,5 m/s	W % 14,5 m/s	W 38,2% 13,5 m/s	W 38,3% 14 m/s	W 38,9% 19 m/s	W 43,3% 17,5 m/s	W 42,5% 15,5 m/s	W 35,9% 13 m/s	W 32,1% 13 m/s	SW 44,8% 12 m/s
850	SW 36,7% 12 m/s	SW 36,4% 15m/s	W 34,1% 14 m/s	W 36% 15 m/s	SW 35,8% 13,5 m/s	W 31,9% 13,5 m/s	W 44,9% 16,5m/s	W 38,2% 14 m/s	W 41,1% 16 m/s	W 38,5% 12,5 m/s	W 35,1% 15,5 m/s	SW 40,6% 10,5 m/s
900	SW 40,6% 11,5 m/s	SW 40,4% 13 m/s	W 37,1% 13,5 m/s	W 37,4% 16 m/s	W 47,1% 17,5m/s	W 41,3% 15 m/s	W 37,8% 18 m/s	W 45,2% 16,5 m/s	W 37,9% 17,5 m/s	W 35,3% 15 m/s	W 42,6% 15,5 m/s	W 34,6% 15 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	20,5m/s SW 27,6%	23 m/s W 39,6%	19,5 m/s S 5%	20,5 m/s SW 29%	22,5 m/s S 9,7%	19,5m/s W 20%	19,5 m/s W 42,4%	26 m/s NW 12%	21 m/s W 44,1%	19 m/s W 36%	19 m/s W 44%	24,5 m/s NW 7,8%
600	14 m/s S 43%	21,5m/s SW 29,7%	17,5 m/s N 2,9%	19 m/s SW 32%	17,5 m/s S 10,3%	14 m/s SW 35,6%	28 m/s W 39,6%	32 m/s NW 5%	16,5 m/s W 48%	15,5 m/s SW 24,8%	15 m/s W 50%	20 m/s W 47,9%
700	17 m/s S 1,3%	16 m/s SW 31,7%	13,5 m/s NW 16,4%	15,5 m/s SW 35,4%	16,5 m/s SW 24,7%	14,5 m/s SW 34,4%	16,5m/s SW 23,9%	13,5 m/s SW 32,1%	14,5 m/s W 45,4%	13,5 m/s SW 23,9%	14,5 m/s SW 29,3%	14,5 m/s W 39,9%
800	28 m/s S 5%	29 m/s SW 35,3%	11,5 m/s S 8,6%	16 m/s S %	16 m/s S 7,4%	14 m/s W 38,3%	19 m/s W 38,9%	17,5 m/s W 43,3%	16 m/s SW 22,5%	13 m/s W 35,9%	13 m/s W 32,1%	13 m/s W 29,6%
850	14 m/s W 31,6%	15 m/s SW 36,4%	14 m/s W 34,1%	15 m/s W 36%	17 m/s NW 13,6%	13,5 m/s SW 34,8%	16,5 m/s W 44,9%	14 m/s W 38,2%	16 m/s W 41,1%	12,5 m/s W 12,5%	15,5 m/s W 35,1%	12,5 m/s W 29,7%
900	14 m/s W 39,6%	13,5 m/s W 39,3%	13,5m/s W 37,1%	18 m/s NW 15,2%	17,5m/s W 47,1%	15 m/s W 41,3%	18 m/s W 37,8%	16,5 m/s W 45,2%	17,5 m/s W 37,9%	15 m/s W 35,3%	15,5 m/s W 42,6%	15 m/s W 34,6%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

TABLA X **RIO GALLEGOS** **51,6°S** **69,2°W**

Direcciones de máxima frecuencia

500	W 66.7% 22,5m/s	W 38.6% 18m/s	W50,8% 23,5m/s	W 45.5% 24m/s	W 35.7% 22m/s	W 38.8% 19,5m/s	W 35.7% 17,5m/s	W 42.4% 19m/s	W 44.2% 20,5m/s	W 42.9% 19m/s	W 62% 21m/s	W 50.8% 22,5m/s
600	W 59,7% 19m/s	W 45,3% 15,5m/s	W 56.7% 18,5m/s	W 48.2% 20m/s	W 35.2% 18m/s	SW 34,3% 18m/s	W 44.1% 16,5m/s	W 41.7% 16,5m/s	W 47.7% 20m/s	W 44.8% 16,5m/s	W 60,7% 19,5m/s	W 45.5 16,5m/s
700	W 46.5% 16,5m/s	Sw 40% 16m/s	W 60% 18m/s	W 44.1% 18m/s	SW 40.7% 16,2m/s	W 33.3% 15,5m/s	W 38.1% 16m/s	W 39,2% 16,5m/s	W 42.9% 17,5m/s	W 37.9% 16,5m/s	W 53.7% 17m/s	W46,9% 15,5m/s
800	W 41,3% 15m/s	Sw 38.7% 16,5m/s	W 56,1% 17m/s	W 50% 18m/s	SW 46.8% 15,5m/s	W 32.4% 16,5m/s	W 32.3% 14,5m/s	W 36.3% 14,5m/s	W 45.1% 16m/s	W 37.1% 14,5m/s	W 54.9% 16m/s	W 41,4% 13m/s
850	SW 37.6% 14,5 m/s	W 37,9% 12 m/s	W 52,9% 14,5m/s	W 46.7% 16,5m/s	SW 41,7% 14,5m/s	W 32.2% 14,5m/s	W30,8% 14m/s	W 42.2% 14m/s	W 43.2% 15m/s	W 32.5% 13m/s	W 55.4% 14m/s	SW 38.8% 13,5m/s
900	W 43,8% 12 m/s	W 35,4% 12 m/s	W 50,7% 13 m/s	W 46,7% 16 m/s	SW 33% 15 m/s	W 30,8% 11,5 m/s	W 26,2% 14 m/s	W 43,1% 11 m/s	W 37% 14 m/s	W 34,8% 12,5 m/s	W 55,1% 12 m/s	SW 36,5% 11,5 m/s
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Direcciones de máxima intensidad

500	22,5m/s W 66,7%	22m/s SW 27,3%	23,5m/s W50,8%	31m/s S 3,6%	23,5m/s SW 26,2%	25,5m/s SE 1,5%	19,5m/s SW 21.4%	20m/s S 4,3%	22,5m/s Sw 12.8%	19m/s W 42,9%	27 m/s S 2,5%	22,5m/s W 50.8%
600	19m/s W 59,7%	15,5m/s W 45,3%	18,5m/s W 56.7%	23,5m/s S 5,4%	20m/s SW 29,5%	18,5m/s S 11,4%	16,5m/s W 44.1%	17,5 m/s SW 16,7%	20 m/s W 47.7%	17,5m/s NW 17,7%	19,5 m/s SW 23,8%	17,5m/s S 2,8%
700	16,5m/s W 46.5%	16m/s SW 40%	18m/s W 60%	23m/s SE 1,7%	16,2m/s W 28,6%	17,5m/s Sw 25,9%	16m/s W 38,1%	16,5m/s W39.2%	17,5m/s W 42.9%	17m/s SW 25,2%	17m/s W 53.7%	15,5m/s SW 29,6%
800	15,5m/s SW 32%	16,5m/s SW 38,7%	17m/s W 56.1%	30m/s NE 1,7%	17m/s W 20.2%	18m/s SW 32,4%	15m/s SE 1,5%	14,5m/s SW 23.5%	16m/s W 45.1%	16m/s SW 27,6%	17m/s SW 24.5%	14,5m/s SW 15.5%
850	14,5 m/s S 3.5%	12m/s W 37,9%	16m/s SW 26,5%	20m/s SW28,3%	17m/s W 22,9%	19,5m/s SW 24,4%	14m/s SE 1,5%	15,5m/s SW 17.6%	15 m/s W 43.2%	15m/s SW 27.2%	15,5m/s SW 27,7%	13,5m/s SW 38,8%
900	13 m/s SW 35%	12m/s W 31,4%	13m/s W 50.7%	17,5m/s SW 28,3%	15m/s SW 33%	19m/s SW 26,9%	14m/s W 26.2%	14m/s SW 13,7%	14m/s W 37%	14m/s SW 24,1%	13,5m/s SW 23,7%	11,5m/s W 28,8%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

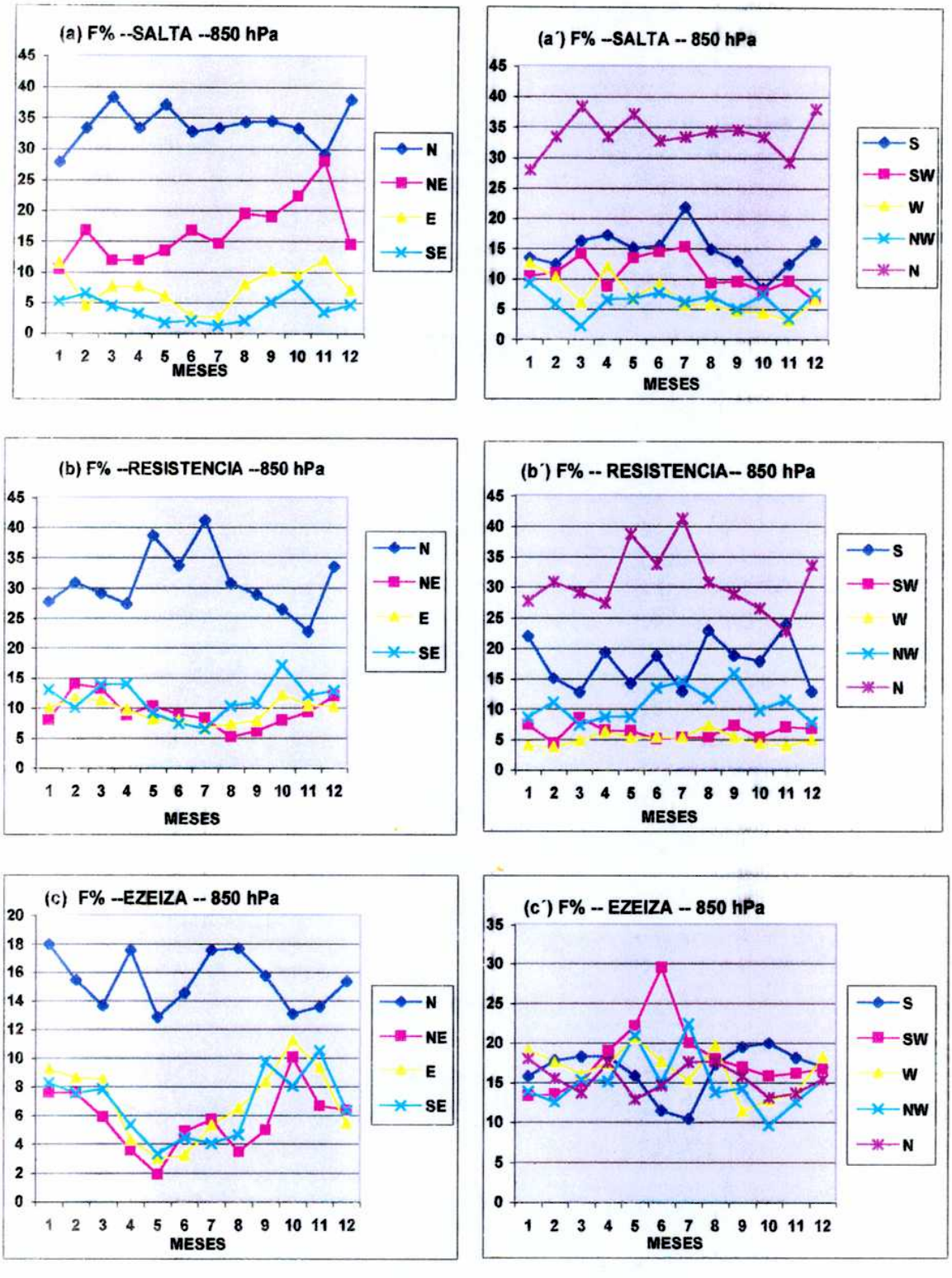


Figura 2.1: Variación anual de la frecuencia de ocurrencia de viento por direcciones, para las estaciones aerológicas indicadas.

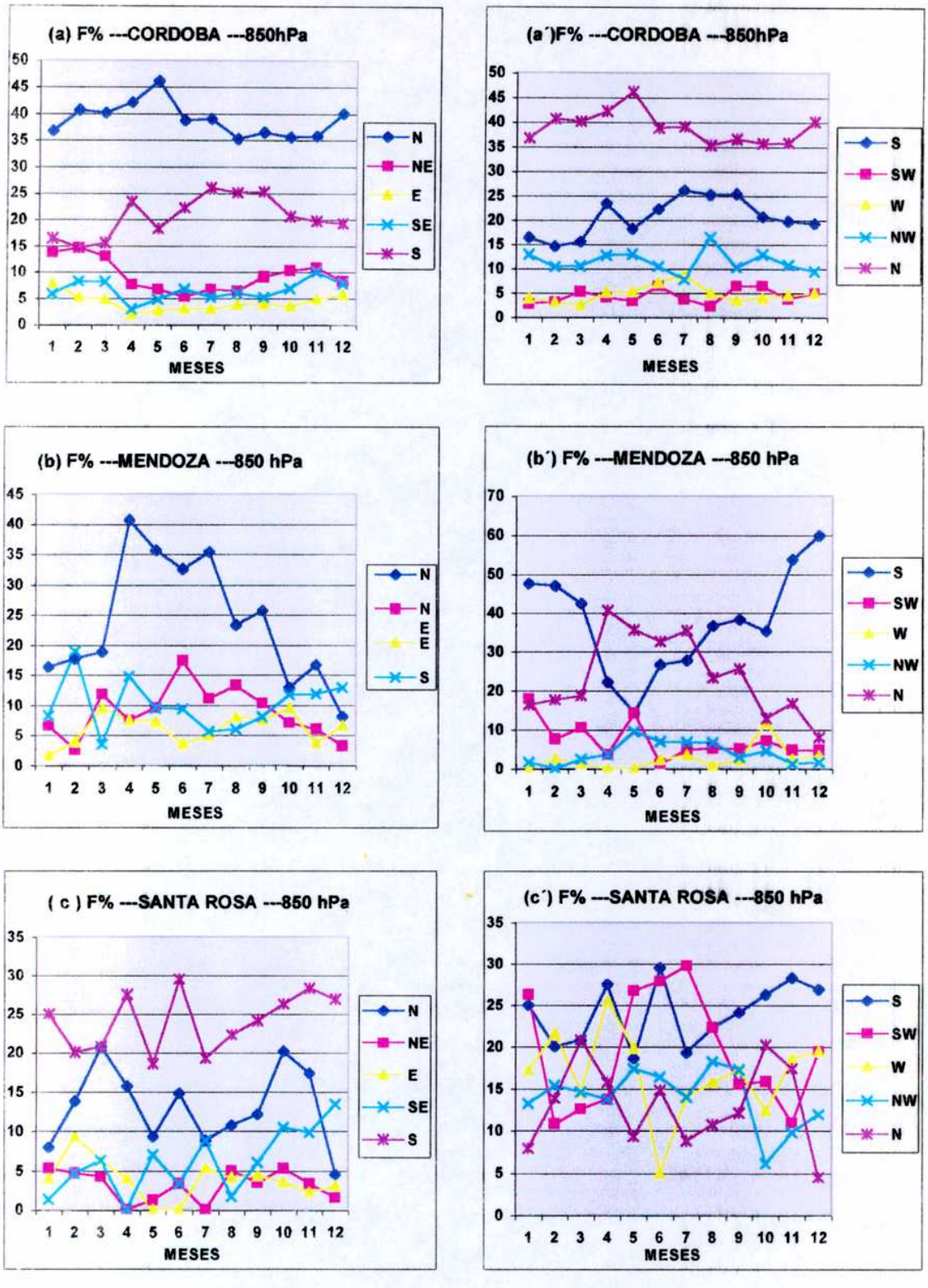


Figura 2.2: Variación anual de la frecuencia de ocurrencia de viento por direcciones, para las estaciones aerológicas indicadas.

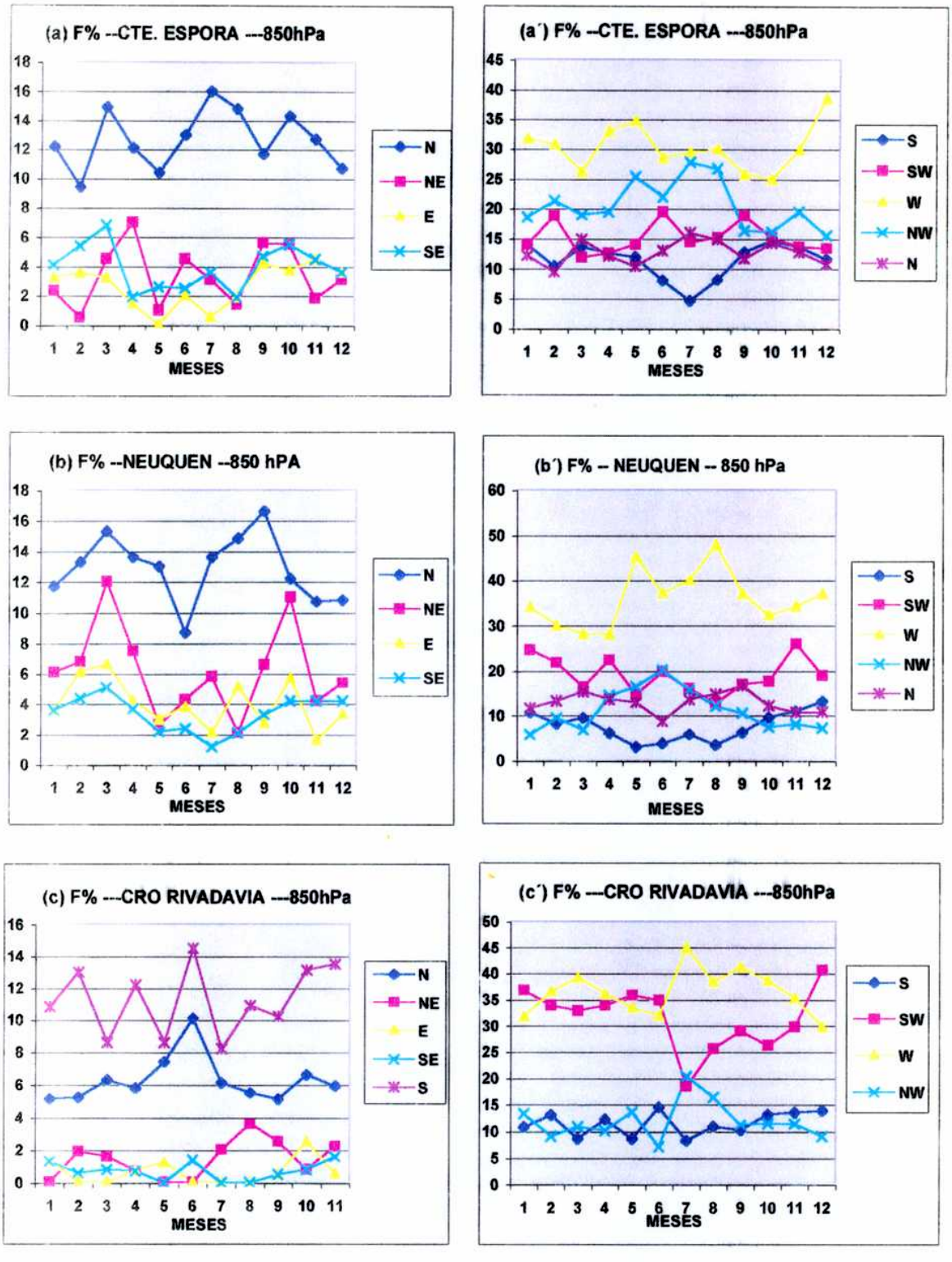


Figura 2.3: Variación anual de la frecuencia de ocurrencia de viento por direcciones, para las estaciones aerológicas indicadas.

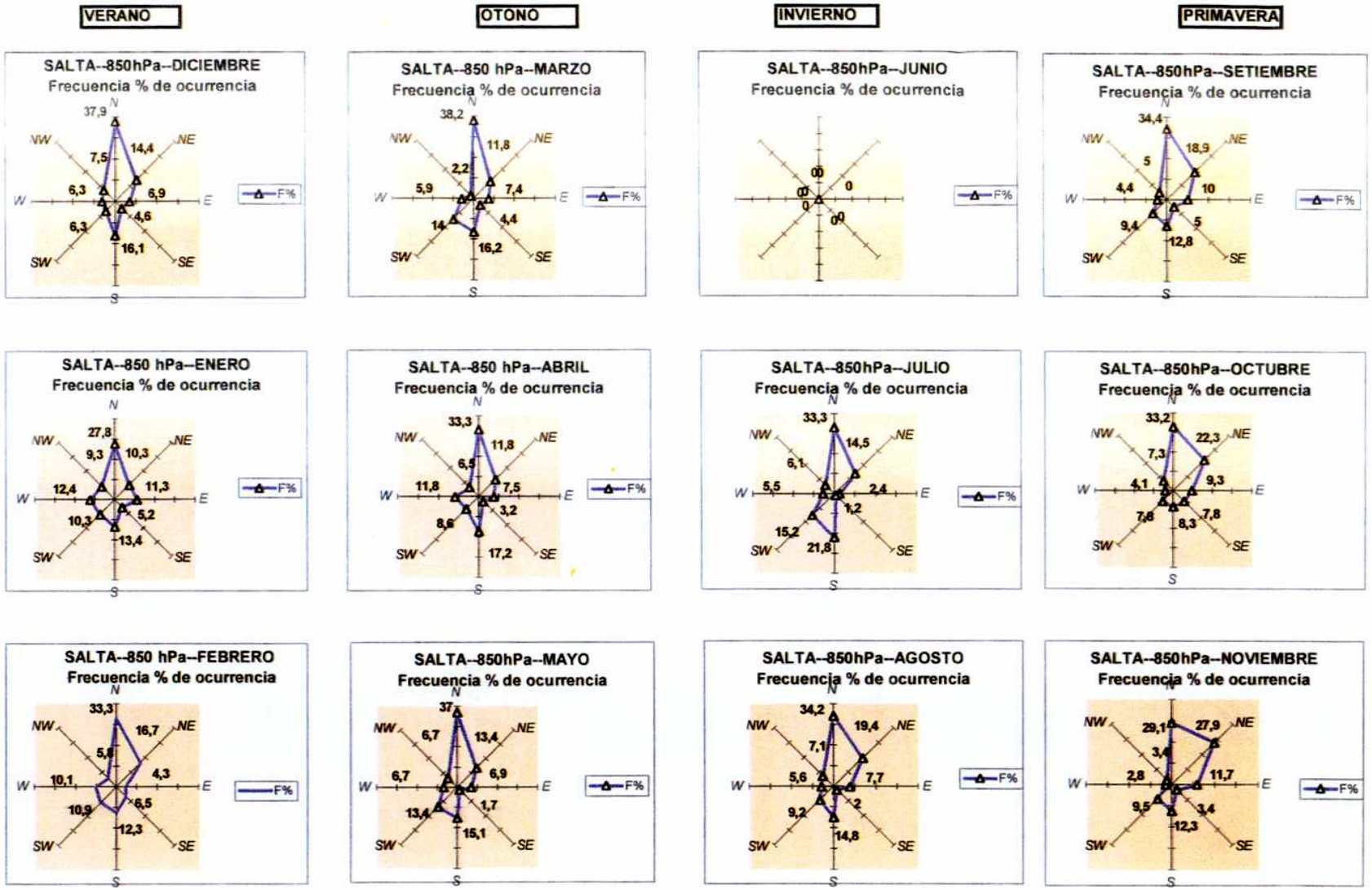


Figura 2.4: Rosa de los vientos mensuales en 850 hPa sobre Salta

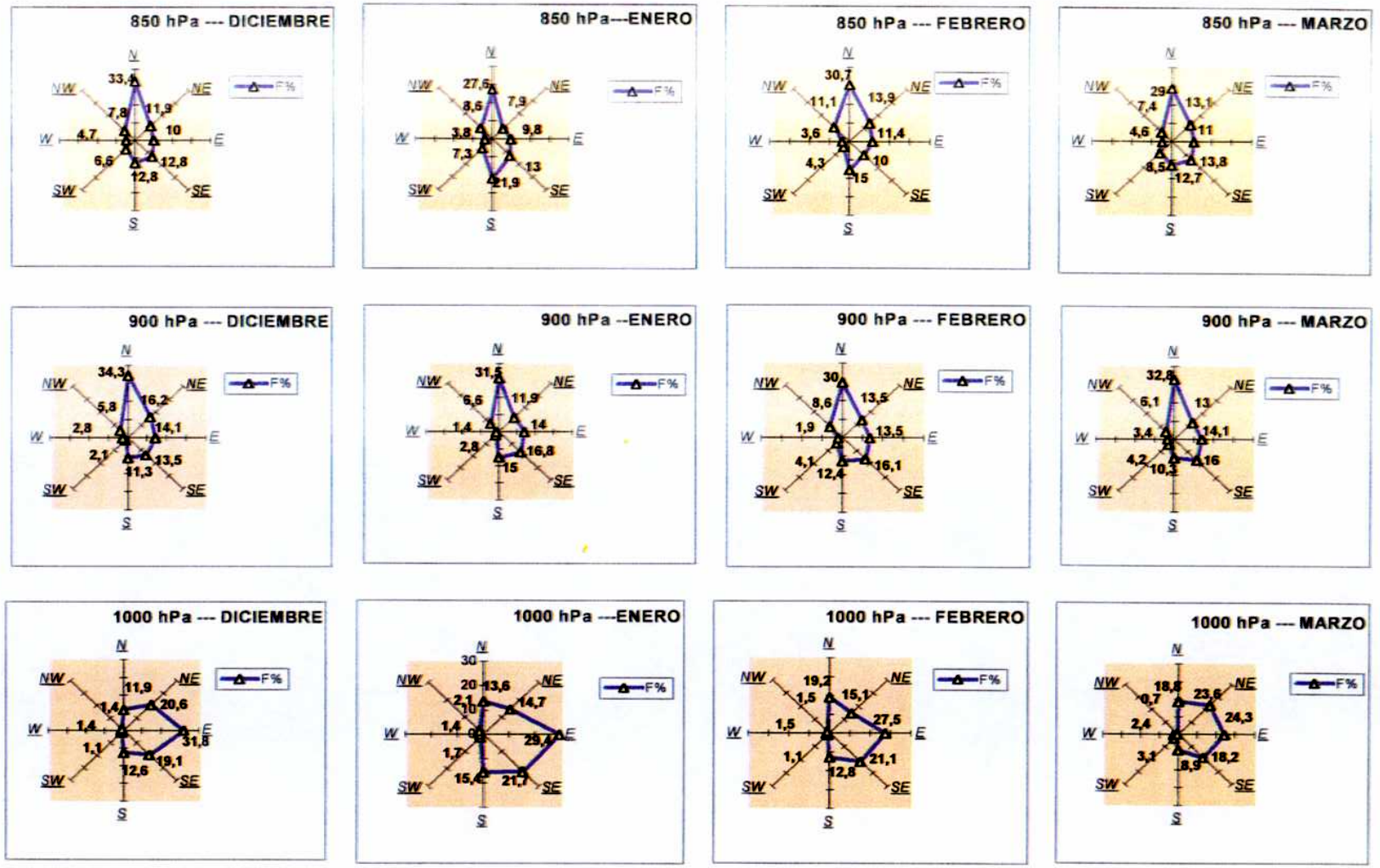


Figura 2.6: Frecuencias mensuales de vientos por direcciones para los niveles de 1000 hPa, 900 hPa y 850 hPa en Resistencia ....(sigue).

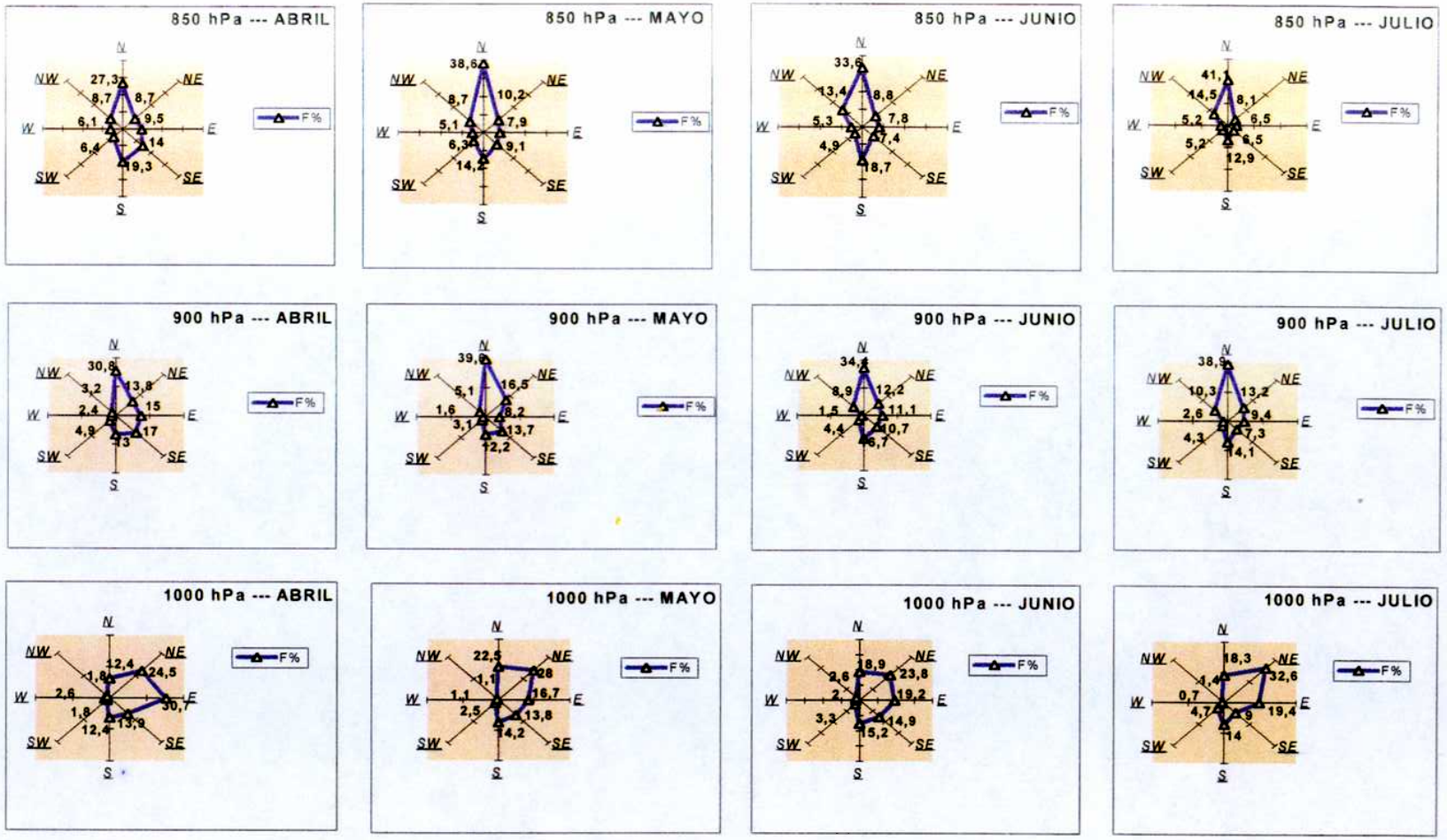


Figura 2.6: Frecuencias mensuales de vientos por direcciones para los niveles de 1000 hPa, 900 hPa y 850 hPa en Resistencia ....(sigue).

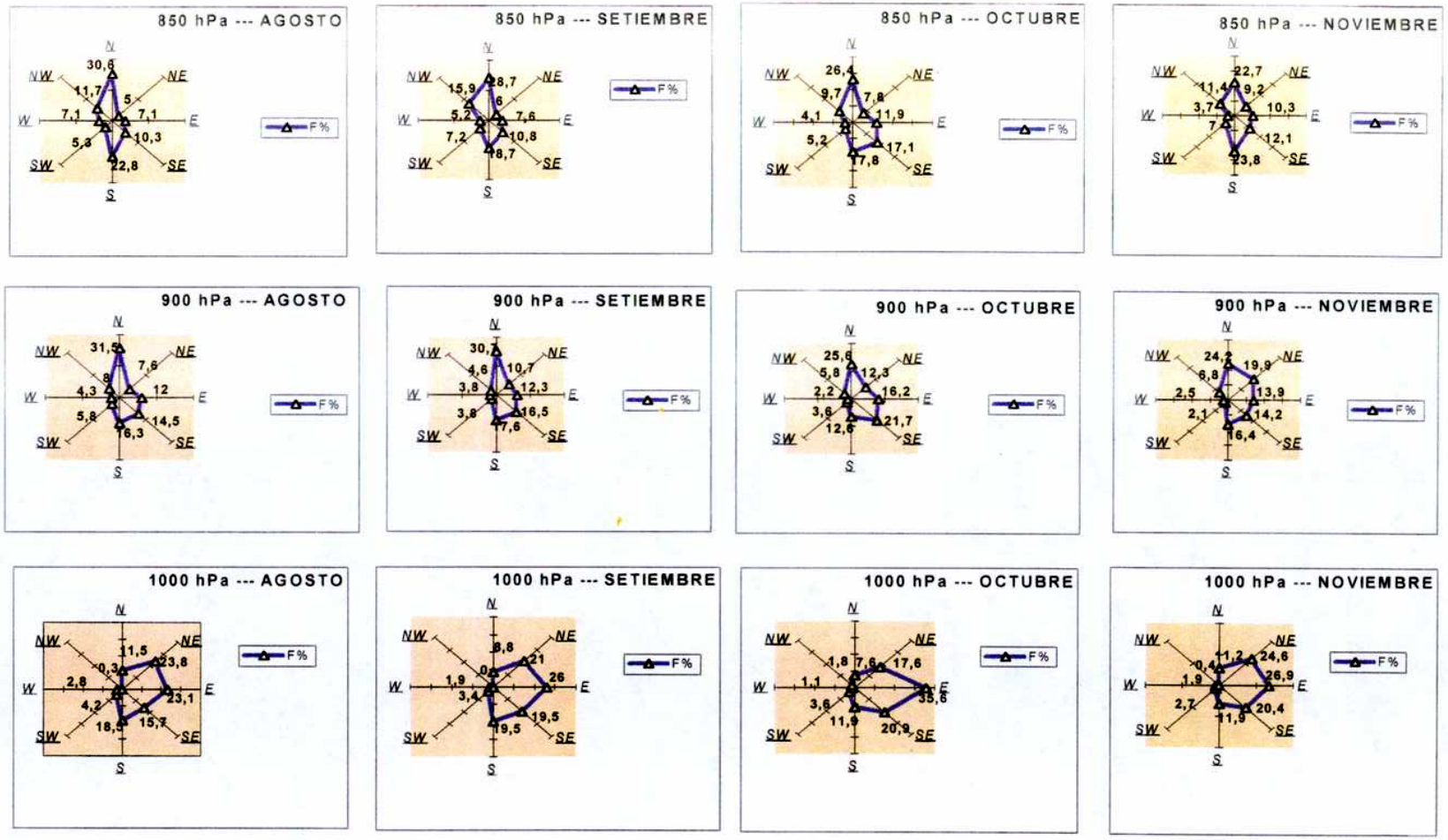


Figura 2.6: Frecuencias mensuales de vientos por direcciones para los niveles de 1000 hPa, 900 hPa y 850 hPa en Resistencia .

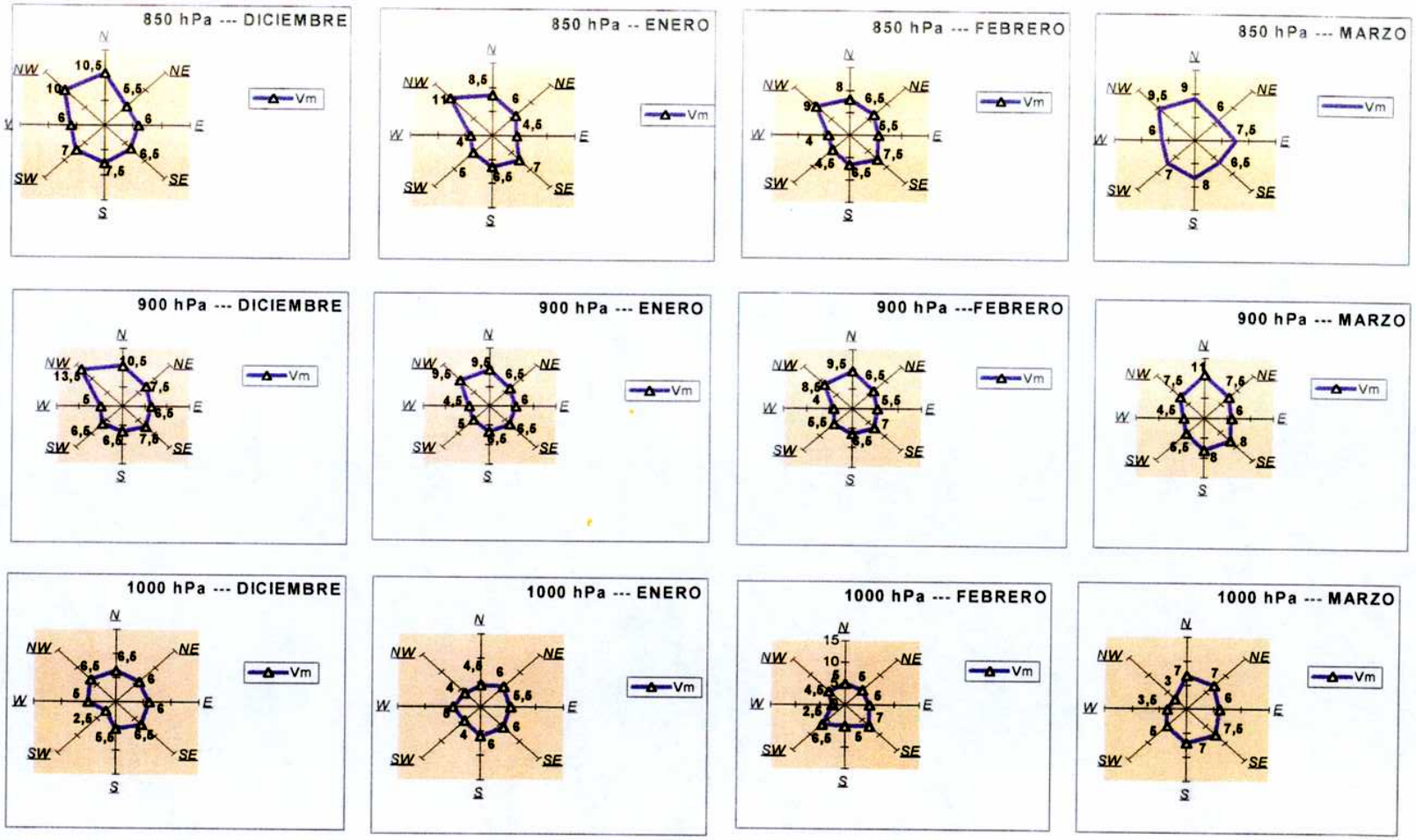


Figura 2.7: Velocidades media mensual por direcciones para los niveles de 1000hPa, 900 hPa y 850 hPa sobre Resistencia (sigue...)

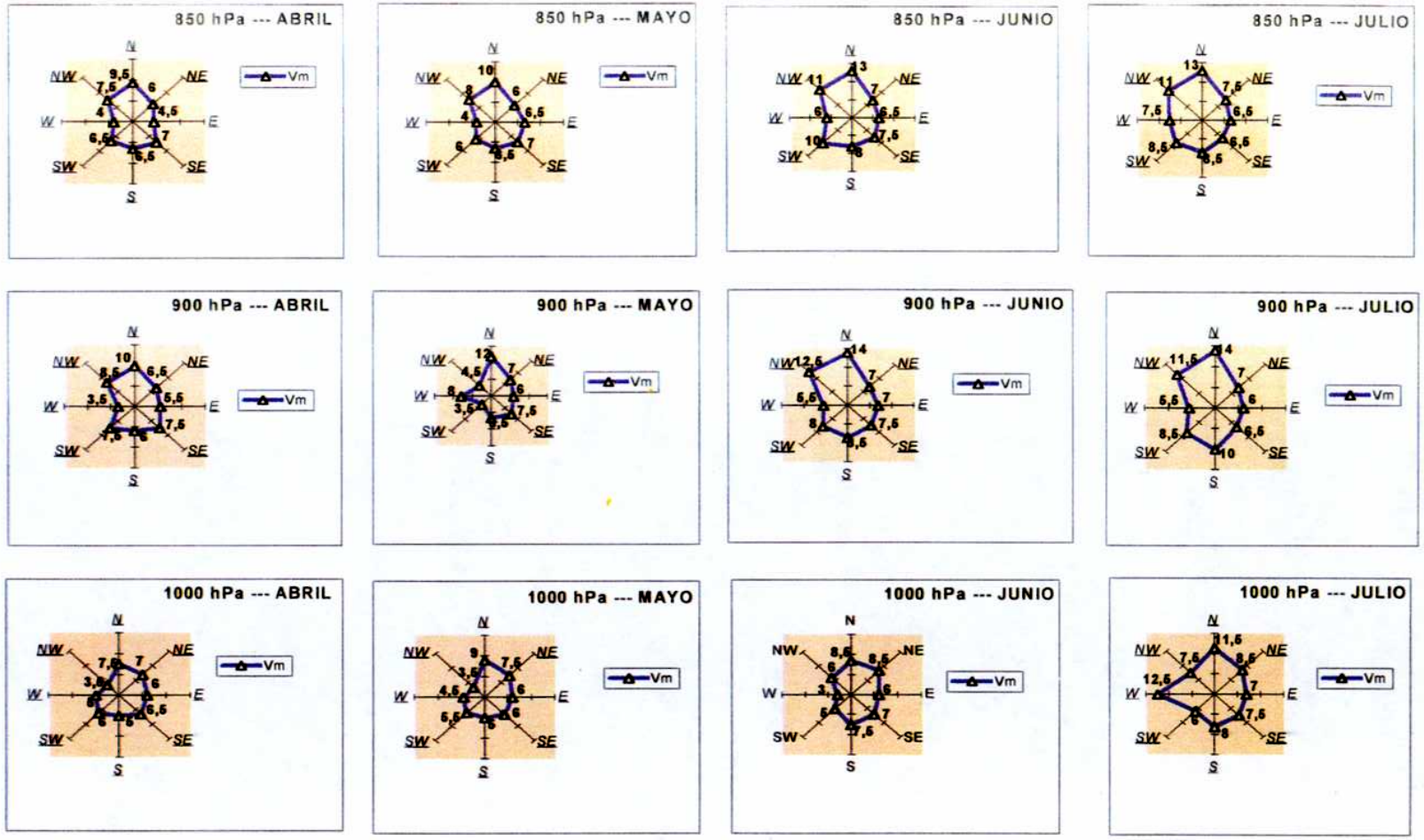


Figura 2.7: Velocidades media mensual por direcciones para los niveles de 1000 hPa, 900 hPa y 850 hPa sobre Resistencia (sigue...)

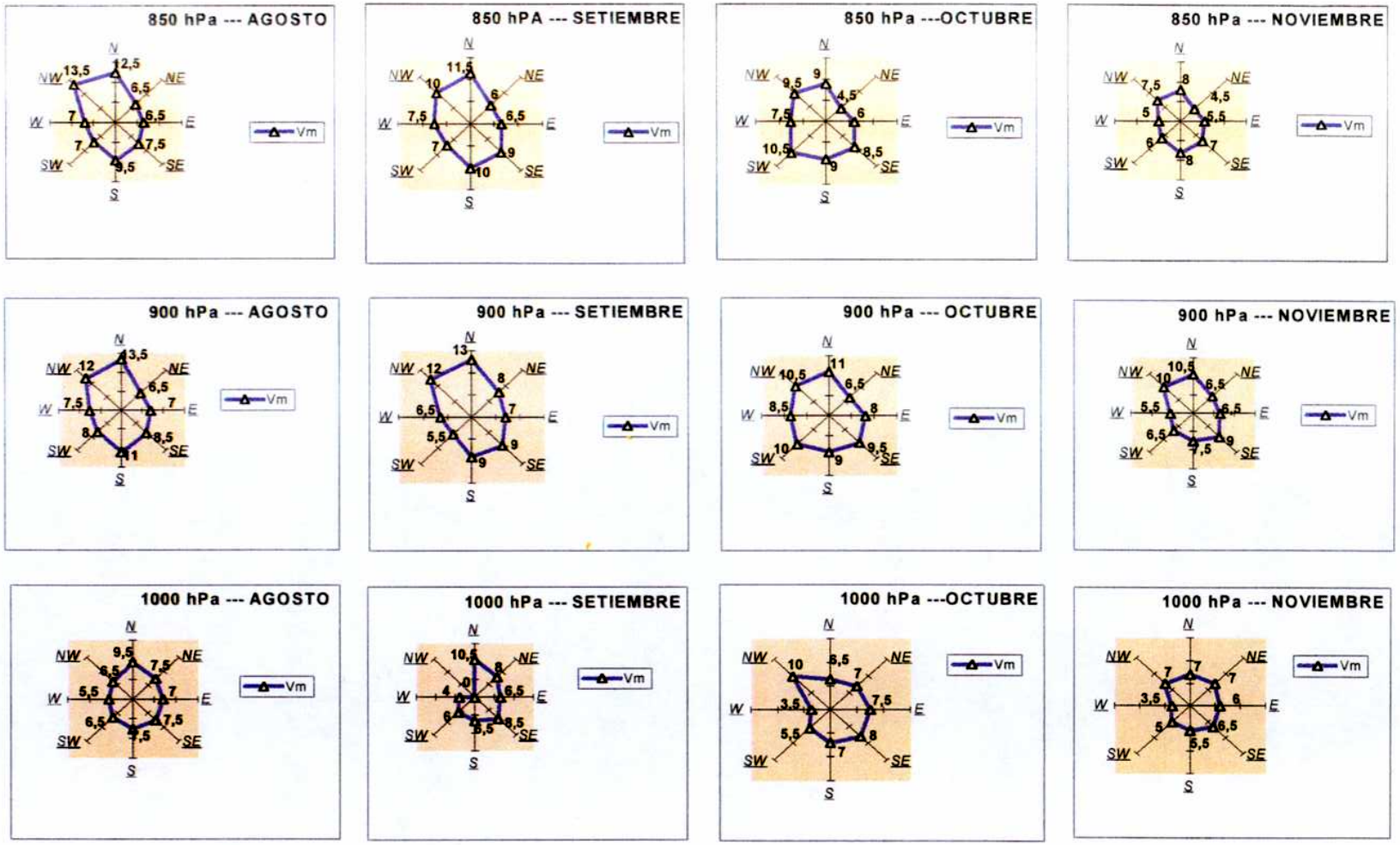
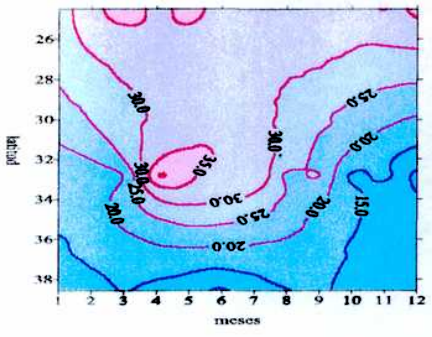
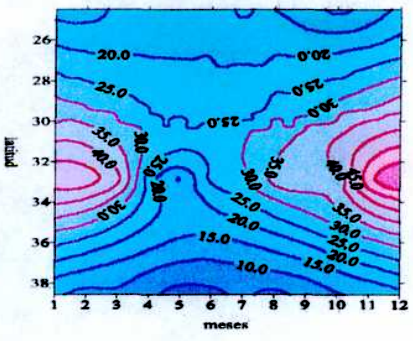


Figura 7: Velocidades medias mensual por direcciones para los niveles 1000 hPa, 900 hPa y 850 hPa en Resistencia.

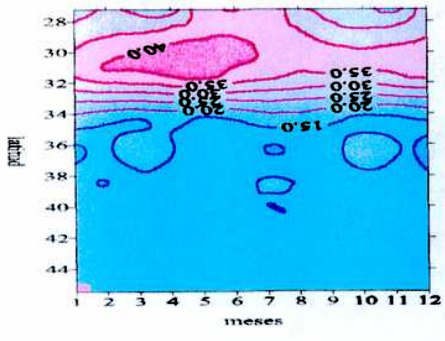
(a) f% de N-- Zona oeste de 65



(b) f% de S---Zona oeste de 65



(a') f% de N-- Zona este de 65



(b') f% de S---Zona este de 65

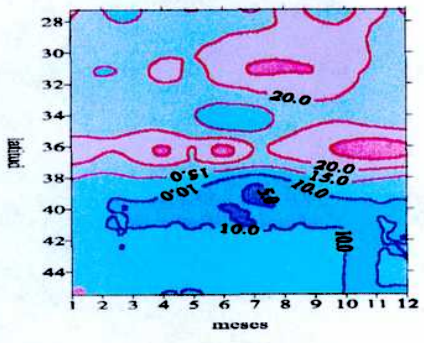
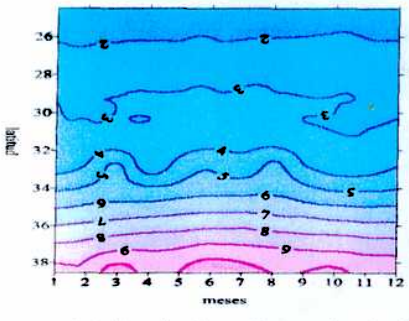
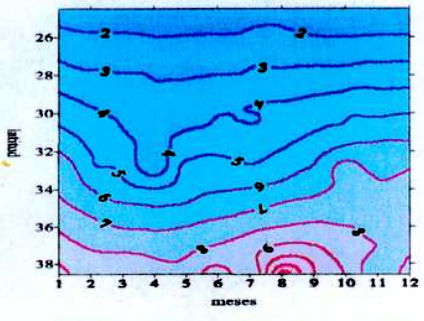


Figura 2.8: Variación anual de las frecuencias porcentuales de viento para las direcciones Norte y Sur, según se indica.

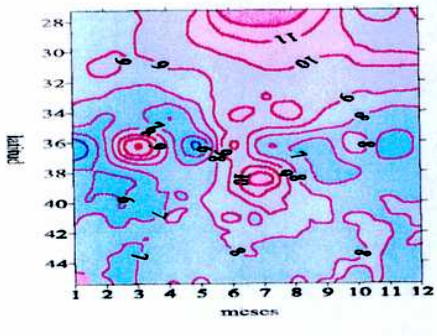
(a) Vm de N-- Zona oeste de 65



(b) Vm de S-- Zona oeste de 65



(a') Vm de N-- Zona este de 65



(b') Vm de S-- Zona este de 65

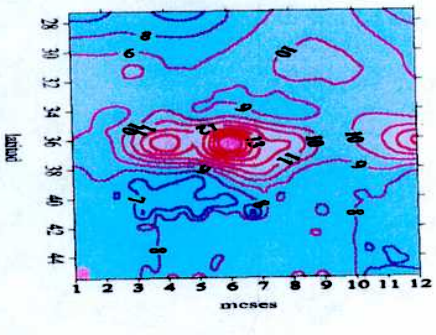


Figura 2.8 : Variación anual de la velocidad media del viento para las direcciones Norte y Sur, según se indica.

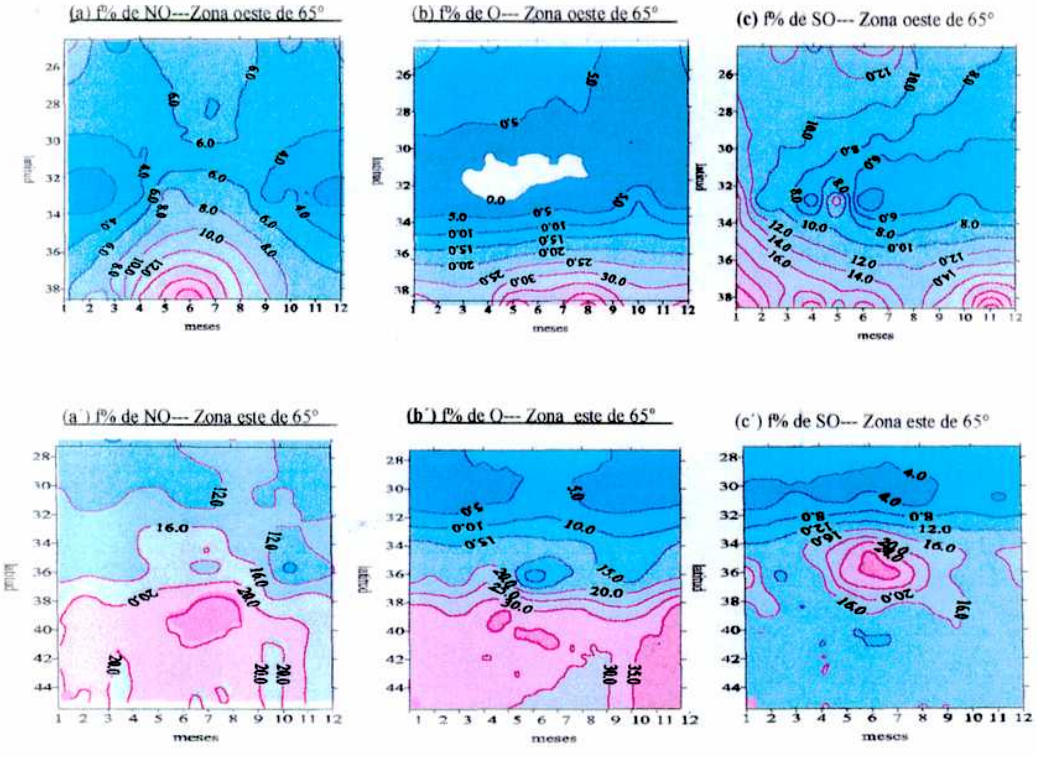


Figura 2.9: Variación anual de las frecuencias % de vientos para las direcciones del sector oeste indicadas.

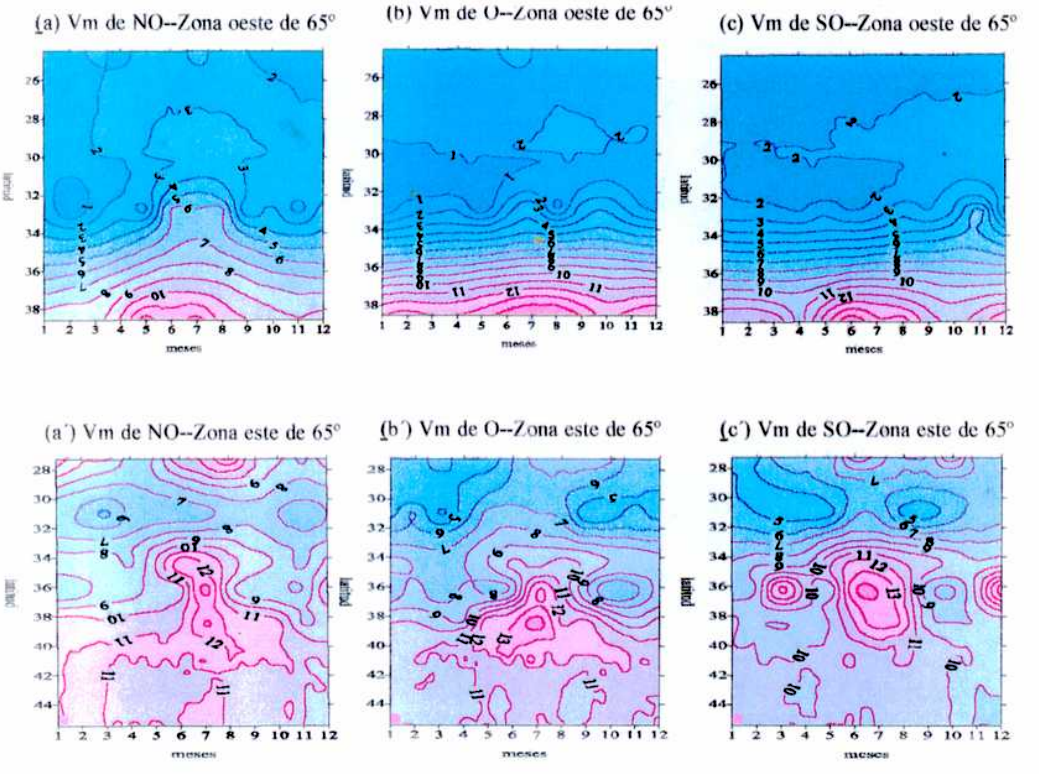


Figura 2.9´: Variación anual de la velocidad media del viento para las direcciones del sector oeste indicadas.

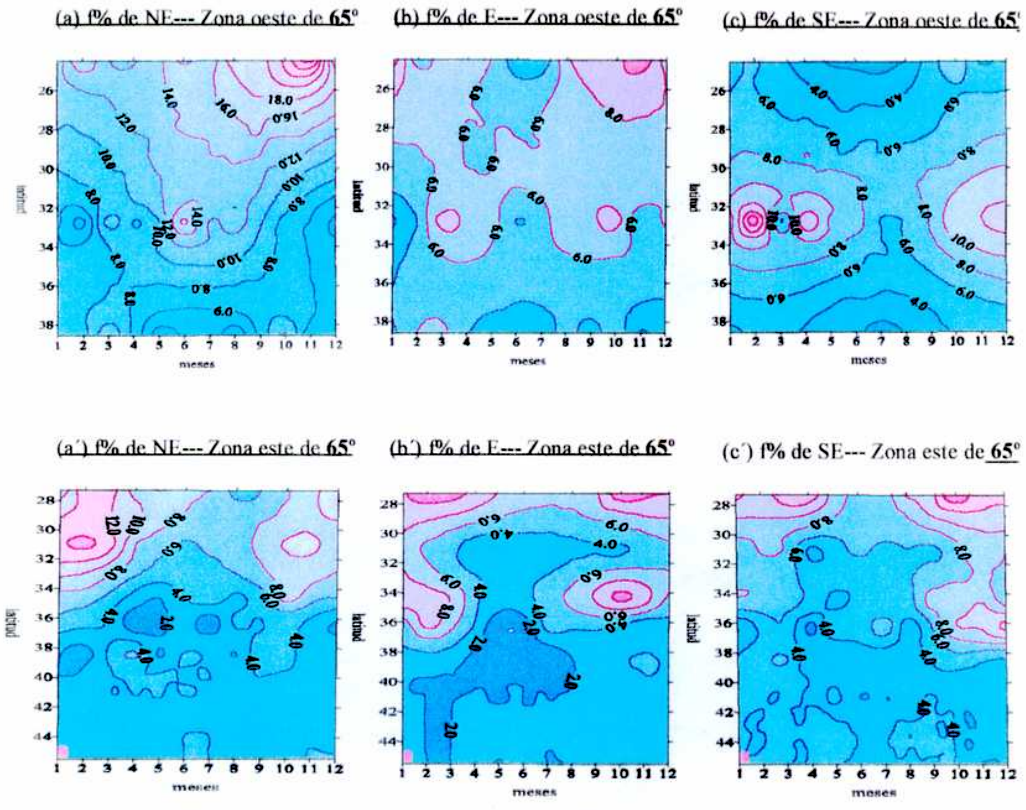


Figura 2.10: Variación anual de las frecuencias % de vientos para las direcciones del sector este indicadas.

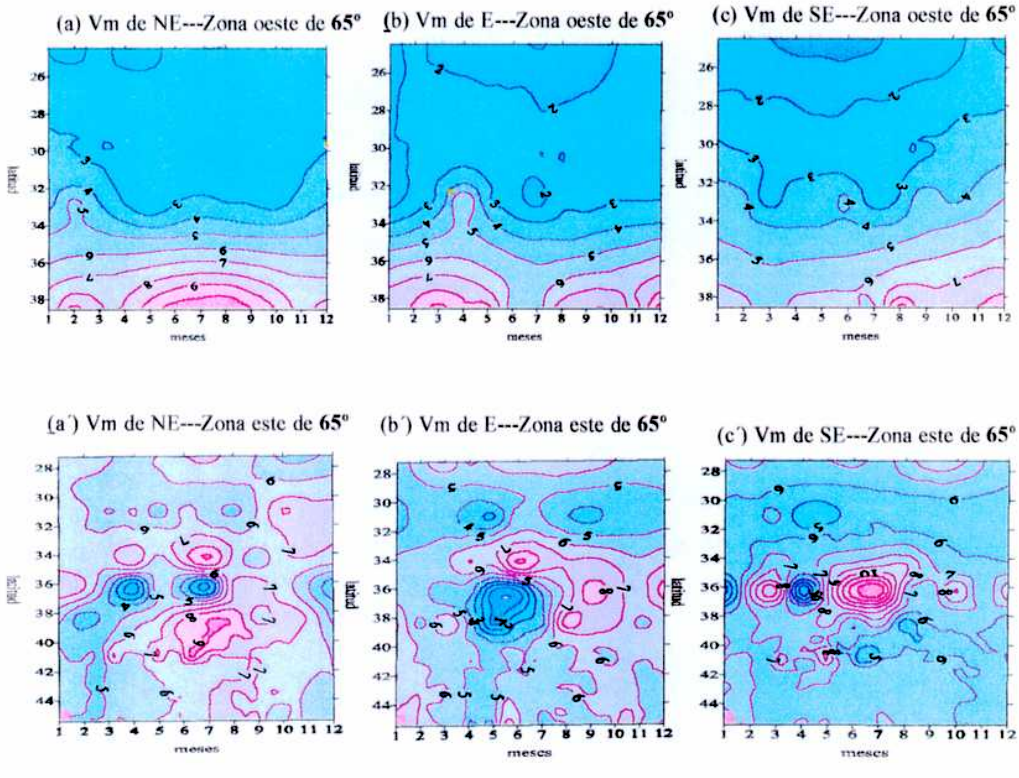


Figura 2.10´: Variación anual de la velocidad media del viento para las direcciones del sector este indicadas.

CAPITULO 3: ESTUDIO ESTADÍSTICO BÁSICO DEL CAMPO DE VIENTO EN LA ATMÓSFERA LIBRE EN ESTACIONES ARGENTINAS.

3.1. INTRODUCCION

3.2. TEST PARA LA APLICACION DE LA DISTRIBUCION NORMAL BIVARIADA A LOS DATOS REALES DE VIENTO.

3.2.1. Normalidad de las distribuciones de las componentes del viento.

3.2.1.1. Test de simetría normal.

3.2.1.2. Test de curtosis normal.

3.2.2. Distribuciones normales circulares y distribuciones normales elípticas.

3.2.2.1. Test de significancia de las diferencias entre σ_u y σ_v.

3.2.2.2. Test de significancia del coeficiente de correlación entre las componentes del viento (u,v).

3.2.2.3. Test de elipticidad.

3.3. ANALISIS DEL COMPORTAMIENTO DE LA FUNCION DE DISTRIBUCION DE VIENTO: EJEMPLOS ILUSTRATIVOS EMPLEANDO LAS TABLAS OBTENIDAS.

3.4. DERIVACIONES IMPORTANTES

3.5. TABLAS 3.2 A 3.10

CAPITULO 3

ESTUDIO ESTADÍSTICO BÁSICO DEL CAMPO DE VIENTO EN LA ATMÓSFERA LIBRE EN ESTACIONES ARGENTINAS.

3.1. INTRODUCCION

Habiendo analizado espacial y temporalmente, las características del comportamiento de las circulaciones regionales dominantes en la troposfera inferior, en este capítulo se encaró el estudio estadístico básico del campo regional del viento troposférico.

Dado que los vientos representan un rol importante en diferentes aspectos de las distintas actividades humanas, el conocimiento del comportamiento regional de los mismos y de sus distribuciones de probabilidad resulta realmente ventajoso. Quizás es por ello, que los fundamentos del tratamiento estadístico básico del viento datan de los comienzos del siglo pasado y conserven actual vigencia. Importantes avances se observaron a partir de la década de 1950. Frecuentemente fue aceptado que los vientos tienden a estar distribuidos alrededor del vector viento medio de acuerdo a la ley normal de errores (Brooks and Carruthers, 1953; Tucker, 1960).

Crutcher y Baer en 1962 observaron que ciertas distribuciones de viento podían no responder a la ley normal (por ejemplo observaciones cerca de superficie; en las zonas donde se desarrollan brisas de mar y de tierra; en las regiones donde se observa la inversión de los vientos alisios o en la tropopausa; también, durante las estaciones de transición en las latitudes medias). Sobre el hemisferio sur investigadores australianos a partir de la década de 1960 (Maher and McRae, 1964; Nicholls and Butterworth, 1976) encontraron evidencias de apartamientos de la normalidad en las series analizadas en el período 1961-70.

En este capítulo, se buscan las evidencias de normalidad en las series del viento en la atmósfera libre en Argentina, durante el período 1958-1982.

Para caracterizar las distribuciones de viento en áreas argentinas mediante la aplicación de la teoría general de la distribución normal bivariada, se efectuó el tratamiento estadístico básico del viento en la atmósfera libre mediante *estimaciones muestrales de los estadísticos básicos indicados en la TABLA II del capítulo 1, en 11 niveles de presión fijos (1000 hPa, 900 hPa, 850 hPa, 800 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa y 200 hPa) para las 10 estaciones aerológicas argentinas mencionadas en TABLA I del capítulo referido.*

Se determinaron 1265 muestras mensuales y 420 estacionales, para cada componente del viento (en total 2530 y 840 analizadas, respectivamente).

Para cada muestra se calcularon según se indicó en la TABLA II del Capítulo 1: promedios y desviaciones estándard para cada una de las componentes y para la intensidad del viento, dirección media, coeficientes de asimetría y excesos de curtosis de las componentes del viento, persistencia del viento, coeficientes de correlación entre las componentes del viento y cantidad de observaciones de cada muestra analizada. La información obtenida se sintetizó en 15 tablas para cada estación.

El análisis del comportamiento de los distintos parámetros en niveles de presión y períodos de tiempo determinados, permitió describir las distribuciones del viento respectivas, y clasificar las distribuciones normales bivariadas, en elípticas o circulares.

En el ANEXO II se desarrolla la teoría de las distribuciones normales bivariadas aplicada al vector viento y se incluyen los tests considerados para la aplicación de la teoría mencionada a las muestras (mensuales, estacionales y anuales) de datos de vientos medidos.

La escala temporal considerada y el número de observaciones N. en cada muestra es el referido y analizado en el Capítulo 1.

3.2. TEST PARA LA APLICACION DE LA DISTRIBUCION BIVARIADA A LOS DATOS REALES DE VIENTO.

En el ANEXO III se incluyen las tablas confeccionadas para el estudio estadístico correspondiente a la estación Salta. Lo analizado con la información de Salta se considera como ejemplo de la metodología empleada para el análisis efectuado en cada estación y se comentan las características principales obtenidas del comportamiento estadístico del viento en todas las otras estaciones de la red considerada.

3.2.1. NORMALIDAD DE LAS DISTRIBUCIONES DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO

La normalidad de las componentes del viento pueden ser testeadas probando la significancia de las diferencias de los coeficientes de simetría desde 0 (simetría normal) y de las diferencias de la curtosis desde 3 (curtosis normal), (ó las diferencias del exceso de curtosis desde 0).

Los coeficientes de simetría y de exceso de curtosis de las componentes del viento calculados para diferentes escalas temporales en los niveles de presión fijos permitieron testear la normalidad de las distribuciones para u y para v, en cada estación de la red aerológica argentina.

3.2.1.1. TEST DE SIMETRÍA NORMAL

Dado que los coeficientes de simetría de series de N mediciones independientes estarán distribuídos alrededor de 0 con error estándar aproximadamente igual a $(6/N)^{1/2}$, se consideró simetría normal para las muestras cuyos coeficientes de simetría estuviera comprendido entre

$\pm 1.96 * (6/N)^{1/2}$ (límites de confianza del 95%).

Desde los coeficientes de simetría obtenidos para cada una de las muestras y

a partir de la cantidad de datos N en cada muestra se estimó el error estándar, calculándose luego los límites de confianza. Las muestras cuyos coeficientes de simetría estuvieron comprendidos entre esos límites fueron consideradas normales con 95% de confianza.

Los resultados para la estación Salta se muestran en tablas en el ANEXO III. Se analiza aquí resultados generales obtenidos desde las 1265 muestras mensuales para cada componente del viento:

- Los porcentajes de muestras mensuales normalmente simétricas resultaron mayores para la componente meridional del viento (65%) que para la componente zonal (50%).

Tabla 3.1: Porcentaje muestras simétricas por estación

	u	v
Salta	5.2	6.6
Resistencia	7.8	8.4
Córdoba	8.6	7.4
Mendoza	6.9	8.0
Ezeiza	**11.1**	9.7
Santa Rosa	**12.2**	**11.3**
Neuquén	10.5	10.7
Comandante Espora	**13.6**	**11.3**
Comodoro Rivadavia	6.6	**12.5**
Río Gallegos	**17.5**	**13.8**
Total muestras simét.	**636**	**821**

Del total de 636 muestras simétricas para la componente u y 821 para la componente v, se indican en la Tabla 3.1 el porcentaje de simetría que

correspondió a cada estación aerológica (variación latitudinal). Puede notarse que las máximas frecuencias de simetría, se observan en las estaciones de latitudes medias, donde el pasaje de las ondas de los oestes es más frecuente (Río Gallegos y Comandante Espora, para el flujo zonal y Río Gallegos y Comodoro Rivadavia para el flujo meridional).

Con relación a *los meses* que mostraron condiciones de simetría normal, se analizaron los porcentajes de muestras simétricas que correspondieron a cada mes del año, en cada estación (entre las muestras totales de cada mes para cada variable). Los resultados se muestran en la TABLA 3.2.. Surge que :

- Para la circulación zonal, los porcentajes máximos absolutos se observan sobre la región central y sur: En Río Gallegos, durante todos los meses del año con excepción de: enero, cuando el máximo se muestra en Santa Rosa y Comandante Espora; febrero, cuando se presenta en Comodoro Rivadavia y durante junio y julio, en Comandante Espora y Santa Rosa, respectivamente.

  Sobre la región subtropical, se registraron mínimos porcentajes de ocurrencia de condiciones de simetría normal en todos los meses analizados, con excepción de los meses estivales sobre Salta y Resistencia. Durante el invierno, en Salta y Mendoza no se registraron muestras normalmente simétricas durante el período analizado.

  En toda la región, entre todas las muestras examinadas para la componente zonal del viento, alrededor de un promedio de 48% mostró valores de simetría significativamente normales (nivel de 5% de significancia).

- Con relación a la componente meridional del viento, un análisis similar realizado para cada una de las muestras durante el mismo período,

arrojó los siguientes resultados:

En toda la zona subtropical se observan los mínimos porcentajes de muestras normalmente simétricas, durante todo el año. Resaltan los máximos porcentajes de simetría normal que se observan en Mendoza durante el verano y principios del otoño; como asimismo ocurre en Santa Rosa durante todo el año salvo al comienzo y fin del invierno, cuando se anotan los mínimos porcentajes de condiciones de simetría normal.

En toda la región, entre todas las muestras examinadas para la componente meridional del viento, el porcentaje medio entre todos los meses del año que mostró simetrías significativamente normales, al nivel de 5% de significancia, resultó mayor (alrededor del 63%)que el correspondiente a la componente zonal del viento (48%). El máximos porcentaje para la región, sucede en mayo y el mínimo en abril.

Con relación a las muestras examinadas en los diferentes niveles de presión; se analizaron los porcentajes de muestras simétricas que correspondieron a cada nivel, en cada estación (entre las muestras totales de cada nivel para cada variable). Los resultados se muestran en la TABLA 3.3. Se observa que:

- En los niveles troposféricos inferiores, en general, los porcentajes de muestras que al testear resultaron normalmente simétricas, fueron menores que los correspondientes a niveles superiores, al examinar la componente meridional del viento. Los máximos porcentajes se presentan en 500 hP y 300 hPa (71.2%).
- Río Gallegos es la estación que registra gran porcentaje de muestras simétricas en todos los niveles troposféricos, tanto para u como para v; mientras que en Comodoro Rivadavia se observa igual característica, sólo para la componente meridional. Para las estaciones de la región

central-este y sur, los niveles que muestran mayores porcentajes de muestras simétricas, son el de 600 hPa y el de 400 hPa.

3.2.1.2. TEST DE CURTOSIS NORMAL

En el ANEXO II se muestra la TABLA V, que incluye los límites entre los cuales pueden estar comprendidos los valores de exceso de curtosis muestrales, para poder considerarlos normales con el 95% de confianza.

Considerando el tamaño N de las muestras, se controló que los valores muestrales de exceso de curtosis caigan en estos rangos para los valores de N correspondientes, y así, asegurar que los mismos no difieren significativamente de cero con grado de confianza del 95%. Estas muestras fueron consideradas con curtosis normal.

Para ejemplificar, se adjunta en el ANEXO III, el análisis realizado para determinar la curtosis normal en las diferentes muestras mensuales y estacionales en Salta. Realizado el análisis correspondiente, en las Tablas 3.4 a) y b) que se adjuntan para la variables v y la variable u, respectivamente, se indican con 1 las muestra que resultaron con curtosis normal con un 95% de significancia y con 0 los casos en que no se verifica esta condición.

Del análisis de las mismas resultó:

- Del total de 631 muestras con curtosis normal para la componente u y 694 para la componente v, se indican en la Tabla 3.5 el porcentaje de muestras con curtosis normal, que correspondió a cada estación aerológica. Nuevamente, puede notarse que las máximas frecuencias de curtosis normal, se observan en las estaciones de latitudes medias, donde el pasaje de las ondas de los oestes es más frecuente (Santa Rosa y Comandante Espora, para el flujo zonal y Río Gallegos y Comodoro Rivadavia para el flujo meridional).

TABLA 3.5: Porcentaje muestras con curtosis normal por estación

	u	v
Salta	4.7	5.6
Resistencia	8.4	7.9
Córdoba	11.1	10.9
Mendoza	5.7	6.5
Ezeiza	10.6	9.8
Santa Rosa	**17.6**	9.5
Neuquén	9.9	9.4
Comandante Espora	**17.3**	**12.5**
Comodoro Rivadavia	9.3	**13.4**
Río Gallegos	**15.2**	**14.4**
Total de muestras con curtosis normal.	**631**	**694**

Con relación a los meses que mostraron condiciones de curtosis normal, (porcentajes de muestras con curtosis normal que correspondieron a cada mes del año en cada estación, referido a las muestras totales de cada mes para cada variable), los resultados se muestran en la TABLA 3.6.

Del análisis surge que :

- Si consideramos toda la región analizada, los mayores porcentajes de muestras con curtosis normal se observan en los meses invernales y estivales, tanto para la componente meridional como para la zonal. Si consideramos la componente mencionada en último término, los mayores porcentajes de muestras con curtosis normal se observan sobre Comandante Espora, prácticamente durante todo el año y en Río Gallegos durante la primavera; mientras que para la circulación

meridional, las mayores frecuencias se observan en Comodoro Rivadavia en verano y sobre Comandante Espora en la estación invernal.

Al examinar en la TABLA 3.7, los porcentajes de curtosis normal en muestras correspondientes a los diferentes niveles de presión relacionados al número de muestras totales de cada nivel para cada variable, se observó que:

- Al considerar toda la región, las frecuencias máximas de curtosis normal se registraron en niveles superiores (250 hPa-300 hPa) para la componente zonal, mientras que para la meridional en la tropósfera baja (850 hPa-700 hPa).
- Prácticamente en toda la troposfera, sobre la región central-este (Comandante Espora) se observan los mayores porcentajes de curtosis normal, para la componente u . Estos porcentajes también maximizan, en las capas inferiores sobre el sur de la región central (Neuquén y Comandante Espora) y el sur patagónico (Río Gallegos) y en los niveles superiores al norte de la región subtropical (Resistencia y Córdoba).
- Para la componente meridional, los porcentajes referidos son máximos en la troposfera media-baja sobre el norte y centro de la Patagonia y entre 900 hPa y 800 hPa, en Córdoba, donde la canalización del viento en la dirección norte-sur debido a la orografía es dominante.

3.2.2. DISTRIBUCIONES CIRCULARES Y DISTRIBUCIONES ELIPTICAS.

Se analizaron luego, las condiciones de circularidad y de elipticidad de las muestras. Para que una distribución normal sea circular debe verificarse que: $\rho_{uv}=0$ y $\sigma_v = \sigma_u$.

Es decir que las componentes del viento sean independientes (no estén relacionadas) y que las variabilidades respecto de la media sean iguales.

Las pruebas más importantes a aplicar son:

a) test de significancia de las diferencias entre σ_u y σ_v.

b) test que evalúen si ρ_{uv} difieren significativamente de 0.

c) test general de elipticidad.

3.2.2.1 TEST DE SIGNIFICANCIA DE LAS DIFERENCIAS ENTRE σ_u y σ_v.

Para examinar la igualdad (o nó) de la variabilidad de las componentes del viento se testeó si las diferencias de las desviaciones estándar de u y v diferían significativamente de cero .

Para ello se determinó el error estandard de $\sigma_u - \sigma_v$ como

$$(((\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2) / 2N)^{1/2}$$

y se consideró que, si la distribución de la diferencias entre las desviaciones estandard, para N grande y valor medio igual a cero, es normal, entonces la diferencia es significante con un grado de confianza del 95%, si

$$|(\sigma_u - \sigma_v)| / \{ ((\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2\}) / 2N)^{1/2} > 1.96$$

Esta condición fue probada para todas las muestras mensuales y estacionales para todas las estaciones aerológicas, de la manera que se indica en el ANEXO III para Salta. De esta manera, se determinó que muestras señalaban igual variabilidad para u y para v.

3.2.2.2. TEST DE SIGNIFICANCIA DEL COEFICIENTE DE CORRELACION ENTRE LAS COMPONENTES DEL VIENTO (u,v).

Cuando el número de pares de valores u,v es grande, la distribución de los coeficientes de correlación entre dos series no relacionadas es considerada normal y el error estandard es $1 / (N - 1)^{1/2}$. Entonces, los coeficientes que resulten menores que $1.96 / (N. - 1)^{1/2}$ no diferirán de 0 en el 95% de los casos.

Esta condición fue testeada en cada una de las muestras ya referidas. Se adjunta en el ANEXO III los resultados obtenidos en la estación Salta.

Probado que los coeficientes de correlación entre u y v no difieren significativamente de cero al igual que las diferencias de desviaciones estándar de u y v, es necesario testear si existen apartamiento significantes de la circularidad antes de aplicar la distribución circular. Para ello, se verifica el test de elipticidad.

3.2.2.3. TEST DE ELIPTICIDAD.

Mauchley (1940) define elipticidad como

$$Le = 2\,\sigma_u\,\sigma_v(1-(\rho_{uv})^2)^{1/2} / ((\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2)$$

*Si la distribución es normal **circular**, el valor esperado para Le es = 1.*

Debido a las fluctuaciones del muestreo, cuando consideramos muestras independientes tomadas de la población, los valores de Le correspondientes a cada muestra tendrán una función de distribución. La probabilidad de que un valor encontrado sea menor o igual que Le cuando consideramos muestras de N valores independientes desde la población es $(Le)^{N-2}$. A partir de los estadísticos muestrales se calculó Le y la probabilidad mencionada. Se incluyen las tablas correspondientes para Salta en el ANEXO III.

El estudio realizado permitió *definir las muestras como circulares.*

Los resultados se sintetizan en las tablas 3.8 que se confeccionaron para cada estación. La letra C indica el mes y el nivel donde se registró que las muestras se ajustan a distribuciones normales circulares. Puede notarse que:

- Sobre Mendoza (estación: 418), la única muestra que mostró circularidad fue la correspondiente al mes de mayo en el nivel de 250 hPa.
- En las estaciones de la región subtropical y central–este, las distribuciones circulares se observaron con mayor frecuencia en el nivel

de 600 hPa en Córdoba (344), durante el verano, otoño y principios del invierno. Durante el mismo período se observó circularidad en Resistencia sobre el nivel de 500 hPa y sobre Ezeiza (576), durante el otoño e invierno, en el mismo nivel últimamente mencionado.

- Sobre Neuquen (715), la característica de circularidad se observa con mayor frecuencia sobre 700 hPa durante la primavera y comienzos del invierno.
- En la región central, sobre Santa Rosa (623), la circularidad es característica en niveles de presión inferiores a 600 hPa durante mayo y junio. Asimismo durante la primavera en el nivel de 600 hPa.
- Sobre la zona sudeste de la región central (Comandante Espora (748)) y en la región patagónica central (Comodoro rivadavia (860)), la troposfera media y baja muestran la mayor frecuencia de condiciones de circularidad durante las estaciones de transición.
- En la región del sur patagónico (Río Gallegos (925)) es la zona donde se registra la mayor frecuencia de muestras con circularidad. Las mismas se observan sobre toda la troposfera media y alta, prácticamente durante todo el año; mientras que durante el mes de marzo todos los niveles troposféricos analizados registran esta condición

Considerando un nivel de significancia del 5%, la distribución es elíptica, si se verifica $\log(((\sigma_u)^2+(\sigma_v)^2)/\sigma_u\,\sigma_v\,(1-(\rho_{uv})^2)^{1/2} \geq (0.7+0.3N)/N-2$

Se testeó la elipticidad comprobando la relación anterior.

Una vez analizada las condiciones de circularidad y elipticidad en cada muestra se encaró el cálculo del ángulo de inclinación de las elipses de probabilidad teniendo en cuenta las condiciones de la TABLA 3.9.

Asimismo, se consideran en la TABLA 3.10 a) y b), las desviaciones estándar transformadas de u y de v, obtenidas según la expresión deducida

de las condiciones 3.5 del ANEXO II. Las mismas fueron calculadas para poder determinar en cada caso, las ecuaciones de la elipses de probabilidad.

3.3. ANALISIS DEL COMPORTAMIENTO DE LA FUNCION DE DISTRIBUCION DE VIENTO: EJEMPLOS ILUSTRATIVOS EMPLEANDO LAS TABLAS OBTENIDAS.

EJEMPLO 1: Analicemos el comportamiento de la función de distribución de viento en Salta, en el nivel de 500 hPa, para el mes de febrero durante el periodo 1959-82. La información necesaria la obtenemos desde las tablas:

N = 330

μ_u = - 4.7 μ_v = - 1.2 μv =

σ_u = 9.8 σ_v = 10 σv = 14 ρ_{uv} = -0.03 P = 37.6

Asu = 0.2 Asv = -0.2 Kru = 0.5 Krv = 0.6

Para verificar si las componentes del viento están normalmente distribuídas, estudiamos la significancia de las diferencias del coeficiente de asimetría, del exceso de curtosis y de la diferencia entre las desviaciones estandard de las componentes del viento, respecto de cero, respectivamente. Dado que los coeficientes de asimetría de u y de v están comprendidos entre + 1.96 * 0.13 y - 1.96 * 0.13 (donde 0.13 es el error típico de la distribución de asimetrías), los mismos no difieren significativamente de cero en el 95% de los casos.

Como los coeficientes de exceso de curtosis de u y de v están comprendidos entre - 0.48 y 0.64 (límites extrapolados de la tabla VI para N = 330, podemos considerar que los mismos no difieren significativamente de cero , al nivel de significancia del 5%.

Con relación a las diferencias de desviaciones estandard de u y de v, al analizar el cociente referido se observa que para esta muestra, se mantiene menor que 1.96; por consiguiente las diferencias mencionadas no difieren

significativamente de cero en el 95% de los casos.

Del análisis de la función de distribución de los coeficientes de correlación entre las componentes del viento podemos deducir que el coeficiente de correlación muestral $\rho = -0.030$ no difiere significativamente de cero al nivel de significancia del 5%, dado que el error típico para esta muestra es de 0.055, resultando $\rho = -0.03$ comprendido entre + 0.11 y - 0.11.

Analizando la circularidad o elipticidad de la función de distribución: El coeficiente de elipticidad resultante de la muestra considerada es Le = 0.999 con una probabilidad p= 0.84.

Entonces la distribución puede ser considerada normal y circular.

EJEMPLO 2: Veamos en este ejemplo el comportamiento de la función de distribución del viento en Comodoro Rivadavia, en el nivel de 400 hPa en el mes de julio durante el período 1958-82.

La información requerida para el análisis se indica a continuación:

N = 245 $\mu_u = -35.7$ $\mu_v = -1.4$ $\mu v =$

$\sigma_u = 28.5$ $\sigma_v = 28.8$ $\sigma v = 40.5$ P = 74.1% $\rho_{uv} = -0.24$

Asu = - 0.1 Asv = 0.0 Kru = 0.7 Krv = 0.5

Para esta muestra se verifica que los coeficientes de asimetría, de exceso de curtosis y las diferencias de las desviaciones estandard para las componentes del viento, respectivamente, no difieren de cero, al nivel de significancia del 5%, dado que:

$$-0.29 = -1.96 * 0.15 < \text{Asu ó Asv} < 1.96 * 0.15 = 0.29$$

$$-0.53 < \text{Kru ó Krv} < 0.72$$

$$-1.96 * 1.83 < \sigma_u - \sigma_v < 1.96 * 1.83$$

El coeficiente de correlación entre las componentes del viento $\rho_{uv} = -0.24$, sí difiere significativamente de cero con una confianza del 95% , dado que el mismo no está comprendido entre + 0.12 y - 0.12 .

De este análisis, la función de distribución resulta ser normal y eliptica.

El coeficiente de elipticidad Le = 0.971 con una probabilidad de indicar circularidad de $7.84\ 10^{-4}$ (probabilidad muy pequeña).

Siendo $\rho_{uv} < 0$ y $\sigma_u = \sigma_v$, de TABLA III resulta $\delta = 3/4\pi$.

Este ángulo representa la rotación de los ejes de la elipse, respecto del eje u; además, los semiejes resultan: $\sigma_{u'} = 31.95$ y $\sigma_{v'} = 24.92$, entonces la ecuación correspondiente a las elipses de probabilidad son

$(u'/ 31{,}95)^2 + (v'/ 24.92)^2 = \chi^2$

siendo χ^2 distribuída con dos grados de libertad.

3.4. IMPORTANTES DERIVACIONES

Todos los parámetros estadísticos muestrales calculados para determinar las distribuciones del viento, contienen amplia información sobre diferentes aspectos 'transientes' del flujo atmosférico. Así, por ejemplo, las desviaciones estándar de las componentes del viento miden el nivel medio de la actividad de las perturbaciones transientes; la relación entre la varianza de v y la varianza de u, es una medida de la forma de las perturbaciones (si son zonalmente o meridionalmente elongadas); la mitad de la suma de las varianzas representa la energía cinética de las perturbaciones: la covarianza entre u y v mide la transferencia del impulso por parte de las perturbaciones; el ángulo de rotación de los ejes de las elipses de probabilidad representa la inclinación de los ejes de las perturabaciones; el coeficiente de elipticidad o circularidad es una medida de la anisotropía de las perturbaciones, etc.

Considerando distintos parámetros estadísticos obtenidos en este capítulo, se analizarán algunos aspectos de las perturbaciones transientes sobre la región de estudio, en el capítulo 5.

Resumiendo: La confiabilidad de la información medida es la principal implicancia que deriva del análisis efectuado en el capítulo 3. La consistencia efectuada sobre los archivos y la confección de una base de datos aerológicos regionales confiable constituyen la base de las investigaciones llevadas a cabo en esta Tesis.

Las 10 estaciones involucradas en este estudio están posicionadas entre 24°S. y 52°S. Al analizar las condiciones de normalidad de las distribuciones para la simetría y la curtosis de cada una de las componentes del viento en diferentes niveles de presión y en distintas épocas del año se compararon los resultados con los obtenidos para las series australianas: la variación con la altura de los porcentajes de muestras con simetría y curtosis normal obtenidos fueron similares a los encontrados para las series australianas. Se destacan, en general: a) las bajas frecuencias de distribuciones normales en la troposfera baja de las estaciones del área subtropical (Salta y Resistencia) en mayor medida para la componente zonal; b) mínimas frecuencias de condiciones de normalidad durante las estaciones de transición. El coeficiente de elipticidad o circularidad es una medida de la anisotropía de las perturbaciones. Del análisis de las condiciones de circularidad resultó: En las estaciones de la región subtropical y central–este (Córdoba, Resistencia, Ezeiza y Santa Rosa) las distribuciones circulares se observaron con mayor frecuencia en la troposfera media, especialmente durante el otoño e invierno. Sobre Neuquen, la característica de circularidad se observa con mayor frecuencia sobre 700 hPa durante la primavera y comienzos del invierno. Sobre la zona sudeste de la región central (Comandante Espora y en la región patagónica central (Comodoro Rivadavia), la troposfera media y baja muestran la mayor frecuencia de condiciones de circularidad durante las estaciones de transición. En la región del sur patagónico (Río Gallegos) es la zona donde se registra la mayor frecuencia de muestras con circularidad. Las mismas se observan sobre toda la troposfera media y alta, prácticamente durante todo el año; mientras que durante el mes de marzo todos los niveles troposféricos analizados registran esta condición.

TABLA 3.2: VARIACION LATITUDINAL DE LOS PORCENTAJES MENSUALES CORRESPONDIENTES A LAS MUESTRAS MENSUALES DE CADA UNA DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO Y DE LA UNION DE AMBAS, QUE MOSTRARON SIMETRIA NORMAL

u	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT.
ENE	6,3	5,4	1,8	3,6	3,6	5,4	3,6	5,4	3,6	3,6	42,3
FEB	5,4	4,5	5,4	4,5	0,9	4,5	3,6	5,4	7,2	5,4	46,8
MAR	0,9	4,5	6,3	4,5	1,8	6,3	3,6	7,2	0,9	9,9	45,9
ABR	4,5	1,8	4,5	3,6	6,3	3,6	5,4	6,3	4,5	7,2	47,7
MAY	1,8	4,5	2,7	2,7	8,1	5,4	7,2	7,2	4,5	9,9	54,0
JUN	1,8	6,3	3,6	0,0	7,2	5,4	7,2	9,0	1,8	8,1	50,4
JUL	0,0	3,6	3,6	1,8	8,1	9,9	6,3	6,3	5,4	9,9	54,9
AGO	0,0	1,8	4,5	2,7	6,3	3,6	6,3	8,1	5,4	9,9	48,6
SET	2,7	3,6	0,9	0,0	6,3	7,2	6,3	7,2	0,0	8,1	42,3
OCT	1,8	2,7	6,3	7,2	4,5	7,2	2,7	6,3	1,8	9,0	49,5
NOV	1,8	1,8	4,5	3,6	7,2	5,4	6,3	4,5	0,0	9,9	45,0
DIC	2,7	4,5	5,4	5,4	3,6	5,4	1,8	4,5	2,7	9,0	45,0

v	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT.
ENE	2,7	5,4	4,5	7,2	3,6	7,2	6,3	7,2	7,2	7,2	58,5
FEB	1,8	4,5	4,5	7,2	6,3	6,3	6,3	7,2	6,3	9,9	60,3
MAR	5,4	3,6	5,4	7,2	7,2	8,1	5,4	7,2	7,2	6,3	63,0
ABR	4,5	0,9	1,8	5,4	1,8	4,5	6,3	8,1	9,0	9,0	51,3
MAY	5,4	8,1	3,6	3,6	9,0	9,9	9,0	8,1	8,1	9,0	73,8
JUN	5,4	5,4	7,2	1,8	6,3	2,7	4,5	9,9	7,2	8,1	58,5
JUL	4,5	8,1	6,3	4,5	8,1	9,9	6,3	8,1	7,2	9,0	72,0
AGO	3,6	4,5	7,2	4,5	5,4	3,6	9,0	6,3	6,3	8,1	58,5
SET	5,4	4,5	5,4	4,5	6,3	7,2	9,9	9,0	8,1	8,1	68,4
OCT	2,7	5,4	2,7	5,4	7,2	9,9	7,2	1,8	7,2	9,9	59,4
NOV	2,7	3,6	4,5	3,6	6,3	7,2	5,4	2,7	9,0	9,0	54,0
DIC	4,5	8,1	1,8	4,5	4,5	7,2	3,6	8,1	9,0	9,0	60,3

u+v	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT.
ENE	4,5	5,4	3,2	5,4	3,6	6,3	5,0	6,3	5,4	5,4	50,4
FEB	3,6	4,5	5,0	5,9	3,6	5,4	5,0	6,3	6,8	7,7	53,6
MAR	3,2	4,0	5,9	5,9	4,5	7,2	4,5	7,2	4,1	8,1	54,4
ABR	4,5	1,3	3,2	4,5	4,1	4,1	5,9	7,2	6,8	8,1	49,5
MAY	3,6	6,3	3,2	3,2	8,6	7,7	8,1	7,7	6,3	9,5	63,9
JUN	3,6	5,8	5,4	0,9	6,8	4,1	5,9	9,5	4,5	8,1	54,4
JUL	2,3	5,8	5,0	3,2	8,1	9,9	6,3	7,2	6,3	9,5	63,4
AGO	1,8	3,1	5,9	3,6	5,9	3,6	7,7	7,2	5,9	9,0	53,5
SET	4,1	4,0	3,2	2,3	6,3	7,2	8,1	8,1	4,1	8,1	55,3
OCT	2,3	4,0	4,5	6,3	5,9	8,6	5,0	4,1	4,5	9,5	54,4
NOV	2,3	2,7	4,5	3,6	6,8	6,3	5,9	3,6	4,5	9,5	49,5
DIC	3,6	6,3	3,6	5,0	4,1	6,3	2,7	6,3	5,9	9,0	52,7

TABLA 3.3: VARIACION LATITUDINAL DE LOS PORCENTAJES POR NIVEL DE PRESION CORRESPONDIENTES A LAS MUESTRAS MENSUALES DE CADA UNA DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO Y DE LA UNION DE AMBAS, QUE MOSTRARON SIMETRIA NORMAL.

u	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
200	4,8	5,6	5,6	5,6	**8,8**	*2,4*	4,8	**9,6**	4,8	**9,6**	61,6
250	7,2	*3,2*	7,2	*3,2*	**8,0**	7,2	6,4	**9,6**	4,8	**9,6**	**66,4**
300	*4,8*	6,4	**8,3**	*4,8*	5,6	6,4	5,6	8,0	*4,8*	**9,6**	64,3
400	*4,0*	5,6	**8,0**	**6,4**	5,6	**8,0**	**6,4**	4,8	5,6	**8,0**	62,4
500	*0,8*	4,8	**7,2**	3,2	4,0	5,6	5,6	4,0	4,8	**8,0**	48,0
600	1,6	*0,8*	**7,2**	1,6	1,6	4,0	4,8	1,6	4,0	**5,6**	32,8
700	0,8	1,6	*0,0*	0,8	3,2	2,4	0,8	5,6	*0,0*	**5,6**	*20,8*
800	1,6	2,4	*0,0*	**4,8**	**4,8**	4,0	1,6	**4,8**	*0,0*	**7,2**	31,2
850	0,8	2,4	3,2	1,6	5,6	**7,2**	5,6	**7,2**	*0,0*	**8,0**	41,6
900		1,8	1,8	3,6	5,4	6,3	**9,0**	**9,0**	*0,9*	**9,9**	47,7
1000		8,4			7,2	**14,2**	*6,0*	**8,4**	*6,0*	**14,2**	**64,4**

v	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
200	6,4	**8,0**	5,6	**7,2**	*0,8*	5,6	6,4	**7,2**	4,8	**8,0**	60,0
250	7,2	*4,0*	*4,0*	**8,0**	6,4	7,2	6,4	7,2	**8,4**	**8,0**	66,8
300	*4,8*	6,4	6,4	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	**8,0**	9,6	**71,2**
400	7,2	*3,2*	7,2	6,4	5,6	**9,6**	**8,0**	**8,0**	**8,0**	5,6	68,8
500	*4,0*	**8,0**	6,4	6,4	7,2	7,2	**8,0**	7,2	**8,8**	**8,0**	**71,2**
600	*1,6*	7,2	4,0	4,8	**8,0**	**8,0**	**8,8**	**8,8**	**8,8**	**8,8**	68,8
700	*3,2*	5,6	4,8	4,0	7,2	5,6	5,6	5,6	**8,0**	**8,8**	58,4
800	4,8	*2,4*	5,6	4,0	5,6	4,0	5,6	**6,4**	**8,8**	**8,8**	56,0
850	4,0	4,0	3,2	*1,6*	6,4	3,2	6,4	7,2	**8,8**	**9,6**	54,4
900		3,6	*1,8*	3,6	5,4	**9,0**	4,5	5,4	**9,0**	**8,1**	*50,4*
1000		*4,8*			**7,2**	**14,2**	6,0	**7,2**	6,0	**14,2**	59,6

u+v	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
200	5,6	6,8	5,6	6,4	4,8	*4,0*	5,6	**8,4**	4,8	**8,8**	60,8
250	7,2	*3,6*	5,6	5,6	7,2	7,2	6,4	**8,4**	6,6	**8,8**	66,6
300	*4,8*	6,4	7,4	6,0	6,4	6,8	6,4	**7,6**	6,4	**9,6**	**67,8**
400	5,6	*4,4*	**7,6**	6,4	5,6	**8,8**	7,2	6,4	6,8	6,8	65,6
500	*2,4*	6,4	**6,8**	4,8	5,6	6,4	**6,8**	5,6	**6,8**	**8,0**	59,6
600	*1,6*	4,0	5,6	3,2	4,8	6,0	**6,8**	5,2	6,4	**7,2**	50,8
700	*2,0*	3,6	2,4	2,4	5,2	4,0	3,2	**5,6**	4,0	**7,2**	*39,6*
800	3,2	*2,4*	2,8	4,4	5,2	4,0	3,6	**5,6**	4,4	**8,0**	43,6
850	2,4	3,2	3,2	*1,6*	6,0	5,2	6,0	**7,2**	4,4	**8,8**	48,0
900		2,7	*1,8*	3,6	5,4	**7,7**	6,8	7,2	5,0	**9,0**	49,1
1000		6,6			7,2	**14,2**	*6,0*	**7,8**	*6,0*	**14,2**	62,0

TABLA 3.4 a) :

ESTACION:87047 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
850	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
700	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
600	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0
500	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
400	0	1	1	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0
300	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0
250	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
200	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0

ESTACION:87155 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1
850	1	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1
800	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	0	0
700	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	1	0	0	1	0	0
600	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
500	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
400	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
300	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
250	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0
200	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0

ESTACION:87344 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1
850	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1
800	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1
700	1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	1	1	0
600	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
500	1	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0
400	1	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
300	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
250	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
200	1	1	0	1	0	1	1	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0

ESTACION:87418 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0
850	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
800	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0
700	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
500	1	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
400	1	0	1	0	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0
300	1	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0
250	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
200	1	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0

(*) 1: no difiere significativamente de cero

0: difiere significativamente de cero

-1: dato faltante

ESTACION:87576 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	1	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1
900	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	0
850	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1
800	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1
700	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1
600	0	1	0	0	1	1	1	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0
500	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0
400	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
300	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
200	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0

ESTACION:87623 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	1	1	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1
900	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
850	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
800	0	0	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
700	1	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0
600	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
500	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
400	1	0	1	0	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	0
300	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0
250	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
200	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ESTACION:87715 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	1	1	1
900	0	1	1	1	0	1	0	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1
850	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	1
800	1	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1
700	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0
600	0	1	1	1	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0
500	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
400	0	0	0	0	1-	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0
300	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0
200	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ESTACION:87748 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0
850	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	1
800	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0
700	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1
600	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1
500	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
400	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0
300	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0
250	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
200	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0

(*) 1: no difiere significativamente de cero

0: difiere significativamente de cero

-1: dato faltante

ESTACION:87860 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	1	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0
900	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0
850	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	1	0
800	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
700	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1
600	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	1
500	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0	1
400	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0
300	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	1	1	0	1	1	0	1	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0
200	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0

ESTACION:87925 VARIABLE: V

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	1	0
900	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	0
850	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0	1
800	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	0
700	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0
600	1	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
500	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	0
400	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0
300	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0
250	1	1	0	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0
200	1	0	0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0

(*) 1: no difiere significativamente de cero
0: difiere significativamente de cero
-1: dato faltante

TABLA 3.4 b) :

ESTACION:87047 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
700	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0
500	1	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
400	1	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
300	1	1	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
250	1	1	0	1	1	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
200	1	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0

ESTACION:87155 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0
850	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0
800	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
700	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
400	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0
300	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0
250	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0
200	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	0

ESTACION:87344 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	1	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
800	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0
700	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
600	0	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1	0
500	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1
400	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1
300	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0
250	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1
200	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1

ESTACION:87418 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
700	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0
500	1	0	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0
400	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
300	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0
250	1	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
200	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0

(*) 1: no difiere significativamente de cero
0: difiere significativamente de cero
-1: dato faltante

ESTACION:87576 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1
900	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0
850	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
800	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
700	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
500	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0
400	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	1	1
300	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0
250	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1
200	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1

ESTACION:87623 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0
900	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
850	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
700	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
600	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
500	1	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0
400	1	1	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0
300	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	1	0	1	1	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0
200	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ESTACION:87715 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	0	1	0
900	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1
850	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1
800	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
700	1	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
600	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
400	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0
300	1	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0
200	0	0	0	1	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0

ESTACION:87748 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	1	0	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0
900	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0	1	0	1	1
850	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0
800	0	0	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0
700	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1
600	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
500	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1
400	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1
300	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
250	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	0	1	1
200	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	0	0	0

(*) 1: no difiere significativamente de cero
0: difiere significativamente de cero
-1: dato faltante

ESTACION:87860 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	1	1	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0
900	0	1	1	1	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
850	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
700	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
500	0	1	0	1	1	0	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0
400	1	0	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0
300	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
250	1	1	0	0	1	1	1	1	0	1	0	1	0	0	1	0	0
200	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0

ESTACION:87925 VARIABLE: U

SIGNIFICANCIA DE LOS COEFICIENTES DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1
900	0	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0
850	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1
800	0	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0
700	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0
600	0	0	1	0	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	0
500	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0
400	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	1	0
300	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1	0
250	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1
200	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1

(*) 1: no difiere significativamente de cero
0: difiere significativamente de cero
-1: dato faltante

TABLA 3.6: VARIACION LATITUDINAL DE LOS PORCENTAJES DE MUESTRAS MENSUALES QUE MOSTRARON CURTOSIS NORMAL, PARA CADA UNA DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO (U,V)

U	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
ENE	5,7	4,8	6,7	2,9	3,8	4,8	3,8	8,6	3,8	2,9	47,6
FEB	3,8	2,9	5,7	1,9	6,7	2,9	3,8	6,7	7,6	8,6	50,5
MAR	1,9	2,9	5,7	5,7	6,7	3,8	2,9	10,5	1,9	9,5	51,4
ABR	2,9	1,0	5,7	2,9	4,8	3,8	6,7	7,6	1,9	2,9	40,0
MAY	1,0	2,9	5,7	1,9	6,7	1,0	7,6	10,5	5,7	7,6	50,5
JUN	3,8	7,6	3,8	0,0	1,9	7,6	7,6	10,5	4,8	8,6	56,2
JUL	1,0	7,6	1,9	1,0	2,9	4,8	6,7	9,5	6,7	7,6	49,5
AGO	1,0	4,8	5,7	4,8	5,7	1,9	6,7	5,7	9,5	8,6	54,3
SET	4,8	3,8	5,7	2,9	6,7	4,8	4,8	8,6	4,8	9,5	56,2
OCT	0,0	3,8	8,6	1,9	3,8	2,9	3,8	9,5	1,9	8,6	44,8
NOV	1,9	4,8	6,7	3,8	8,6	3,8	2,9	6,7	2,9	7,6	49,5
DIC	1,0	3,8	4,8	4,8	5,7	3,8	2,9	9,5	4,8	9,5	50,5

V	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
ENE	3,8	3,8	7,6	7,6	2,9	7,6	2,9	6,7	8,6	9,5	61,0
FEB	3,8	3,8	9,5	2,9	3,8	3,8	5,7	7,6	10,5	8,6	60,0
MAR	3,8	3,8	4,8	4,8	3,8	5,7	2,9	2,9	8,6	3,8	44,8
ABR	2,9	3,8	4,8	1,0	4,8	2,9	6,7	6,7	8,6	7,6	49,5
MAY	1,9	2,9	4,8	1,0	6,7	4,8	6,7	7,6	7,6	7,6	51,4
JUN	3,8	1,9	4,8	1,9	6,7	4,8	6,7	9,5	6,7	8,6	55,2
JUL	1,0	7,6	4,8	2,9	7,6	8,6	5,7	9,5	6,7	9,5	63,8
AGO	1,9	4,8	9,5	3,8	9,5	5,7	7,6	9,5	6,7	6,7	65,7
SET	4,8	4,8	7,6	4,8	3,8	5,7	5,7	10,5	6,7	8,6	62,9
OCT	2,9	5,7	6,7	4,8	5,7	4,8	2,9	2,9	4,8	10,5	51,4
NOV	2,9	4,8	4,8	4,8	5,7	4,8	5,7	6,7	4,8	6,7	51,4
DIC	3,8	4,8	2,9	2,9	3,8	3,8	2,9	2,9	8,6	7,6	43,8

TABLA 3.7: VARIACIÓN LATITUDINAL DE LOS PORCENTAJES DE NIVELES DE PRESION QUE MOSTRARON CURTOSIS NORMAL PARA CADA UNA DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO

U	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
200	3,3	7,5	9,2	5,0	9,2	1,7	3,3	8,3	2,5	5,8	55,8
250	5,8	9,2	9,2	5,0	8,3	5,0	4,2	7,5	6,7	5,8	66,7
300	5,0	8,3	7,5	4,2	7,5	3,3	5,0	10,0	5,0	7,5	63,3
400	3,3	4,2	7,5	5,8	7,5	5,0	4,2	9,2	5,0	6,7	58,3
500	5,0	2,5	9,2	5,8	5,0	5,0	3,3	9,2	6,7	7,5	59,2
600	2,5	1,7	6,7	3,3	2,5	5,0	1,7	9,2	3,3	5,8	41,7
700	0,0	0,8	1,7	0,0	0,8	3,3	4,2	9,2	1,7	7,5	29,2
800	0,0	3,3	4,2	0,0	2,5	0,8	10,0	5,8	1,7	7,5	35,8
850	0,0	3,3	3,3	0,8	1,7	2,5	8,3	8,3	4,2	8,3	40,8
900	0,0	2,8	0,0	0,0	2,8	3,7	9,3	9,3	6,5	9,3	43,5
1000	0,0	1,3	0,0	0,0	13,0	7,8	0,0	9,1	10,4	14,3	55,8

V	SAL	SIS	CBA	MZA	EZE	OSA	NEU	ESP	CRO	GAL	TOT
200	0,0	0,8	0,0	0,0	5,0	5,8	3,3	4,2	4,2	6,7	30
250	2,5	2,5	4,2	3,3	2,5	3,3	4,2	4,2	5,8	7,5	40
300	5,0	1,7	5,0	4,2	2,5	3,3	2,5	5,0	5,8	7,5	42,5
400	5,8	2,5	4,2	5,8	2,5	6,7	3,3	4,2	6,7	7,5	49,2
500	3,3	2,5	5,8	4,2	3,3	6,7	4,2	6,7	8,3	7,5	52,5
600	4,2	3,3	5,8	3,3	5,8	5,8	6,7	8,3	7,5	8,3	59,2
700	3,3	5,0	5,0	1,7	8,3	5,8	9,2	8,3	9,2	8,3	64,2
800	0,8	7,5	9,2	5,8	8,3	4,2	7,5	7,5	10,0	7,5	68,3
850	1,7	7,5	9,2	2,5	8,3	3,3	6,7	9,2	7,5	8,3	64,2
900	0,0	7,4	9,3	1,9	7,4	10,2	7,4	9,3	9,3	9,3	71,3
1000	0,0	1,3	0,0	0,0	7,8	9,1	0,0	6,5	6,5	10,4	41,6

TABLA 3.8: Muestras cuyas distribuciones mostraron CIRCULARIDAD

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87047**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	C	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	-	C	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	C	-
600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
500	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	C	C	-	-	-	-
400	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	C	-	-	-
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87155**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
500	C	C	C	-	C	C	C	-	C	-	C	C	C	C	-	-	-
400	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87344**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
600	C	C	C	C	-	C	C	-	-	-	C	C	C	C	-	-	-
500	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
400	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87418**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
500	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
400	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87576**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
600	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
500	-	-	C	C	C	-	C	C	-	-	-	-	-	C	-	-	-
400	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87623**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	C	-	C	-	C	-	C	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
600	-	-	C	-	C	-	-	-	C	C	C	C	-	-	-	C	-
500	-	-	-	-	C	C	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-
400	C	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	C	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	C	C	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87715**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	-	-	C	-	C	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	-	C	-	C	C	-	C	C	C	-	-	-	C	-	-
600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
500	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
400	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87748**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	-	C	C	-	-	C	-	C	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	-	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-
800	C	-	-	C	-	-	-	C	C	C	C	-	-	C	-	-	-
700	C	C	C	-	C	-	-	-	-	-	C	C	C	-	-	-	-
600	-	-	-	C	C	C	-	C	C	C	C	-	-	-	-	C	-
500	-	C	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
400	C	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	C	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87860**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	-	-	C	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	-	-	C	C	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	-	C	C	C	-	C	-	C	C	C	-	C	C	-	-
700	-	-	-	C	C	-	C	C	C	-	C	C	-	C	-	-	-
600	-	-	C	C	C	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-
500	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
400	-	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
300	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
250	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
200	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CIRCULARIDAD **ESTACION: 87925**

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-	-	C	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-
900	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
850	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
800	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
700	-	-	C	C	-	-	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	-
600	-	-	C	-	-	-	-	-	C	C	C	C	C	C	-	C	-
500	C	-	C	-	C	C	C	C	C	C	C	C	C	-	C	C	-
400	C	-	C	C	C	-	C	C	C	C	C	C	C	-	-	C	-
300	C	-	C	C	C	C	C	C	C	-	C	C	C	-	C	-	-
250	C	-	C	C	C	C	C	C	-	C	C	C	C	-	C	-	-
200	C	C	C	C	C	-	C	C	-	-	C	C	C	C	-	-	-

TABLA 3.9: Variaciones del ángulo de rotación, en función de ρ_{uv} y de la relación entre σ_u y σ_v.

Consideremos $\Theta = \text{arc tg } \{ [2 \rho_{uv} \sigma_u \sigma_v] / (\sigma_u)^2 - (\sigma_v)^2 \}$

Si $\rho_{uv} = 0$

cuando	$\sigma_u > \sigma_v$	entonces	$\delta = 0$
cuando	$\sigma_u < \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/2$

Si $\rho_{uv} > 0$

cuando	$\sigma_u = \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/4$
cuando	$\sigma_u > \sigma_v$	entonces	$\delta = \Theta/2$
cuando	$\sigma_u < \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/2 - \Theta/2$

Si $\rho_{uv} < 0$

cuando	$\sigma_u = \sigma_v$	entonces	$\delta = 3/4\pi$
cuando	$\sigma_u > \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi - \Theta/2$
cuando	$\sigma_u < \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/2 + \Theta/2$

TABLA 3.10 a) : Desviaciones estándar transformadas para u

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87047

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	4.02	3.77	3.56	3.35	3.76	3.99	4.31	4.62	4.41	4.18	4.06	3.92	3.88	3.56	4.31	4.19	4.02
800	4.60	4.87	4.35	4.40	4.48	4.40	5.21	5.21	4.77	4.87	4.61	4.52	4.69	4.46	4.93	4.74	4.58
700	6.90	8.02	7.09	7.37	7.47	9.49	9.88	8.83	7.42	7.97	6.86	6.55	7.12	7.13	9.45	7.11	7.47
600	7.92	9.00	8.20	9.29	10.54	13.68	12.15	13.80	12.27	11.33	9.00	8.13	8.30	9.15	13.13	11.11	11.35
500	10.12	10.08	9.85	13.62	14.69	18.73	17.85	19.57	19.48	17.13	12.02	10.30	10.11	13.46	18.70	16.97	16.58
400	14.97	15.30	14.59	15.73	17.38	24.47	22.61	26.09	24.19	19.45	14.88	14.42	14.96	15.97	24.43	19.98	20.64
300	18.81	19.18	18.46	20.48	24.59	31.05	27.58	31.02	28.53	23.74	19.36	19.68	19.56	21.28	29.80	24.38	25.27
250	21.14	19.95	21.19	23.05	28.38	34.17	30.71	33.52	31.08	27.74	23.09	21.88	21.81	24.45	32.66	27.46	28.30
200	22.15	22.41	23.92	27.09	31.60	35.71	32.78	33.56	29.94	29.15	23.66	23.63	24.10	28.08	33.82	27.47	30.07

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87155

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	7.50	7.86	8.70	7.99	9.94	10.41	12.82	10.59	9.69	8.67	9.46	7.71	7.70	8.87	11.41	9.33	9.41
900	16.09	14.44	15.72	14.71	18.16	19.67	21.04	21.12	19.52	17.94	16.97	15.95	15.49	16.30	20.65	18.15	17.78
850	15.25	13.76	14.10	14.64	16.75	18.58	19.75	20.45	19.55	17.54	16.19	15.77	14.96	15.18	19.72	17.80	17.04
800	14.08	13.51	12.75	13.36	15.28	17.69	17.69	18.84	17.77	17.09	15.33	14.49	14.02	13.93	18.11	16.89	15.93
700	12.43	12.40	12.05	12.84	14.42	15.83	15.44	16.90	16.21	14.96	13.30	11.90	12.27	13.11	16.11	15.06	14.41
600	11.80	12.81	12.62	12.64	15.01	15.65	15.55	16.74	15.90	15.38	13.36	11.70	12.20	13.42	15.83	15.09	14.25
500	11.90	12.96	13.26	14.42	15.72	17.92	16.83	18.87	17.38	17.02	15.53	13.13	12.73	14.73	17.67	16.73	16.35
400	16.03	17.93	17.12	18.49	19.73	22.12	20.81	23.57	21.77	19.64	19.62	16.87	17.10	18.60	22.25	20.22	20.30
300	20.86	20.63	21.49	25.10	26.60	30.81	28.58	31.02	29.07	26.28	24.63	22.70	21.82	24.28	30.21	26.57	26.53
250	23.41	22.94	23.87	28.44	30.73	35.67	33.37	33.31	33.37	29.89	28.72	26.02	24.72	27.71	34.17	30.47	30.27
200	26.13	24.80	26.11	31.74	33.02	36.38	33.83	34.05	35.42	33.43	30.49	29.13	27.83	30.50	34.62	32.96	32.48

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87344

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	14.11	15.21	15.21	14.81	15.00	15.90	16.40	17.70	17.90	17.60	16.74	16.11	15.21	15.00	16.70	17.41	16.20
850	13.82	14.26	14.95	15.42	15.37	17.25	18.30	18.15	18.24	17.74	17.31	15.63	14.63	15.24	17.90	17.73	16.54
800	13.27	13.21	13.50	14.74	14.87	16.75	17.98	17.44	17.22	16.89	16.68	14.67	13.81	14.47	17.39	16.90	15.79
700	12.02	12.40	12.30	13.80	15.94	14.44	15.63	15.22	14.62	14.20	14.40	13.67	12.73	13.41	15.11	14.51	14.00
600	11.50	11.59	11.84	13.21	14.09	14.81	16.01	16.14	15.28	14.42	14.00	13.21	12.19	13.03	15.64	14.57	14.51
500	14.10	13.33	14.59	15.65	16.07	18.17	18.49	19.96	18.81	17.36	16.44	14.60	14.13	15.41	18.75	17.58	16.98
400	17.10	17.42	19.35	19.49	21.05	22.10	24.51	26.57	25.23	21.90	20.43	19.41	18.03	19.87	24.40	22.67	21.82
300	22.15	24.64	25.12	26.90	26.19	29.41	33.37	35.53	31.95	28.09	26.15	25.78	24.19	26.02	32.93	28.79	28.59
250	24.39	25.81	27.93	31.36	29.14	33.00	35.84	35.39	33.34	32.00	29.87	29.26	26.59	29.65	34.79	31.49	31.22
200	26.95	26.35	29.21	31.14	30.00	33.29	33.91	32.77	30.49	28.04	28.93	28.89	27.50	30.23	33.26	28.61	30.26

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87418

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	8.30	7.75	6.98	6.12	6.64	7.60	7.42	7.80	7.35	7.71	7.93	8.17	8.11	6.64	7.62	7.74	7.64
850	8.71	8.71	8.45	7.40	8.07	8.72	8.87	10.00	8.71	8.60	9.22	9.31	8.91	8.03	9.32	8.91	9.00
800	9.39	9.13	8.45	8.51	9.12	10.30	10.65	10.94	9.80	9.60	9.12	9.83	9.45	8.70	10.65	9.60	9.70
700	9.00	8.91	8.70	9.40	11.17	12.23	13.08	13.02	11.10	10.25	9.30	8.64	8.81	9.34	12.82	10.16	10.45
600	10.48	9.88	10.61	11.39	15.54	16.19	16.23	15.47	14.47	13.74	13.86	11.00	10.58	12.73	15.98	14.05	13.66
500	14.05	13.97	15.81	15.95	18.54	21.75	20.45	19.22	19.44	19.40	17.71	15.96	14.69	16.62	20.37	19.03	18.06
400	18.37	18.73	21.98	20.28	22.26	25.86	26.33	27.20	25.08	26.01	22.88	21.34	19.41	21.50	26.39	24.80	23.48
300	22.85	25.56	29.44	26.54	28.03	30.53	32.97	36.64	34.57	34.00	31.81	27.30	25.41	28.04	33.78	33.51	30.57
250	25.38	28.96	33.90	28.18	30.40	34.61	38.39	38.20	36.00	37.29	34.39	30.33	28.27	31.24	37.35	35.75	33.53
200	28.67	29.59	34.21	31.57	29.98	36.61	37.86	35.77	36.22	35.34	33.47	32.59	30.37	32.39	36.91	35.09	33.91

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87576

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	11.13	11.64	12.25	12.84	13.74	13.90	15.06	14.77	14.70	12.30	12.06	12.12	11.66	12.90	14.55	13.01	13.04
900	13.51	13.74	13.61	14.32	15.61	17.08	18.28	17.51	17.71	15.32	14.42	15.38	14.22	14.45	17.53	15.73	15.50
850	13.22	13.20	13.92	13.62	14.80	16.86	17.21	16.40	16.00	15.31	14.26	14.12	13.51	14.05	16.81	15.11	14.82
800	13.26	12.49	13.59	13.37	14.75	17.12	17.02	15.77	15.39	14.44	13.89	13.93	13.34	13.88	16.59	14.57	14.58
700	13.90	14.20	14.32	15.55	17.16	18.58	18.81	16.38	16.51	16.20	15.08	14.98	14.38	15.68	17.86	15.84	15.97
600	15.78	16.20	16.02	17.68	18.80	18.90	19.50	18.97	18.72	18.18	17.18	17.06	16.46	17.47	19.13	17.97	17.67
500	17.71	17.92	17.10	18.85	20.01	22.76	22.03	21.05	21.53	21.50	19.56	19.73	18.70	18.47	21.99	20.60	20.18
400	21.28	20.03	21.96	22.94	24.93	26.77	29.22	28.43	27.18	25.23	24.22	23.44	21.77	22.97	28.18	25.22	24.80
300	27.54	27.18	29.31	30.07	30.47	33.67	36.63	35.24	33.21	30.12	31.61	29.75	28.29	29.69	35.02	31.31	31.46
250	31.48	30.47	32.93	30.79	33.10	35.33	35.08	36.36	37.11	32.94	34.95	32.53	31.57	32.04	35.65	34.75	33.71
200	34.30	30.24	32.22	30.94	32.41	33.23	32.37	33.41	33.13	30.53	33.62	33.35	32.57	31.63	32.92	32.43	32.57

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87623

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	5.36	11.47	6.28	12.20	12.70	10.87	11.79	12.20	11.18	11.73	10.91	9.68	9.79	11.18	11.66	11.14	11.12
900	18.21	18.51	17.51	17.97	18.22	19.31	19.50	19.60	18.81	19.51	18.90	18.53	18.44	17.88	19.50	19.10	18.81
850	15.35	15.03	14.70	16.33	17.31	20.52	19.71	19.23	17.02	17.13	17.49	15.91	15.43	16.21	19.69	17.28	17.26
800	14.71	14.11	13.51	14.45	17.79	19.75	18.86	20.47	16.59	16.03	17.33	16.42	15.09	15.39	19.75	16.61	16.82
700	14.54	15.87	14.42	15.67	18.03	18.56	19.52	17.68	17.44	16.38	16.93	16.13	15.46	16.11	18.41	16.92	16.71
600	17.86	17.21	14.96	17.05	19.20	19.21	21.03	20.21	18.44	17.80	17.95	17.51	17.55	16.86	19.97	17.75	17.79
500	18.00	18.95	17.97	18.70	22.13	20.84	23.42	24.50	21.35	21.81	21.03	18.60	18.32	19.12	22.80	21.44	20.31
400	19.05	20.11	22.42	23.37	27.23	26.57	28.20	31.93	28.02	27.96	25.40	21.89	20.37	24.23	29.10	26.94	25.42
300	25.95	26.96	32.59	28.89	31.79	34.14	35.25	39.25	38.17	34.50	33.82	29.80	27.74	31.05	36.45	35.38	32.99
250	28.37	32.85	35.90	32.29	39.25	35.67	35.58	38.79	38.75	39.01	32.89	33.89	31.76	35.76	36.93	36.93	35.70
200	32.32	34.36	34.55	36.48	40.38	35.05	36.08	36.19	32.09	33.31	33.62	39.30	35.07	36.80	35.19	33.18	35.06

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87715

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	7.10	9.65	4.80	5.91	1.71	999.99	999.99	999.99	999.99	7.92	5.11	7.31
900	19.13	20.47	20.20	18.22	16.97	17.78	18.17	18.40	18.85	18.65	18.07	18.05	19.18	18.50	18.01	18.64	18.63
850	17.56	18.01	19.25	16.96	17.47	18.53	18.80	18.80	18.62	18.52	17.16	18.13	17.97	18.05	18.69	18.09	18.31
800	16.46	16.95	17.86	15.80	17.14	18.32	17.98	18.76	18.41	18.40	16.60	17.73	17.16	17.34	18.34	17.81	17.82
700	15.70	15.97	17.04	14.82	16.56	17.43	17.20	18.40	17.29	16.48	16.16	16.27	16.02	16.21	17.50	16.44	16.69
600	16.44	16.59	17.33	17.81	19.38	20.83	20.97	21.80	19.39	18.40	18.08	17.48	16.84	18.23	21.12	18.58	18.60
500	20.10	19.67	20.80	20.53	22.23	25.07	25.42	25.75	24.43	22.35	23.30	20.92	20.27	21.40	25.32	23.40	22.51
400	23.43	24.29	25.69	24.38	28.60	29.18	31.72	29.76	29.22	26.94	27.49	25.65	24.49	26.15	30.04	27.73	26.93
300	28.97	30.15	32.16	28.84	34.84	35.83	37.77	37.21	36.49	34.59	33.62	32.89	30.59	31.75	36.89	34.68	33.38
250	33.35	32.89	34.15	32.18	37.30	37.29	39.01	38.40	38.23	36.71	36.54	34.60	33.45	34.19	38.01	37.00	35.67
200	33.49	33.89	34.13	32.96	35.13	35.72	37.33	33.87	33.28	30.38	33.02	33.09	33.38	33.61	35.38	31.89	33.48

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87748

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	11.17	11.22	9.31	9.08	9.18	9.37	10.32	11.30	11.12	11.19	12.20	11.04	11.14	9.17	10.36	11.31	10.49
900	14.83	15.20	14.41	14.59	15.25	15.10	15.69	15.74	15.03	14.65	14.94	15.09	14.99	14.69	15.49	14.86	15.01
850	13.49	14.56	13.76	13.09	14.81	15.91	15.72	14.57	14.44	14.17	13.58	13.45	13.75	13.85	15.42	14.06	14.21
800	13.07	47.52	13.74	12.20	14.20	16.49	16.06	14.93	14.52	13.20	12.60	13.52	28.48	13.41	15.86	13.44	18.82
700	13.95	15.10	14.50	14.93	15.56	17.15	18.10	16.47	15.79	15.10	14.24	14.70	14.46	15.09	17.25	15.05	15.46
600	17.52	17.94	16.45	15.72	17.94	18.20	19.10	18.41	17.68	16.59	16.44	18.02	17.60	16.90	18.55	16.81	17.24
500	19.47	19.96	19.57	18.24	21.42	23.31	22.80	22.39	22.61	21.50	20.44	21.36	20.00	20.00	22.71	21.55	20.99
400	21.93	22.62	23.51	22.00	25.67	29.54	27.82	29.02	28.79	26.01	25.05	25.51	23.34	24.09	28.76	26.72	25.74
300	25.94	29.24	27.98	26.55	31.00	34.31	33.21	34.64	35.94	32.45	29.90	30.61	28.76	28.51	33.88	32.71	31.03
250	30.98	30.03	31.06	29.53	32.13	34.42	32.97	32.95	35.62	33.97	31.16	32.53	31.03	30.67	33.34	33.40	32.14
200	30.42	30.36	29.67	30.06	31.31	31.95	28.53	28.32	30.22	32.61	28.67	29.90	30.05	30.32	29.44	30.54	30.14

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87860

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	11.17	10.76	11.31	11.10	9.80	11.00	12.00	13.02	12.01	10.73	12.05	11.62	11.17	10.90	12.18	11.55	11.36
900	16.45	15.32	16.21	18.36	18.87	18.89	18.80	20.79	18.62	15.70	17.90	14.85	15.60	17.65	19.63	17.48	17.42
850	15.62	14.73	15.39	17.00	16.80	17.10	18.35	17.62	17.37	16.02	16.52	13.91	14.80	16.20	17.45	16.63	16.20
800	14.38	13.99	14.59	15.22	15.31	15.52	18.00	16.35	16.42	15.05	14.31	13.72	13.81	14.61	16.33	15.21	14.83
700	14.80	15.21	15.22	15.89	16.03	15.87	15.22	16.40	15.28	14.89	14.37	14.30	14.70	15.35	15.77	14.88	15.04
600	18.61	19.01	17.06	18.83	19.08	20.21	17.92	19.25	18.52	17.62	17.76	16.69	18.05	18.19	19.12	17.63	18.13
500	23.13	23.70	21.56	23.12	23.71	24.53	24.37	24.90	23.07	21.77	22.27	22.27	22.63	22.55	24.66	22.35	22.91
400	27.92	31.29	29.18	30.15	29.07	31.70	31.91	33.74	30.39	26.72	28.92	29.77	29.25	29.41	32.50	28.63	29.78
300	37.08	38.37	36.59	37.99	35.85	38.08	36.34	40.26	37.78	31.77	34.32	37.53	37.49	36.40	38.28	34.67	36.50
250	37.49	42.10	36.23	41.79	39.54	39.70	34.27	42.83	37.81	31.76	34.37	36.80	38.87	38.80	39.10	34.79	37.48
200	33.48	33.86	31.49	34.68	39.53	34.97	29.34	34.04	32.06	28.46	30.98	33.34	33.32	34.93	32.78	30.52	32.29

SIGMA DE U TRANSFORMADA ESTACION: 87925

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	10.42	8.03	8.69	10.95	11.13	9.60	10.53	11.35	10.90	11.51	11.63	10.02	9.86	10.15	10.82	11.53	10.83
900	15.79	14.11	15.65	18.87	20.78	18.42	16.91	17.30	15.60	15.13	14.34	13.15	14.49	19.14	17.86	14.92	16.49
850	16.31	14.91	15.70	18.00	21.08	18.99	18.07	19.55	17.48	16.52	16.28	14.65	15.40	18.78	19.12	16.73	17.57
800	16.90	15.05	16.41	20.27	20.28	20.41	17.75	19.52	18.71	16.55	16.24	14.36	15.60	19.09	19.63	17.28	17.84
700	16.89	16.22	18.15	17.71	20.30	18.72	18.27	20.63	18.98	17.39	16.02	15.20	15.81	18.53	19.56	17.55	17.82
600	19.55	17.42	20.32	20.37	20.77	22.30	19.84	20.34	18.49	18.63	16.75	15.67	17.05	19.46	20.52	17.65	18.49
500	23.58	24.41	25.40	24.32	25.31	23.54	21.58	21.01	21.61	20.58	19.60	19.30	20.91	24.72	22.12	20.32	21.91
400	30.25	30.32	32.21	31.65	30.22	30.60	24.81	25.22	24.10	26.97	23.92	25.80	27.14	31.10	26.86	25.03	27.34
300	33.87	39.34	36.93	42.55	38.07	39.39	27.94	32.49	30.30	36.90	28.55	33.34	33.19	39.02	33.23	32.30	34.42
250	33.99	38.23	41.69	44.93	35.59	38.71	24.88	32.69	32.48	31.98	28.89	33.79	34.53	39.42	32.10	31.14	34.37
200	33.93	30.88	31.82	36.14	34.56	39.71	24.61	27.04	37.59	27.70	20.80	27.44	30.32	33.37	30.70	28.01	30.66

TABLA 3.10 b) : Desviaciones estándar transformadas para v

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87047

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	2.92	2.70	2.04	2.29	2.48	2.85	3.68	3.42	2.80	3.03	2.52	2.82	2.87	2.26	3.35	2.81	2.92
800	2.84	2.99	2.56	2.47	3.40	4.10	4.29	4.89	3.48	3.71	2.94	3.35	3.07	2.87	4.57	3.42	3.70
700	4.13	3.96	3.83	4.79	6.82	6.36	6.64	7.44	6.78	6.72	5.33	4.60	4.30	5.76	6.90	6.78	6.93
600	5.77	5.90	6.09	8.07	8.34	9.08	9.78	10.24	8.66	8.47	7.35	6.07	6.00	8.23	9.88	8.54	8.78
500	8.52	9.72	9.45	11.09	12.28	15.09	15.15	14.66	12.29	12.06	10.14	9.60	9.48	11.17	15.05	11.86	12.70
400	12.52	11.99	12.65	15.27	15.27	17.79	16.41	18.23	16.06	15.80	13.18	11.99	12.43	14.92	17.55	15.28	15.78
300	14.28	13.76	15.18	17.62	18.72	20.96	21.23	21.18	19.54	18.67	15.64	15.98	15.04	17.56	21.32	18.09	18.88
250	16.64	15.93	16.53	19.17	20.45	22.67	24.15	23.76	21.97	22.35	17.88	18.59	17.44	19.03	23.73	20.92	21.24
200	18.16	15.54	17.33	21.21	21.55	25.12	24.07	25.86	23.93	23.14	19.75	20.90	18.46	20.70	25.25	22.82	22.96

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87155

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	5.80	5.11	6.00	5.88	5.16	6.26	6.53	7.20	6.74	7.22	5.85	5.99	5.70	5.69	6.71	6.62	6.34
900	8.07	7.66	7.84	8.20	8.25	9.80	9.69	10.10	9.94	10.54	8.96	8.43	8.11	8.12	9.81	9.92	9.11
850	8.18	7.85	8.83	8.19	8.63	9.81	9.93	9.50	9.57	10.44	9.03	9.18	8.47	8.63	9.79	9.64	9.23
800	8.45	8.21	8.28	8.24	9.18	9.84	9.64	10.04	9.61	10.01	9.40	9.51	8.70	8.59	9.79	9.75	9.42
700	8.82	8.52	9.13	9.42	10.34	11.06	11.04	11.35	10.65	11.08	10.10	9.80	9.21	9.89	11.18	10.68	10.56
600	9.90	10.49	10.37	10.75	11.87	13.72	13.63	14.13	13.10	13.09	11.72	10.50	10.30	11.38	14.07	12.69	12.84
500	11.80	12.84	12.93	13.16	15.07	16.67	15.65	14.72	15.59	15.35	14.36	12.97	12.57	13.97	15.98	15.13	14.61
400	14.17	14.86	14.67	15.55	17.72	19.11	17.33	18.64	19.37	17.32	16.64	14.72	14.70	16.17	18.49	18.14	17.01
300	17.99	17.72	17.99	18.12	19.53	21.56	19.54	22.75	21.38	20.66	19.42	18.17	18.19	18.62	21.54	20.71	19.80
250	20.56	18.98	19.60	21.04	21.38	24.73	22.53	25.76	25.49	24.56	23.54	19.65	20.10	20.82	24.49	24.67	22.65
200	21.22	21.17	20.30	22.94	22.69	26.08	21.94	24.52	26.50	27.77	27.54	22.32	21.99	22.11	24.44	27.45	24.10

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87344

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	5.26	5.38	4.98	5.19	5.50	5.70	5.60	5.99	5.79	5.60	5.39	5.78	5.47	5.30	5.80	5.57	5.59
850	6.36	6.48	5.77	5.45	6.13	7.69	7.57	7.33	7.82	7.51	7.07	6.74	6.53	5.90	7.57	7.43	7.00
800	6.97	6.48	6.69	6.52	7.26	9.20	9.04	9.04	8.16	8.22	8.24	7.16	6.98	6.85	9.13	8.20	7.92
700	8.57	7.90	8.70	9.09	9.95	12.43	12.14	12.88	10.67	10.20	10.10	8.89	8.56	9.49	12.47	10.39	10.90
600	11.50	10.40	11.15	11.88	12.58	13.98	14.76	14.32	13.58	12.73	13.00	12.27	11.60	12.47	14.55	13.31	13.38
500	12.27	12.67	13.18	13.83	13.67	15.82	16.25	15.45	15.14	13.73	13.98	13.30	12.87	13.76	16.07	14.48	14.74
400	14.76	14.58	15.00	16.82	16.71	19.97	20.40	18.64	17.69	16.34	17.01	14.34	14.55	16.59	19.87	17.16	17.44
300	18.62	19.29	18.96	20.36	21.12	26.21	24.70	23.73	23.05	21.91	21.65	17.14	18.24	20.57	24.93	22.53	21.87
250	20.33	20.30	23.04	22.76	23.03	29.19	26.97	26.52	25.73	26.14	25.17	20.00	20.30	22.93	27.82	26.18	24.93
200	22.35	20.01	22.97	22.35	23.30	27.33	25.15	24.55	23.01	25.62	24.23	21.30	21.53	23.11	25.76	25.08	24.20

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87418

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	4.83	4.56	4.27	4.17	4.54	4.70	4.87	4.54	4.83	5.09	4.58	4.79	4.71	4.33	4.76	4.94	4.73
850	4.68	4.29	3.99	4.30	5.29	5.07	5.89	5.20	4.38	5.40	4.86	4.68	4.58	4.54	5.37	4.88	4.90
800	5.04	4.44	4.52	4.48	6.16	6.85	7.29	6.12	5.60	5.60	5.37	5.15	4.91	5.19	6.87	5.59	5.80
700	6.50	6.18	6.30	6.87	7.86	9.73	8.94	8.91	8.59	8.58	7.50	6.85	6.59	7.70	9.19	8.39	8.35
600	8.74	8.58	7.53	8.15	9.43	11.12	10.75	11.93	10.30	11.60	9.75	8.95	8.86	8.49	11.38	10.65	10.11
500	10.90	11.73	10.46	12.24	13.36	15.46	15.51	16.28	14.74	15.02	12.43	12.76	11.97	12.60	15.87	14.11	13.99
400	13.62	15.42	12.90	16.99	16.60	21.79	20.16	18.23	17.23	20.80	16.43	16.34	15.49	16.11	20.20	18.33	17.96
300	18.66	21.12	18.61	21.74	23.30	25.98	26.36	23.69	22.21	25.24	20.90	20.06	19.94	21.89	25.32	23.04	23.06
250	22.12	24.68	22.09	24.30	26.28	25.88	28.04	24.40	21.80	26.57	23.53	24.37	23.78	24.58	26.18	24.25	25.12
200	24.51	25.13	22.95	23.89	24.99	25.64	29.69	24.39	21.92	23.92	25.39	24.13	24.70	24.62	26.79	23.92	25.47

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87576

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	9.45	8.95	9.64	11.36	11.01	12.40	11.08	11.91	12.37	11.30	9.92	9.97	9.53	10.78	11.94	11.39	11.05
900	11.95	10.49	11.79	11.57	12.73	14.50	14.01	14.12	14.65	12.78	12.77	11.97	11.53	12.24	14.45	13.46	13.08
850	11.68	10.80	11.03	10.88	12.00	13.91	13.29	13.60	13.20	11.90	12.02	11.57	11.39	11.53	13.69	12.47	12.48
800	11.23	10.89	10.93	10.16	11.92	12.86	13.47	12.98	12.29	11.46	11.42	11.14	11.14	11.37	13.17	11.78	12.09
700	11.62	11.34	12.00	11.23	12.67	14.63	14.04	13.78	13.35	12.82	11.66	12.65	12.02	12.20	14.22	12.97	13.14
600	12.20	11.99	13.58	13.64	15.27	17.29	16.65	16.61	16.84	15.95	13.73	14.36	12.94	14.52	16.86	15.76	15.67
500	14.36	15.26	15.90	17.44	18.99	19.09	20.65	19.42	18.89	18.18	16.90	16.06	15.38	17.93	19.64	18.69	18.31
400	17.36	17.37	17.93	19.97	21.65	21.10	23.94	22.10	21.45	20.20	19.93	17.55	17.51	20.57	22.40	21.11	20.76
300	20.98	20.17	21.72	23.86	25.62	25.95	26.73	26.38	25.82	25.31	23.75	21.89	21.13	24.23	26.51	25.50	24.66
250	22.29	22.24	23.24	25.58	27.61	28.75	27.46	28.07	29.58	27.41	26.79	24.42	23.03	25.84	28.12	28.56	26.81
200	25.24	22.80	23.14	24.48	27.10	28.82	25.15	27.63	27.12	24.56	26.47	26.58	24.81	25.45	27.43	26.48	26.20

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87623

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	2.91	3.26	3.93	4.50	8.80	6.57	8.88	7.70	7.88	7.15	3.94	4.54	3.94	7.27	8.15	7.64	7.87
900	11.12	11.68	10.92	11.54	11.47	11.48	12.40	13.60	11.68	11.39	10.70	12.66	11.83	11.48	12.60	11.30	11.89
850	10.13	10.76	10.40	10.26	11.19	10.87	11.98	12.25	11.08	10.55	10.43	11.79	10.86	10.78	11.74	10.67	11.10
800	10.55	11.77	9.65	9.79	11.81	12.41	11.74	10.80	11.29	10.89	12.39	12.33	11.59	10.62	11.67	11.60	11.51
700	11.16	13.24	10.22	11.90	12.43	13.92	12.00	13.05	12.83	12.49	12.97	12.89	12.49	11.92	13.08	12.78	12.81
600	13.70	14.66	13.40	14.04	17.09	16.49	16.27	17.68	16.85	16.80	16.11	15.76	14.77	15.42	17.21	16.84	16.49
500	14.70	14.99	15.33	15.90	19.72	19.66	18.95	21.40	18.33	17.12	17.32	16.60	15.77	17.55	20.45	17.68	18.35
400	17.63	16.87	16.42	19.61	22.56	23.56	21.00	26.07	21.35	20.62	19.54	18.25	17.75	19.97	24.18	20.90	20.75
300	21.99	20.40	21.53	24.65	30.19	32.14	28.39	27.70	27.96	24.07	25.28	23.07	22.15	26.04	29.71	25.80	26.11
250	23.76	22.15	27.45	26.54	35.46	28.67	32.13	26.59	31.63	28.25	27.29	28.25	25.39	30.43	29.22	29.22	28.84
200	24.44	20.83	25.60	29.25	35.96	30.74	28.49	25.38	26.36	26.62	25.45	29.13	26.41	30.95	29.38	26.42	28.45

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87715

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	0.77	4.29	3.19	2.08	0.34	999.99	999.99	999.99	999.99	3.36	1.88	2.98
900	12.08	12.61	12.25	12.10	13.09	12.99	14.01	13.44	12.54	12.71	11.37	12.45	12.40	12.96	13.54	12.37	13.11
850	12.78	13.16	12.99	12.69	13.17	14.08	14.04	14.17	12.77	13.28	12.20	13.54	13.21	13.28	14.17	12.88	13.52
800	12.54	13.28	13.23	13.32	14.00	14.91	15.12	14.59	13.42	13.30	12.96	13.74	13.20	13.66	14.93	13.30	13.83
700	13.67	14.12	14.60	13.97	15.10	17.07	17.00	16.50	15.79	15.21	15.14	14.83	14.27	15.09	17.00	15.55	15.50
600	14.18	14.55	15.84	14.09	15.91	16.92	16.26	17.48	16.16	15.03	15.31	14.94	14.69	15.67	16.99	15.48	15.79
500	17.09	15.83	17.26	16.68	18.66	19.60	18.40	19.90	18.88	17.41	17.06	16.53	16.66	17.74	19.41	17.80	17.86
400	20.37	19.22	20.75	21.01	20.74	24.27	21.92	25.08	22.53	20.68	20.42	19.55	19.99	21.31	24.01	21.18	21.59
300	24.48	21.46	23.34	25.17	26.78	30.58	25.96	28.18	28.07	24.46	25.18	23.80	23.68	25.63	28.49	26.00	25.85
250	26.94	23.40	24.72	25.17	28.43	30.00	27.80	28.47	27.50	24.93	28.14	25.39	25.63	26.76	29.01	27.14	27.04
200	25.93	21.77	24.13	23.13	26.72	31.02	23.95	27.42	25.82	25.22	24.50	24.52	24.39	25.43	27.80	25.59	25.85

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87748

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	8.37	8.85	8.26	8.20	8.00	8.62	9.27	8.26	9.64	10.31	10.10	10.04	9.20	8.21	8.82	10.19	9.29
900	11.95	11.38	10.96	11.11	11.79	12.90	12.49	13.00	12.29	12.79	11.88	11.93	11.84	11.59	12.89	12.26	12.30
850	11.54	11.83	11.22	11.08	12.27	13.07	12.77	13.83	13.14	12.60	12.00	12.01	11.88	11.90	13.28	12.62	12.67
800	12.32	13.76	12.01	11.70	12.90	13.31	12.63	13.64	13.26	12.70	11.60	12.14	13.38	12.69	13.18	12.55	13.35
700	13.55	14.50	13.38	12.91	14.22	14.74	13.47	14.58	13.96	13.24	13.55	13.70	14.04	13.78	14.12	13.61	14.11
600	14.90	15.69	14.55	14.25	17.05	17.39	16.38	17.49	17.12	15.40	14.96	14.68	15.37	15.59	17.15	16.09	16.46
500	17.43	18.20	16.96	16.56	18.04	20.14	19.24	20.05	19.04	17.72	16.46	16.14	17.60	17.45	20.04	17.77	18.54
400	20.46	20.28	19.17	19.97	21.11	23.69	22.84	22.30	22.20	20.57	19.17	19.69	20.31	20.37	23.13	20.70	21.46
300	23.40	22.65	22.76	24.93	25.93	28.76	24.18	25.55	25.63	24.17	23.21	24.35	23.70	24.97	26.49	24.51	24.95
250	24.32	22.44	24.57	26.07	26.13	28.85	22.78	27.51	26.64	25.36	25.38	23.56	23.74	26.05	26.46	25.96	25.74
200	23.85	22.94	23.83	26.10	25.26	28.78	20.63	24.13	22.64	23.53	26.18	22.37	23.22	25.48	24.69	24.22	24.48

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87860

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	7.56	7.86	9.09	8.70	9.20	9.80	10.07	9.57	9.89	8.67	8.98	8.75	8.07	9.00	9.78	9.24	9.02
900	13.13	13.26	13.29	14.97	15.07	16.28	15.74	16.56	15.15	14.20	12.86	11.58	12.68	14.41	16.22	14.00	14.22
850	13.57	13.27	13.30	14.28	15.10	15.78	14.53	16.07	15.02	13.97	13.17	12.19	13.00	14.20	15.73	14.06	14.20
800	12.99	12.26	12.33	13.86	14.68	14.36	14.93	15.54	14.32	14.03	13.27	12.78	12.87	13.78	15.46	13.97	14.06
700	12.08	12.06	13.43	14.80	15.37	13.38	14.68	15.00	14.92	12.98	12.91	12.99	12.58	14.85	14.43	13.71	13.95
600	14.49	14.79	16.23	16.93	16.35	15.41	14.69	16.57	16.73	15.07	15.37	14.58	14.74	16.58	15.57	15.95	15.95
500	18.56	17.84	20.33	20.29	18.75	19.71	19.31	19.89	19.28	19.17	18.15	17.22	18.38	20.00	19.64	18.94	19.28
400	21.62	21.49	24.75	28.53	25.63	26.26	24.97	25.26	23.71	22.52	22.33	21.49	22.27	26.21	25.64	23.01	24.27
300	27.21	26.66	30.42	32.29	31.76	32.09	27.55	28.44	28.25	27.04	27.44	25.49	26.86	31.43	29.41	27.64	29.04
250	29.64	27.84	30.36	33.87	34.72	31.74	27.80	28.17	29.25	25.32	28.93	25.49	27.95	32.97	29.31	27.96	29.94
200	25.85	24.68	27.67	29.13	30.48	24.92	23.07	25.42	26.07	20.92	23.55	23.40	25.13	28.92	24.86	23.78	26.31

SIGMA DE V TRANSFORMADA ESTACION: 87925

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	6.46	5.43	7.05	6.40	6.24	6.89	7.39	8.84	6.29	7.72	8.20	7.51	6.77	6.96	7.84	7.44	7.34
900	11.27	10.03	12.12	13.84	13.21	12.90	11.73	11.22	11.88	11.54	9.08	10.51	10.87	13.11	11.96	11.00	11.70
850	12.08	10.83	13.19	14.86	13.63	14.17	12.54	12.33	13.13	12.19	10.09	12.03	11.76	14.21	13.26	12.11	12.75
800	12.73	11.67	13.79	17.58	12.93	14.03	11.88	13.18	13.11	12.93	11.09	11.27	12.07	15.43	13.00	12.54	13.22
700	13.43	12.09	15.73	16.08	13.32	14.89	12.11	13.34	13.36	14.20	12.80	12.79	13.31	15.76	13.73	13.50	14.07
600	15.39	13.14	17.26	16.41	16.40	16.50	14.68	15.42	15.70	16.30	14.70	14.10	15.20	18.04	16.30	16.34	16.88
500	20.08	14.68	18.92	19.21	21.09	19.15	17.64	19.15	20.79	19.41	17.50	17.50	19.78	20.81	19.24	19.78	20.29
400	25.93	17.12	23.95	25.41	25.33	22.74	20.04	22.97	23.80	22.87	19.52	24.79	25.55	25.31	22.73	22.42	24.44
300	30.15	21.99	28.81	31.22	30.06	29.67	24.27	29.36	27.44	27.89	23.69	31.14	30.90	30.01	29.57	26.59	29.41
250	30.97	19.48	30.58	32.30	30.87	28.35	22.88	28.40	23.49	27.03	23.04	27.99	27.82	31.81	28.53	24.78	28.14
200	23.31	16.48	31.48	24.45	25.93	23.28	18.59	26.56	23.38	16.96	19.60	25.84	23.43	28.92	24.40	22.85	25.20

CAPITULO 4: ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DE LA CIRCULACION ATMOSFÉRICA REGIONAL.

4.1. VARIACIÓN ANUAL DE LAS COMPONENTES MEDIAS DEL VIENTO.

4.1.1. Variación anual de la componente zonal media (m/s).

4.1.2. Variación anual de la componente meridional media (m/s).

4.2. VARIACIÓN ANUAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

4.2.1. Variación anual de la desviación estándar de la componente zonal (m/s).

4.2.2. Variación anual de la desviación estándar de la componente meridional (m/s).

4.3. VARIACIÓN ANUAL DEL VIENTO MEDIO.

4.3.1. Variación anual del vector viento medio: su intensidad y dirección.

4.3.2. Variación anual del coeficiente de persistencia del viento (%).

4.3': Figura 4.5 a Figura 4.10.

4.4. VARIACIÓN ESPACIO –TEMPORAL DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

4.4.1. Campos mensuales de u medio y v medio.

4.4.1.1.En la troposfera inferior.

4.4.1.2. En la troposfera media.

4.4.1.3. En la troposfera superior.

4.4.2. Campos estacionales de u medio y v medio.

4.4': Figura 4.11 a Figura 4.22.

4.5. VARIACIÓN ESPACIO –TEMPORAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

4.4.3.1. En la troposfera superior.

4.4.3.2. En la troposfera media.

4.4.3.3. En la troposfera superior.

4.5': Figura 4.23 a Figura 4.34.

4.6. AUTOCORRELACIONES ESPACIO –ESTACIONALES DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO EN 850 HPA.

4.6.1. Autocorrelaciones espacio –estacionales de la componente zonal.

4.6.2. Autocorrelaciones espacio –estacionales dela componente meridional

4.6': Figura 4.35 a Figura 4.51.

CAPITULO 4

ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA REGIONAL

4.1. VARIACIÓN ANUAL DE LAS COMPONENTES MEDIAS DEL VIENTO

Una vez estudiado el comportamiento muestral, se encaró el análisis de las evoluciones anuales del viento con la finalidad de caracterizar la circulación media en la atmósfera libre.

4.1.1. VARIACIÓN ANUAL DE LA CIRCULACIÓN ZONAL MEDIA (m/s)

La variación vertical-anual de la componente zonal media del viento se analiza para cada una de las estaciones aerológicas, a través de la Figura 4.1. Las mismas muestran la evidente y conocida presencia de la corriente en chorro del oeste (valores positivos) con valores máximos, mayores a 25 m/s, alrededor de los 200 hPa, que se producen durante la primavera, en la región subtropical (Salta y Resistencia (30 m/s), y Córdoba (28 m/s)). Durante el invierno, sobre la región central, en Ezeiza, Santa Rosa y Mendoza superan los 28 m/s. Sobre Comandante Espora y Neuquén los valores máximos de la componente zonal media del viento ocurren en junio pero muestran menor intensidad (24 m/s). Otro aspecto que merece destacarse, surge de la comparación entre la circulación zonal media en Comodoro Rivadavia y en Río Gallegos: mientras que en Rio Gallegos, las mayores intensidades se presentan durante el otoño (presencia del jet subpolar), en Comodoro Rivadavia, los flujos zonales se debilitan en el otoño y se vuelven máximos durante el invierno.

Durante el mes de marzo se observa una disminución de la circulación del oeste en la troposfera media y alta de la parte septentrional de la región

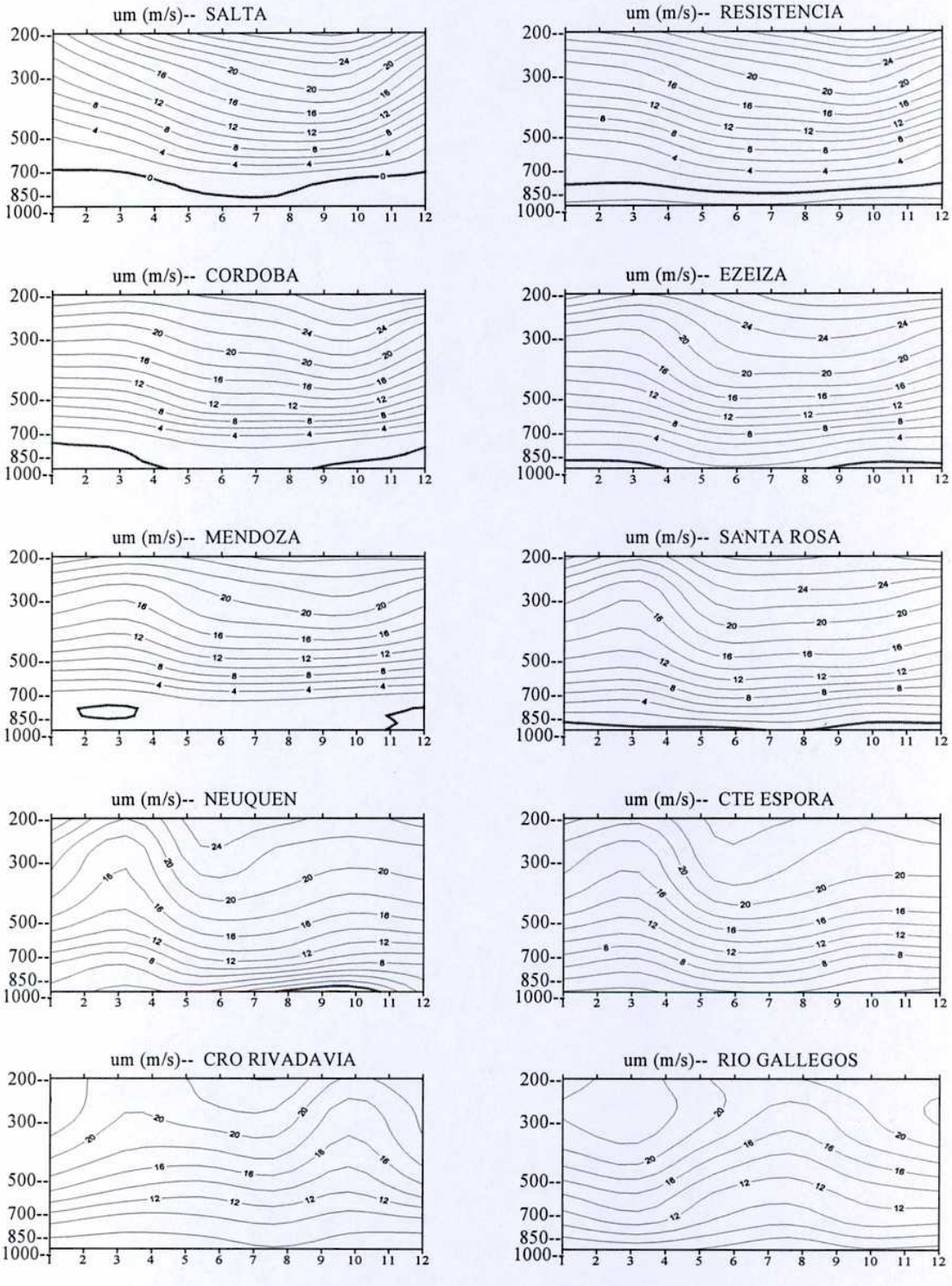


Figura 4.1 : Variación anual de la componente zonal del viento para las estaciones aerológicas indicadas

central, que se extiende hacia niveles inferiores invirtiéndose al este (Ezeiza, Santa Rosa y Mendoza). Este debilitamiento se muestra marcado sobre la

zona meridional (Neuquén , Cte. Espora y Comodoro Rivadavia) tanto en otoño como en primavera; en este último periodo la circulación zonal se invierte al este, sobre Neuquén. Como veremos más adelante esta disminución de la circulación zonal permite la llegada de los flujos meridionales de humedad hacia latitudes más altas durante el mes de marzo. La circulación media del este (valores negativos) es característica de la tropósfera baja de las estaciones de bajas latitudes relativas (Salta, Resistencia) durante todo el año.

En resumen : El desplazamiento meridional del Anticiclón del Atlántico sur afecta la circulación zonal: debilitándola en la parte septentrional de la región central de Argentina durante el otoño (en su trayectoria hacia el norte); mientras que en la zona sur el mismo efecto se observa en primavera cuando comienza su desplazamiento hacia el sur.

4.1.2. VARIACIÓN ANUAL DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA (m/s).

Se estudia la evolución anual de la componente meridional media del viento en diferentes latitudes y para distintas posiciones relativas respecto de la Cordillera de los Andes. En la Figura 4.2.1 se consideran las variaciones anuales mencionadas para las estaciones cercanas a la Cordillera, en la región occidental; en la Figura 4.2.2, se incluyen las estaciones de la región oriental de Argentina y en la Figura 4.2.3 , las correspondientes a las estaciones patagónicas, en la zona sur.

A través del año, la circulación meridional en capas bajas está condicionada por la profundización o el debilitamiento del sistema de baja presión continental, por el desplazamiento latitudinal-estacional del sistema de alta presión del Atlántico Sur y por el pasaje de ondas desde el oeste al este sobre la Cordillera andina.

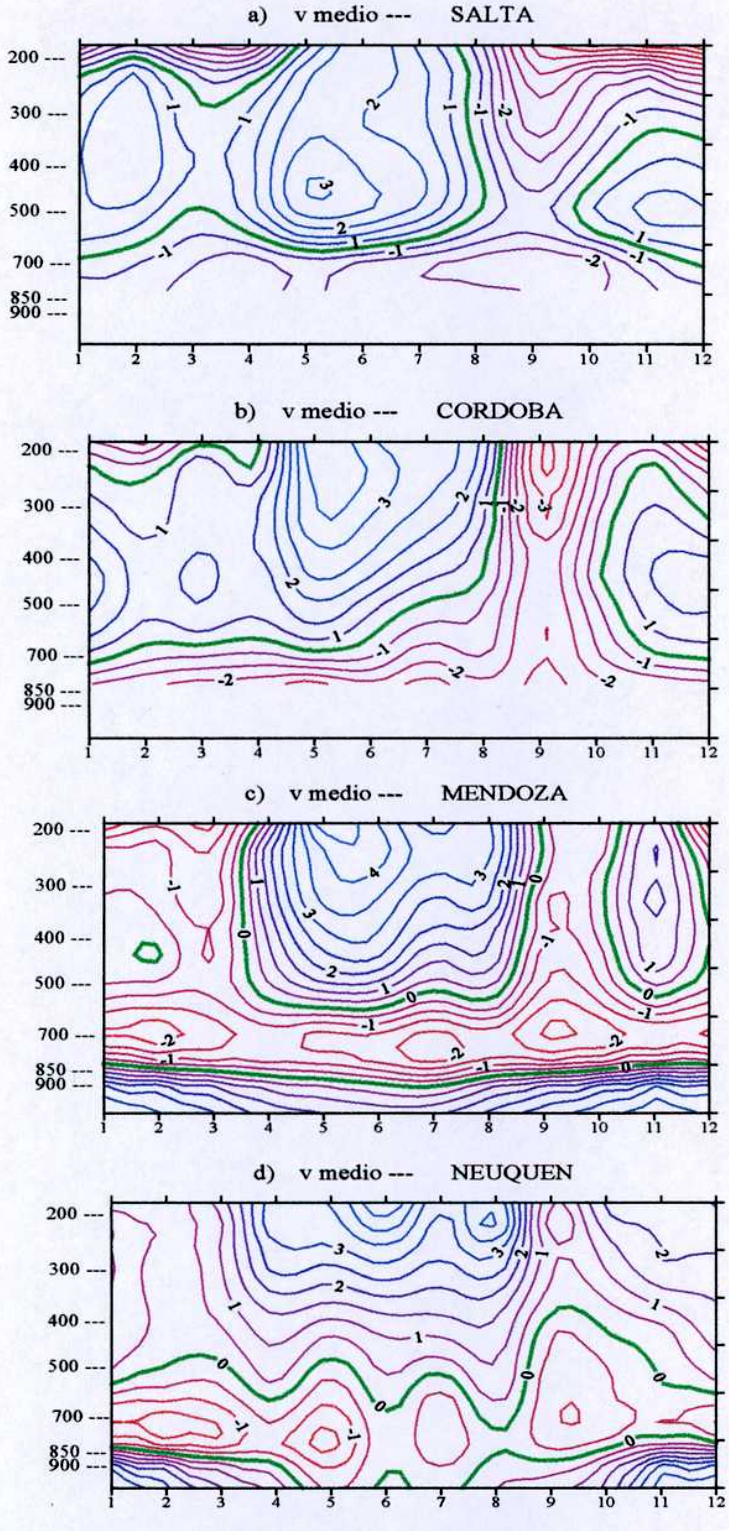


Figura 4.2.1: Variación anual del viento meridional medio para las estaciones de la zona occidental, cercana a la Cordillera andina.

Los valores positivos (negativos) corresponden a la circulación meridional desde el sur (norte).

La circulación meridional en las capas inferiores de la tropósfera regional es del norte durante todo el año, al oeste de la región tropical (Salta, Fig. 4.2.1 a) y en la parte oriental de la zona subtropical y central (Córdoba (Fig.4.2.1 b), Ezeiza (Fig. 4.2.2. b) y Comandante Espora (Fig. 4.2.2 d). En Resistencia (Figura 4.2.2 a), el flujo meridional muestra características similares alcanzando intensidades máximas de alrededor de 4 m/s; pero a fines del invierno y en primavera predomina una débil circulación media del sur, indicadora de la llegada de los sistemas frontales a esas latitudes. En Santa Rosa (Fig. 4.2.2 c), en capas bajas, tanto la circulación meridional media, como la circulación zonal media son débiles (área de transición), indicando una carencia de persistencia del viento en una dirección determinada (coeficientes de persistencia de 20%, en el nivel de 850 hPa). La componente meridional del norte domina en el otoño y fines del invierno con intensidades que superan 1 m/s. Al oeste de la región central, cerca de la cordillera andina, sobre Mendoza (Fig. 4.2.1 c), dominan los flujos del sur, durante todo el año debido a la canalización del viento luego de cruzar la Cordillera sobre la región de menor altura; mientras que sobre Neuquen, (Fig. 4.2.1 d) esta circulación se manifiesta solamente durante primavera, verano (3 m/s) y principios del otoño. Entre abril y agosto, los flujos del norte, dominantes sobre esta región, son debidos a las circulaciones anticiclónicas pos-frontales frecuentes en la región central de Argentina.

Toda la troposfera media y alta de la región subtropical muestra circulación meridional media del norte a fines del invierno y al comienzo de la primavera (Salta, Resistencia, Córdoba y Mendoza) indicando la presencia climatológica de la parte delantera de una vaguada en altura. Durante el mencionado período, toda la troposfera muestra circulación del

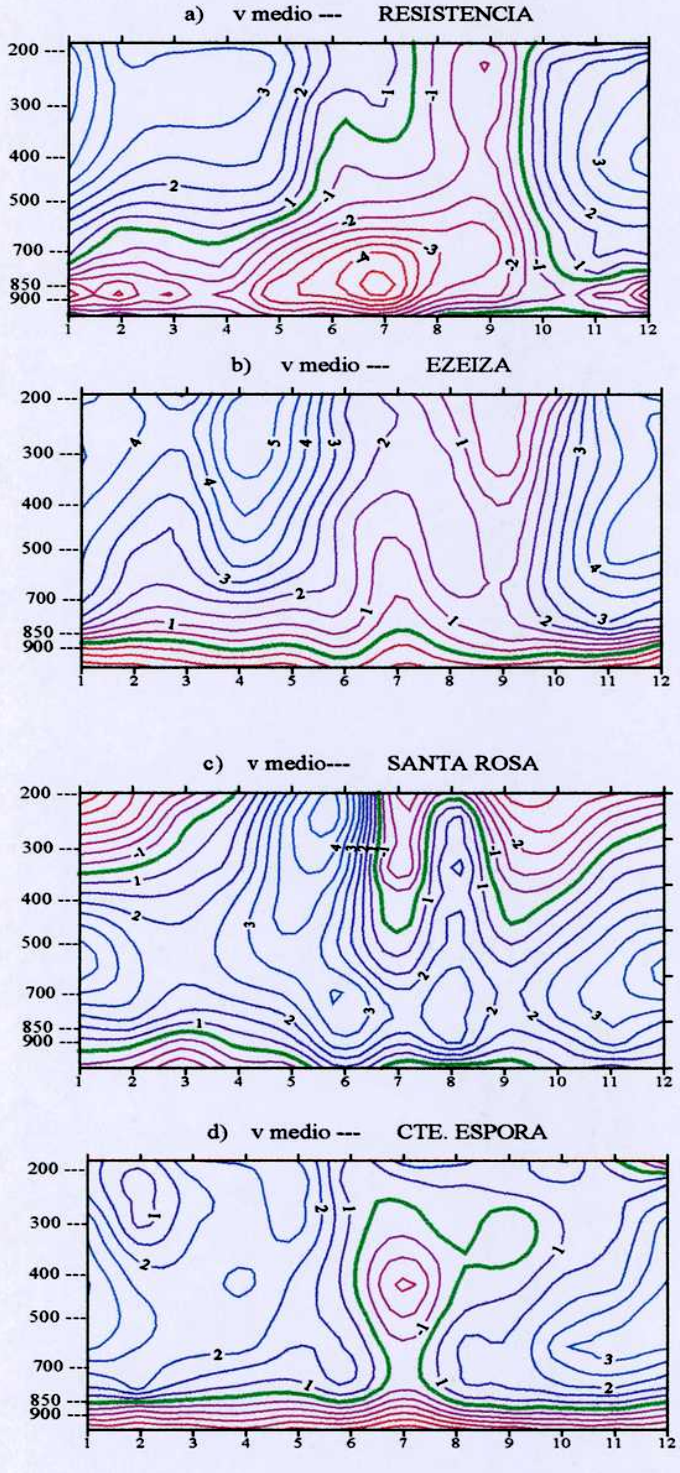


Figura 4.2.2.: Variación anual del viento meridional medio para las estaciones de la zona oriental.

norte sobre Salta y Córdoba: las canalizaciones orográficas del viento en capas bajas y el pasaje de las ondas de los oestes en niveles altos provocan estos resultados. Además, la circulación del norte que se presenta alrededor de los 250 hPa y 300 hPa durante el verano y principios del otoño en Salta y Córdoba está asociada con la circulación anticiclónica de la Alta Boliviana en la troposfera alta durante la estación estival. La circulación del norte en la alta troposfera sobre Mendoza durante el verano, indica también el dominio de circulación anticiclónica extendido hacia esta región y señala el pasaje sobre la Cordillera andina, de la parte delantera de las vaguadas de las ondas de los oestes en la estación estival. Hacia la región patagónica, sobre Neuquén, la circulación meridional de la troposfera media y alta, se invierte y es desde el sur durante todo el año aunque se debilita marcadamente a partir de setiembre y durante la primavera y el verano. Las máximas intensidades durante los meses de invierno superan los 4 m/s al igual que en Mendoza para esa época del año.

En Comodoro Rivadavia (Figura 4.2.3 a), la dirección sur es la resultante en todos los niveles que fueron analizados. Las intensidades aumentan con la altura y los máximos se producen durante el invierno. En los meses de julio y setiembre se observa un acentuado debilitamiento de la circulación del sur en toda la troposfera.

Esta característica es también observada en Santa Rosa en la troposfera alta y en Comandante Espora en la troposfera baja y media. Estas circulaciones troposféricas insinúan un despliegue climático meridional de las superficies frontales separando el aire subpolar del aire subtropical. La similitud del comportamiento de la circulación meridional en Río Gallegos (Figura 4.2.3 b) con la correspondiente en Comandante Espora durante el período mencionado, podría indicar la presencia climatológica de otra onda frontal sobre Río Gallegos.

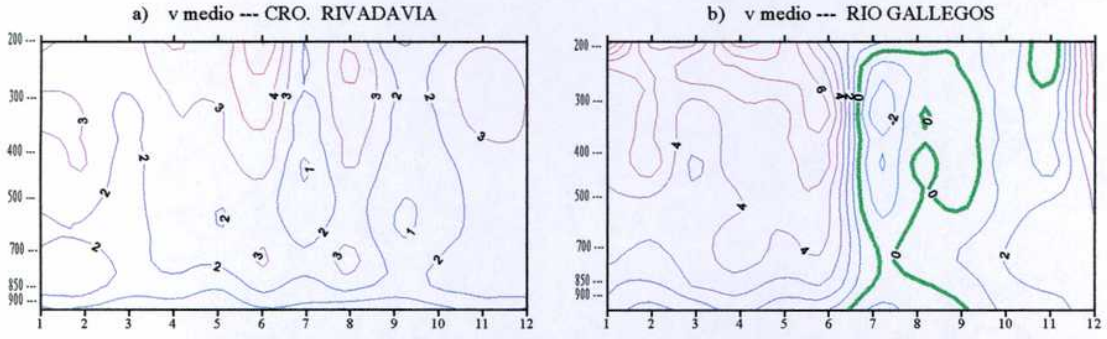


Figura 4.2.3.: Variación anual del viento meridional medio para las estaciones de la zona sur.

4.2. VARIACIÓN ANUAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO

Al analizar la variabilidad espacial-temporal de las componentes del viento, es de interés señalar la simetría que muestran los perfiles de la desviación estándar de las componentes del viento en ambos hemisferios (Peixoto y Oort, 1965). Además, las desviaciones estándar de ambas componentes muestran valores similares. Este aspecto y también la estructura casi idéntica de los campos respectivos, puntualizan claramente el carácter turbulento de la circulación general de la atmósfera. Veamos las características que muestran los parámetros referidos, sobre nuestra región.

4.2.1 VARIACIÓN ANUAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA COMPONENTE U

En la Figura 4.3 se analiza la evolución anual de la desviación estándar de la componente zonal del viento en cada estación de la red aerológica continental.

Como puede apreciarse, los valores correspondientes aumentan con la altura y oscilan entre los 2 m/s y los 18 m/s, generalmente, en todas las estaciones analizadas. Máximos secundarios se presentan en el período invernal, en todos los niveles de la baja y media troposfera.

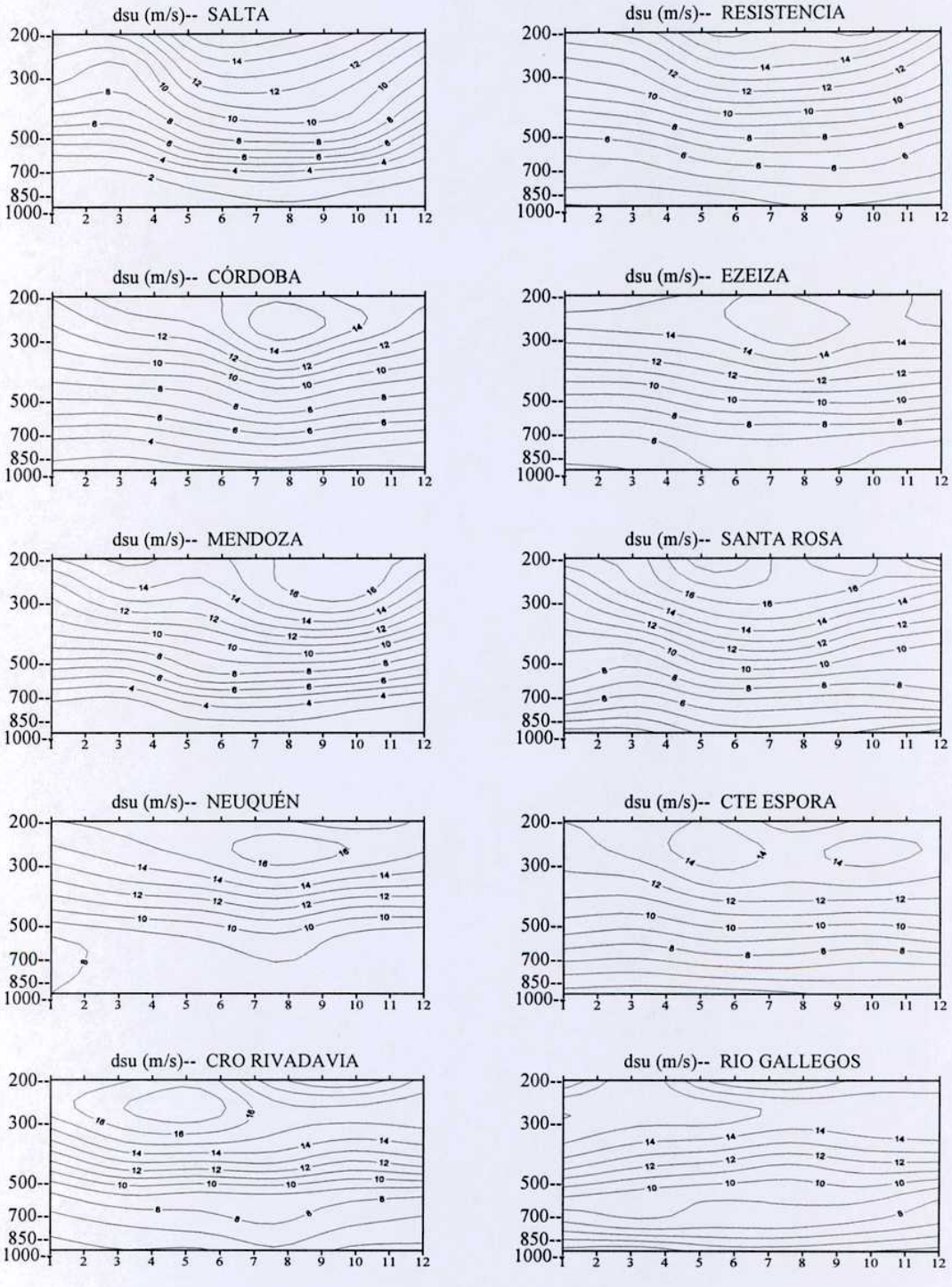


Figura 4.3 : Variación anual de la desviación estándard de la componente zonal del viento para las estaciones aerológicas indicadas

Los valores máximos absolutos se observan entre los 200 hPa y 300 hPa; ocurren en diferentes épocas del año asociados con los cambios de intensidad del viento zonal a través del año y con la posición relativa de las estaciones consideradas: Al norte de la zona subtropical los máximos ocurren a fines del otoño y durante los meses de invierno (15 m/s); mientras que más hacia el sur, en Córdoba, Ezeiza, Mendoza y Neuquén, hacia fines del invierno y principios de primavera. Se observan mayores valores sobre las estaciones cercanas a la Cordillera. Al este de la región central, la ocurrencia de los máximos ocurre durante las estaciones de transición (otoño y primavera) con valores de 18 m/s sobre Santa Rosa y de 14 m/s en Comandante Espora. En la zona patagónica, los máximos absolutos ocurren durante el otoño, característica notable en Comodoro Rivadavia y Rio Gallegos.

4.2.2 VARIACIÓN ANUAL DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA COMPONENTE V

En la Figura 4.4 se analiza la variación anual de la desviación estándar de la componente meridional del viento en las estaciones indicadas. La misma brinda información sobre el movimiento de las ondas diarias desde el oeste al este. En general, se observa un incremento de la intensidad de la variabilidad de la circulación meridional desde la zona subtropical hacia las latitudes más altas, indicando la presencia de ondas cortas sobre la zona central.

La variación anual de los perfiles verticales de la desviación estándar de la componente meridional muestran máxima variabilidad alrededor de los 250 hPa, en los meses de julio y agosto en todas las estaciones analizadas, salvo en Neuquen donde el máximo se produce a comienzos del invierno (junio) y en Rio Gallegos donde podemos observar la máxima variabilidad regional (más de 20 m/s) durante los meses de otoño.

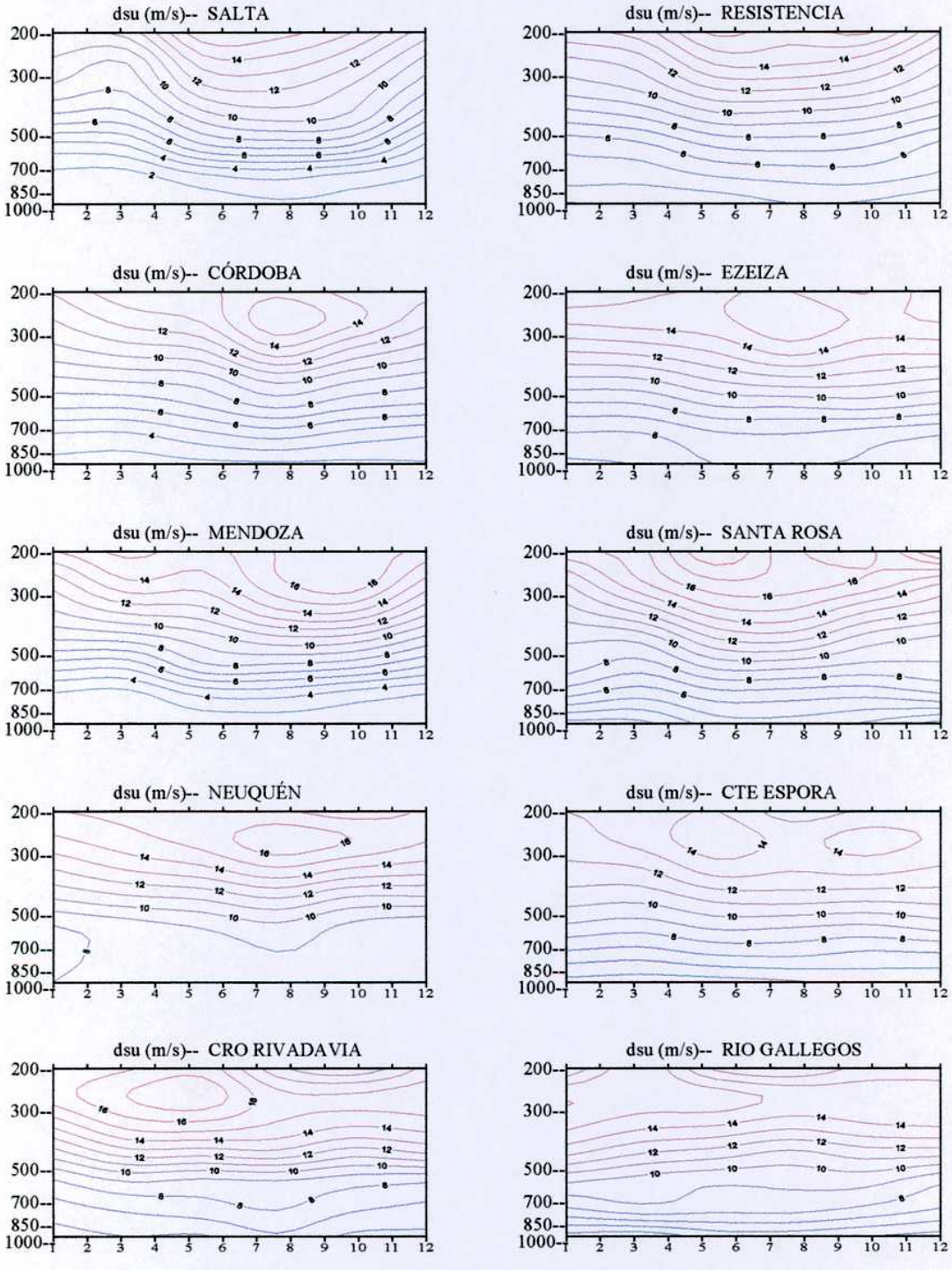


Figura 4.3 : Variación anual de la desviación estándard de la componente zonal del viento para las estaciones aerológicas indicadas

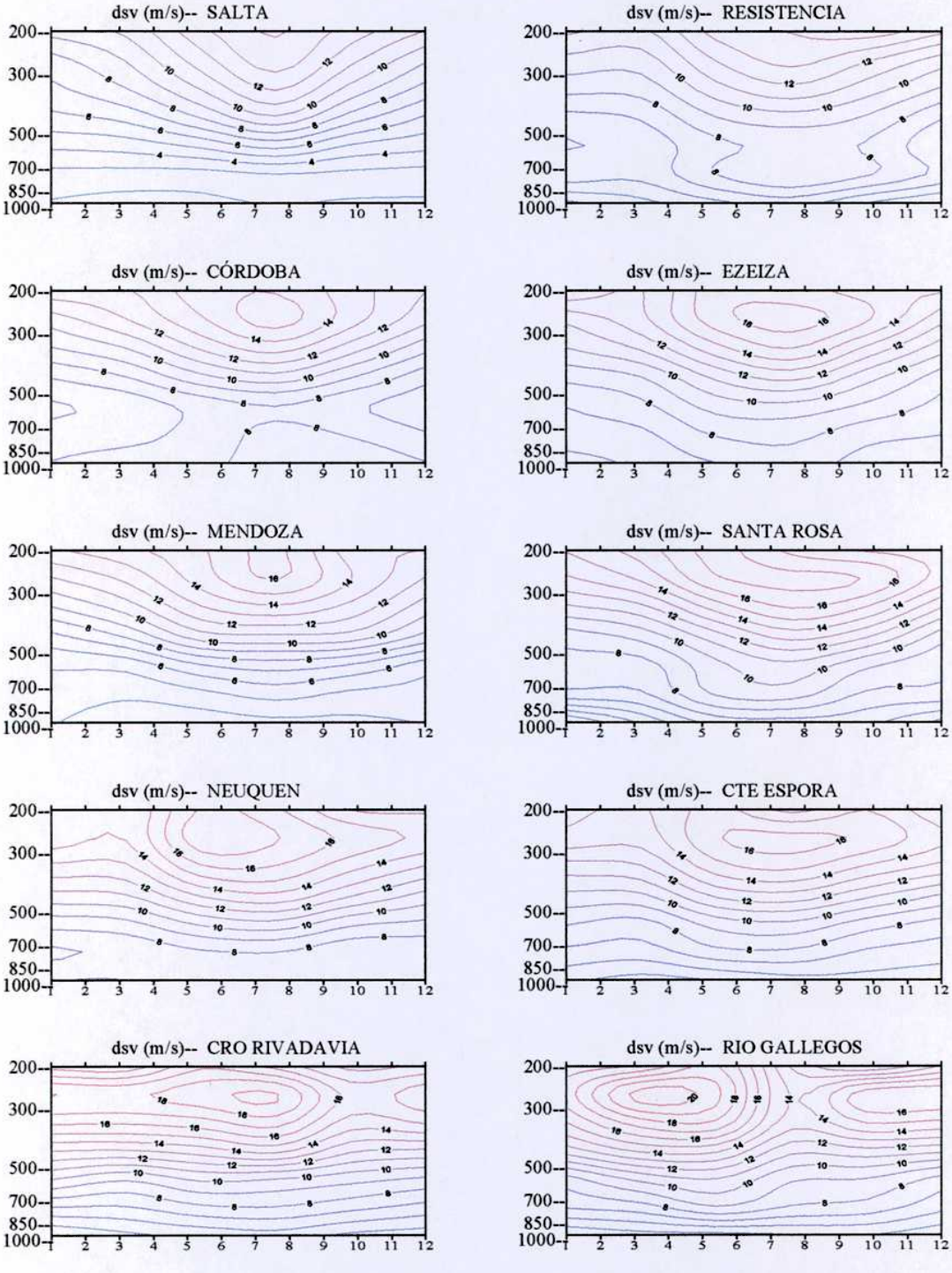


Figura 4.4: Variación anual de la desviación estándard de la componente meridional del viento para las estaciones aerológicas indicadas

Máximos secundarios entre 8 m/s y 10 m/s aproximadamente, alrededor de los 900-850 hPa, son notables en Resistencia, Ezeiza, Santa Rosa y Comodoro Rivadavia durante el invierno, indicando una máxima variabilidad de la componente meridional del viento en esos niveles.

4.3. VARIACIÓN ANUAL DEL VIENTO MEDIO

4.3.1. VARIACIÓN ANUAL DEL VECTOR VIENTO MEDIO: su intensidad y dirección.

Se presenta la variación anual de los perfiles de vector viento medio, intensidad del viento medio, dirección del viento medio y coeficiente de persistencia, para cada una de las estaciones de la red aerológica continental argentina. Cada una de estas variables está interrelacionada con las restantes; los vectores viento medio (Fig.4.5) contienen la información de intensidad y dirección, particularmente analizadas: la longitud de los vectores viento es proporcional a la intensidad media del viento (Fig 4.6) y la dirección de los mismos se corresponde con las direcciones analizadas en los c ampos escalares correspondientes (Fig. 4.7). Es interesante recordar que las isolíneas de 180° indican un cambio de la circulación resultante, desde el este al oeste, y las de 270°, un cambio del sudoeste al noroeste. Para las estaciones de la zona sur (Comodoro Rivadavia y Rio Gallegos) donde predomina la circulación del oeste, se consideró un paso entre isolíneas de 10°; mientras que para las restantes estaciones las variaciones en la dirección es de 45°.

4.3.2. VARIACIÓN ANUAL DEL COEFICIENTE DE PERSISTENCIA DEL VIENTO.

Los coeficientes de persistencia del viento, analizados en la Figura 4.8, son una medida del mantenimiento del viento en una dirección determinada;

indican que porcentaje del viento escalar medio (entre 0% y 100%) representa el módulo del vector viento medio: Valores pequeños indican gran variabilidad de la dirección del viento; valores grandes indican que el viento conserva una dirección predominante, durante el período de análisis. La variación anual de la persistencia del viento (Fig 4.8) puede relacionarse con la correspondiente a la intensidad media del viento: Los niveles de presión que presentan valores de persistencia menores que el 20% están indicando intensidades menores del viento medio y una marcada variabilidad de las direcciones del viento.

Sólo algunas características interesantes reveladas desde el análisis de esta información serán mencionadas aquí:

Como es conocido, tanto la intensidad como la dirección del viento están íntimamente relacionados con los campos de presión. Así es que el desplazamiento estacional de estos sistemas condiciona los gradientes de presión y en consecuencia la intensidad y la dirección del viento. La intensidad del viento medio (Figura 4.6) contiene la influencia de la variación temporal de la dirección del viento; así es que valores máximos en la alta troposfera en todas las estaciones de la región están indicando la ocurrencia de vientos persistentes en dirección; mientras que en los niveles inferiores los valores mínimos (menores de 5 m/s) están refiriendo gran variabilidad de la dirección del viento. Con relación a la variación temporal, se observa que los máximos de intensidad se registran durante el invierno y los mínimos relativos durante el otoño y el verano en todas las estaciones de la región subtropical y central; mientras que en las estaciones patagónicas las características se invierten: las mínimas intensidades (alrededor de 10 m/s) se presentan a fines del invierno y en primavera sobre Río Gallegos y durante la primavera en Comodoro Rivadavia, coincidiendo con el desplazamiento de los sistemas de presión hacia el sur.

Los cambios de dirección del SO al NO durante el mes de julio en Comandante Espora y Río Gallegos (Figura 4.7) sugieren el pasaje de dos trenes de ondas frontales separados, con las ramas cálidas influyendo respectivamente, sobre estas localidades a comienzos de la estación invernal. Los vientos medios del NO entre los 300 hPa y 200 hPa señalados durante el verano sobre Salta, indican la influencia de la circulación anticiclónica de la Alta Boliviana durante ese período. Esta características están presentes además, sobre las latitudes de Córdoba y Mendoza La circulación media del NO prácticamente domina toda la troposfera subtropical durante setiembre y octubre (circulación monzónica). Mientras que durante todo el año, esta circulación domina la troposfera media en la estaciones cercanas a la Cordillera andina. Direcciones predominantes del sudoeste (menores de 270° y mayores de 180°) con persistencias del 80% caracterizan la troposfera media y alta de Ezeiza, Santa Rosa, Neuquén y Comodoro Rivadavia, durante todo el año.

Desde la Figura 4.8 se observa que para niveles superiores a los 700 hPa, la persistencia del viento es mayor al 70% en todas las estaciones analizadas. Se muestra la evolución anual de los coeficientes de persistencia para los niveles de 700 hPa y 850 hPa, en la Figura 4.9 y Figura 4.10, respectivamente. Las estaciones de la zona subtropical se indican con a) y en las correspondientes en la zona central y sur con b) en ambos gráficos. Allí puede notarse para el nivel de 700 hPa que la mayor persistencia (70%) se observa durante el invierno y se reduce notablemente en la estación estival (10% a 20%) sobre la zona subtropical. En la región central, los valores mínimos ocurren en otoño. Sobre niveles inferiores, en 850 hPa, la menor variabilidad de las direcciones del viento (coeficientes menores) se observa al este de la región central: los coeficientes se mantienen entre 20% y 50%, tanto en Ezeiza como en Santa Rosa. Son más

persistentes los vientos sobre los 38° S: los coeficientes varián entre 40% y 70% en Neuquén y Comandante Espora. La zona patagónica muestra la máxima persistencia de viento en el nivel referido, alrededor de 80% durante todo el año. Sobre la región subtropical, la mayor persistencia del viento se observa durante las estaciones de transición sobre Salta y en noviembre sobre la zona cercana a la Cordillera, en Mendoza. Asimismo, es allí donde ocurre la máxima variabilidad en la dirección del viento a fines del otoño y principios del invierno (coeficientes menores al 10% en mayo y junio). También sobre el noreste, en Resistencia durante la primavera, los coeficientes muestran esos valores.

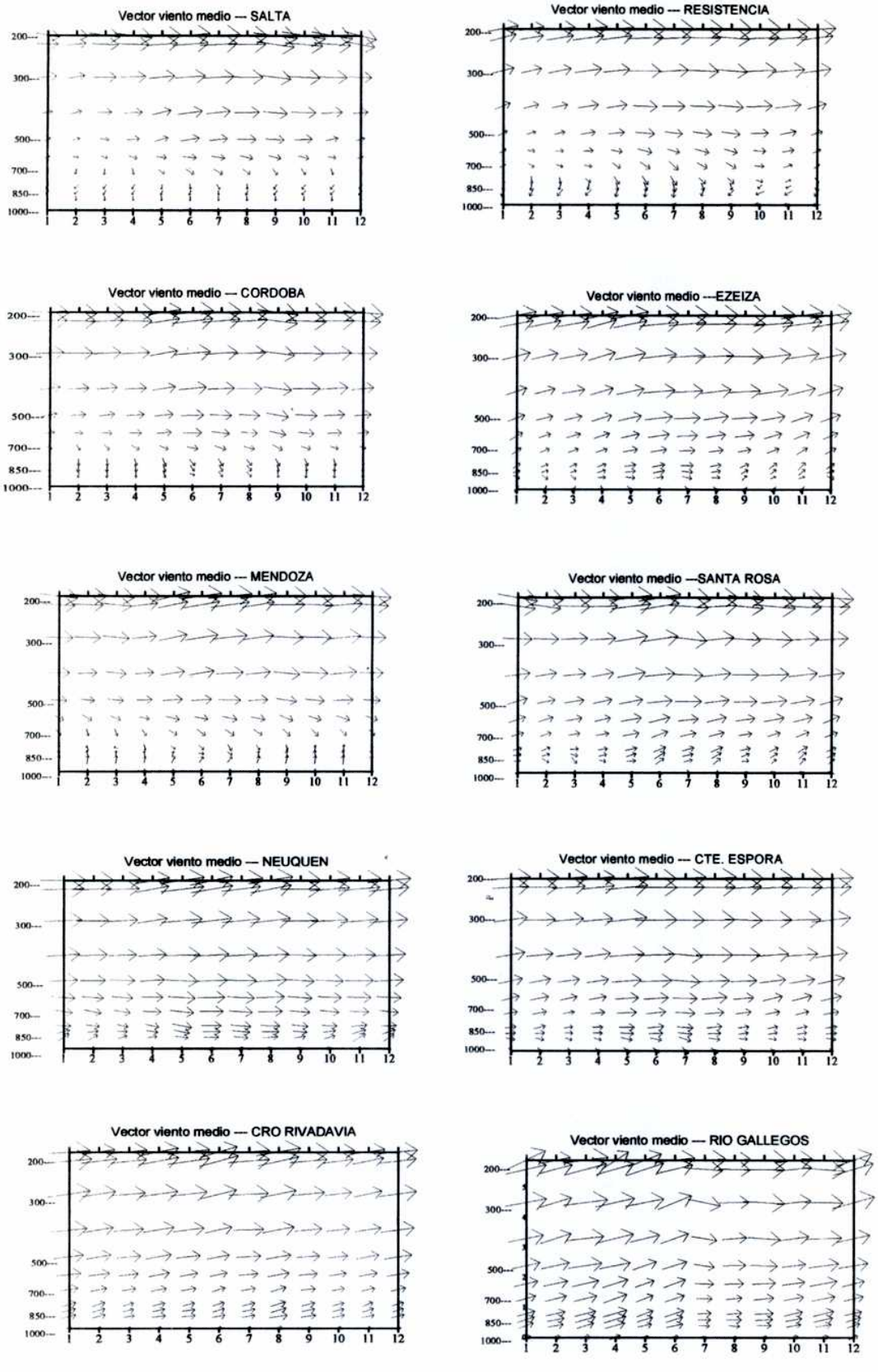


Figura 4.5: Variación anual del vector viento medio para las estaciones indicadas.

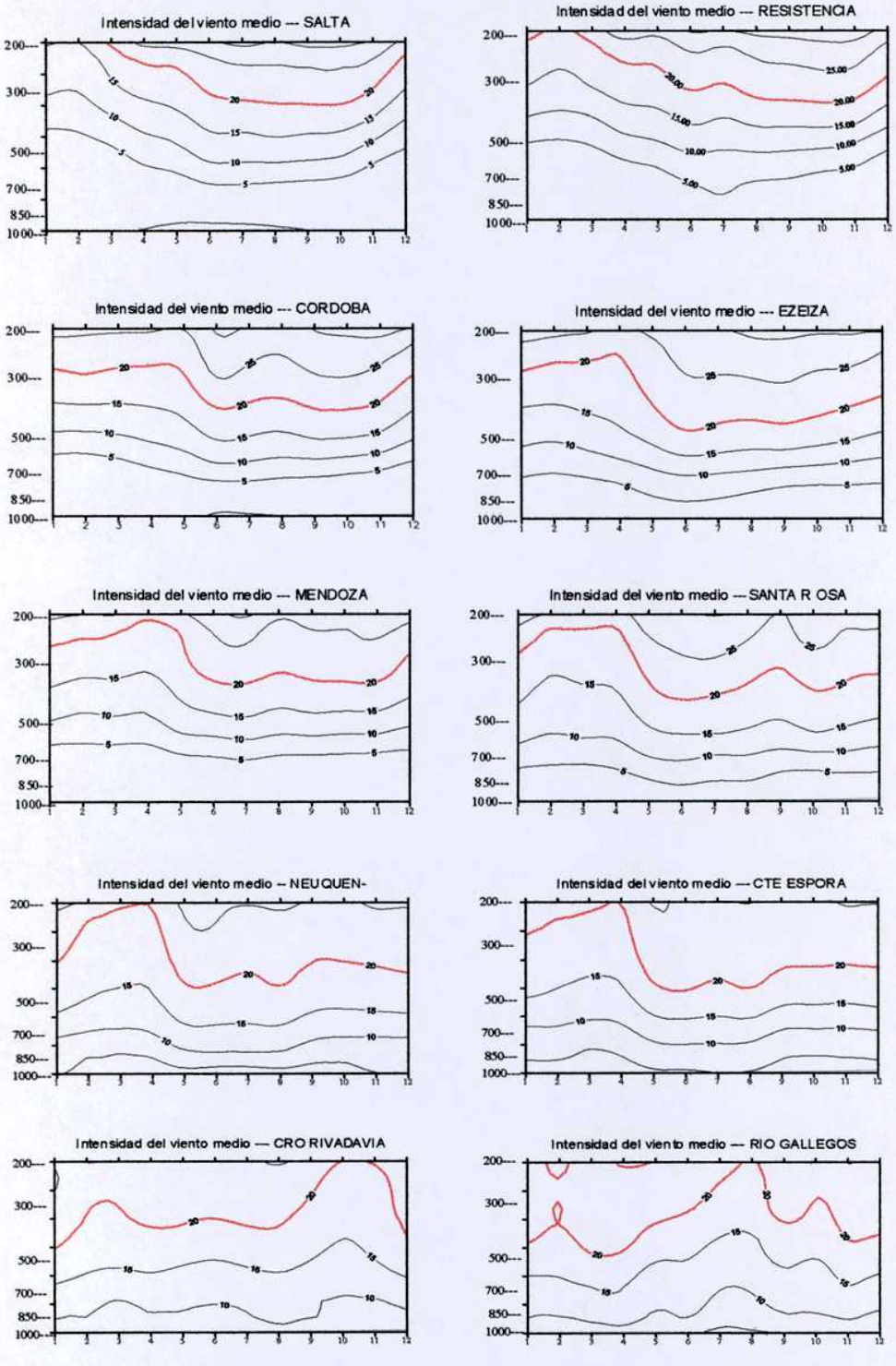


Figura 4.6: Variación anual de la intensidad del vector viento medio para las esatciones indicadas

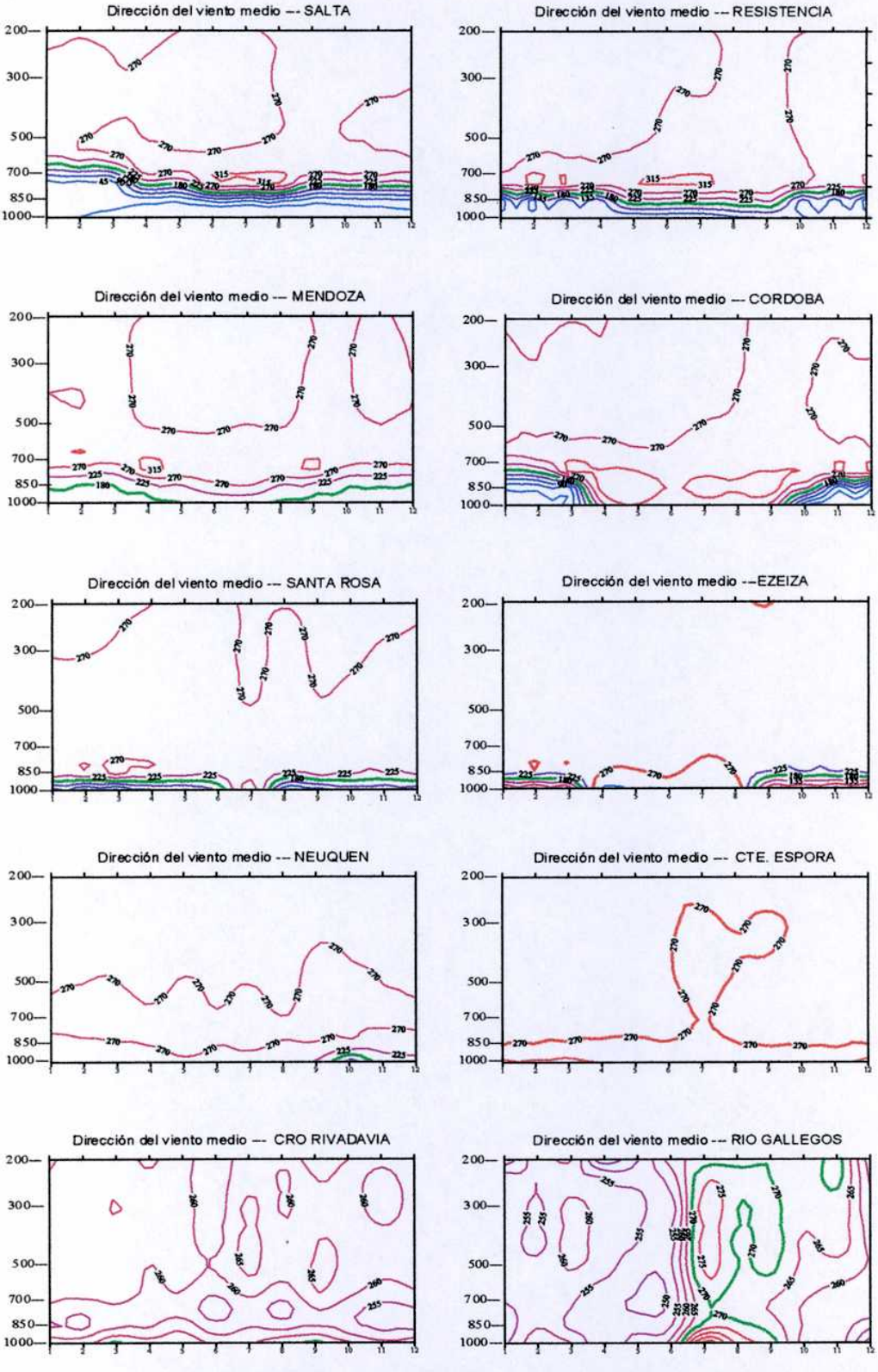


Figura 4.7: Variación anual de la dirección del vector viento medio para las estaciones indicadas.

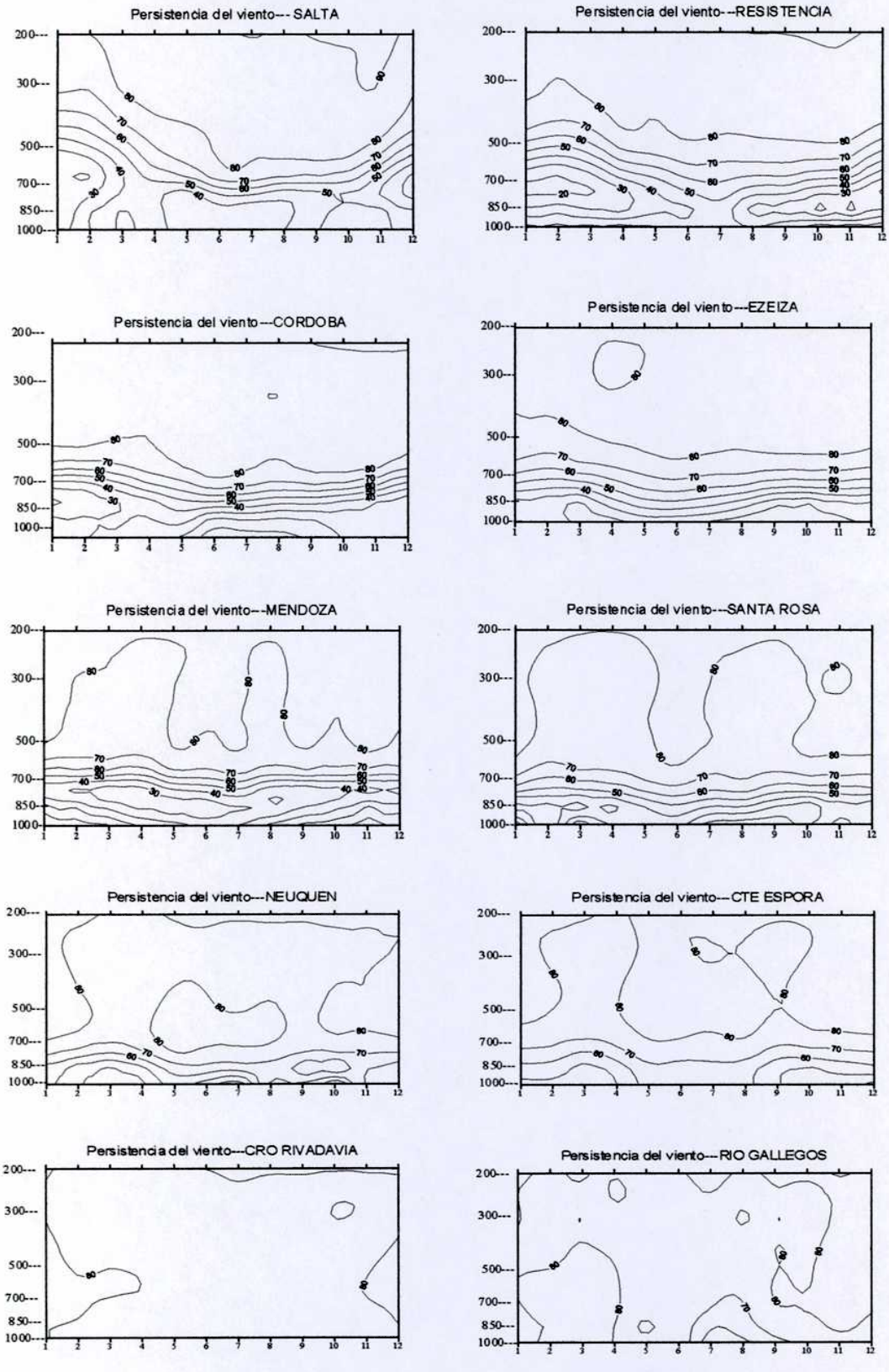


Figura 4.8: Coeficientes de persistencia del viento (%) para muestras mensuales en diferentes niveles de presión en las estaciones indicadas

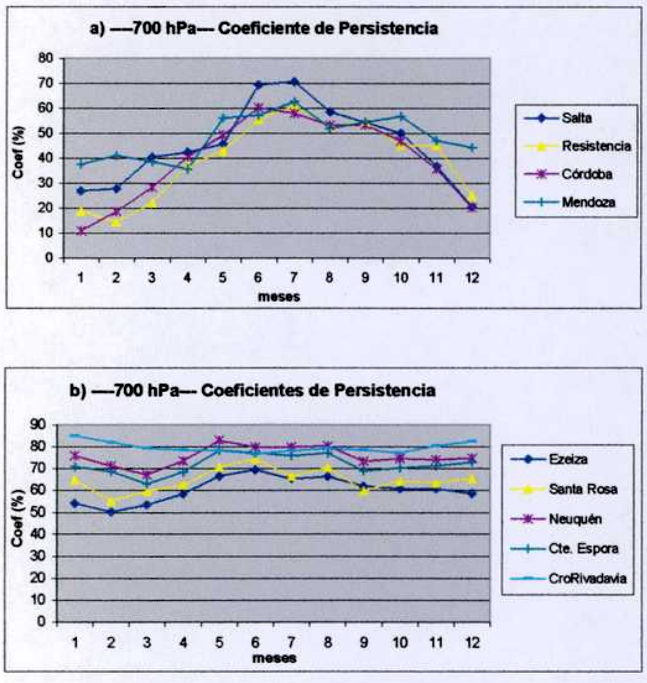


Figura 4.9: Variación anual de los coeficientes de persistencia del viento en 700 hPa

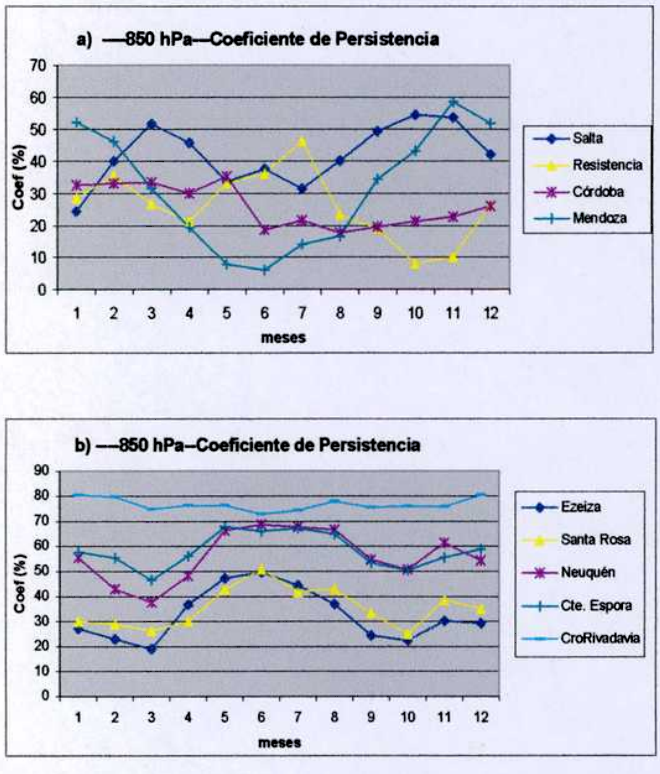


Figura 4.10: Variación anual de los coeficientes de persistencia del viento en 850 hPa.

4.5. VARIACIÓN ESPACIO–TEMPORAL DE LAS DESVIACIONES ESTÁNDAR DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO.

Se obtuvieron los campos mensuales de la desviación estándar de u y de la desviación estándar de v para diferentes niveles de presión.

4.5.1. EN LA TROPOSFERA INFERIOR.

En capas bajas, en el campo de desviación estándar de v en 850 hPa (Figura 4.24), la variabilidad de v muestra un marcado gradiente longitudinal orientado en la dirección sudoeste–noreste. Mínimos se presentan sobre el noroeste argentino y los máximos, en áreas alargadas sobre el litoral mesopotámico y hacia la región central. Esta configuración se mantiene todo el año, variando la intensidad del máximo de desviación estándar de v ; valores mayores en julio, agosto y setiembre y menores, en enero febrero y marzo.

La distribución espacial de desviación estándar de u en 850 hPa (Figura 4.23) muestran configuración invertida a través de todo el año, con relación a los campos mencionados anteriormente: el eje de máxima variabilidad está orientado en dirección noroeste- sudeste ó meridionalmente. Un fuerte gradiente se observa entre Neuquén y Mendoza a lo largo del eje de máxima variabilidad; mientras que un eje de mínima variabilidad atraviesa la zona subtropical hacia la zona central con dirección noroeste-sudeste. El área de máxima variabilidad domina la región patagónica entre Neuquén y Comodoro Rivadavia, desplazándose hacia Río Gallegos en otoño e invierno.

4.5.2. EN LA TROPOSFERA MEDIA.

Los campos de desviación estándar de u en 700 hPa (Figura 4.25) mantienen la configuración de los correspondiente en 850 hPa manteniendo el rango espacial de variación durante el verano y marzo; mientras que duran-

te los meses restantes del año el gradiente es menor (valores mayores de desviación estándar de u sobre el Noroeste argentino). Esto indicaría que en la zona subtropical durante el verano la circulación zonal mantiene su variabilidad en la troposfera media mientras que el resto del año las ondas de los oestes alcanzan la región subtropical.

Con relación a los campos de desviación estándar de v (Figura 4.26) , observamos que mantienen la misma configuración que en los niveles inferiores, aunque durante el invierno, la zona de los máximos se muestra desplazada hacia el este y en consecuencia los gradientes se vuelven más flojos. Durante la primavera y el verano, la máxima variabilidad de v se observa sobre la zona central sur y norte patagónico, desplazada hacia el sur respecto de su posición NE, en los campos de 850 hPa .

Los campos de desviación estándar de u en 500 hPa (Figura 4.27) , mantienen la configuración de los de 700 hPa durante la estación estival, otoño y los meses de julio y agosto, aunque los valores de desviación estándar de u son mayores. En junio y durante la primavera un eje de mínima desviación estándar de u se observa entre Córdoba y Resistencia. La desviación estándar de v es mayor en el nivel de 500 hPa (Figura 4.28) (valores de 5 m/s sobre Salta y de 10 m/s al sur). Los campos correspondientes muestran un marcada variación latitudinal y no meridional como la observada en la Figura 4.25 de los campos en 700 hPa.

4.5.3. EN LA TROPOSFERA SUPERIOR.

Consideraremos los campos de desviación estándar de u y desviación estándar de v para los niveles de 300 hPa y 200 hPa.

En el nivel de 300 hPa, los campos mensuales de desviación estándar de u (Figura 4.29) muestran durante todo el año, excepto en el verano, la zona de máxima variabilidad sobre la región central y hacia el oeste; durante el invierno y principios de primavera los campos resultan más acentuados.

Los ejes de máxima variabilidad están orientados en dirección sudoeste – noreste. Durante marzo comienza a esbozarse la configuración invernal mencionada. El campo de octubre muestra el despliegue de un eje de máxima variabilidad desde la zona central oeste hacia el sudeste, sobre la Patagonia; mientras que a partir de noviembre y durante el verano, un eje de mínima variabilidad con dirección noroeste- sudeste, separa las regiones de máximos al oeste (Neuquén) y al este del eje (Ezeiza).

Como se remarcó anteriormente, la máxima variabilidad de la circulación tanto zonal como meridional se observa alrededor del nivel de 250 hPa sobre las latitudes analizadas. Notaremos en el Capítulo siguiente, que esta variabilidad está íntimamente relacionada con las áreas dominadas por las perturbaciones transientes.

Se analiza ahora, los campos de variabilidad de la componente zonal del viento en el nivel de 250 hPa (Figura 4.30). Muestran similar configuración que los correspondientes a 300 hPa aunque con algunas diferencias: Los máximos están más acentuados (se destacan el incremento de la variabilidad en mayo y setiembre); en el mes de diciembre el máximo está centrado en la región central; en octubre sobresale una región de variabilidad máxima centrada en Mendoza que se extiende hacia el noreste de Argentina;

En 200 hPa, los campos de desviación estándar de u (Figura 4.31) muestran diferencias con los correspondientes a 250 hPa: se observa un incremento de la variabilidad de u sobre Resistencia durante los meses de abril y mayo, setiembre y octubre. En general, la variabilidad se acentúa al este de la zona subtropical y central con un eje de mínima variabilidad desplegado del noroeste al sudeste durante todos los meses del año con excepción de los meses de diciembre (cuando la máxima variabilidad está concentrada en la región central) y agosto (cuando la variabilidad se acentúa en la zona subtropical atenuando en consecuencia el gradiente).

Con relación a la variabilidad espacial de la desviación estándar de v para el nivel de 300 hPa (Figura 4.32), observamos una marcada variación latitudinal (desde 10 m/s al norte hasta 20 m/s al sur) durante el verano, otoño y principios de invierno. Durante el invierno y la primavera, una zona de máxima variabilidad de la componente v se asienta al norte de la Patagonia, disminuye la intensidad hasta alcanzar valores mínimos sobre el Pasaje Drake. La zona de máxima variabilidad se observa elongada hacia el noreste durante el mes de setiembre.

El campo de desviación estándar de v para 250 hPa (Figura 4.33) muestra similar variación latitudinal que el de 300 hPa en verano y otoño. Los máximos en verano se observan sobre el centro de la Patagonia. En setiembre, la zona de máxima variabilidad referida en el campo correspondiente en 300 hPa presenta ahora, dos áreas de máximos. En octubre resalta la presencia de un mayor gradiente al norte del máximo que muestra un despliegue zonal (eje de máxima variabilidad orientado latitudinalmente).

Al analizar la variación espacial de la desviación estándar de v en 200 hPa , (Figura 4.34) se observa que durante primavera y verano aumenta la variabilidad en la zona tropical y durante el resto del año se mantienen los valores del nivel de 250 hPa. La configuración de los campos en 200 hPa se muestra mas acentuada a fines del otoño, indicando máxima variabilidad de v sobre el centro de la zona central; la zona de máximos en la región patagónica en 250 hPa es ampliada hacia la zona central, en los campos correspondientes a 200 hPa; a fines de la primavera en octubre y noviembre, el eje de máxima variabilidad está orientado en la dirección Mendoza – Comandante Espora (invertido en relación al correspondiente en los campos de 250 hPa); mientras que el eje de mínima variabilidad atraviesa Argenti-

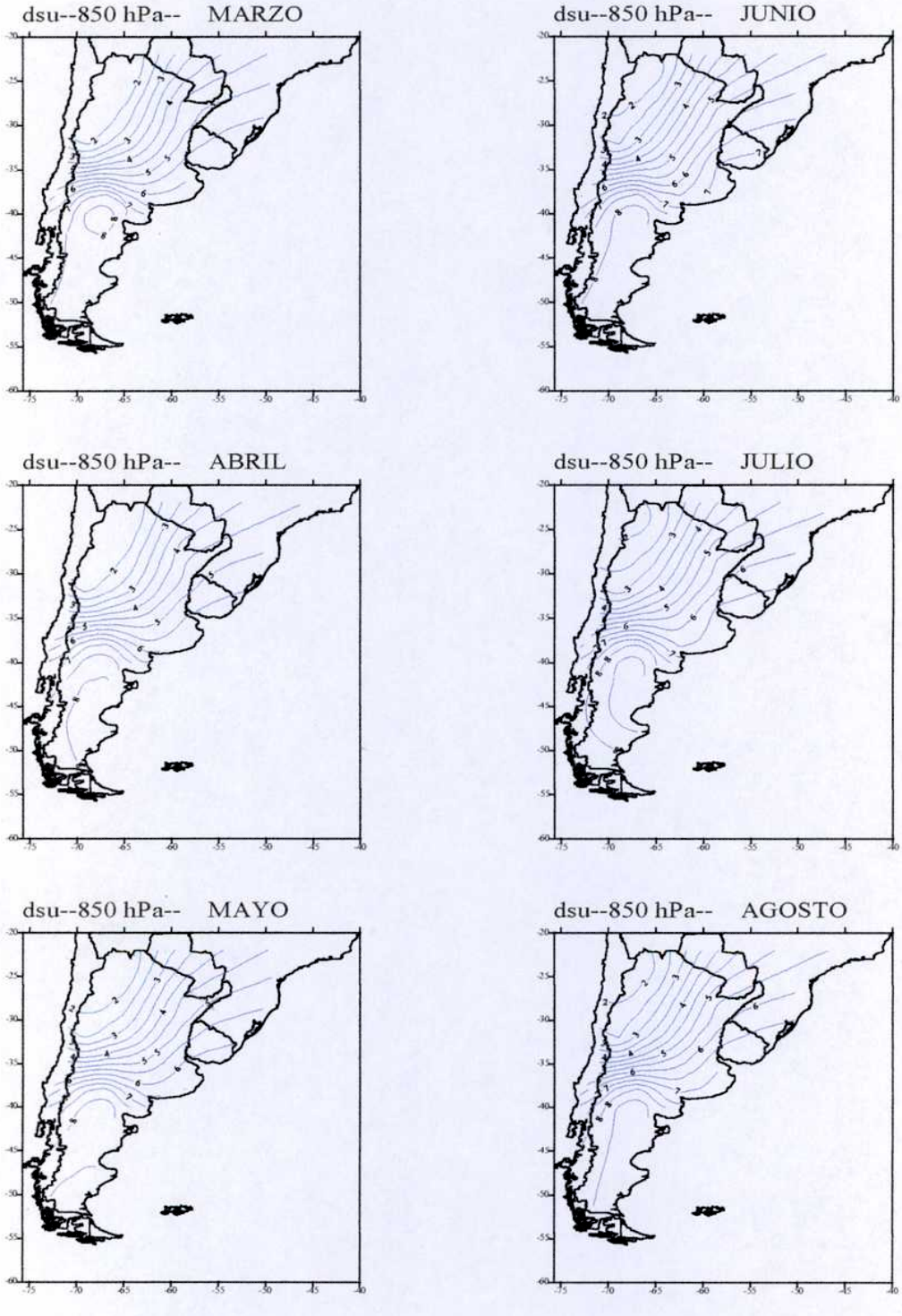


Figura 4.23...cont...: Idem Figura 4.23. durante los meses de otoño e invierno.

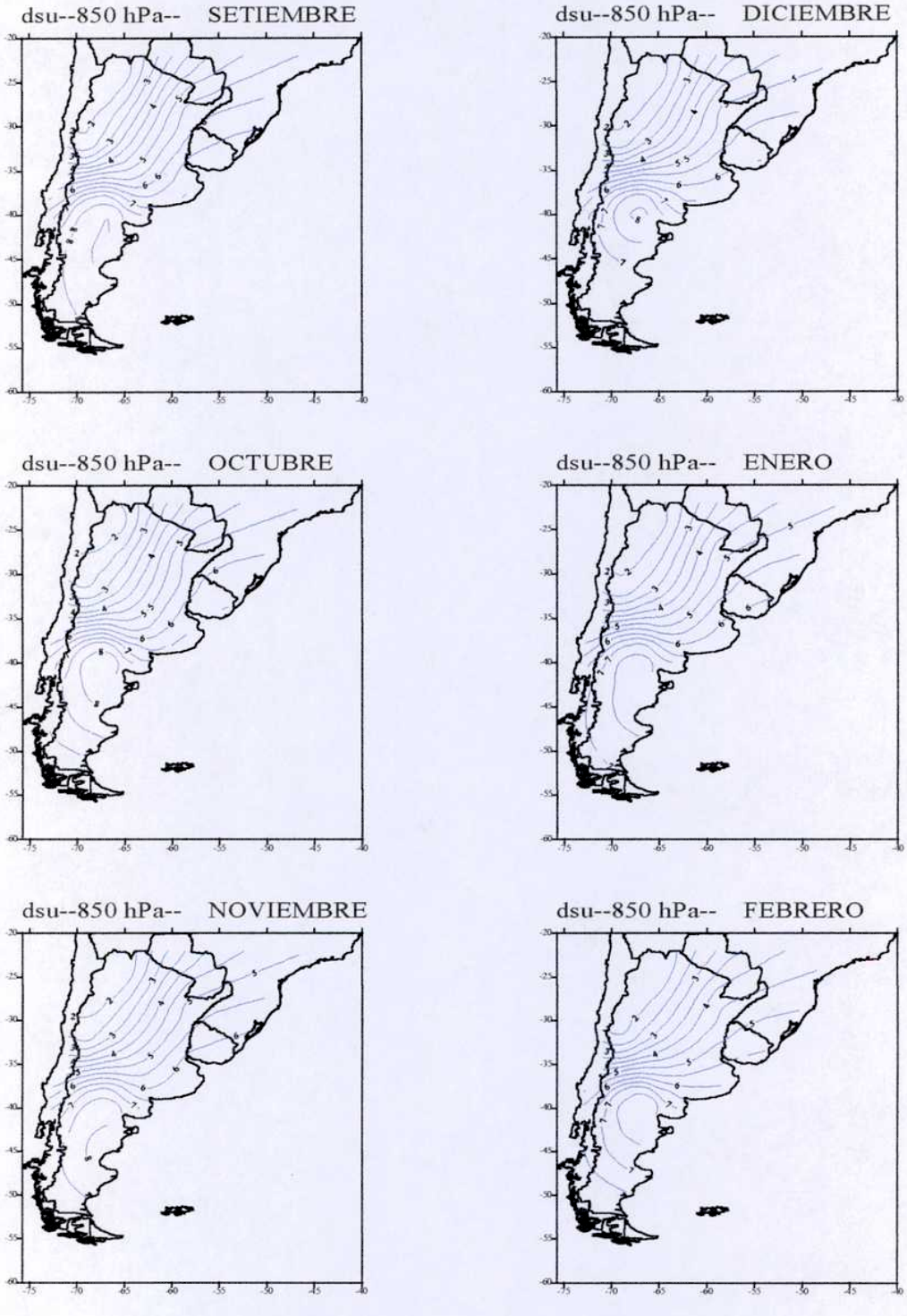


Figura 4.23 : Variación espacial de la desviación estándard de u para 850 hPa durante los meses de primavera y verano.

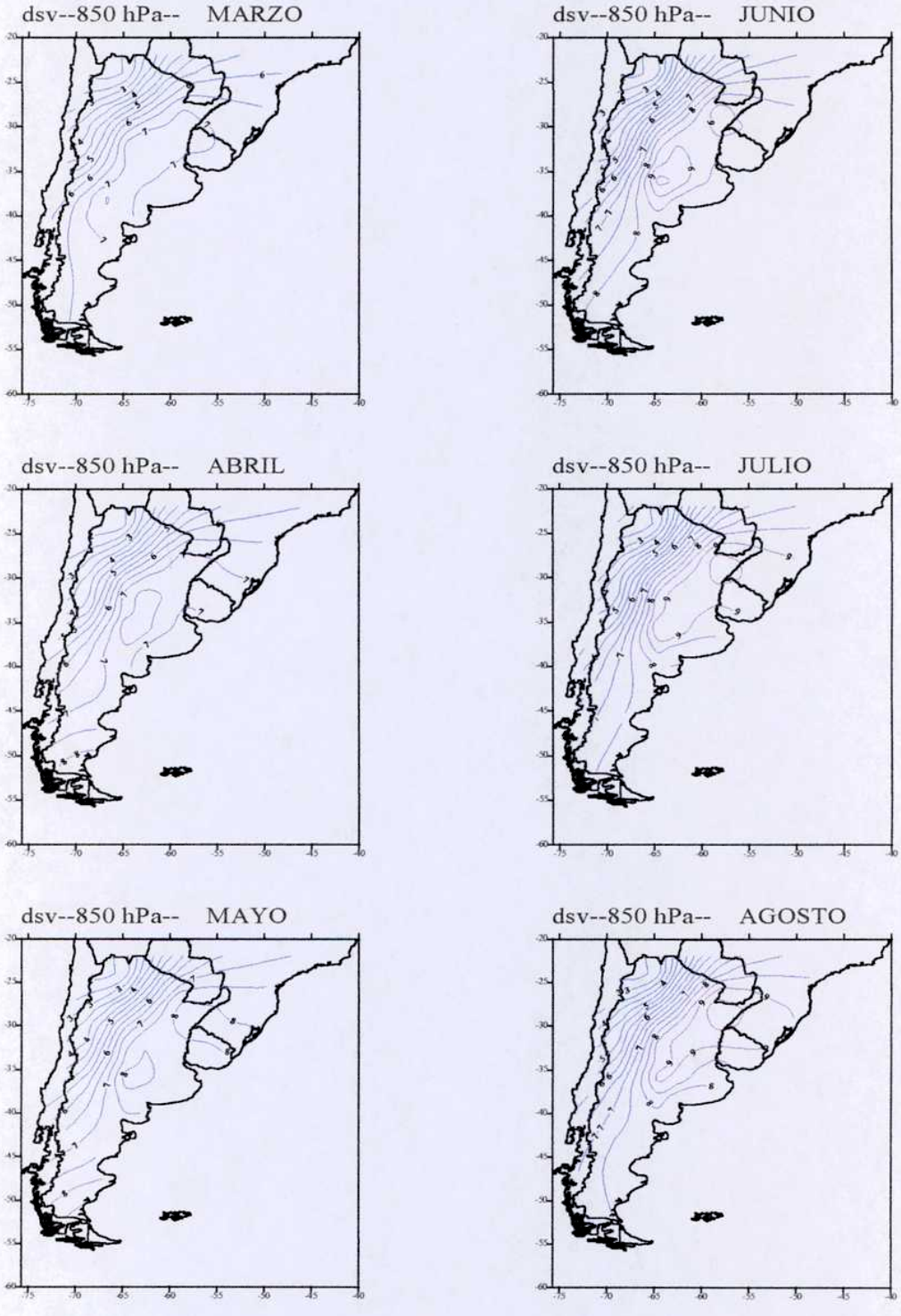


Figura 4.24...cont..: Idem Figura 4.24. durante los meses de otoño e invierno.

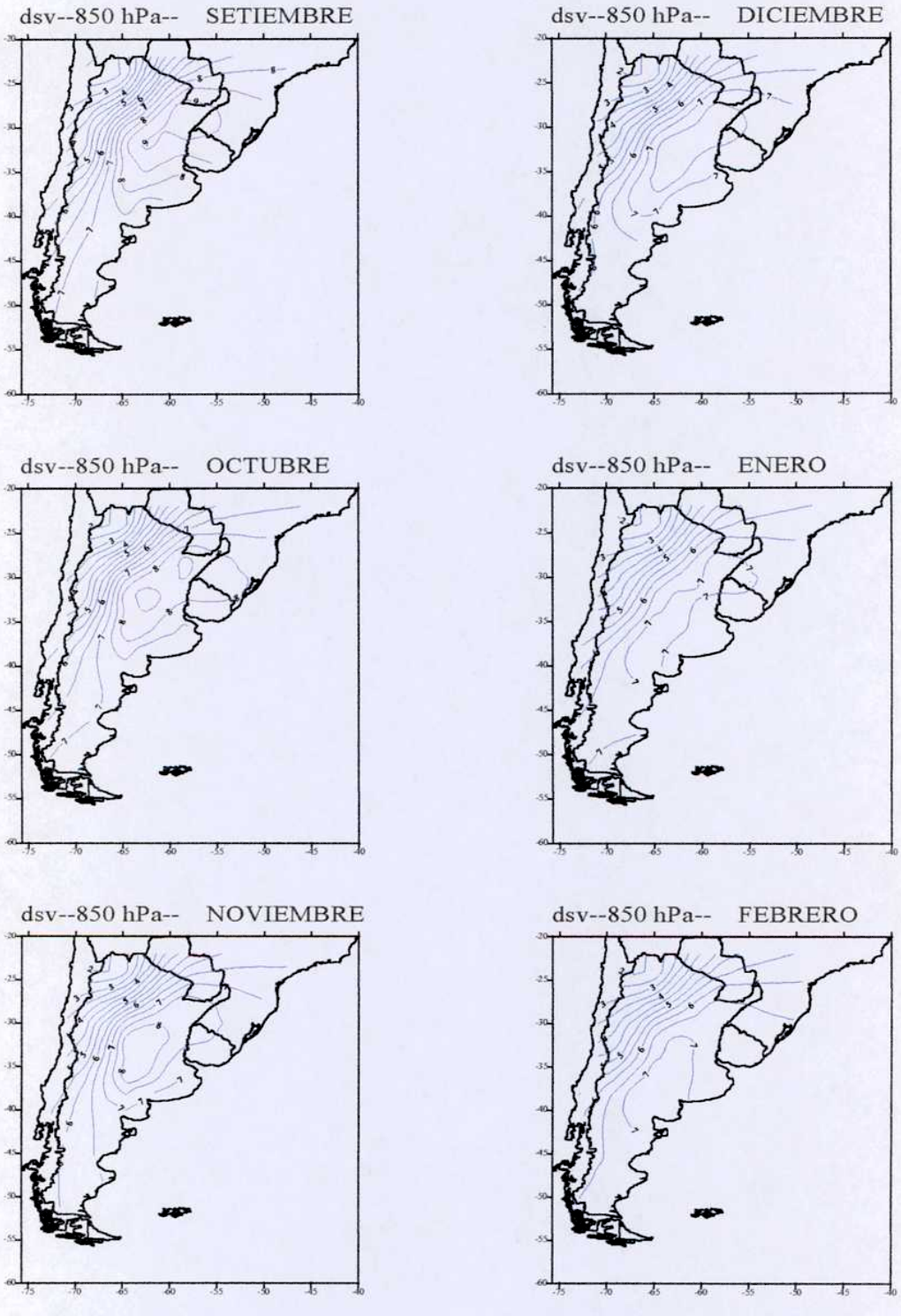


Figura 4.24 : Variación espacial de la desviación estándar de v para 850 hPa durante los meses de primavera y verano.

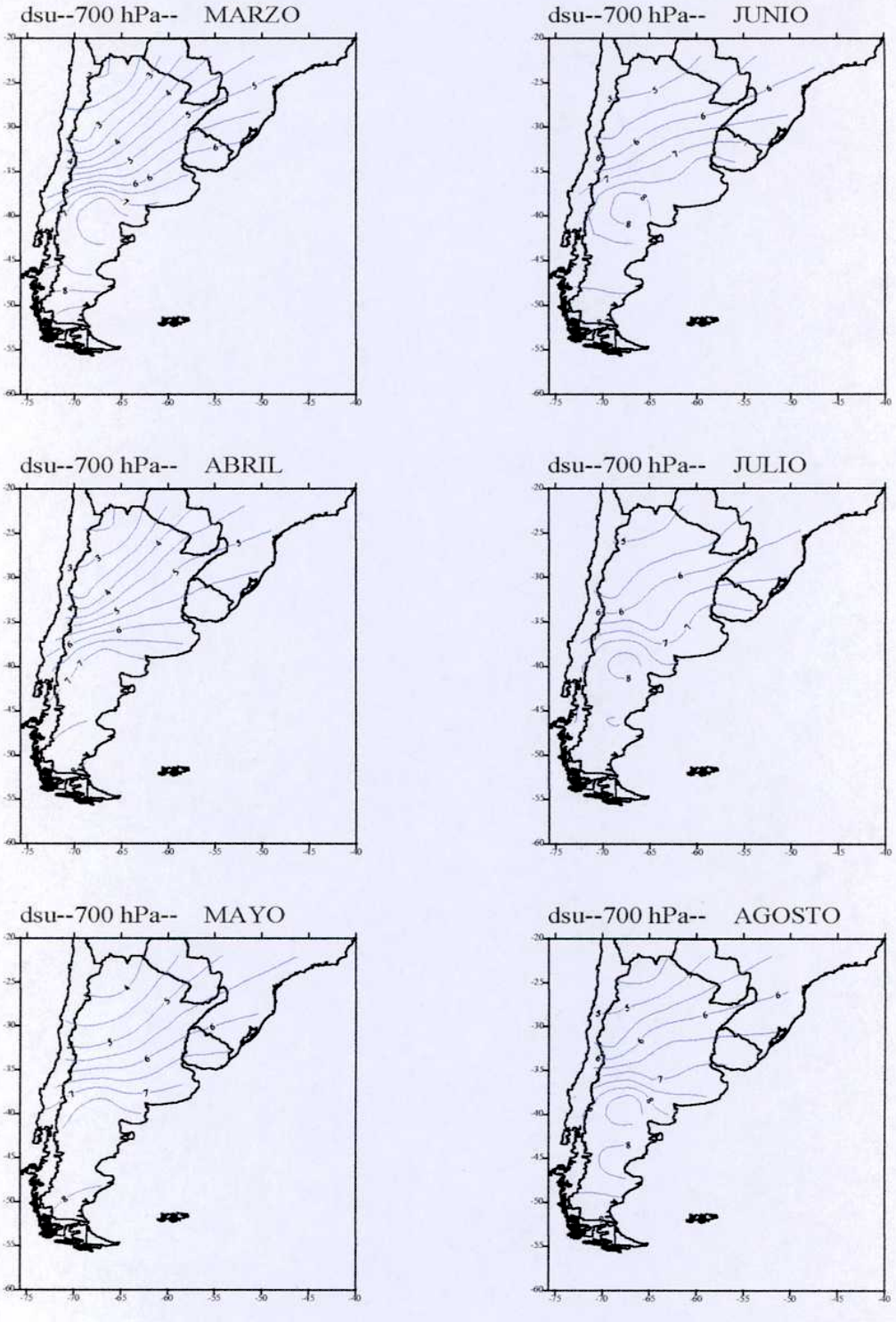


Figura 4.25...cont...: Idem Figura 4.25. durante los meses de otoño e invierno.

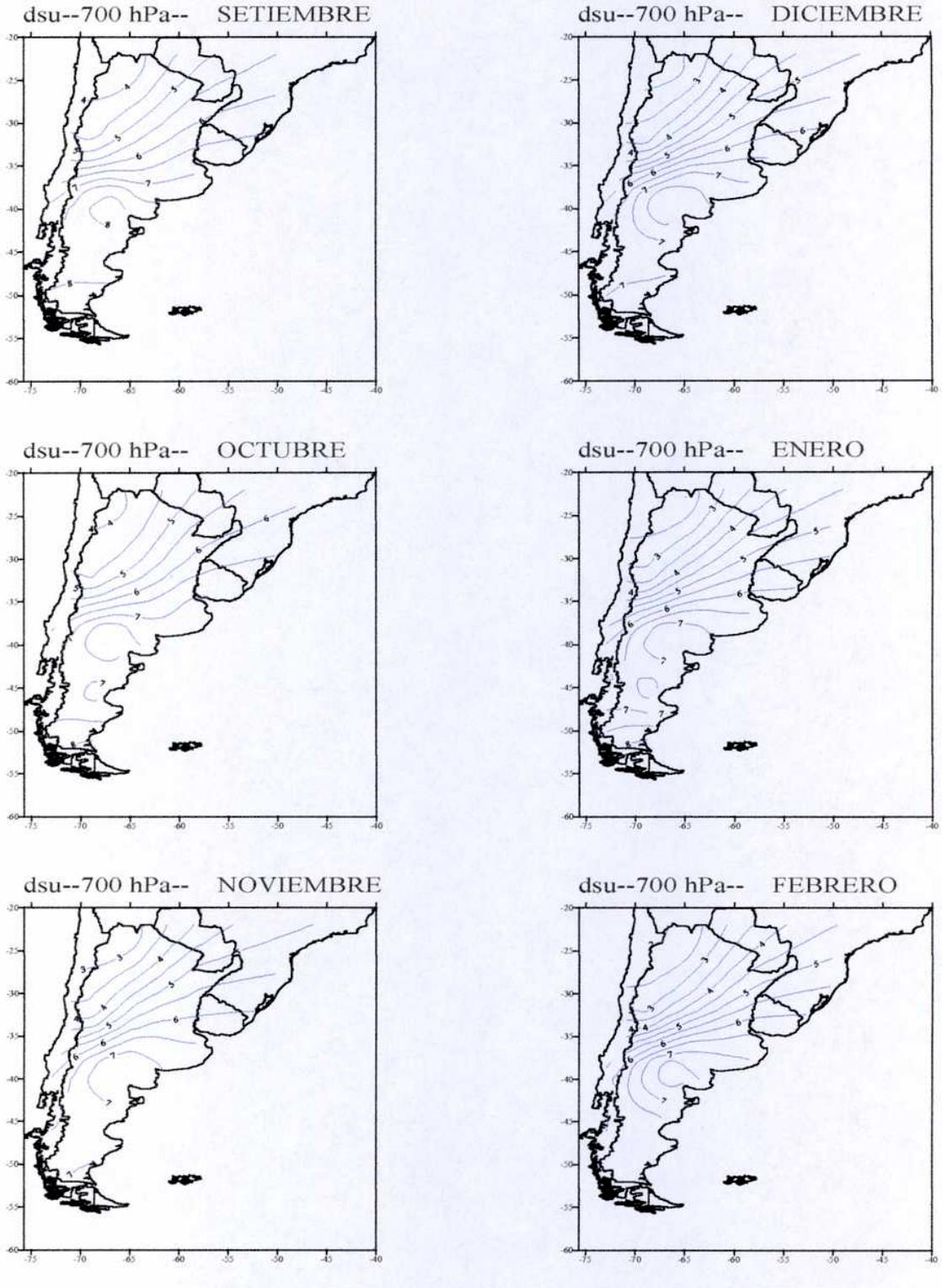


Figura 4.25 : Variación espacial de la desviación estándard de u para 700hPa durante los meses de primavera y verano.

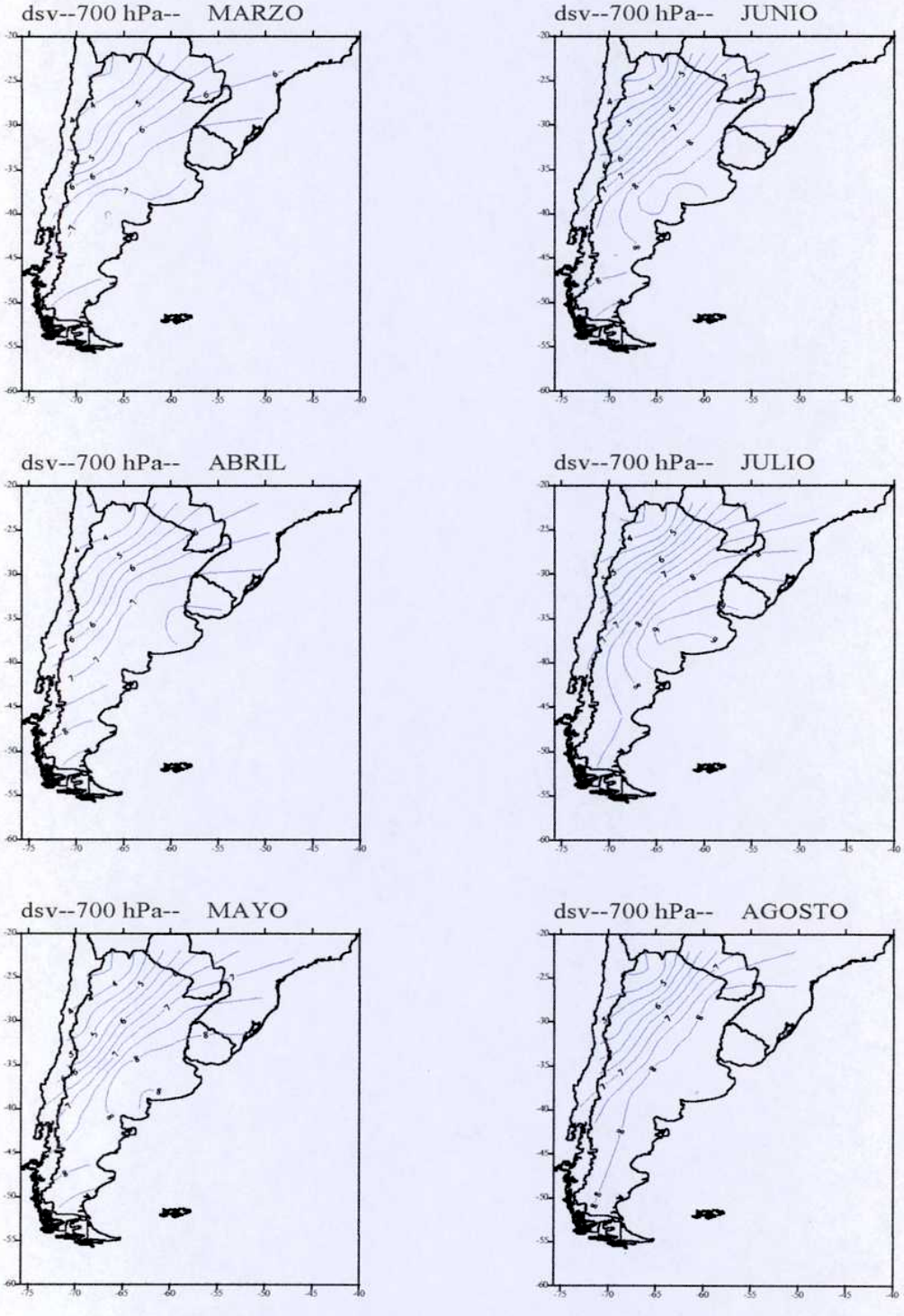


Figura 4.26...cont..: Idem Figura 4.26. durante los meses de otoño e invierno.

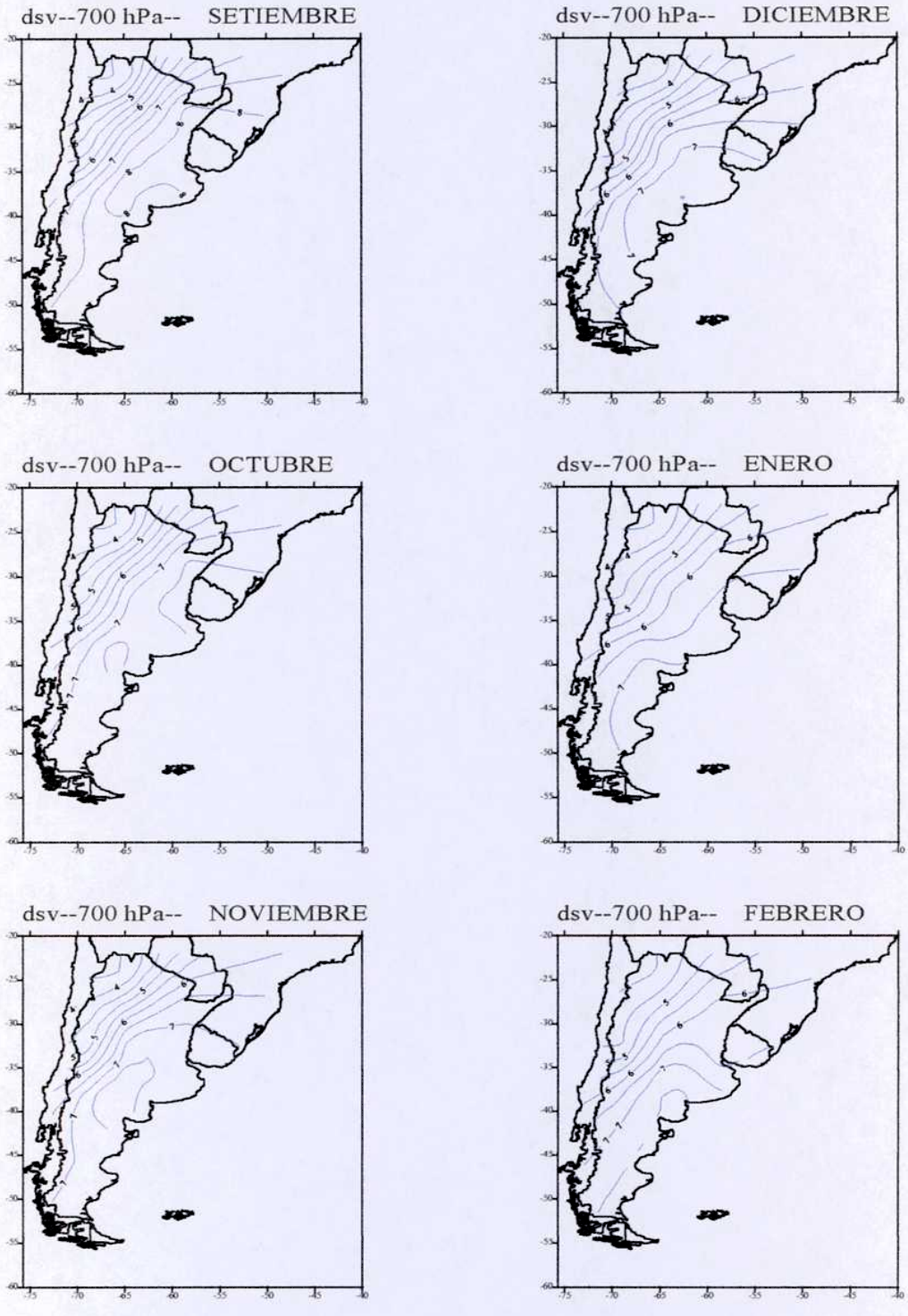


Figura 4.26 : Variación espacial de la desviación estándar de v para 700 hPa durante los meses de primavera y verano.

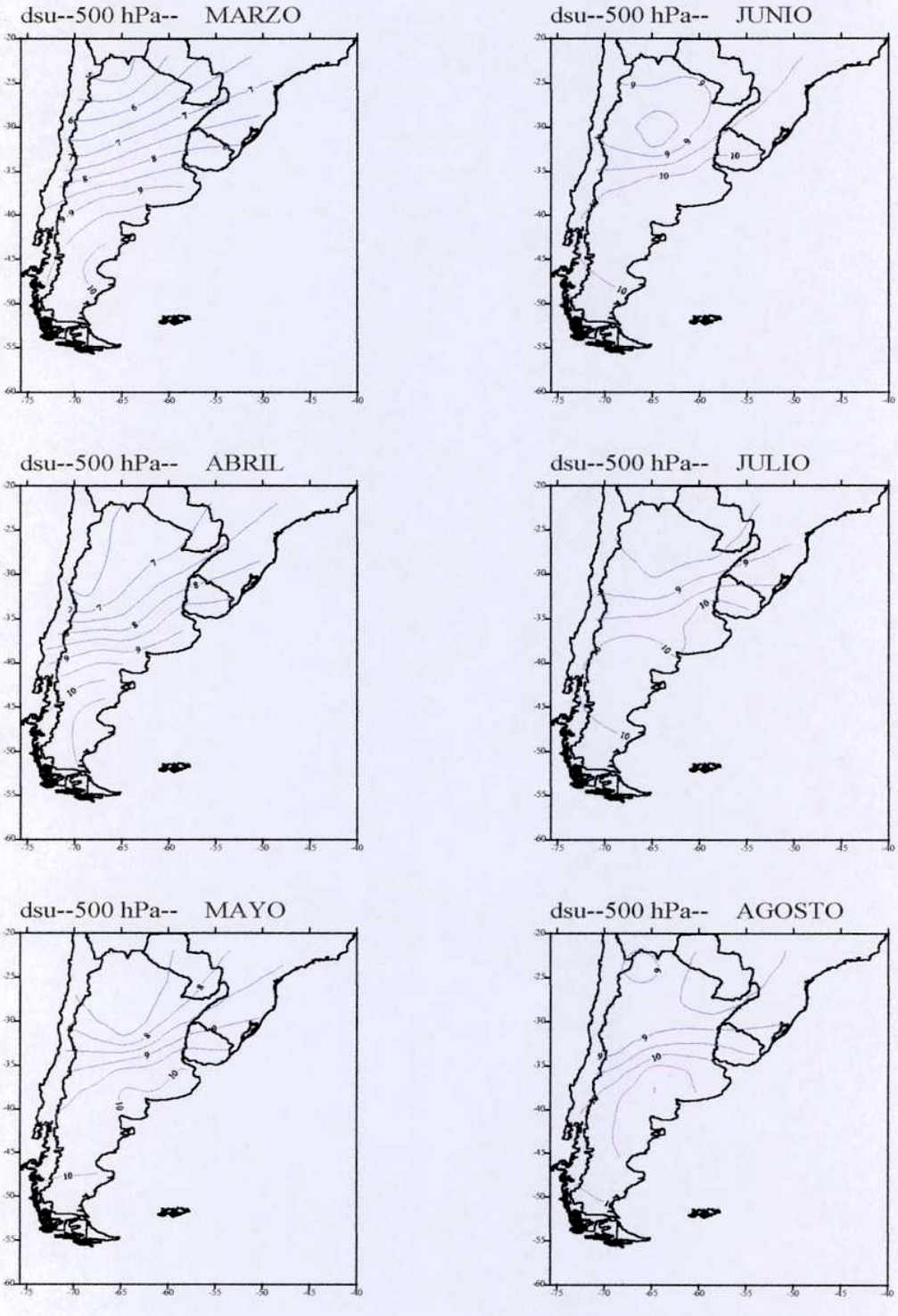


Figura 4.27...cont...: Idem Figura 4.27. durante los meses de otoño e invierno.

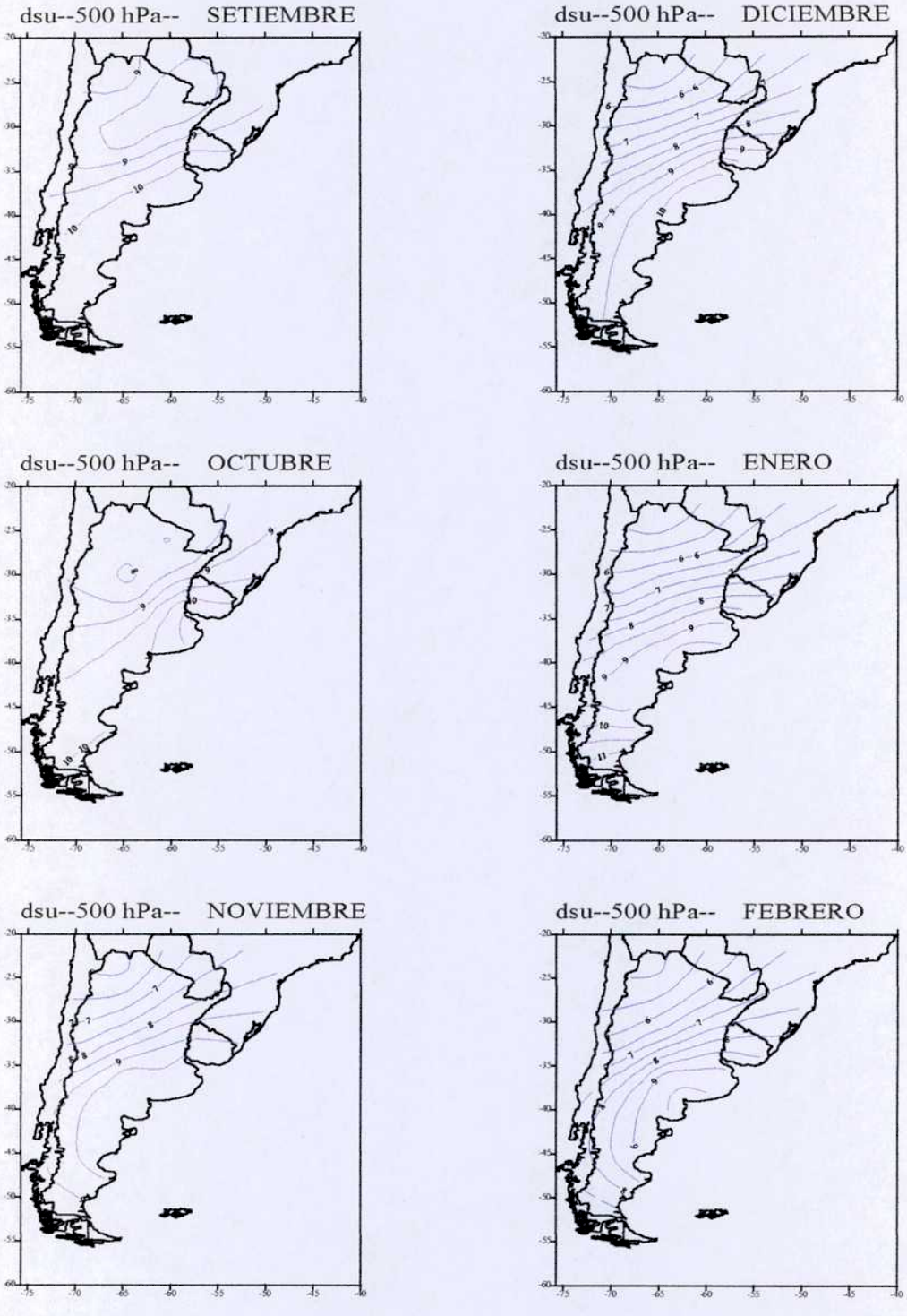
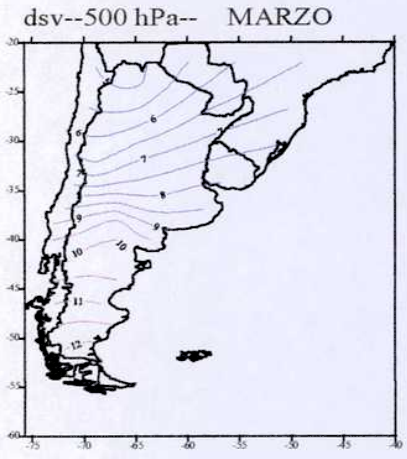
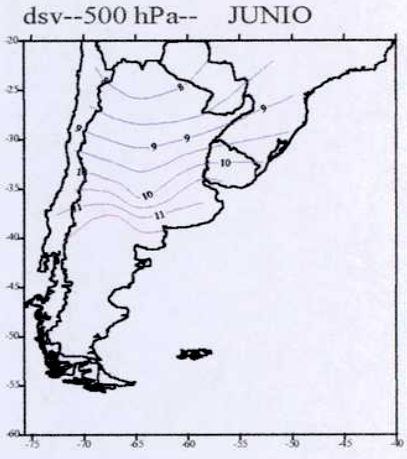
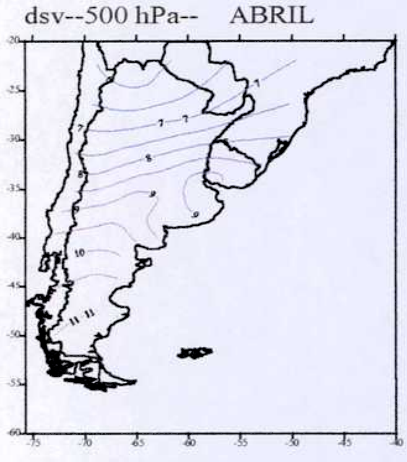
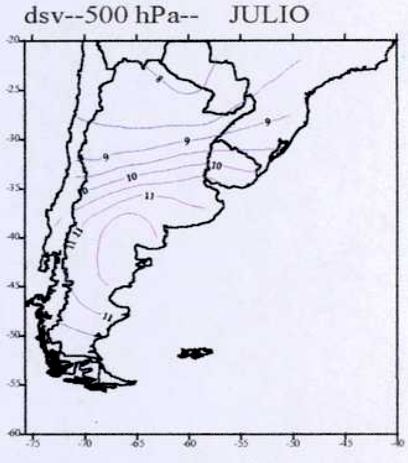


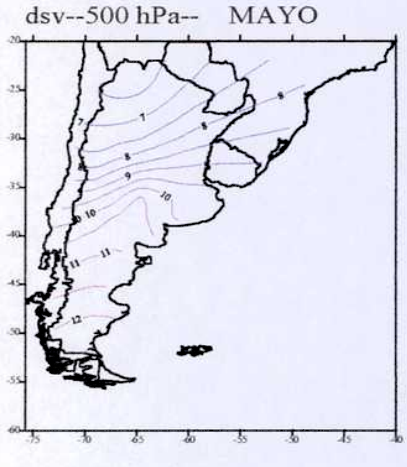
Figura 4.27 : Variación espacial de la desviación estándar de u para 500 hPa durante los meses de primavera y verano.











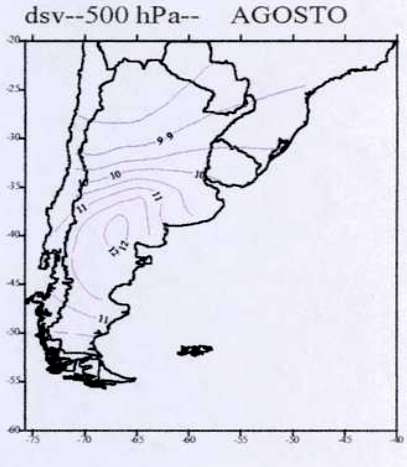


Figura 4.28...cont...: Idem Figura 4.28. durante los meses de otoño e invierno,

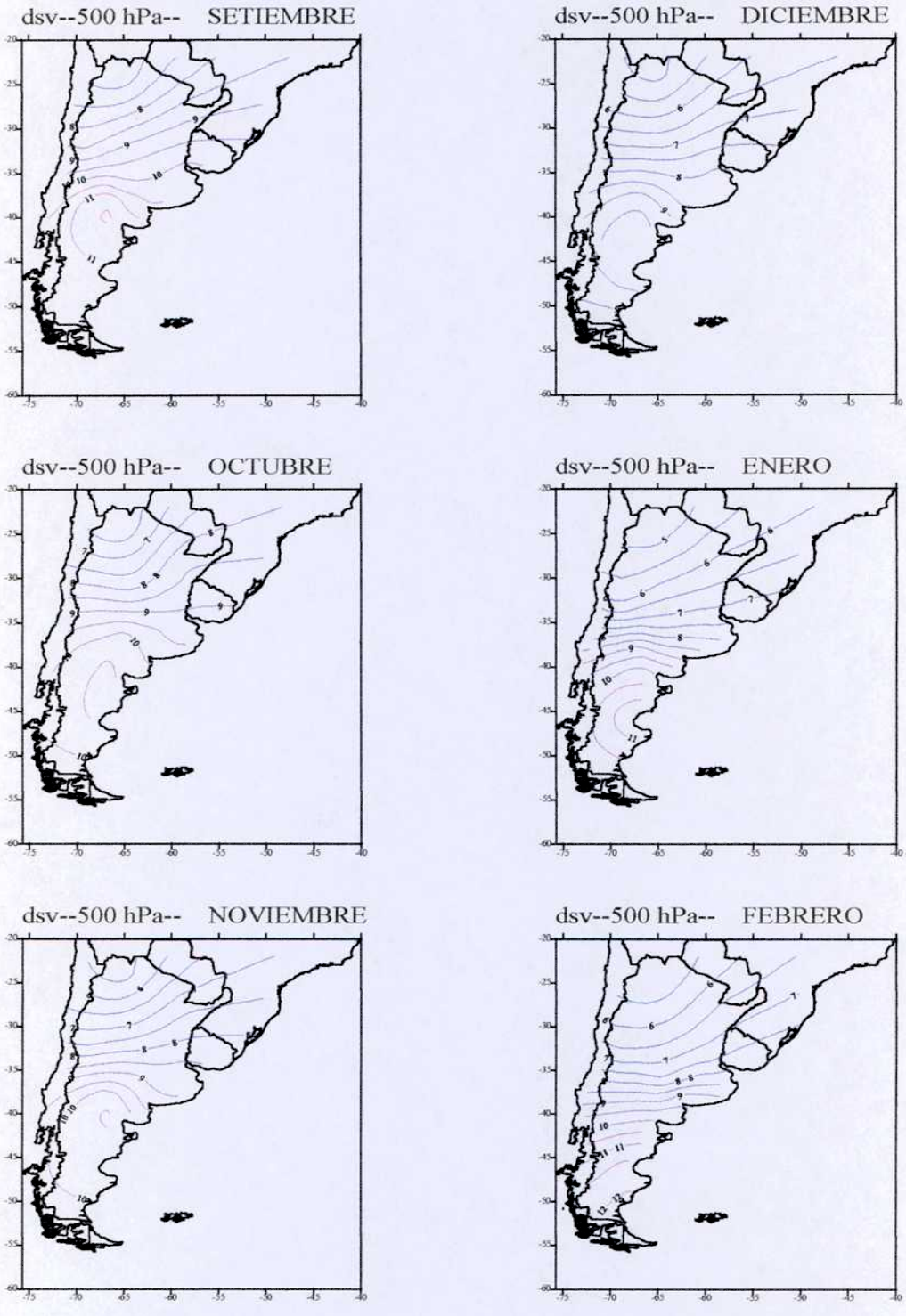


Figura 4.28 :Variación espacial de la desviación estándar de v para 500 hPa durante los meses de primavera y verano.

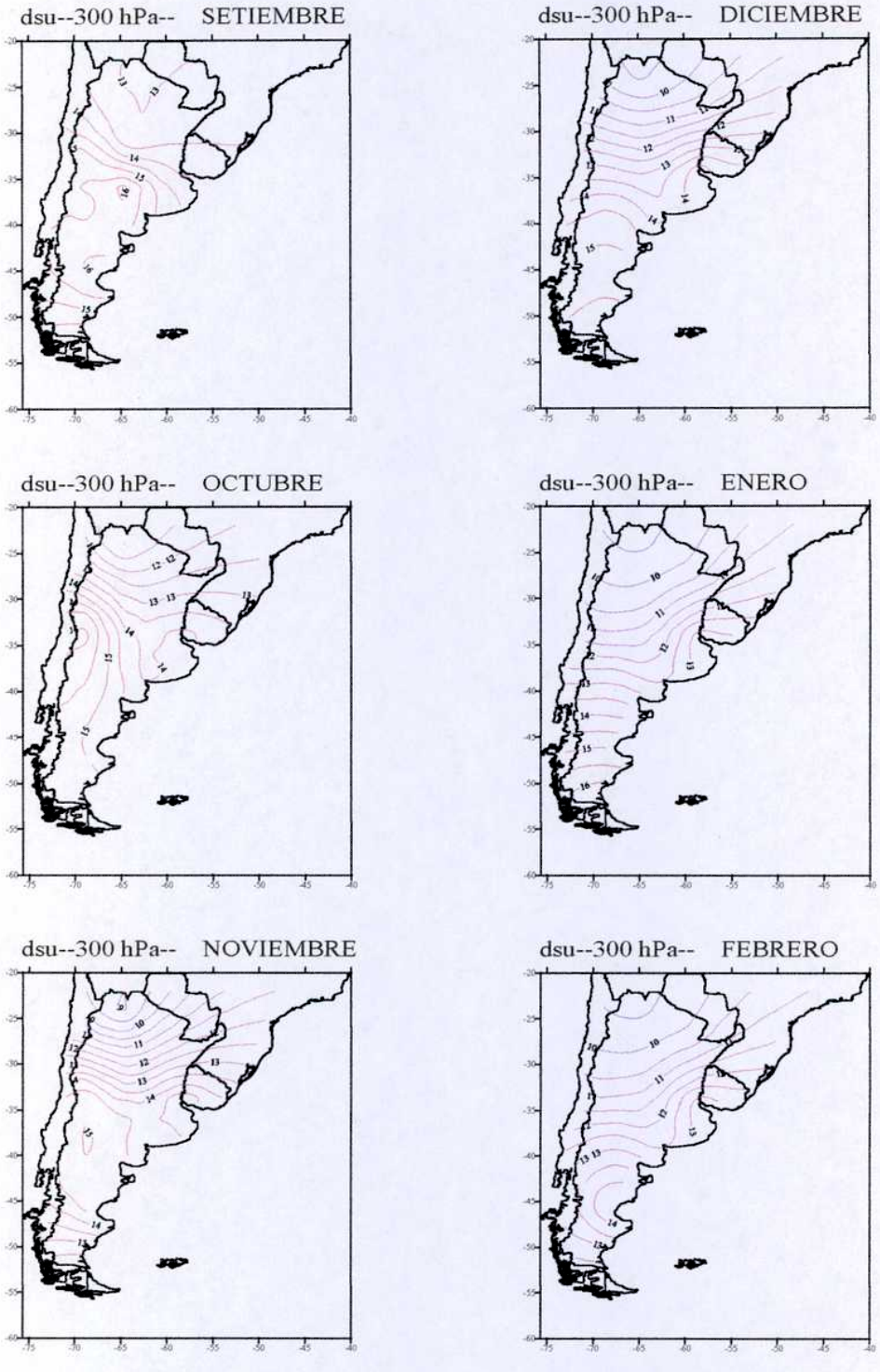


Figura 4.29 : Variación espacial de la desviación estándar de u para 300 hPa durante los meses de primavera y verano.

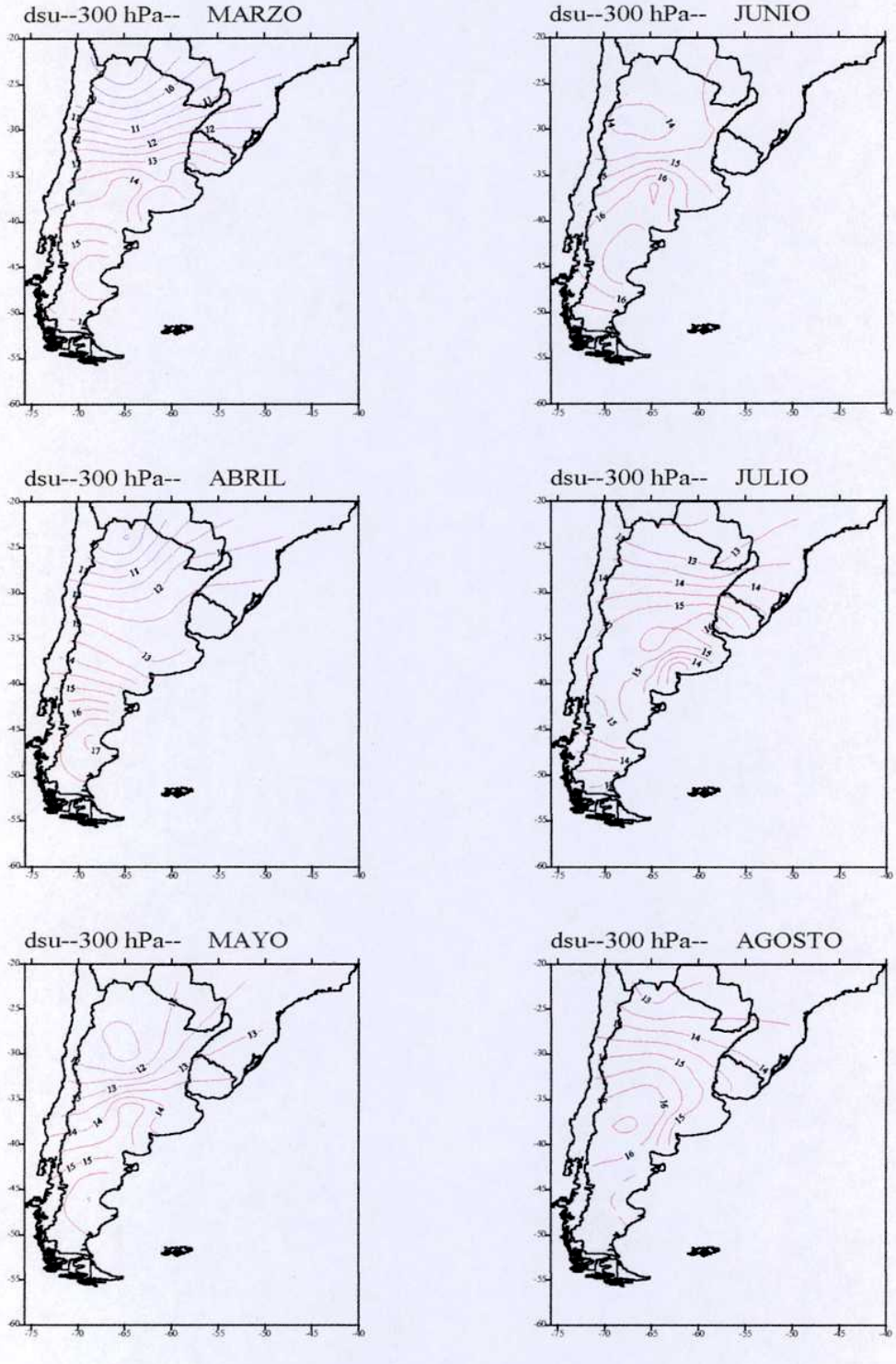


Figura 4.29...cont...: Idem Figura 4.29 durante los meses de otoño e invierno.

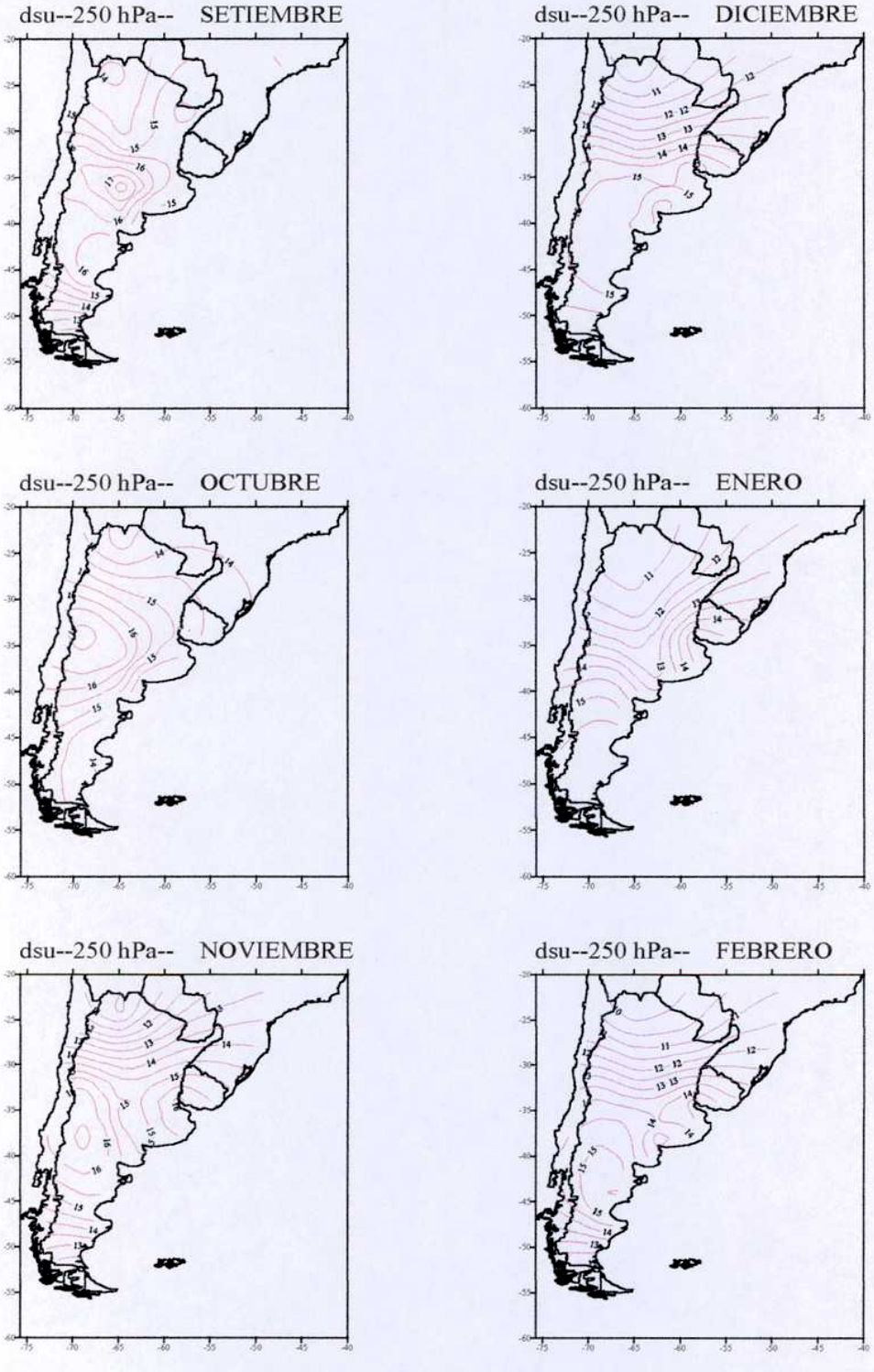


Figura 4.30 : Variación espacial de la desviación estándar de u para 250 hPa durante los meses de primavera y verano.

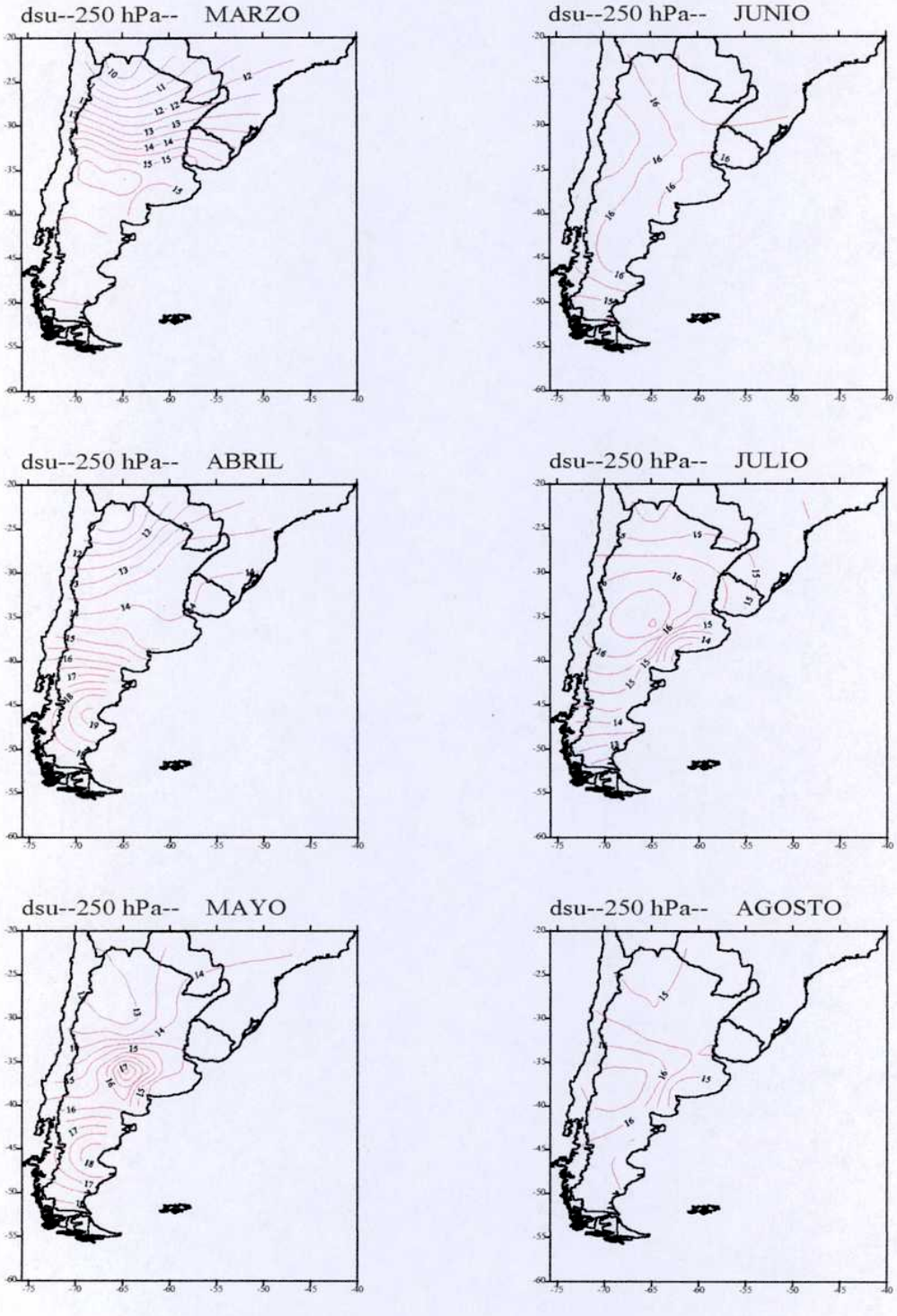


Figura 4.30 ...cont: Idem Figura 4.30 durante los meses de otoño e invierno.

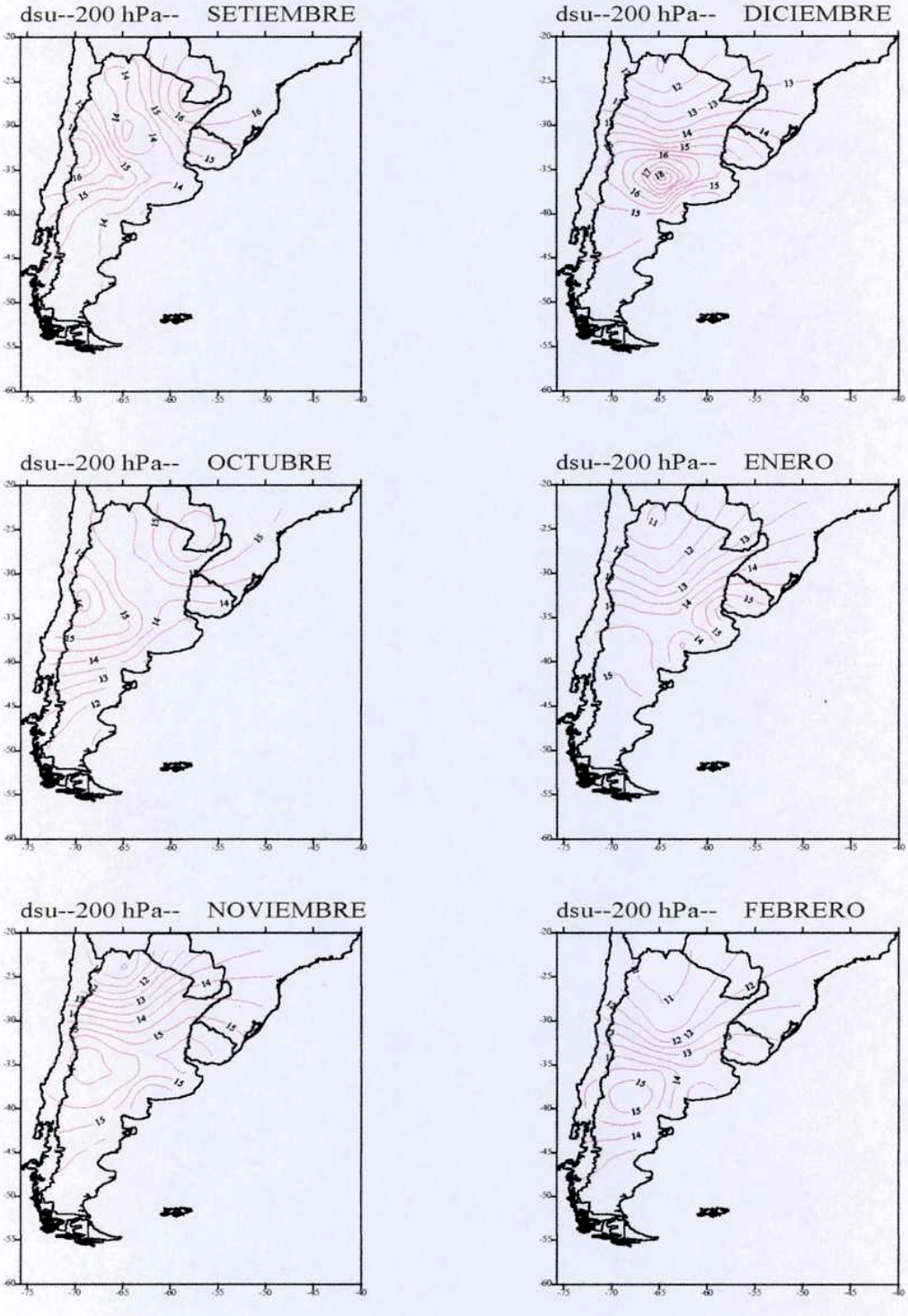


Figura 4.31 : Variación espacial de la desviación estándar de u para 200 hPa durante los meses de primavera y verano.

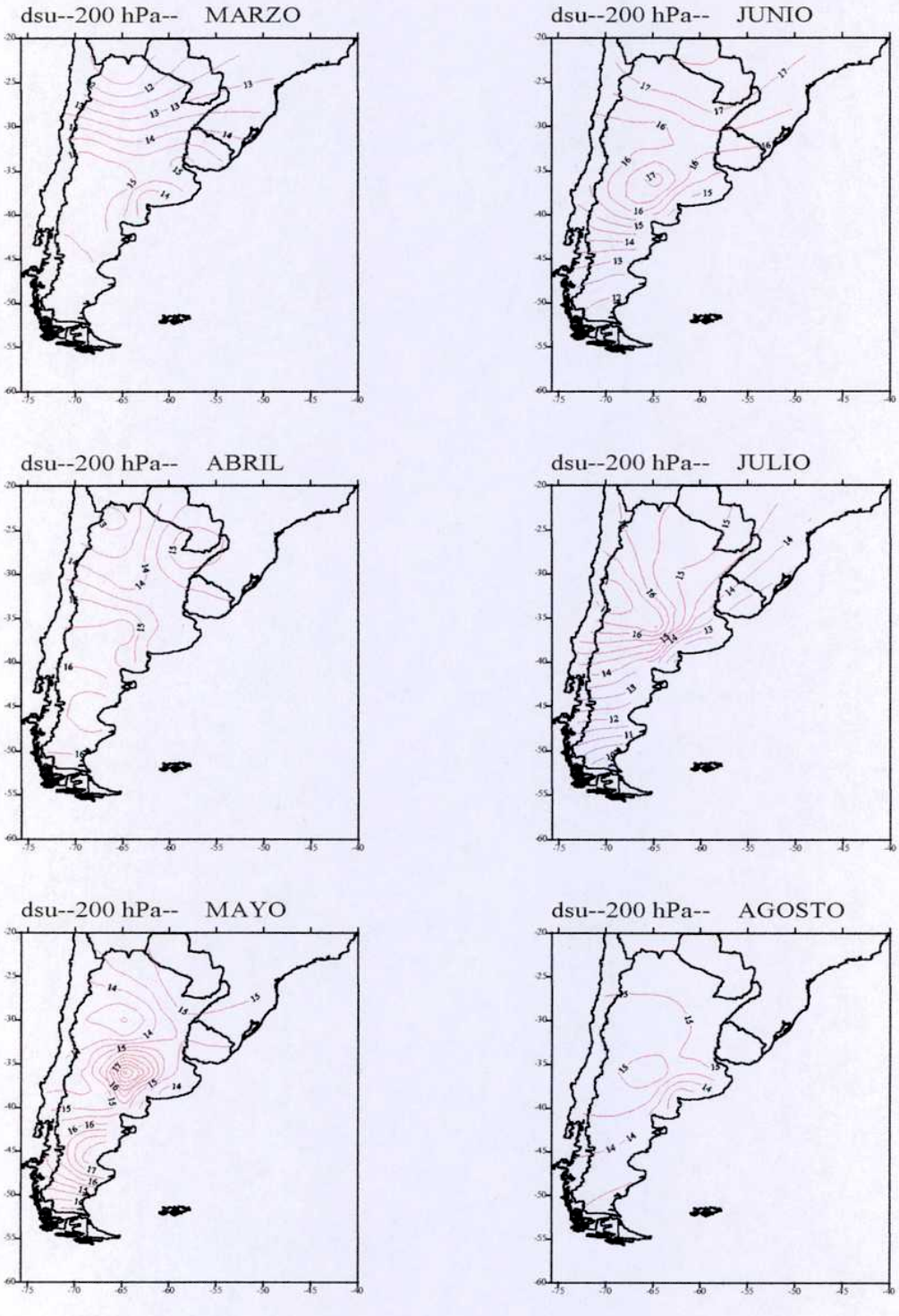


Figura 4.31 ...cont..: Idem Figura 4.31 durante los meses de otoño e invierno

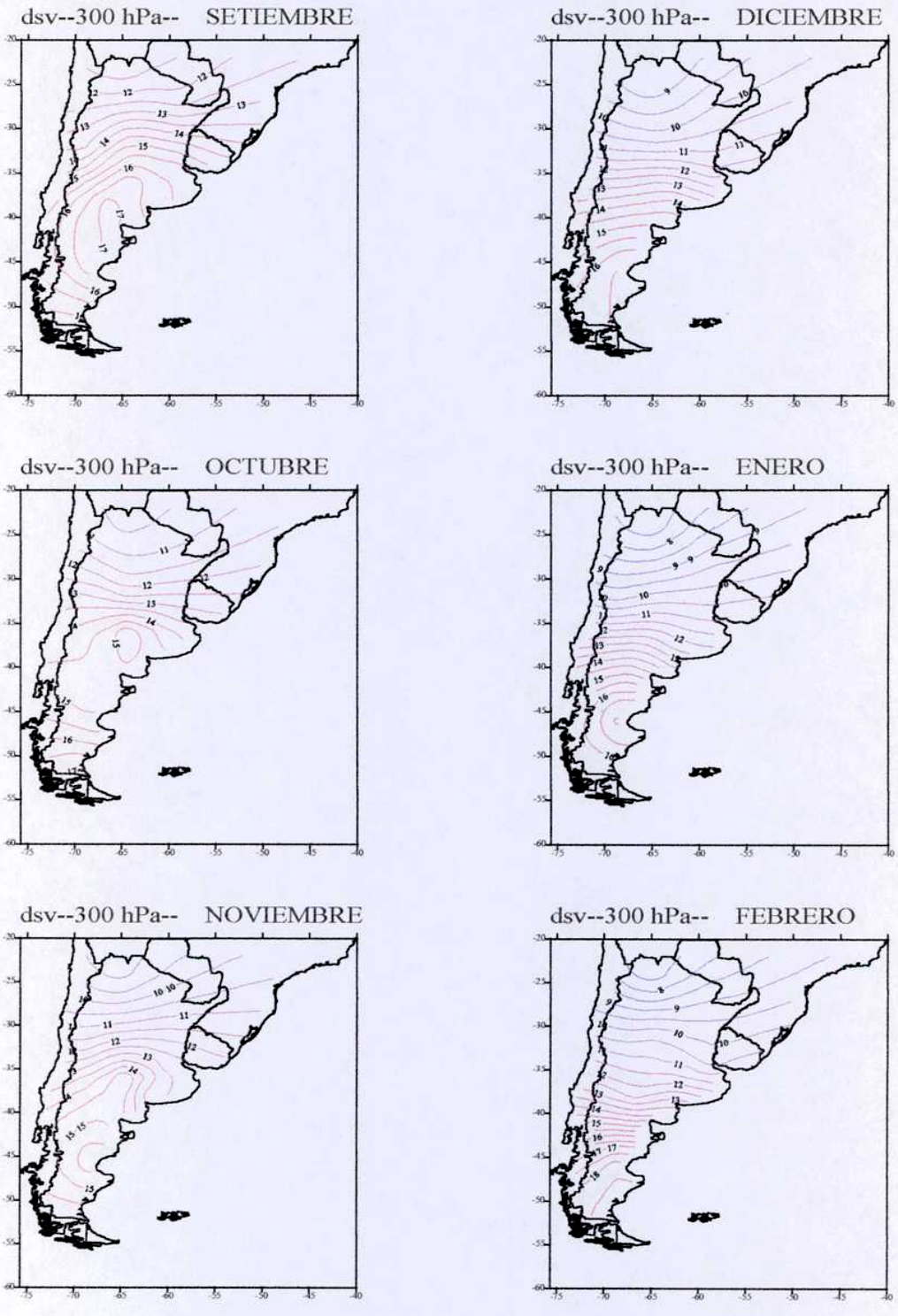


Figura 4.32 : Variación espacial de la desviación estándar de v para 300 hPa durante los meses de primavera y verano.

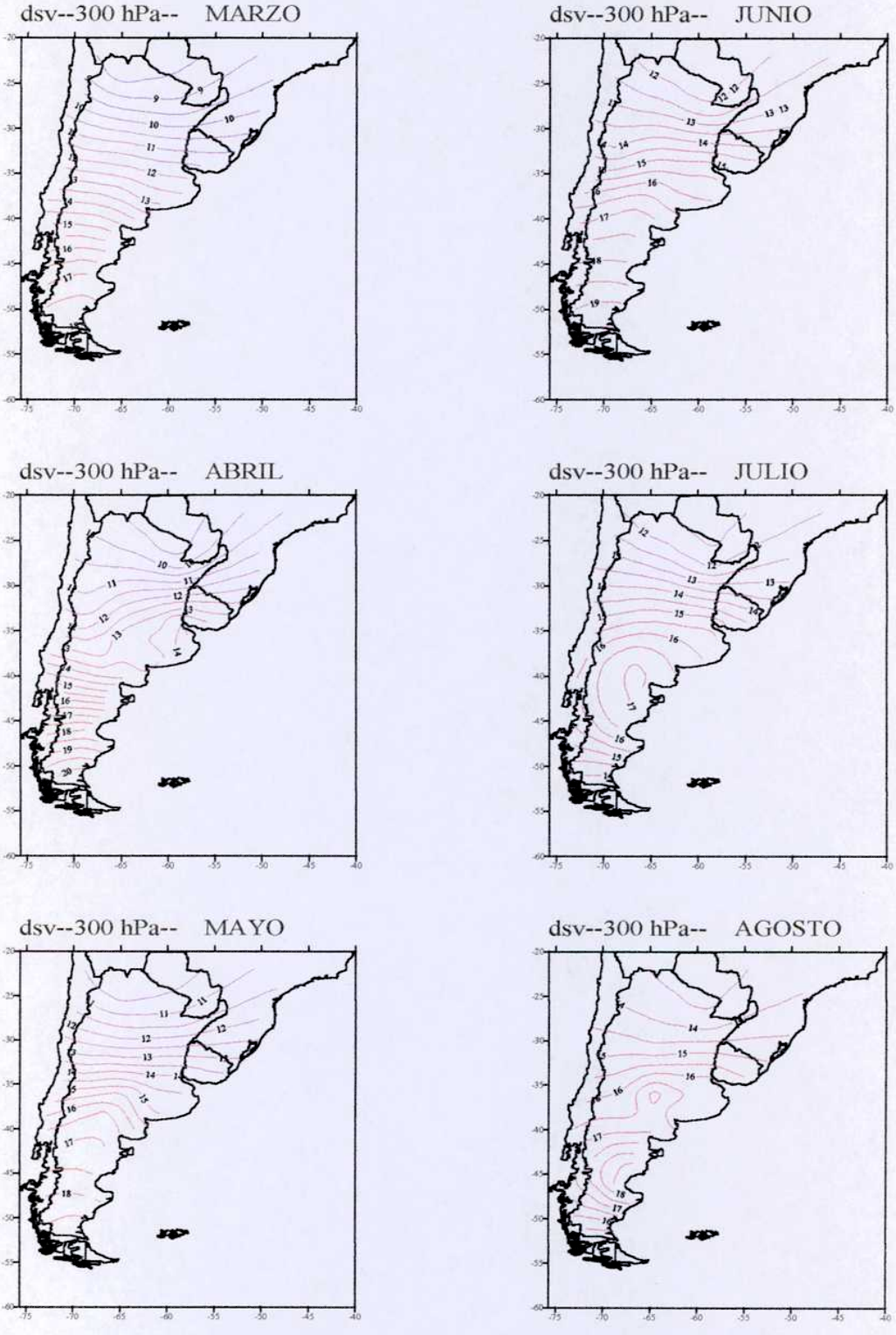


Figura 4.32...cont..: Idem Figura 4.32. durante los meses de otoño e invierno.

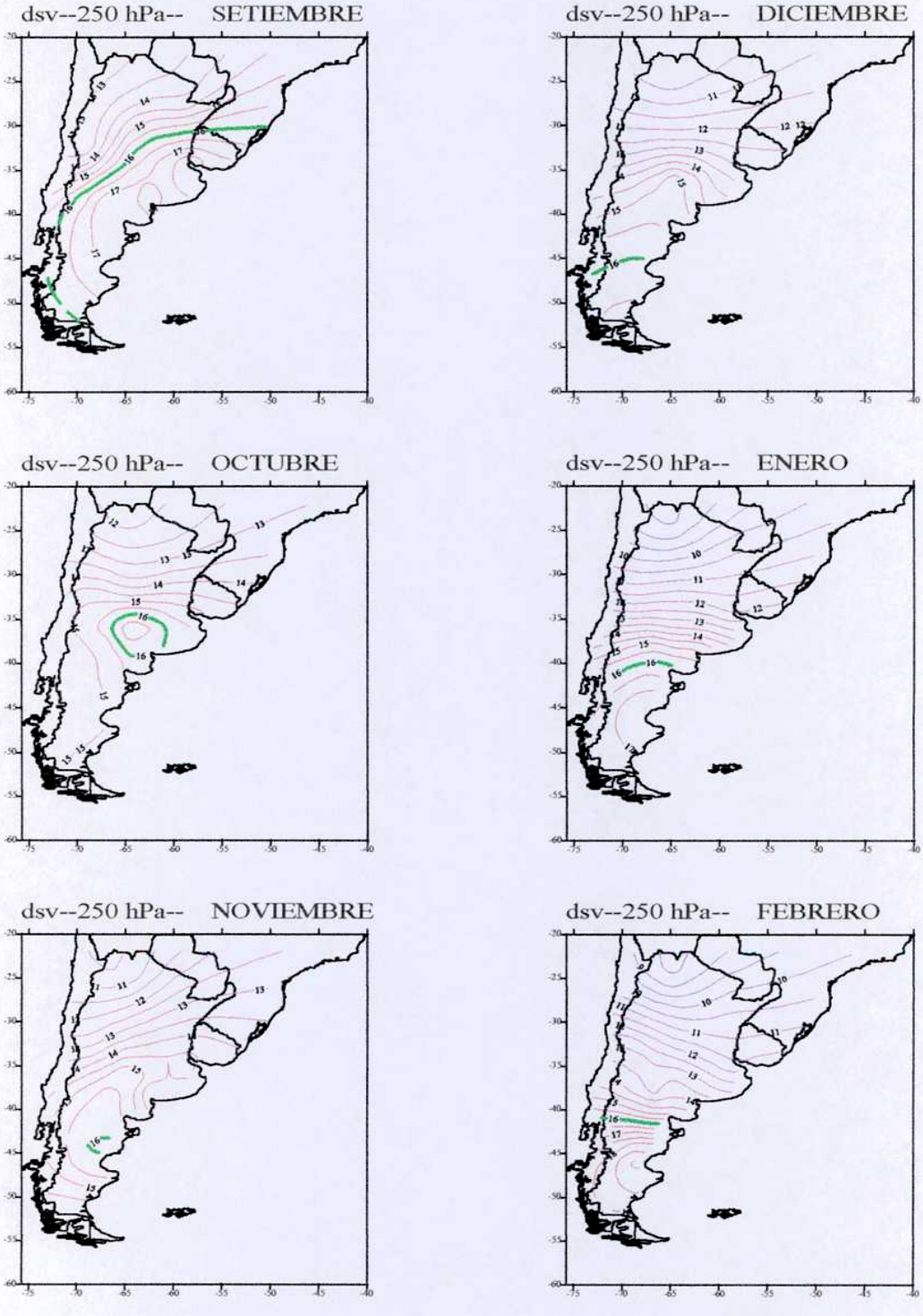


Figura 4.33 : Variación espacial de la desviación estándar de v para 250 hPa durante los meses de primavera y verano.

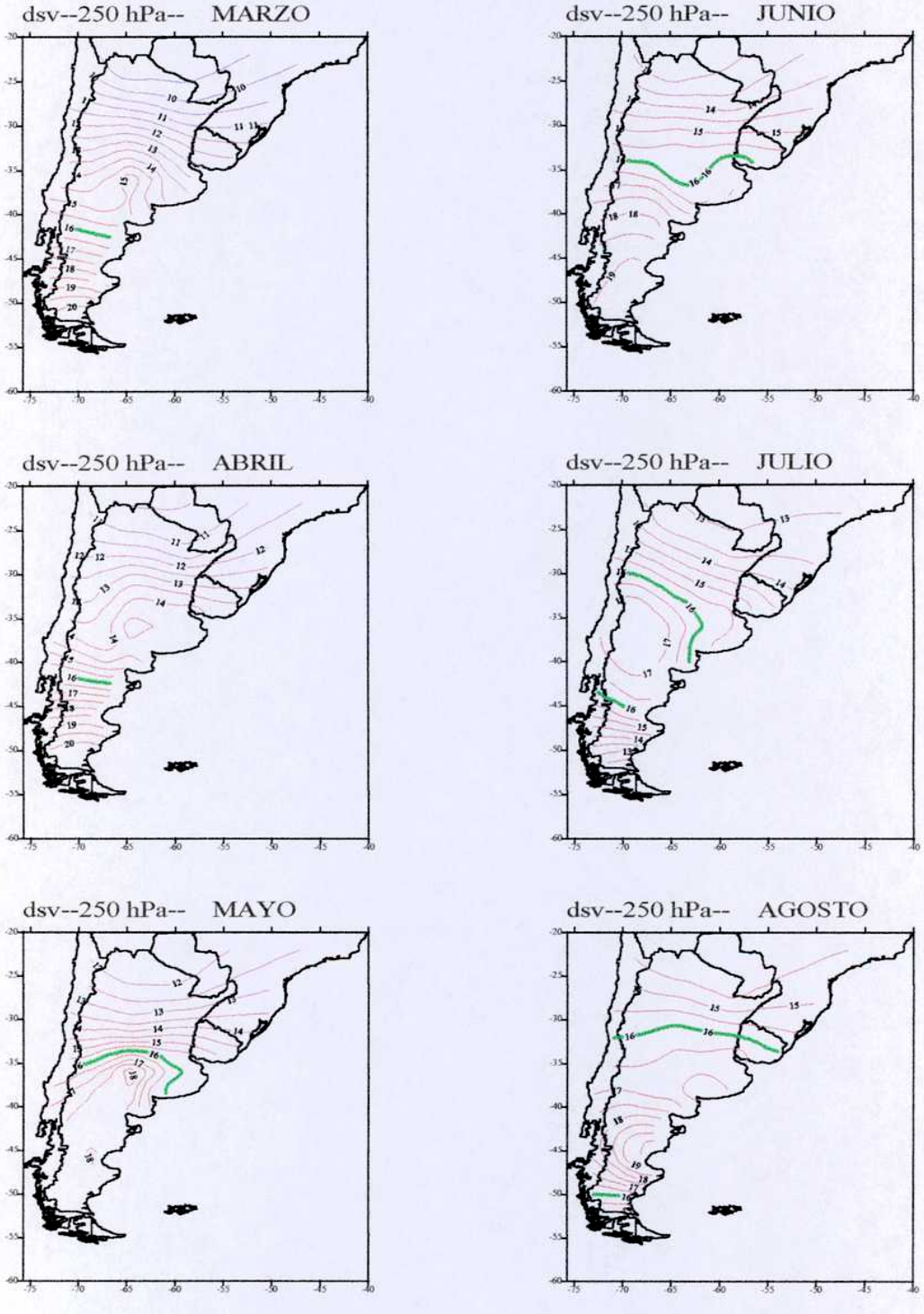


Figura 4.33...cont...: Idem Figura 4.33 durante los meses de otoño e invierno.

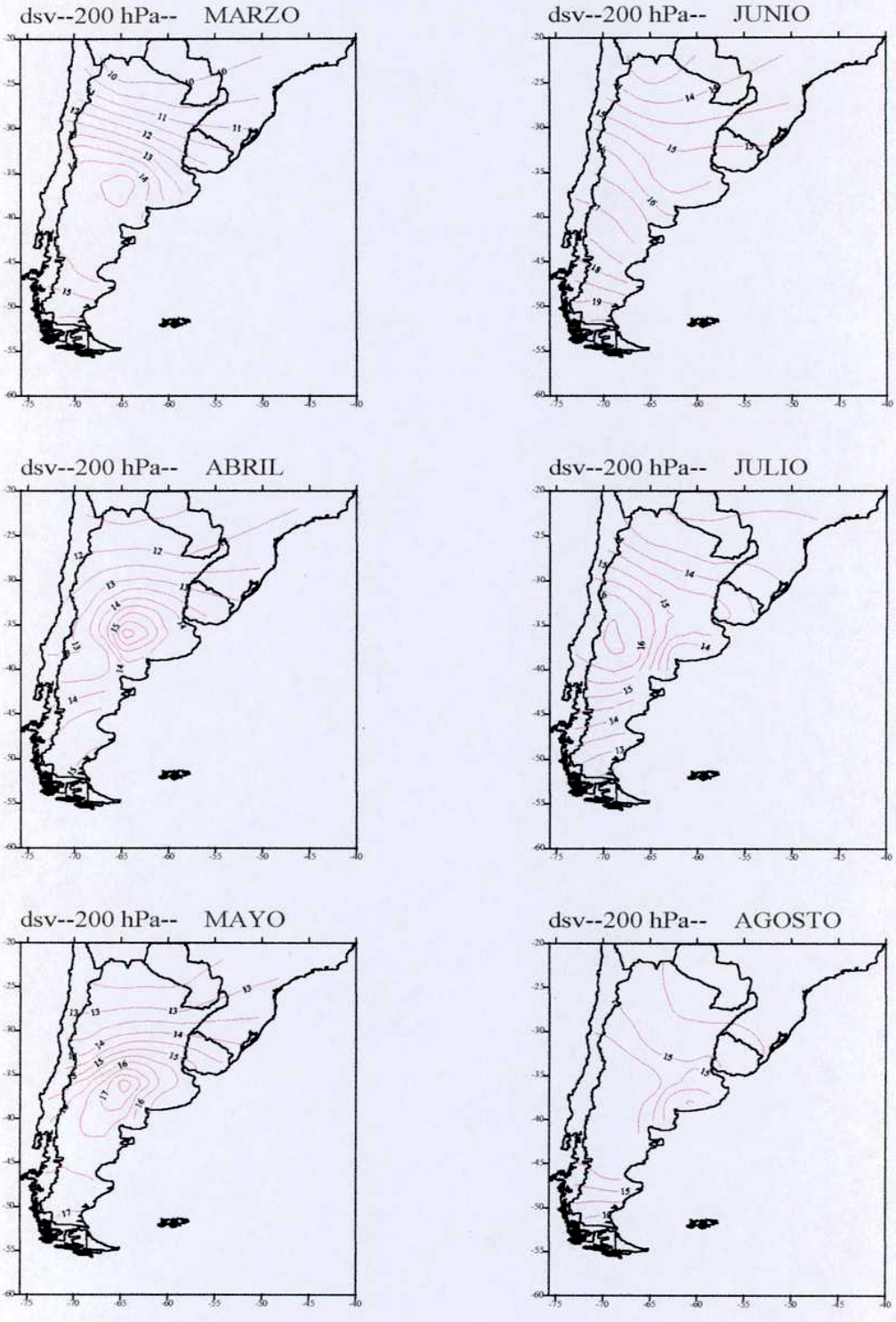


Figura 4.34: Variacion espacial de la desviación estándar de v para 200 hPa durante los meses de primavera y verano.

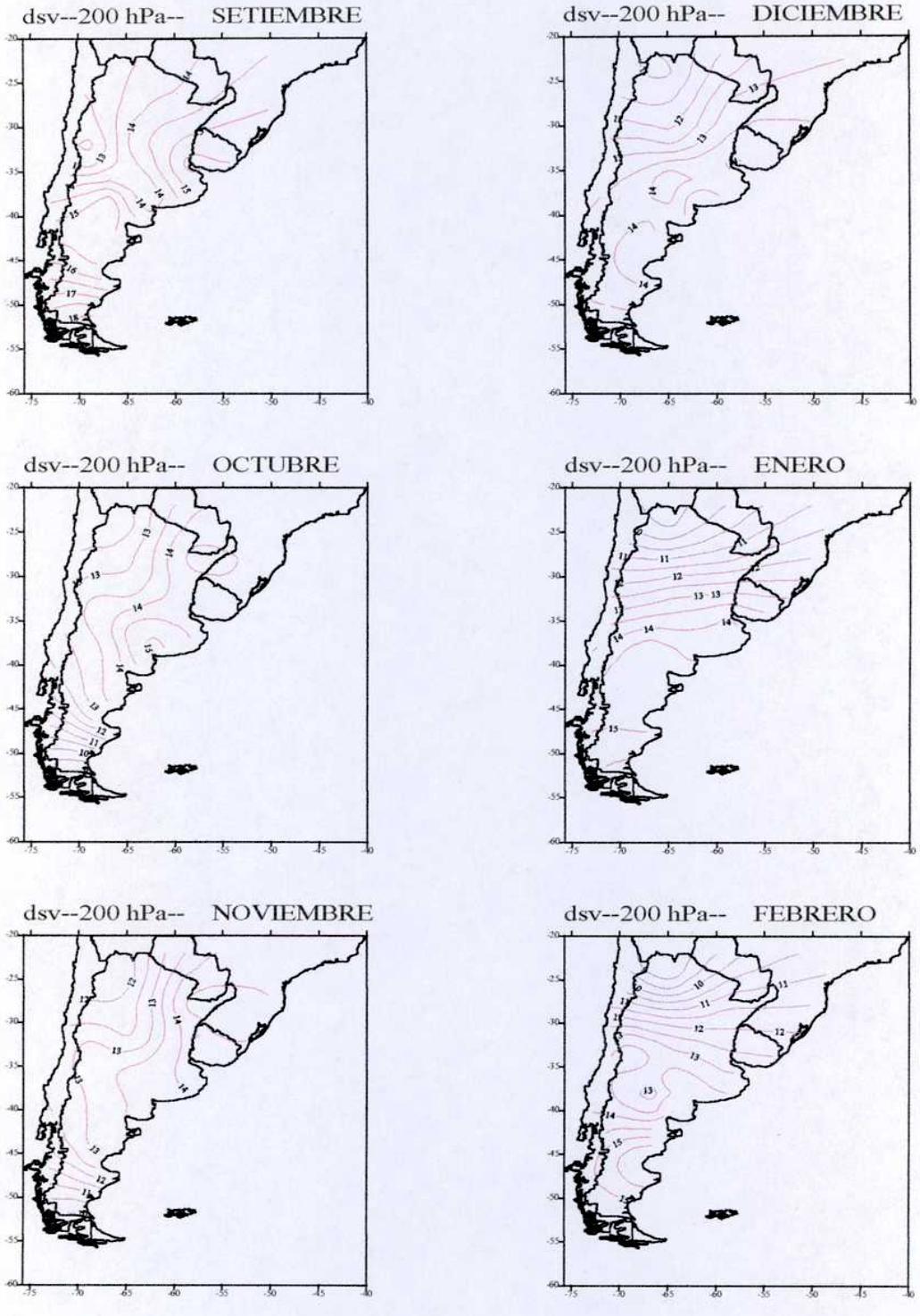


Figura 4.34 ...cont..: Idem Figura 4.34 durante los meses de otoño e invierno.

na con dirección noroeste-sudeste. Durante el mes de setiembre, persisten desdoblados, los centros de máximos antes mencionados.

4.6. ESTRUCTURAS DE LAS AUTOCORRELACIONES ESPACIALES DE LAS COMPONENTES DEL VIENTO, EN EL NIVEL DE 850 hPa.

El análisis de las estructuras de correlaciones de las componentes del viento contribuye al conocimiento de la variación relativa de la circulaciones, zonales ó meridionales, entre dos puntos. En general, las estructuras de las autocorrelaciones espaciales decrecen a medida que nos alejamos de la estación referente. Presentan formas elípticas, con un eje de máxima correlación y el otro indicando la máxima variación (decrecimiento) de la correlación espacial; esta característica resalta la anisotropía de las estructuras, dado que éstas están fuertemente influenciadas por la orografía.

Teniendo en cuenta la información estacional de viento simultánea (N) para el nivel de presión de 850 hPa , en todas las estaciones de la red, se obtuvo en cada caso el grado de significancia de las correlaciones al nivel del 5%. En general, dependiendo del número de observaciones de las muestras, resultó que ρ no difiere significativamente de cero para valores alrededor de 0.15, al nivel de significancia del 5%.

Se describirán a continuación los rasgos más sobresalientes que destacan el dominio espacial de las circulaciones meridionales y zonales y su correspondiente inversión.

Las estructuras de autocorrelaciones espacial de las componentes del viento en Córdoba (u: Figura 4.35 y v: Figura 4.36) y Santa Rosa (u: Figura 4.37 y v: Figura 4.38) presentan formas de elipses completas, indicando la característica anisótropa de las estructuras. Los ejes de máxima correlación para la componente v, se despliegan meridionalmente en las estructuras centradas en ambas estaciones; mientras que al considerar las estructuras de la

componente zonal, los ejes de máxima correlación están orientados en la dirección sudoeste-noreste en las estructuras centradas en Santa Rosa y los correspondientes para Córdoba se despliegan latitudinalmente en la región subtropical.

Las estructuras de autocorrelaciones espacial de la componente meridional centradas en Comandante Espora (38°S,62°W) muestran donde está localizada la zona de convergencia meridional sobre el este de Argentina: durante todas las estaciones el signo de las correlaciones sobre Comandante Espora (Figura 4.39) es opuesto al signo observado sobre Ezeiza; mientras que las estructuras para la componente u (Figura 4.40) muestran un rápido decaimiento de la correlación, tanto hacia Santa Rosa como hacia Ezeiza. A su vez, la estructura centrada en esta última estación (Figura 4.41), muestra el eje de máxima correlación orientado hacia el noroeste, durante el verano y el invierno. Las autocorrelaciones son mayores en invierno que en verano.

Los campos de isocoras para u y v centrados en Mendoza (u: Figura 4.42 y v: Figura 4.43), muestran características interesantes: las correlaciones espaciales, tanto para u como para v, decaen rápidamente con la distancia durante el verano, indicando la presencia de disturbios de alta frecuencia cerca de las montañas (pasaje de ondas cortas desde el oeste). En invierno, la circulación zonal y meridional sobre Mendoza, presenta mayor relación con la correspondiente a la zona central-sur, indicando el pasaje de ondas sinópticas. Los flujos zonales muestran bajas correlaciones con los de la región subtropical-este; al considerar los flujos meridionales, las mayores correlaciones con los correspondientes de la zona occidental de la región subtropical se observan durante el invierno (asociados con la circulación anticiclónica que se establece sobre Argentina en ese período).

Las elipses de correlación de la circulación zonal centradas en Neuquen, (Figura 4.44) muestran máximo decaimiento hacia el norte, durante todas las estaciones. Durante la primavera y la estación estival las correlaciones se invierten sobre Mendoza. Con relación a las elipses que relacionan la circulación meridional (Figura 4.45), puede observarse la inclinación del eje de máxima correlación en la dirección sudoeste-noreste. Las correlaciones correspondientes con la región subtropical-este se encuentran invertidas durante todas las estaciones del año.

Merece además, mencionarse la correlación espacial de los flujos zonales de Ezeiza (Figura 4.46) con los correspondientes del norte de la Patagonia durante el invierno y la primavera.

Los campos de isocoras para la componente zonal, centradas en Resistencia (Figura 4.47), decaen rápidamente con la distancia hacia el centro de la zona subtropical durante todas las períodos analizados; la circulación zonal se observa invertida en toda la región central durante el invierno. Con relación a la circulación meridional, se observa que durante las estaciones de transición y el invierno, las elipses de correlación centradas en Resistencia (Figura 4.48) extienden su eje de máxima sobre la zona oriental de la región subtropical y central.

La estructuras de correlaciones de u y v centradas en Salta (no mostradas) muestran rápido decaimiento de las correlaciones tanto hacia la zona subtropical-este como hacia el sur.

El rasgo más destacado de las estructuras de correlación de las componentes del viento centradas en Comodoro Rivadavia (u: Figura 4.49 y v: Figura 4.50), es la circulación zonal y meridional invertida que se destaca sobre la parte occidental de la zona subtropical, durante el invierno, refiriendo a la circulación anticiclónica típica de la estación invernal.

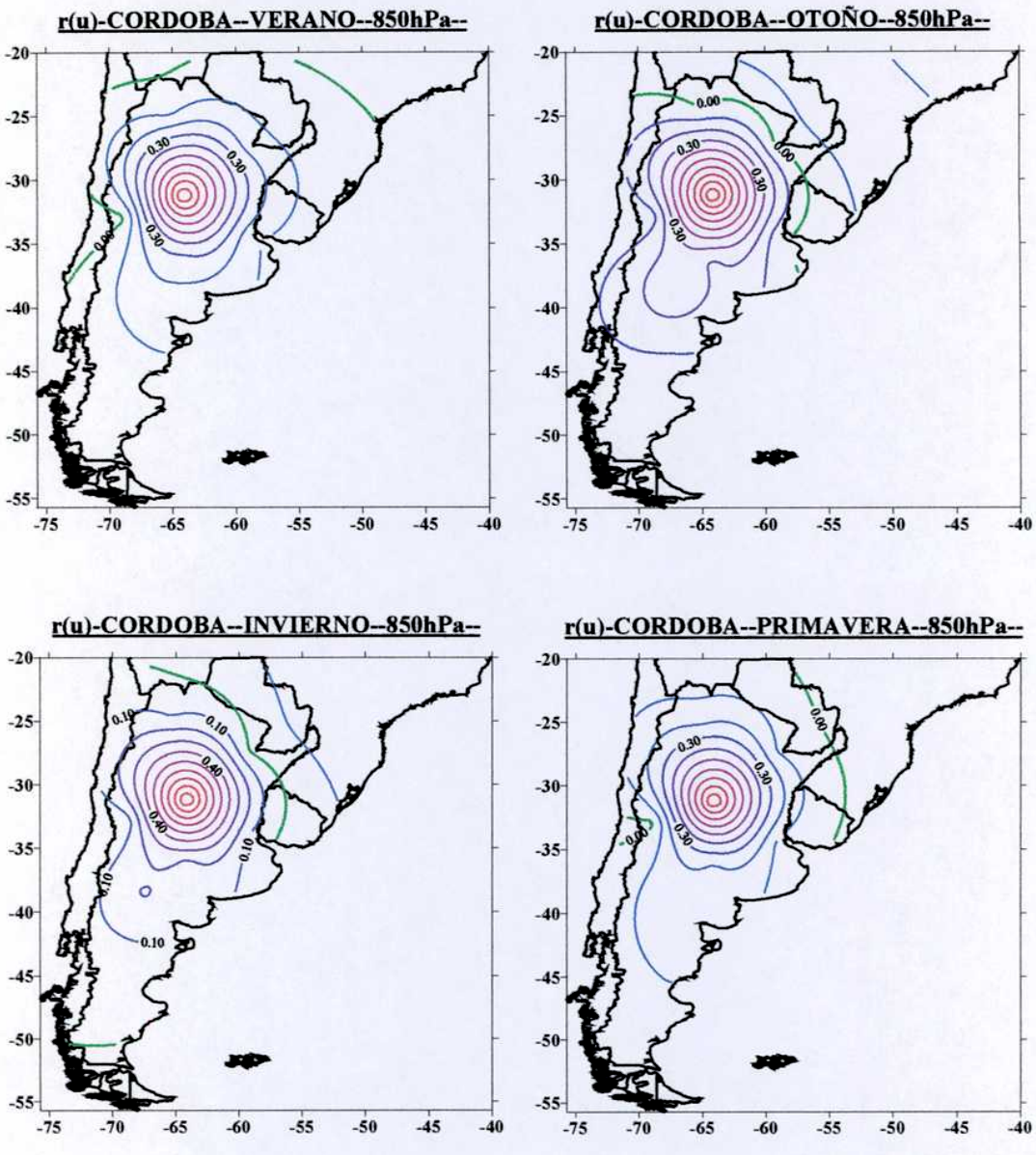


Figura 4.35: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Córdoba.

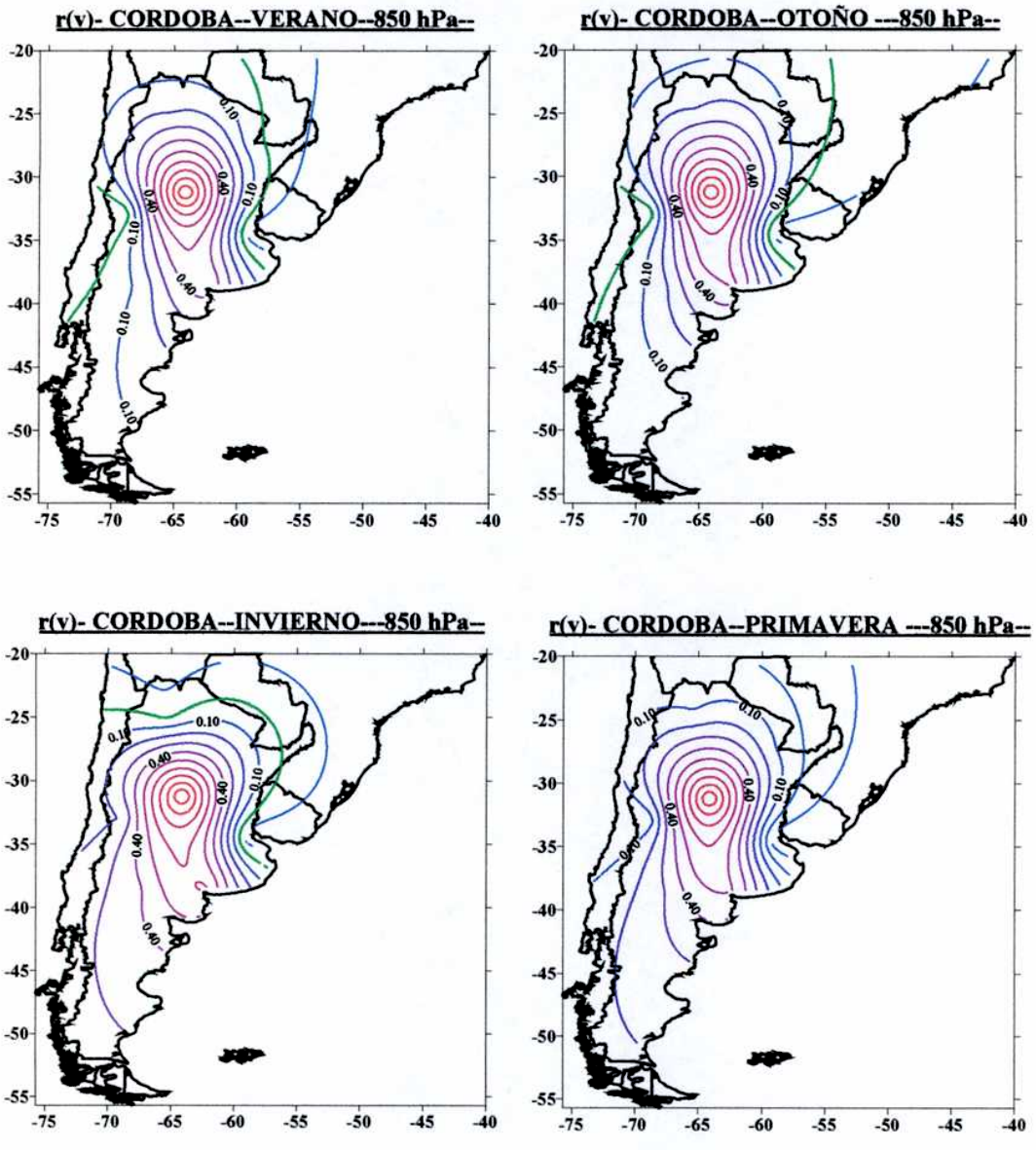


Figura 4.36 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Córdoba.

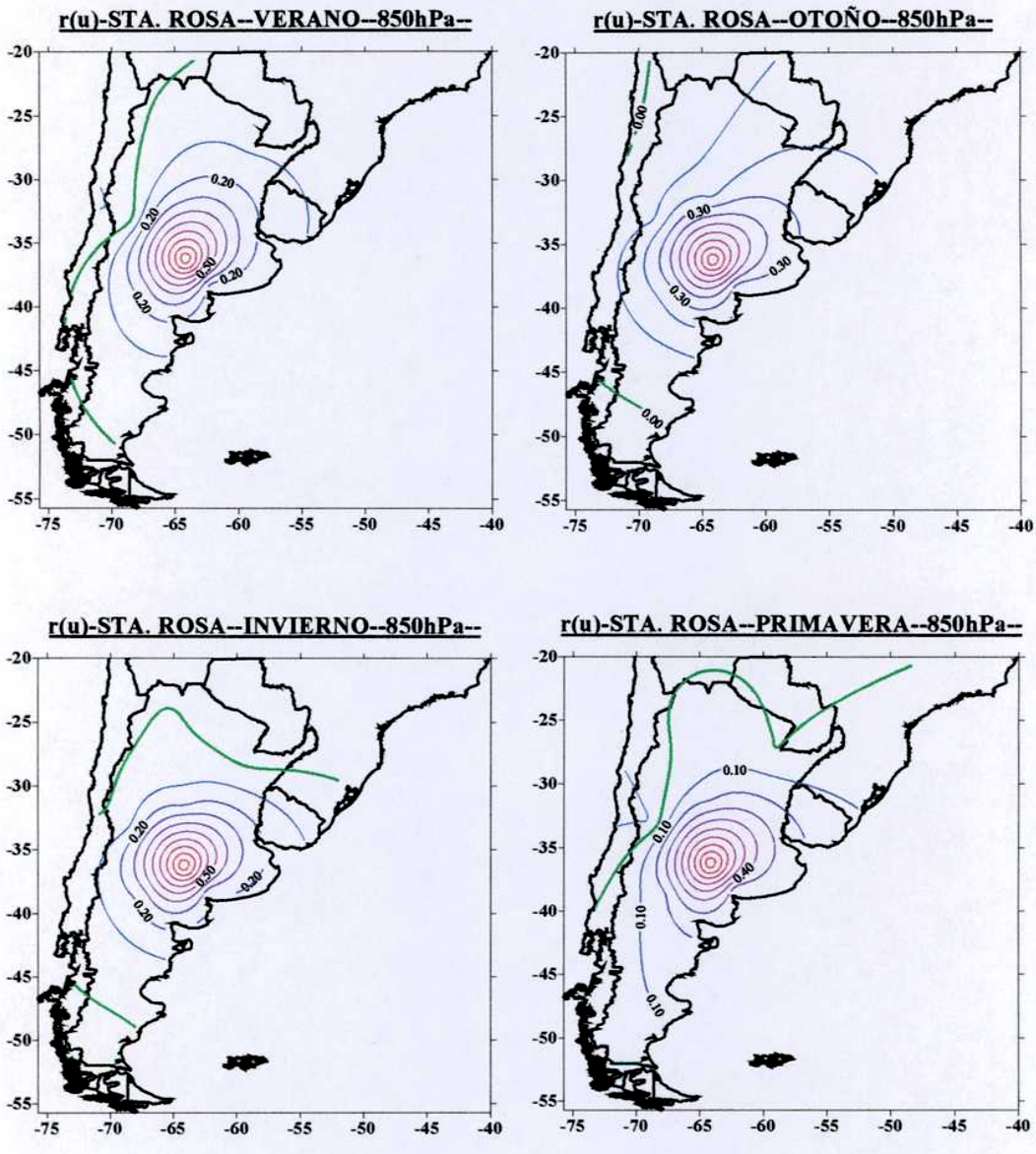


Figura 4.37 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Santa Rosa.

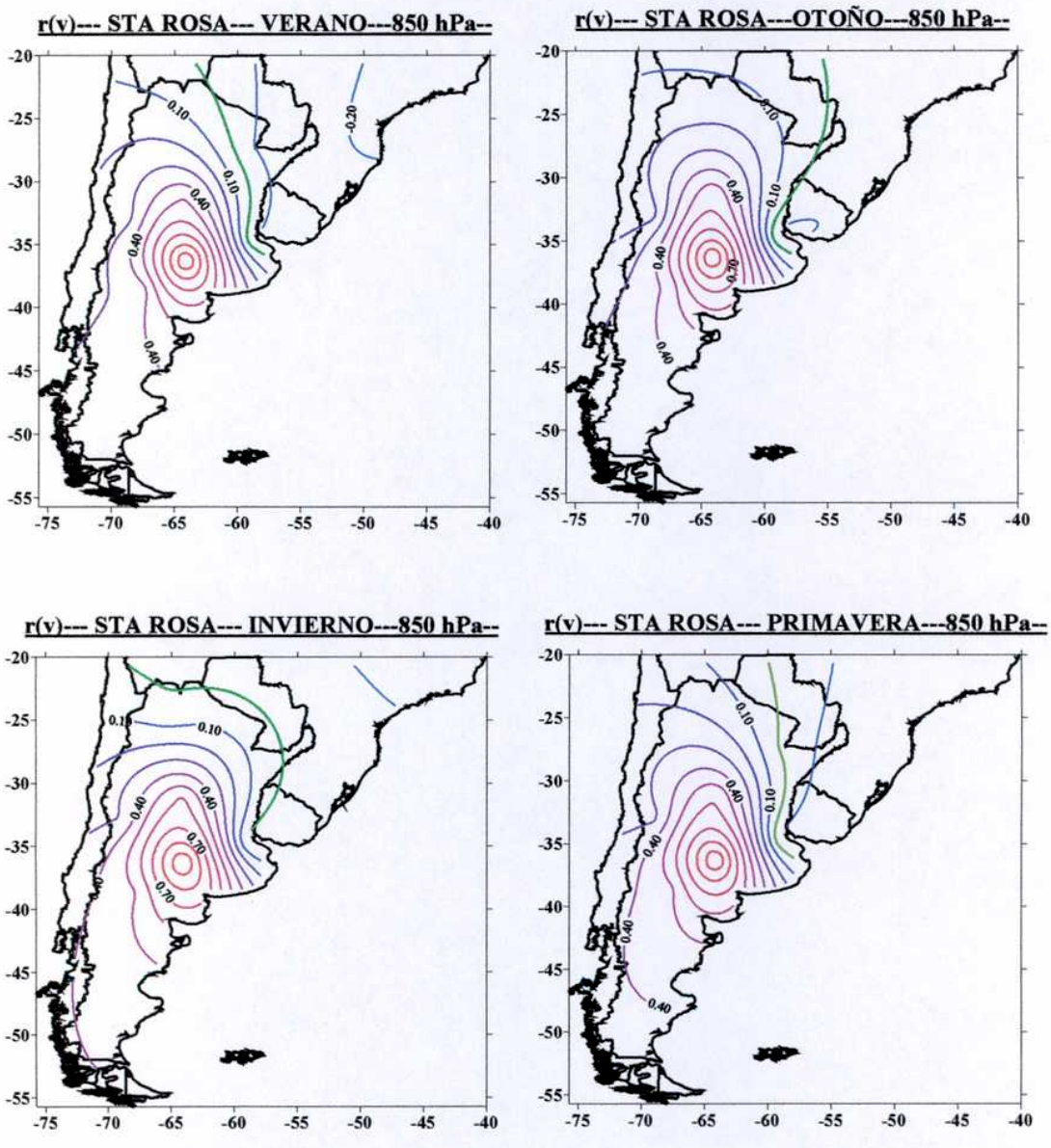


Figura 4.38: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Santa Rosa.

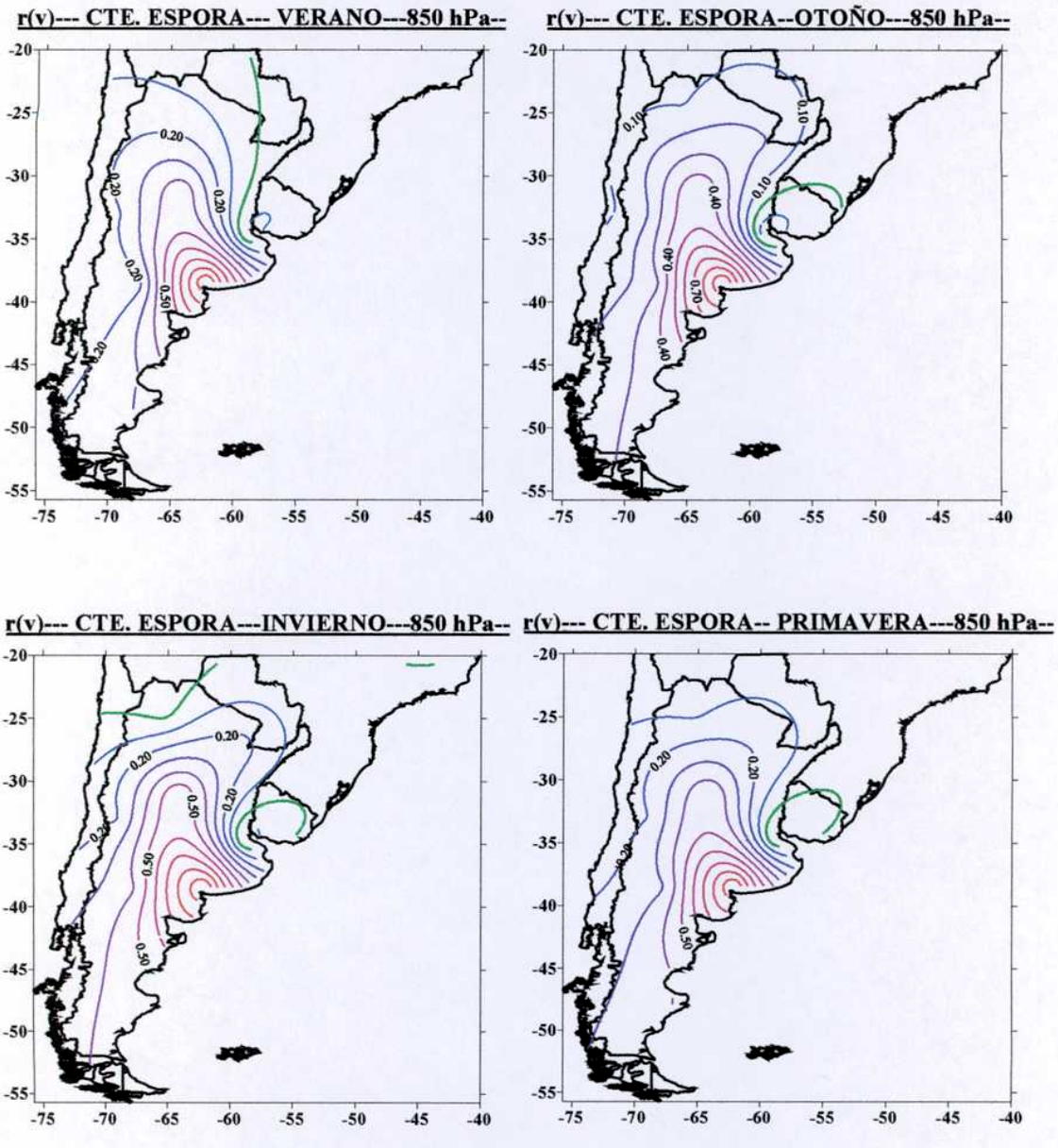


Figura 4.39: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Cte. Espora.

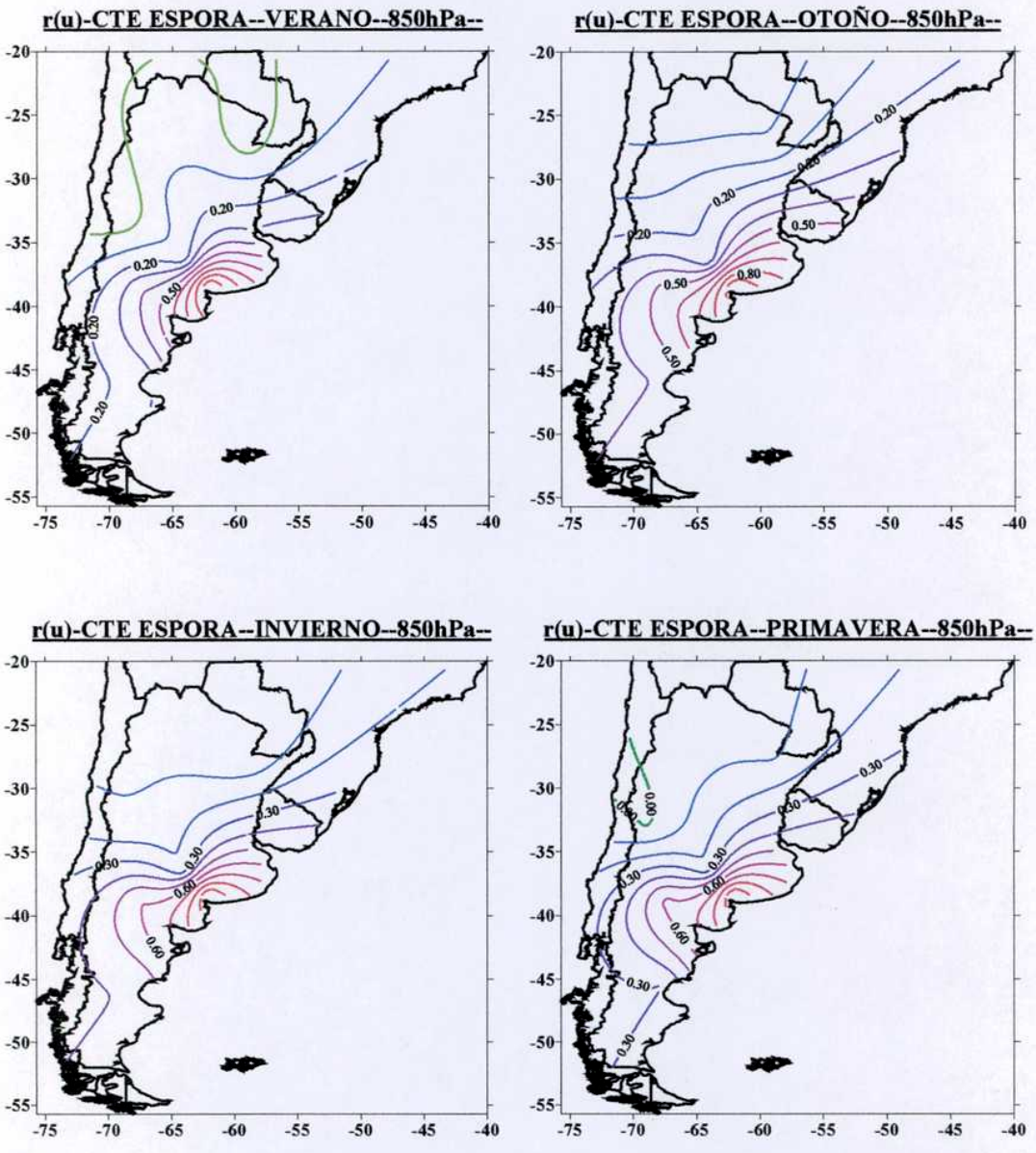


Figura 4.40 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Cte. Espora.

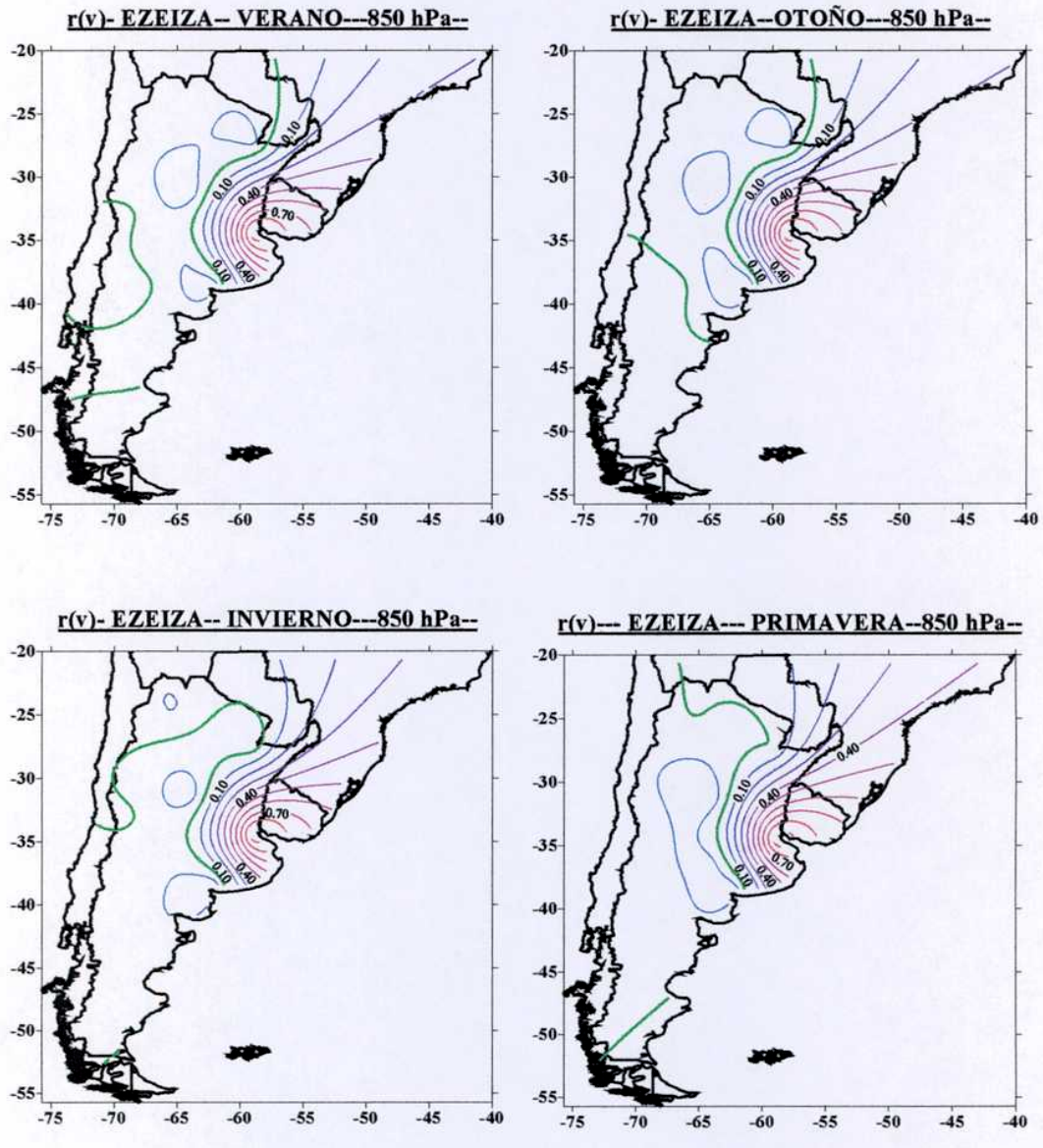


Figura 4.41: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Ezeiza.

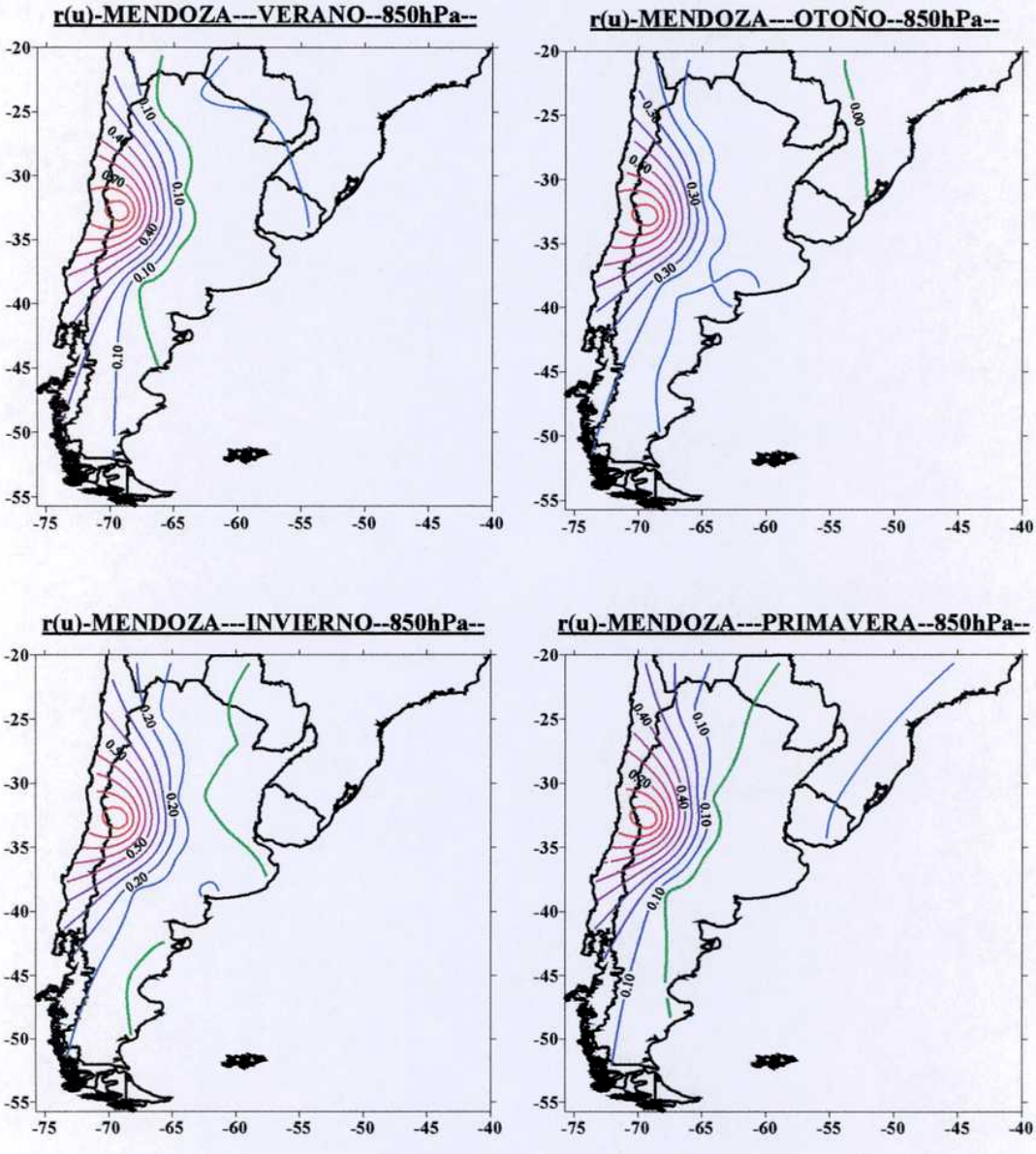


Figura 4.42 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Mendoza.

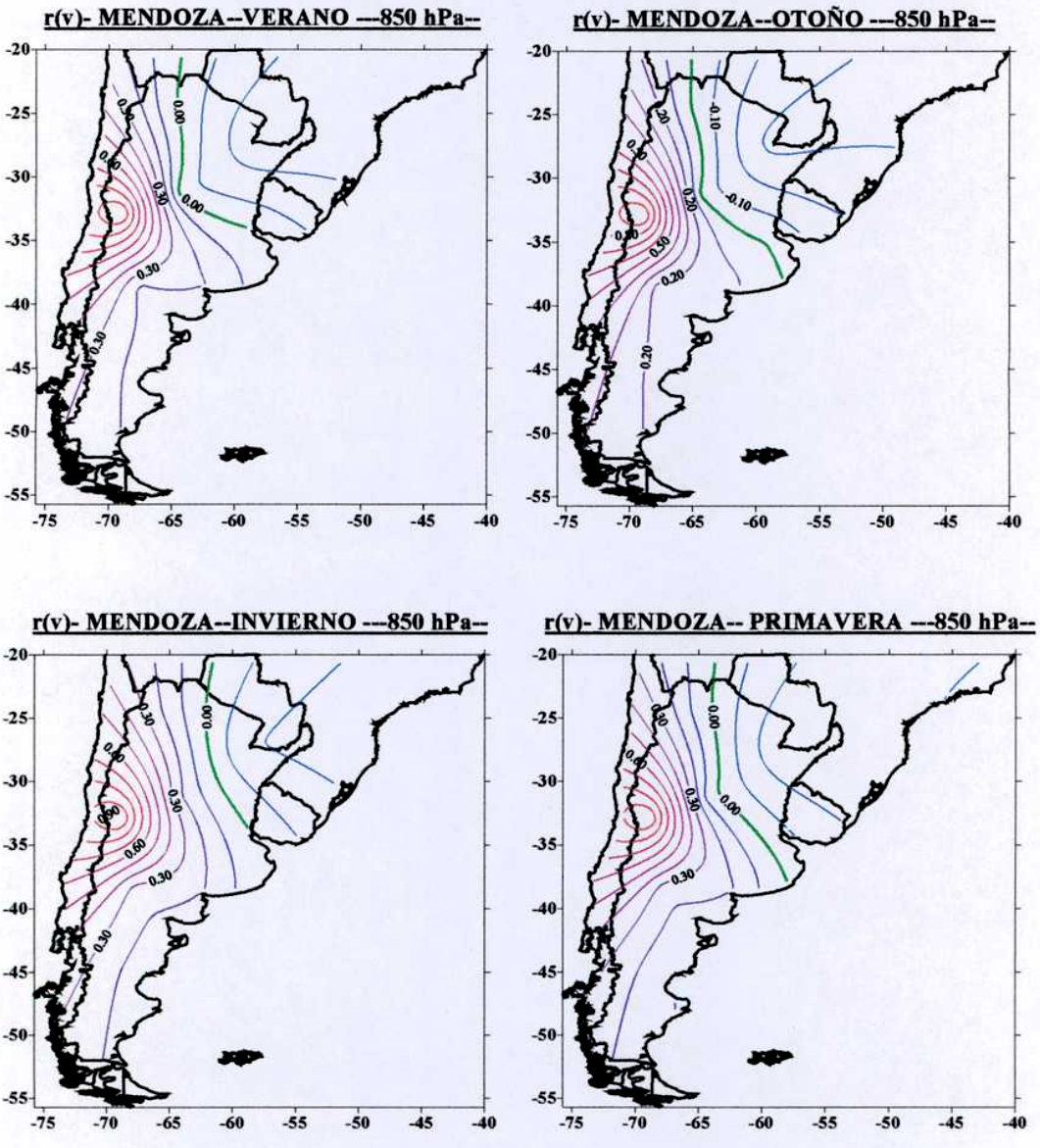


Figura 4.43 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Mendoza.

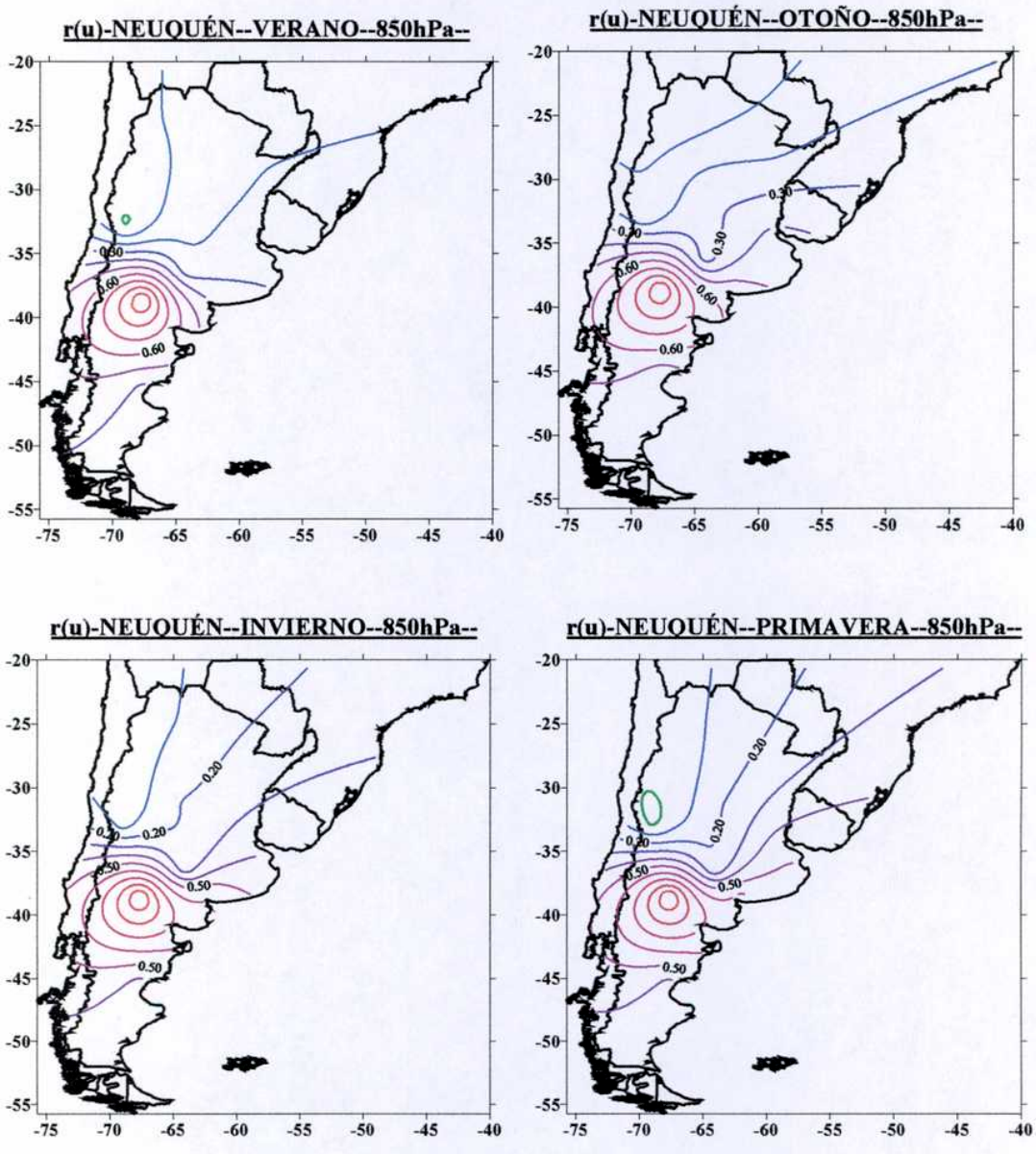


Figura 4.44 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Neuquén.

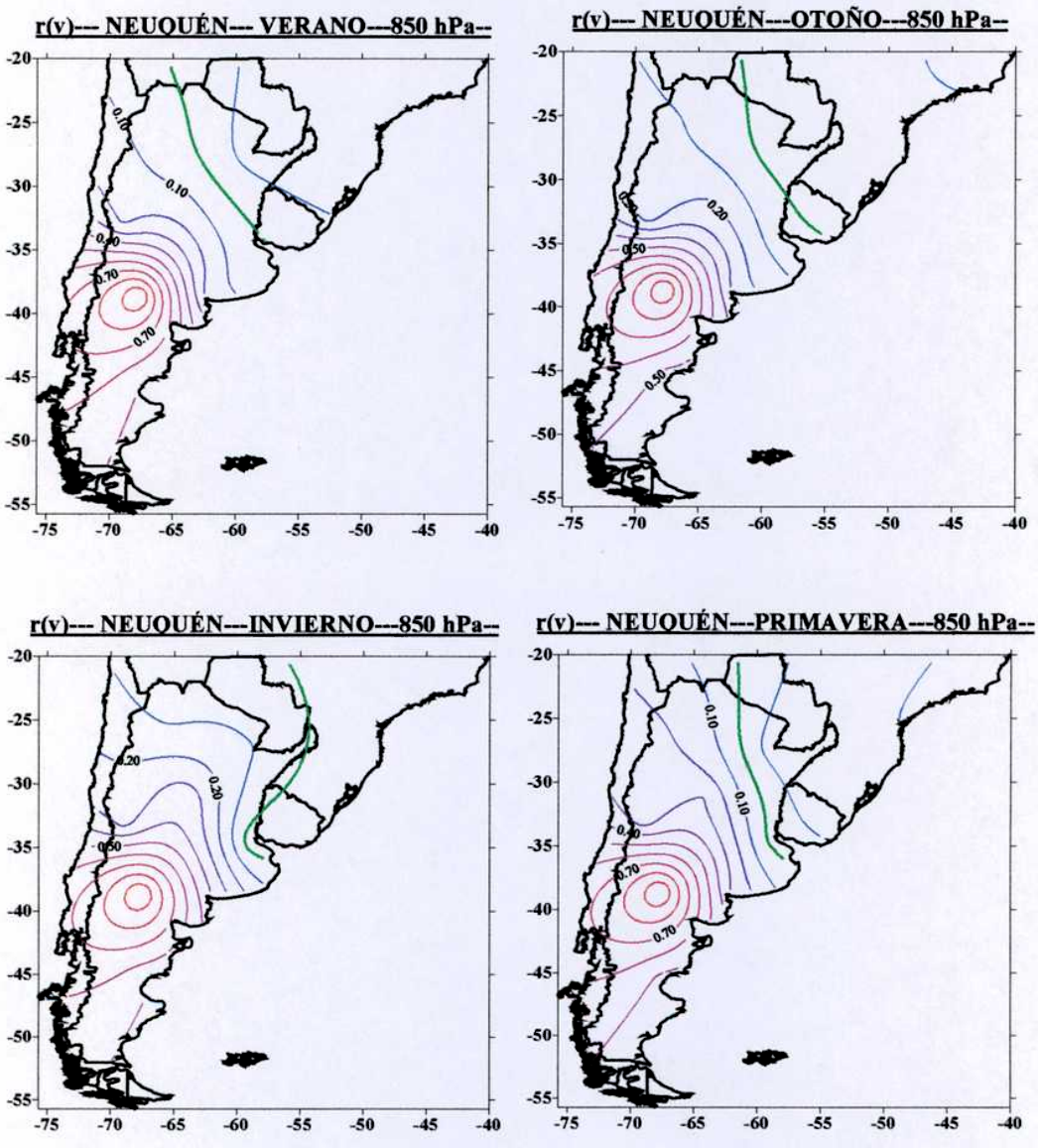


Figura 4.45 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Neuquén.

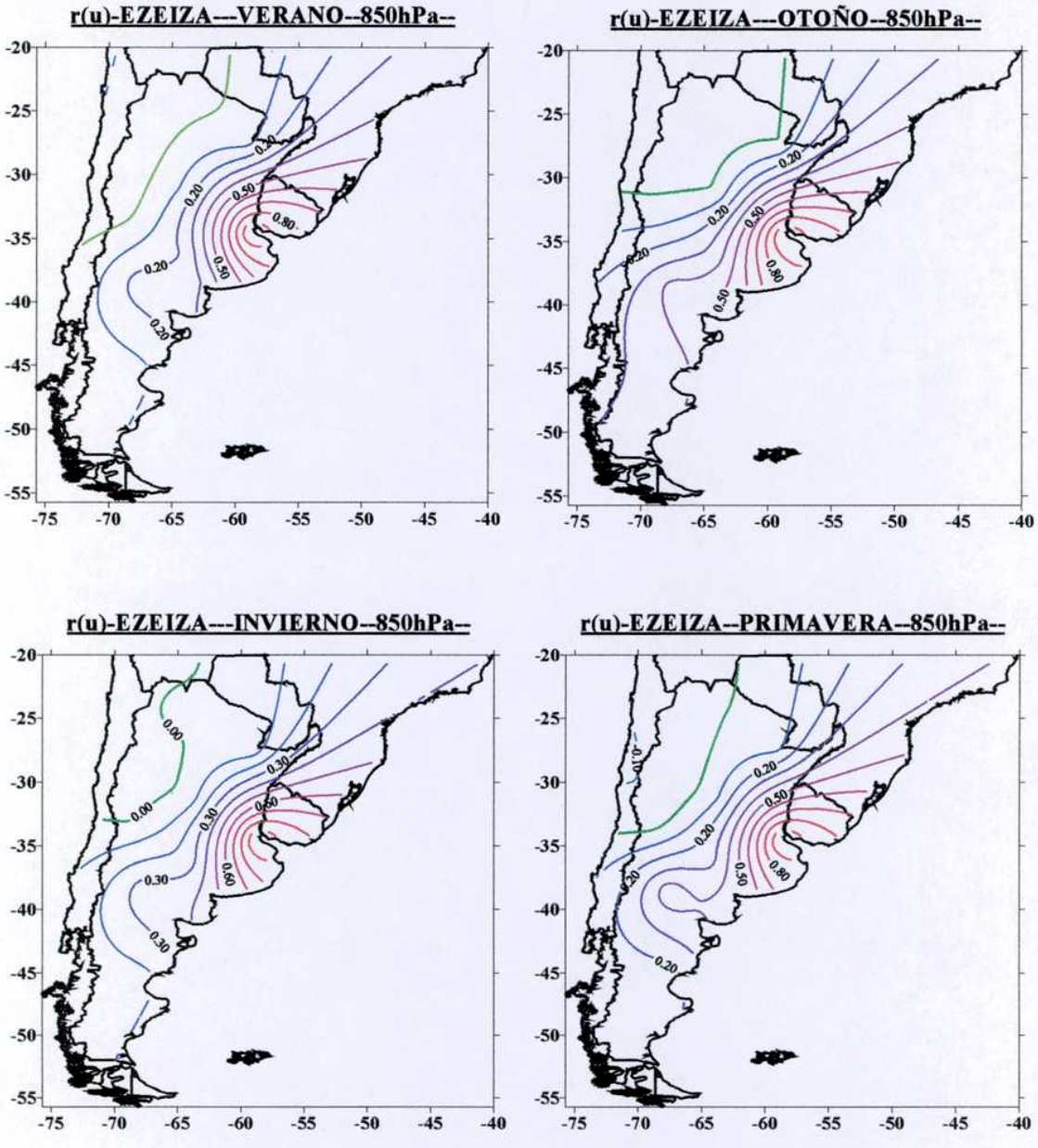


Figura 4.46: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Ezeiza.

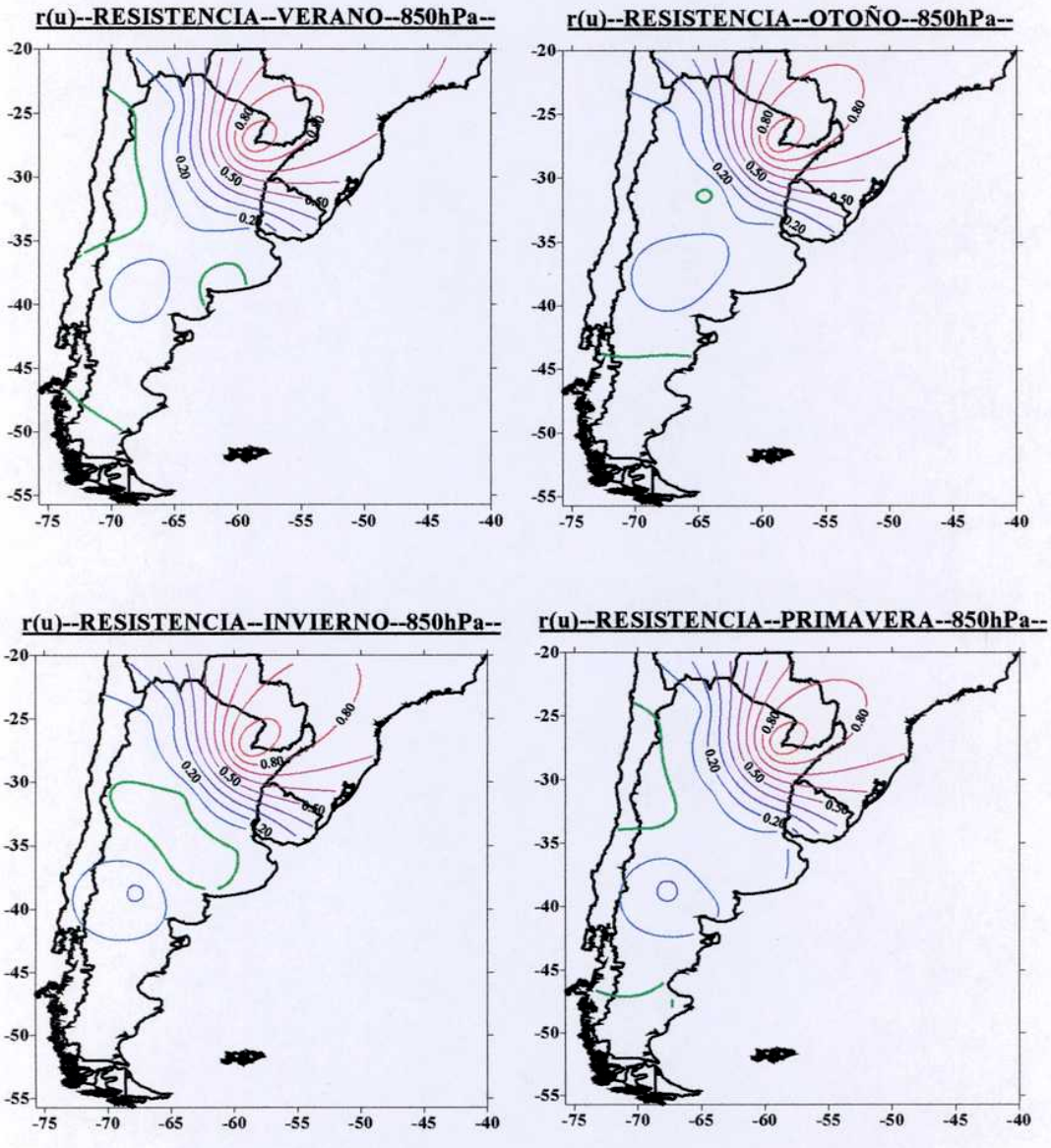


Figura 4.47 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Resistencia.

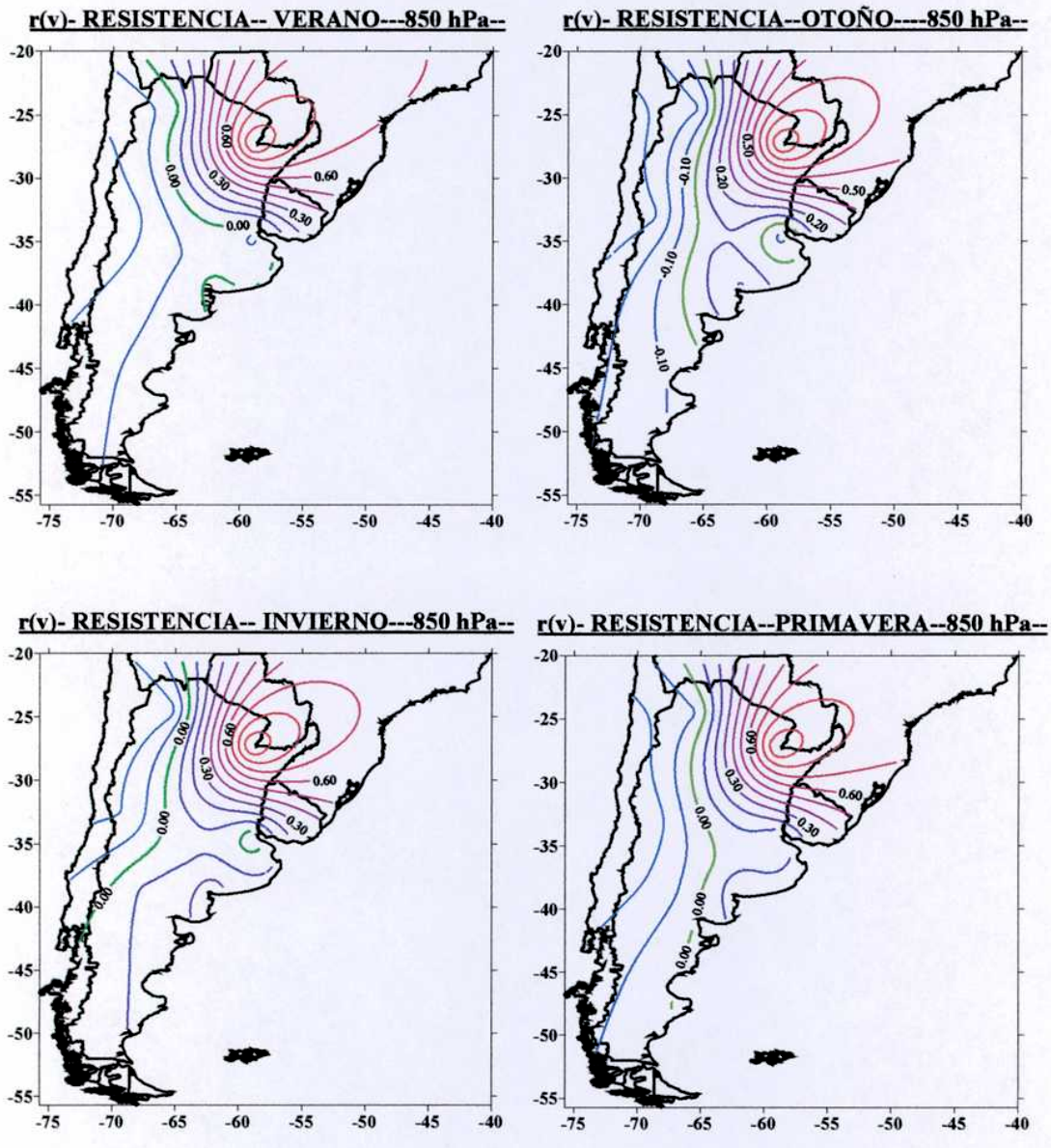


Figura 4.48 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Resistencia.

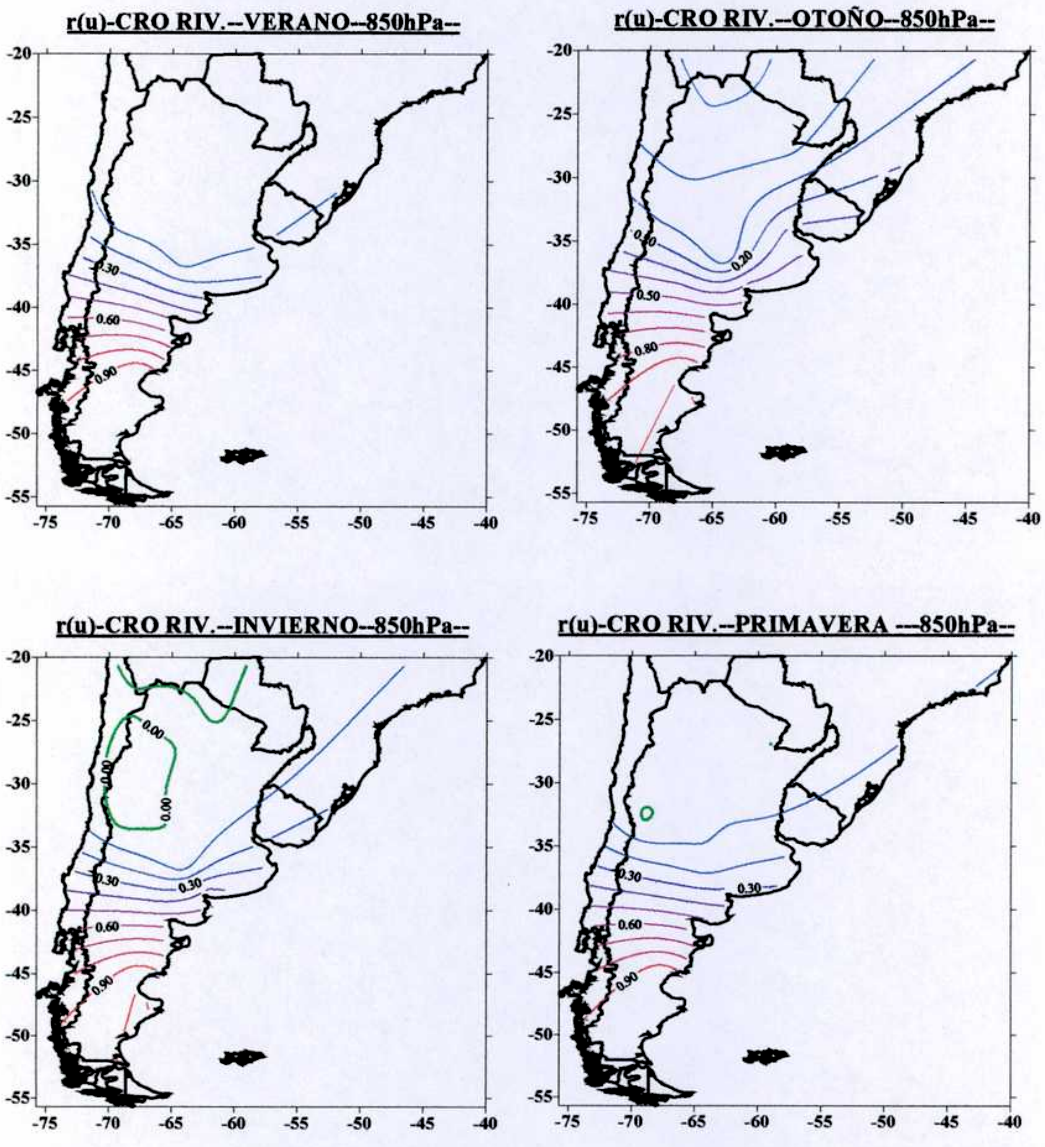


Figura 4.49: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente zonal en 850 hPa, centradas en Comodoro Rivadavia.

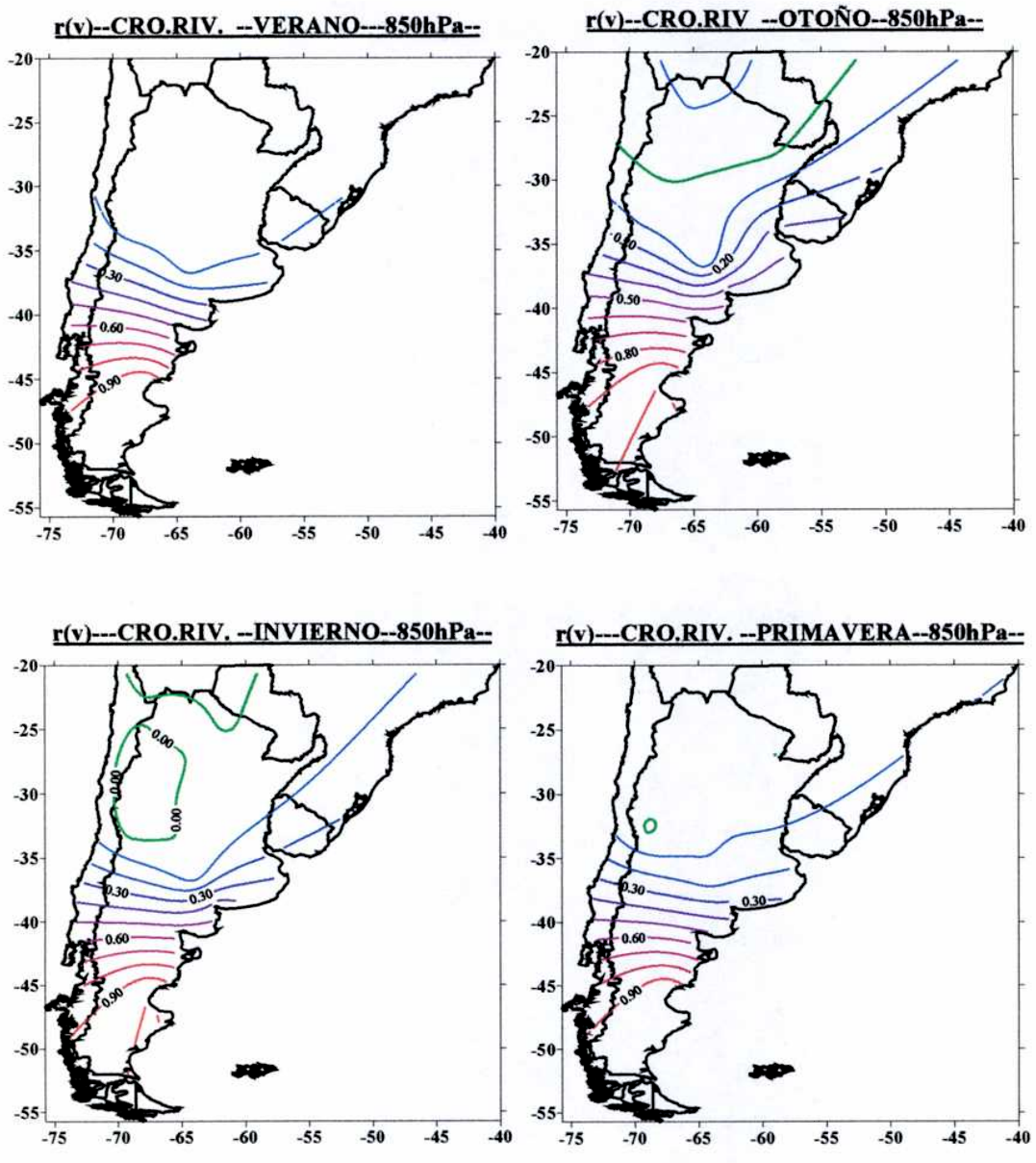


Figura 4.50: Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Comodoro Rivadavia.

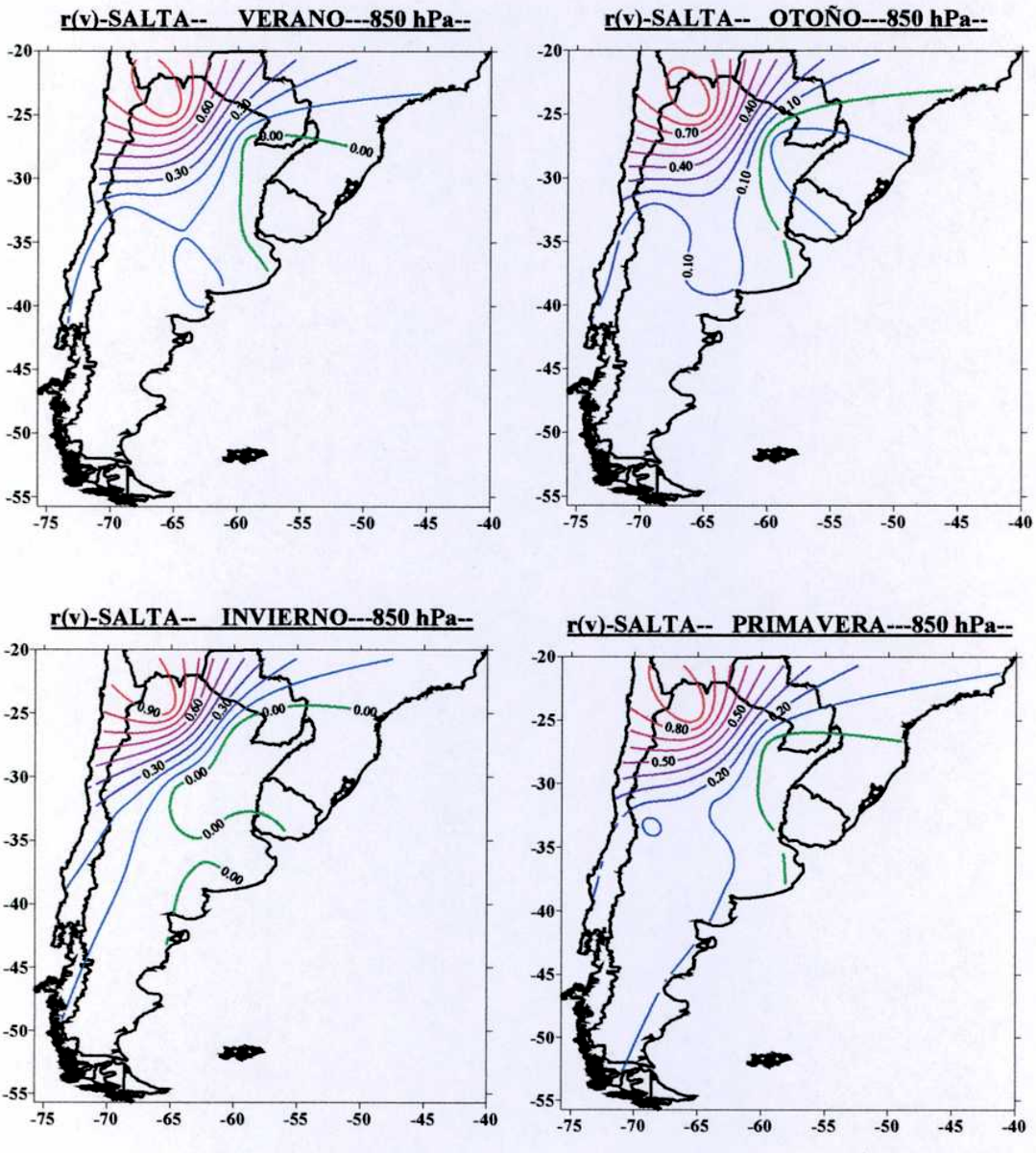


Figura 4.51 : Campo de autocorrelaciones espacio-estacionales para la componente meridional en 850 hPa, centradas en Salta.

CAPITULO 5: CARACTERÍSTICAS REGIONALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL Y DE LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES

5.1. CORTES MERIDIONALES Y ZONALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA

5.1.1. Evolución anual de la circulación meridional troposférica sobre el meridiano de 64° O.

5.1.2. Cortes estacionales de la componente meridional sobre el meridiano de 64° O.

5.1.3. Perfiles zonales mensuales de la circulación meridional sobre la región subtropical y la región central.

5.2. CORTES MERIDIONALES Y ZONALES DE LA CIRCULACIÓN ZONAL MEDIA

5.2.1. Evolución anual de la circulación zonal troposférica sobre el meridiano de 64°O.

5.2.2. Perfiles zonales mensuales de la circulación zonal media sobre la región subtropical y la región central.

5.2.3. Perfiles zonales mensuales de la circulación zonal media sobre la región subtropical y la región central.

5.3. PERTURBACIONES TRANSIENTES

5.3.1. Introducción

5.3.2. Características de la perturbaciones transientes sobre la región de estudio.

5.3.2.1. Energía cinética mensual y estacional asociada a las perturbaciones transientes.

5.3.2.2. Otras medidas de la actividad transiente: evolución anual

5.3.2.2.1. Desviación estándar de la altura geopotencial de 250 hPa.

5.3.2.2.2. Desviación estándar de la circulación zonal y meridional.

5.3.2.2.3. Coeficiente de inestabilidad baroclínica.

5.3.3. La estructura de las perturbaciones transientes.

5.3.3.1. Perturbaciones de onda corta y onda larga: dominio regional .

5.3.3.2. Inclinación de las ondas y elipticidad.

5.3.4. Flujos de impulso.

5.4. Figura 5.1 a Figura 5.18

CAPITULO 5

CARACTERÍSTICAS REGIONALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL Y DE LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES

La región de estudio se despliega sobre la zona más austral de Sudamérica, al sur del trópico de Capricornio y alcanzando latitudes de alrededor de 53°S. Latitudes subtropicales están comprendidas donde la amplitud meridional del continente es mayor. Sobre las latitudes medias, al sur de 36° S, la zona continental se estrecha meridionalmente.

La orientación meridional y las diferentes alturas regionales de la Cordillera de los Andes, como así también la presencia de los océanos linderos intercambiando energéticamente con la atmósfera, condicionan, tanto la circulación zonal como la meridional de la atmósfera.

En la primera parte de este capítulo, el objetivo de estudio es la determinación de las áreas de dominio de las circulaciones medias zonales y meridionales.

5.1. CORTES MERIDIONALES Y ZONALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA

Se caracteriza las zonas de convergencia de la circulación meridional media sobre el área de estudio, mediante el análisis de cortes meridionales y zonales para la componente v del viento, en escalas mensual y estacional.

5.1.1 EVOLUCIÓN ANUAL DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL TROPOSFÉRICA SOBRE EL MERIDIANO DE 64°O

En los cortes mensuales de la Figura 5.1 a) y Figura 5.1 b) el rasgo más sobresaliente es el establecimiento de circulaciones del norte (sur) en la troposfera inferior (superior) sobre la región subtropical y la región central-

este, durante todo el año, salvo a fines del invierno (agosto) y al comienzo de la primavera (setiembre y octubre), cuando toda la troposfera subtropical es dominada por una intensificada circulación del norte. También, marcada circulación desde el norte alcanza la región central en la troposfera baja y media (hasta alrededor de 400 hPa), desde Córdoba hasta Comandante Espora en julio. Por otra parte, la circulación del sur penetra en la zona central, al oeste del meridiano 64°W (Santa Rosa), durante el otoño y principios del invierno (marzo a junio) sobre toda la troposfera. Durante este periodo se observa un debilitamiento de la circulación meridional del sur sobre Neuquen y Mendoza (circulación anticiclónica del norte intensificada en capas bajas, marcadamente desde abril a julio).

En la región central, la zona de convergencia de las masas de aire subtropical y polar está claramente establecida sobre el meridiano de 64° W, entre Córdoba y Santa Rosa. Durante julio y enero resalta el encuentro de circulaciones invertidas en altura: circulaciones del norte (sur) en capas inferiores (superiores) sobre la latitud de Córdoba y flujos del sur (norte) en niveles bajos (altos) sobre Santa Rosa.

Otro aspecto que merece destacarse sobre la zona subtropical, es la intensificación de la circulación del norte sobre Resistencia y Córdoba entre mayo y agosto (rama cálida de las ondas frontales) y el cambio de circulación meridional del norte al sur (mejor señalado en el perfil zonal sobre 30° S), hacia la longitud correspondiente a Ezeiza (rama fría de las ondas frontales). Este último rasgo, indica que la posición media de los frentes fríos asociados con el desplazamiento de las bajas subpolares se encuentra sobre el Litoral, entre Resistencia y Ezeiza, durante el periodo mencionado.

5.1.2. CORTES ESTACIONALES DE LA COMPONENTE MERIDIONAL SOBRE EL MERIDIANO DE 64°O

El análisis de la variación estacional de la circulación meridional se efectúa mediante interpretación de los cortes espacial-estacionales sobre el meridiano 64° O, de la componente meridional media del viento (Figura 5.2). Las abcisas en los gráficos indican la posición latitudinal de las estaciones referidas, pertenecientes a la red aerológica argentina. La circulación del sur en las capas bajas sobre la región de Mendoza durante todo el año, indica la canalización del viento que atraviesa la Cordillera en la región de menor altura y se desvía anticiclónicamente hacia el norte. Estos flujos en capas bajas se distinguen de los correspondientes en el resto de las estaciones analizadas: Tanto hacia el norte, sobre Salta (SAL), como al este de la región subtropical y central de

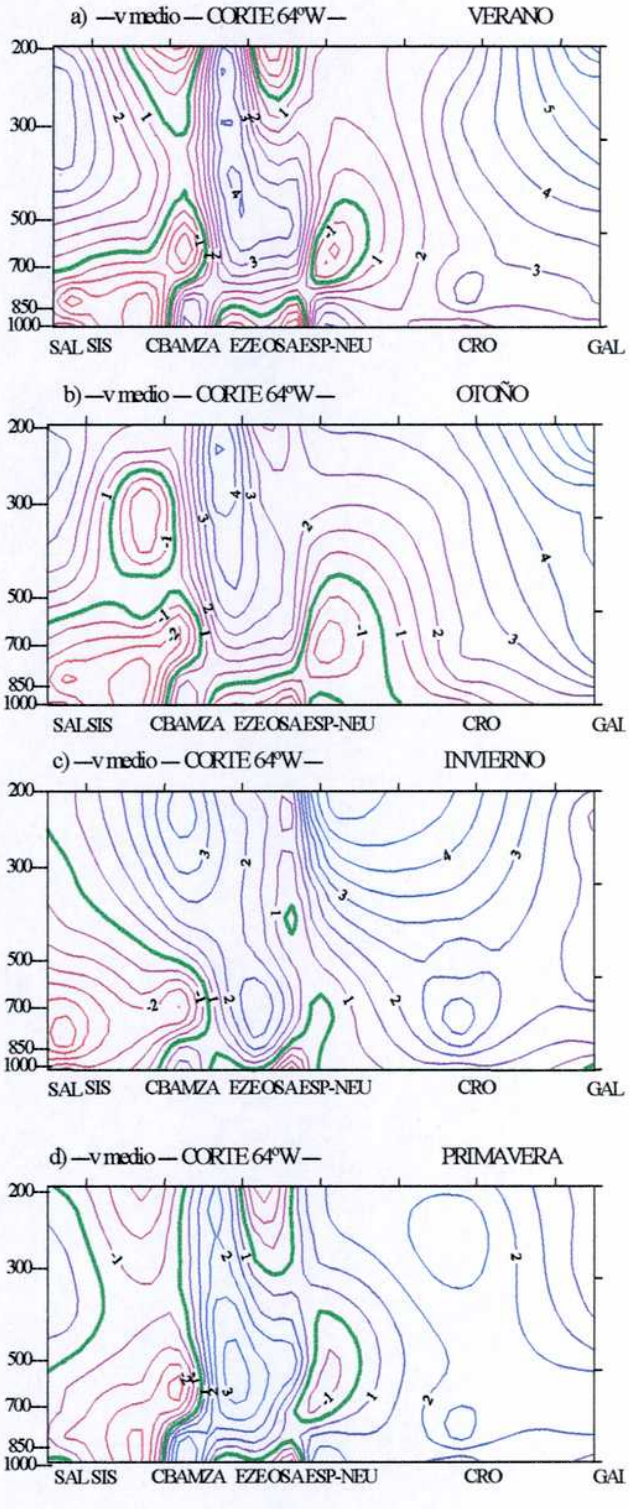


Figura 5.2.: Variación estacional de los perfiles de v, sobre el meridiano 64° O.

Argentina (Resistencia (SIS) y Córdoba (CBA)), la circulación dominante en capas bajas (altas) durante la estación estival y el invierno es del norte (sur). Durante el invierno, la circulación del sur en los niveles inferiores se ubica entre 35° S y 36° S posición indicada para las estaciones de Santa Rosa (OSA), Ezeiza (EZE) y Comandante Espora (ESP)).

Durante las estaciones de transición flujos desde el norte penetran hacia la región central desde la región subtropical –este, en toda la troposfera.

La celda indirecta sobre Salta está debilitada respecto de las intensidades que se observan durante el verano; mientras que, la circulación troposférica del otoño es más intensa que la correspondiente en primavera. La circulación meridional del norte domina la troposfera baja y media en toda la zona central este, durante el otoño. La circulación desde el sur está debilitada sobre Comodoro Rivadavia durante la estación otoñal.

5.1.3. PERFILES ZONALES MENSUALES DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL SOBRE LA REGION SUBTROPICAL Y LA REGION CENTRAL

Con la finalidad de determinar longitudinalmente la posición de las zonas de convergencia de la circulación meridional a través de los meses del año, se analizan los perfiles zonales del viento meridional medio, para la región central, a lo largo de 36° S y para la región subtropical sobre 30° S.

Para la zona central, en la Figura 5.3 se muestran los perfiles mensuales del viento meridional medio, para 36° S: Se incluyen las estaciones: Mendoza (69° W) y Neuquen (67.6° W) en la región occidental, Córdoba (64.1° W) y Santa Rosa (64.1° W) en la zona central y Ezeiza (58.3° W) y Comandante Espora (62.1° W) en la región oriental.

Sobresalen algunas características interesantes: La zona de convergencia de las masas de aire subtropical y polar está claramente establecida sobre el

meridiano de 64° W, entre Córdoba y Santa Rosa. Durante julio y enero resalta el encuentro de circulaciones del norte (sur) en capas inferiores (superiores) para la primera y flujos del sur (norte) en niveles bajos (altos) para la segunda, como se había observado en los perfiles meridionales, anteriormente referidos: Marcada circulación desde el norte penetra a la región central en la troposfera baja y media (hasta alrededor de 400 hPa), desde Córdoba hasta Comandante Espora en julio. La configuración del encuentro de circulaciones que se invierten en altura domina la zona central–este todo el año, salvo al comienzo de la primavera (setiembre y octubre) cuando la circulación del norte predomina en toda la troposfera, intensificándose. Por su parte, la circulación del sur penetra en la zona central (Santa Rosa), durante el otoño y principios del invierno (marzo a junio) sobre toda la troposfera. Durante este periodo se observa un debilitamiento de la circulación meridional del sur sobre Neuquén y Mendoza (circulación anticiclónica del norte intensificada en capas bajas, marcadamente desde abril a julio).

Con relación a **la zona subtropical**, en la Figura 5.4 se muestran los perfiles mensuales del viento meridional medio alrededor de 30° S: Se incluyen las estaciones: Mendoza (69° W) y Salta (65.3° W) en la región occidental, Córdoba (64.1° W) en la zona central y Ezeiza (58.3° W) y Resistencia (59° W) en la región oriental.

Características similares a las señaladas anteriormente pueden marcarse para este perfil: Merece mención, nuevamente, la intensificación de la circulación del norte sobre la longitud de Resistencia (59° O) entre mayo y agosto (rama cálida de las ondas frontales) y el cambio de circulación meridional de norte al sur, hacia la longitud correspondiente a Ezeiza (58.3° O) (rama fría de las ondas frontales). Este último rasgo, indica que la posición media de los frentes fríos asociados con el desplazamiento de las bajas subpolares se encuen-

tra sobre el Litoral, entre Resistencia y Ezeiza, durante el periodo mencionado.

5.2. CORTES MERIDIONALES Y ZONALES DE LA CIRCULACIÓN ZONAL MEDIA.

La caracterización de la circulación zonal media, latitudinal y meridionalmente, permite distinguir las zonas de aceleraciones y deceleraciones del flujo zonal presentes alrededor de las regiones donde se posicionan las convergencias meridionales.

5.2.1 EVOLUCIÓN ANUAL DE LA CIRCULACIÓN ZONAL TROPOSFÉRICA SOBRE EL MERIDIANO DE 64°O

En la Figura 5.1' se muestra los perfiles mensuales del viento zonal medio a lo largo del meridiano 64°O.

La circulación del este domina la troposfera baja de las latitudes subtropicales con regular intensidad durante todo el año, salvo durante los meses de invierno cuando se observa más debilitada y dominando la zona septentrional.

Con relación a los flujos del oeste, la variación temporal es más marcada: El máximo presente en la troposfera superior mantiene su dominio subtropical al norte de 36°S. durante todo el año, alcanzando latitudes de alrededor de 50°S. durante el verano. Un máximo secundario se observa al sur de 50°S., durante las estaciones de transición y el invierno, al marcarse un eje de mínima intensidad, que con diferentes inclinaciones con la altura, está centrado en superficie sobre 45°S. (Comodoro Rivadavia).

5.2.2. PERFILES ZONALES MENSUALES DE LA CIRCULACIÓN ZONAL MEDIA SOBRE LA REGION CENTRAL.

Con la finalidad de caracterizar la variación de la intensidad del viento zonal con la longitud, se analizan los perfiles de viento zonal, en la zona central y subtropical. Al considerar los mismos se tuvieron en cuenta las mismas estaciones que en los correspondientes a la circulación meridional, ya analizados.

Para la región central, los perfiles sobre 36°S. se muestran en la Figura 5.3'. El rasgo más sobresaliente es el debilitamiento de la circulación del oeste en la troposfera inferior sobre Mendoza y Neuquen, la zona cercana a la cordillera andina. Esta circulación se invierte al este durante la primavera, cuando afecta también la zona central (octubre). La intensidad de los oestes se recupera hacia el centro de la región: Ejes de máxima intensidad durante todo el año sobre la troposfera baja y media, centrados sobre 67°O.; durante las estaciones de transición las intensidades se debilitan sobre la troposfera superior. Las capas inferiores de la parte oriental de la región central está afectada por circulación del este durante todo el año (Ezeiza). En la troposfera superior los flujos del oeste maximizan marcadamente alrededor de 64°O. (Santa Rosa –Córdoba), durante la primavera y el invierno, sobre la zona frontal examinadas en los perfiles de v.

5.2.3. PERFILES ZONALES MENSUALES DE LA CIRCULACIÓN ZONAL MEDIA SOBRE LA REGION SUBTROPICAL.

En la Figura 5.4' se muestran los perfiles referidos, correspondientes a la región subtropical (paralelo 30°S.).

Los flujos del este dominan la troposfera baja durante todo el año. La circulación del oeste en capas medias y superiores, varía poco su intensidad a

través del año; salvo en los meses del verano y principios del otoño, cuando resalta la presencia de ejes de máximas y mínimas intensidades: máximos se registran sobre la zona central (64°O.) y mínimos hacia el este y el oeste, relativamente.

Resumiendo: Con relación a las circulaciones meridionales surge que: La zona de convergencia de las celdas meridionales de circulación aparece bien determinada durante la ocurrencia de los solsticios, entre Santa Rosa y Córdoba. Al comienzo de la primavera, toda la troposfera subtropical y de la región central-este está dominada por circulaciones meridionales relativamente intensificadas, provenientes del norte. Por otro lado, durante la estación otoñal y el comienzo del invierno, circulación desde el sur ocurre en todos los niveles troposféricos sobre el centro de la zona central; mientras que sobre la parte occidental, cerca de la Cordillera, se intensifica la entrada de aportes desde el norte.

Con relación a las circulaciones zonales resultó: Todos los cortes analizados reflejan las aceleraciones y deceleraciones de los flujos zonales del oeste alrededor de las zonas frontales de convergencia de aire subtropical y subpolar: El análisis sobre la zona central muestra los ejes de máxima intensidad de flujo zonal sobre y hacia el oeste de la región de convergencia; mientras que hacia el este se posicionan los ejes de menor intensidad. Sobre la zona cercana a la Cordillera los flujos del oeste se debilitan en las capas troposféricas inferiores. Esta configuración se observa marcada durante los meses del verano en el corte zonal correspondiente a la zona subtropical; el resto del año, los flujos zonales sobre la troposfera media y superior se observan más uniformes.

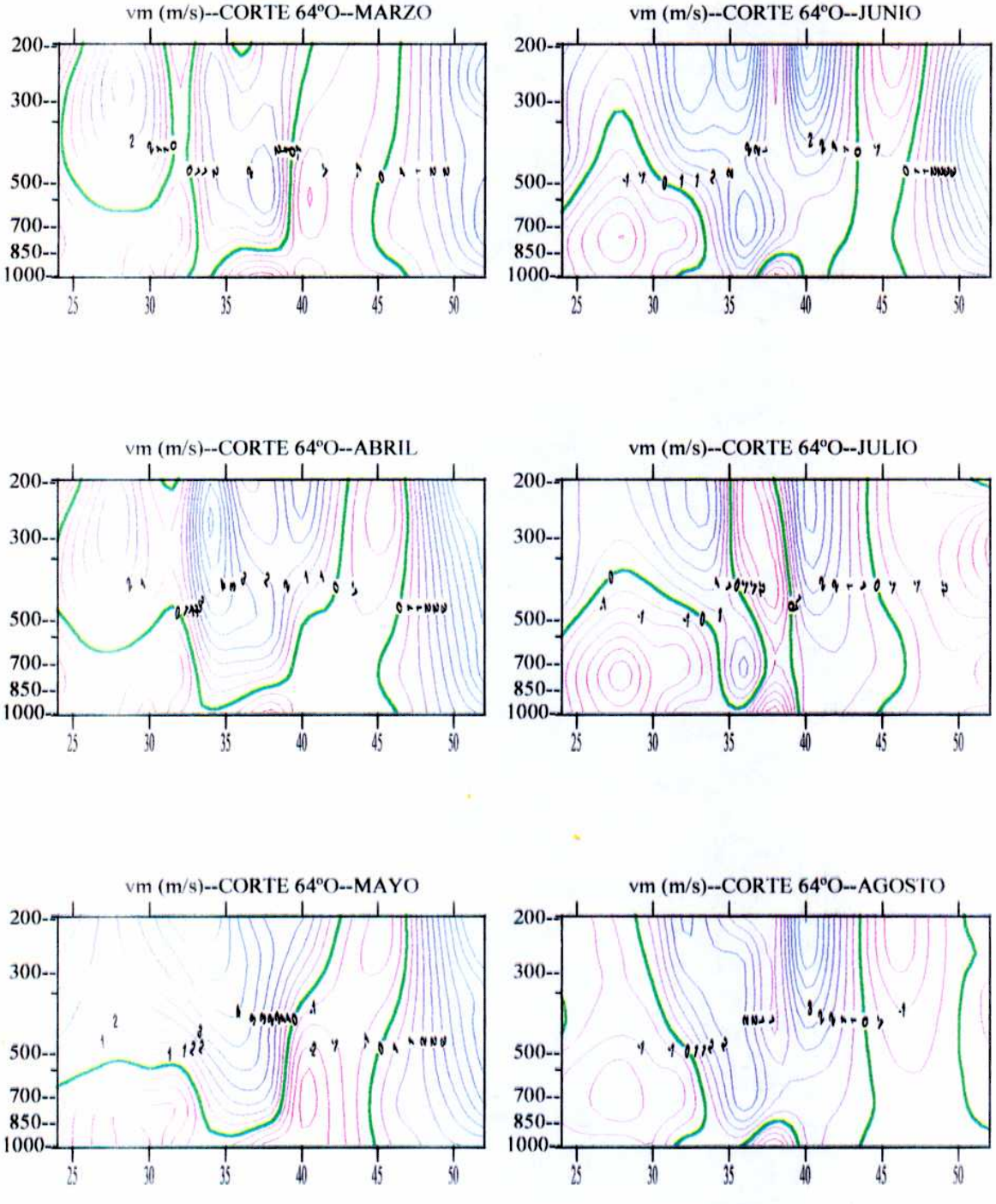


Figura 5.1. b) : Variación anual de los perfiles del viento meridional sobre el meridiano 64º O, durante los meses de otoño e invierno.

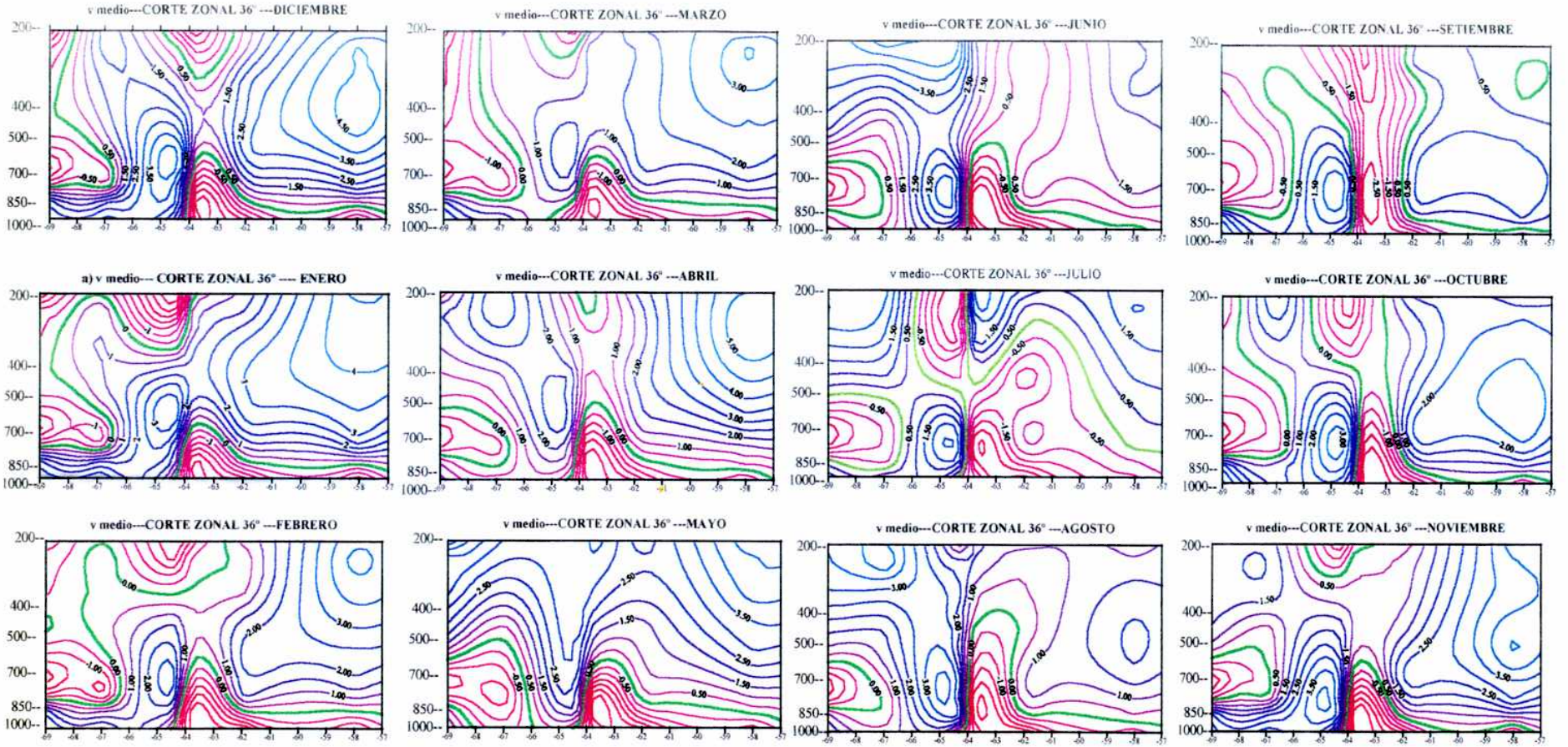


Figura 5.3. : Variación anual de los perfiles de viento meridional sobre el paralelo 36° S

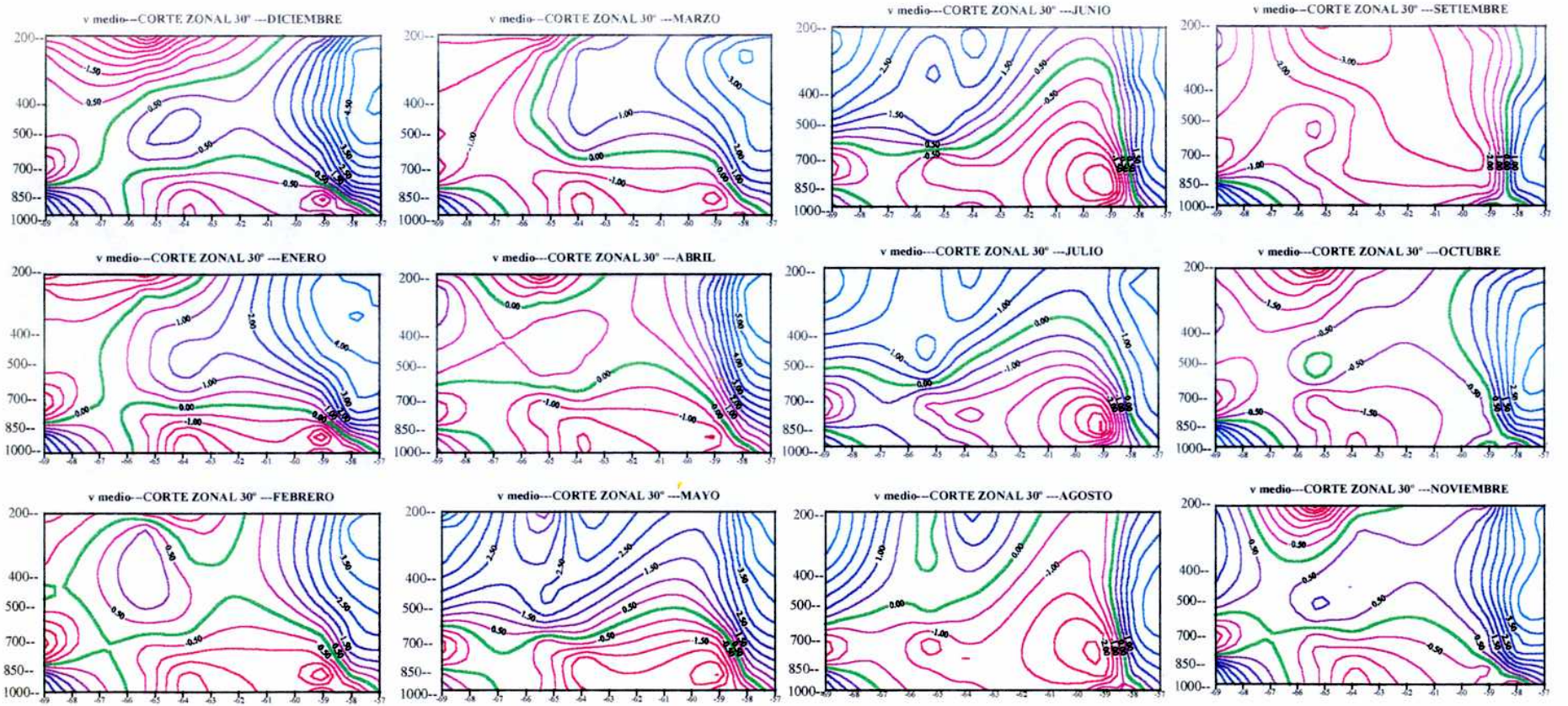


Figura 5.4.: Variación anual de los perfiles de viento meridional sobre el paralelo 30° S.

5.3. DISTURBIOS TRANSIENTES EN LAS LATITUDES MEDIAS

5.3.1. INTRODUCCIÓN

La circulación de la atmósfera es intrínsecamente inestable; en todas las escalas temporales se presentan fluctuaciones. Algunas frecuencias observadas están directamente relacionadas con las frecuencias de forzantes periódicos. Por ejemplo, variaciones diurnas y semi-diurnas de T y viento, están asociadas con variaciones diurnas de calentamiento solar entrante. Estas mareas térmicas son importantes en niveles altos en la atmósfera y pueden ser detectados en la atmósfera más baja. El ciclo anual del forzante radiativo tiene un profundo efecto sobre la circulación atmosférica de gran escala. Este ciclo estacional de las variables meteorológicas afecta prácticamente todas las partes del globo. Pero sobre estos períodos impuestos externamente, el flujo atmosférico, a su vez genera internamente, variados efectos sobre las diferentes escalas temporales. Movimientos de ondas que tienen frecuencias características, coexisten con irregulares fluctuaciones periódicas que surgen del carácter caótico (cuasi turbulento) de la mayor parte del flujo atmosférico.

En la zona intertropical , el efecto de la circulación de Hadley es reducir el gradiente térmico; por el contrario, en las latitudes medias, el resultado es incrementar el gradiente térmico y la cortante de viento horizontal. La energía cinética de las perturbaciones es mucho más pequeña en los trópicos que en latitudes medias. Igual característica muestran los flujos de impulso y de temperatura de las perturbaciones estacionarias y de las perturbaciones transientes en la región referida. Así, resulta que el calor y el impulso son transportados esencialmente por el movimiento simétrico en los trópicos y por perturbaciones, en los subtrópicos y en latitudes medias.Los transportes de energía y de impulso entre otros, llevados

a cabo por las perturbaciones transientes, en las latitudes medias, juegan un rol importante en la determinación de la circulación media de la atmósfera. Las perturbaciones transientes son fluctuaciones con períodos menores que 10 días.

El calentamiento tropical presenta máximos sobresalientes en latitudes particulares. En latitudes medias, las perturbaciones transientes no están distribuidas uniformemente alrededor de los círculos de latitudes, sino que están concentradas en zonas donde la variabilidad de las principales variables es máxima para la escala temporal referida; esas son las zonas llamadas storm tracks. Wallace y otros (1988) discutieron las relaciones entre storm tracks y los ciclones y anticiclones y documentaron el comportamiento y la estructura de estas perturbaciones para el hemisferio norte (HN). Otros aspectos observacionales para los storm tracks del HN pueden encontrarse en Blackmon y otros (1984 a,b,) y en Lim y Wallace (1991). Los trabajos de Trenberth (1981) y (1982) fueron los pioneros para el hemisferio sur (HS). Los resultados fueron mejorados en el trabajo publicado en 1991, usando 11 años de información del ECMWF (análisis del centro europeo). Se logró avanzar en el conocimiento de las variaciones estacionales de los storm tracks del HS y se describieron en detalle los flujos meridionales de impulso, calor, humedad y vorticidad y sus relaciones con los storm tracks usando series filtradas que retienen las fluctuaciones de 2 a 8 días. Desde el punto de vista estadístico, las series filtradas tienen la ventaja que retienen la variabilidad de rangos de frecuencias seleccionadas. Trenberth (1981) mostró que el espectro de potencia del viento meridional es dominado por fluctuaciones de alta frecuencia mientras que el correspondiente al geopotencial está dominado por fluctuaciones de escala espacial más larga. Berbery y Vera (1995) usando 6 años de información del ECMWF, estudiaron la estruc-

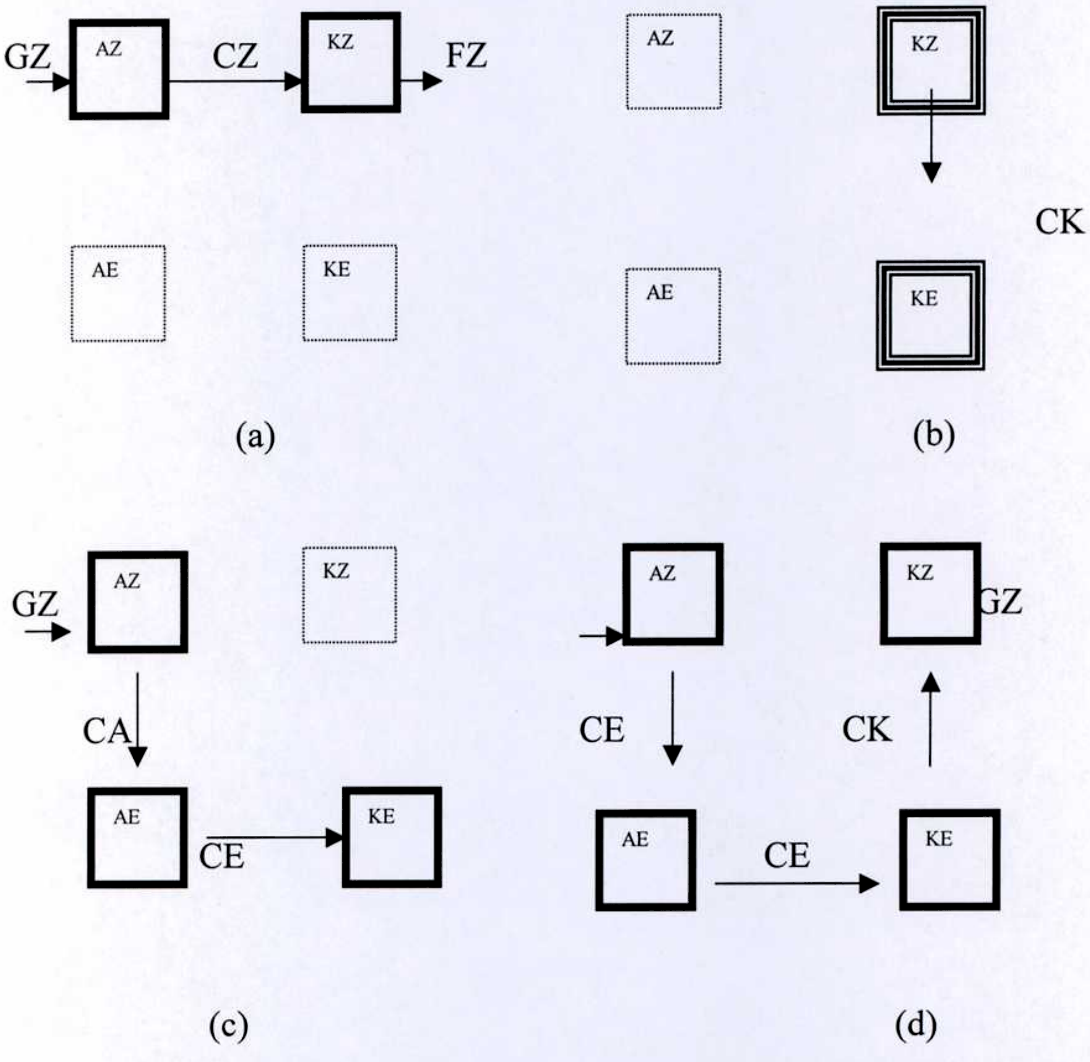
tura y evolución de las ondas sinópticas en los storm tracks durante el invierno del HS mediante series filtradas y no filtradas. Los resultados indicaron que es posible usar series no filtradas del viento meridional para representar las características de las ondas sinópticas, en concordancia con Trenberth (1981) y Chang (1993).

En general, el camino de los centros de presión tiende a correr a lo largo de los ejes de las áreas de storm tracks, por ello son llamados así. Las perturbaciones transientes de más alta frecuencia en las latitudes medias (promedios transientes con periodos entre 1 y 10 días) deben su existencia a la inestabilidad hidrodinámica del flujo zonal llamado inestabilidad baroclínica. Los transientes de más baja frecuencia, tienen un origen más complejo que todavía no es bien entendido. El comportamiento de la baja frecuencia resulta en parte de la dinámica interna del flujo atmosférico, particularmente las interacciones no lineales entre diferentes escalas de movimiento que conducen a una cascada de energía hacia frecuencias más bajas (James, 1995). Pero bajas frecuencias son también forzadas externamente, por interacción de la circulación atmosférica con los sistemas que varían lentamente, como por ejemplo, los océanos. Como la frecuencia tiende a disminuir, la dinámica interna es generalmente supuesta de menos importancia, mientras que el rol del forzante externo es el dominante. Describir la variabilidad de baja frecuencia es dificultoso porque los registros de datos no son lo suficientemente largos para producir campos de varianzas y covarianzas para las más bajas frecuencias confiables estadísticamente.

Resumiendo: Para conocer los procesos que originan las perturbaciones transientes en latitudes medias de la atmósfera, es necesaria una asociación con la energética de la misma. En la circulación global, es el calentamiento diferencial quien crea energía potencial disponible, la que a su

vez es convertida a energía cinética por una circulación térmicamente directa. Por último, la fricción cierra el balance de energía mediante la disipación de energía cinética. Pero esto es una simplificación extrema y es más útil si se descompone la energía cinética y potencial disponible en la energía del flujo medio (zonal) y la energía de las perturbaciones. Entonces los procesos dominantes que dan lugar a los movimientos en la atmósfera, pueden ser resumidos mediante la interpretación del ciclo de energía de Lorenz. El caso más simple, es el que ilustra la circulación de las celdas de Hadley que, en ausencia de perturbaciones, producirían una conversión directa entre energía potencial disponible del flujo zonal a energía cinética del flujo zonal. La energía potencial disponible se genera por el calentamiento diferencial que genera gradientes de temperatura entre el ecuador y los subtrópicos. La energía cinética está asociada principalmente con los vientos zonales del jet subtropical. La conversión requiere una correlación positiva entre el ascenso y las anomalías de temperatura, la que se observa en la circulación térmicamente directa de la celda de Hadley.

Si se trata de explicar el origen de las perturbaciones, una posibilidad (James, 1995) es la provisión de inestabilidad hidrodinámica por las cortantes intensas asociadas con el jet subtropical. Esta inestabilidad barotrópica daría lugar a una conversión de energía cinética del movimiento zonal a energía cinética de las perturbaciones y la condición para este proceso, es que el flujo de cantidad de movimiento esté negativamente correlacionado con la cortante del flujo zonal. Si observamos la estructura de las ondas que favorece esta conversión, los ejes de las perturbaciones están inclinados en dirección opuesta a la "envolvente" de la cortante del viento. En este caso, una de las ramas del diagrama de Lorenz ilustra la conversión de energía y es el caso de inestabilidad barotrópica.



La Figura ilustra el ciclo de energía de Lorenz con la energética de los distintos procesos.
En la parte superior izquierda (a) se ilustra la circulación con simetría axial de Hadley.
En la superior derecha (b) es el caso de inestabilidad barotrópica.
En la inferior izquierda (c) es el caso de inestabilidad baroclínica.
En la parte inferior derecha (d), es el correspondiente a la circulación global observada.

Una segunda posibilidad (Charney, 1947; Eady, 1949) es la generación de las perturbaciones por inestabilidad baroclínica. En éste caso, la conversión

de energía potencial disponible del flujo zonal a potencial disponible de las perturbaciones, se da con los flujos de temperatura correlacionados con el gradiente horizontal de temperatura en la dirección ecuador polo. A su vez, la conversión de potencial disponible de las perturbaciones a energía cinética de las perturbaciones, está asociada a los flujos verticales de calor.
El proceso está ilustrado por dos de las ramas del diagrama de Lorentz y corresponde al caso de la inestabilidad baroclínica.

5.3.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES SOBRE LA REGIÓN DE ESTUDIO

Se analiza aquí, algunas de las características transientes del flujo atmosférico sobre la región continental del sur de Sudamérica, que pueden ser derivadas del estudio estadístico previamente desarrollado. No se usaron series filtradas. Dado que las series utilizadas en las estadísticas son las de los radiosondeos obtenidos durante 25 años y no las provenientes de re-análisis, la aplicación de filtros se vuelve complicada por la existencia de "huecos" en las mismas. Sin embargo, resulta conveniente presentar los campos correspondientes a los estadísticos que puedan brindar información sobre las zonas de influencia de las perturbaciones transientes, en áreas continentales, y en consecuencia sobre la distribución espacial de los storm tracks sobre estas zonas.

5.3.2.1. ENERGÍA CINÉTICA MENSUAL Y ESTACIONAL ASOCIADA A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES.

Es sabido que cuando los sistemas de presión se intensifican el gradiente horizontal de presión incrementado induce un incremento en la velocidad del viento y en consecuencia un incremento en la energía cinética. El resultado de estos procesos es la conversión de energía potencial dispo-

nible asociada con el gradiente horizontal de Temperatura, en energía cinética mediante el ascenso de calor (aire relativamente más liviano) y en el descenso de frío (aire relativamente más denso).

La energía cinética asociada con las perturbaciones transientes es

$$K = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2)$$

Donde $u' = ui - um$; $v' = vi - vm$

Con la finalidad de analizar regionalmente, las alturas y las latitudes donde maximiza la energía cinética de las perturbaciones transientes, en la Figura 5.5 se muestra la variación latitudinal a lo largo del meridiano 64°O, correspondiente a la energía cinética estacional media durante verano, otoño, invierno y primavera. Se observa la ocurrencia de dos máximos alrededor de 250 hPa, cerca de la tropopausa: uno ubicado entre 35°S y 40°S y el otro en 45°S (hacia el lado polar del centro del Jet subtropical). Los valores de ambos son iguales durante el invierno, pero en el verano y el otoño el máximo absoluto está ubicado más al sur; en cambio durante la primavera ocurre lo contrario. El valor máximo absoluto estacional (320 $(m/s)^2$) ocurre durante el otoño alrededor de 50°S.

Se analiza en la Figura 5.6, la variación espacial-estacional de la energía cinética de las perturbaciones transientes para el nivel de presión de 250 hPa , alrededor del nivel donde se presenta los máximos. La isolíneas en rojo corresponden al valor de 240 (m/s)2. Cuando los máximos de Ec se cierran sobre el continente resultan posicionados al sur del máximo de um (lado polar) esto resulta más marcado durante la primavera y el invierno. Se destaca la producción de máximos en la zona central sobre el sudeste de la región, en Comandante Espora, durante las estaciones mencionadas; mientras que en el verano y el otoño se presentan desplazados hacia el sur de la Patagonia, hacia el Pasaje Drake. Sobre la zona cordillerana central, se registran valores máximos durante el invierno; mien-

tras que durante la estación otoñal un máximo secundario se registra en el centro de la región central.

Con la finalidad de distinguir la variación intra-estacional, también se analizaron los cortes meridionales mensuales de la energía cinética media. La estructura es similar a la de los cortes estacionales como ese aprecia en la Figura 5.7 a) y b). Los máximos absolutos mensuales se observan durante las estaciones de transición: en abril (360 (m/s)2 alrededor de 50°S) y en setiembre (300 (m/s)2 sobre 35-36°S). A partir de abril se observa un decrecimiento de la energía cinética hacia la estación invernal. Durante el invierno, valores mínimos ocurren en el mes central (julio). Durante la estación estival, los valores se incrementan hacia febrero sobre 45°S.

Se incluye la Figura 5.8 , con el objeto de apreciar la evolución anual relativa de la energía cinética en el nivel de 250 hPa para las estaciones aerológicas argentinas de la zona cordillerana y la región oriental. Se destaca la evolución anual en Santa Rosa, Comodoro Rivadavia y Rio Gallegos, estaciones ubicadas en las latitudes cercanas a la posición climática de ocurrencia de los máximos de energía cinética (Figura 5.8 b)). Durante los meses de otoño, la ocurrencia de los máximos de energía cinética se presenta sobre Río Gallegos mientras que en la primavera están desfasados hacia la zona central (Santa Rosa). El resto del año, está posicionado sobre el litoral patagónico (Comodoro Rivadavia). Para el resto de las estaciones, la evolución a través del año es similar y los valores oscilan entre 100 (m/s)2 y 300 (m/s)2, (Figura 5.8 a) y b)).

En la Figura 5.9 a) y b) se muestra detalladamente la evolución anual de la variación espacial de la energía cinética de las perturbaciones transientes en 250 hPa, sobre Argentina. Durante el mes de mayo se registran los valores máximos sobre la región central. La configuración observada

durante el mes referido resulta ser la más representativa de la estación otoñal; mientras las correspondientes a julio y agosto son las más representativos de las características invernales; junto con el campo obtenido para el mes de octubre, indican que la zona central entre 30°S y 40°S se corresponde con la zona de máxima actividad de los storm tracks sobre el continente . Durante los meses restantes del año, la zona de máxima actividad está desplazada hacia el sur y hacia el este sobre el litoral patagónico (hacia áreas oceánicas), Figura 5.9 a) y b).

La energía cinética de las perturbaciones transientes varía no sólo con la altura y la latitud, sino también con la longitud. La trayectoria de los transientes siguiendo máximos de energía cinética, forman áreas elongadas zonalmente, corriendo a través de los océanos con valores máximos y sobre los continentes con valores menores (James, 1995).

Estos máximos son coincidentes con las regiones donde el desarrollo y la naturaleza de las depresiones de latitudes medias ocurren mas frecuentemente. Sobre el lado este del océano, los sistemas tienden a ser ocluidos y decaen; sobre los continentes resultan menos vigorosos.

5.3.2.2. OTRAS MEDIDAS DE LA ACTIVIDAD TRANSIENTE: EVOLUCIÓN ANUAL

Máximos similares son encontrados cuando consideramos otras medidas de la actividad de las perturbaciones transientes en 250 hPa , tales como la varianza del geopotencial h, de la circulación meridional v, de la circulación zonal u, o los flujos de impulso. Cuando se analizó la variación anual de los perfiles de desviación estándar de u y desviación estándar de v en el punto 4.2, señalamos que los máximos de variabilidad se observan sobre los 250 hPa en todas las estaciones, con excepción de Salta y Resistencia que los muestran en 200 hPa. Es por ello que para analizar las caracterísi-

cas de las perturbaciones transientes se consideran aquí, los campos de diferentes estadísticos alrededor del nivel de 250 hPa.

5.3.2.2.1. DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA ALTURA GEOPOTENCIAL DE 250 hPa.

En general se observa que los caminos de las depresiones de latitudes medias tienden a correr cerca de los ejes donde maximiza la desviación estándar del geopotencial. La mayor frecuencia de trayectorias se asienta sobre áreas donde la desviación estándar del geopotencial supera 90 hPa .

Los campos mensuales de la Figura 5.10 consideran la desviación estándar de la altura geopotencial del nivel de presión de 250 hPa; resaltan en verde la isolínea de 100 hPa . Al examinar los mismos se observa una marcada variación latitudinal. La variabilidad de h mantiene valores máximos constantes a través del año (entre 180 y 190 hPa) en la zona austral, sobre el Pasaje Drake; mientras que los valores mínimos de la zona septentrional de la región subtropical varían marcadamente a través del año (oscilan entre 60 hPa en verano y principios de otoño; 90 hPa, durante el invierno y primavera). En consecuencia, se observan gradientes latitudinales variables: El gradiente sobre la región patagónica se incrementa notablemente en el verano, es menor en las estaciones de transición y alcanza valores mínimos durante la estación invernal. En cambio sobre la región subtropical se mantienen los rangos de variabilidad, aunque con diferentes valores extremos.

Como se afirmó anteriormente otros estadísticos maximizan sobre las áreas referidas. Se resaltan aquí, los aspectos más sobresalientes de los campos de desviación estándar de u y desviación estándar de v en la troposfera superior (300hPa, 250 hPa y 200 hPa; ya analizados en el capítulo 4, Figuras 4.29 a 4.34), relacionados con la actividad transiente.

5.3.2.2.2. DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA CIRCULACIÓN ZONAL Y MERIDIONAL.

En el período estival se destaca en todos los campos la presencia de un eje de mínima variabilidad de la circulación zonal atravesando la zona subtropical de noroeste a sudeste. El mismo separa dos zonas de máxima variabilidad: una al sudoeste y otra hacia la parte este de la zona central. En diciembre, el máximo se establece sobre toda la zona central, observándose más acentuado en el campo de 200 hPa.

En el transcurso del otoño, el eje de mínima variabilidad va adoptando una posición latitudinal sobre la zona subtropical, estableciéndose un área de máximos sobre la zona central. Se alcanzan gradientes máximos en mayo cuando dos zonas de mínima variabilidad se desarrollan al norte de la Patagonia y en la zona subtropical. Un máximo secundario se observa en el centro patagónico durante abril y mayo sobre la troposfera superior.

Durante el invierno, en junio persiste el eje de mínima variabilidad en la zona subtropical y el máximo está asentado sobre la zona central, orientado del sudoeste al noreste en los tres niveles de presión analizados. Esta configuración se acentúa en julio pero desplazada hacia el noreste tanto en 300 hPa como en 250 hPa. En el campo de 200 hPa, el eje de máxima variabilidad se muestra invertido en la dirección Mendoza- Santa Rosa.

En agosto se mantiene la variabilidad en la región central en todos los niveles pero se va incrementando sobre la región subtropical en los niveles de presión superiores; en consecuencia disminuyen los gradientes de variabilidad entre 300 hPa y 200 hPa .

Durante la primavera es característica la zona de mínima variabilidad que atraviesa de noroeste a sudeste separando dos áreas de máximos, una sobre Neuquén y otra sobre el este de la zona subtropical y la zona central. En

octubre, el máximo occidental está centrado sobre Mendoza, desfasado hacia el norte, y el eje de máxima variabilidad se extiende hacia el noreste en 250 hPa y hacia el sudeste en 200 hPa.

Con relación a los campos de circulación meridional, durante el verano y el otoño, los campos muestran una marcada variación latitudinal con máximos al sur de la Patagonia en 300 hPa y sobre la zona central en 250 hPa y 200 hPa, desde febrero a mayo. En abril se observa una disminución de la variabilidad al norte de la Patagonia y la producción de un máximo secundario hacia el sur.

En invierno se mantiene la configuración otoñal del campo. En julio la máxima variabilidad está desfasada al oeste, indicando el desarrollo de ondas cortas cerca de la Cordillera.

En primavera, durante setiembre y noviembre, la máxima variabilidad se encuentra al sur de la región central y la orientación del eje de máxima variabilidad es más meridional (sudoeste-noreste)que en octubre (cuando se muestra en dirección latitudinal). Durante setiembre se destaca el desdoblamiento del máximo sobre todo el litoral atlántico.

Es importante señalar aquí, que las áreas indicadas donde maximizan las desviaciones estándar de las componentes del viento a través del año, son coincidentes con las correspondientes donde maximiza la energía cinética de las perturbaciones transientes; mientras que al analizar los campos de transferencia de impulso de las perturbaciones para el nivel de 250 hPa, en la Figura 5.18, puede ser observado que los mismos maximizan sobre el lado polar de los correspondientes a la energía cinética.

5.3.2.2.3. COEFICIENTE DE INESTABILIDAD BAROCLÍNICA

Vimos que, una manera de estudiar la generación de perturbaciones es la consideración de la inestabilidad baroclínica (Charney,1947; Eady, 1949).

Dada la concentración de la actividad y crecimiento de las perturbaciones transientes en la región de storm track puede pensarse que esas regiones son baroclínicamente inestables.

Con la finalidad de determinar estas regiones sobre las áreas continentales al sur de Sudamérica, se calculó el coeficiente

$$\sigma = 0.31\, f / N . \Delta u / \Delta z$$

que representa la tasa de crecimiento de la mayoría de los modos baroclínicos inestables y se analizó la variación anual-espacial correspondiente, en la Figura 5.11 a) y b) .

Durante el mes de diciembre los valores máximos de σ se concentran en la región central al sur de 35°S. y disminuyen rápidamente hacia el norte. Esta configuración se mantiene en enero centrándose el máximo sobre Neuquén durante febrero. La situación persiste durante todo el otoño, alcanzando valores máximos de σ, en mayo. El área de máximos se incrementa en dirección Neuquén-Santa Rosa.. Durante los meses de invierno y primavera, los máximos de inestabilidad baroclínica se mantienen en la zona central y una zona de máximo secundario se ubica sobre Rio Gallegos junto con la presencia de un área de mínimos en la zona patagónica central. La inestabilidad baroclínica se activa sobre todo el litoral mesopotámico y el Río de la Plata entre agosto y setiembre; puede observarse durante este último mes, la presencia de dos centros de máxima actividad: uno sobre Neuquén y el otro sobre el sur del Litoral, ambos muestran intensidad similar. El valor de σ máximo absoluto en el año se observa durante el mes de octubre centrado sobre Santa Rosa. Esta configuración espacial persiste en noviembre.

Otra manera de explicar el origen de las perturbaciones, (James, 1995) es la provisión de inestabilidad hidrodinámica por las cortantes intensas asociadas con el jet subtropical. Estas cortantes asociadas con la estructura de las

perturbaciones explican la determinación de áreas de inestabilidad barotrópica.

Se examina, ahora...

5.3.3. LA ESTRUCTURA DE LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES

Considerando algunos parámetros estadísticos obtenidos en el Capítulo 3, se analizará ciertas características de la estructura de las perturbaciones transientes.

El análisis de escala muestra que los movimientos de gran escala en las latitudes medias de la tierra son casi no-divergentes; la parte rotacional del viento balanceada geostroficamente, domina sobre las pequeñas, principalmente el viento ageostrófico divergente. El número de Rosby es la relación de las velocidades del viento geostróficas a las ageostróficas. Así, es útil modelar la estructura horizontal de las perturbaciones transientes por la función corriente geostrófica, la que se supone varía sinusoidalmente en la dirección x e y

$$\psi = \Psi \ e^{\,i\,(kx + ly)}$$

En realidad, esta ecuación debería ser considerada como una componente de la suma de Fourier sobre todo k y l permitido.

Interpretaremos la ecuación, describiendo las perturbaciones transientes típicas; los valores de k y l son considerados como promedios para todos los transientes observados. Podemos considerar Ψ como una función sinusoidal del tiempo; en este caso el promedio sobre un periodo completo de la onda será el mismo que el promedio sobre la longitud de onda completa.

Consideremos la frecuencia y el número de onda, característicos de los transientes observados. La dimensión de los vórtices individuales es la mitad de la longitud de onda en esa dirección, esto es π / k en la dirección x

y π / l, en la dirección y. Las componente sur y oeste del viento están entonces relacionadas a la función corriente por:

$$u' = -\partial \psi' / \partial y = -i\, l \Psi e^{i(kx + ly)}$$

$$v' = \partial \psi' / \partial x = i\, k \Psi e^{i(kx + ly)}$$

La presencia de i en estas expresiones indica que la velocidad de la onda y la función corriente de la onda están desfasadas en $\pi / 2$.

La varianza de u y de v indican magnitudes típicas de u´y v´ .

La función corriente no es medida directamente, pero está relacionada con el geopotencial Z , que puede ser observado y analizado.

La función corriente geostrófica está relacionada al geopotencial por: $g / f\ Z$

Así, la varianza de la velocidad y la varianza del geopotencial están relacionadas por:

$$u'^2 = l^2\, g^2 / f^2\, Z'^2 \qquad v'^2 = k^2\, g^2 / f^2\, Z'^2$$

Asumiendo que f es constante sobre el ancho π / l de la perturbación. Además, una comparación de las varianzas de las velocidades y la varianza del geopotencial conducirán a una estimación del número de onda típico de los transientes, esto es, a la escala espacial. Una comparación de las varianzas de u y de v conduce a una medida de la forma típica de las perturbaciones desde:

$$(v')2 / (u')2 = (k)2 / (l)2$$

Si $(u')2 > (v')2$ las perturbaciones serán zonalmente elongadas;
por otro lado, si $(v')2 > (u')2$ ellas serán meridionalmente elongadas.

5.3.3.1. PERTURBACIONES DE ONDA CORTA Y ONDA LARGA: DOMINIO REGIONAL

Valores típicos de latitudes medias en la alta troposfera demuestran que las perturbaciones son suavemente elongadas meridionalmente. El número de onda típico es alrededor de $(10)^{-6}$ 1/m , esto corresponde a un número de onda zonal 5 en 40° de latitud. Las perturbaciones de alta frecuencia son distintivamente elongadas meridionalmente y su escala es de alguna manera más pequeña (James, 1995).

Las características señaladas para las estructuras de autocorrelaciones de las componentes del viento para el nivel de 850 hPa, analizadas en el Capítulo 4, indicaron la existencia de ondas cortas en las cercanías de la Cordillera andina alrededor de Mendoza. Con la finalidad de indagar sobre este tema, se obtuvieron los cocientes de las desviaciones estándar de las componentes del viento (sv/su) y se analizaron los diferentes campos para distintos niveles de presión. De esta manera se pudo identificar las características de las ondas regionalmente.

Los campos mensuales de sv/su para el nivel de 850 hPa se muestran en la Figura 5.12 a) y b) . Los valores menores (mayores) que 1 indican perturbaciones zonalmente (meridionalmente) elongadas. Los valores iguales a 1 indicarían la igualdad de las desviaciones estándar de las componentes del viento. La letra C señala las estaciones que mostraron condiciones de circularidad al analizar las muestras en el nivel referido.

Sobresale en todos los campos, el máximo mayor que 1 sobre el sur de la región subtropical que alcanza valores extremos durante los meses de otoño y primavera y mínimos, a fines del verano. Ello indica la ocurrencia de perturbaciones de onda corta sobre la región referida; mientras que sobre la zona central de la Patagonia, la ocurrencia de ondas más largas durante to-

do el año. Más al sur, sobre Río Gallegos, durante los meses de abril y octubre , las ondas resultan ser cortas (pasaje de ondas frontales).

Se caracterizaron las perturbaciones en los diferentes niveles de presión fijos. Se muestran en la Figura 5.13 a) y b) , los campos mensuales para el nivel de 250 hPa. La región patagónica está influenciada por el pasaje de ondas cortas durante todo el año (durante agosto y febrero muestran mayor frecuencia). Las ondas más largas dominan la región subtropical en la zona norte; extienden su dominio hacia el sur (junio, julio) y sobre la zona central durante el verano y principio del otoño. Al comienzo de la primavera las ondas cortas alcanzan la parte oriental de las zonas subtropical sur y central.

La evolución anual de los perfiles de el cociente sv/su para cada estación aerológica regional, mostrada en la Figura 5.14, brinda información más detallada sobre las diferentes frecuencias de las perturbaciones que ocurren regionalmente. Se destaca la presencia de perturbaciones de ondas cortas en la troposfera baja de la región subtropical y central, durante todo el año; mientras que perturbaciones de ondas más largas se observan debajo del nivel de 700 hPa sobre toda la región patagónica (Neuquén , Comodoro Rivadavia, Río Gallegos) durante el mismo período. Como ya se mencionó, durante fines del verano, el otoño y en octubre, se observan perturbaciones de onda corta en la troposfera baja, en Río Gallegos. Las perturbaciones de ondas más largas dominan durante todo el año, la troposfera media y superior al norte de la región subtropical (Salta y Resistencia). Hacia el sur y en la región central (Córdoba, Ezeiza , Mendoza y Comandante Espora), el dominio se observa durante las estaciones de transición y el verano. Sobre Santa Rosa, zona central al este de la Cordillera, las perturbaciones de ondas más largas se observan sólo en verano, otoño y comienzo

de la estación invernal; durante el resto del invierno y la primavera, se registran ondas más cortas. Asimismo, esta característica es también encontrada en la troposfera media y alta sobre las estaciones patagónicas durante todo el año.

5.3.3.2. INCLINACION DE LAS ONDAS Y ELIPTICIDAD

Hasta aquí, hemos considerado perturbaciones con los ejes más largos orientados este – oeste (elongadas zonalmente) o norte -sur (elongadas meridionalmente). En realidad, también están orientadas en direcciones intermedias.

En el capítulo 3 se examinó la orientación del eje mayor de las elipses de probabilidad. Esta orientación representa el ángulo típico de inclinación de la perturbaciones. El mismo puede ser calculado, si el flujo de impulso y las varianzas de las componentes de la velocidad son conocidos.

Puede calcularse las componentes de la velocidad en un sistema referencia, denotado (x′, y′) el cual es rotado un ángulo relativo a los ejes básicos (x, y). Usando las fórmulas de rotación resulta:

$$u' = u' \cos \varphi - v' \operatorname{sen} \varphi$$

$$v' = u' \operatorname{sen} \varphi + v' \cos \varphi$$

Entonces el flujo de impulso en el sistema rotado es

$$u'v' = \tfrac{1}{2} (u'^2 - v'^2) \operatorname{sen} 2\varphi + u'v' \cos 2\varphi$$

Donde φ es elegido tal que las perturbaciones no están inclinadas en el sistema rotado; el flujo de impulso transformado es cero $u'v' = 0$

Así, el ángulo de inclinación estará dado por

$$\operatorname{tg} 2\varphi = 2 u'v' / (v'^2 - u'^2)$$

La relación se satisface para $\varphi + \pi / 2$, indicando que, por supuesto las perturbaciones tienen un eje mayor y otro menor.

Los transientes no filtrados tienen $(u')2 \cong (v')2$ tal que $\varphi = 45°$.

Las perturbaciones de alta frecuencia tienen para $u'v'$ valores típicos de 25 (m/s)2 en la alta troposfera. Esto implica que ellas deben tener una inclinación de alrededor de 26°. Sin embargo las propiedades de las perturbaciones varían de un lugar a otro. Las mismas pueden ser examinadas a través del análisis del comportamiento de la anisotropía y la orientación del eje mayor de las perturbaciones. El coeficiente de anisotropía es el complemento del coeficiente de circularidad (o elipticidad) definido en el capítulo 3. Es simplemente un número adimensional, variando desde 0, para las perturbaciones circulares (coef. de circularidad igual a 1) hasta 1 para las elongadas infinitamente (elipticidad).

Se observó que las perturbaciones no filtradas son más anisótropas en los trópicos, representando una manifestación de los disturbios tropicales de baja frecuencia. Las perturbaciones de alta frecuencia son meridionalmente elongadas en latitudes medias, en las llamadas latitudes de storm- tracks.

A partir de los coeficientes de elipticidad (o circularidad), y los ángulos de inclinación de las elipses de probabilidad calculados para las diferentes muestras mensuales en diferentes niveles de presión, en el Capítulo 3, se graficó la evolución anual de los perfiles estacionales y mensuales de los mismos a través del meridiano de 64°O. (Figura 5.15 y Figuras 5.16 a), b) c) y d)). El análisis de esta evolución, permitió examinar el comportamiento de las condiciones de anisotropía y la inclinación de los ejes de las perturbaciones en la región.

La isolíneas marcadas en rojo indica las condiciones de circularidad (coeficiente igual a 1); las señaladas en verde corresponden a coeficiente igual a 0.9 y las indicadas en amarillo, 0.8.

Las condiciones que determinan los ángulos son las referidas en la TABLA III del capítulo 3. El giro de los ángulos es antihorario con origen sobre el eje de abcisas positivas.

Las características más sobresalientes se detallan a continuación:

Para los cortes estacionales:

Sobre las latitudes subtropicales hasta 36° S., en todos los períodos considerados, el eje de inclinación de las perturbaciones se despliega en la dirección meridional en las capas troposféricas inferiores. Los coeficientes de elipticidad son inferiores a 1: indican presencia de ondas no perfectamente circulares sino elongadas meridionalmente (valores máximos de elongación sobre las latitudes comprendidas entre Córdoba y Mendoza, entre 30°S. y 34°S.

Condiciones de circularidad se observan al norte y centro de la Patagonia, sobre Neuquén y Comodoro Rivadavia, durante todas las estaciones con excepción de la estación estival

Las ondas elongadas zonalmente en la troposfera media y superior, son características de la parte norte de la zona subtropical, durante todas las estaciones.

En la troposfera media y alta, entre 30°S. y 36° S., los ejes de las perturbaciones se despliegan con inclinación noroeste-sudeste ($3/4\pi$) durante las estaciones de transición y el invierno. Durante el verano la inclinación del eje indica presencia de ondas largas (elongación zonal)

En las Figuras 5.16 a), b) c) y d) se muestran las características mensuales de la elipticidad y del ángulo de inclinación de los ejes de las perturbaciones. Sobre la zona subtropical y central, en la troposfera baja, las características estacionales se mantienen en la escala mensual; pero en toda la troposfera patagónica y la troposfera media y alta de la región subtropical y central, se observa una importante variación intra-estacional.

5.3.4. FLUJOS DE IMPULSO

La orientación de los ejes de las perturbaciones está relacionada con los flujos de impulso hacia los polos llevado a cabo por las ondas.

Para las perturbaciones inclinadas en la dirección noroeste-sudeste, promediando sobre una longitud de onda, puede ser visto que hay un transporte neto de impulso hacia el polo en el HS (HN) cuando $u'v' < 0$ ($u'v' > 0$). Por el mismo argumento las perturbaciones inclinadas en la direcció opuesta deberían transportar impulso del oeste hacia el norte (sur). No debería haber transporte neto de impulso para una perturbación no inclinada o circular, dado que la contribuciones se cancelarían exactamente en todos los casos. Cuando examinamos la variación latitudinal de los perfiles estacionales del flujo de impulso de las perturbaciones hacia el polo se observa que los mismos son máximos en las latitudes medias cerca de la tropopausa. El flujo de impulso es hacia el polo en latitudes más bajas, pero tiende hacia el ecuador en latitudes más altas, sugiriendo que las perturbaciones están orientadas en direcciones opuestas al norte y al sur del cinturón de los ciclones principales. Tal configuración es especialmente clara en el HS.

A continuación se representan en la Figura 5.17, los cortes meridionales sobre 64°S. (zona central) y 68°S. (zona cordillerana) de los perfiles regionales estacionales de los flujos de impulso de las perturbaciones transientes. Las isolíneas en verde indican el valor 0; valores negativos representan flujos de impulso hacia el polo y valores negativos, flujos de impulso hacia el ecuador.

Sobre la zona cordillerana resalta la transferencia de impulso hacia el polo en la troposfera media y alta; mientras que los flujos se registran invertidos en los niveles inferiores. La inversión de los flujos de impulso en toda la troposfera se observa entre 45°S. y 50°S. durante la estación invernal. Los flujos de impulso hacia el polo maximizan en la troposfera superior en las

mismas latitudes donde vimos lo hace la energía cinética de las perturbaciones. Esta característica también puede apreciarse en los campos mensuales de flujos de impulso de las perturbaciones transientes en el nivel de 250 hPa, mostrados en la Figura 5.18 a) y b).

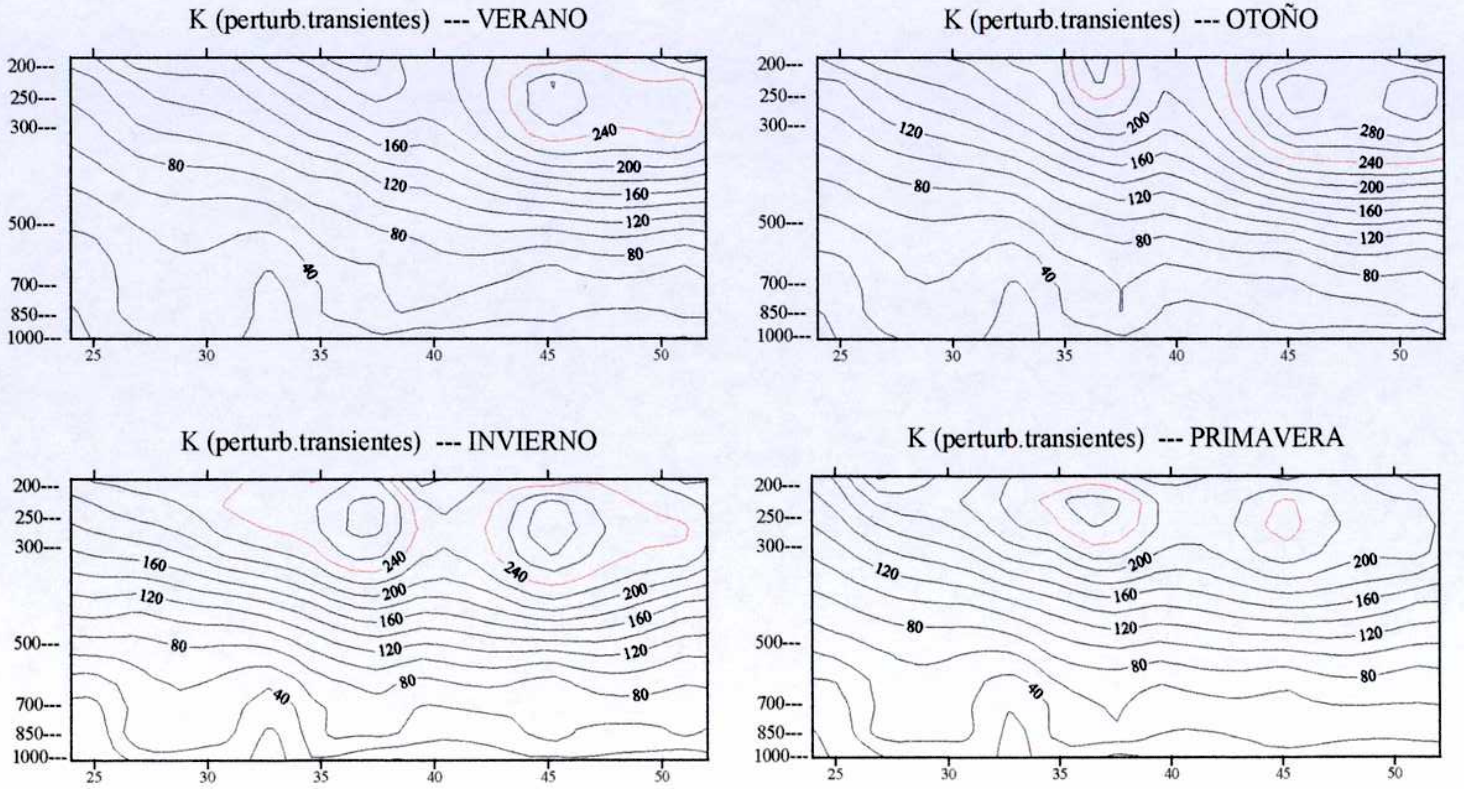


Figura 5.5 :Cortes latitudinales estacionales de energía cinética de las perturbaciones transientes. Intervalo de contornos:20 (m/s)2. Los contornos en rojo corresponden a 240 (m/s)2.

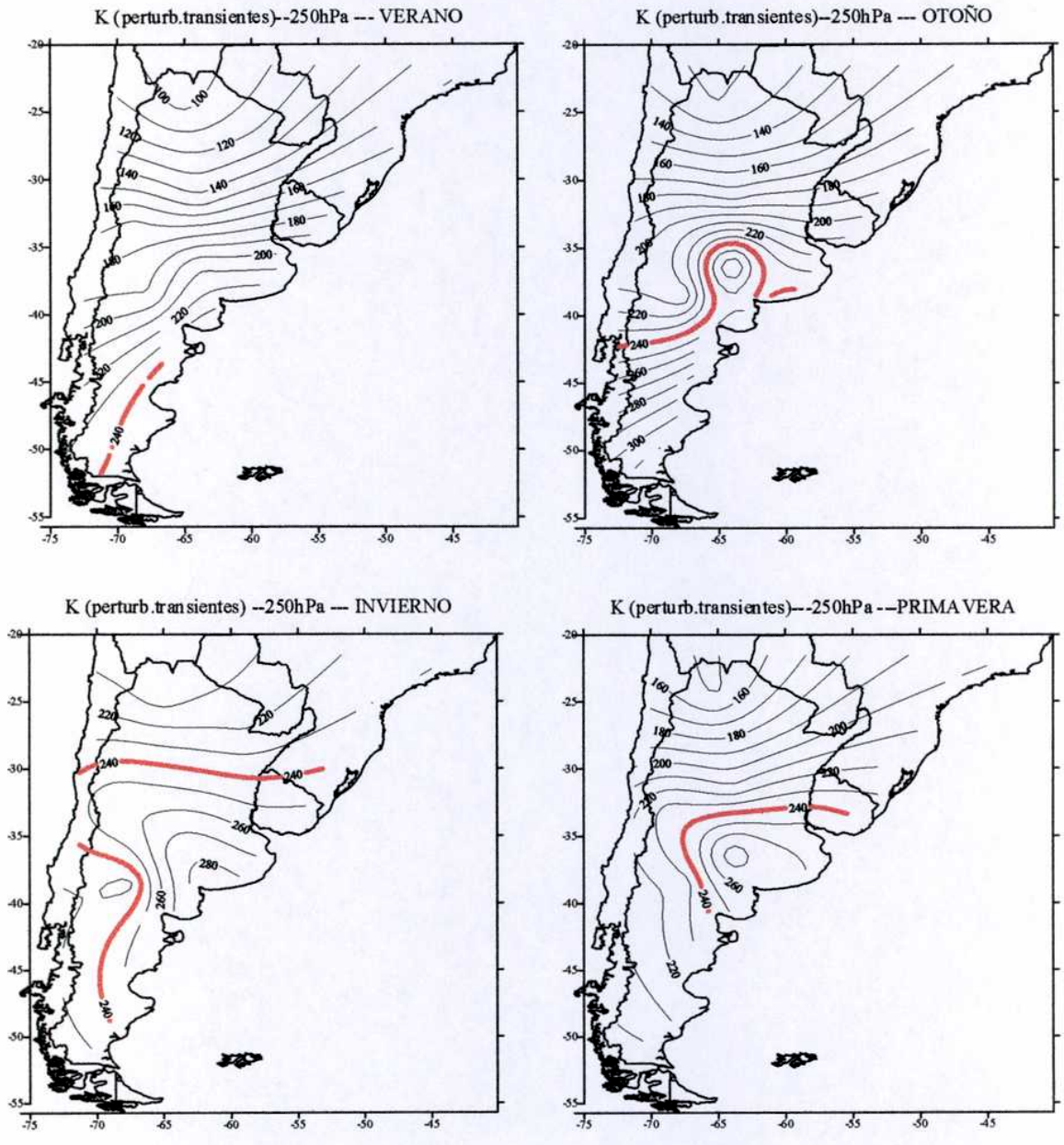


Figura 5.6 : Energía cinética de las perturbaciones transientes en 250 hPa para las diferentes estaciones señaladas

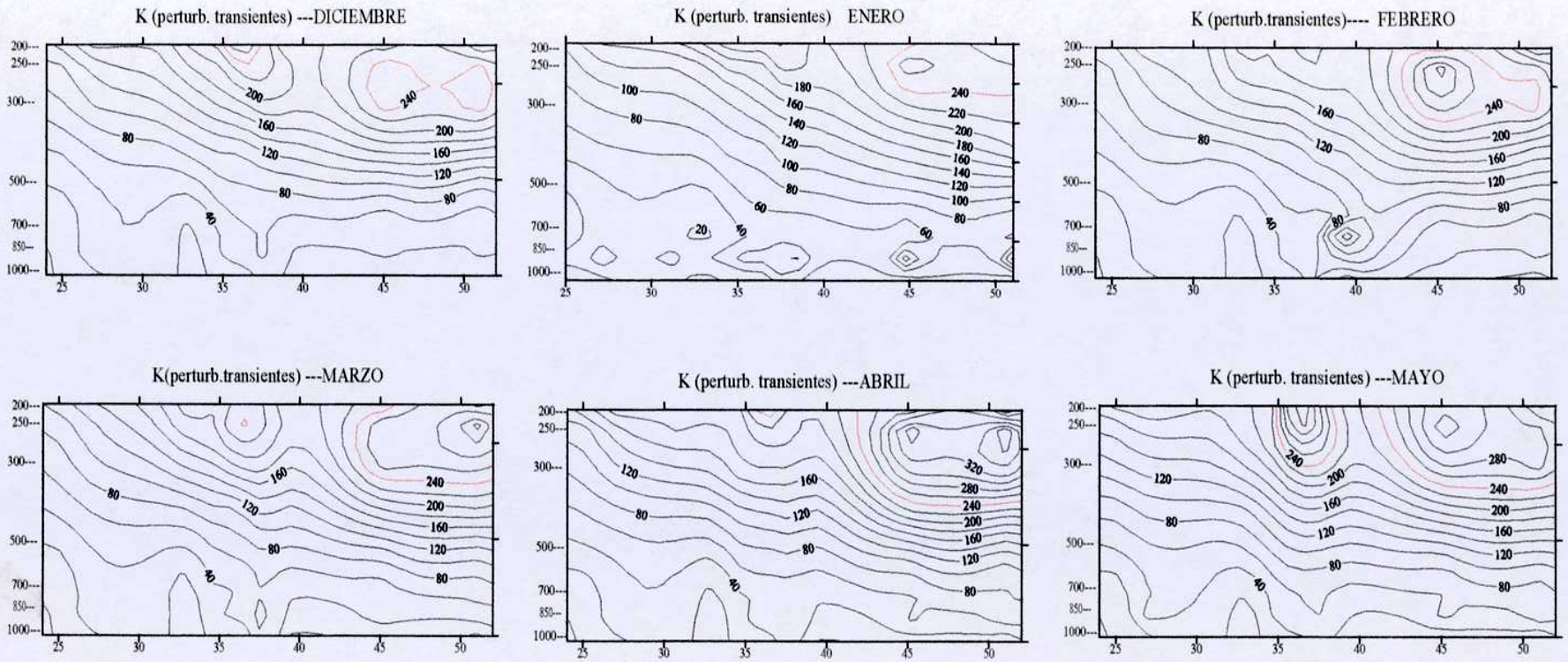


Figura 5.7 a): Cortes latitudinales mensuales (verano y otoño) de la energía cinética de las perturbaciones transientes. Intervalo de contornos: 20 (m/s)2. Los contornos en rojo corresponden a 240 (m/s)2.

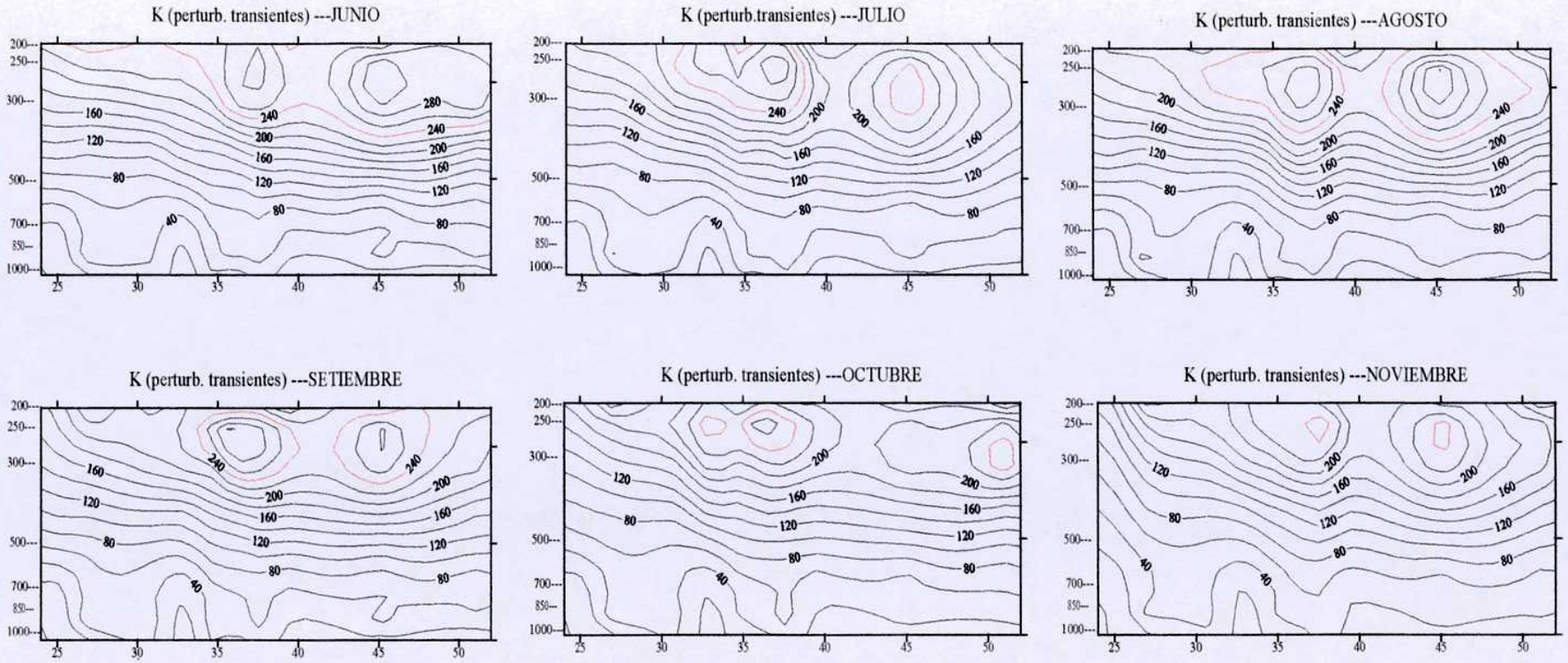
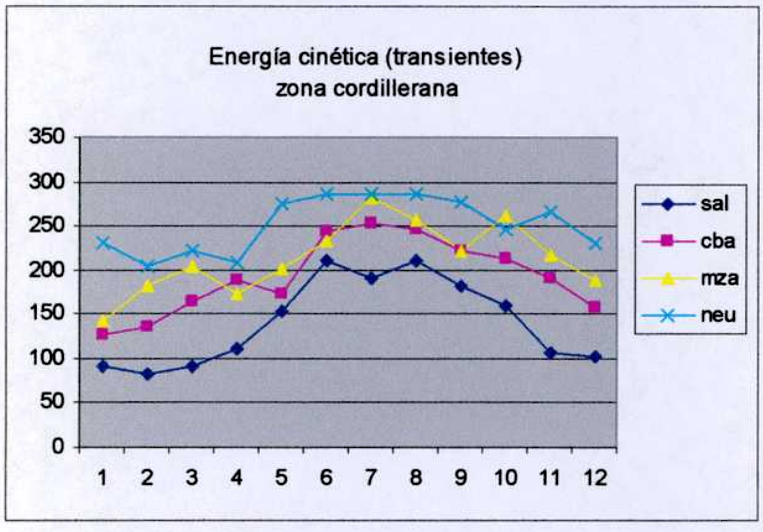


Figura 5.7 b): Cortes latitudinales mensuales (invierno y primavera) de la energía cinética de las perturbaciones transientes. Intervalo de contornos: 20 (m/s)2. Los contornos en rojo corresponden a 240 (m/s)2.

a)



b)

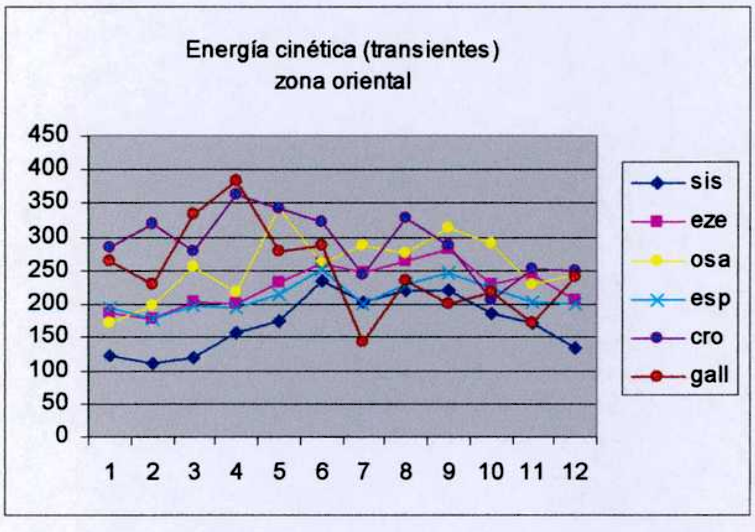


Figura 5.8 : Evolución anual de la energía cinética de la s perturbaciones transientes para 250 hPa a) estaciones cerca de la Cordillera b) estaciones de la región oriental

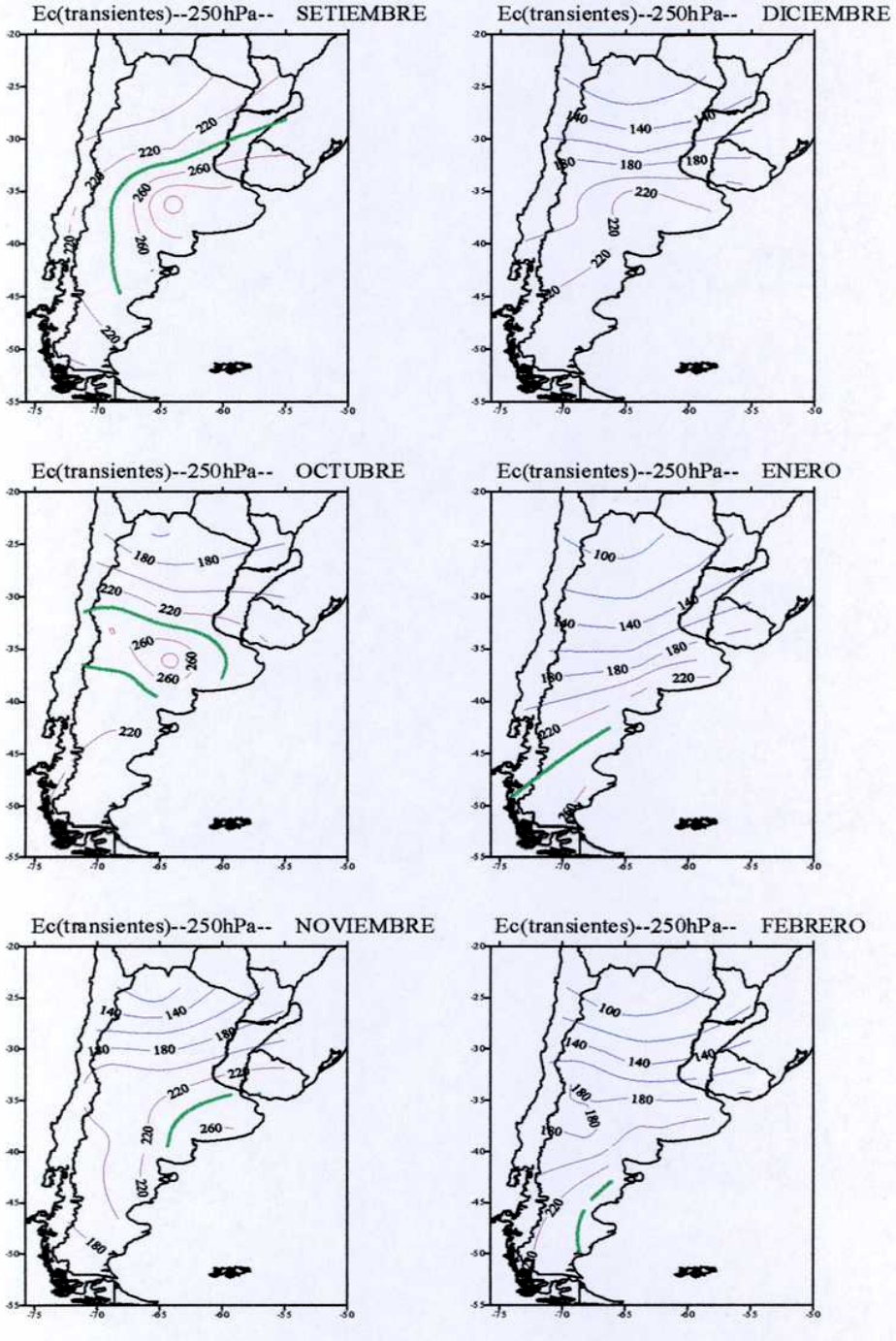


Figura 5.9 : Variación anual de la energía cinética de las perturbaciones transientes para el nivel de 250 hPa.

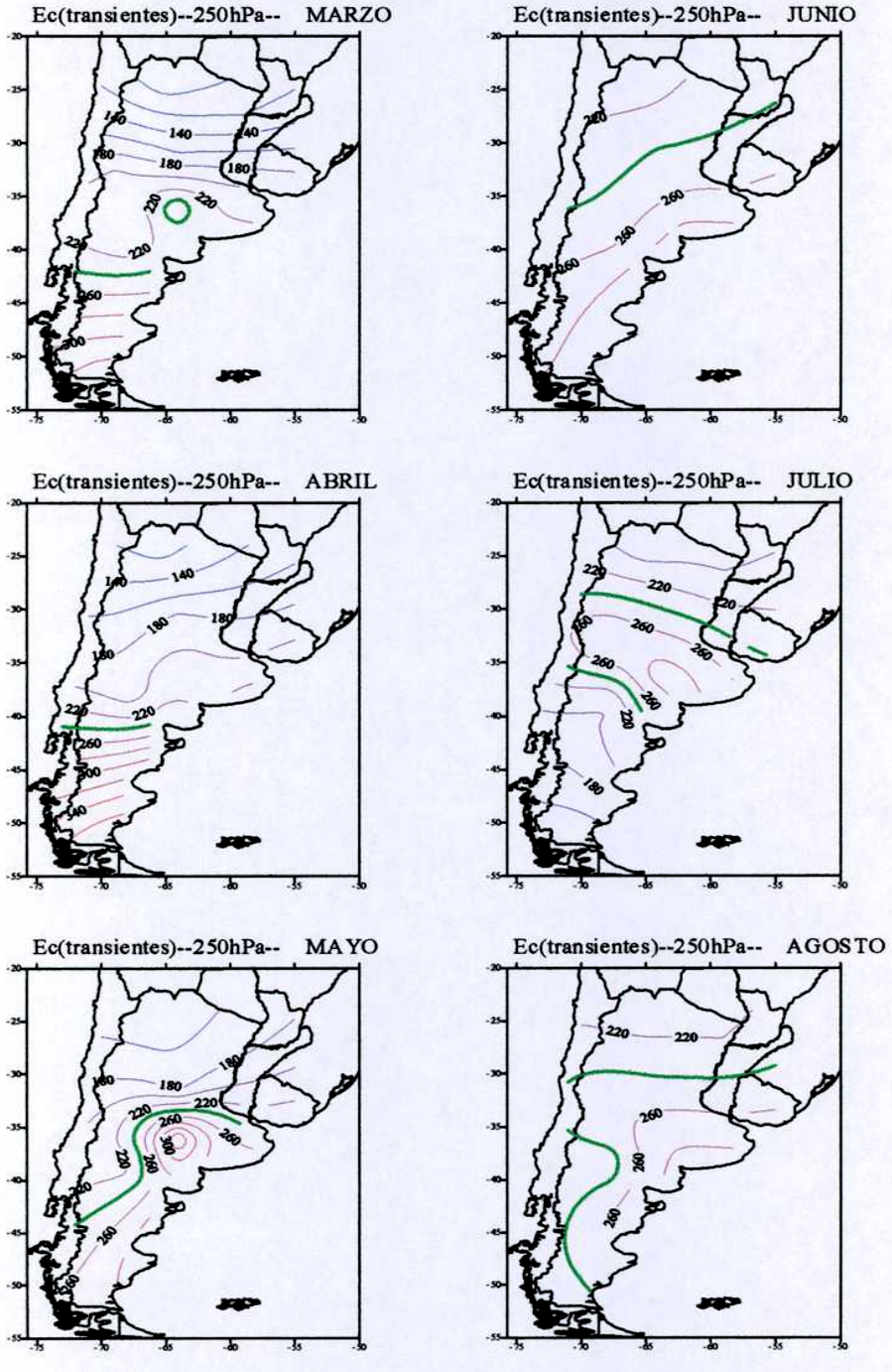


Figura 5.9 cont...: Variación anual de la energía cinética de las perturbaciones transientes para 250 hPa.

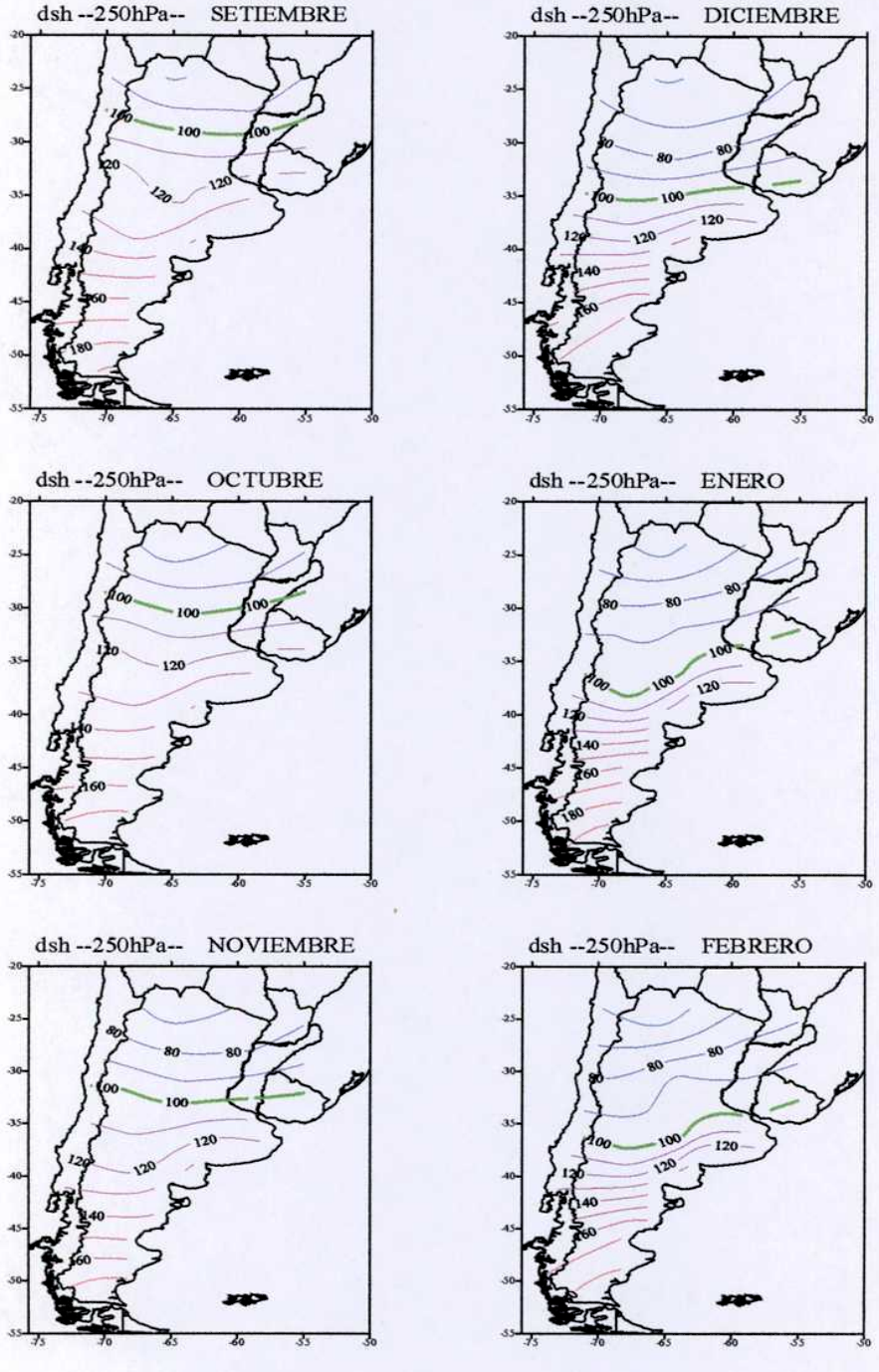


Figura 5.10 : Variación anual de los campos de desviación estándard de h para el nivel de 250 hPa (meses de primavera y verano).

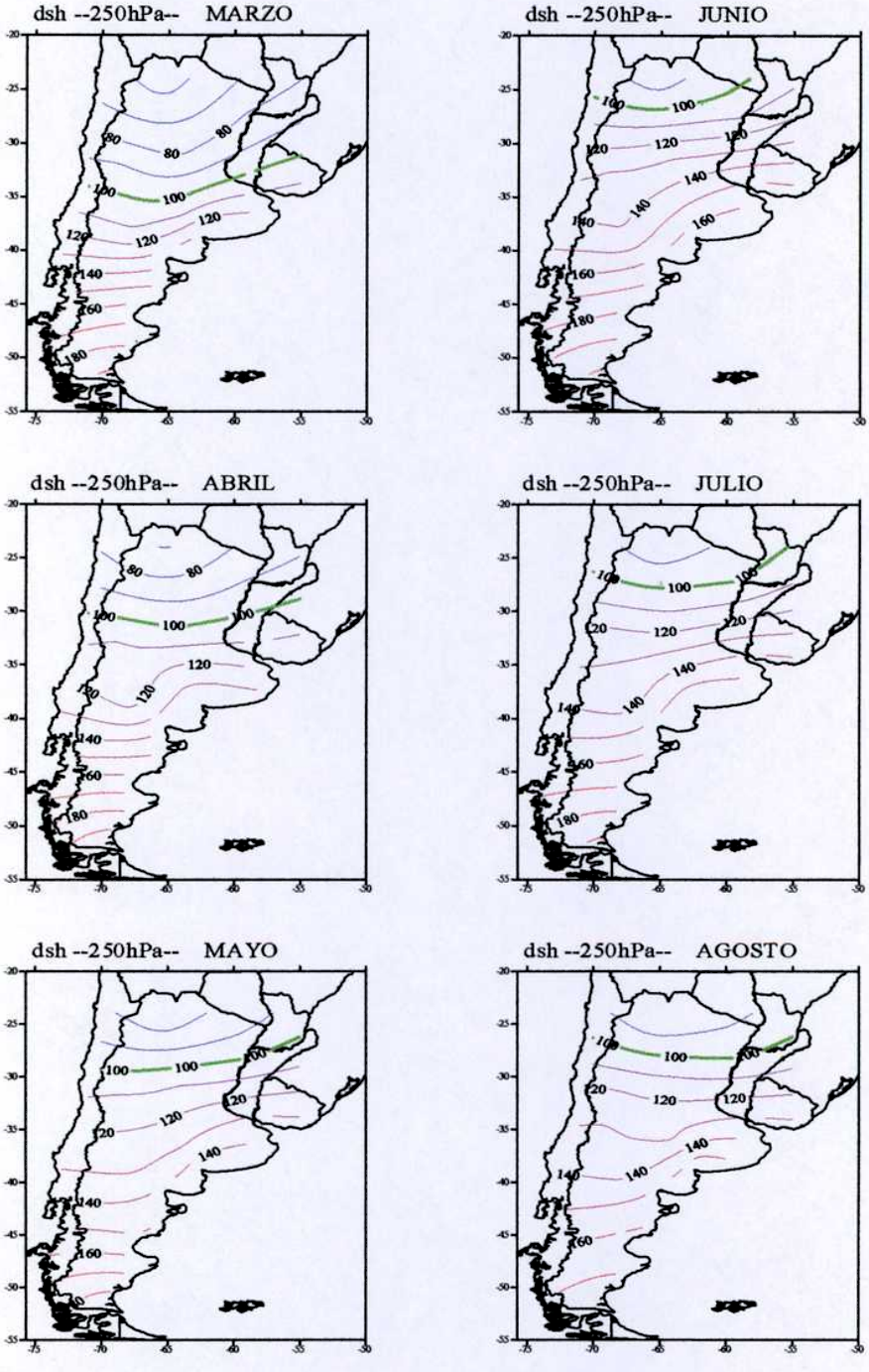


Figura 5.10 ..cont..: Variación anual de los campos de desviación estándard de h para el nivel de 250 hPa (meses de otoño e invierno).

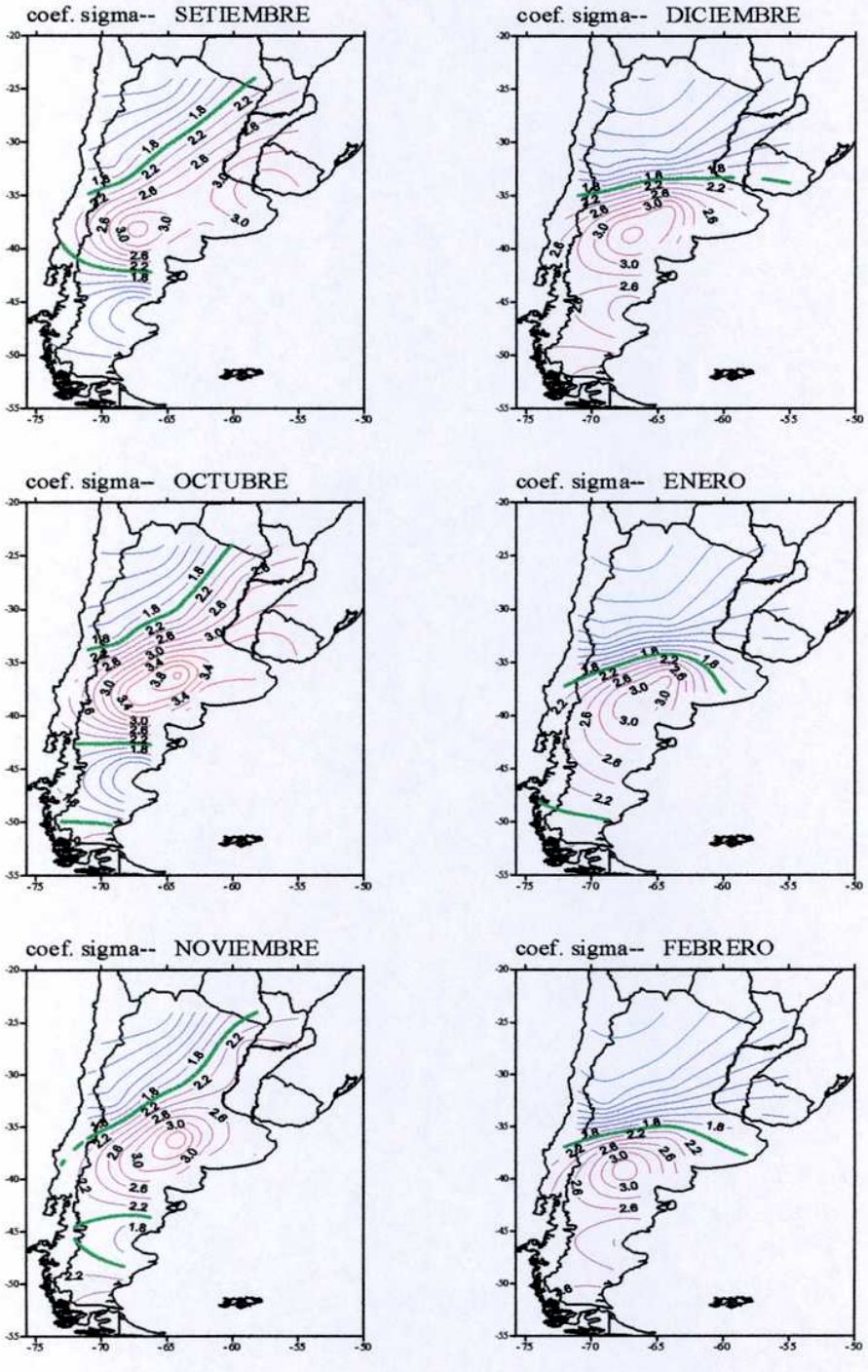


Figura 5.11 a) : Variación anual del coeficiente de inestabilidad baroclínica para los meses de primavera y verano.
Unidades 0.1 1/día.

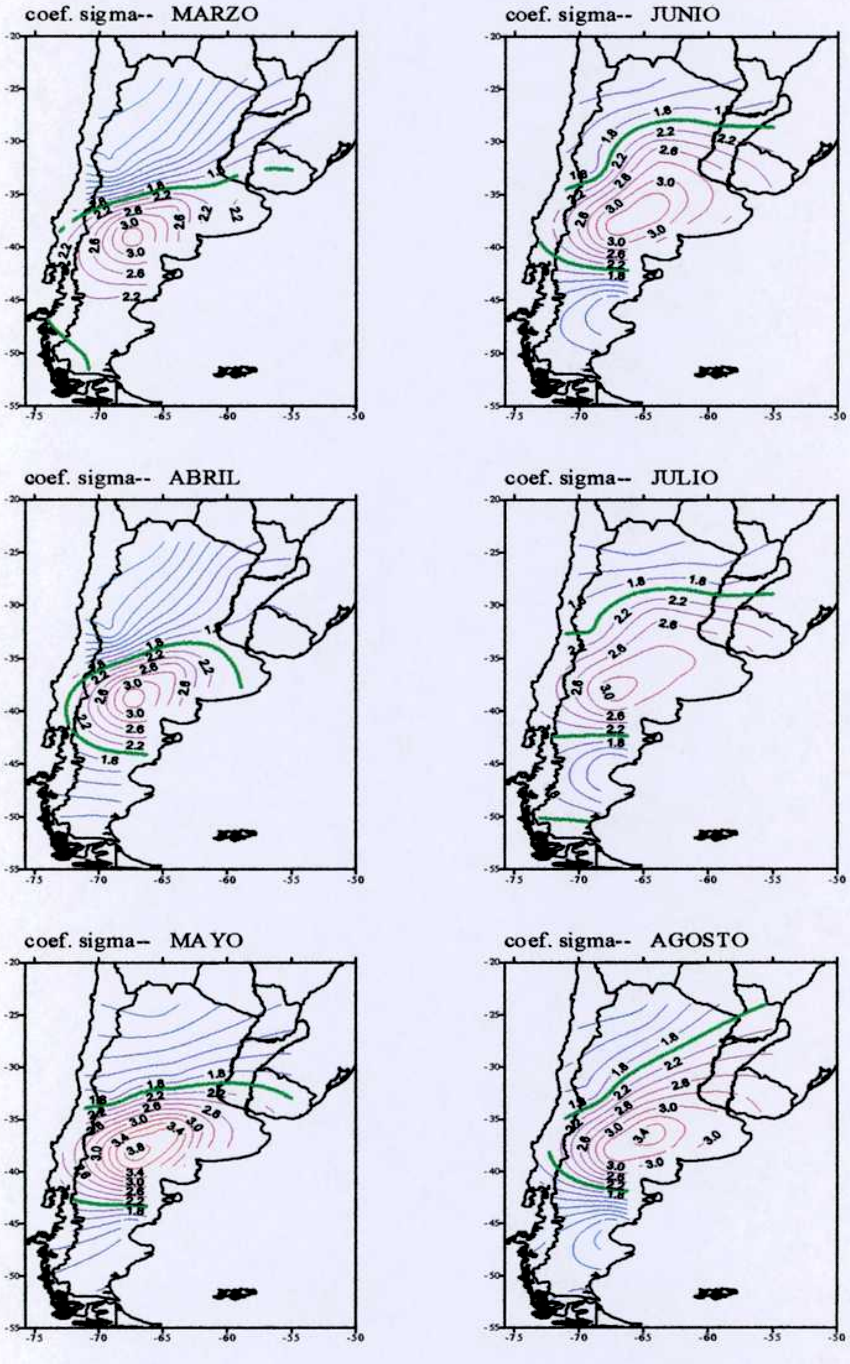


Figura 5.11 b): Variación anual del coeficiente de inestabilidad baroclínica para los meses de otoño e invierno.
Unidades 0.1 1/día.

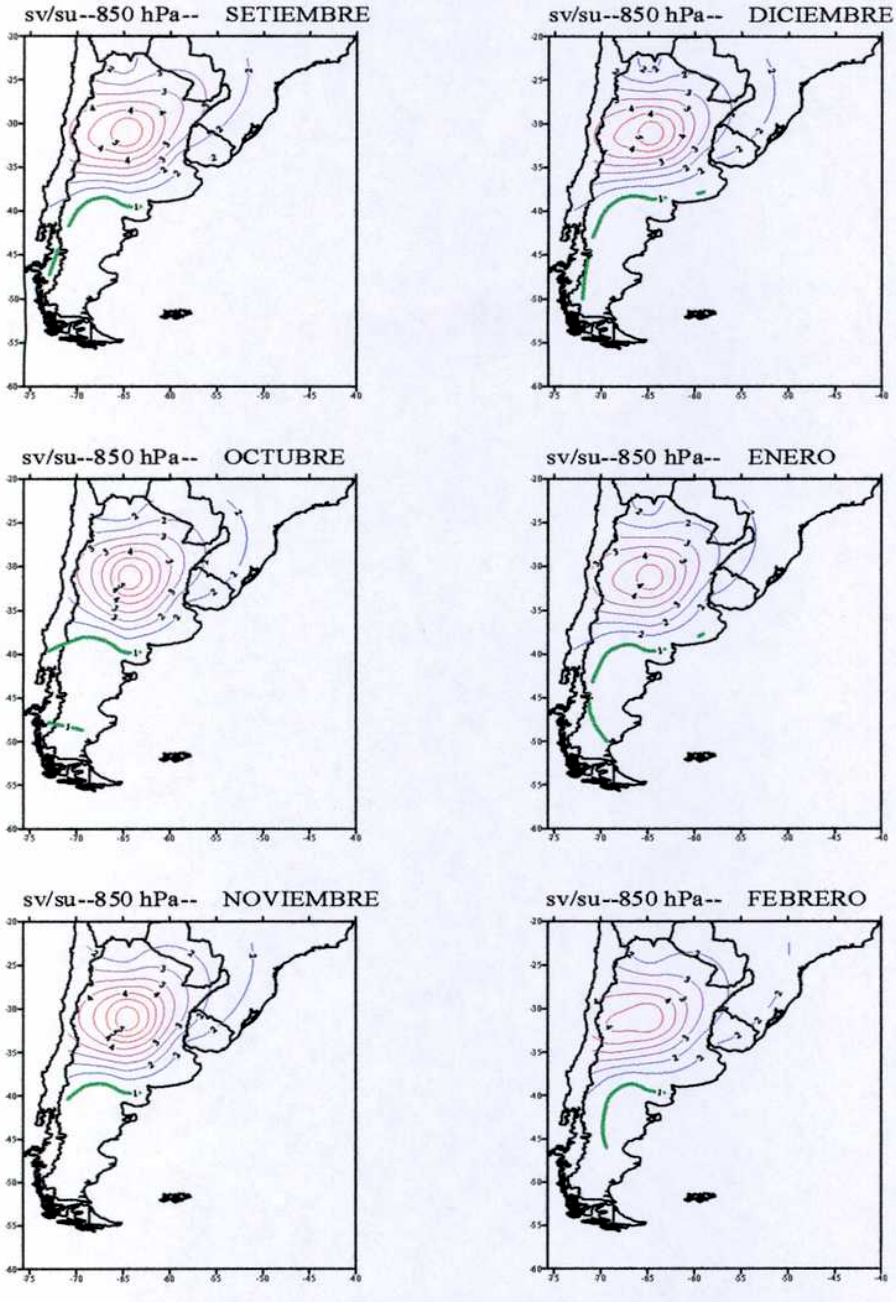


Figura 5.12 a) : Variación espacio-mensual de la relación sv/su para el nivel de 850 hPa (cociente de varianzas de v y u) como una medida de la relación k2/l2. Valores <1 indican zona de perturbaciones zonalmente elongadas; Valores >1 indican zona de perturbacione meridionalmente elongadas (ondas cortas).

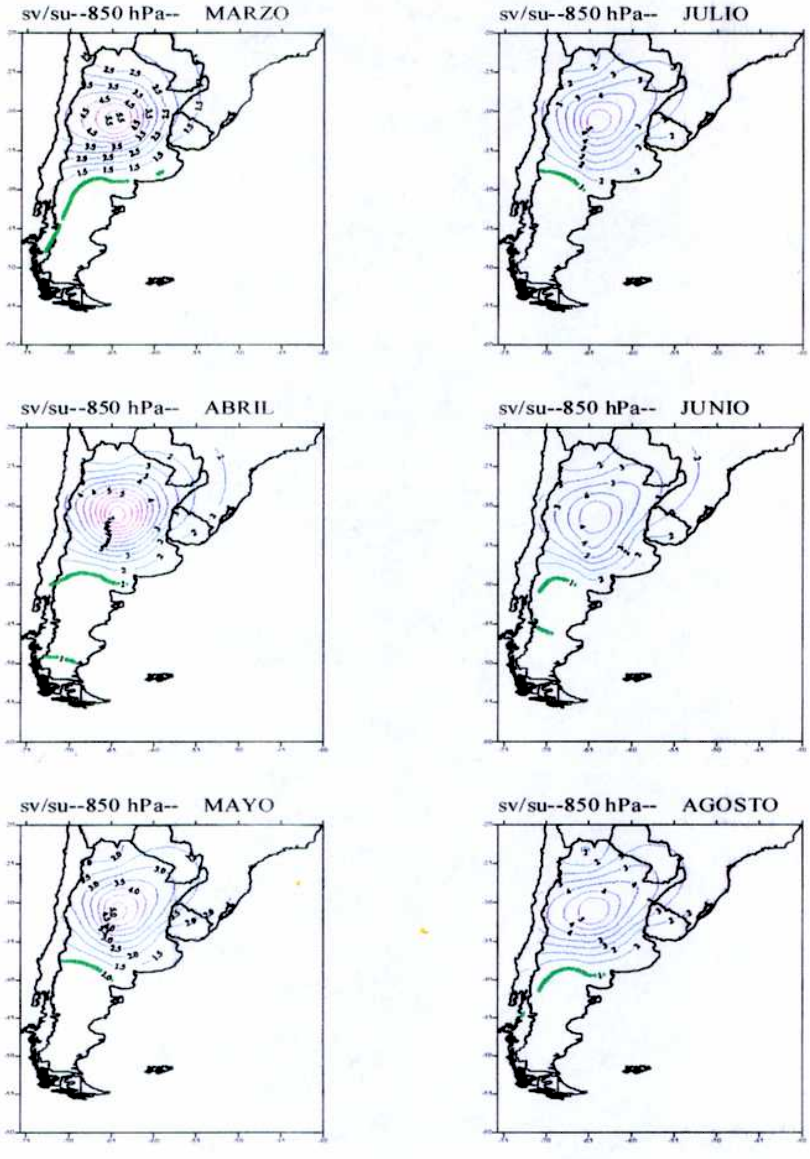


Figura 12 b): Variación espacio-mensual de la relación sv/su en el nivel de 850 hPa,(cociente de varianzas de v y u) como una medida de la relación k2/l2. Valores <1 indican zona de perturbaciones zonalmente elongadas; Valores >1 indican zona de perturbacione meridionalmente elongadas (ondas cortas).

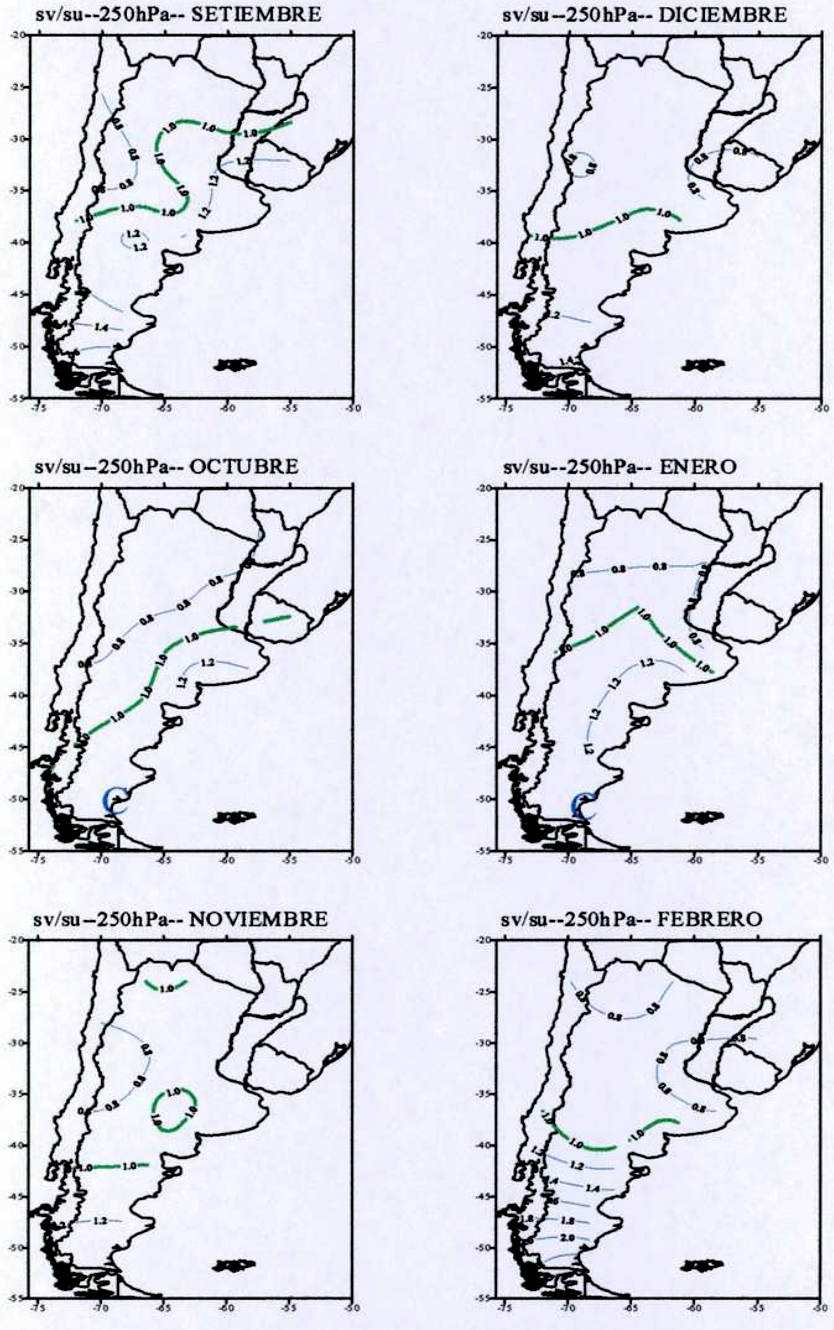


Figura 5.13 a) : Variación espacio-mensual de la relación sv/su en el nivel de 250 hPa, (cociente de varianzas de v y u) como una medida de la relación k2/l2.
Valores <1 indican zona de perturbaciones zonalmente elongadas;
Valores >1 indican zona de perturbacione meridionalmente elongadas (ondas cortas).

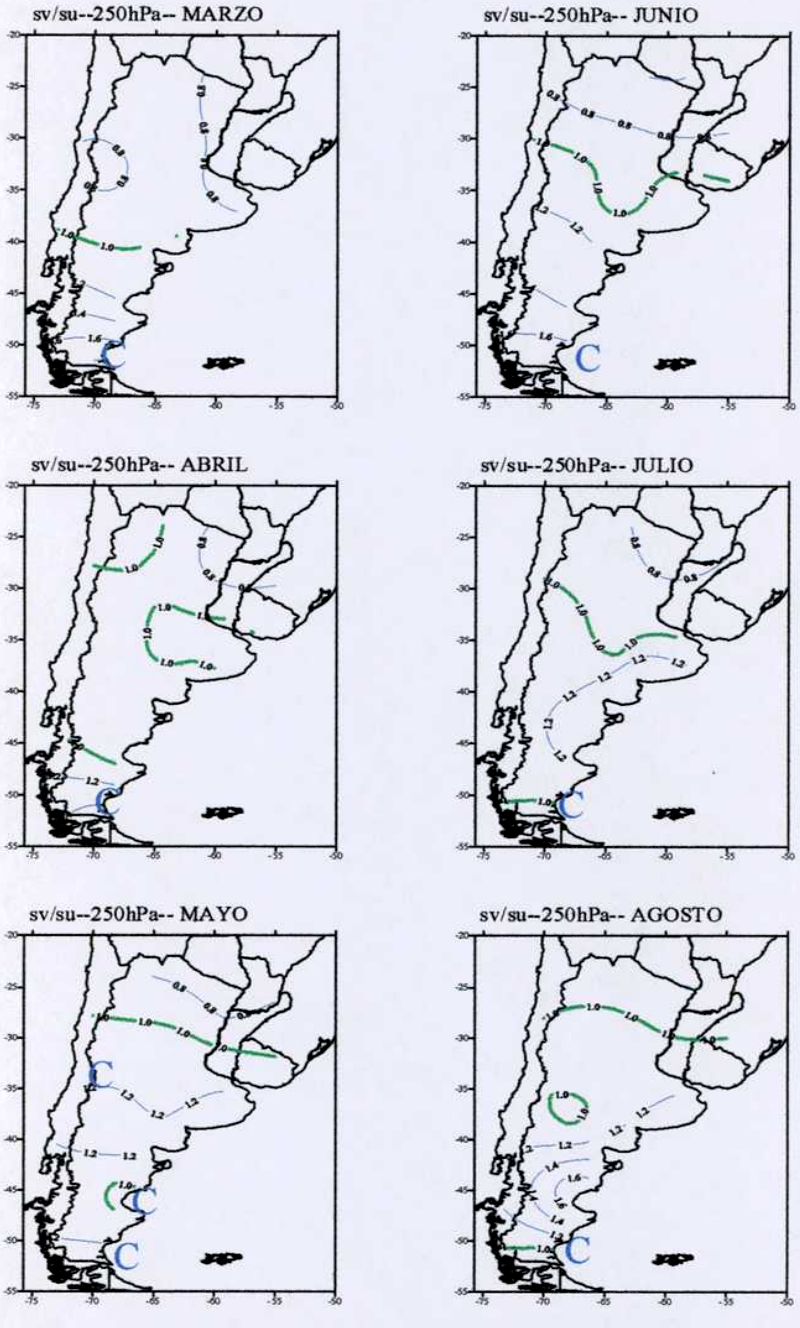


Figura 5.13 b) : Variación espacio-mensual de la relación sv/su en el nivel de 250 hPa, (cociente de varianzas de v y u) como una medida de la relación k2/l2.
Valores <1 indican zona de perturbaciones zonalmente elongadas;
Valores >1 indican zona de perturbacione meridionalmente elongadas (ondas cortas).

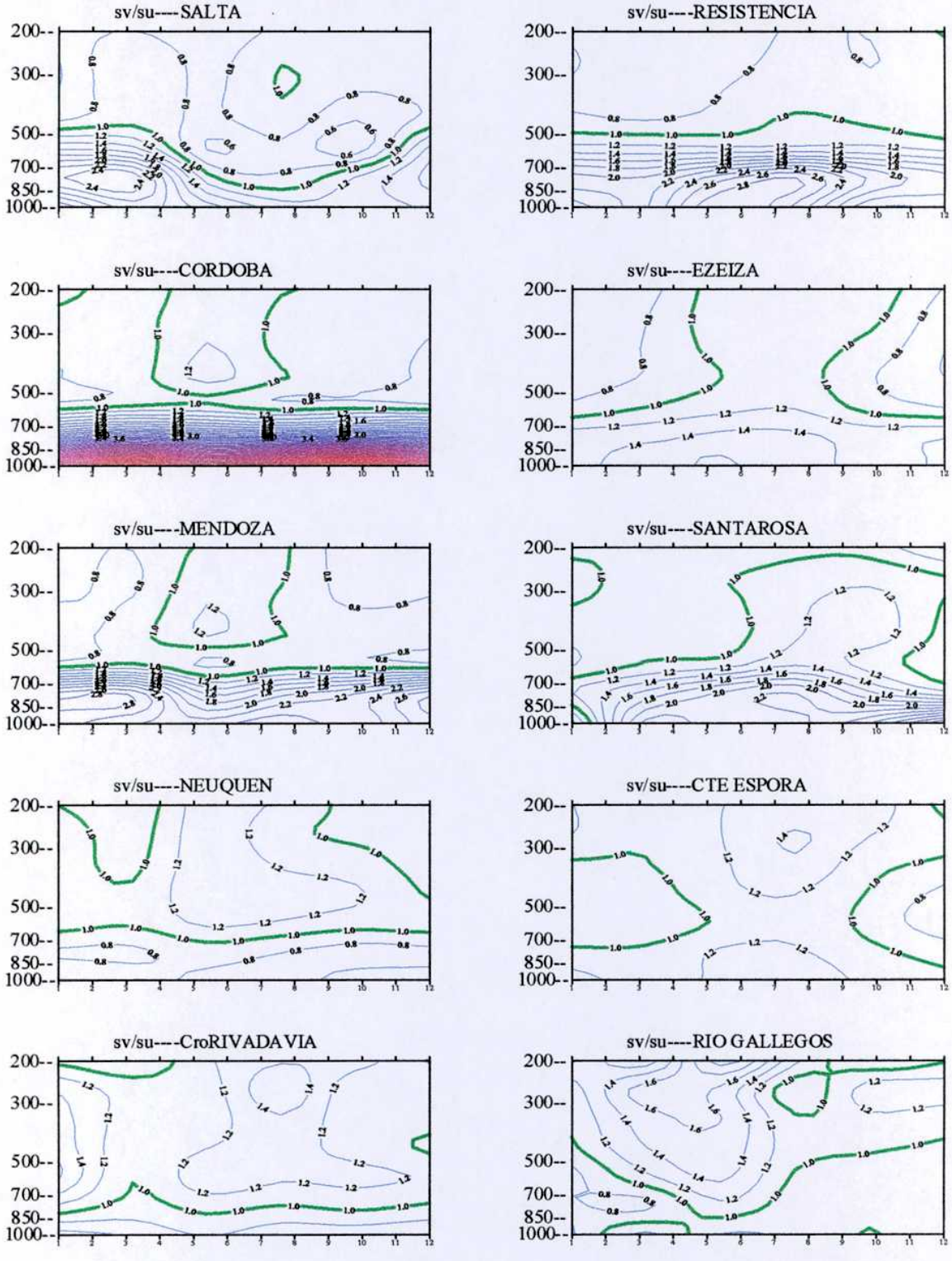


Figura 5.14: Variación anual de los perfiles de los coeficientes sv/su, para las diferentes estaciones aerológicas indicadas.

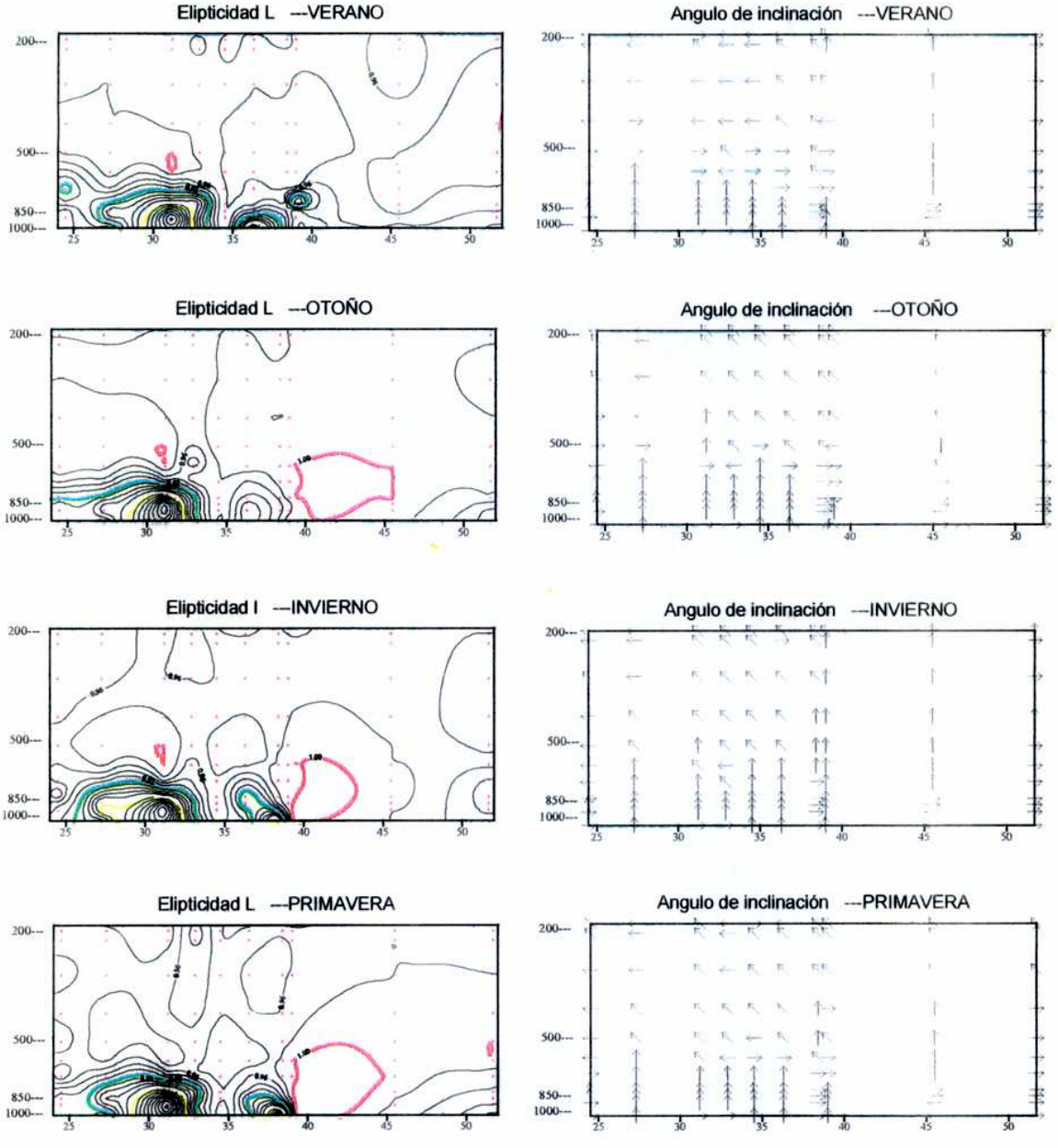


Figura 5.15 : Variación latitudinal del coeficiente de elipticidad (derecha) y del ángulo de inclinación de las perturbaciones transientes (izquierda) para las épocas del año que se indican.

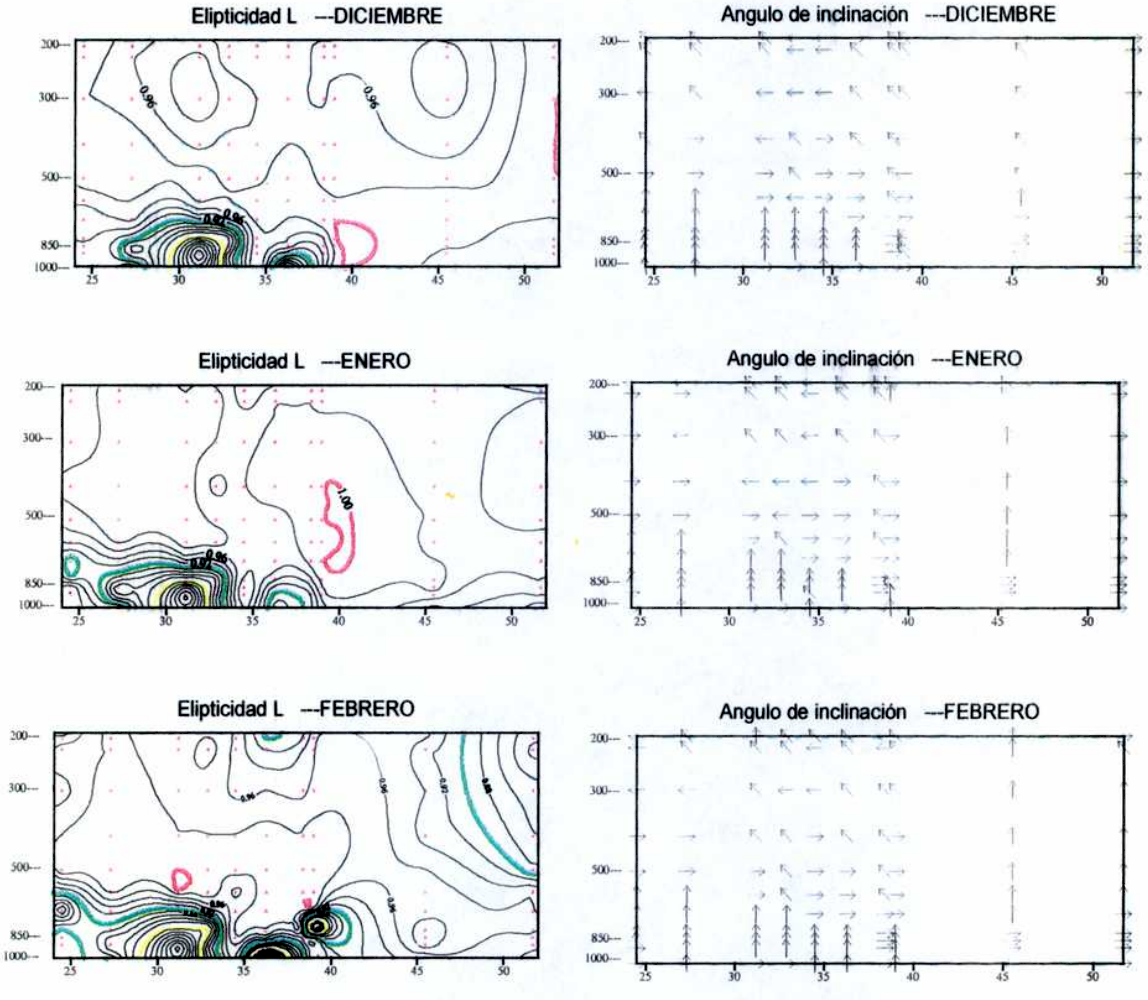


Figura 5.16 a): Variación latitudinal del coeficiente de elipticidad (derecha) y del ángulo de inclinación de las perturbaciones transientes (izquierda) para los meses de verano.

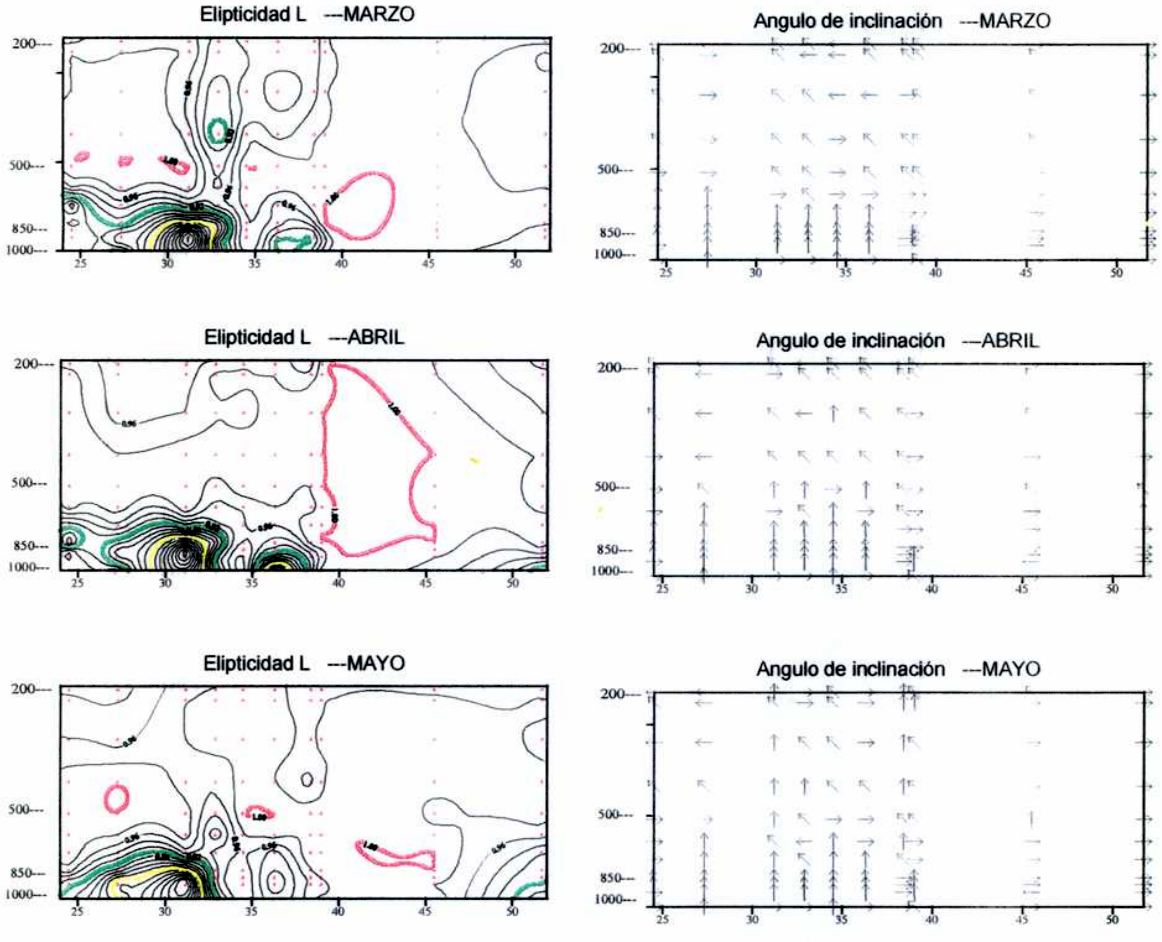


Figura 5.16 b) : Variación latitudinal del coeficiente de elipticidad L (derecha) y del ángulo de inclinación de las perturbaciones transientes (izquierda) para los meses de otoño.

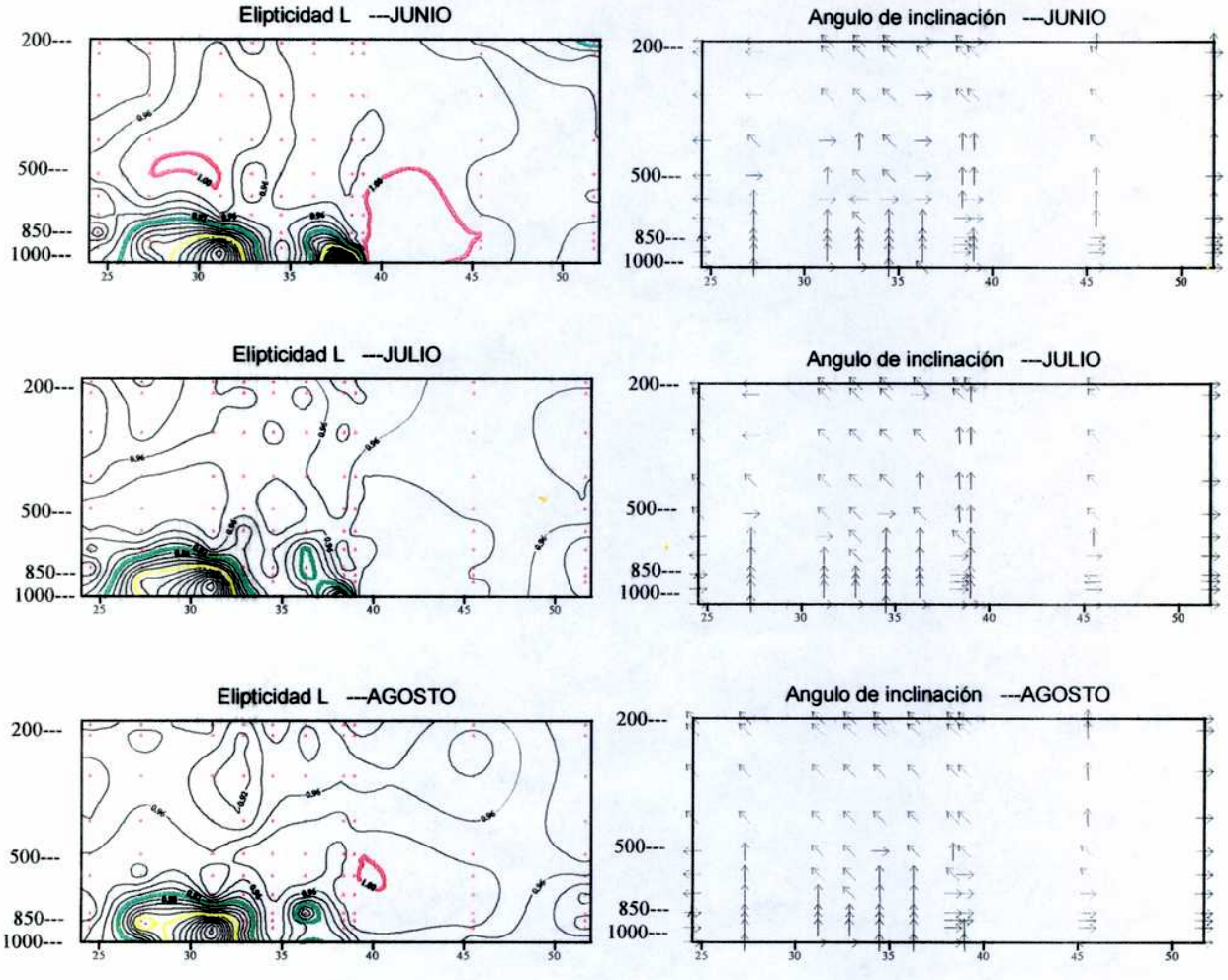


Figura 5.16 c) : Variación latitudinal del coeficiente de elipticidad L (derecha) y del ángulo de inclinación de las perturbaciones transientes (izquierda) para los meses de invierno.

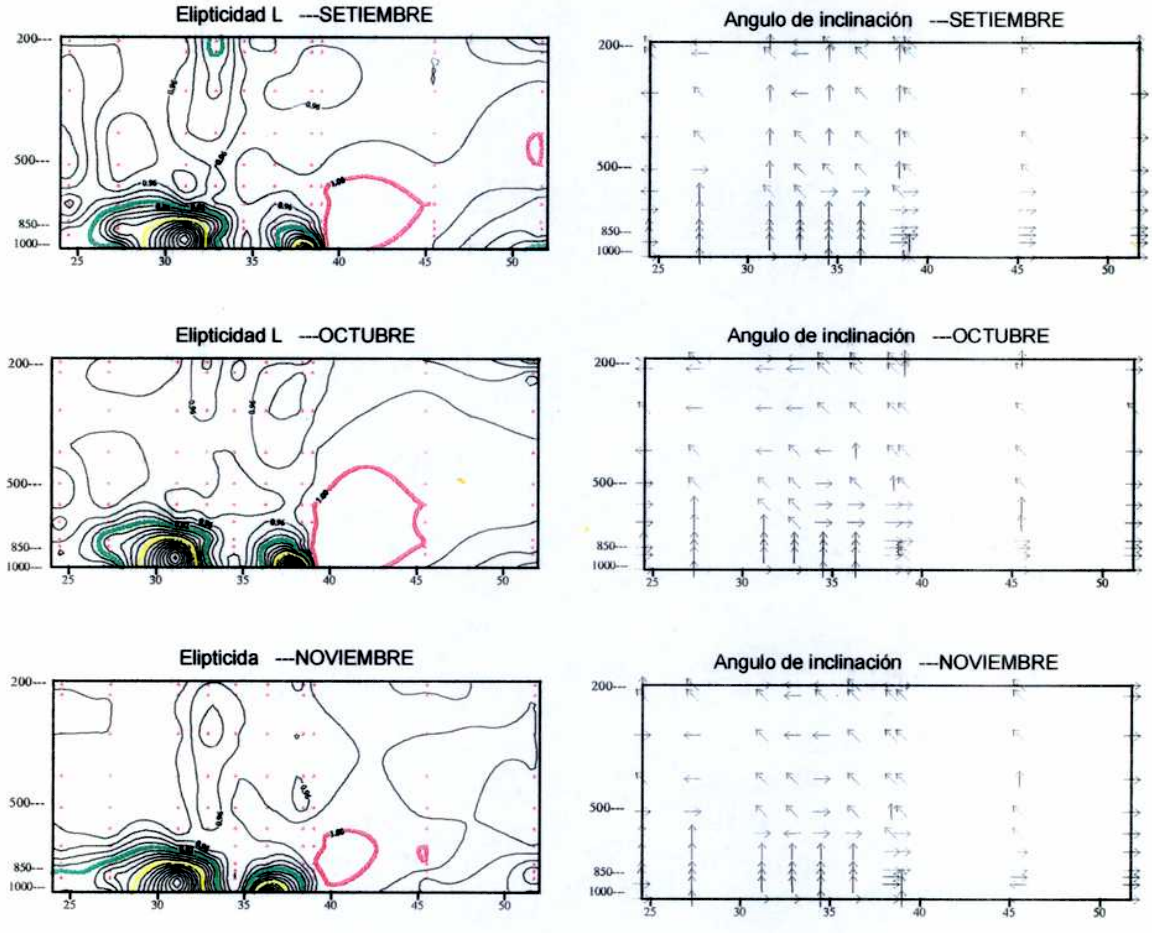


Figura 5.16 d) : Variación latitudinal de l coeficiente de elipticidad L (derecha) y del ángulo de inclinación de las perturbaciones transientes (izquierda) para los meses de primavera.

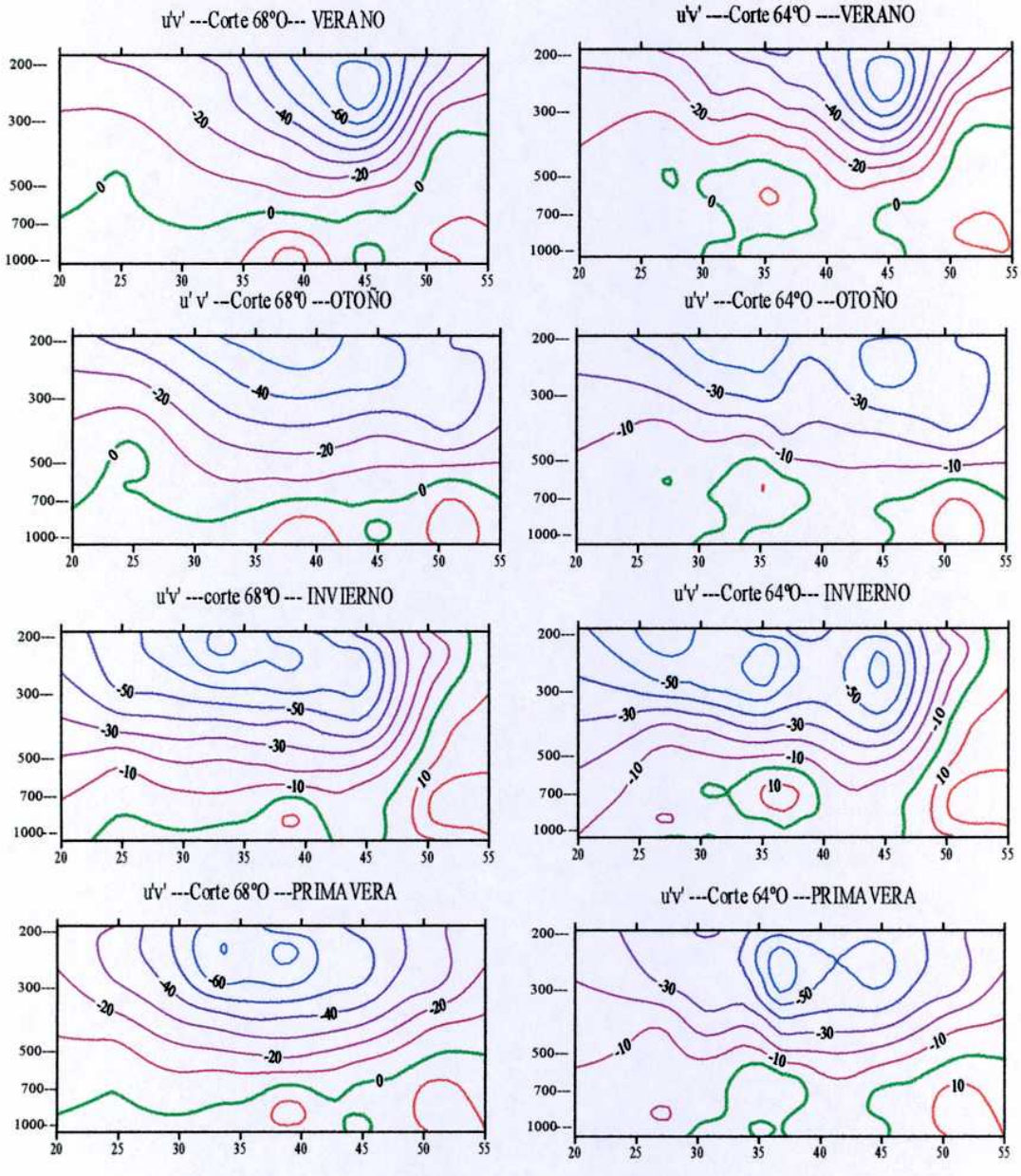


Figura 5.17: Variación latitudinal-estacional de los perfiles de flujo de impulso sobre los meridianos 68°O. (izquierda) y 64° O. (derecha).

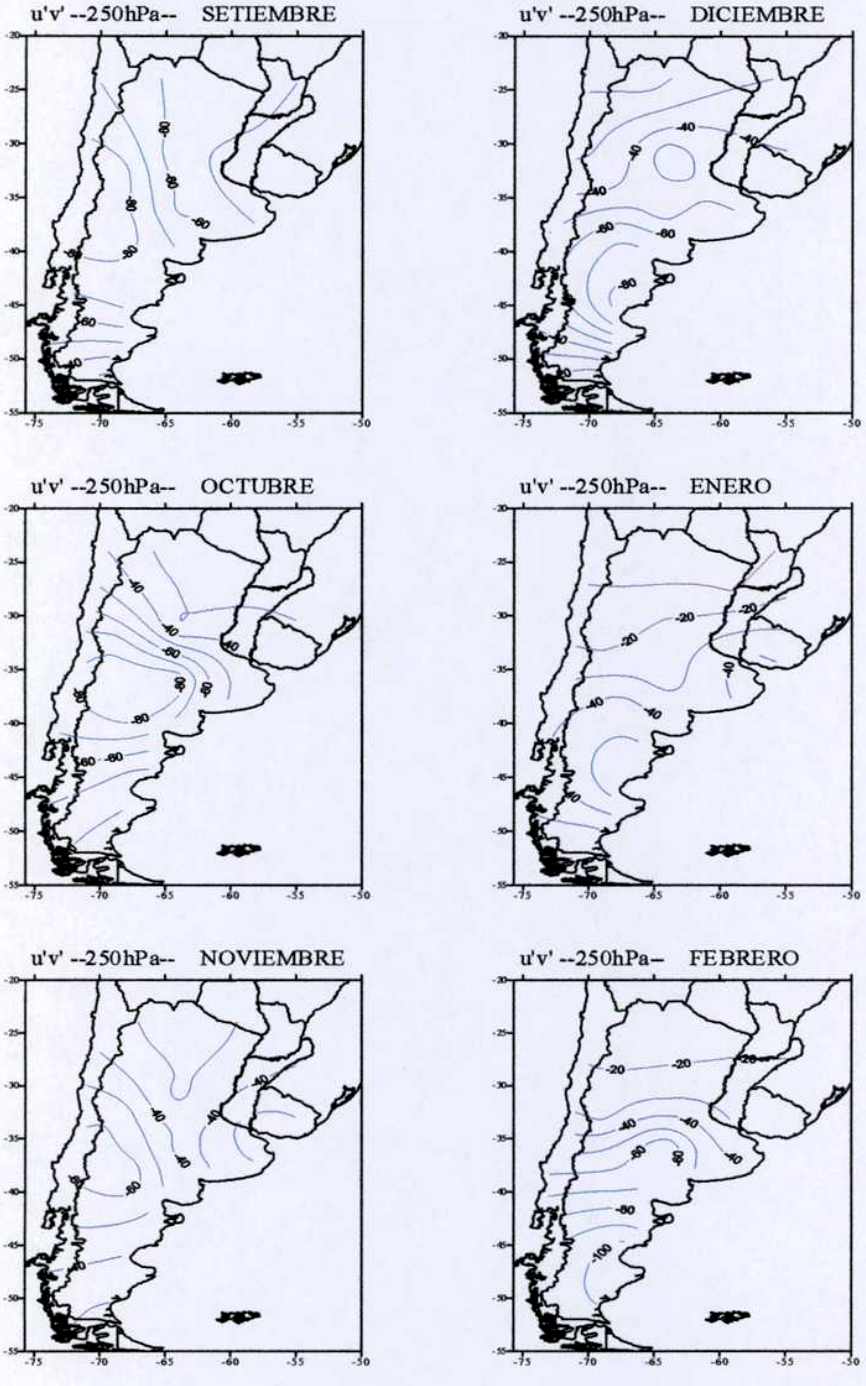


Figura 5.18 a): Variación anual de u'v' en 250 hPa (meses de primavera y verano).

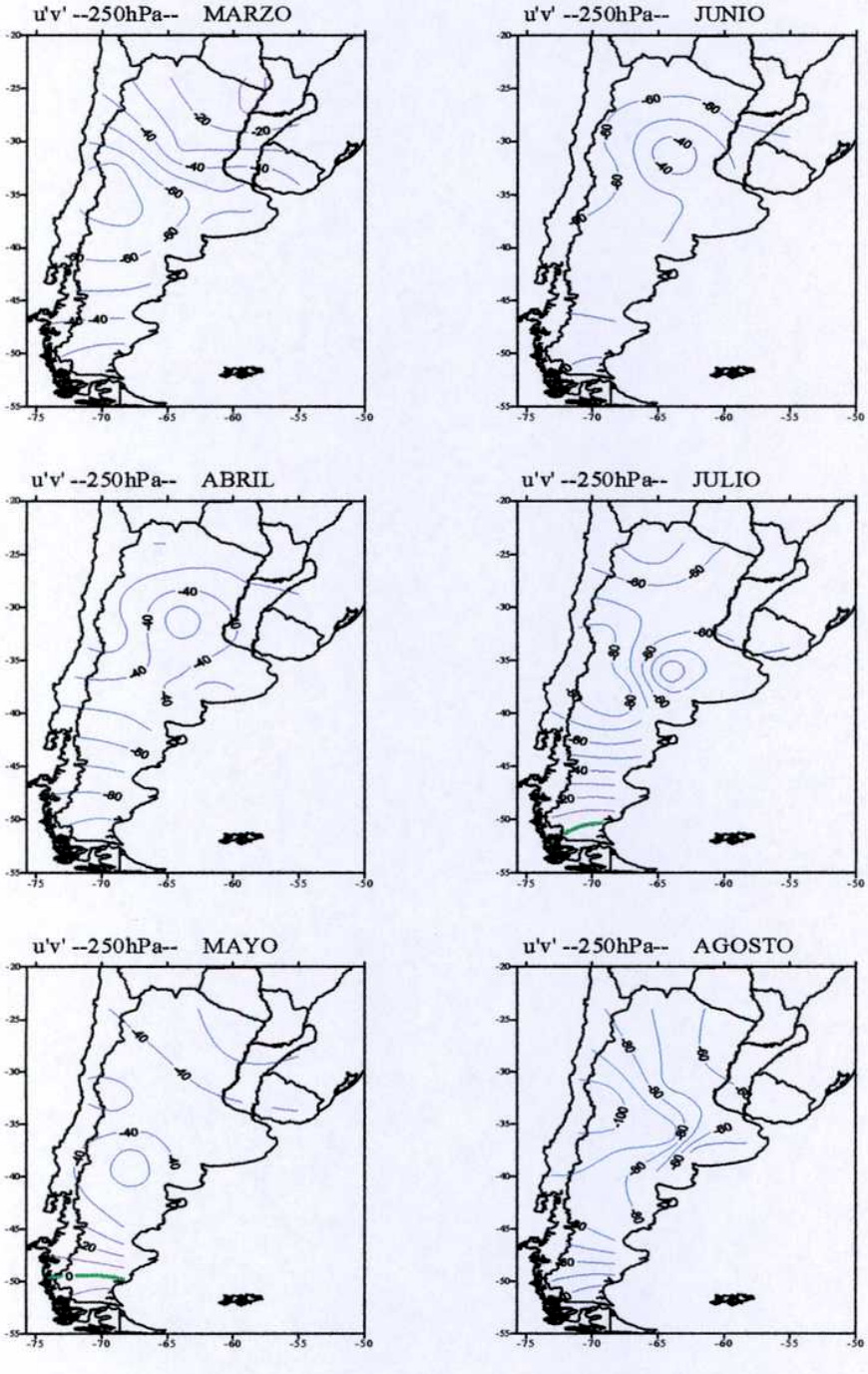


Figura 5.18 b) : Variación anual de u'v' en 250 hPa (meses de otoño e invierno).

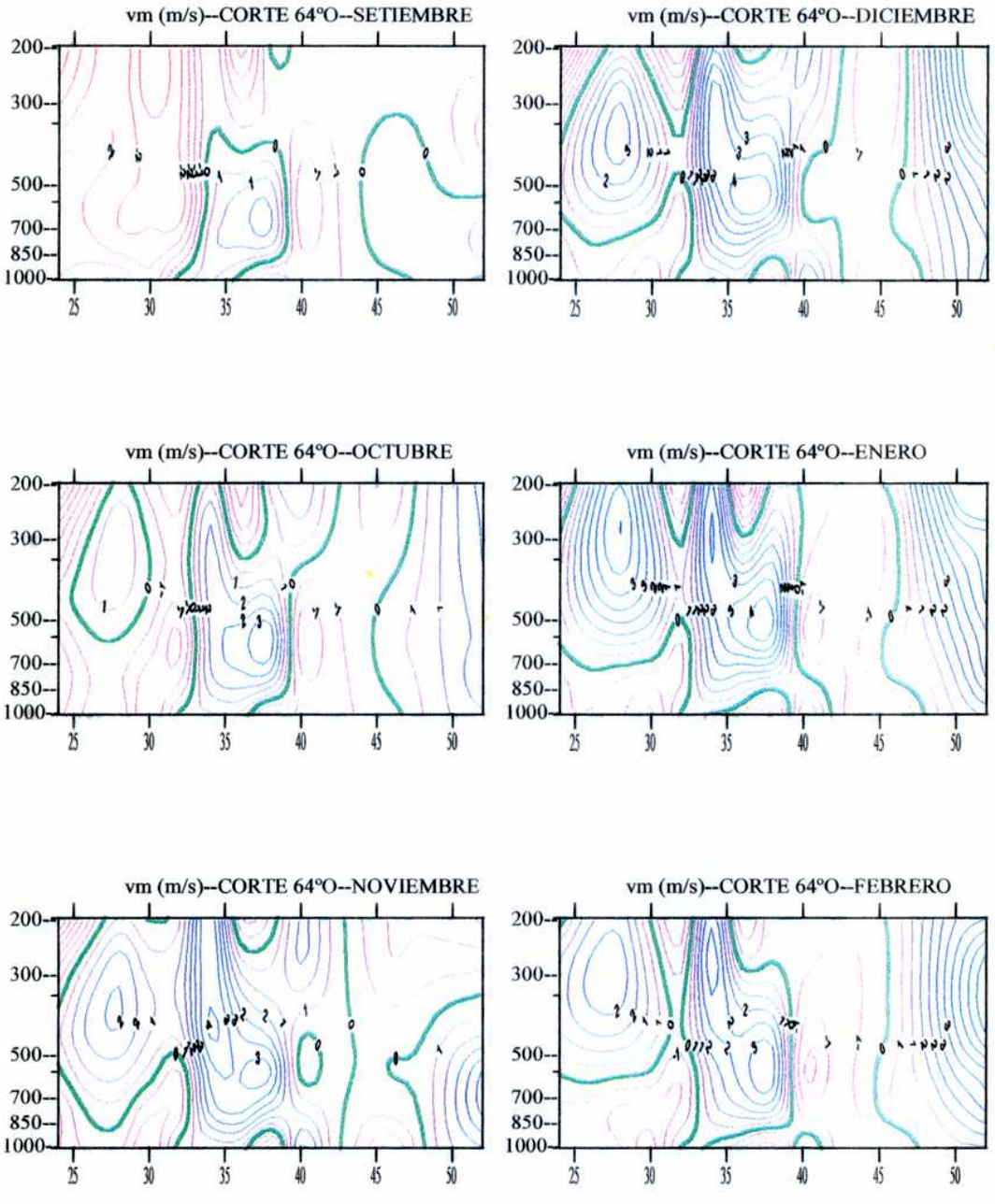


Figura 5.1. a) : Variación anual de los perfiles de viento meridional sobre el meridiano 64° O, durante los meses de primavera y verano.

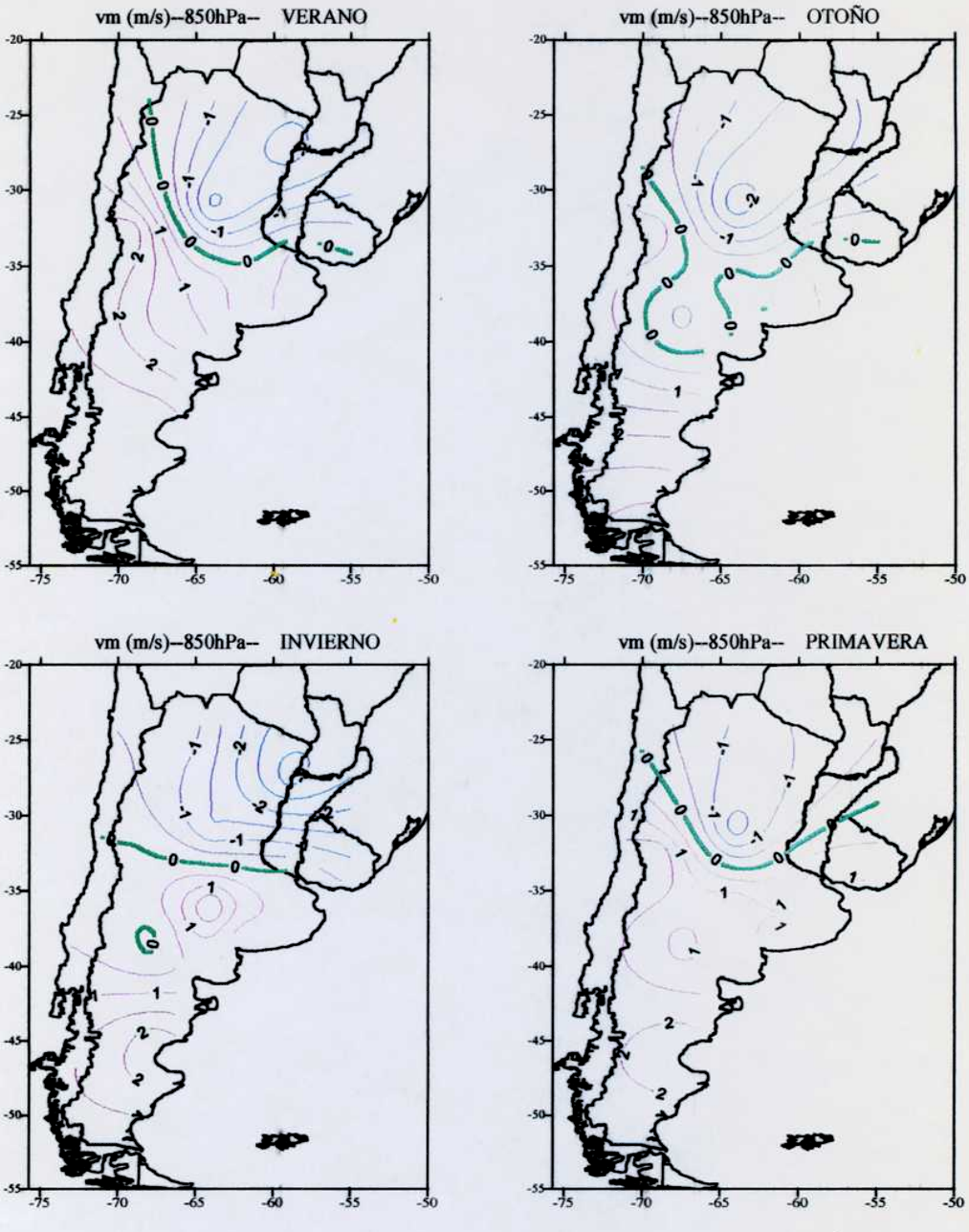


Fig. adicional a : Variación espacio-estacional de vm en 850 hPa según se indica.

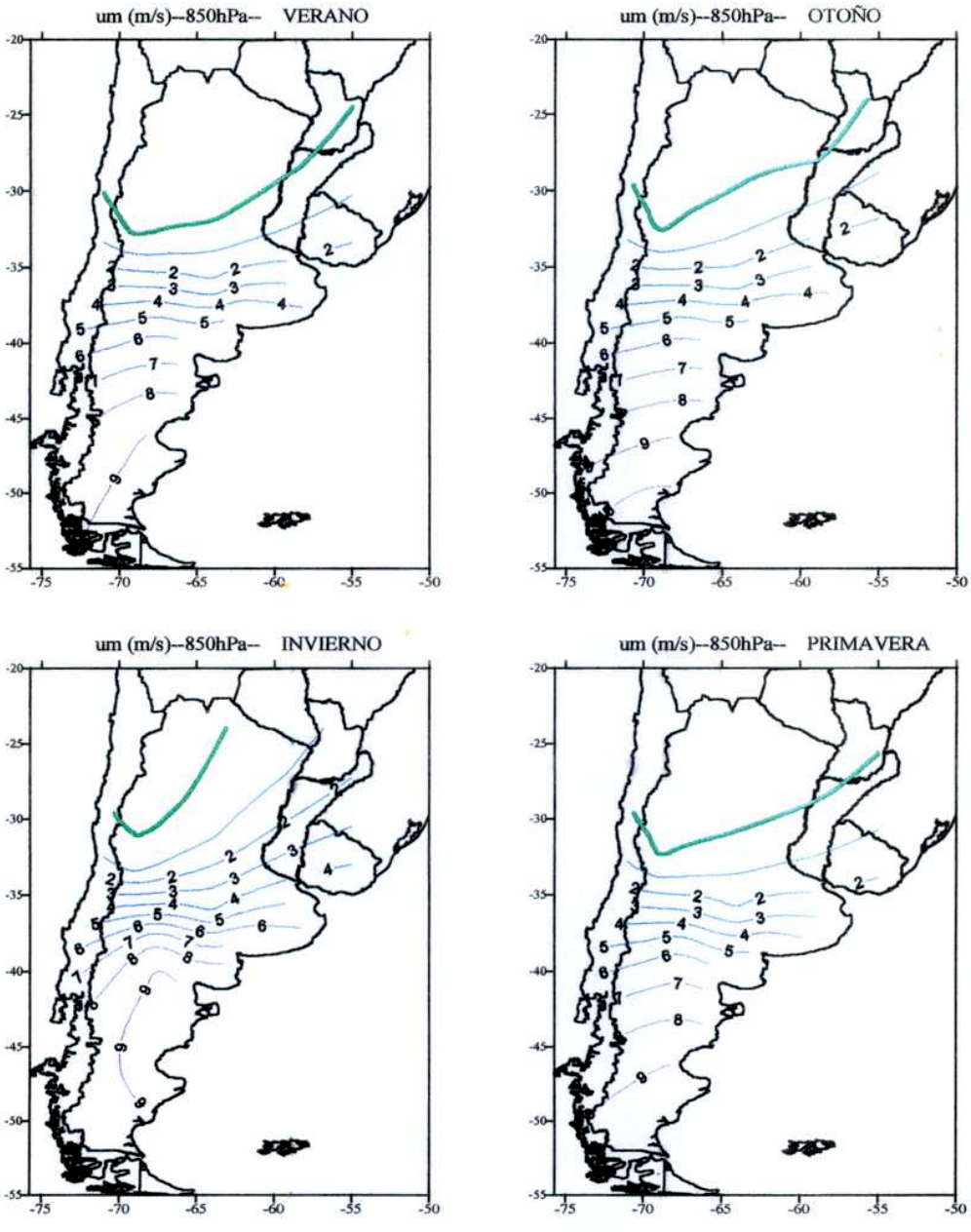


Figura adicional b): Variación espacio-estacional de um en 850 hpa según se indica.

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS

CONICET

CIMA-CENTRO DE INVESTIGACIÓN DEL MAR Y LA ATMÓSFERA

ESTUDIO DE CIRCULACIÓN Y HUMEDAD TROPOSFÉRICOS EN ÁREAS ARGENTINAS

PARTE II :HUMEDAD TROPOSFÉRICA REGIONAL

Autor: Adriana E. Fernández

Director: *Dr. Vicente R. Barros*

Trabajo de Tesis presentado para optar al título de
Doctor de la Universidad de Buenos Aires

2004

---

7 1 1 5 3

TEL: 5411 4787 2693
FAX: 5411 4788 3572
Email: aefernandez@fibertel.com.ar
Email: adriana@cima.fcen.uba.ar

Sede: Ciudad Universitaria
Pabellón II - Piso 2
1428, Buenos Aires
Dirección Postal: C.C.92, Suc 2B
1402, Buenos Aires - Argentina

INDICE

CAPITULO 6: VAPOR DE AGUA: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL SOBRE ARGENTINA..... 1

6.1. VARIACION ANUAL DEL VAPOR DE AGUA SOBRE ARGENTINA

6.1.1. Variación anual de la humedad específica.

6.1.2. Variación latitudinal–estacional de la humedad específica.

6.2. AGUA PRECIPITABLE ó VAPOR DISPONIBLE.

6.2.1. Variacion anual del agua precipitable sobre argentina.

6.2.2. Variación espacio-temporal del agua precipitable

6.2.3. Variabilidad espacial del agua precipitable

6.3. ESTRUCTURA DE LAS CORRELACIONES ESPACIALES DE LA HUMEDAD ESPECÍFICA, EN EL NIVEL DE 850 hPa.

6.3.1. Características de las autocorrelaciones espacio-estacionales de humedad específica, en el nivel de 850 hpa.

6.3.2. Estructuras de correlaciones espaciales cruzadas entre la humedad especifica y las componentes zonal y meridional del viento, en el nivel de 850 hpa.

6.4. FIGURAS 6.1 a 6.26

CAPÍTULO 7: EVOLUCIÓN ANUAL DE LOS TRANSPORTES DE VAPOR DE AGUA SOBRE ARGENTINA..... 15

7.1. TRANSPORTE TOTAL DE VAPOR DE AGUA

7.1.1. Contribución de los flujos zonales totales y flujos meridionales totales: evolución anual.

7.1.2. Variación anual de los transportes totales de humedad.

7.1.2.1. Transportes zonales totales de humedad:

7.1.2.1.1. Variación espacio-temporal.

7.1.2.1.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.1.2.2. Transportes meridionales totales de humedad.

7.1.2.2.1. Variación espacio-temporal.

7.1.2.2.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.2. TRANSPORTE DE VAPOR DE AGUA DEBIDOS A LAS CELDAS DE CIRCULACIÓN MERIDIONAL Y AL FLUJO ZONAL MEDIO.

7.2.1. Contribución de los flujos zonales y flujos meridionales debidos al flujo zonal medio y a las celdas de circulación meridional, respectivamente: evolución anual.

7.2.2. Variación anual del transporte de humedad debido a la contribución de las celdas de circulación meridional y al flujo zonal medio.

7.2.2.1. Transporte zonal de humedad, debido al flujo zonal medio

7.2.2.1.1. Variación espacio-temporal.

7.2.2.1.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.2.2.2. Transporte meridional de humedad, debido a las celdas de circulación meridional.

7.2.2.2.1. Variación espacio-temporal.

7.2.2.2.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.3. TRANSPORTE DE VAPOR DE AGUA DEBIDO A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES.

7.3.1. Contribución de los flujos zonales y flujos meridionales debidos a las perturbaciones transientes: evolución anual .

7.3.2. Variación anual de los transportes de humedad debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.1. Transportes zonales de humedad, debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.1.1. Variación espacio-temporal.

7.3.2.1.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.3.2.2. Transportes meridionales de humedad, debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.2.1. Variación espacio-temporal.

7.3.2.2.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.4. EVOLUCIÓN ANUAL DE LOS FLUJOS DE HUMEDAD PARA CADA ESTACIÓN DE LA RED AEROLÓGICA ARGENTINA: REPRESENTACIÓN VECTORIAL

7.5. FIGURAS 7.1 a 7.26.

CAPÍTULO 8: COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS DIFERENTES MODOS DE TRANSPORTES DE HUMEDAD OBTENIDOS DESDE RADIOSONDEOS DE LA RED AEROLÓGICA CONTINENTAL Y LOS CORRESPONDIENTES A LOS DE RE-ANÁLISIS (NCAR-NCEP), Período 1971-1984 ..... **38**

8.1. INTRODUCCIÓN

8.1.1. Para los transportes meridionales totales, los debidos a la circulación media y a las perturbaciones transientes.

8.1.2. Para los transportes zonales totales, los debidos a la circulación media y a las perturbaciones transientes.

8.2. Figuras 8.1 a 8.18

CAPITULO 9: RESUMEN Y CONCLUSIONES ***45***

REFERENCIA Y BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA ***70***

ANEXOS ***76***

CAPITULO 6: VAPOR DE AGUA: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL SOBRE ARGENTINA.

6.1. VARIACION ANUAL DEL VAPOR DE AGUA SOBRE ARGENTINA

6.1.1. Variación anual de la humedad específica.

6.1.2. Variación latitudinal–estacional de la humedad específica.

6.2. AGUA PRECIPITABLE ó VAPOR DISPONIBLE.

6.2.1. Variacion anual del agua precipitable sobre argentina.

6.2.2. Variación espacio-temporal del agua precipitable

6.2.3. Variabilidad espacial del agua precipitable

6.3. ESTRUCTURA DE LAS CORRELACIONES ESPACIALES DE LA HUMEDAD ESPECÍFICA, EN EL NIVEL DE 850 hPa.

6.3.1. Características de las autocorrelaciones espacio-estacionales de humedad específica, en el nivel de 850 hpa.

6.3.2. Estructuras de correlaciones espaciales cruzadas entre la humedad especifica y las componentes zonal y meridional del viento, en el nivel de 850 hpa.

6.4. FIGURAS 6.1 a 6.26

CAPITULO 6

VAPOR DE AGUA: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL SOBRE ARGENTINA

En este capítulo se estudian las condiciones medias, la variabilidad del contenido de vapor de agua atmosférico y su distribución en áreas argentinas. Se analiza el comportamiento espacio-temporal de los valores medios y la desviación estándar de la humedad específica obtenidos desde la información aerológica argentina disponible durante el período 1958-82. Asimismo se analiza la distribución espacial-temporal del agua precipitable y de la desviación estándar de la misma, como una evaluación de su variabilidad.

6.1. VARIACION ANUAL DEL VAPOR DE AGUA SOBRE ARGENTINA

6.1.1. VARIACIÓN ANUAL DE LA HUMEDAD ESPECÍFICA

El análisis de la variación anual de los cortes verticales de humedad específica (Figuras 6.1.a) a 6.3.a)) indica mayor concentración de vapor de agua en capas cercanas a la superficie, durante el verano y en las estaciones de bajas latitudes: Máximos valores medios de humedad específica de alrededor de 13 g/kg en Resistencia, 10 g/kg en Ezeiza y Salta, entre 8 g/kg y 9 g/kg en Mendoza y Córdoba, 6 g/kg en Santa Rosa, menores de 4 g/kg en Comandante Espora, Neuquén, Comodoro Rivadavia y Río Gallegos se presentan entre 1000 hPa y 900 hPa, durante el verano. Las mínimas concentraciones se presentan durante el invierno (valores entre 3 g/kg y 5 g/kg) en los niveles referidos y en las estaciones ubicadas en mayores latitudes relativas.

Alrededor de los 500 hPa, los valores de humedad específica se mantienen cercanos a 1 g/kg, todo el año. La variación anual de los cortes verticales de la desviación estandar de humedad específica se muestra en las figuras 6.1.b) a 6.3.b). En ellas sobresale la ocurrencia de valores máximos alrededor del nivel

6.2.2. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL AGUA PRECIPITABLE

Esta distribución espacial característica, en el transcurso de los diferentes meses del año, puede apreciarse en la Figura 6.7. Del análisis de los campos espaciales mensuales de agua precipitable, se puede apreciar la orientación meridional de las isolíneas durante el invierno, primavera y otoño, en la zona subtropical y central de Argentina; mientras que, durante el verano, la variación es latitudinal en la región referida. Se destacan durante todo el año, valores máximos entre 40mm y 24mm, centrados en la región noreste de Argentina, sobre Resistencia, y valores mínimos (alrededor de 10mm) en la región sudoeste. Las diferentes características de la variación espacial que muestran estos campos durante los meses del verano y del invierno es, sin duda, el aspecto más sobresaliente de estos campos: El agua precipitable decrece hacia el oeste en invierno y principios de primavera (gradiente longitudinal máximo en octubre); mientras que, a partir de noviembre y durante los meses de verano, el decrecimiento es latitudinal, es decir, hacia el sur.

6.2.3. VARIABILIDAD ESPACIAL DEL AGUA PRECIPITABLE

La figura 6.8 muestra los campos de desviación estándar del agua precipitable. La máxima variabilidad del agua precipitable se presenta sobre el sector NE de Argentina, sobre Resistencia durante enero, febrero y marzo. Valores mínimos ocurren al SO en agosto y setiembre. Estos resultados resultan coherentes con las circulaciones que aportan vapor de agua sobre la región: En la región nor-oriental se centra la máxima variabilidad dado que recibe el aporte continuo del océano Atlántico y desde el Amazonas. El mínimo de variabilidad se observa sobre la parte occidental a lo largo de la cordillera andina. Sobre esa región, los procesos

generalmente inhiben la precipitación y en consecuencia se mantiene constante el contenido de humedad en la troposfera.

6.3. ESTRUCTURA DE LAS CORRELACIONES ESPACIALES DE LA HUMEDAD ESPECÍFICA, EN EL NIVEL DE 850 hPa.

El conocimiento de la estructura estadística regional de las diferentes variables atmosféricas, en particular de la humedad y del viento, aporta al mejoramiento del diagnóstico y la previsión del tiempo meteorológicos.

El análisis de las estructuras de correlaciones de humedad específica contribuye al conocimiento de la variación relativa del vapor de agua entre dos puntos y de la distribución espacial del mismo.

Dado que la máxima variabilidad de la humedad específica es marcada alrededor de 850 hPa (como se mencionó en el punto 6.1.1.), se seleccionó ese nivel para calcular las estructuras estacionales de las autocorrelaciones de la variable mencionada.

Las estructuras de las autocorrelaciones espaciales de la humedad específica, centradas en distintas estaciones referentes sobre Argentina, se muestran en las Figuras señaladas desde 6.9 a 6.17, indicando el período estacional considerado en cada situación referida.

6.3.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS AUTOCORRELACIONES ESPACIO-ESTACIONALES DE HUMEDAD ESPECÍFICA, EN EL NIVEL DE 850 hPa.

Desde la observación de las estructuras referidas, se aprecian diferentes características en las mismas. En consecuencia, la disponibilidad de vapor de agua en el área mencionada no muestra campos homogéneos: la

producción y redistribución del vapor responde a circulaciones regionales diferentes en las distintas zonas.

Durante la estación estival, con excepción de las estructuras referidas en Ezeiza (Figura 6.15) y Santa Rosa (Figura 6.16) (estaciones ubicadas en la región central este), todas las estructuras resultaron dipolares, con centros de correlaciones de igual signo sobre Resistencia y Neuquén, y con ejes de máxima correlación de signo opuesto en la dirección NO – SE. Estos campos sugieren que la distribución de humedad sobre Argentina, durante el verano, responde a procesos regulados por el desplazamiento del anticiclón del Atlántico sur, el establecimiento del centro de baja presión de NO argentino (Lichtenstein, 1981) y de la zona de ciclogénesis centrada sobre el golfo de San Matías, cuya ocurrencia con máxima frecuencia durante el verano es referida por Gan y Rao (1991) y Sinclair (1995). En todas las estructuras correspondientes al verano se observa que las correlaciones alrededor del polo centrado sobre Resistencia se invierten meridionalmente alrededor de los 62°O. El polo asociado, centrado sobre Neuquén se extiende entre las latitudes de 36°S y 42°S, y hacia el este, hasta el golfo de San Matías. Gan y Rao (1991), estudiando las regiones ciclogenéticas sobre el sur de Sudamérica, encontraron dos regiones de máxima frecuencia de situaciones con ciclogénesis: una centrada sobre Uruguay y la otra en 42°S y 62°O sobre el Golfo de San Matías.

Aunque, durante las estaciones de transición y en invierno, los campos referidos a Salta (Figura 6.9), Resistencia (Figura 6.10), Comandante Espora (Figura 6.11), Neuquén (Figura 6.12) y Comodoro Rivadavia (Figura 6.13) muestran que las correlaciones decaen rápidamente con las distancias, resaltan algunos rasgos estacionales característicos que merecen mencionarse en cada caso: Considerando los campos referidos

en Salta (Figura 6.9), se observa que las correlaciones decaen más rápido en invierno y primavera, que durante el otoño. Esta característica está presente también en los campos de correlaciones referidos en Resistencia, Neuquén y Comodoro Rivadavia: en el primer caso (Figura 6.10), las correlaciones decaen hacia el sur e invierten su signo al sur del golfo de San Matías; mientras que las estructuras de las correlaciones centradas en Neuquén (Figura 6.11) y Comodoro Rivadavia (Figura 6.12) muestran el decaimiento hacia el norte e invierten su signo sobre el NE de Argentina sólo durante la estación invernal y la primavera. Coincidiendo con esta característica, durante el otoño, se observa que los transportes meridionales de humedad desde el norte llegan hasta la región patagónica en marzo (según se analiza en el próximo capítulo).

Al estudiar el comportamiento de las estructuras de correlaciones de humedad centradas en Comandante Espora (Figura 6.13), los ejes de máxima correlación están orientados hacia Mendoza (ONO) durante las estaciones de transición: Durante la primavera, la correlación entre el contenido de humedad en Comandante Espora y Mendoza es de 50% (mayor que la correspondiente en otoño), mientras que entre Comandante Espora y Ezeiza la correlación decae al 30%, en ambas estaciones de transición. Esta característica presente en primavera podría estar asociada con el aporte de humedad hacia la Cordillera, desde el este, efectuado por las perturbaciones transientes. Durante el invierno la orientación del eje de máxima correlación está orientado hacia el noroeste (Salta).

Durante las cuatro estaciones, las correlaciones centradas en Córdoba (Figura 6.14) y Santa Rosa (Figura 6.16) presentan formas de elipses completas, mostrando la característica anisótropa de las estructuras. Durante el invierno, los campos de correlaciones de humedad en Santa Rosa, presentan los ejes de máxima correlación en la dirección meridional

(rápida disminución de la correlación espacial con la longitud), indicando que la humedad de la zona central y de la zona subtropical están relacionadas durante ese período. Como fue mostrado en el punto 4.6.1. del capítulo 4, los ejes de máxima correlación correspondientes a las estructuras de la componente zonal y la componente meridional del viento durante la estación invernal (Figuras 4.32 y Figura 4.41), están desfasados 90°. La orientación del eje de máxima correlación de q es coincidente con la correspondiente al campo de autocorrelaciones de la componente meridional del viento. Esto sugiere que la circulación meridional es principalmente la responsable de la distribución de la humedad atmosférica alrededor de Santa Rosa, durante el invierno.

Durante el verano, el eje de máxima correlación de q está orientado zonalmente, al igual que el correspondiente a la estructura de correlación de la componente zonal del viento. Esto indicaría que la circulación zonal sería principalmente la responsable de la distribución de humedad alrededor de Santa Rosa durante el verano, marcando una distribución de humedad alrededor de Santa Rosa, en la dirección Ezeiza – Mendoza y una rápida disminución de la correlación espacial hacia la región subtropical al norte de Santa Rosa (llega a invertirse el signo de la correlación sobre Resistencia). Durante el otoño y la primavera, los ejes de máxima correlación espacial muestran orientación noroeste –sudeste, señalando máxima relación de la humedad de la zona central con la correspondiente sobre Mendoza, hacia el oeste y con la de Comandante Espora, al este.

Similares estructuras de correlaciones son observadas durante las estaciones de transición y el invierno cuando la estación referente es Córdoba (Figura 6.14). Las máximas correlaciones de humedad en Córdoba, con la zona subtropical-oeste se presenta en otoño (r = 70% con Salta, en otoño).

La orientación del eje de máxima correlación para las estructuras centradas en Ezeiza (Figura 6.16) es en la dirección noroeste–sudeste, en invierno, y noreste–sudoeste, en verano. La distribución del contenido de humedad sobre Ezeiza presenta características locales definidas en la estación estival (las correlaciones decaen rápidamente con la distancia); mientras que durante el otoño y la primavera, los campos de correlaciones son similares al correspondiente del invierno y decaen lentamente atenuados con la distancia, hacia el centro de la región subtropical.

Cada una de las estructuras estacionales de correlaciones espaciales de humedad centradas en Mendoza (Figura 6.17) muestran características peculiares: durante el verano son dipolares y decaen rápidamente hacia el sur (se invierten las correlaciones sobre Neuquén). Esto indicaría el pasaje de ondas cortas cruzando la Cordillera, durante ese período. Los ejes de máxima correlación están orientados hacia Comandante Espora tanto en otoño como en primavera; pero durante el otoño, la humedad sobre Mendoza se muestra más relacionada a la correspondiente de la zona subtropical-este que durante la primavera, cuando las correlaciones decaen rápidamente al 40% sobre esa región. Durante el invierno, el eje de máxima correlación está orientado zonalmente, hacia Ezeiza, (estación ubicada al este de Mendoza prácticamente sobre la misma latitud) y las correlaciones disminuyen con la distancia más rápidamente que durante las estaciones de transición.

6.3.2. ESTRUCTURAS DE CORRELACIONES ESPACIALES CRUZADAS ENTRE LA HUMEDAD ESPECIFICA Y LAS COMPONENTES ZONAL Y MERIDIONAL DEL VIENTO, EN EL NIVEL DE 850 hPa.

Es importante resaltar que en este análisis, las áreas de correlaciones estadísticamente significantes son pequeñas. Las áreas de correlación útil di-

gamos en las que al menos el 50% de varianza es sumada para un coeficiente umbral de digamos 70%, es aún más restringida.

Tampoco se analizó la estabilidad de los coeficientes con el tiempo; los cambios pueden reflejar diferentes respuestas a las fluctuaciones climáticas o errores debidos a inhomogeneidades en los registros.

A pesar de las objeciones mencionadas, el análisis cualitativo de las estructuras de las correlaciones cruzadas de la humedad específica con las componentes del viento, brindan importante información sobre circulaciones regionales determinadas que favorecen el incremento o la disminución del contenido de humedad en una región.

Se analizan a continuación las estructuras referidas:

En las Figuras 6.18 a 6.26 se muestran las estructuras estacionales de las correlaciones cruzadas entre la humedad específica y las componentes del viento, respectivas (los campos correspondientes a cada época del año están indicados en cada figura con verano, otoño, invierno y primavera, respectivamente).

Las referencias r(qv) ó r(qu) con el nombre de la estación pivote en cada gráfico debe entenderse que se relaciona la humedad específica en la estación referida con la circulación indicada como u ó v, en la estación mencionada y en el resto de las estaciones de la red. Las isolíneas de correlación igual a cero marcadas en color verde indican el cambio ó la inversión de la circulación dominante.

Considerando un aumento de la humedad específica en la estación referente, correlaciones negativas indican circulación meridional del Norte y circulación zonal del Este; y correlaciones positivas señalan circulación meridional del Sur y circulación zonal del Oeste, sobre cada uno de los casos analizados.

Se analiza a continuación, que circulaciones regionales favorecen el aumento de humedad en la zona oeste de Argentina, sobre la Cordillera de los Andes entre 24°S y 40°S durante las diferentes estaciones del año (Figura 6.18, Figura 6.19 y Figura 6.20): En el verano, la distribución de humedad sobre la zona cordillerana subtropical y central está regulada por la circulación de la baja presión que se establece en el NO argentino. Sobre Salta (Fig. 6.18 a), el aumento del contenido de vapor de agua está relacionada con circulaciones de SE en el sur y del NO en el norte. Las circulaciones del SE en el litoral, del NE en la región central y sur (circulación anticiclónica desde el océano Atlántico) y del NO sobre Mendoza, son las que favorecen el aumento de humedad sobre Neuquén (Fig. 6.19 a). Particularmente, las últimas mencionadas están relacionadas con el pasaje de ondas cortas evidenciadas mediante el rápido decrecimiento hacia el este, de la estructura de autocorrelaciones de la componente zonal de la circulación centradas en Mendoza, mostrado en la Figura 4. . Sobre Mendoza, la circulación del NE en la región central, y los vientos del NO, canalizados por las Sierras Pampeanas en la zona subtropical y establecidos en la región patagónica por las ondas de los Oestes (Fig.6.20 a), son los responsables del aumento del contenido de humedad. Durante el otoño, las circulaciones del NE sobre toda la región subtropical y central de Argentina hasta 40°S, favorecen el aumento de humedad sobre la región cordillerana (Fig. 6.18 b, Fig.6.19b, y Fig.6.20b); un efecto similar producen los SE de la zona central-noroeste sobre la humedad en Salta y Mendoza.

Las estructuras de correlaciones durante la primavera (Fig. 6.18 d, Fig.6.19 d, y Fig.6.20 d) muestran que el dominio de los vientos del NE está restringido sobre la parte oriental de las regiones subtropical y central y junto con la circulación del NO sobre la zona cordillerana, influencian positi-

vamente en el contenido de humedad de la región oeste de Argentina. Las circulaciones regionales que dominan favoreciendo el incremento de humedad en Salta, durante la primavera, corresponden a la presencia de una onda frontal sobre el norte del litoral argentino. Así lo muestran los campos de correlaciones que centran la humedad en Salta (Figura 6.18.d)

Durante el invierno, las circulaciones regionales que favorecen el incremento de humedad sobre Mendoza y Salta (Fig. 6.20 c y 6.18 c) indican el pasaje de ondas del oeste en la zona subtropical y vientos del SE y NE en la región central y sur de Argentina.

La llegada de las ondas de los oestes sobre la zona subtropical, las sudestadas sobre el Río de la Plata y circulaciones del NE sobre la Patagonia señalan incremento del contenido de humedad sobre Neuquén durante la estación invernal, como lo demuestran las estructuras de correlaciones que relacionan la humedad en Neuquén con la circulación regional (Fig.6.19 c).

La relación entre la distribución meridional de humedad sobre la zona central de Argentina y las circulaciones regionales dominantes, se estudia a partir del análisis de las estructuras de correlaciones centradas en Santa Rosa, Comandante Espora y Córdoba, (Fig. 6.21, Fig.6.22, y Fig.6.23, respectivamente).

Durante el verano y el otoño, la confluencia de los vientos del NE, dominando toda la zona subtropical y el centro de la región central y el pasaje de ondas desde el oeste, con vientos del SO y NO soplando cercanos a la Cordillera y en la región patagónica, determinan el aumento de humedad sobre Santa Rosa y Comandante Espora (Figuras 6.21 a y b; Fig 6.22 a y b).

Las estructuras de correlaciones para el invierno y la primavera son diferentes a las anteriores: Durante la estación invernal, es evidente la influen-

cia de la circulación de ondas del oestes sobre el incremento de humedad en Comandante Espora (Fig. 6.22 c). Similar comportamiento presenta la circulación regional ocasionando un incremento de la humedad en Santa Rosa (Fig. 6.21c). Sin embargo, también es importante resaltar, la presencia de sudestadas sobre el Río de la Plata favoreciendo la producción del efecto antes mencionado. Durante la primavera, la circulación del sector Este domina el litoral y la pampa argentina (Fig. 6.21d). Los vientos del NE y del SE junto a los NO, cuya presencia afecta el oeste de Argentina, principalmente en la región subtropical, incrementan la humedad en Santa Rosa (Figura 6.21d). Al analizar las estructuras de correlación centradas en Comandante Espora, durante la primavera (Fig 6.22d), se observa que el incremento de humedad sobre la mencionada estación está asociado con una marcada circulación del NO sobre el centro de Argentina y vientos del sector Este restringidos al este de la Mesopotamia y de la provincia de Buenos Aires (se incluyen, aquí, los sudestes afectando el Río de la Plata).

El aumento de humedad sobre Córdoba durante el invierno está asociado a la presencia de una onda frontal sobre el centro de la región subtropical argentina, produciendo circulaciones del NE y SE sobre la región central y del SO y NO en la zona subtropical (Fig. 6.23 c). El resto de las estructuras de correlaciones centradas en Córdoba muestran que el incremento del contenido de vapor está fuertemente influenciado por la posición latitudinal que adopta el anticiclón del Atlántico sur ocasionando vientos del NE en la región litoral y chaco-pampeana durante el verano y el otoño (Fig. 6.23 a y Fig. 6.23 b, respectivamente); durante la primavera, los vientos mencionados dominan al sur del litoral y en la pampa húmeda (Fig 6.23 d). Los campos insinúan, además la presencia de circulación frontogenética alrededor del Golfo de San Matías, en las costas nor-patagónicas.

Durante el verano y las estaciones de transición, las estructuras de correlaciones referidas centradas en Resistencia (Fig 6.24 a, Fig.6.24 b y Fig.6.24d), son semejantes. Ellas muestran que un aumento (disminución) de humedad sobre Resistencia está relacionado con circulaciones ciclónicas (anticiclónicas) en la zona subtropical, con vientos del NO (SE) sobre el noreste argentino y SE (NO) en la región central; mientras que en la zona patagónica dominan los vientos del SO y NO que indican el pasaje de ondas del oeste. La Figura 6.24 d, muestra las estructuras correspondientes a la primavera; en ella se observa la presencia de dos áreas ciclogenéticas que beneficiarían el incremento de humedad sobre Resistencia: una centrada en el litoral (vientos del NO en la zona subtropical –este y SE en la zona central) y otra centrada en alrededor de 42°S, 62°O (con vientos del sector Oeste en la zona nor-patagónica y SE sobre Comodoro Rivadavia.

Las estructuras de correlación referidas en Ezeiza muestran un diseño similar durante la primavera (Fig. 6.25 d). La inversión de la circulación del NO al NE sobre Ezeiza indica la zona donde se posiciona la rama cálida de la onda frontal que aporta humedad sobre Ezeiza. Una zona con características similares, pero ubicada más hacia el norte, se muestra en las estructuras correspondientes al invierno; no se observa la presencia de la zona de ciclogénesis ubicada alrededor del Golfo de San Matías y la típica circulación de ondas del oeste se muestra sobre la Patagonia (Fig 6.25 c). Durante el verano, la circulación ciclónica de la baja del noroeste argentino y la correspondiente del anticiclón del Atlántico favorecen el incremento del vapor disponible sobre Ezeiza (Fig 6.25 a). Durante el otoño los vientos NE desde el anticiclón del Atlántico interceptan las ondas de los oestes provocando un aumento de la humedad sobre Ezeiza (Fig.6.25 b).

El incremento de la humedad sobre Comodoro Rivadavia, está relacionado con la circulación de centros anticiclónicos centrados en posiciones relati-

vas diferentes, según la época del año: vientos del SE soplando en la región este de la zona subtropical y la zona central, y vientos del NO dominando en la región cordillerana y la Patagonia, caracterizan establecimiento de circulación anticiclónica sobre Argentina, durante el otoño y el invierno (Fig.6.25 b y Fig. 6.25 c); circulaciones del NE sobre la Mesopotamia y todo el litoral marítimo señalan el desplazamiento del anticiclón del Atlántico hacia el sur, durante la primavera (Fig. 6.25 d); las estructuras respectivas al verano (Fig 6.25 a) indican circulaciones correspondientes al establecimiento de un centro anticiclónico frente al litoral patagónico aportando humedad desde el NE sobre Comodoro Rivadavia.

Resumen: Es evidente la conocida disminución del contenido medio de humedad al aumentar la latitud en las distintas épocas del año. Las mínimas concentraciones de vapor se presentan durante la estación invernal y los valores observados de las mismas son la mitad de los correspondientes al verano en todos los niveles de presión que se analizaron regionalmente.

Con referencia a la variación vertical de la desviación estándar de q, la máxima variabilidad se observa en la tropósfera baja (1000 hPa y 850 hPa) en todas las estaciones analizadas. Se muestran valores extremos entre Resistencia y Salta, en Ezeiza y en Cte. Espora-Neuquén, durante todo el año, y entre Córdoba y Ezeiza-Mendoza, durante el invierno.

Con relación a la evolución anual de los campos espaciales mensuales de agua precipitable, se puede apreciar la orientación meridional de las isolíneas durante el invierno, primavera y otoño, en la zona subtropical y central de Argentina; mientras que, durante el verano, la variación es latitudinal .Se destacan durante todo el año, valores máximos entre 40mm y 24mm, centrados en la región noreste de Argentina, sobre Resistencia, y valores mínimos (alrededor de 10mm) en la región sudoeste.

El agua precipitable decrece hacia el oeste en invierno y principios de primavera (gradiente longitudinal máximo en octubre); mientras que, a partir de noviembre y durante los meses de verano, el decrecimiento es latitudinal, es decir, hacia el sur.

Con relación a la variabilidad espacial del agua precipitable la máxima variabilidad del agua precipitable se presenta sobre el sector NE de Argentina, sobre Resistencia durante enero, febrero y marzo. Valores mínimos ocurren al SO en agosto y setiembre. Estos resultados resultan coherentes con las circulaciones que aportan vapor de agua sobre la región: En la región nor-oriental se centra la máxima variabilidad dado que recibe el aporte continuo del océano Atlántico y desde el Amazonas. El mínimo de variabilidad se observa sobre la parte occidental a lo largo de la cordillera andina. Sobre esa región, los procesos generalmente inhiben la precipitación y en consecuencia se mantiene poco variable el contenido troposférico de humedad.

El rasgo más sobresaliente de las estructuras de autocorrelaciones espaciales, es la característica dipolar de los campos para el verano con dos centros de correlaciones positivas centrados, uno sobre el noreste de la región subtropical y el otro sobre el sudoeste (Neuquén). Ello indica que la humedad sobre el sur de la zona central puede estar modulada por la entrada de humedad desde la zona subtropical y distribuida hacia el sur por la circulación del centro de baja presión del noroeste argentino que se establece durante la estación estival. El resto de las estructuras estacionales muestran la disminución de la humedad con la distancia a medida que nos alejamos de la estación referente.

Entre las estructuras estacionales de correlaciones cruzadas entre la humedad y la circulación sobresale la correspondiente a Resistencia . Ellas indican que la evolución de la humedad en Resistencia esta regulada por la circulación zonal del este (aumento) o del oeste (disminución)en la región central.

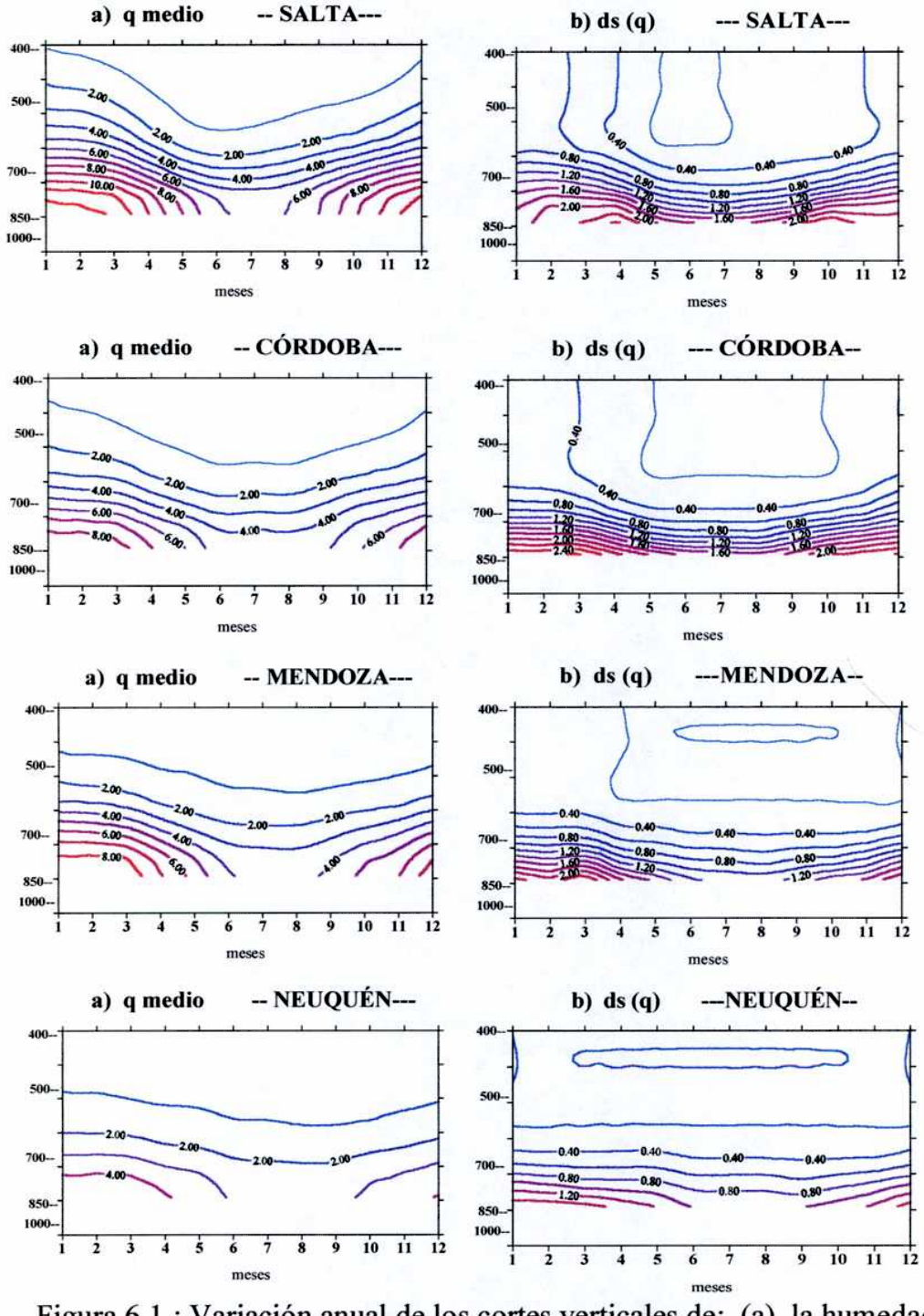


Figura 6.1.: Variación anual de los cortes verticales de: (a) la humedad específica media y (b) la desviación estándar de la humedad específica , para estaciones de la región oeste de Argentina..

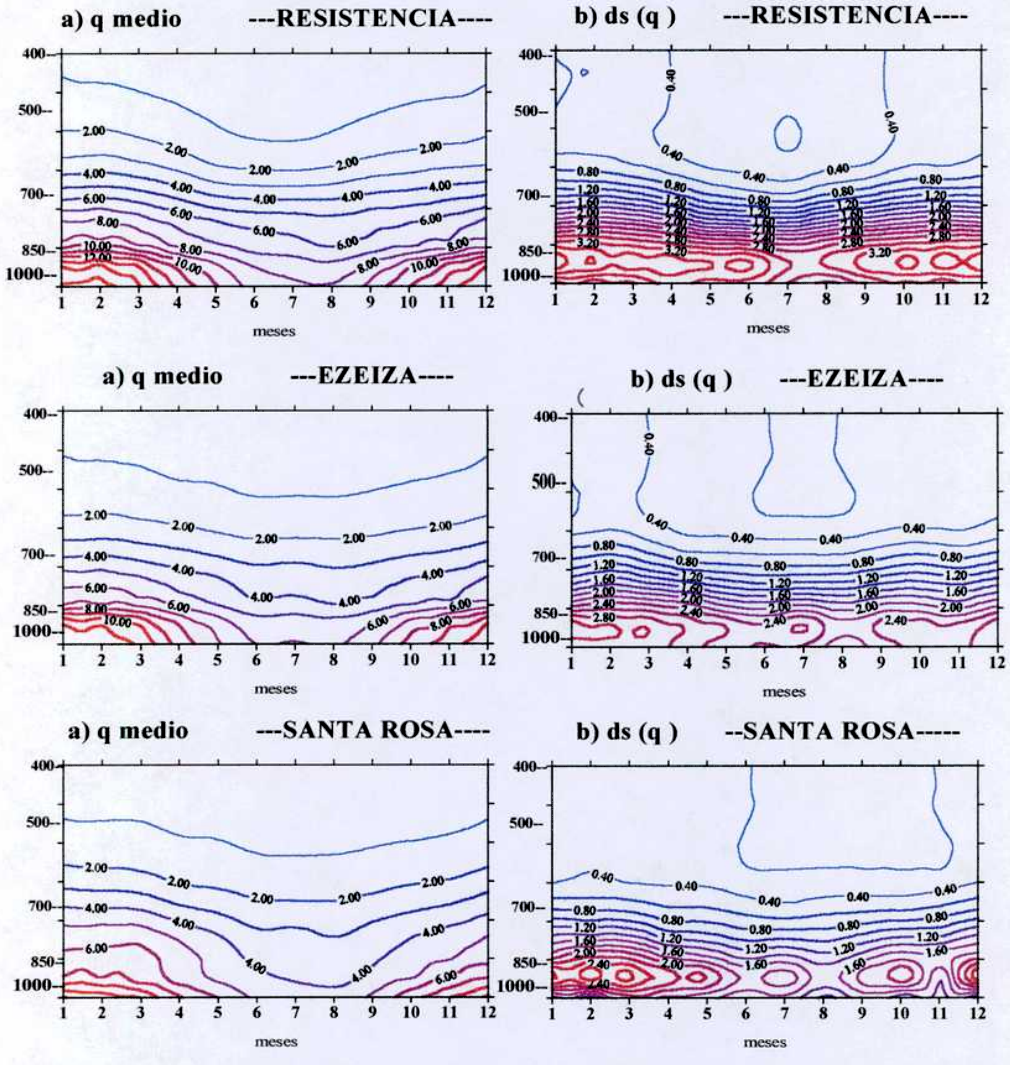


Figura 6.2.: Variación anual de los cortes verticales de : (a) humedad específica media y (b) la desviación estándar de la humedad específica, para estaciones de la región este y central de Argentina

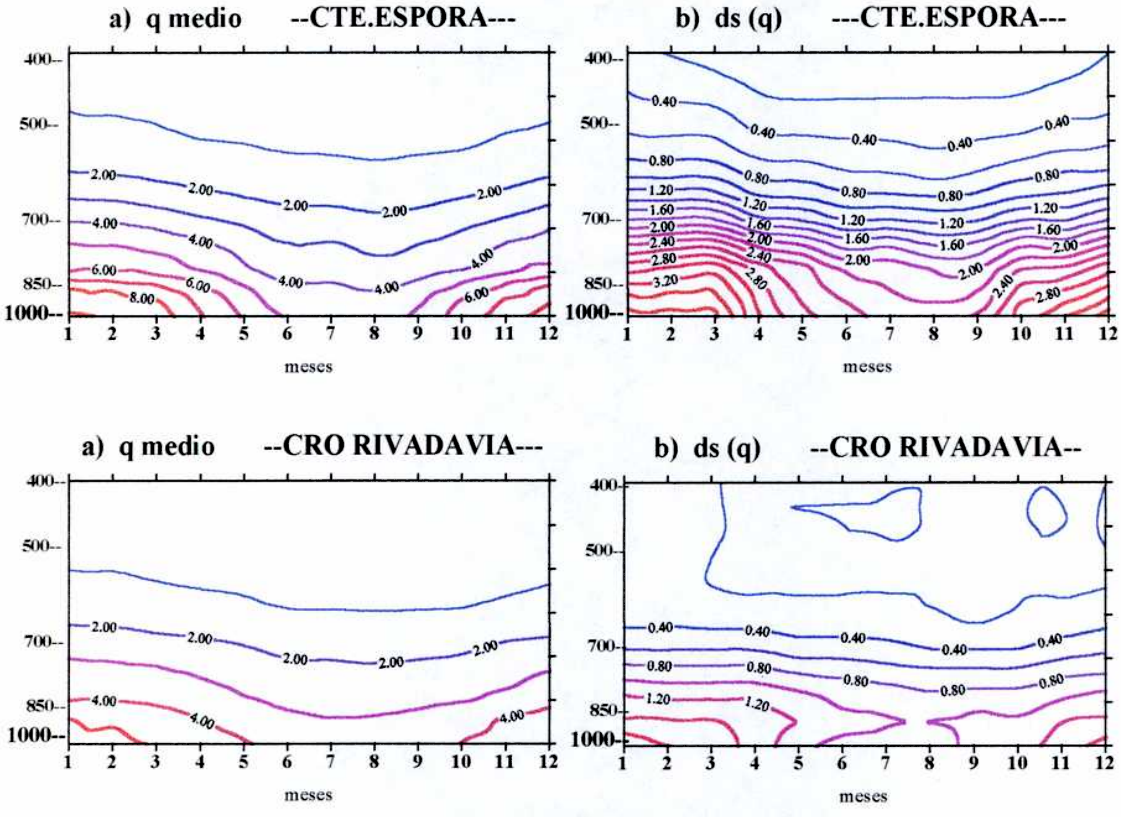


Figura 6.3: Idem figura 6.2 para las estaciones de la zona sur.

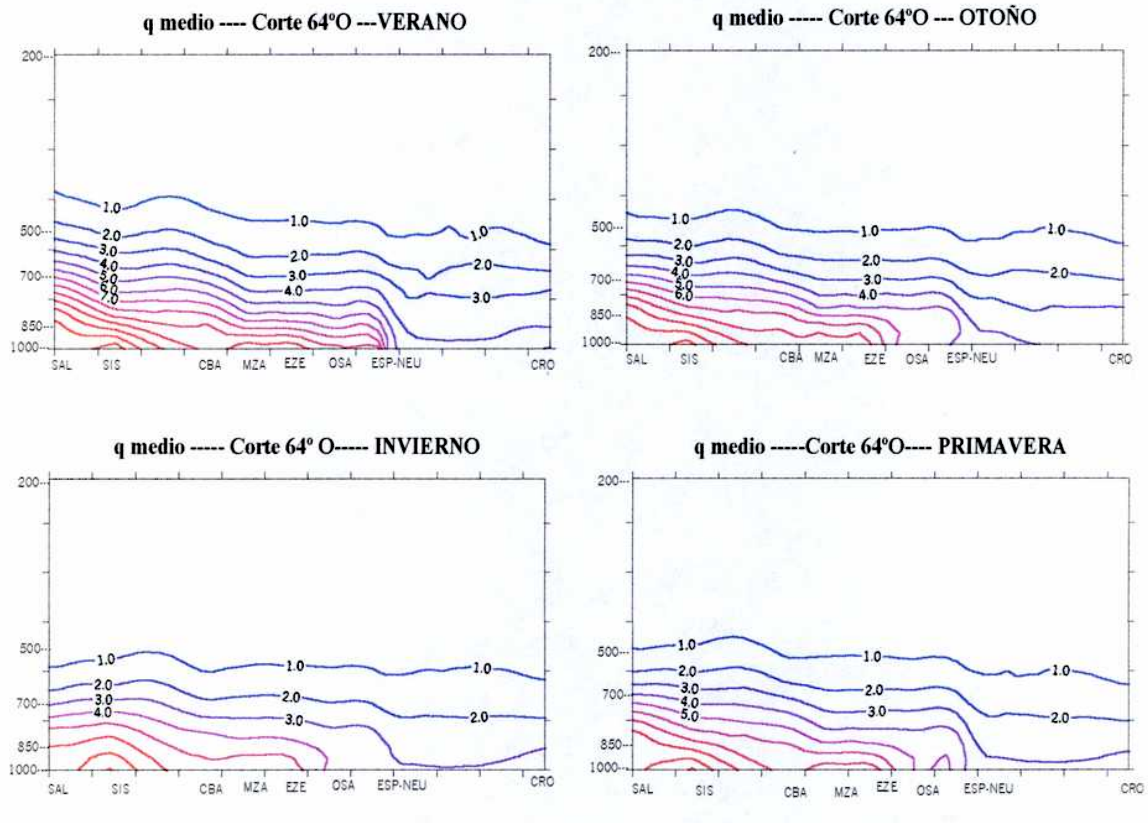


Figura 6.4: Corte meridional-estacional de la humedad específica media. (Meridiano 64ºO).

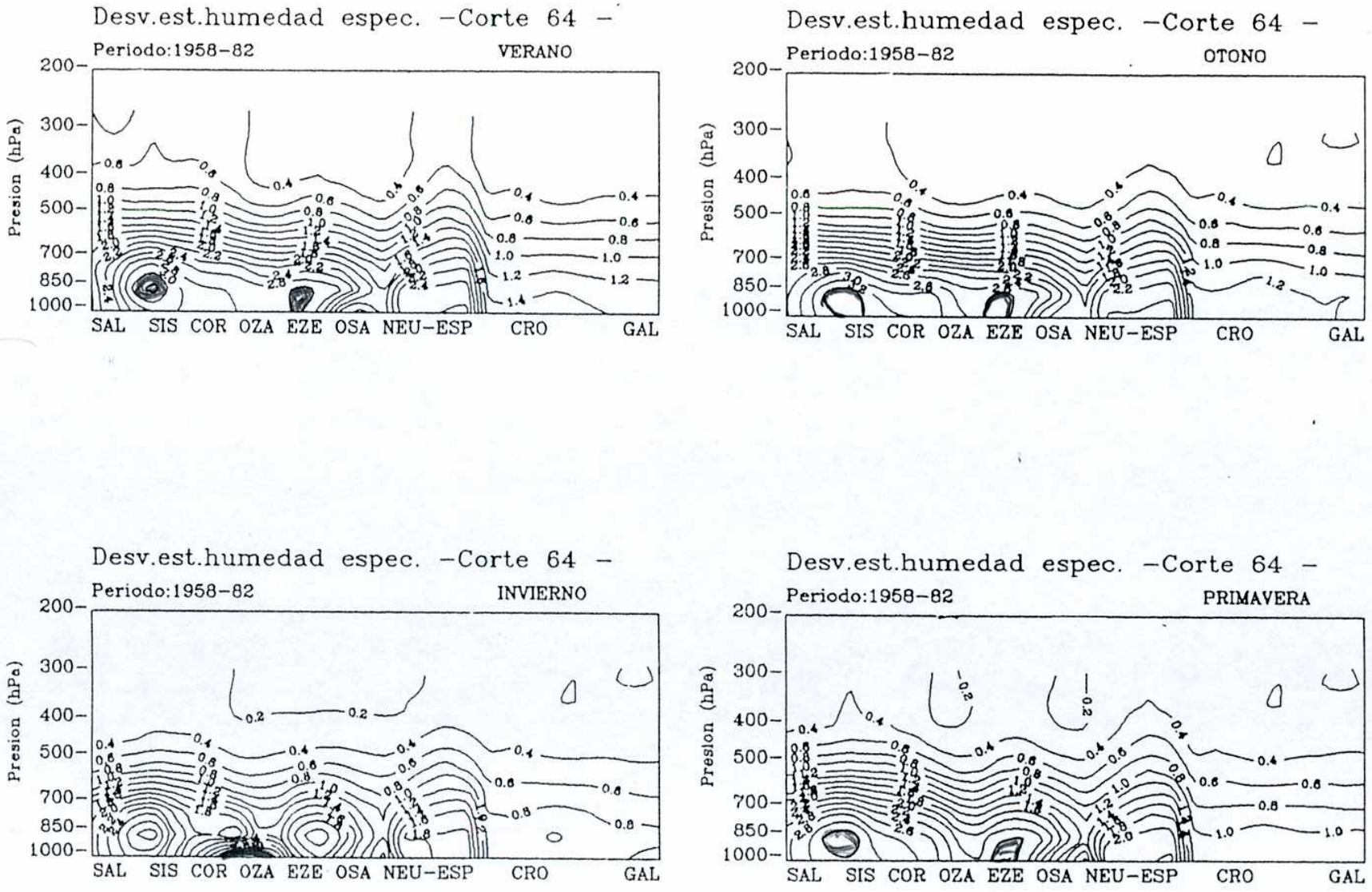


Figura 6.5: Variación latitudinal-estacional de la desviación estándar de la humedad específica. Corte 64° O.

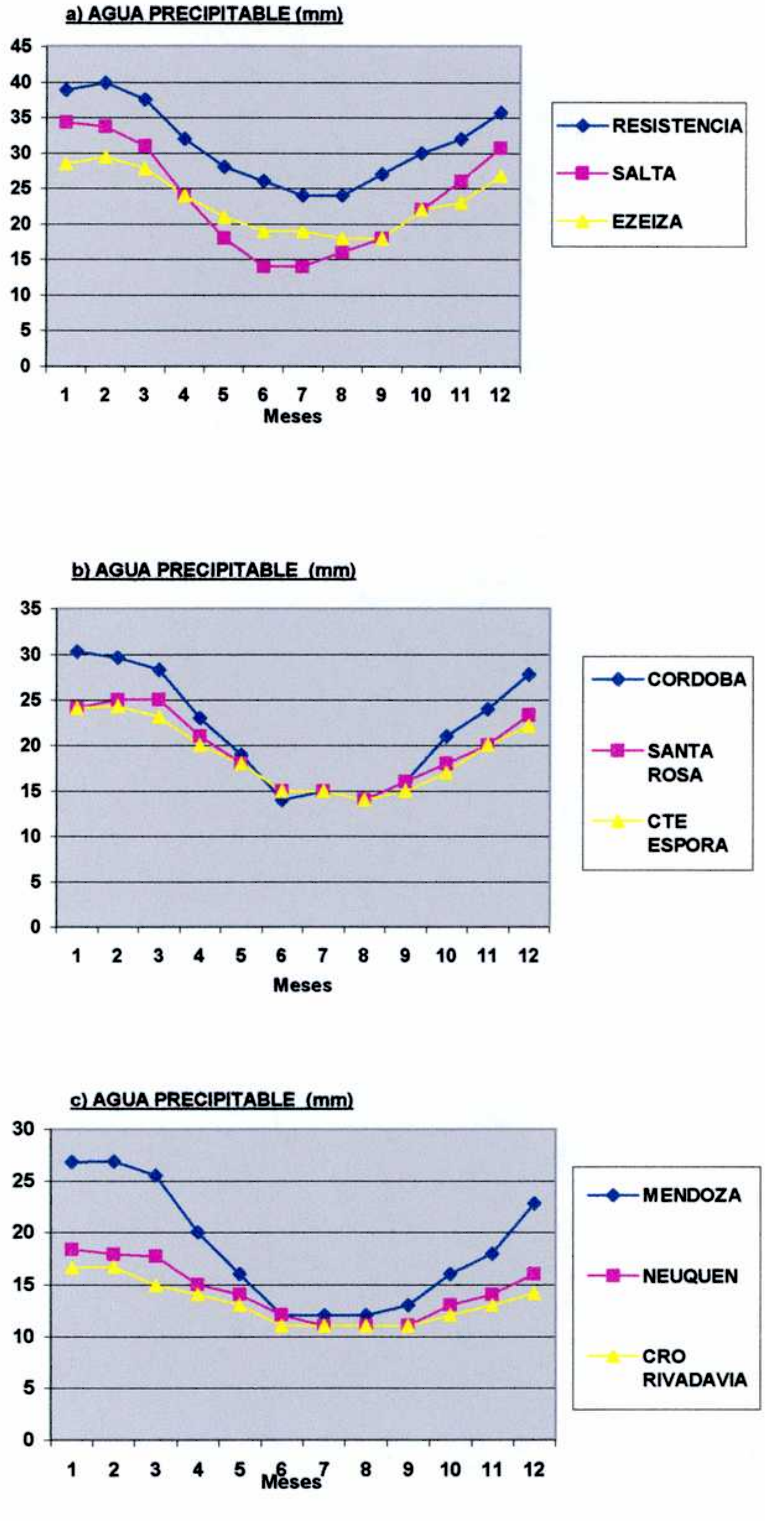


Figura 6.6: Variación anual del agua precipitable (mm) para diferentes estaciones aerológicas

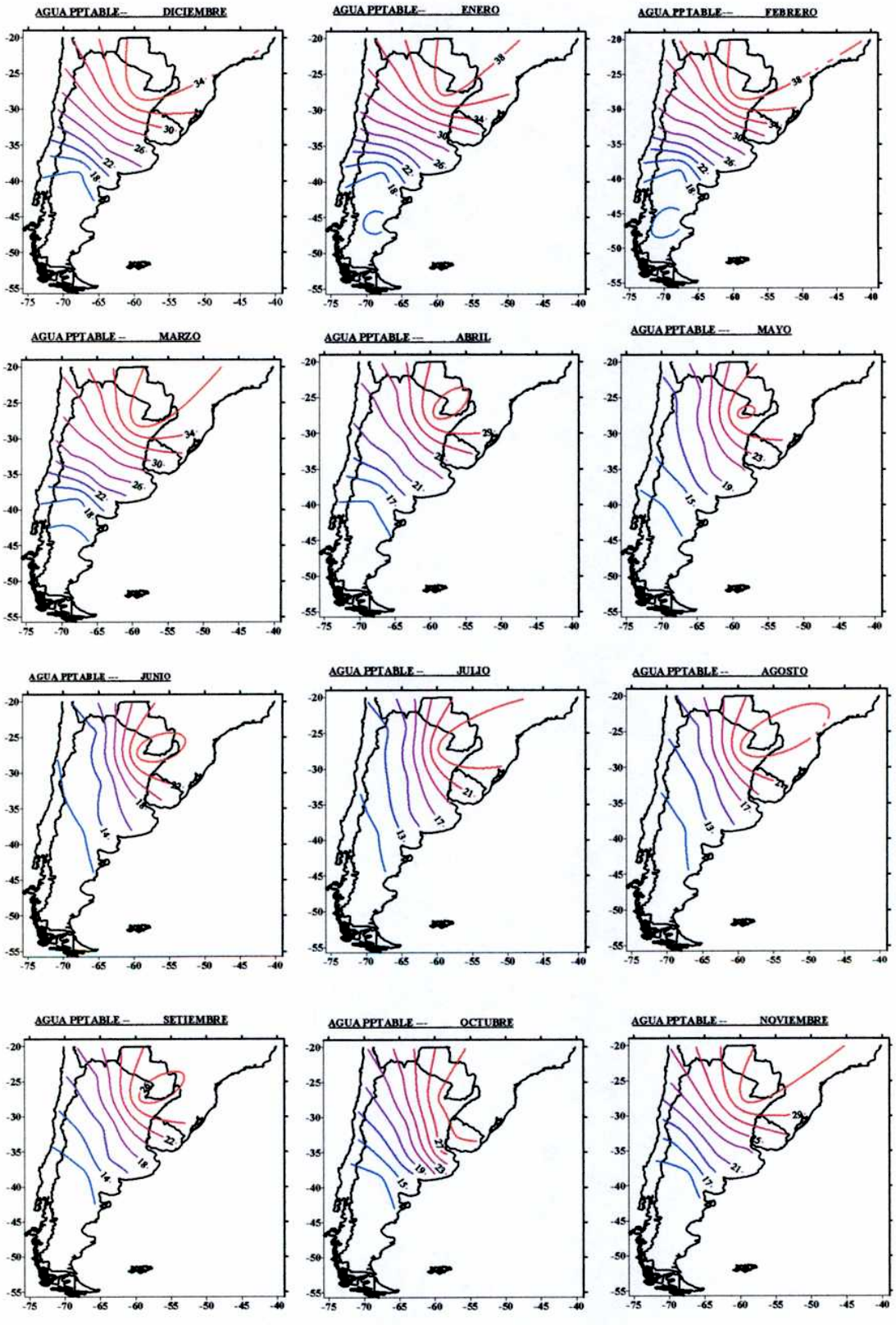


Figura 6.7: Variación espacio-anual del agua precipitable.

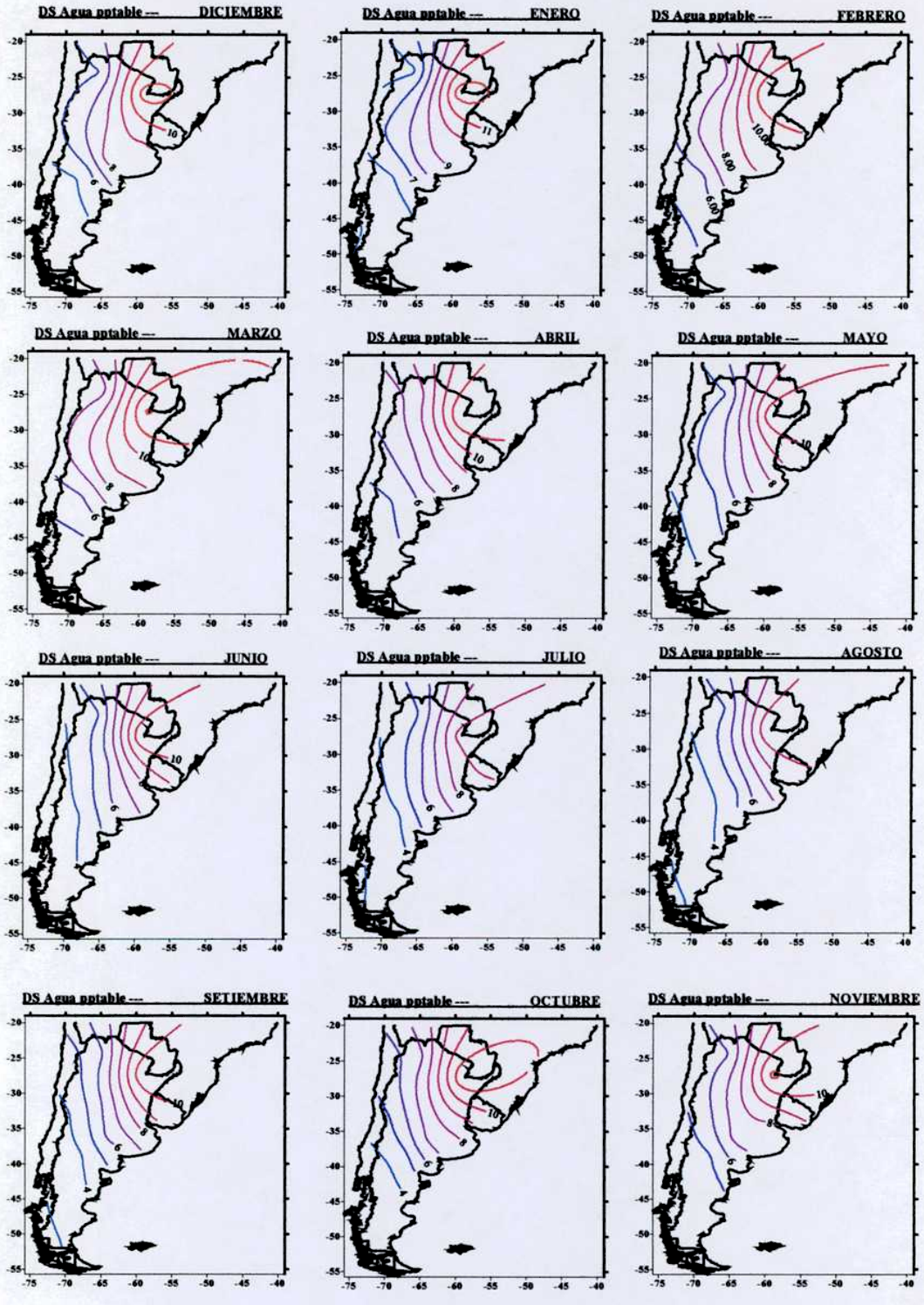


Figura 6.8: Variación espacio-anual de la desviación estándar del agua precipitable.

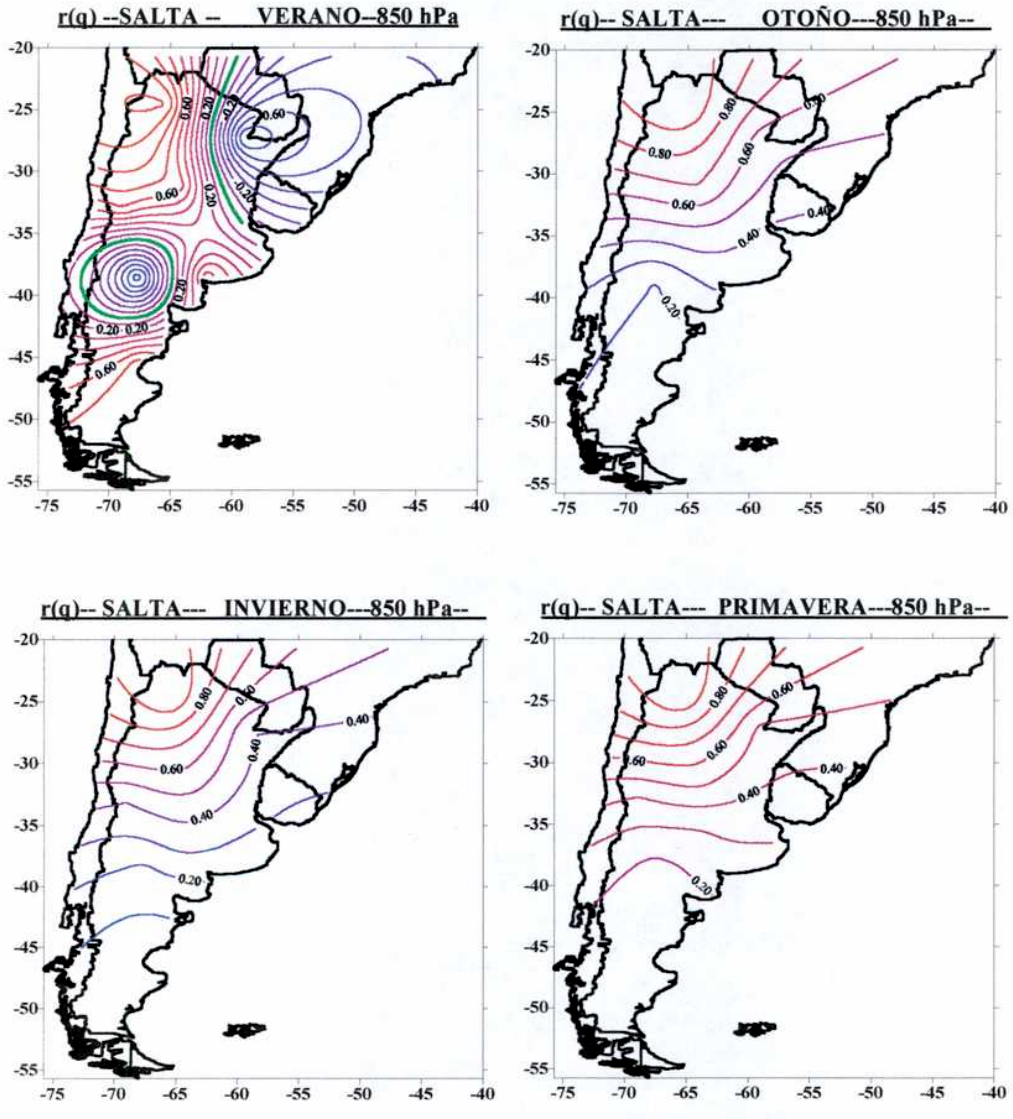


Figura 6.9: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Salta.

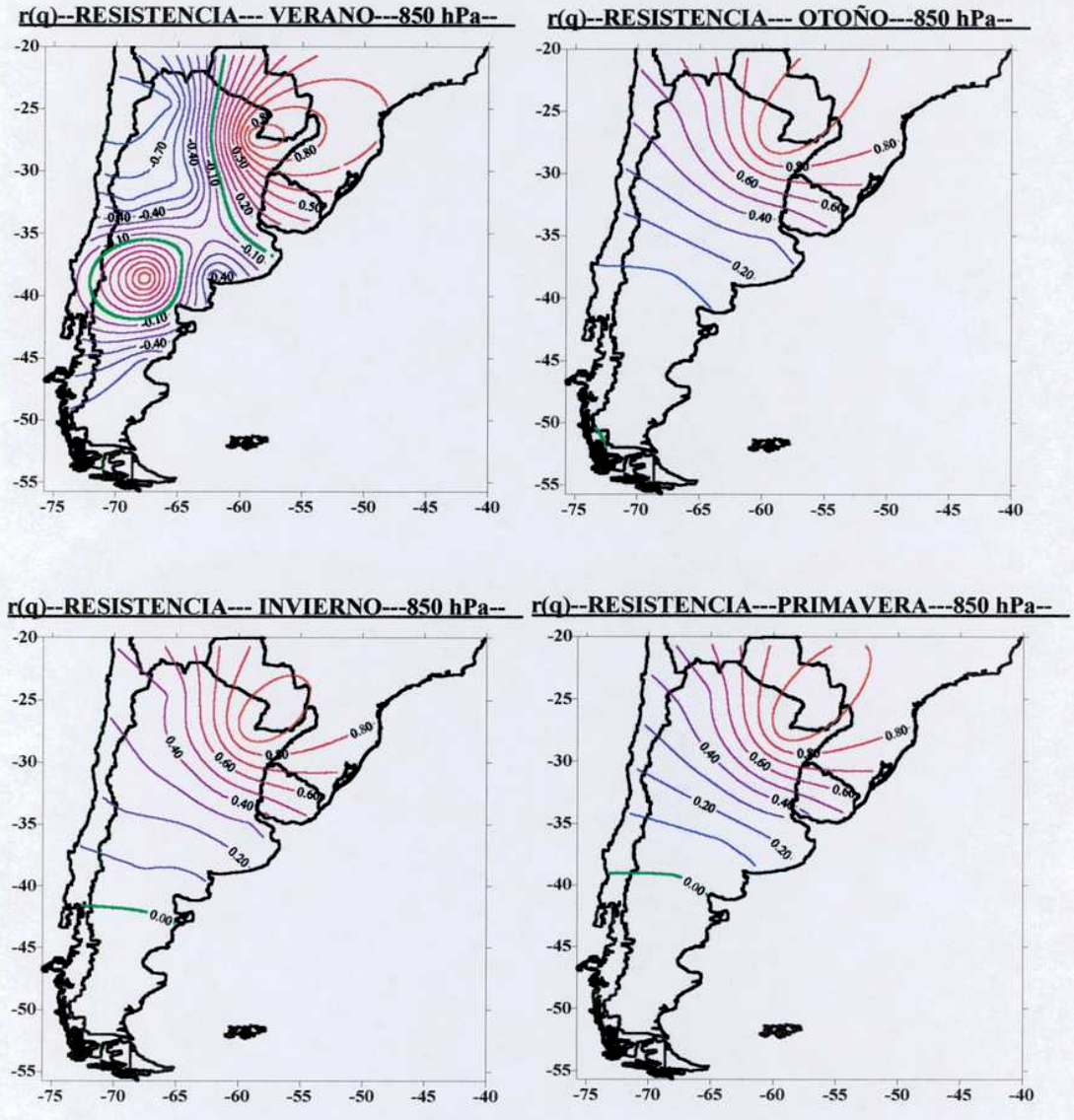


Figura 6.10: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Resistencia.

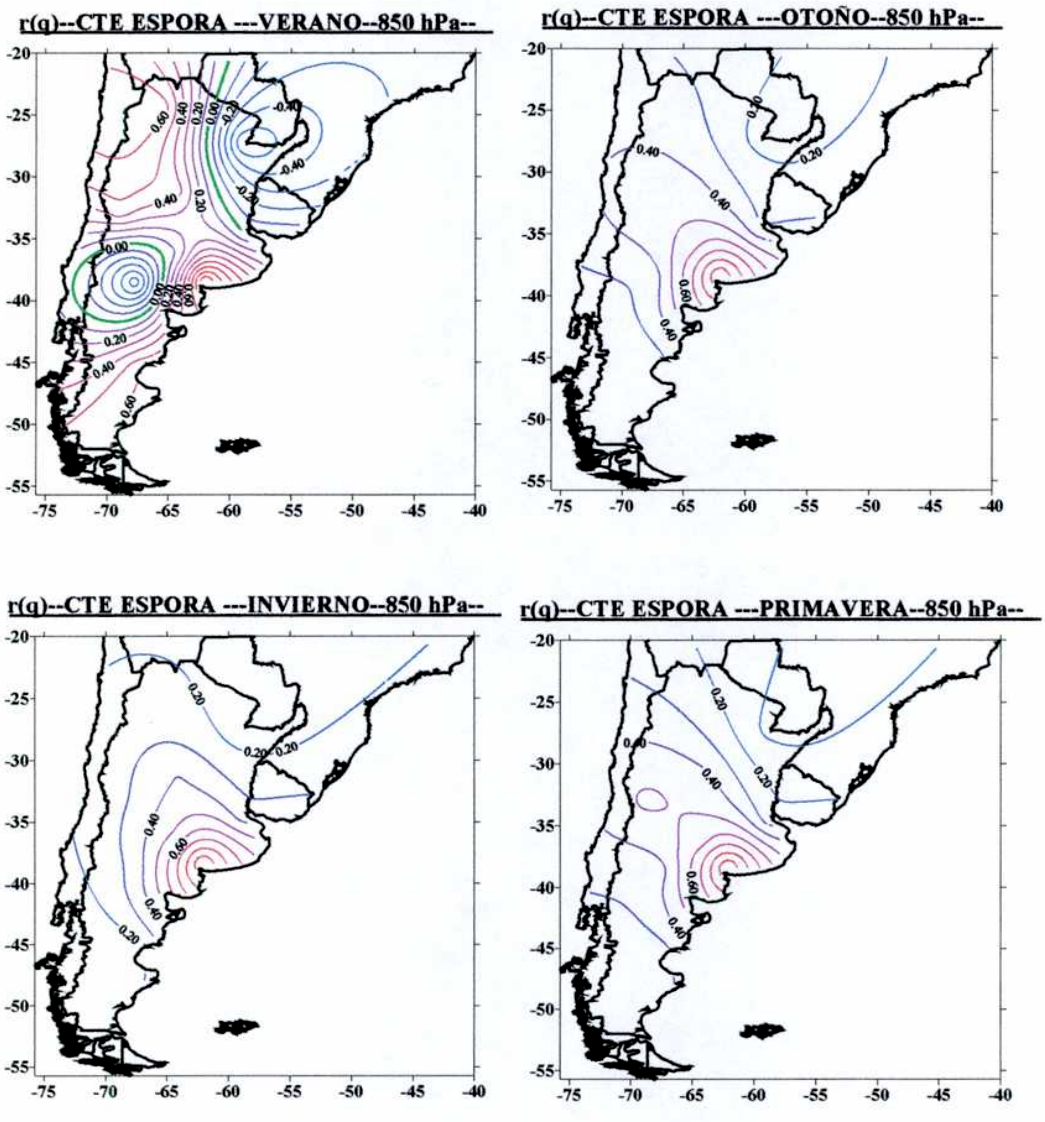


Figura 6.11: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Comandante Espora.

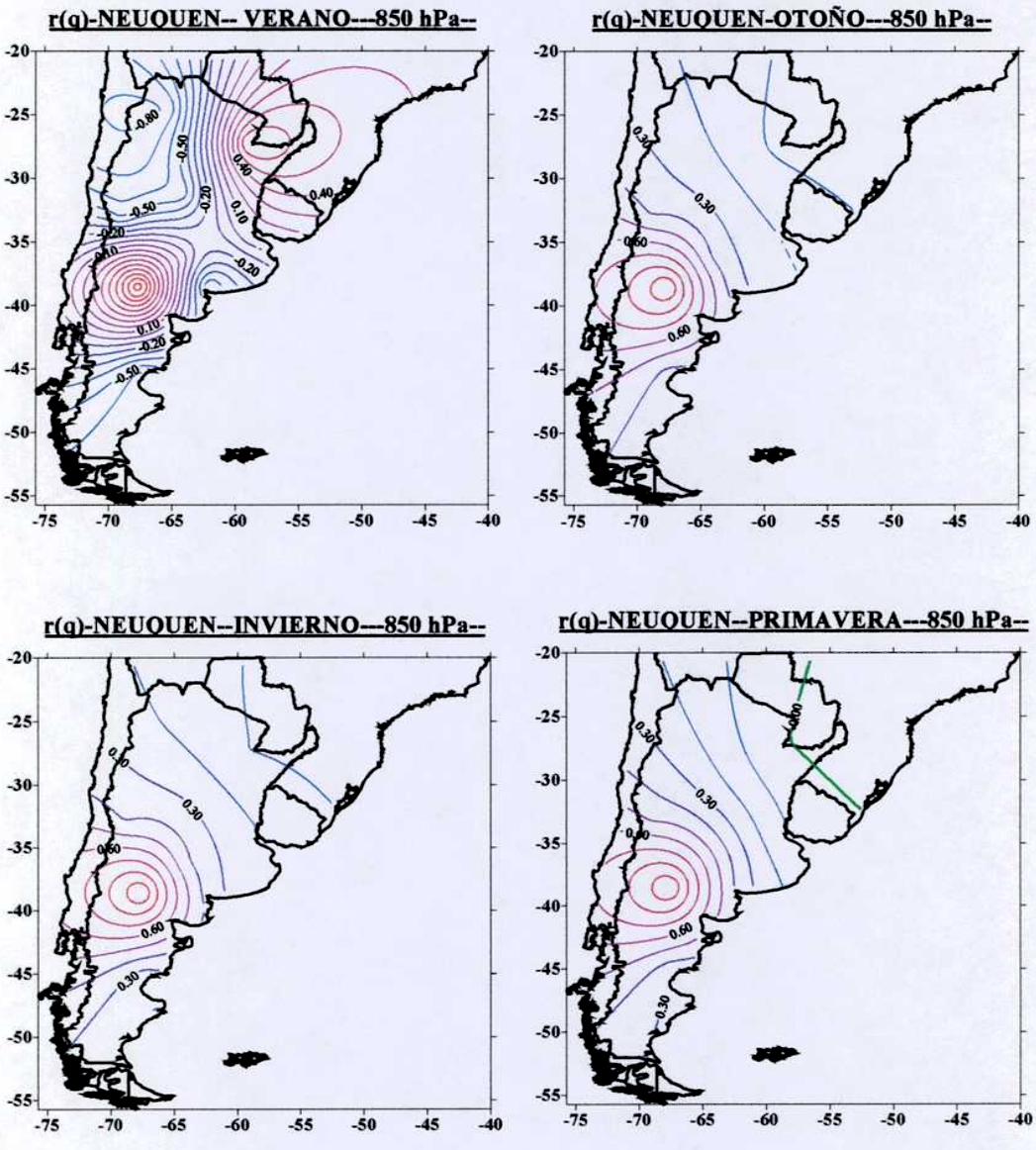


Figura 6.12: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Neuquen.

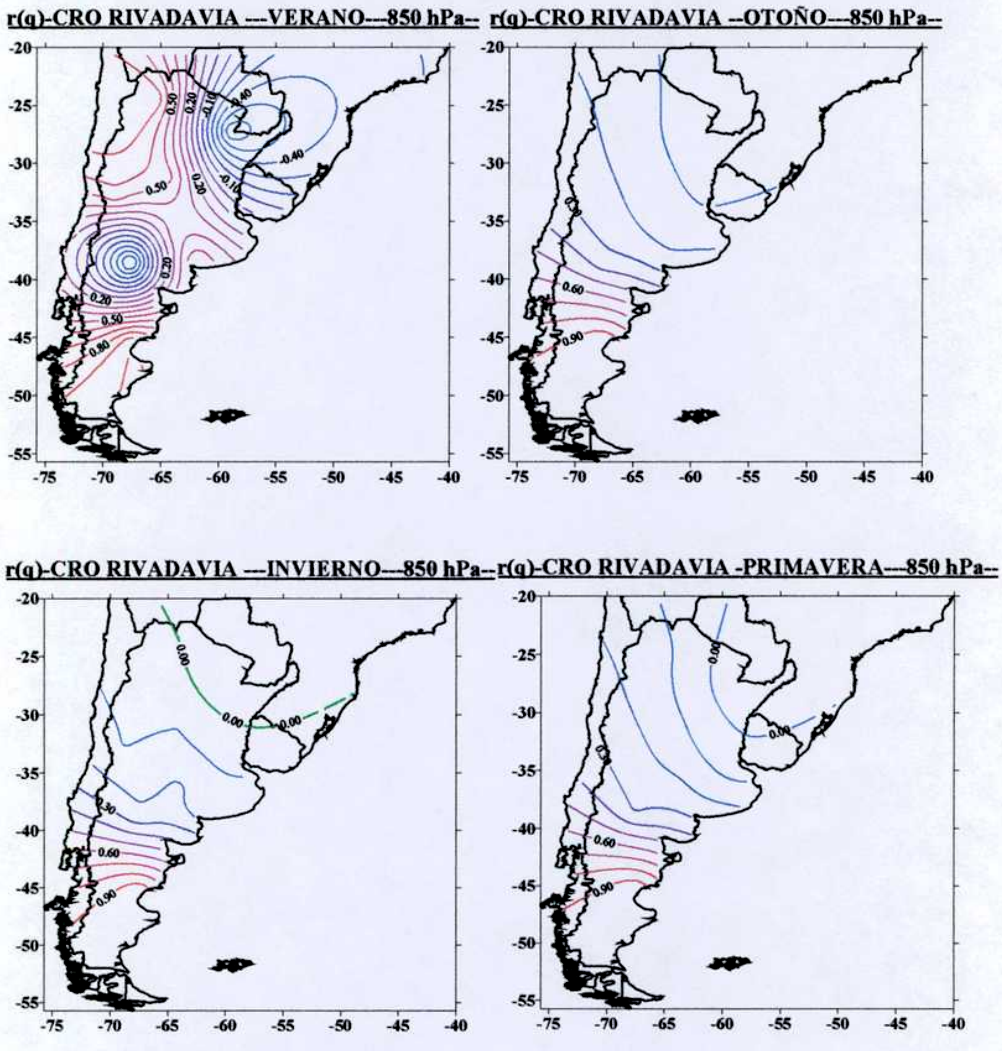


Figura 6.13: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Comodoro Rivadavia.

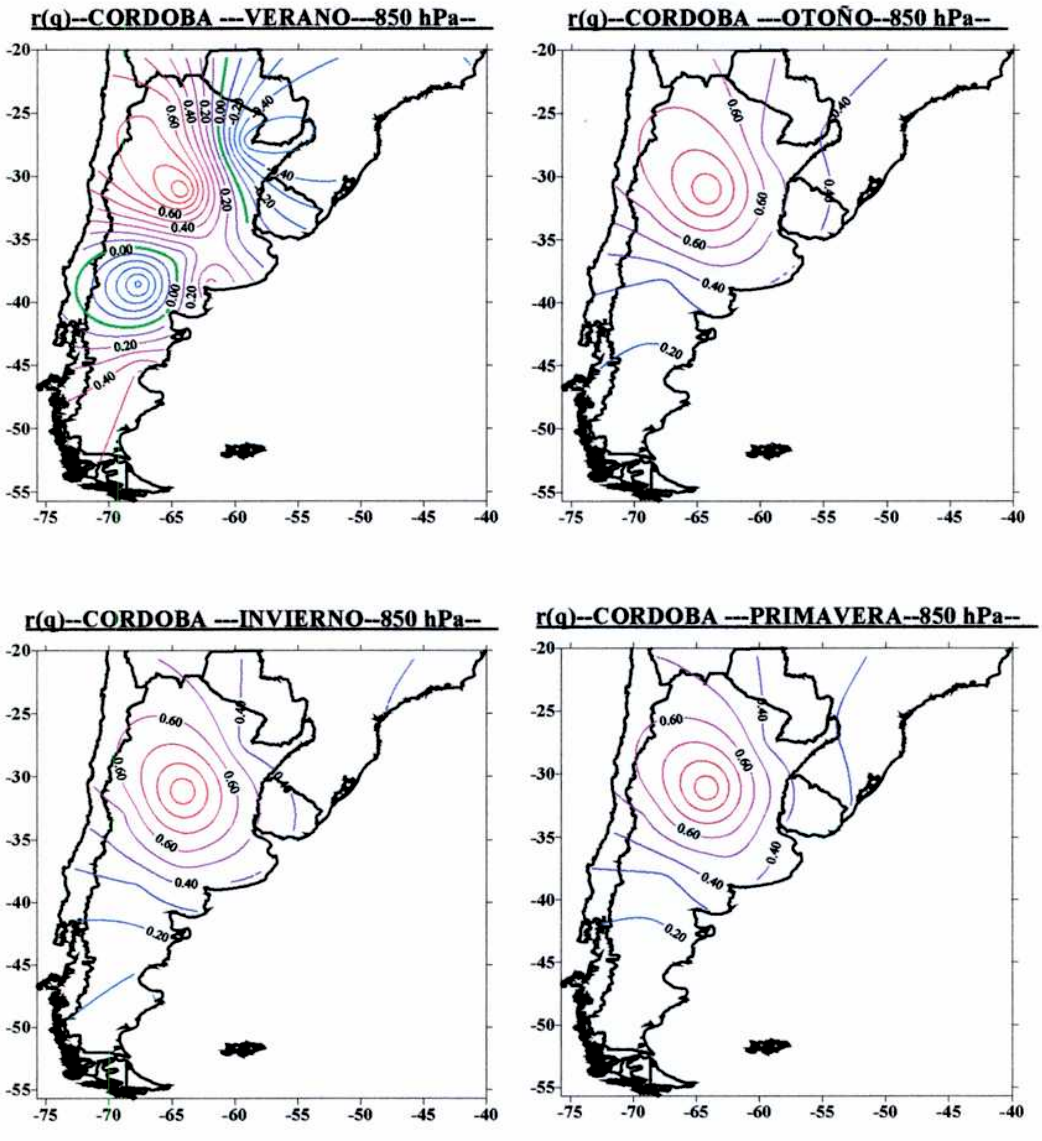


Figura 6.14: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Córdoba.

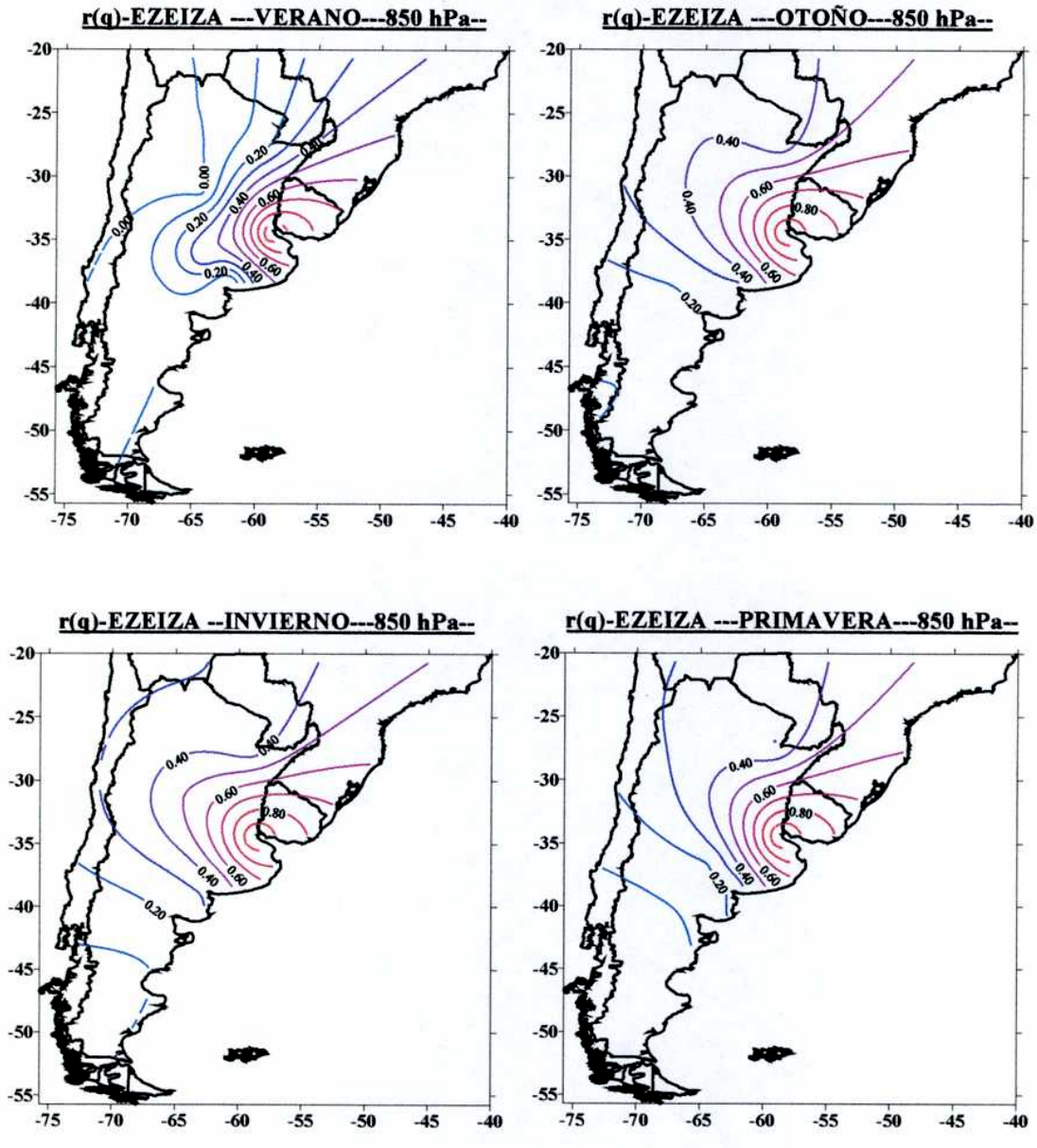


Figura 6.15: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Ezeiza.

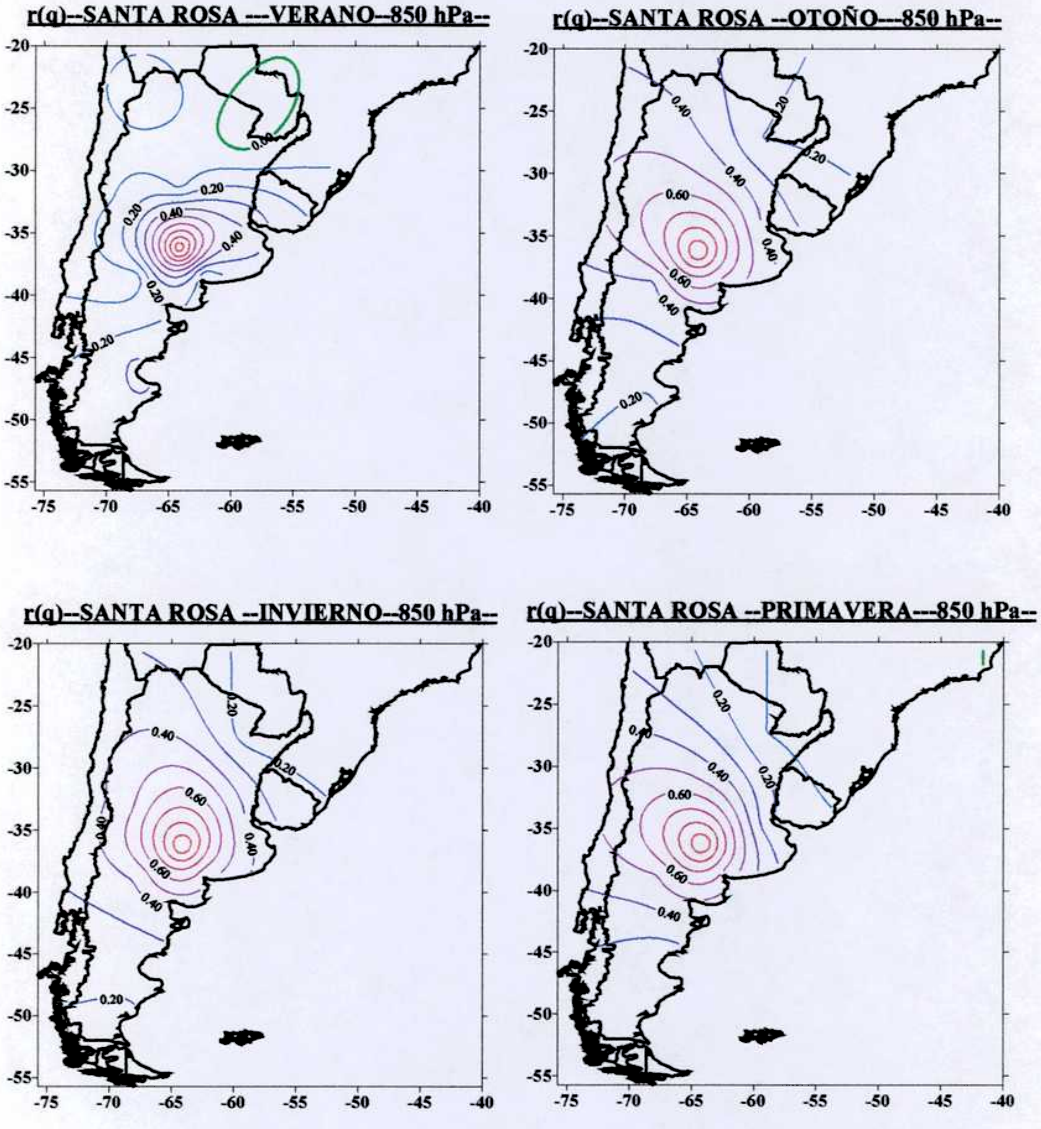


Figura 6.16: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Santa Rosa.

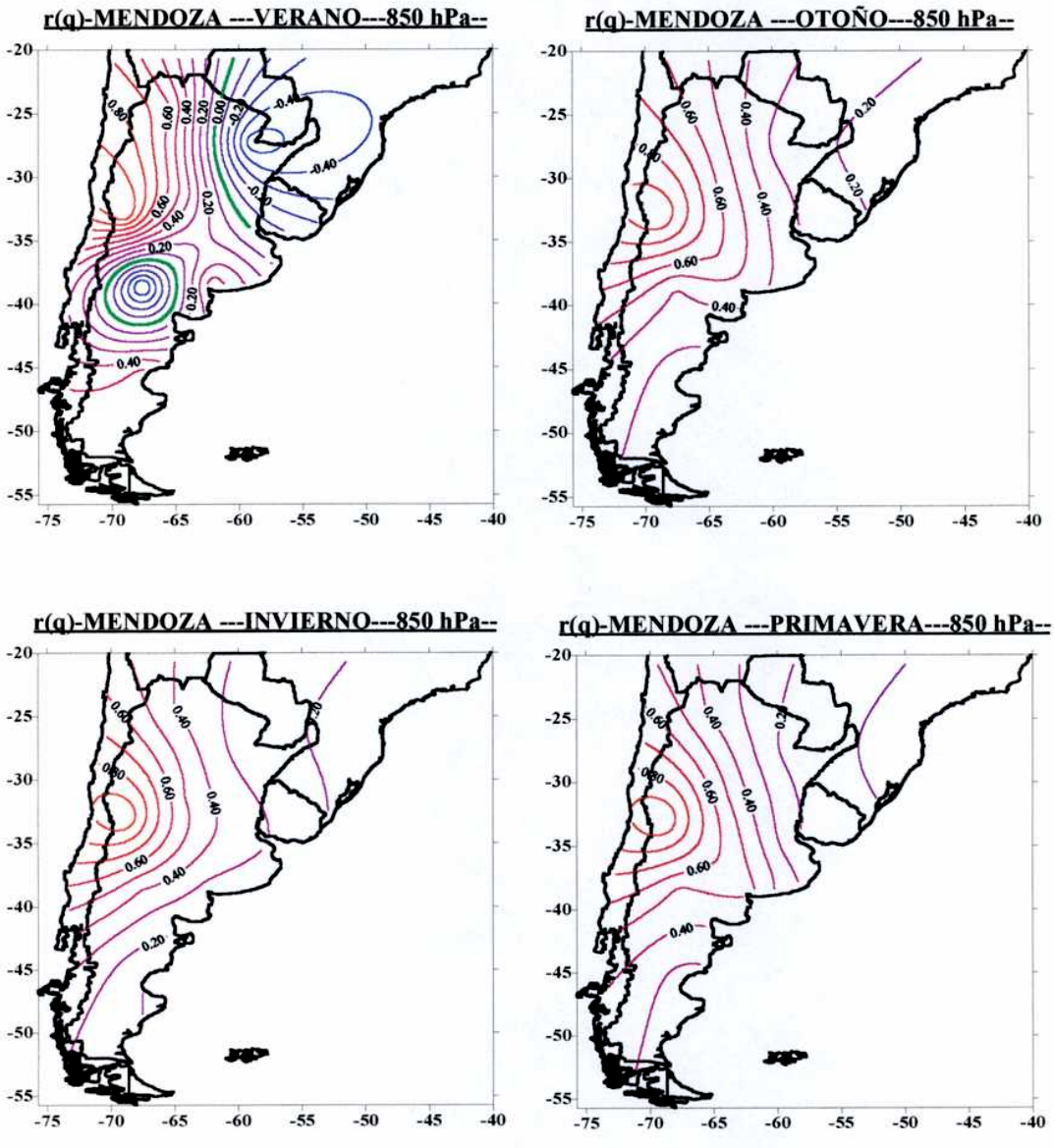


Figura 6.17: Estructura de autocorrelaciones de q centradas en Mendoza.

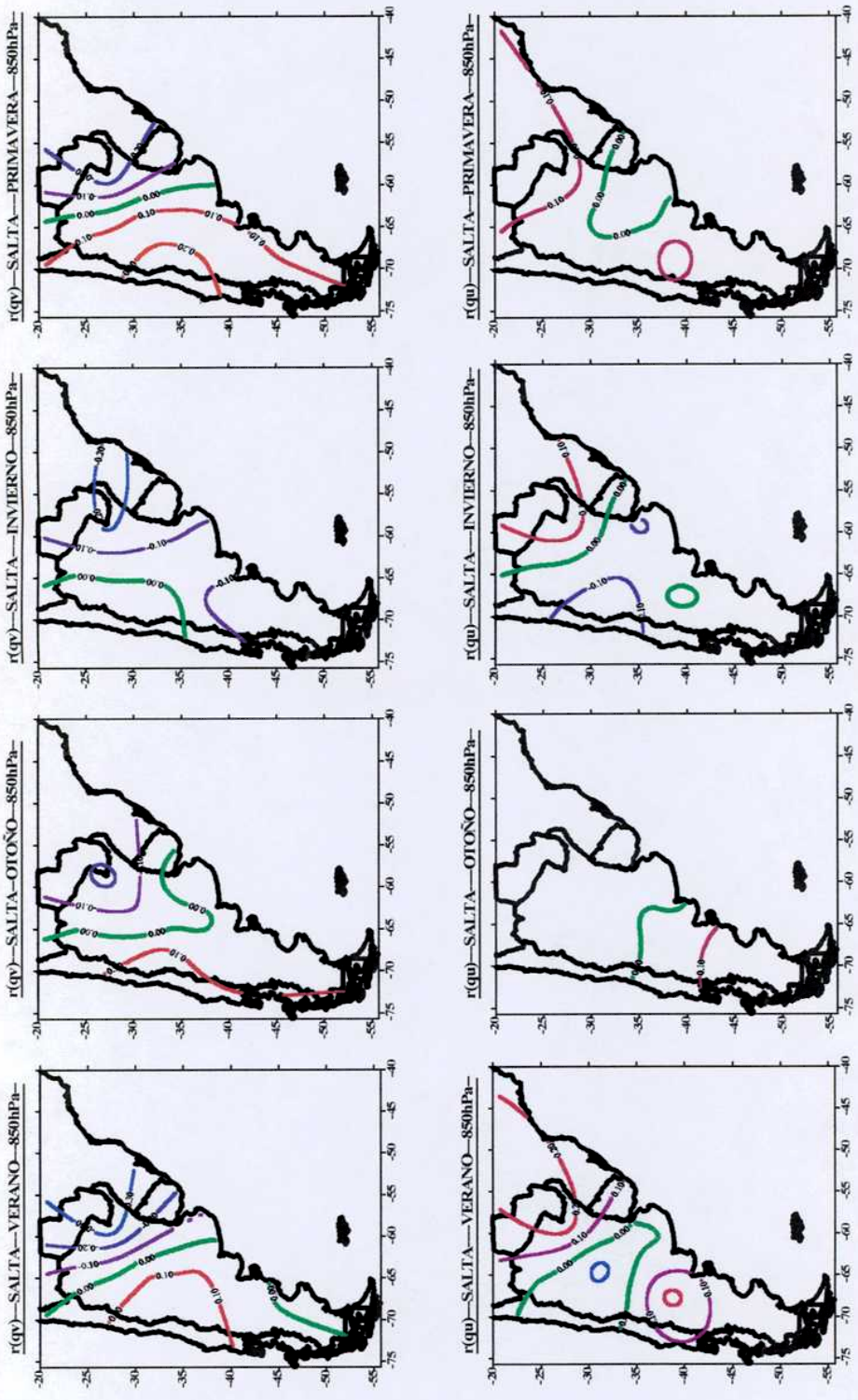


Figura 6.18: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Salta según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

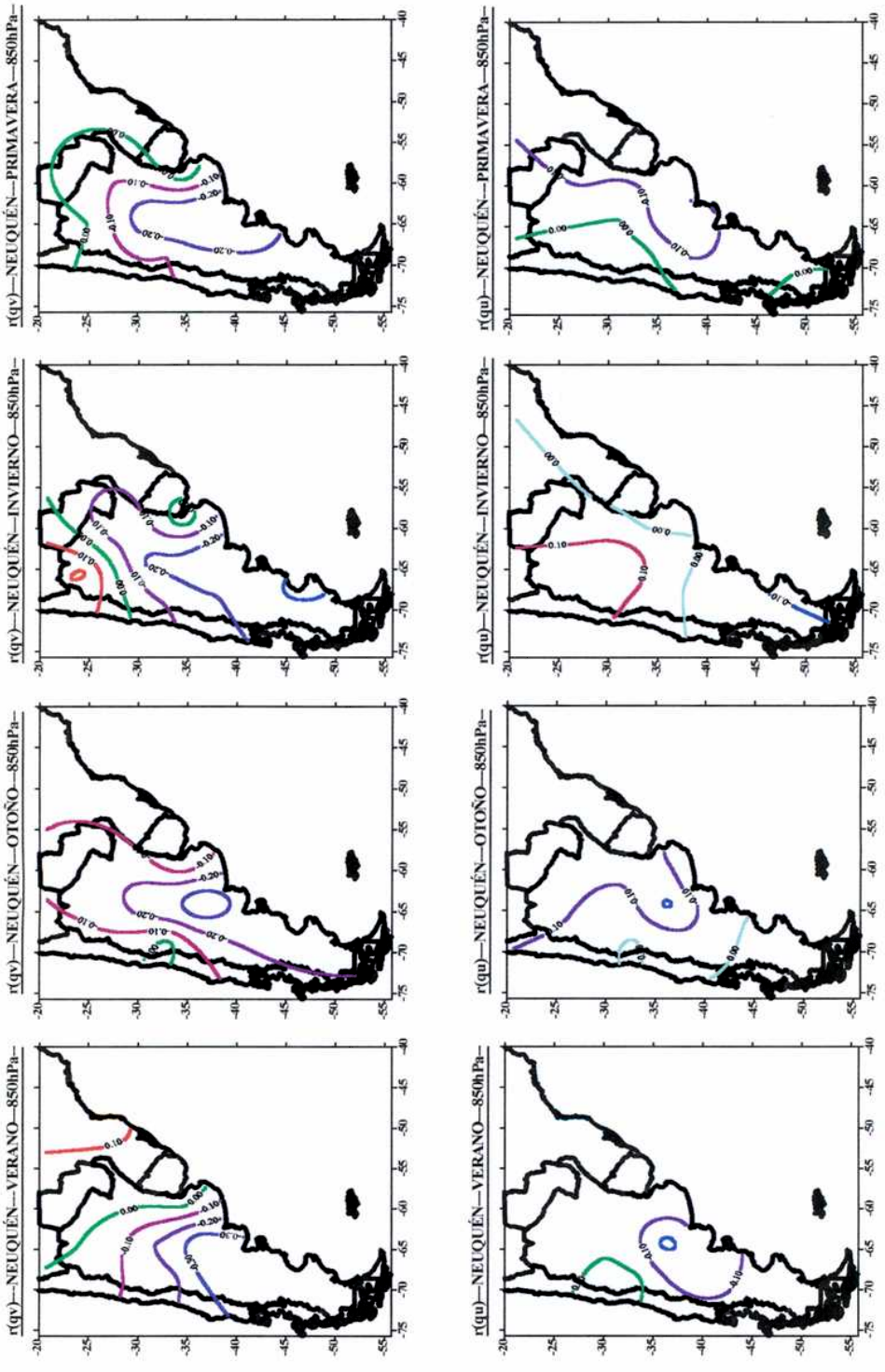


Figura 6.19: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Neuquén según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

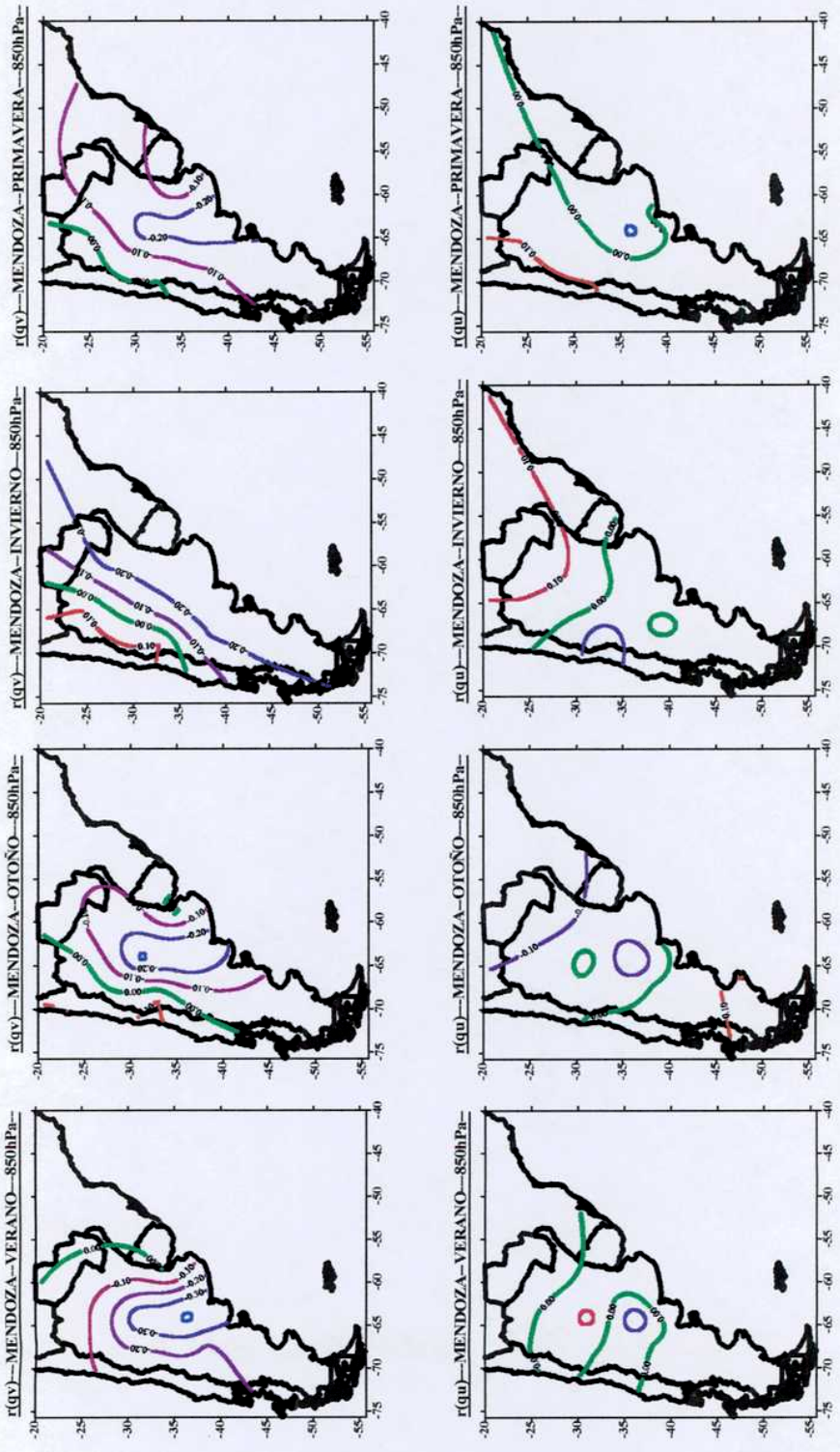


Figura 6.20: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Mendoza según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

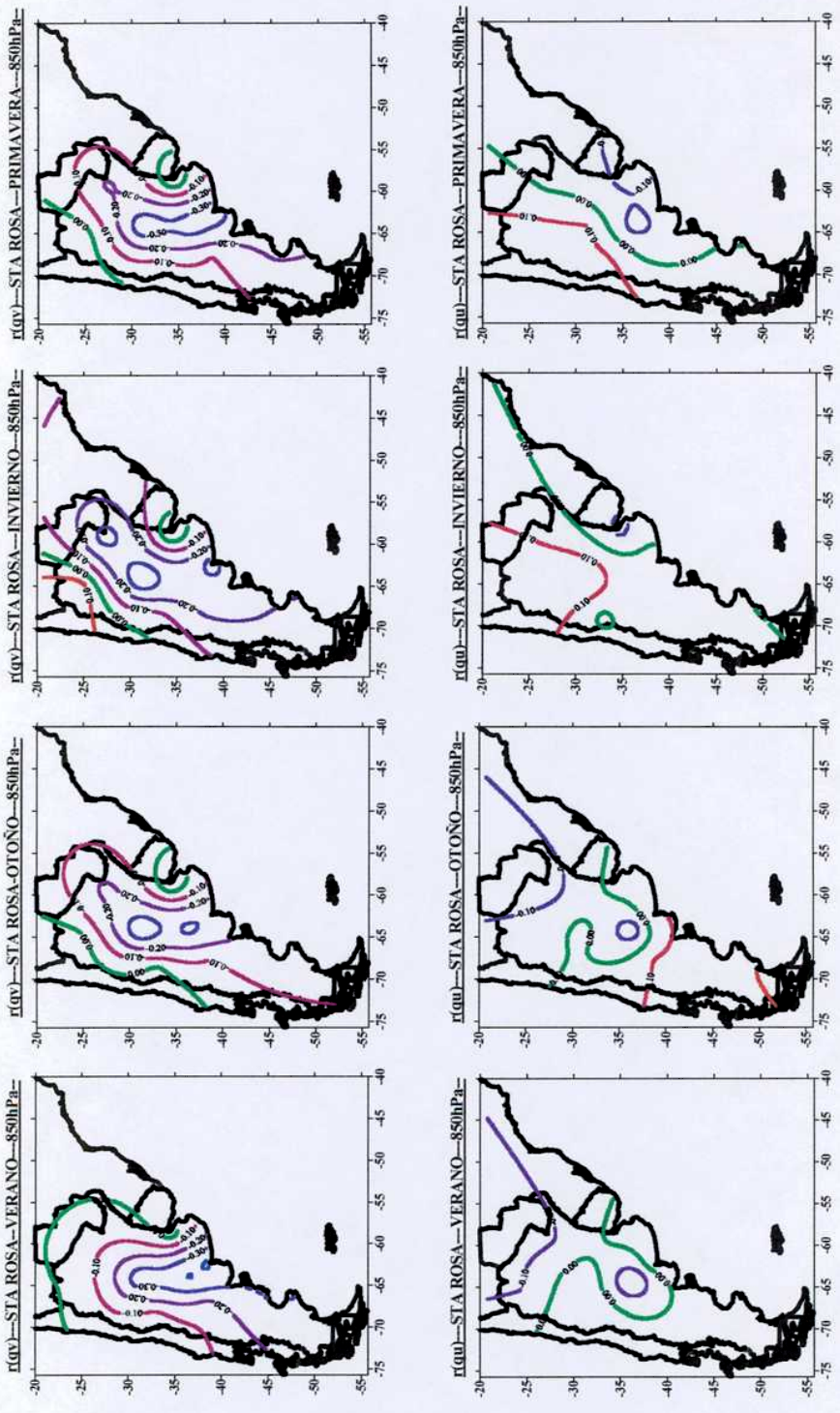


Figura 6.21: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Santa Rosa según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

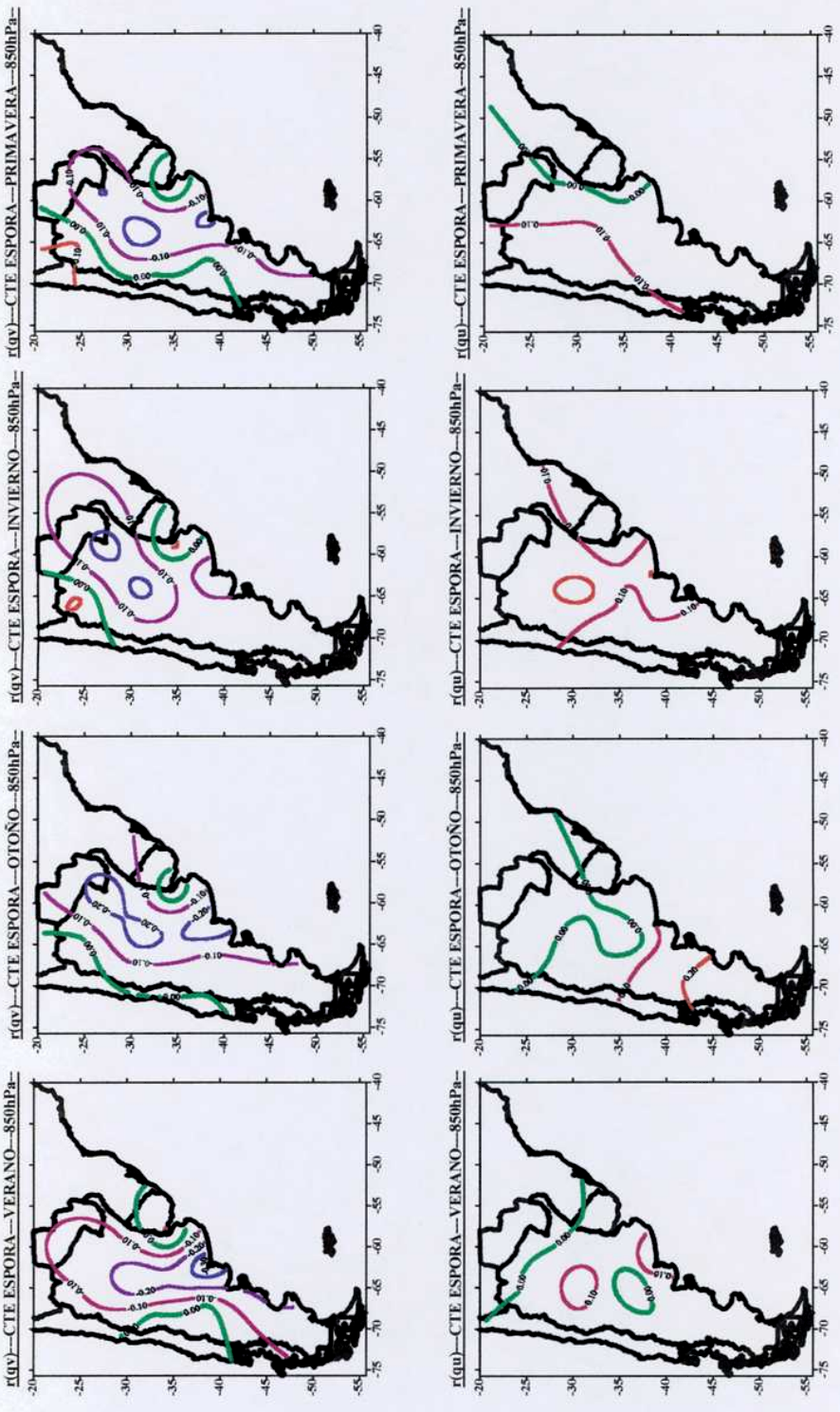


Figura 6.22: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Cte. Espora según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

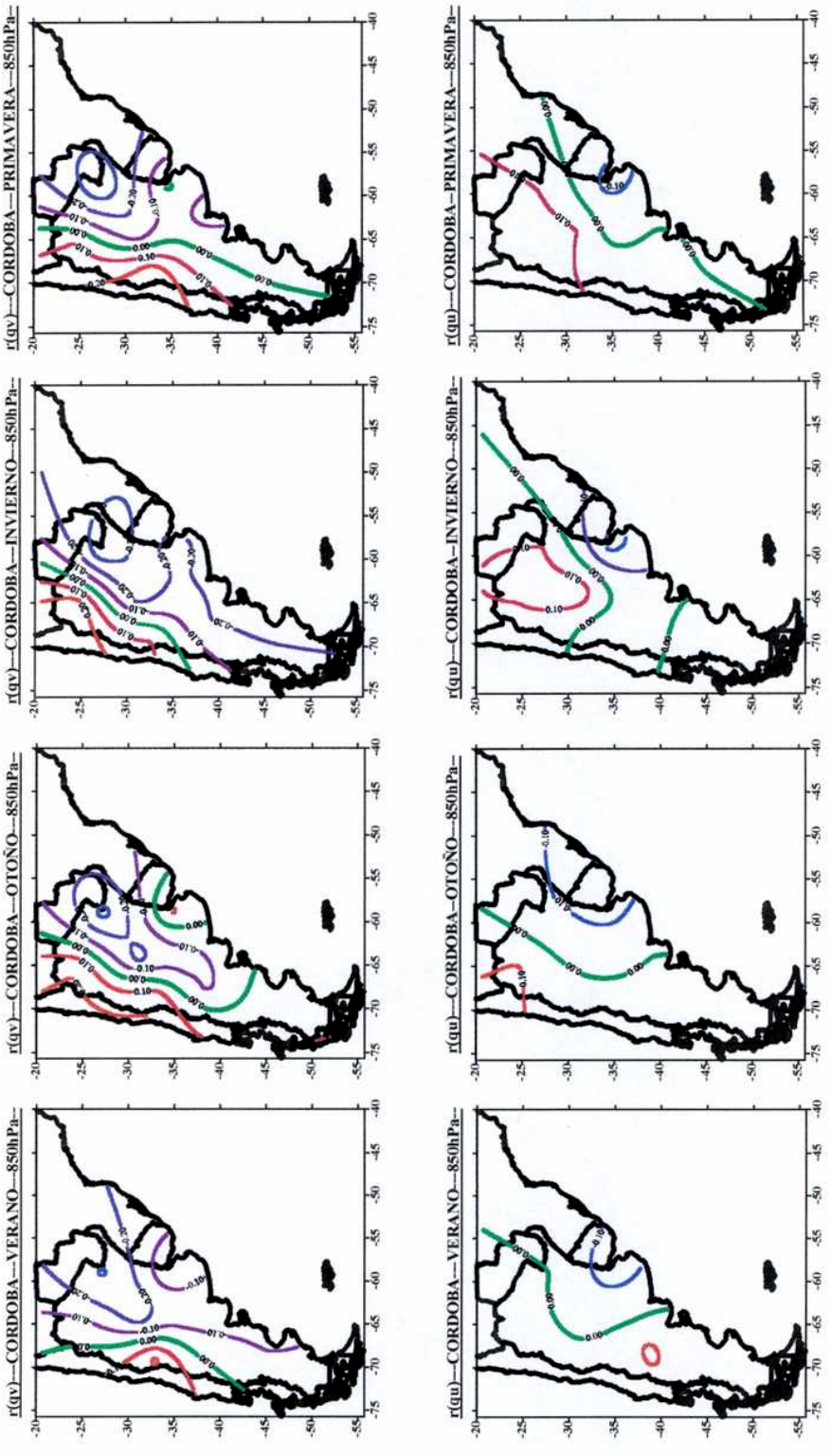


Figura 6.23: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Córdoba según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

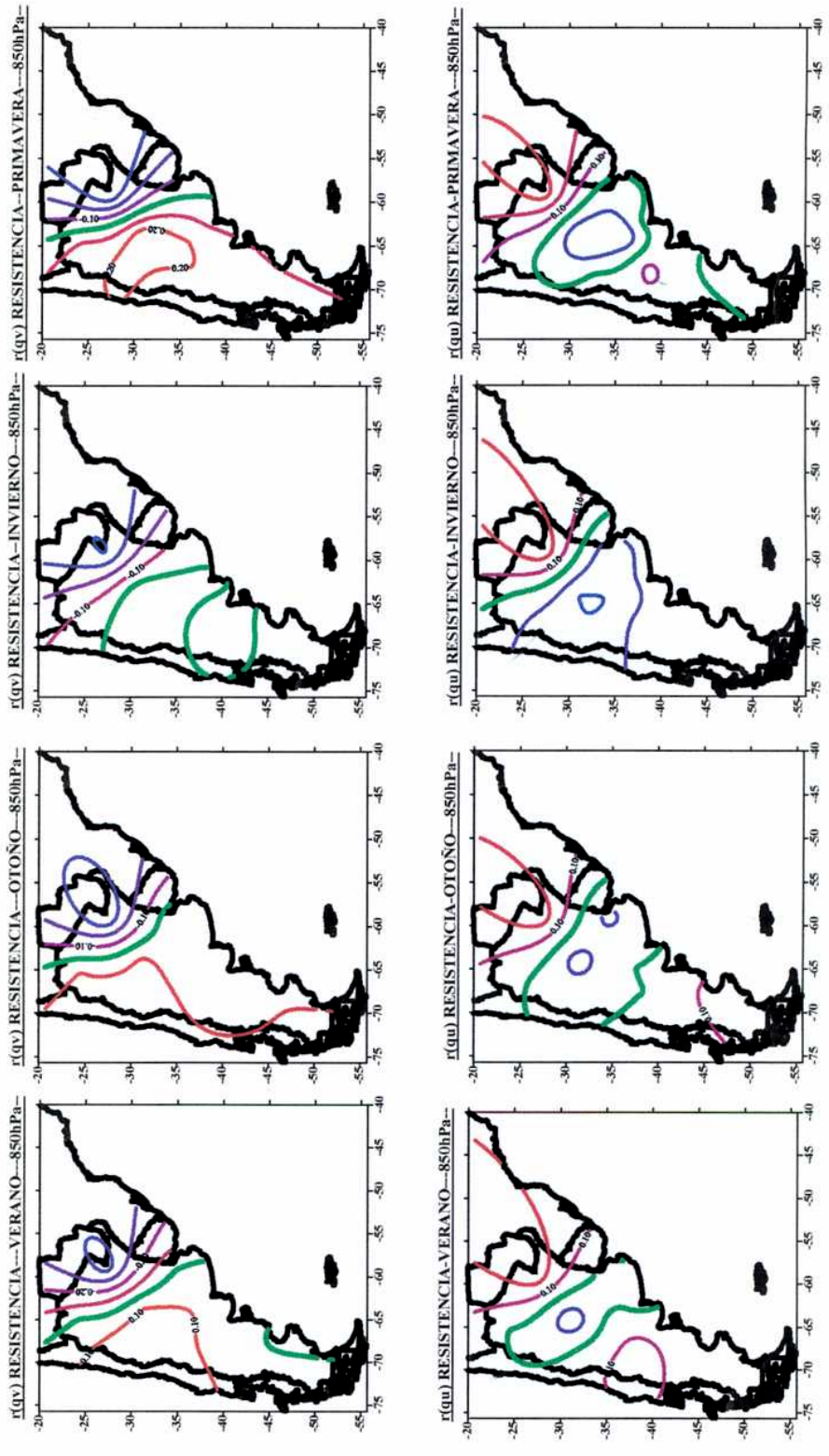


Figura 6.24: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Resistencia según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

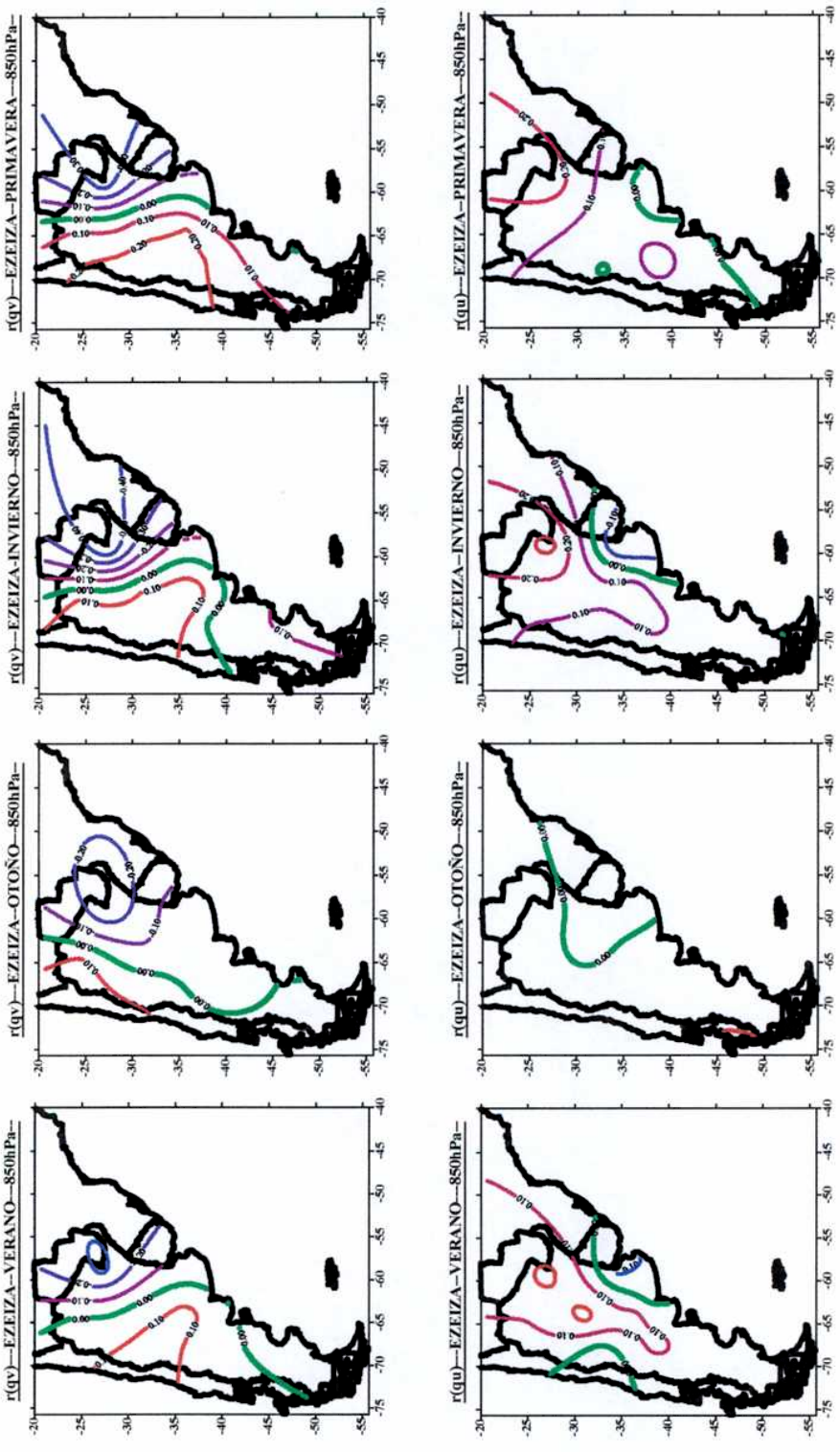


Figura 6.25: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Ezeiza según se indica (a:verano; :otoño; c: invierno; d: primavera).

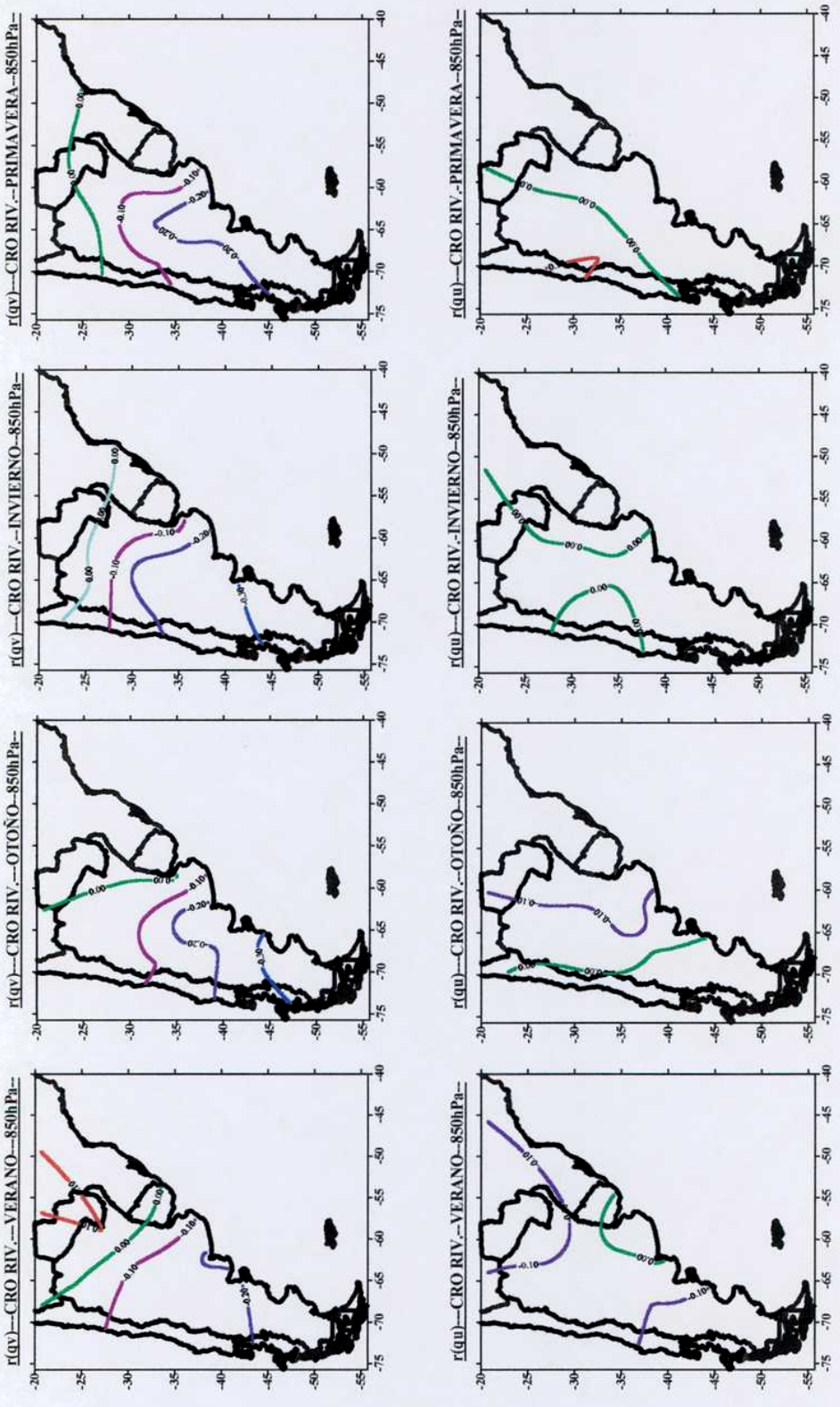


Figura 6.26: Estructuras de correlaciones estacionales cruzadas entre la humedad específica q y las componentes del viento centradas en Comodoro Rivadavia según se indica (a:verano; b:otoño; c: invierno; d: primavera).

CAPÍTULO 7: EVOLUCIÓN ANUAL DE LOS TRANSPORTES DE VAPOR DE AGUA SOBRE ARGENTINA.

7.1. TRANSPORTE TOTAL DE VAPOR DE AGUA

7.1.1. Contribución de los flujos zonales totales y flujos meridionales totales: evolución anual.

7.1.2. Variación anual de los transportes totales de humedad.

7.1.2.1. Transportes zonales totales de humedad:

7.1.2.1.1. Variación espacio-temporal.

7.1.2.1.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.1.2.2. Transportes meridionales totales de humedad.

7.1.2.2.1. Variación espacio-temporal.

7.1.2.2.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.2. TRANSPORTE DE VAPOR DE AGUA DEBIDOS A LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA Y AL FLUJO ZONAL MEDIO.

7.2.1. Contribución de los flujos zonales y flujos meridionales debidos al flujo zonal medio y a las celdas de circulación meridional, respectivamente: evolución anual.

7.2.2. Variación anual del transporte de humedad debido a la contribución de las celdas de circulación meridional y al flujo zonal medio.

7.2.2.1. Transporte zonal de humedad, debido al flujo zonal medio

7.2.2.1.1. Variación espacio-temporal.

7.2.2.1.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.2.2.2. Transporte meridional de humedad, debido a las celdas de circulación meridional.

7.2.2.2.1. Variación espacio-temporal.

7.2.2.2.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.3. TRANSPORTE DE VAPOR DE AGUA DEBIDO A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES.

7.3.1. Contribución de los flujos zonales y flujos meridionales debidos a las perturbaciones transientes: evolución anual .

7.3.2. Variación anual de los transportes de humedad debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.1. Transportes zonales de humedad, debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.1.1. Variación espacio-temporal.

7.3.2.1.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.3.2.2. Transportes meridionales de humedad, debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.2.1. Variación espacio-temporal.

7.3.2.2.2. Evolución anual en cada estación aerológica argentina.

7.4. EVOLUCIÓN ANUAL DE LOS FLUJOS DE HUMEDAD PARA CADA ESTACIÓN DE LA RED AEROLÓGICA ARGENTINA: REPRESENTACIÓN VECTORIAL

7.5. FIGURAS 7.1 a 7.26.

CAPÍTULO 7

EVOLUCIÓN ANUAL DE LOS TRANSPORTES DE VAPOR DE AGUA SOBRE ARGENTINA.

7.1. TRANSPORTE TOTAL DE VAPOR DE AGUA

7.1.1. CONTRIBUCIÓN DE LOS FLUJOS ZONALES TOTALES Y FLUJOS MERIDIONALES TOTALES: Evolución anual.

Con la finalidad de conocer la evolución anual del comportamiento de los aportes de humedad efectuados en las diferentes capas de la atmósfera, se analizan a continuación los cortes vertical-temporales de las componentes zonal y meridional de los flujos de vapor de agua, en cada una de las estaciones aerológicas argentinas (Figuras 7.1 (zona oeste), Figura 7.2 (zona subtropical-este) y Figura 7.3 (región central-este y región austral)).

Es importante apreciar las diferentes características que presentan los flujos medios de humedad, en el transcurso del año. Analizando los aportes de vapor de agua que resultan en las diferentes capas troposféricas, resulta:

Sobre la región occidental, al oeste del meridiano de 64° W, cerca de los Andes (Figura 7.1):

En la región subtropical (Salta), durante primavera, verano y otoño, los flujos del este dominan hasta 700 hPa, con valores máximos de –6 g/cm s; mientras que durante el invierno se debilitan y apenas superan los 800 hPa. Los flujos del oeste presentan valores máximos de 10 g/cm s entre agosto y octubre, entre 700 y 600 hPa. La circulación meridional aporta humedad desde el norte en las capas bajas durante todo el año; esta dirección influencia los flujos de toda la troposfera media entre julio y octubre.Valores máximos absolutos de –10 g/cm se presentan en marzo y octubre.

En la región central, los flujos del este sobre Mendoza (Fig. 7.1) ocurren alrededor de los 850 hPa solamente durante los meses de verano. Debido a la presencia de altas montañas al oeste de esta estación, flujos relativamente débiles del oeste se muestran en invierno en la troposfera baja, intensificando su intensidad hacia la troposfera media, con máximos de 10 g /cm s entre noviembre y febrero, y a fines de otoño y principios del invierno. Alrededor de los 400 hPa, durante abril y agosto, los flujos del oeste disminuyen su intensidad hasta valores menores de 4 g/cm s. En relación con los flujos meridionales: dominan los flujos del sur sobre los niveles bajos con máximas intensidades durante el verano debido a la circulación del sistema de baja presión del NO argentino. Durante el invierno, se establecen flujos del norte alrededor de los 800 hPa y dominan toda la troposfera media durante todo el año; alcanzan máxima intensidad de -10 g/cm s durante febrero y marzo, alrededor de los 700 hPa.

Al sur de la región central-oeste, la cordillera al oeste de Neuquen (Fig.7.1)es relativamente más baja que en Mendoza: los flujos del oeste aumentan su intensidad y dominan toda la troposfera media y baja con máximos de 28 g/cm s entre los 800 hPa y 700 hPa en mayo y junio; se debilitan hacia niveles inferiores con mínimos entre agosto y octubre, marzo y abril (circulación relativa del este).

Los flujos de humedad meridionales son del sur en la troposfera baja durante todas las estaciones, salvo en invierno cuando dominan los flujos del norte. Toda la troposfera media por encima de los 800 hPa recibe humedad desde el norte, maximizando en febrero, alrededor de 700 hPa (-8 g/cm s); estos flujos disminuyen su intensidad con la altura.

El comportamiento de los flujos de humedad *en la región subtropical–este* de Argentina se estudia mediante el análisis de su evolución temporal sobre

Córdoba, Resistencia y Ezeiza (Fig. 7.2).

En Resistencia, los flujos zonales del este dominan las capas inferiores durante todo el año, intensificándose en marzo y entre octubre y diciembre (-24g/cm s). Sobre los 800 hPa , los flujos zonales son del oeste mostrando máximas intensidades a fines del invierno y principios de primavera (20 g/cm s).

Tanto en Córdoba como en Ezeiza los flujos del este se presentan en la baja troposfera durante primavera, verano y principios de otoño; son más intensos en Ezeiza (-10 g/cm s). Los flujos del oeste dominan durante el invierno las capas bajas y durante todo el año, toda la troposfera media. Las máximas intensidades ocurren alrededor de 800 hPa entre mayo y julio, sobre Ezeiza (20 g/cm s) y entre 700 hPa y 600 hPa durante la primavera sobre Córdoba (18 g/cm s). La circulación meridional es del norte en niveles de presión superiores a los 600 hPa sobre Resistencia y Córdoba durante todo el año. Los valores máximos (-28 g/cm s) ocurren alrededor de los 850 hPa durante febrero sobre Córdoba; mientras que sobre Resistencia se presentan durante el invierno (junio) en el mismo nivel. Máximos secundarios ocurren durante el verano sobre esta última estación mencionada.

El máximo aporte de humedad sobre Resistencia proviene del Noroeste durante el invierno. Los sistemas de bajas presiones subpolares se establecen sobre Uruguay y el sur de la Mesopotamia argentina y reciben estos aportes húmedos desde el noroeste, cuando el centro anticiclónico del Atlántico sur alcanza su posición más al norte. A partir de agosto y hasta octubre, la posición del centro anticiclónico mencionado permite visualizar sobre Resistencia la circulación meridional de una celda directa, con circulación del sureste en capas bajas y del noroeste en la troposfera media. Efectos de circulaciones similares se observan sobre Córdoba, al disminuir la intensidad de los

flujos del norte desde –12 g/cm s a -4 g/cm s y el cambio de la circulación zonal del oeste al este, a partir de agosto sobre niveles cercanos a superficie; como así también, la intensificación de los flujos de noroeste en la troposfera media.

La circulación meridional de una celda indirecta de Ferrel se marca durante el verano, desde noviembre hasta marzo, sobre las estaciones referidas últimamente. Sobre Ezeiza, este tipo de circulación domina durante todo el año debilitándose durante abril y mayo, cuando se incrementa la circulación zonal del oeste de 8 g/cm s a 20 g/ cm s alrededor de 850 hPa.

En resumen, la máxima intensidad de los flujos del noroeste durante el invierno (-44 g / cm s) y la inversión de la circulación meridional del norte al sur a fines del invierno y durante la primavera, en la troposfera baja sobre Resistencia son las características más notable en esta región. La primera está relacionada con el aporte de humedad desde el noroeste sobre la zona cálida de la región ciclogenética del Litoral que se desarrolla con mayor frecuencia durante el invierno. La segunda, con el pasaje hacia el sur de Brasil de los sistemas frontales (circulación meridional del sur) durante la primavera cuando el Anticiclón subtropical comienza su desplazamiento hacia el sur. Durante el verano, la circulación meridional sobre Resistencia, es predominante del norte y del nordeste, indicando la influencia del aporte desde el anticiclón subtropical (flujos zonales máximos del este, de aproximadamente -30 g/cm s se presentan en febrero). Una marcada canalización de los flujos de humedad desde el norte en la troposfera baja, se observa en Córdoba durante la estación estival. Los flujos del norte se debilitan hacia la primavera (agosto, setiembre y octubre), como se señaló, esta característica también se observa en Resistencia. Durante todo el año, los flujos de humedad sobre Ezeiza muestran la presencia de la celda meridio-

nal indirecta (circulación del norte en capas bajas y del sur en la troposfera media). Los flujos del NO en invierno dominan hasta alrededor de 700 hPa. Durante el mes de abril, alrededor de 850 hPa, los aportes del norte se debilitan notablemente, al igual que en Resistencia, y se invierten al sur.

Al norte de *la región central* (Fig. 7.3), sobre Santa Rosa, los aportes zonales de humedad desde el este son dominantes en las capas bajas durante todo el año, salvo durante el mes de marzo. Aportes meridionales del norte están presentes durante el verano y el otoño y en setiembre y octubre alrededor de 850 hPa. En las capas superiores a 800 hPa la circulación es dominante del sur. Los aportes zonales del oeste son máximos en mayo. La celda meridional indirecta está presente también, hacia el sur de la región central, sobre Comandante Espora entre octubre y abril. El resto de los meses del año, los aportes de humedad son del NO en toda la troposfera (máximos absolutos se muestran en enero-febrero, y máximos secundarios en mayo, entre 800 hPa y 900 hPa).

En la zona patagónica, sobre Comodoro Rivadavia, durante el invierno y principio de la primavera se observa la presencia de la celda de circulación meridional directa polar. Durante el otoño resaltan las circulaciones desde el norte y el debilitamiento de los aportes de oeste debajo de 850 hPa, indicando contribución de humedad anticiclónica desde el océano Atlántico sobre la región.

7.1.2.VARIACIÓN ANUAL DE LOS TRANSPORTES TOTALES DE HUMEDAD.

Previa evaluación de las componentes zonales y meridionales de los transportes totales medios mensuales de humedad, integrados desde 900 hPa hasta 400 hPa para cada estación de la red aerológica argentina según se indicó en el capítulo 1, se analizan los campos correspondientes en las Fi-

guras 7.4 y 7.6..

En general, las marcadas diferencias entre estos campos mensuales indican la gran variabilidad intraestacional de los mismos, en especial durante las estaciones equinocciales. Las isolíneas indicadas en verde señalan zonas de convergencia de la circulación del norte y del sur y el cambio de circulación zonal del este ó del oeste.

7.1.2.1. TRANSPORTES ZONALES TOTALES DE HUMEDAD:

7.1.2.1.1. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL.

La figura 7.4. muestra los campos escalares mensuales de los flujos zonales integrados en toda la troposfera (transportes zonales totales de vapor de agua). Se observa que los transportes zonales desde el oeste dominan toda la región. Los valores máximos absolutos están localizados en la región central–sur, sobre Comandante Espora durante todo el año, salvo durante marzo y abril cuando la ocurrencia del máximo se encuentra desplazada hacia el sur. Las máximas intensidades absolutas de transportes de vapor desde el oeste (1100 g/cm s) se observan durante los meses de verano. Los transportes zonales de humedad se expanden hacia el noroeste y hacia el sur, con intensidad decreciente: en la región subtropical, predomina la variación latitudinal durante los meses de verano. Hacia el invierno y la primavera la variación tiende a ser meridional: los máximos transportes del oeste se presentan sobre la zona noreste y la intensidad de los mismos disminuye hacia la zona cordillerana; los valores mínimos se despliegan en esta región hasta 35°S. En la región noroeste, cerca del trópico, los transportes del oeste son más débiles que en la región sur: transportes zonales del este ocurren sobre Salta, sólo durante febrero (Fig. 7.4, febrero). En la región subtropical este, los transportes del oeste son mayores en Resistencia

que en Córdoba durante todo el año (isolíneas orientadas meridionalmente), con excepción del verano (Fig. 7.4) cuando presentan intensidades similares (isolíneas orientadas más zonalmente en la región subtropical). A fines de la estación invernal y en la primavera, los campos muestran latitudinalmente intercaladas, zonas que presentan máximos y mínimos aportes del oeste: las zonas correspondientes a valores máximos están centradas sobre Resistencia y Comandante Espora; las respectivas a valores mínimos (relativos aportes desde el este) están sobre Ezeiza y el golfo de San Jorge en la Patagonia.

7.1.2.1.2. EVOLUCIÓN ANUAL EN CADA ESTACIÓN AEROLÓGICA ARGENTINA.

La figura 7.5 muestra la variación anual de los transportes zonales totales de vapor de agua en estaciones argentinas. Del análisis de la misma surge la presencia de flujos del oeste en toda la región analizada y en todas las épocas del año, con excepción de los transportes del este sobre la zona subtropical-oeste (Salta), durante febrero. La región subtropical del noreste presenta transportes del oeste; más intensos en Resistencia que en Córdoba (entre 300 g/cm s y 700 g/ cm s) durante todo el año (Fig. 7.5 b)), salvo en los meses del verano cuando las intensidades son similares en ambas estaciones. En Mendoza (Fig. 7.5b)), los transportes del oeste se mantienen todo el año alrededor de 300 g/ cm s, mostrando mínimos relativos durante marzo y abril, setiembre y octubre (esto indicaría la ocurrencia de transportes desde este durante los meses mencionados). Los valores máximos absolutos de transportes zonales de humedad se encuentran sobre Comandante Espora, durante todo el año, salvo en marzo y abril, cuando son superados por los de Comodoro Rivadavia (Fig. 7.5 c)). Considerando la región cen-

tral-sur (Fig. 7.5 c)), se observa que la evolución de los transportes zonales del oeste es semejante en Santa Rosa y Comodoro Rivadavia (valores entre 600 g/cm s y 900 g/cm s). Desde mayo a diciembre, mayores intensidades se muestran en Santa Rosa en el invierno, pero en el verano y principios del otoño, el comportamiento se invierte, manteniéndose una diferencia de 300 g/cm s entre los transportes zonales en Comodoro Rivadavia y los correspondientes en Santa Rosa durante ese período. Sobre la región central-norte (Fig. 7.5 a)), la evolución anual de los transportes zonales en Santa Rosa y Ezeiza muestra valores similares entre mayo y noviembre; durante los meses restantes, los transportes en Santa Rosa superan a los correspondientes de Ezeiza. Mayores intensidades relativas muestran las marchas anuales correspondientes en Comandante Espora y Neuquén (Fig 7.5 a) y c)): varían entre 700 g/cm s y 1100 g/cm s. Una característica que sobresale en todas estas evoluciones correspondientes a estaciones de la zona central, es que los mínimos relativos se producen durante la primavera y el otoño (estaciones de transición) mas precisamente en marzo-abril y setiembre-octubre. Esto indicaría una disminución de los flujos del oeste y una mayor frecuencia de aportes de humedad del este, en el transcurso de esos meses, como ya se mencionó sobre Neuquén.

7.1.2.2. TRANSPORTES MERIDIONALES TOTALES DE HUMEDAD.

7.1.2.2.1. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL.

La figuras 7.6 a) y b) muestran los campos mensuales de transportes meridionales de vapor de agua. Durante todos los meses del año , excepto en noviembre, la entrada de vapor desde el norte es dominante en toda la zona subtropical y al oeste de la zona central hasta 40°S, al norte de la Patagonia.

Durante los meses de verano (diciembre, enero y febrero) (Figura 7.6 b)), sobre el este de la zona central-sur y al sur de 40° S, el aporte húmedo es hacia el norte. Durante enero y febrero se acentúa los flujos del sur en la zona central-este. La región de convergencia de flujos desde el norte y el sur, se establece en 34° S, en febrero. Esta característica podría estar relacionada con la posición relativa de los centros de máxima ciclogénesis, referidos en la Figura 2 a-d por Gan et al (1991).

En marzo (Figura 7.6), los aportes de humedad desde el norte dominan toda la región subtropical y central argentina. Durante el otoño (Figura 7.6) se acentúa la circulación desde el sur, al este de la zona central-norte y durante el invierno domina la parte oriental de toda la zona central.

En junio, (Figura 7.6 b)), la variación latitudinal de los transportes del norte en la región subtropical-este se intensifica notablemente, quizás asociada al desarrollo de la máxima ciclogénesis sobre el Uruguay, durante esta época del año, referido en la Figura 2c del trabajo de Gan previamente mencionado. Una marcada transición entre los aportes de humedad del norte y del sur se establece a lo largo del paralelo 34°S. en el mes de noviembre; la circulación transportando humedad desde el sur es acentuada en toda la zona central, afectando Ezeiza, Santa Rosa y Mendoza. Los transportes sobre Neuquén, al oeste de la región mencionada anteriormente, se mantienen desde el norte, durante el mes referido.

7.1.2.2.2. EVOLUCIÓN ANUAL EN CADA ESTACIÓN AEROLÓGICA ARGENTINA.

Los transportes meridionales totales de vapor de agua y sus estadísticos mensuales fueron obtenidos como se indicó en el primer capítulo de esta tesis. La figura 7.7 muestra la variación anual de los transportes meridionales totales de vapor de agua (g/cm s) para las diferentes estaciones aerológicas

argentinas, (valores negativos indican transportes desde el norte; valores positivos transportes desde el sur). Del análisis de la misma surgen características interesantes: Transportes de vapor de agua desde el norte influencian la zona subtropical y central-norte argentina, (Figura 7.7 b): Salta, Resistencia, Córdoba y Mendoza), durante todo el año. Los valores máximos absolutos se presentan sobre Resistencia, durante todos los meses del año (alrededor de 700g/cm s durante el invierno), salvo durante marzo y abril, noviembre y diciembre, cuando los transportes desde el norte sobre Córdoba, son más intensos que sobre Resistencia. Las evoluciones anuales en Salta, Mendoza y Córdoba, son similares: Transportes de vapor desde el norte, con máximos en otoño y primavera y valores relativamente mayores en Córdoba. Así, la zona subtropical argentina recibe el máximo aporte de humedad, al final y al comienzo del verano, entre

Salta y Resistencia (el transporte de vapor es máximo, con valores de alrededor de 300 g/cm s y 450 g/cm s, sobre Córdoba). Las intensidades de los transportes meridionales de vapor de agua, en Mendoza, son menores relativamente (alrededor de 100 g / cm s) a los de Córdoba y Salta; provienen del norte durante

todos los meses del año, salvo en noviembre y diciembre, cuando llegan desde el sur, influenciados por la circulación ciclónica del centro de baja presión del noroeste argentino que se establece en ese período (circulación meridional media en las capas bajas es del sur y más intensa en ese período). En la región central-sur (Figura 7.7.c), sobre Santa Rosa, los transportes meridionales de humedad son desde el sur durante todo el año, salvo durante el mes de marzo cuando el aporte es del norte. Desde mayo a julio, la intensidad de los transportes del sur es mayor que la correspondiente a los aportes en Comodoro Rivadavia. Comportamiento inverso se observa du-

rante el verano, principios del otoño y en agosto (los transportes de humedad desde el sur son más intensos sobre Comodoro Rivadavia). Durante la primavera, las intensidades de los transportes referidos, en las estaciones en comparación, son iguales.

En la región central-norte, la comparación de la evolución anual de los transportes meridionales de vapor sobre Santa Rosa y sobre Ezeiza (Figura 7.7.a)) indica que: se presentan valores relativamente mayores en Santa Rosa, entre mayo y agosto y entre octubre y febrero. Durante setiembre, los transportes meridionales con valores cercanos a cero, en ambas estaciones, muestran una compensación de aportes del sector norte y del sector sur. Ocurre lo mismo en abril, sobre Santa Rosa; pero solamente durante este mes, los aportes del sur, en Ezeiza, son más intensos que los de Santa Rosa. Comportamiento relativamente inverso se observa durante el mes de octubre: los transportes se compensan en Ezeiza y son más intensos desde el sur en Santa Rosa. Este

desplazamiento latitudinal de la zona de transición de los transportes meridionales de vapor y la intensificación de la circulación desde el sur, al norte y al sur, respectivamente, de la región de convergencia mencionada está quizás, relacionado al desplazamiento latitudinal del centro anticiclónico subtropical

del Atlántico y la variación de la circulación del sudeste asociada. Resulta interesante mencionar, la compensación de los transportes meridionales sobre Ezeiza, entre junio y octubre, señalando el establecimiento de la zona de convergencia sobre esa región: débiles aportes del norte se observan en julio y octubre, y desde el sur, durante agosto y setiembre.

Las evoluciones de los transportes meridionales de humedad sobre Córdoba y Neuquén, entre mayo y diciembre, (Figura 7.7.b) y c)) son similares y

provenientes del norte: la intensidad de los mismos es mayor sobre Córdoba. El comportamiento es semejante en Comandante Espora, salvo que, en agosto, noviembre y diciembre, los transportes meridionales son del sur, y en octubre los valores correspondientes son casi nulos. Ocurre lo mismo, durante el verano y principios del otoño, es decir, durante los meses mencionados, los transportes meridionales del norte y del sur se compensan, en Comandante Espora. Sobre Neuquén y Córdoba, los transportes meridionales del norte alcanzan valores máximos en marzo, alrededor de 200 g/cm s y 450 g/cm s, respectivamente.

7.2. TRANSPORTE DE VAPOR DE AGUA DEBIDOS A LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA Y AL FLUJO ZONAL MEDIO.

7.2.1. CONTRIBUCIÓN DE LOS FLUJOS ZONALES Y FLUJOS MERIDIONALES: **Evolución anual.**

La estructura de la evolución anual de los flujos de humedad totales está fuertemente marcada por la influencia del comportamiento de las celdas de circulación meridional y el flujo zonal medio. Como puede observarse en las Figuras 7.8 a 7.10, las evoluciones de estos flujos son similares a los correspondientes flujos totales, tanto en su componente zonal como meridional; sin embargo se registran diferencias en las intensidades de los mismos. Las figuras correspondientes a los flujos meridionales señalan los cambios de circulación en la vertical indicadores de la presencia de las celdas (nortes en capas bajas y sures en niveles superiores) durante todo el año en Salta, Mendoza, Ezeiza y Comandante Espora. La disminución de la intensidad de la circulación del norte afines del invierno en Córdoba y Resistencia, y el cambio de circulación del norte al sur en esta última estación durante la primavera indican la presencia del accionar del aire subpolar que

alcanza esas latitudes a fines de la estación invernal y durante la primavera. La circulación desde el norte domina toda la troposfera baja y media, durante el invierno y las intensidades que se observan están reducidas aproximadamente, en un 50% del aporte total.

7.2.2. VARIACIÓN ANUAL DEL TRANSPORTE DE HUMEDAD DEBIDO A LA CONTRIBUCIÓN DE LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA Y AL FLUJO ZONAL MEDIO.

7.2.2.1. TRANSPORTE ZONAL DE HUMEDAD, DEBIDO AL FLUJO ZONAL MEDIO.

7.2.2.1.1. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL.

Como se puede apreciar en la Figura 7.11, los campos son similares a los correspondientes transportes zonales totales, pero muestran intensidades reducidas: En la región subtropical predomina la variación latitudinal durante los meses de verano; hacia el invierno y la primavera, la variación adquiere orientación meridional. Las zonas intercaladas de máximos y mínimos aportes de humedad del oeste se observan más marcadas; entre junio y noviembre tres áreas bien definidas se corresponden con los extremos: Máximos al norte de la zona subtropical; un eje de mínimos aportes se despliega entre Mendoza y Ezeiza, sobre el norte de la zona central y por último, un área de máximos nuevamente, hacia el norte de la región patagónica....

7.2.2.1.2. EVOLUCIÓN ANUAL EN CADA ESTACIÓN AEROLÓGICA ARGENTINA.

La evolución anual de los aportes zonales de humedad debidos al flujo zonal medio se muestra en la Figura 7.12. Se observa igual movimiento rela-

tivo, a través del año, que las correspondientes a los transportes totales de humedad. Las intensidades de los aportes es inferior: disminuyen los máximos de la región central-sur en aproximadamente, 400 g/ cm s; mientras que en la zona subtropical la diferencia es menor, sólo alrededor de (100 g/ cm s). Esto indicaría la existencia de otros procesos que contribuyen al transporte total de humedad en la zona central. Se analizará luego el efecto de los aportes de las perturbaciones transientes sobre la región mencionada.

7.2.2.2. TRANSPORTE MERIDIONAL DE HUMEDAD, DEBIDO A LA CIRCULACIÓN MERIDIONAL MEDIA.

7.2.2.2.1. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL.

La evolución anual de la contribución mensual de las celdas de circulación meridional al transporte meridional total de humedad se muestra en la Figura 7.13 a) y b). Las isolíneas marcadas en verde separan las áreas de dominio de los aportes meridionales del norte y del sur debidos a la circulación de las celdas meridionales, indirecta de Ferrel y la polar directa, respectivamente.

Durante los meses del otoño, invierno y comienzos de la primavera (específicamente, entre febrero y octubre) los aportes de humedad correspondientes desde el norte dominan toda la zona subtropical hasta los 35°S. al este y en la zona central oeste alcanza 40°S. El máximo está centrado sobre Resistencia durante mayo y los meses de invierno. Entre noviembre y enero, los aportes del norte debidos a las celdas reducen su área de dominio hacia el noroeste y los aportes del sur alcanzan el Litoral mesopotámico.

7.2.2.2.2. EVOLUCIÓN ANUAL EN CADA ESTACIÓN AEROLÓ-

GICA ARGENTINA.

Los aportes de humedad debidos a las celdas de circulación mantienen el movimiento de la evolución temporal de los transportes totales, aunque con menor intensidad en las estaciones de toda el área analizada con excepción de Ezeiza y Resistencia. Los aportes de humedad desde el sur se intensifican sobre Ezeiza en el verano resultando mayores que los de Santa Rosa, hasta el mes de mayo cuando esta relación se invierte. Los aportes del norte sobre Resistencia, comienzan su disminución a partir de agosto y se vuelven del sur durante la primavera indicando la presencia de una celda de circulación meridional directa sobre esas latitudes. Los transportes de humedad desde el sur sobre Comodoro Rivadavia son máximos en febrero y disminuyen marcadamente su intensidad hacia el invierno. La evolución se muestra invertida relativamente en Santa Rosa, y los aportes de humedad desde el sur maximizan en el mes de junio, sobre esta estación.

7.3. TRANSPORTE DE VAPOR DE AGUA DEBIDO A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES.

Los ciclones y anticiclones son responsables de la mayoría de las variaciones del tiempo en latitudes medias y producen una gran cantidad de transporte meridional de impulso, calor y humedad. Estas perturbaciones muestran grandes variaciones de viento y humedad en escalas de varios miles de kilómetros, y no aparecen en el promedio zonal, pero afectan profundamente al clima zonal medio. Estas fluctuaciones asociadas con el tiempo meteorológico se conocen como perturbaciones transientes y están representadas por los apartamientos de los promedios temporales.

A continuación se describirá la influencia espacial y temporal de los aportes de humedad debido a las perturbaciones transientes referidas.

7.3.1. CONTRIBUCIÓN DE LOS FLUJOS ZONALES Y FLUJOS MERIDIONALES DEBIDOS A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES: Evolución anual

Las perturbaciones transientes aportan humedad desde el este sobre la zona cordillerana en la región central, y sobre la Patagonia, durante las estaciones de transición y el verano. Durante el invierno estos aportes zonales se debilitan e invierten al oeste. Esta característica puede apreciarse en la evolución anual de los flujos de humedad debidos a las perturbaciones transientes mostrados en la Figura 7.15 para las estaciones de Mendoza y Neuquén y en la Figura 7.17 para Comodoro Rivadavia: en ellas se observa que los flujos del este prevalecen en toda la troposfera baja y media durante el verano, otoño y primavera en Mendoza y Neuquén y durante todo el año sobre Comodoro Rivadavia. Las máximas intensidades del este se observan durante la estación estival, especialmente sobre Neuquén.

Los aportes meridionales mostrados en las Figuras 7.15 para Neuquén y la Figura 7.17 para Comodoro Rivadavia indican que la dirección dominante es desde el norte; mientras que sobre Mendoza se observa el predominio de esta dirección en el verano, en los niveles inferiores hasta 800 hPa y desde 700 hPa, en toda la troposfera media. Durante los meses de invierno, los aportes de humedad de las perturbaciones transientes son desde el sur sobre Mendoza y esta dirección domina los flujos entre 800 hPa y 700 hPa durante todo en año.

Sobre la parte occidental de la zona subtropical (Salta, Figura 7.15) los aportes transientes zonales del este maximizan en octubre y los correspondientes meridionales del norte dominan en febrero-marzo. Aportes del sudoeste se observan durante el verano, otoño y primavera influenciando la

troposfera baja; mientras los aportes del noreste debidos a las perturbaciones transientes dominan el resto de la troposfera durante el resto del año, alcanzando los niveles inferiores durante el invierno.

Sobre la zona subtropical- este, al norte, en Resistencia (Figura 7.16), los aportes de humedad debido a las perturbaciones transientes son desde el noroeste en toda la troposfera durante todo el año (lo transiente es monzónico???) y maximizan a fines del otoño y en el invierno alrededor del nivel de 850 hPa . Estos aportes disminuyen su intensidad hacia capas cercanas a superficie y llega a invertirse el aporte zonal del oeste al este durante julio. Si bien la configuración de los flujos meridionales alrededor del máximo invernal es similar a la correspondiente a los flujos totales, las intensidades involucradas en este período son bastante menores (disminuyen un 60% aproximadamente).

Hacia el sudoeste de Resistencia, sobre Córdoba (Figura 7.16), los flujos de humedad debidos a las perturbaciones transientes también, son del noroeste en toda la troposfera media y baja, durante todo el año, pero maximizan en las estaciones de transición: Los aportes zonales de humedad son pequeños en relación a los meridionales: maximizan en noviembre y febrero. Los aportes meridionales maximizan en noviembre con intensidades, aproximadamente, cuatro veces mayores que la correspondientes a los aportes zonales, indicando el predominio de la circulación meridional durante todo el año.

Los aportes transientes de humedad sobre la zona central argentina, en Ezeiza (Figura 7.16), Santa Rosa (Figura 7.17) y Comandante Espora Figura 7.17), muestran circulaciones zonales del este en niveles cercanos a superficie hasta 900 hPa durante todo el año. Sin embargo, sobre Ezeiza, toda la troposfera baja, hasta 700 hPa, está dominada por flujos de humedad del

oeste durante todo el año; los mismos maximizan en mayo y julio. Estas circulaciones dominan sólo en verano y otoño en Santa Rosa y también durante el período primaveral en Comandante Espora. Los aportes del este, aunque menos intensos, prevalecen a través del invierno y extienden su dominio hacia la troposfera media en la primavera maximizando alrededor de los 700 hPa, tanto en Santa Rosa como en Comandante Espora.

Los flujos meridionales transientes son del norte la troposfera media y baja, durante todo el año y maximizan entre 850 hPa y 800 hPa, en marzo y julio sobre Ezeiza, en mayo sobre Comandante Espora y durante verano y otoño sobre Santa Rosa.

Durante el invierno, entre mayo y agosto, se observan sobre Santa Rosa, aportes húmedos del noreste en capas bajas (rama templada de las perturbaciones) y del sudoeste sobre 600 hPa (área más fría de las perturbaciones). Similares circulaciones se registran en niveles bajos sobre Ezeiza; mientras en los niveles medios y superiores los aportes son dominantes del noroeste (rama cálida de las perturbaciones) .

7.3.2. VARIACIÓN ANUAL DE LOS TRANSPORTES DE HUMEDAD DEBIDOS A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES.

De la integración mensual de los flujos zonales y meridionales en la vertical, resulta, como se indicó en el primer capítulo, los transportes de humedad correspondientes.

7.3.2.1. TRANSPORTES ZONALES DE HUMEDAD, debidos a las perturbaciones transientes.

7.3.2.1.1. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL.

La Figura 7.18 muestra la variación anual de los transportes zonales de humedad debidos a las perturbaciones transientes. Las líneas en verde mar-

can la transición de los aportes del oeste (rojo) y del este (azul).

Durante la estación estival, la parte oriental de la región subtropical y de la región central registran aportes de humedad del oeste. Las perturbaciones transientes aportan humedad desde el este sobre la zona occidental, cercana a la Cordillera de los Andes, y sobre la parte norte y central de la Patagonia. A comienzos del otoño, durante el mes de marzo, los aportes del oeste, al sur de la región patagónica se intensifican notablemente. En el transcurso del otoño y el invierno el área de dominio de los aportes del este se va reduciendo hacia el noroeste y las perturbaciones aportan humedad desde el oeste en toda la región, mostrando valores máximos absolutos sobre Resistencia y débiles intensidades sobre la zona central. Durante el mes de julio, se observa aportes del este sobre el sur patagónico, refiriendo a la circulación anticiclónica post-frontal sobre esa región en esa época del año. Se amplía nuevamente, sobre la región cordillerana, el dominio de los transportes del este durante el mes de setiembre; a partir de octubre estos aportes prevalecen sobre la zona occidental de la región central y el norte patagónico y se intensifican en noviembre. Asimismo, el gradiente de los aportes del oeste al este de la zona subtropical se observa notablemente marcado al maximizar estos aportes sobre Resistencia.

7.3.2.1.2. EVOLUCIÓN ANUAL EN CADA ESTACIÓN AEROLÓGICA ARGENTINA.

Los transportes de humedad debidos a las perturbaciones transientes se muestran en la Figura 7.19. Como puede observarse, resultan de un orden de magnitud menor que el correspondiente a los transportes totales de humedad.

Transportes del oeste durante todo el año, se registran sobre Resistencia, Córdoba y Ezeiza. Los mismos maximizan en Resistencia durante la pri-

mavera. En la última estación mencionada (Ezeiza), se observan débiles intensidades durante el invierno indicativas de ocurrencia simultánea, de aportes de humedad desde el este durante este período.

Transportes de humedad desde el este se observan durante todo el año en Salta; durante la primavera, verano y hasta mediados del otoño, sobre las estaciones occidentales de Mendoza y Neuquen y sobre Comodoro Rivadavia durante la estación estival maximiza en febrero.

El área de transición entre los aportes zonales del este y del oeste se asienta sobre la región central-este: durante las estaciones equinocciales se invierten los aportes del oeste al este sobre Santa Rosa y Comandante Espora.

7.3.2.2. TRANSPORTES MERIDIONALES DE HUMEDAD, DEBIDOS A LAS PERTURBACIONES TRANSIENTES.

7.3.2.2.1. VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL.

La Figura 7.20 muestra los campos mensuales de transportes meridionales de humedad debido a las perturbaciones transientes sobre Argentina. Los mismos resultan provenientes del norte durante todo el año. La zona de transición de los aportes se asienta sobre la región occidental cordillerana a fines del in-

vierno y la primavera. Los valores máximos se registran sobre el este de la región subtropical en el mes de octubre. En general, disminuyen meridionalmente de este a oeste; máximos gradientes meridionales también se observan en octubre. Durante los meses de abril y noviembre, la zona de máximas intensidades se extiende desde el noreste hacia la región central (eje entre Córdoba y Resistencia) y al comienzo del verano, en diciembre, alcanza el área de Santa Rosa. Un área de mínimas intensidades del norte, se observa durante los meses de invierno sobre la región central (eje en di-

rección Mendoza–Comandante Espora), indicando la influencia de circulaciones relativas desde el sur.

7.3.2.2.2. EVOLUCIÓN ANUAL EN CADA ESTACIÓN AEROLÓGICA ARGENTINA.

La evolución anual de la contribución meridional de los aportes transientes, se muestra en la Figura 7.21. para cada estación de la red aerológica argentina.

En toda la región, los aportes meridionales de humedad debidos a las perturbaciones transientes provienen del norte.

En general, las marchas anuales correspondientes muestran poca amplitud anual. En la zona subtropical se observa una marcada disminución de las intensidades sobre las estaciones del oeste argentino. En las estaciones de la región oriental-central se observa que la máxima amplitud anual de los aportes corresponde a la evolución anual en Santa Rosa: durante mayo los aportes apenas superan –50 g/cm s y en diciembre superan -200 g/ cm s (mayor intensidad de aportes del norte en la estación estival).

7.4. EVOLUCIÓN ANUAL DE LOS FLUJOS DE HUMEDAD PARA CADA ESTACIÓN DE LA RED AEROLÓGICA ARGENTINA: REPRESENTACIÓN VECTORIAL

La evolución anual de los flujos totales de vapor de agua, de los flujos debidos a la circulación media y de los flujos debidos a las perturbaciones transientes, expresados vectorialmente, se muestran en las Figuras 7.22 a 7.24, respectivamente. Cada vector se obtuvo desde las componentes meridional y zonal correspondiente.

Los rasgos más sobresalientes surgen de la comparación de las contribuciones a los flujos totales de humedad que efectúan tanto, las circulaciones

medias (el flujo zonal medio como las celdas de circulación meridional), como las perturbaciones transientes, en el transcurso del año.

El flujo zonal medio y las celdas de circulación meridional media contribuyen con flujos de humedad desde el sector oeste, en toda la troposfera media y baja, sobre el este y sur de la región central y en la región patagónica.

Un aspecto sobresaliente, es el aporte que efectúan las perturbaciones transientes sobre la misma región: En Comodoro Rivadavia, la circulación del noreste domina en las capas inferiores hasta 700 hPa y se debilita paulatinamente con la altura. Aportes similares se observan: en Neuquén, durante todo el año con excepción del período invernal, cuando los flujos transientes se hallan atenuados relativamente; también en Santa Rosa, débiles durante el invierno y acentuados durante la primavera.

Por otra parte, la circulación transiente aporta humedad desde el sector norte y noroeste sobre Comandante Espora y Ezeiza durante todo el año y durante el otoño y la estación estival sobre Santa Rosa.

Mientras que el aporte de la circulación media contribuye con humedad desde el este, entre 1000 hPa y 850 hPa, en Resistencia, el aporte las perturbaciones transientes se observa marcadamente desde el noroeste indicando la contribución de humedad desde la región amazónica hacia la zona subtropical argentina. Ambas contribuciones imponen sus características en la evolución de los flujos totales de humedad sobre Resistencia. Los rasgos de la contribución transiente también alcanza el centro de la región subtropical sobre Córdoba.

Los aportes transientes de humedad cerca de la Cordillera andina central y norte, puntualmente en Mendoza y Salta, se observan débiles y de dirección variable hasta 800 hPa. Importante aportes del sector este se registran en ambas estaciones, durante la primavera y el verano entre 800 hPa y 400

hPa.

La circulación media contribuye con flujos de humedad desde el sur en niveles inferiores, sobre Mendoza; mientras que en Salta, los aportes son del noreste. En capas relativamente más altas, los flujos son del oeste, en ambas estaciones.

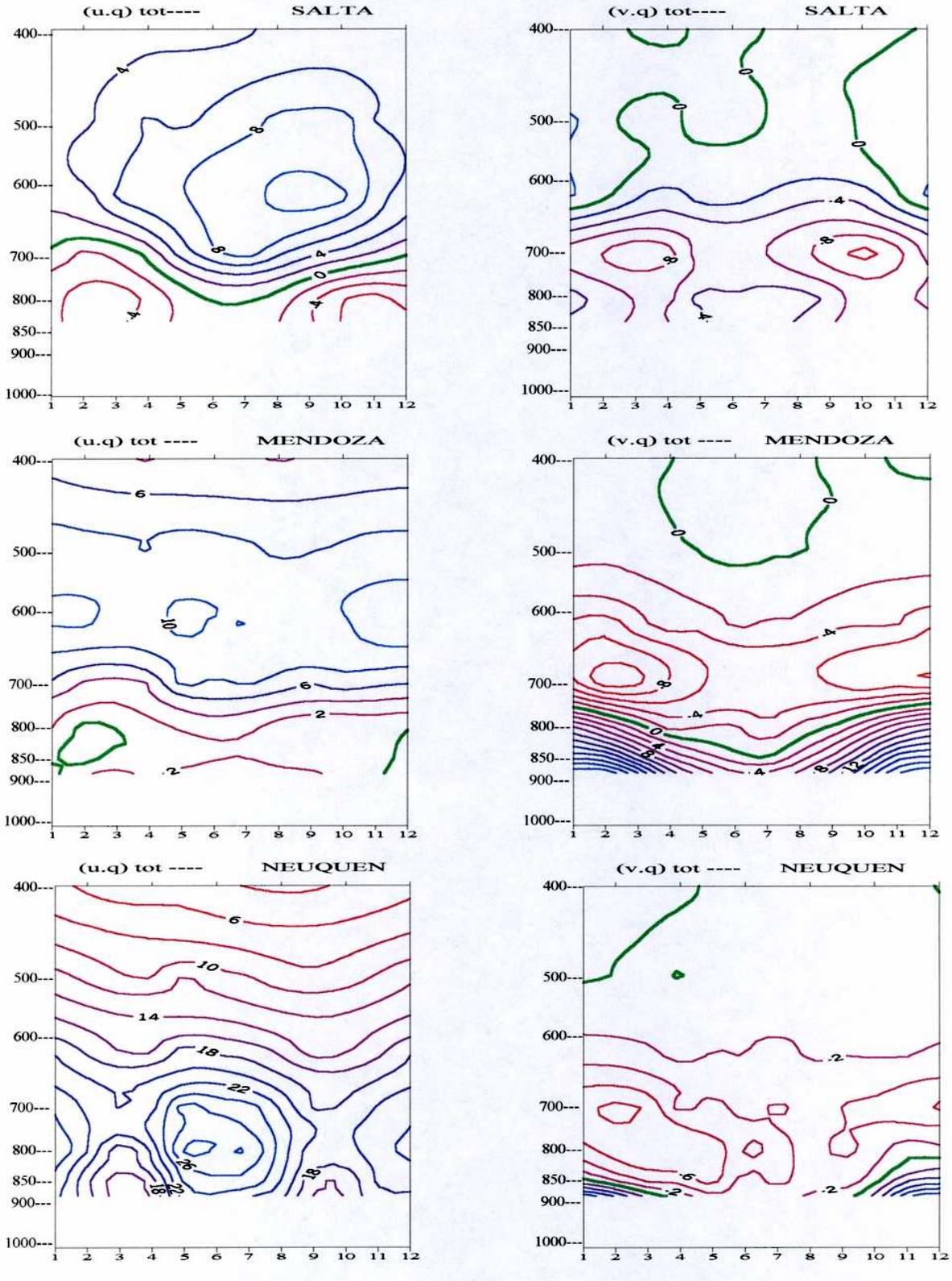


Figura 7.1: Variación anual de los flujos totales, zonales y meridionales de humedad en las estaciones de la región oeste de Argentina.

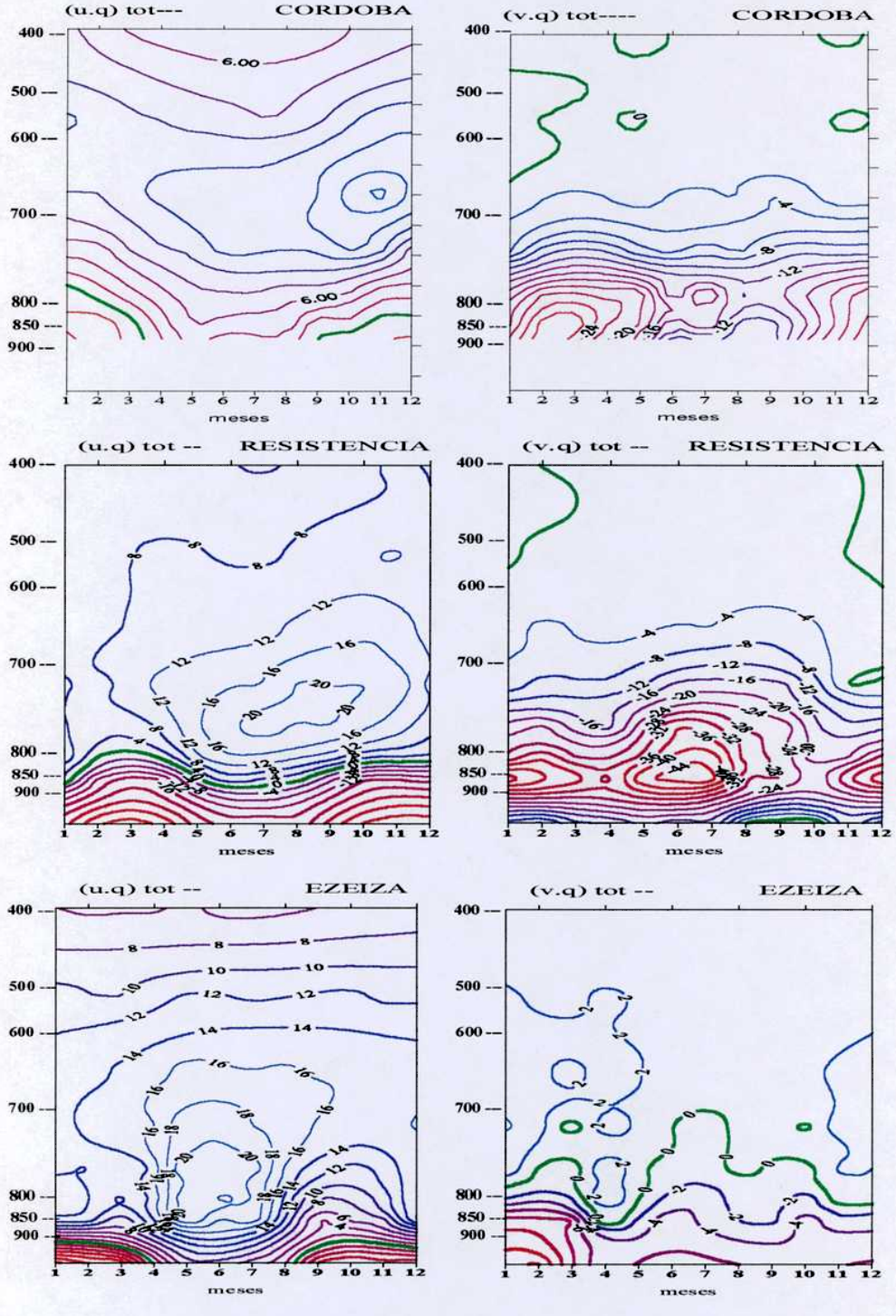


Figura 7.2 : Variación anual de los flujos totales, zonales y meridionales de humedad para las estaciones de la zona subtropical-este de Argentina.

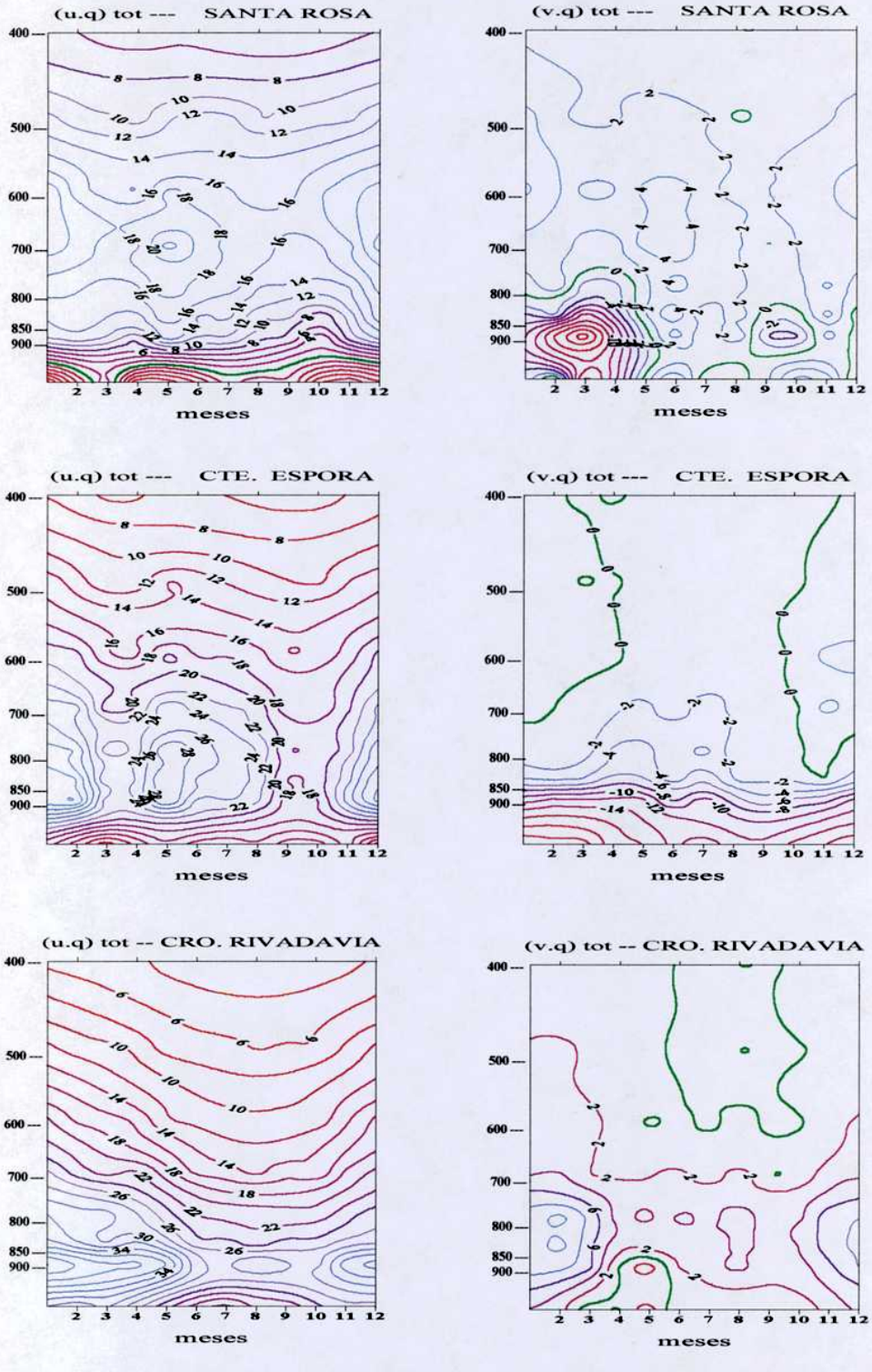


Figura 7.3 : Variación anual de los flujos totales, zonales y meridionales de humedad en las estaciones de la región central-este de Argentina

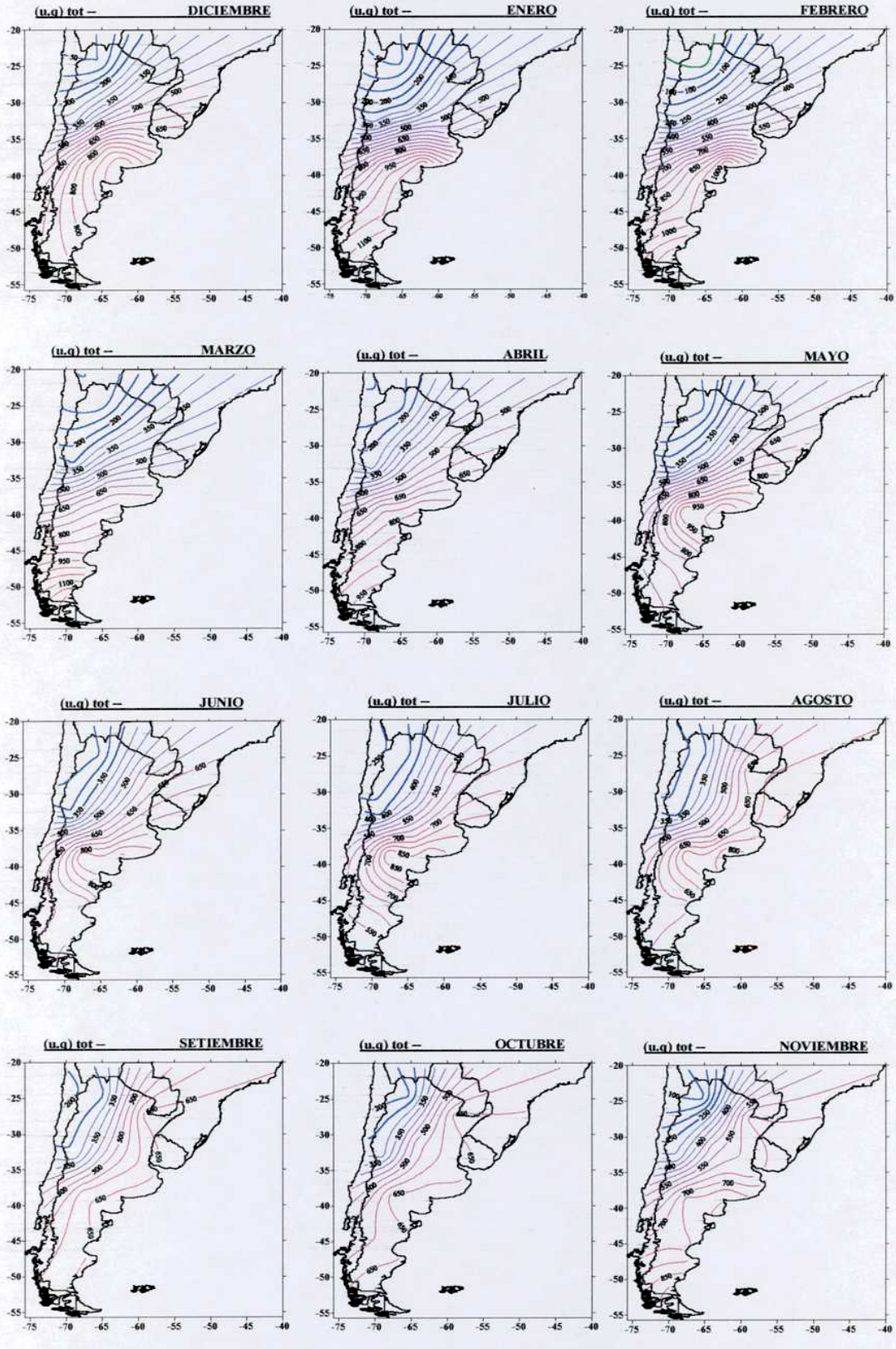
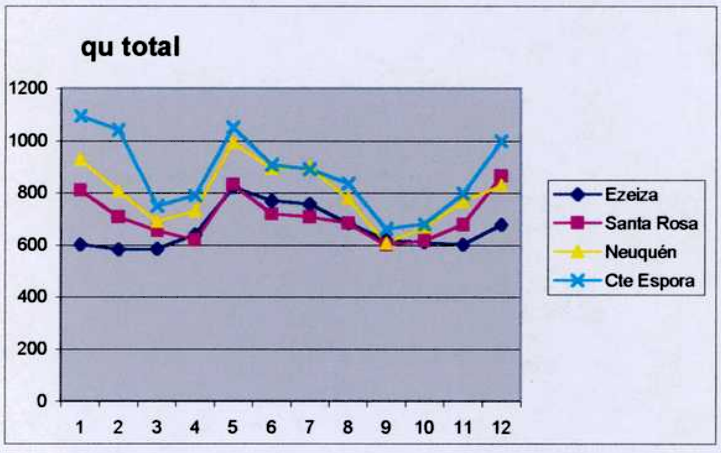
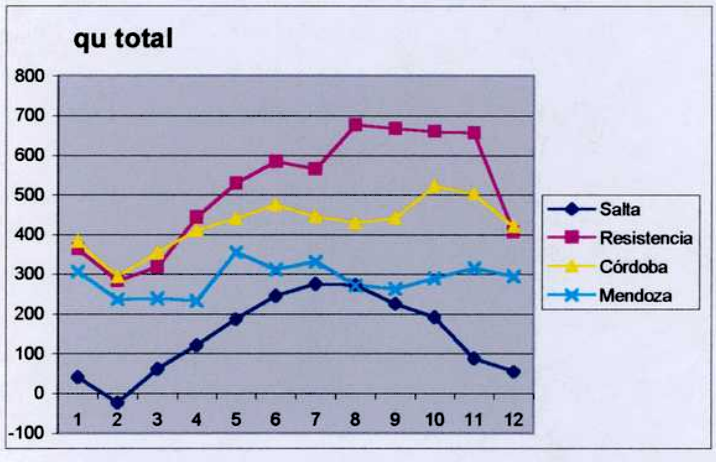


Figura 7.4 : Variación anual de los transportes zonales totales de humedad sobre Argentina.





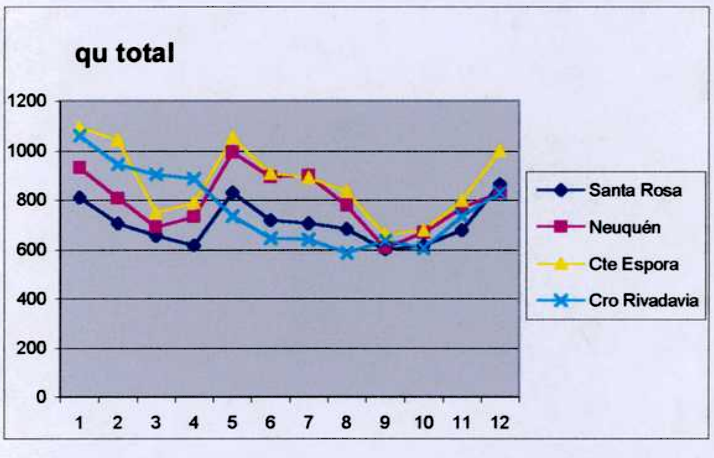


Figura 7.5: Variación anual de los transportes zonales totales de humedad.

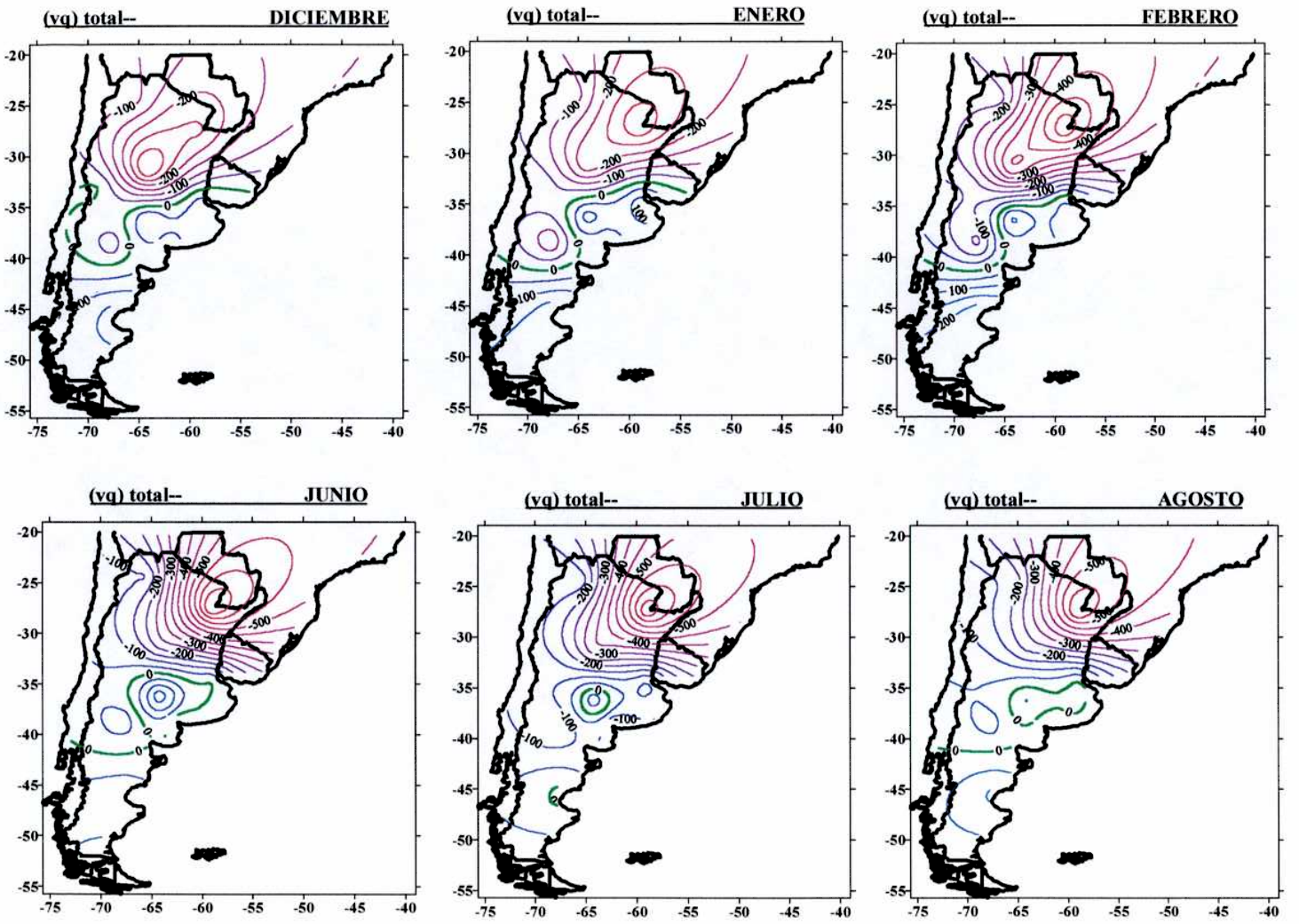


Figura 7.6 b): Transportes meridionales totales de humedad durante los meses de verano e invierno sobre Argentina.

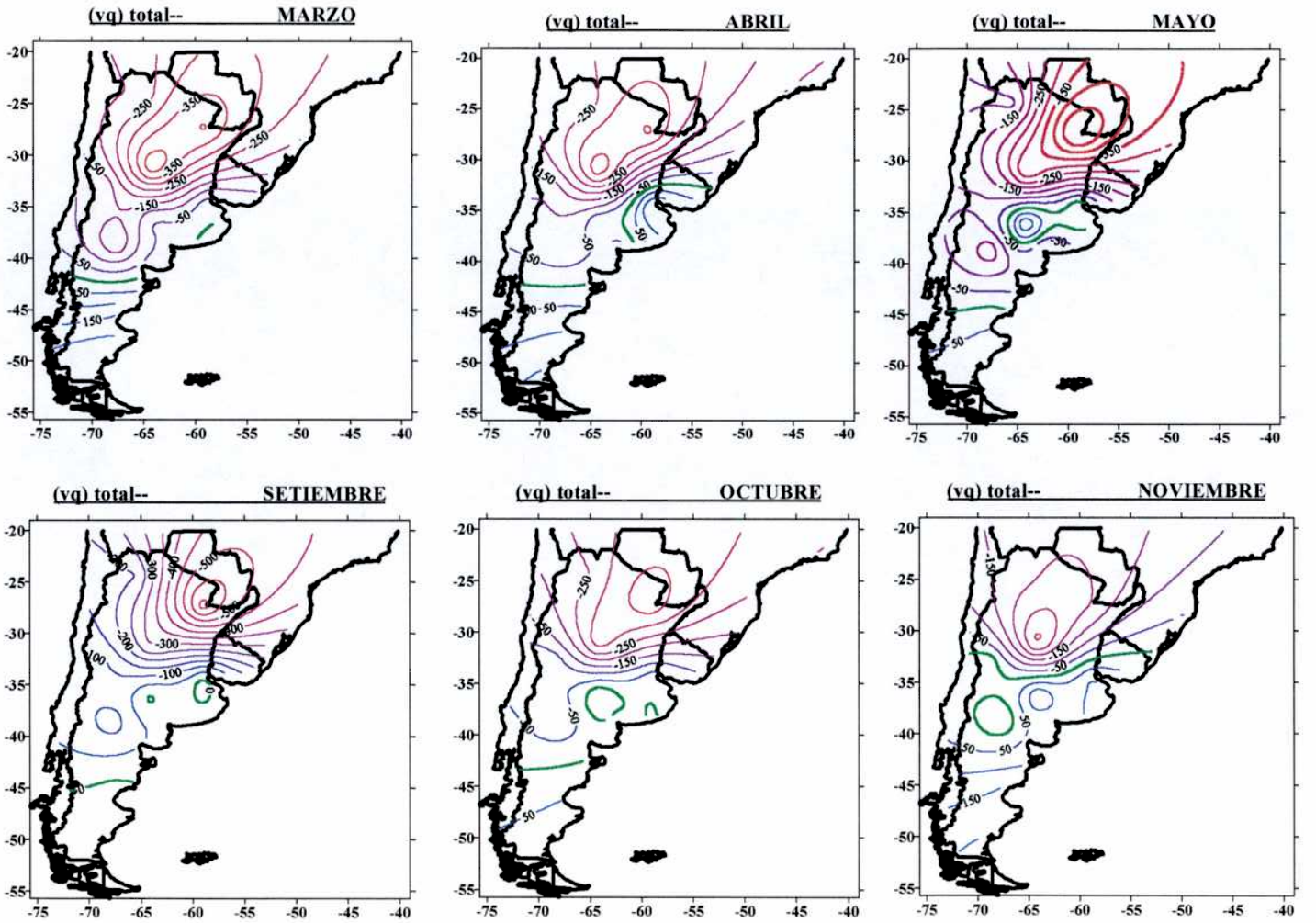
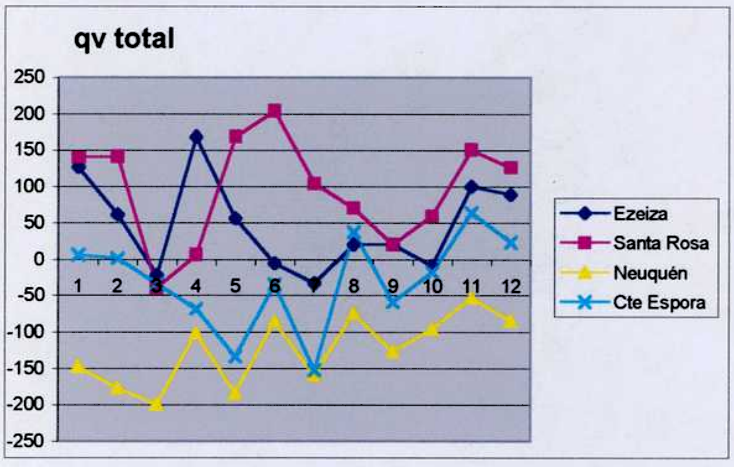
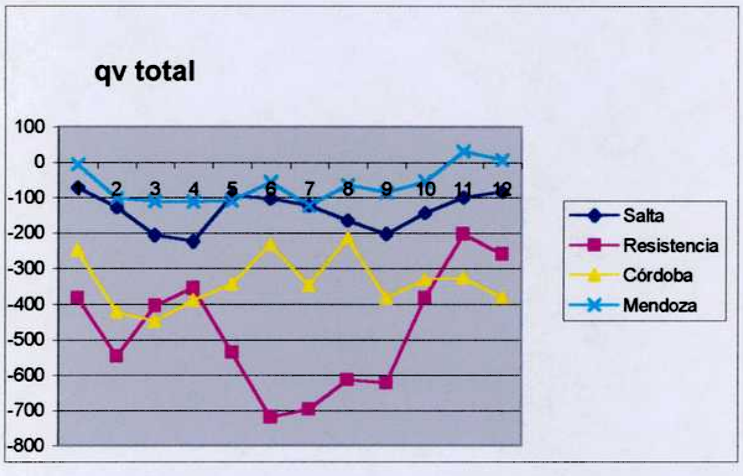


Figura 7.6: Transportes meridionales totales de humedad durante los meses de otoño y primavera.





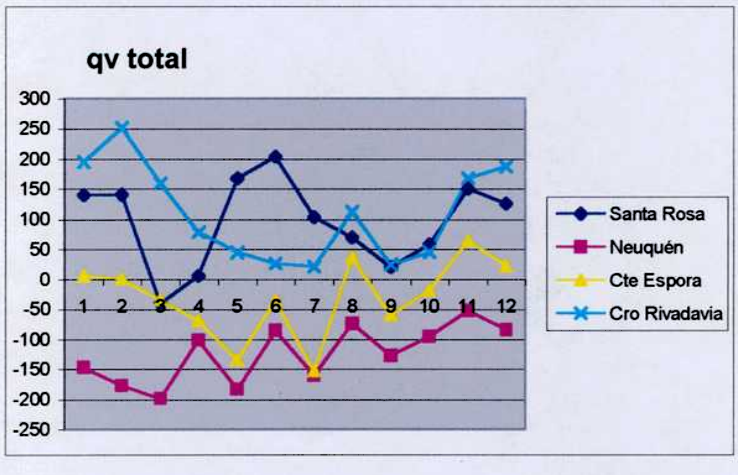


Figura 7.7: Variación anual de los transportes meridionales totales de humedad

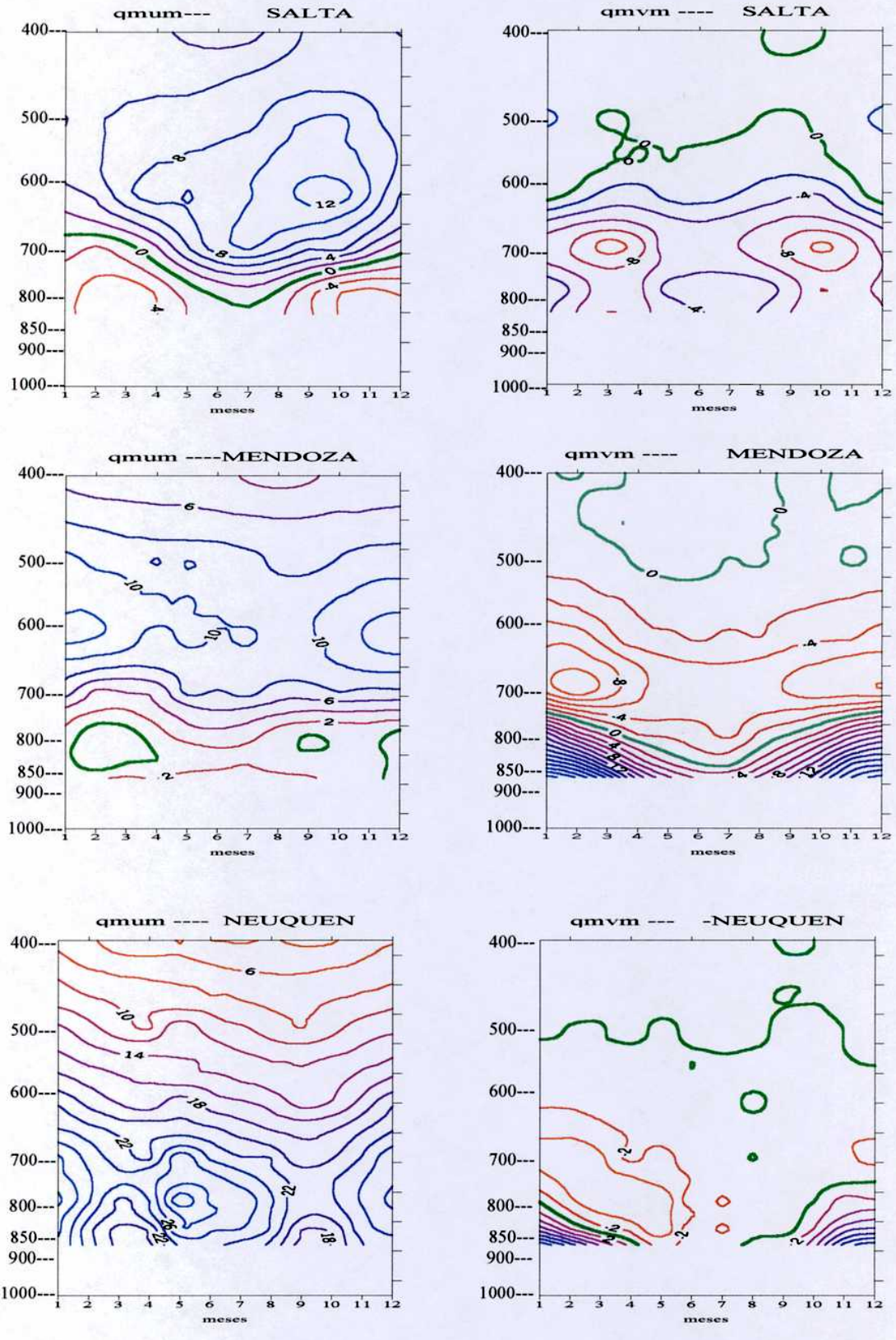


Figura 7.8 : Variación anual de los flujos de humedad debidos a la circulación meridional media en estaciones de la región oeste de Argentina.

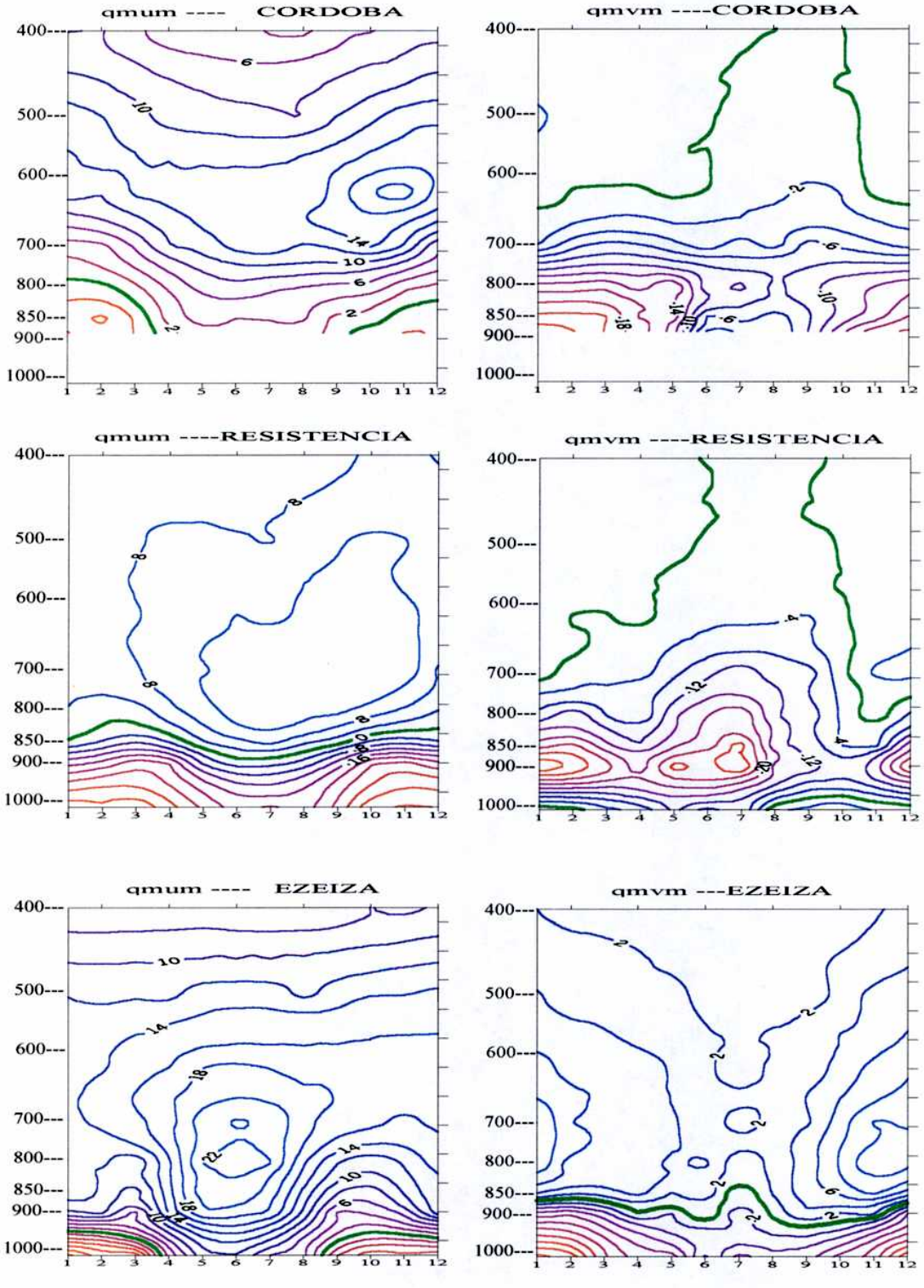


Figura 7.9: Variación anual de los flujos de humedad debidos a la circulación meridional media en estaciones de la región subtropical- este.

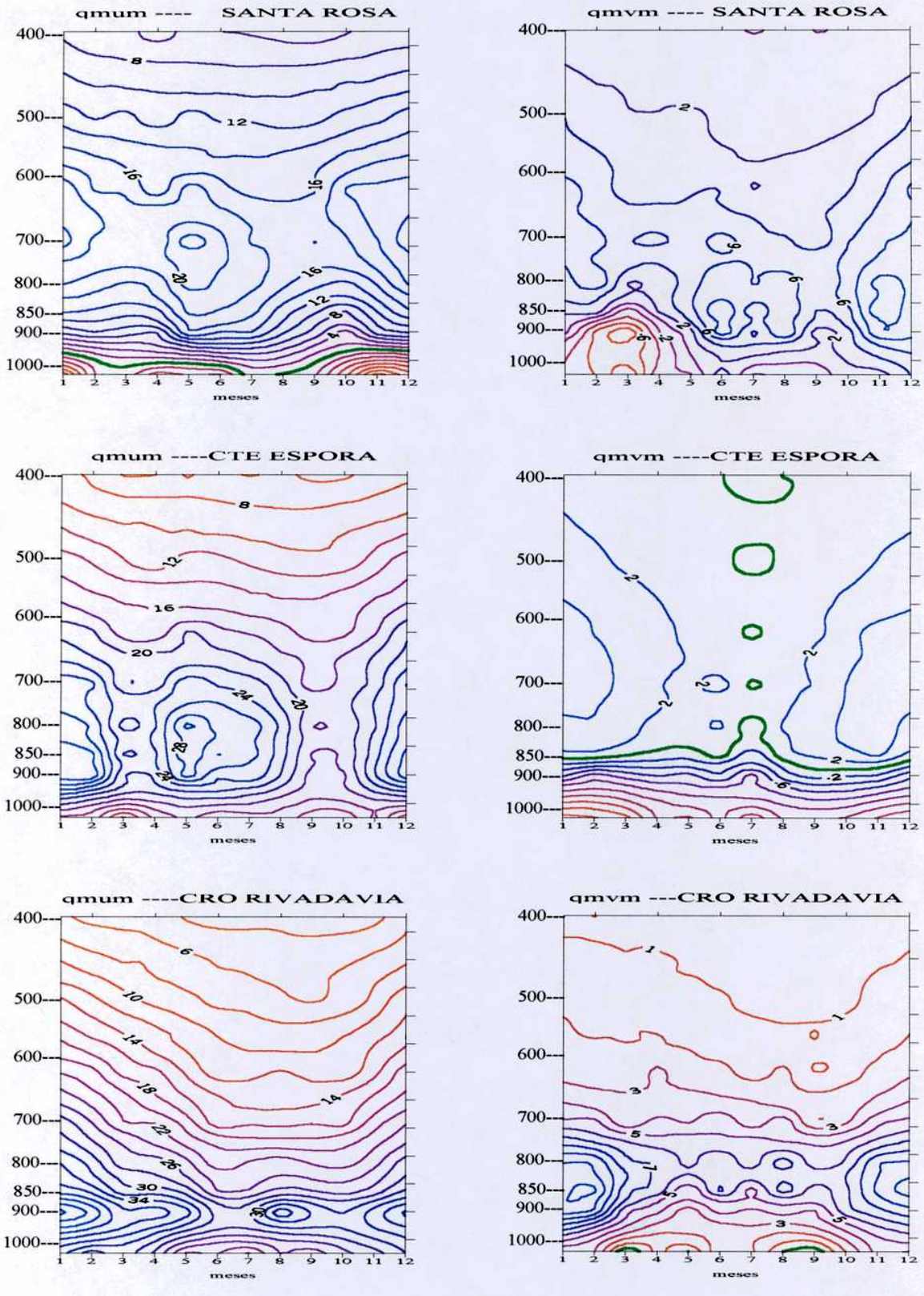


Figura 7.10: Variación anual de los flujos de humedad debidos a la circulación meridional media en estaciones de la región central y sur argentinas.

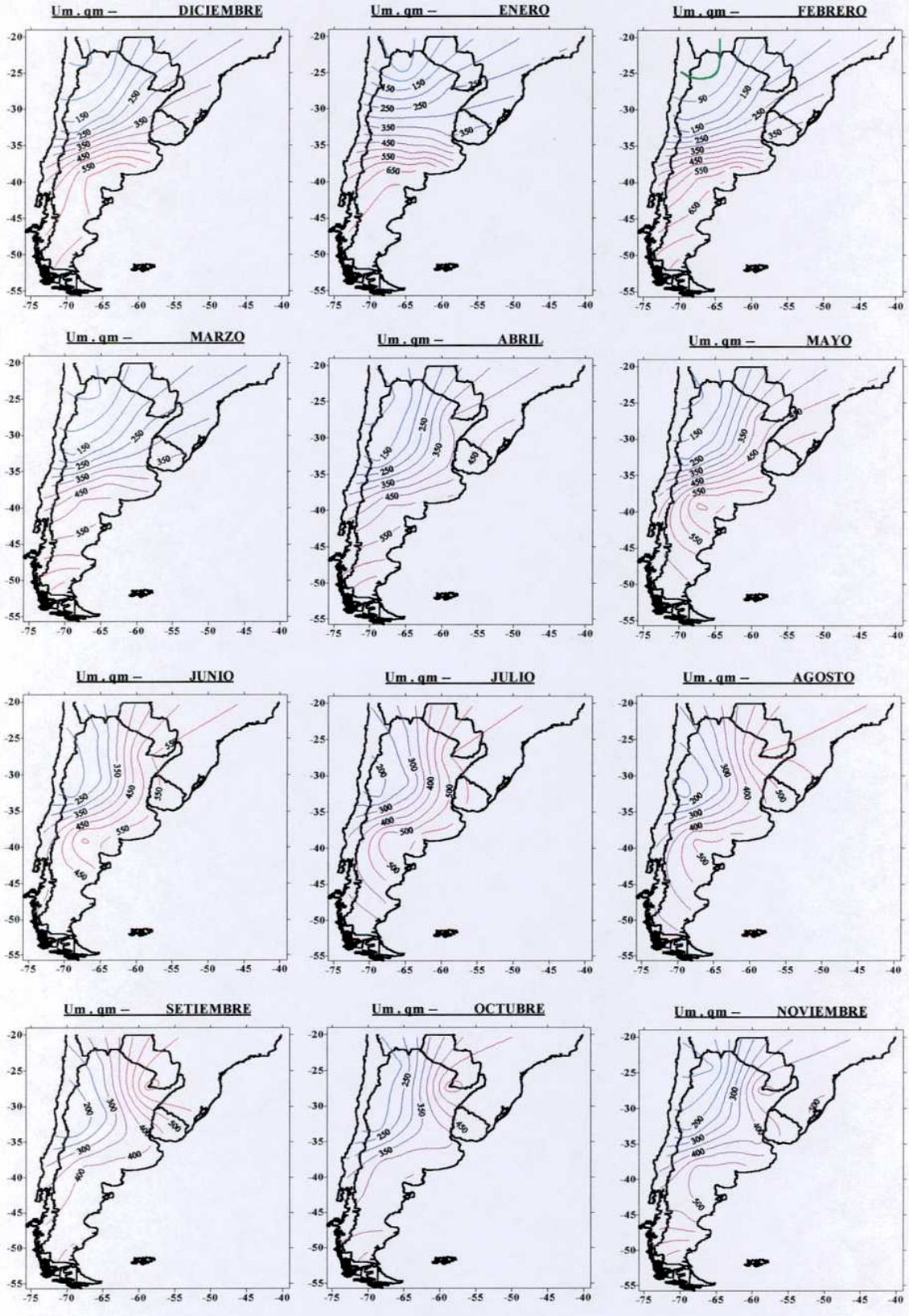
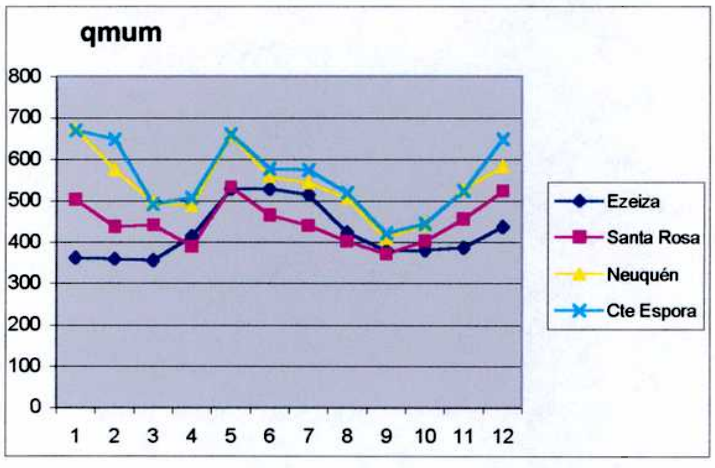
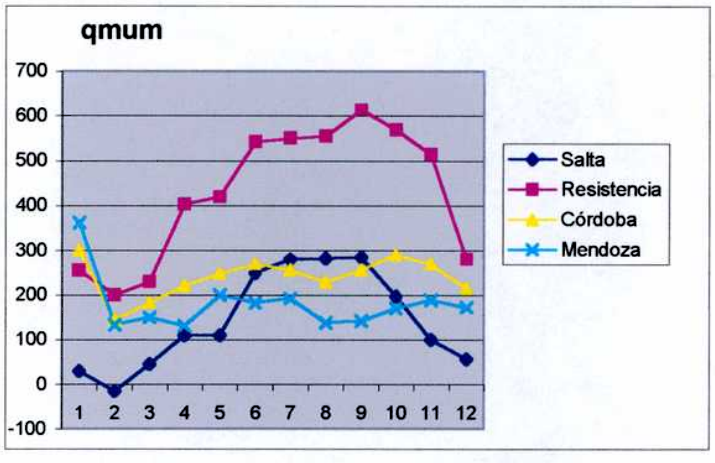


Figura 7.11: Variación anual de la contribución de la circulación zonal media al transporte zonal total de humedad sobre Argentina.





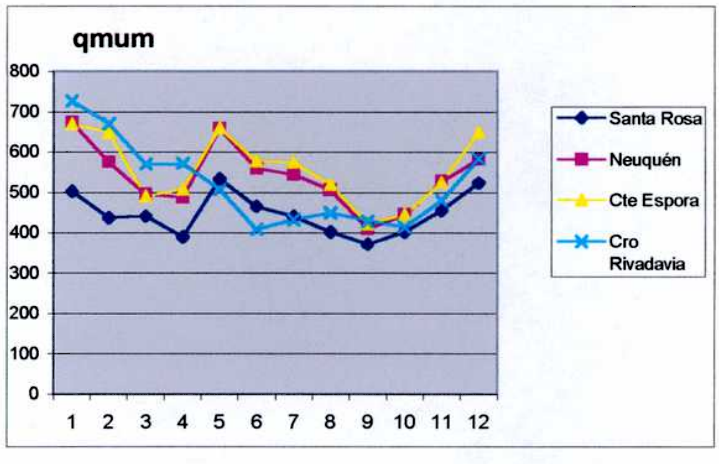


Figura 7.12: Variación anual de los transportes zonales de humedad debidos a la circulación zonal media.

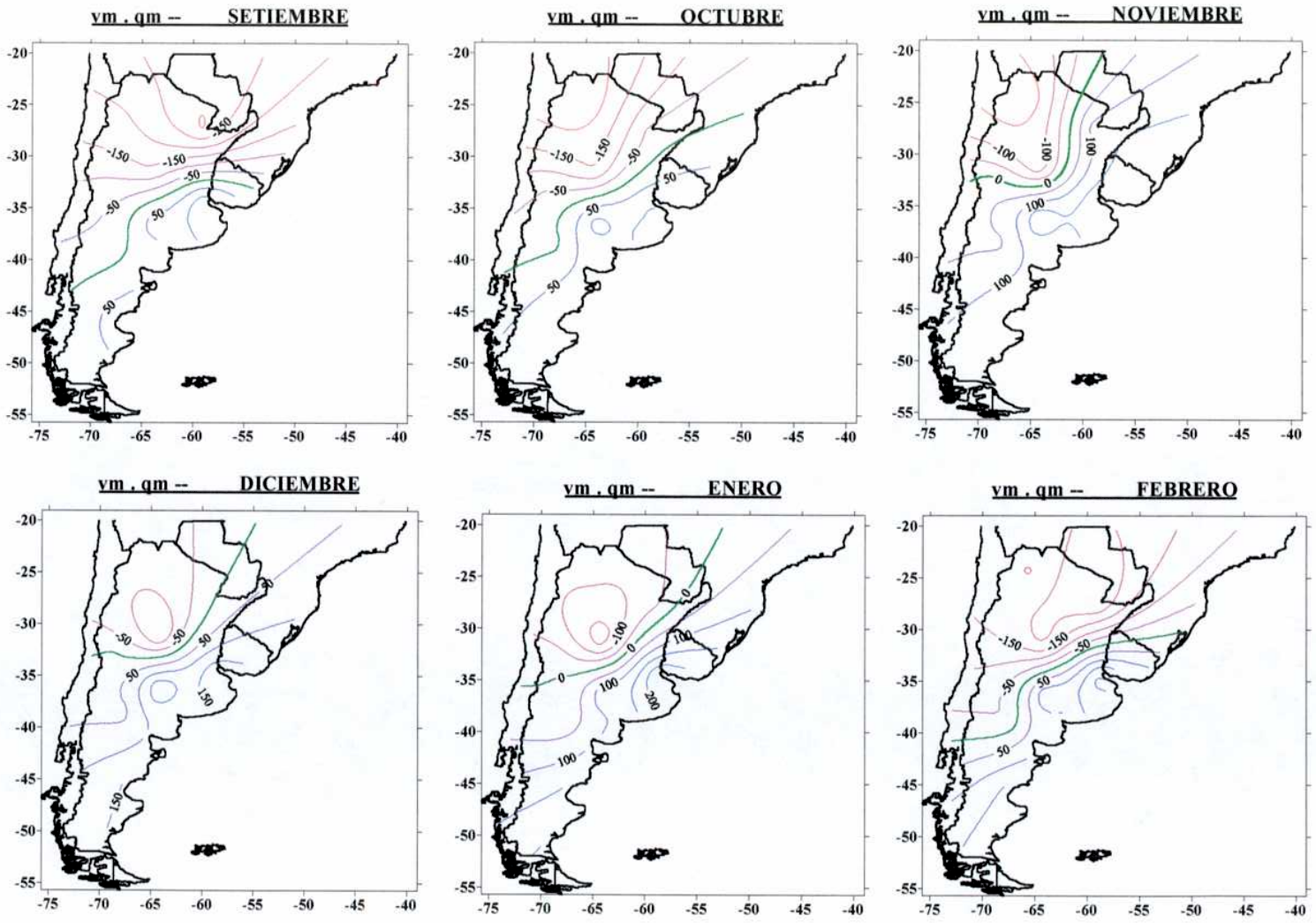


Figura 7.13 a): Contribución de la circulación meridional media al transporte meridional total de humedad para los meses de primavera y verano sobre Argentina.

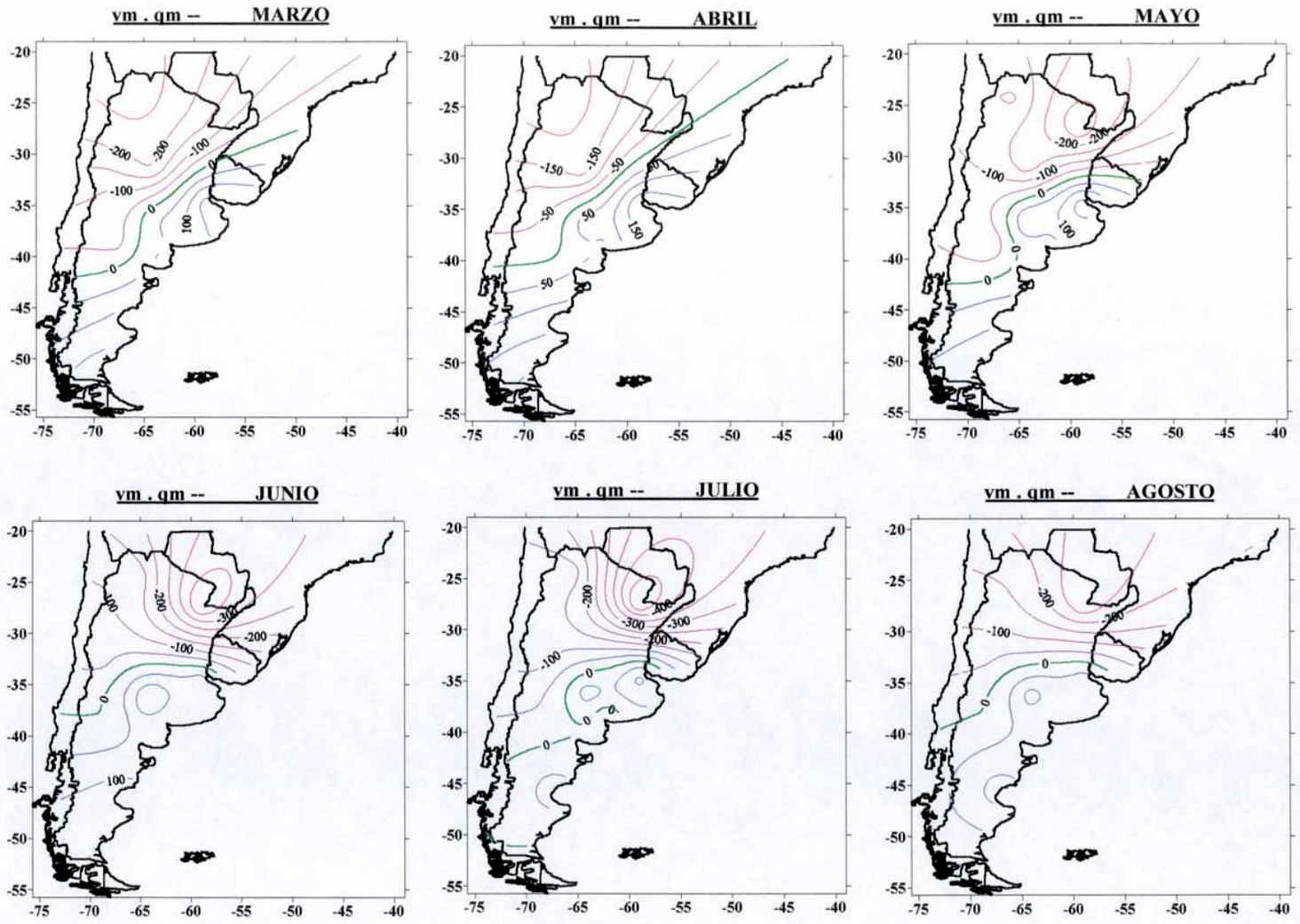
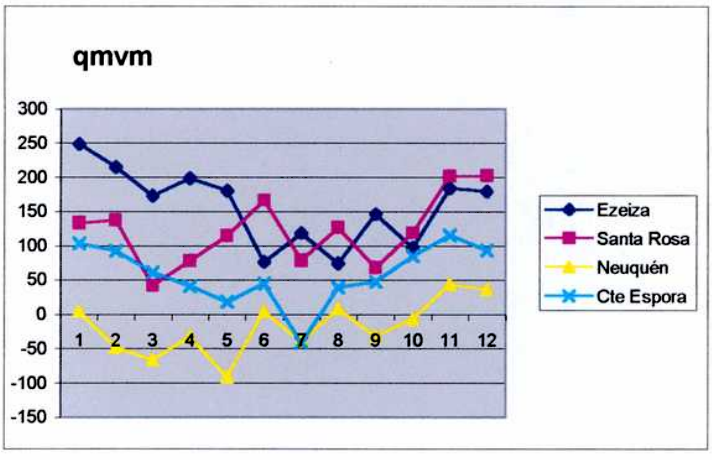
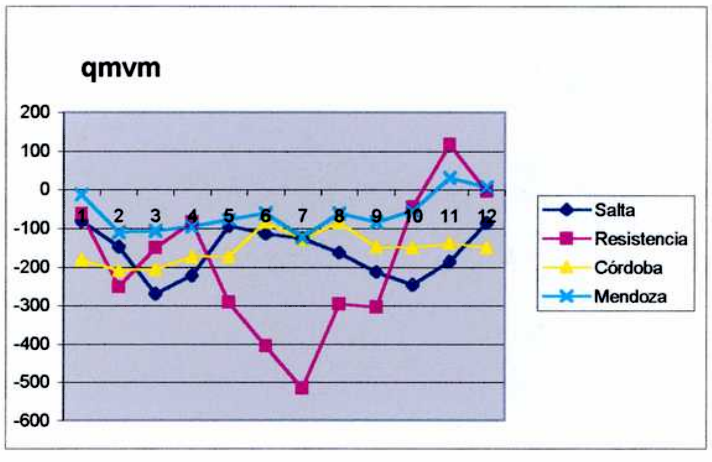


Figura 7.13 b): Contribución de la circulación meridional media al transporte meridional total de humedad para los meses de otoño e invierno sobre Argentina.





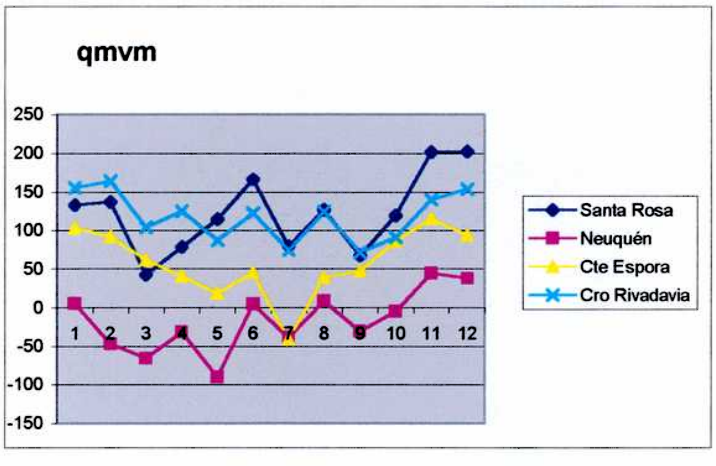


Figura 7.14: Variación anual de los transportes meridionales de humedad debidos a la circulación meridional media

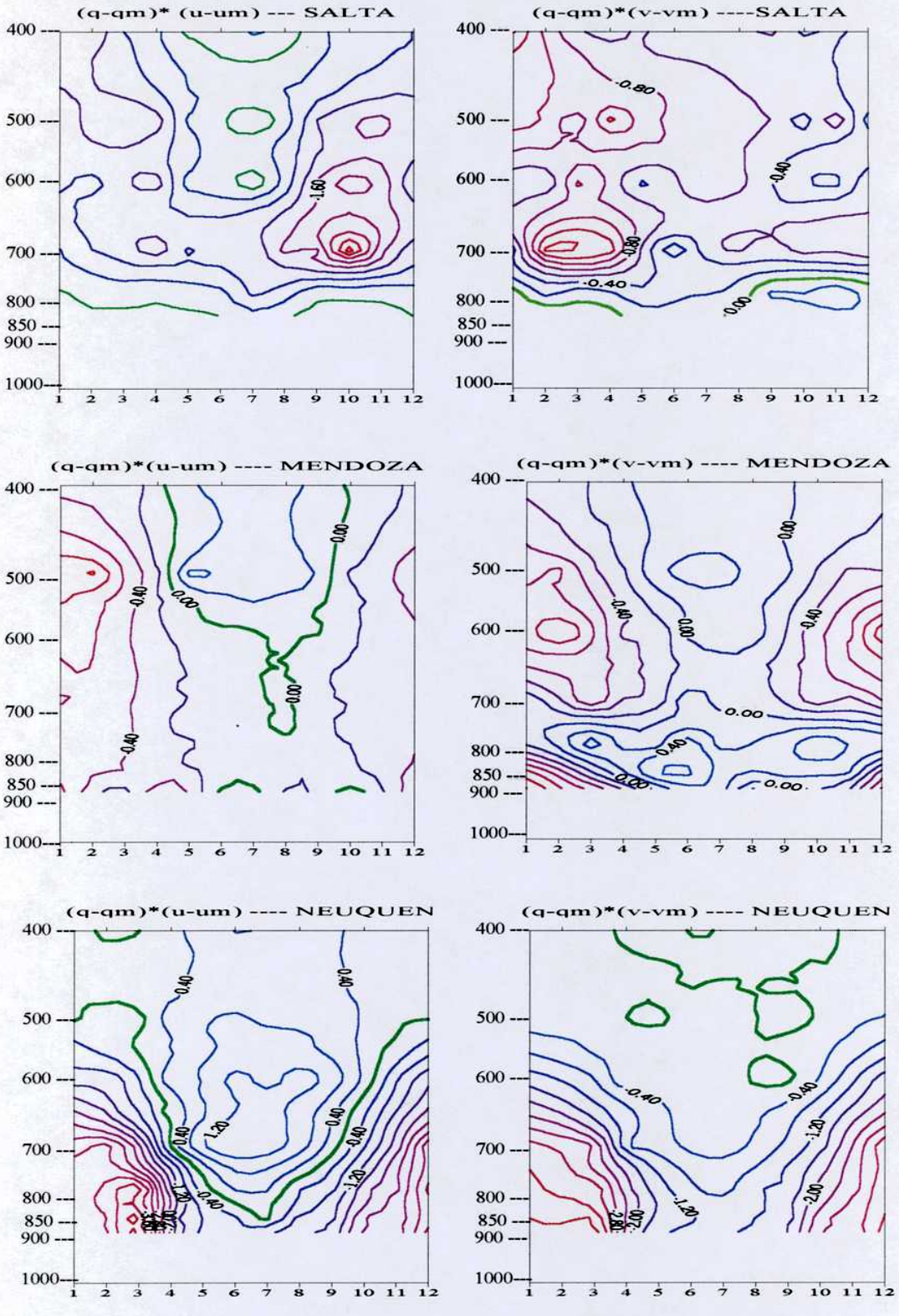


Figura 7.15 : Variación anual de los flujos de humedad debidos a las perturbaciones transientes en estaciones de la región oeste de Argentina.

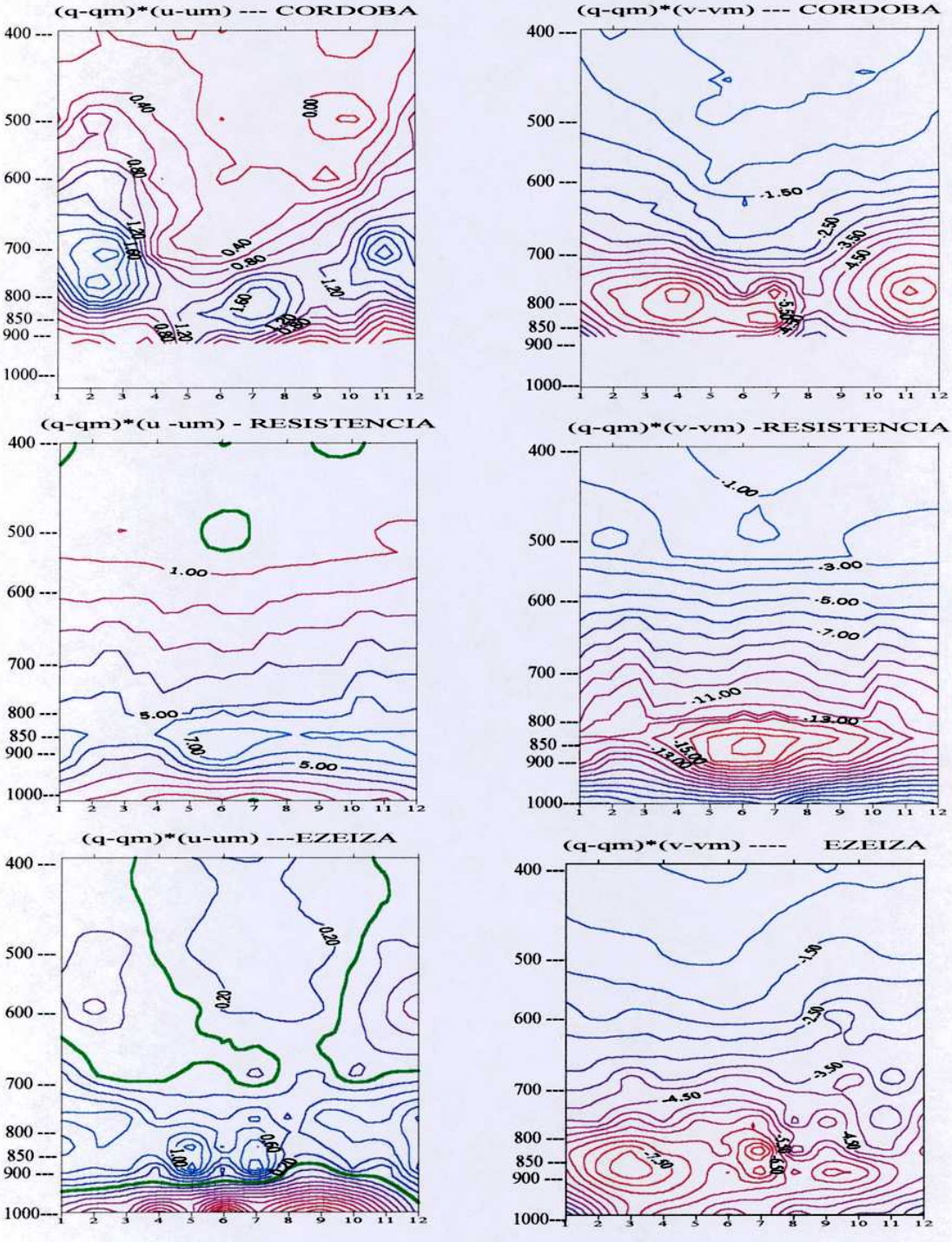


Figura 7.16: Variación anual de los flujos zonales y meridionales medios debidos a las perturbaciones transientes en estaciones de la región subtropical-este.

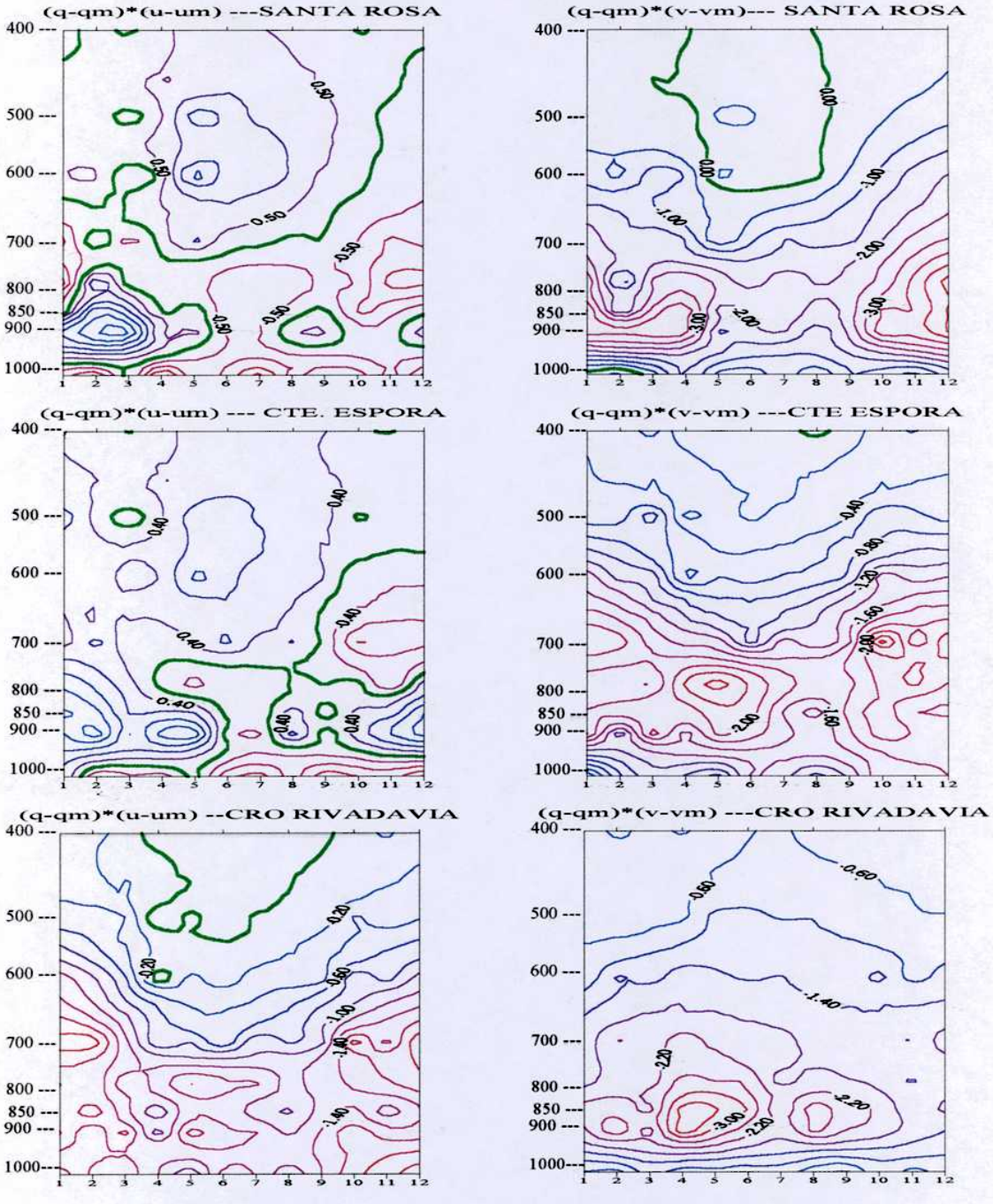


Figura 7.17: Variación anual de los flujos de humedad debidos a las perturbaciones transientes en estaciones de la región central y sur de Argentina.

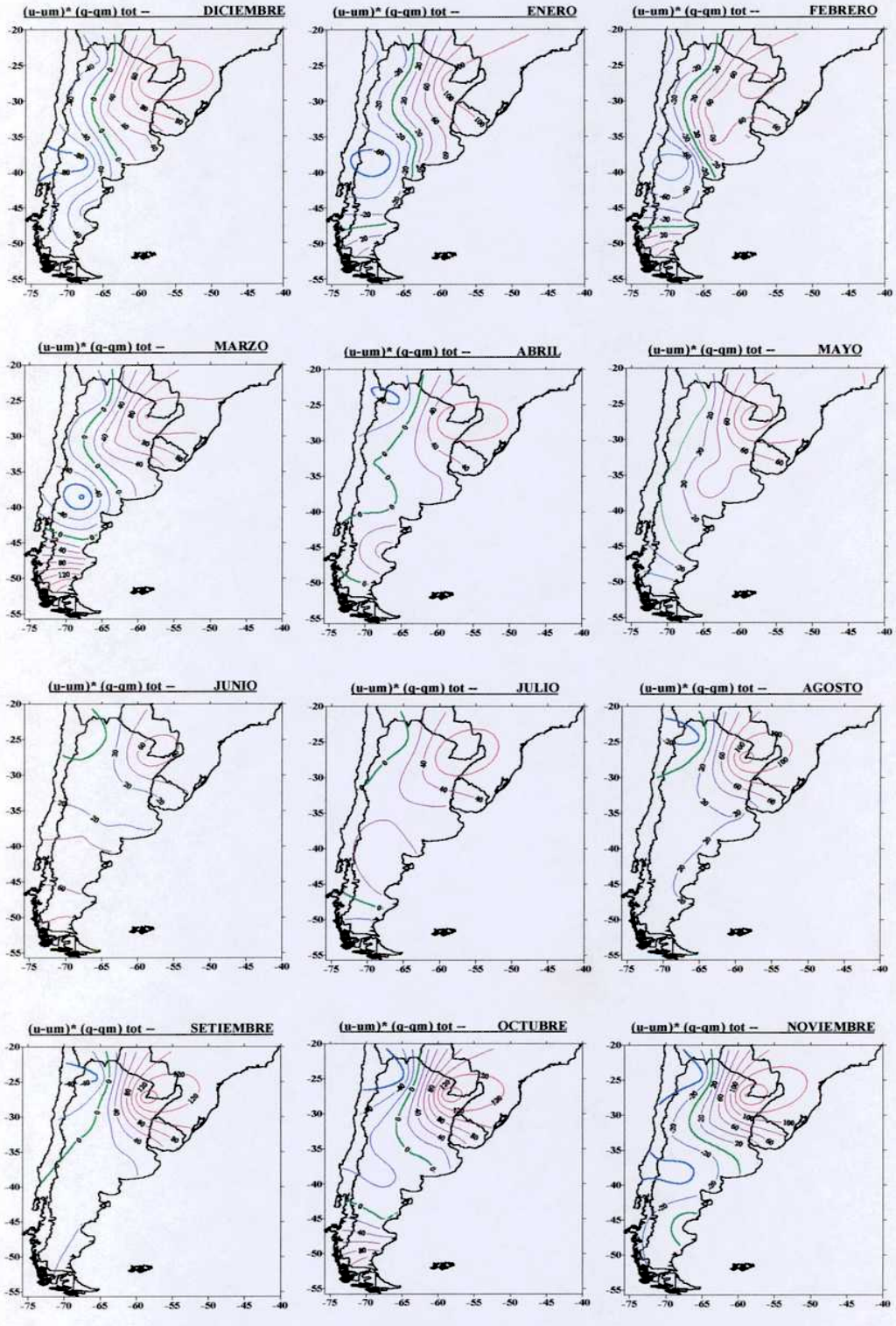
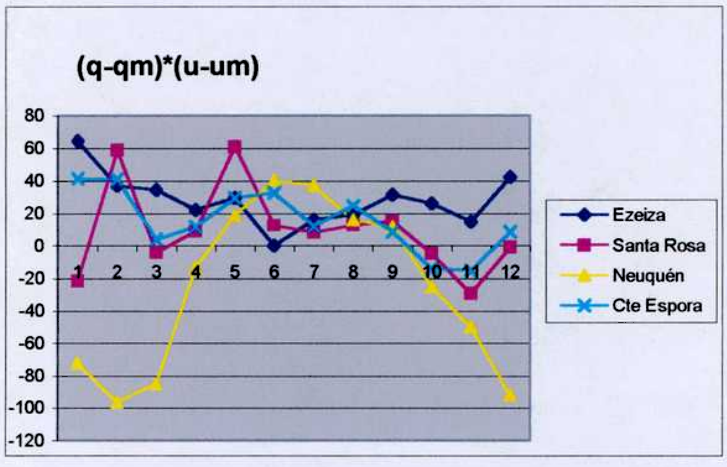
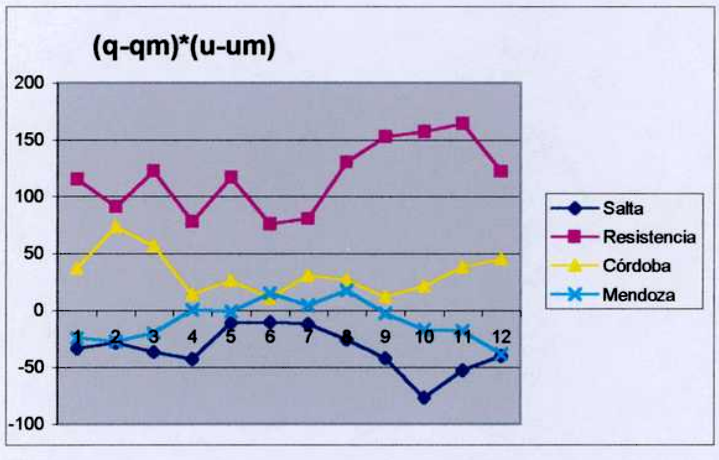


Figura 7.18 :Variación anual de la contribución zonal de las perturbaciones transientes al transporte zonal total de humedad sobre Argentina





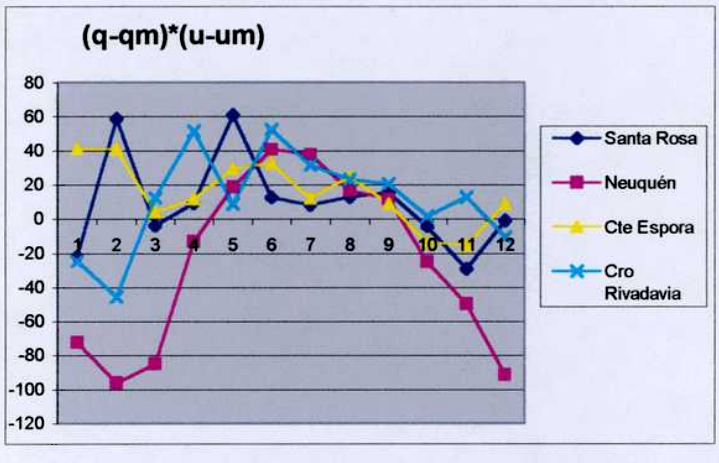


Figura 7.19: Variación anual de los transportes zonales de humedad debidos a las perturbaciones transientes.

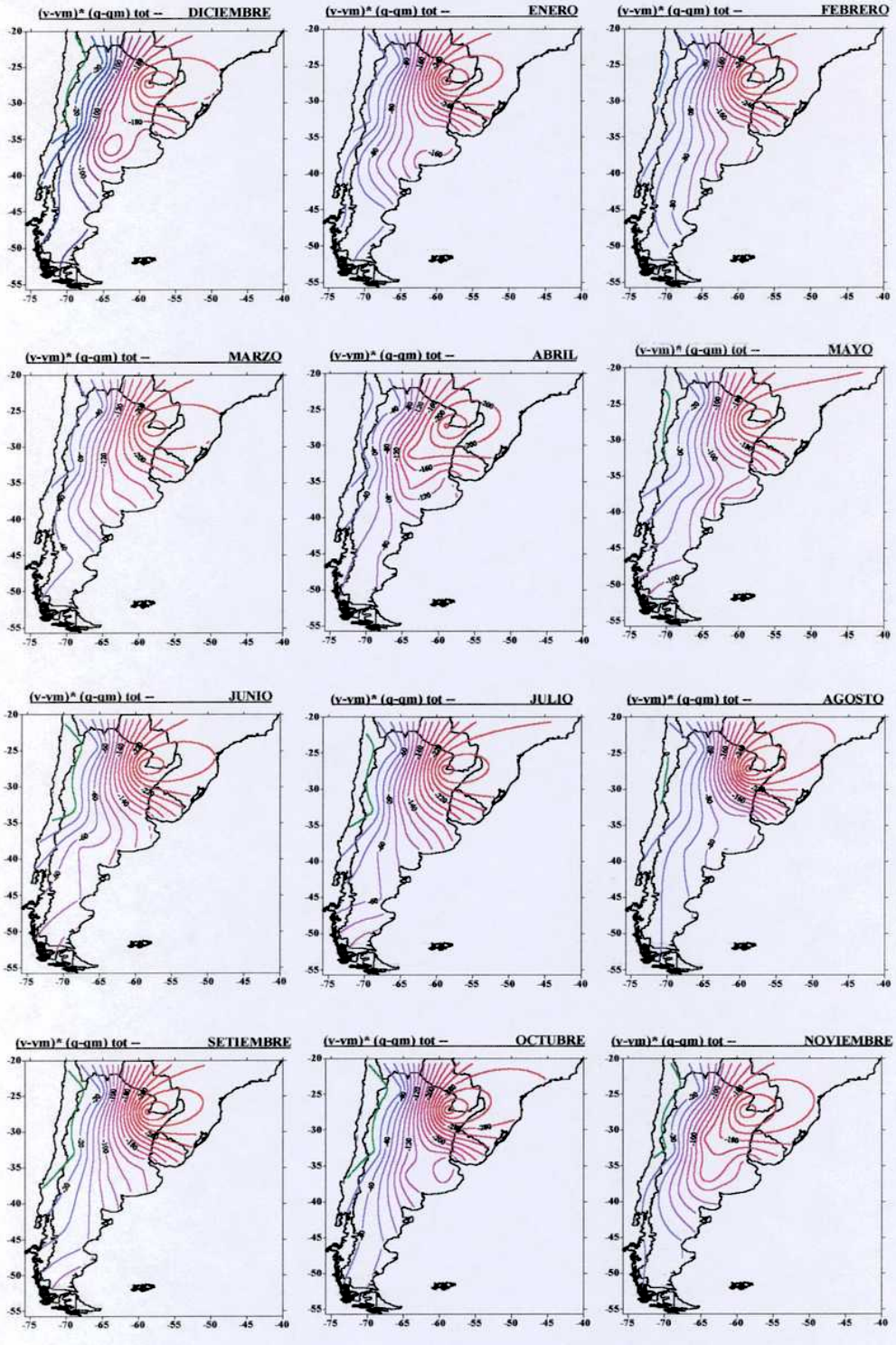
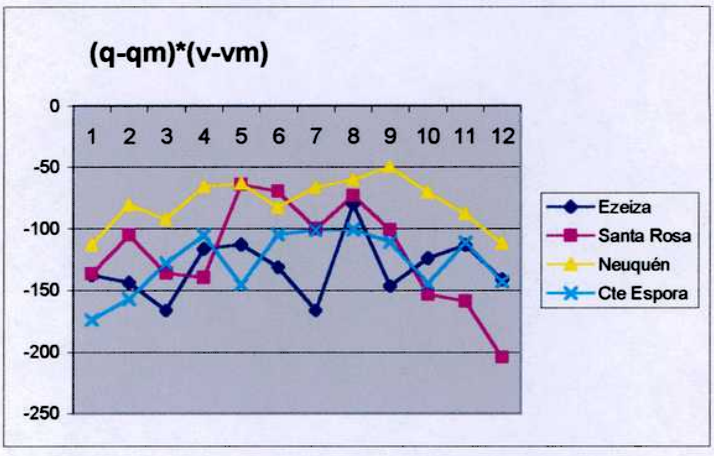
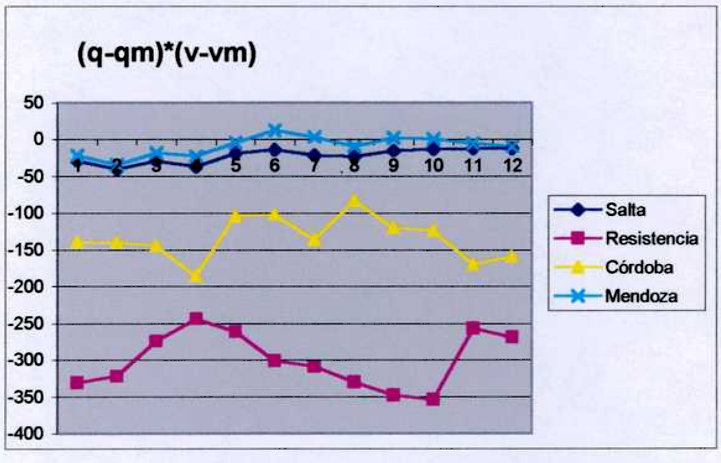


Figura 7.20 : Variación anual de la contribución de las perturbaciones transientes meridionales al transporte meridional total de humedad sobre Argentina.





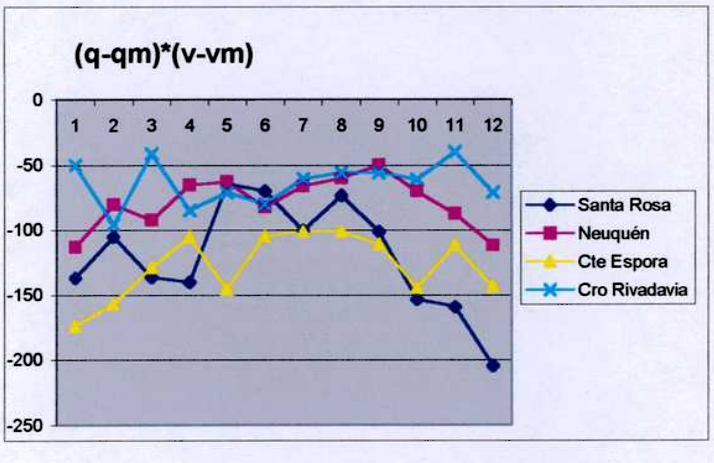


Figura 7.21: Variación anual de los transportes meridionales debidos a las perturbaciones transientes

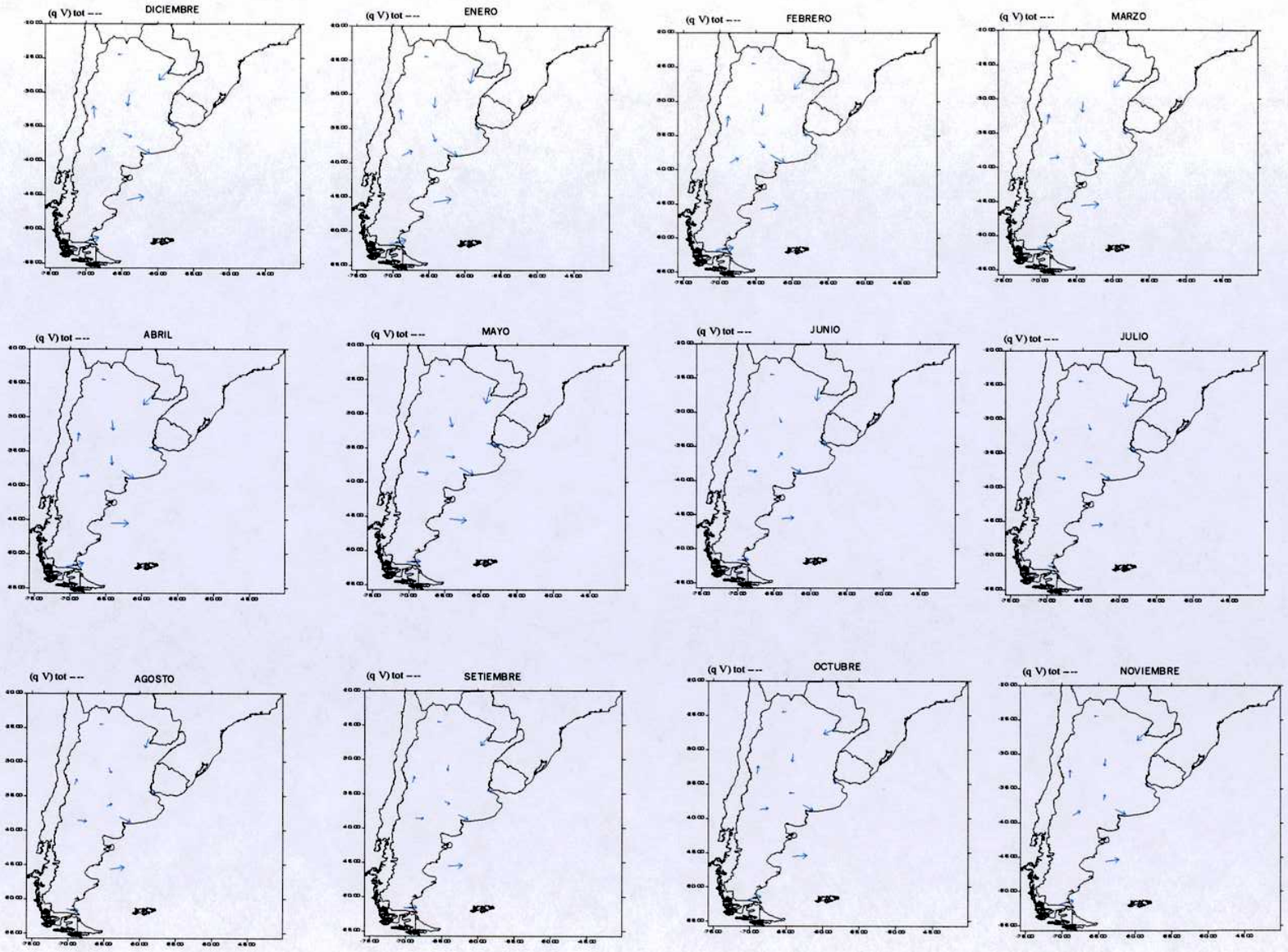


Figura 7.25: Variación anual de los transportes totales de humedad en la capa 1000/900 hPa, sobre Argentina

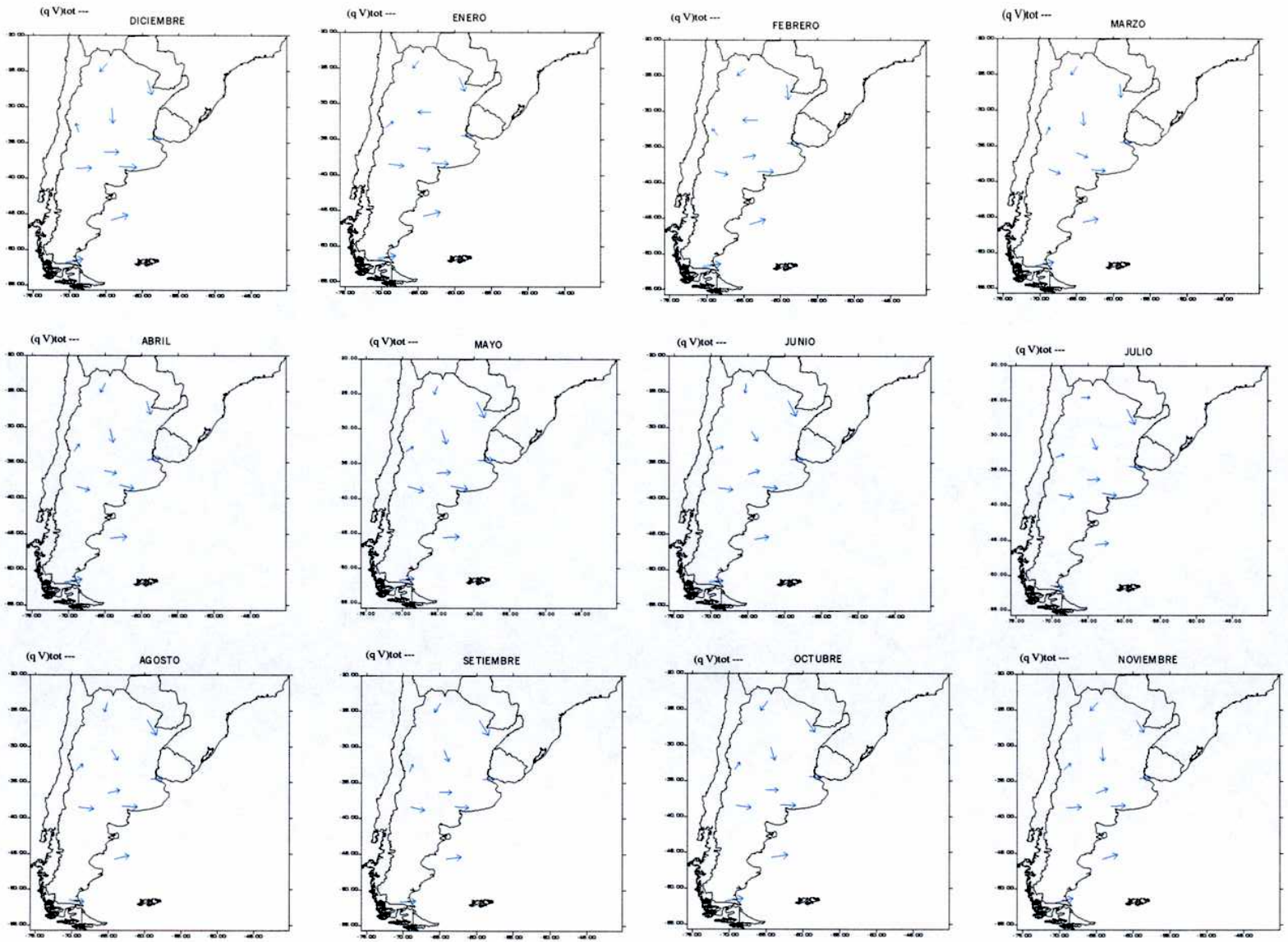


Figura 7.26: Variación anual de los transportes totales de humedad en la capa 850/800 hPa, sobre Argentina

CAPÍTULO 8: COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS DIFERENTES MODOS DE TRANSPORTES DE HUMEDAD OBTENIDOS DESDE RADIOSONDEOS DE LA RED AEROLÓGICA CONTINENTAL Y LOS CORRESPONDIENTES A LOS DE RE-ANÁLISIS (NCAR-NCEP), Período 1971-1984.

8.1. INTRODUCCIÓN

8.1.1. Para los transportes meridionales totales, los debidos a la circulación media y a las perturbaciones transientes.

8.1.2. Para los transportes zonales totales, los debidos a la circulación media y a las perturbaciones transientes.

8.2. Figuras 8.1 a 8.18

CAPÍTULO 8

COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS DIFERENTES MODOS DE TRANSPORTES DE HUMEDAD OBTENIDOS DESDE RADIOSONDEOS DE LA RED AEROLÓGICA CONTINENTAL Y LOS CORRESPONDIENTES A LOS DE RE-ANÁLISIS (NCAR-NCEP), Período 1971-1984.

8.1. INTRODUCCIÓN

Con la finalidad de comparar los resultados obtenidos de la evaluación de los diferentes modos de transportes de humedad provenientes de la información aerológica medida en la región de estudio y de los re-análisis (NCAR-NCEP), se seleccionó la información de radiosondeos de la red aerológica continental argentina durante el período 1971-1984 y la correspondiente del NCAR-NCEP. Para ello, se incorporaron dos años (1983 y 1984) de información de radiosondeos, a la correspondiente ya disponible. Luego de consistir la información de radiosondeos agregada y dado que los re-análisis están disponibles desde el año 1971, se eligió como mejor período coincidente al 1971-84.

Desde el cálculo diario de la humedad específica y las componentes zonal y meridional del viento a partir de los radiosondeos, se obtuvieron los valores medios mensuales y estacionales de los transportes de humedad en sus distintos modos. Haciendo lo propio, a partir de la información de re-análisis y bajando la información a puntos de estación, se obtuvieron *las diferencias mensuales y estacionales de los transportes* respectivos. Es importante resaltar que los campos de los estadísticos obtenidas para este período elegido, no difieren de los correspondientes al período 1958-82. Sólo en los meses de enero y febrero los valores extremos de transportes de humedad sobre la región noreste resultaron mayores, probablemente porque contienen la información de la ocurrencia del fenómeno de El Niño 1982-83.

8.1.1. PARA LOS TRANSPORTES MERIDIONALES DE HUMEDAD

Para determinar las áreas de sobrestimación o subestimación de los re-análisis (NCAR-NCEP) se calcularon y analizaron las diferencias mensuales de los transportes meridionales de humedad :

Δ transp. = Obs. - Análisis

Para los casos en los que el sentido de los transportes meridionales fueron coincidentes (resultados de radiosondeos y re-análisis con igual signo (mayores (menores) que cero: ambos indican transportes desde el sur (norte)), resulta:

Si Δ transp. >0 ; $v<0$ (norte en ambos), los re-análisis sobrestiman
Si $v>0$ (sur en ambos), los re-análisis subestiman
Si Δ transp. <0 ; $v<0$ (norte en ambos), los re-análisis subestiman
Si $v>0$ (sur en ambos), los re-análisis sobrestiman

Para los casos en que las circulaciones no son coincidentes, es decir transportes observados positivos (del sur) y desde re-análisis negativos (del norte), resultan siempre, Δ transp >0; en consecuencia los re-análisis subestiman. Para los casos de circulaciones opuestas (transportes observados negativos (del norte) y desde re-análisis positivos (del sur)), siempre resultan Δ transp. <0 y los re-análisis sobrestiman.

Los resultados mensuales para los diferentes modos de transportes meridionales y zonales se muestran en las Figuras 1 a 18 (se muestran también, aquí los campos observados (radiosondeos) y los provenientes desde la información de re-análisis (NCAR-NCEP) para el período 1971-1984.

Analizando los campos de diferencias correspondientes a *los transportes totales de humedad* (Figura 1 a) y b)) puede observarse que :

- Los transportes meridionales de humedad sobre la zona de Córdoba resultan subestimados por los re-análisis durante todo el año excepto en los meses de octubre y agosto, cuando los re-análisis sobrestiman los transportes en toda la región subtropical y central. La subestimación podría deberse a la canalización orográfica de la circulación meridional sobre una región de transición entre las sierras pampeanas al oeste y la llanura, hacia el este, que no está bien considerada en los análisis.
- En la región subtropical, también son subestimados por los re-análisis, los transportes meridionales durante el invierno. Como ya se indicó, al analizar los flujos de vapor observados en capas bajas sobre Resistencia, la intensidad de los mismos muestra valores mayores o similares a los del verano. Sin embargo, el resto del año al norte de la región subtropical se observa sobrestimación de los transportes.
- Sobre la región central, en general hay sobrestimaciones de los transportes meridionales, en especial sobre la parte occidental cerca de la Cordillera. No sucede los mismos sobre el Litoral en mayo, julio y setiembre y sobre toda la región durante agosto y noviembre. Sobre la zona últimamente mencionada en ese período, la circulación desde el sur es dominante y los re-análisis indican transportes meridionales desde el norte.
- Al sur de la región patagónica, los re-análisis subestiman durante todo el año salvo en los meses de primavera y principios del verano, cuando la circulación meridional es del sur y está sobrestimada por los re-análisis.

Con relación al análisis efectuado mensualmente sobre los campos de diferencias de los transportes meridionales referidos, pero ahora, *debidos a la circulación meridional media* (Figura 4 a) y b)) se puede afirmar que:

- En general se observa que los re-análisis (NCAR-NCEP) sobrestiman los transportes meridionales debidos a las celdas de circulación meridional, sobre el área subtropical y en las cercanías de la Cordillera en la región central. Sobre el área últimamente mencionada se observan subestimaciones durante el verano y el mes de abril.
- El litoral patagónico y el sur de la provincia de Buenos Aires muestra subestimaciones la mayor parte del año, al igual que un área reducida al este de la zona subtropical durante noviembre y julio.
- Sin embargo, durante octubre, noviembre, diciembre y febrero, en toda la región sur de la Patagonia dominan las sobrestimaciones de los transportes meridionales.
- Sobre Córdoba, parte central de la región subtropical, los transportes de humedad debidos a la circulación meridional media son subestimados durante el verano, el otoño y la estación invernal, exceptuando el mes de junio.

El análisis efectuado mensualmente sobre los campos de diferencias de los transportes meridionales observados y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos *debidos a las perturbaciones transientes* muestra que (Figura 7 a) y b)) :

- Los re-análisis (NCAR-NCEP) subestiman los transportes de humedad sobre la zona oriental de la región subtropical durante todo el año y sobrestiman en el resto del territorio argentino durante la primavera, el verano, principios del otoño y en julio.

- Durante agosto y abril, sobre el este de la zona subtropical y central se registran subestimaciones de los transportes meridionales; mientras que, en la parte occidental cerca de la Cordillera, los valores correspondientes son sobrestimados .
- Durante mayo y junio, en una amplia zona orientada en dirección sudoeste-noreste, los transportes de humedad son subestimados y mientras que, al sur de la provincia de Buenos Aires, se registra sobrestimación.
- En el noroeste argentino, también los transportes meridionales de humedad debidos a las perturbaciones transientes, registran sobrestimaciones durante el mes de junio.

8.1.2. PARA LOS TRANSPORTES ZONALES

Se efectuó el mismo tratamiento para la componente zonal de los transportes de humedad respectivos (valores positivos (negativos) para los transportes del oeste (este)).

Analizando los campos de diferencias correspondientes a *los transportes zonales totales de humedad* (Figura 10 a) y b)) puede observarse que :

- En general se observa que los re-analisis sobrestiman los campos de transporte zonal total durante todo el año, con excepción del mes de enero.
- También, resultan subestimados los transportes zonales sobre Comandante Espora, durante el comienzo y fin de la estación invernal.
- Los aportes zonales de humedad sobre el norte de la región subtropical resultan subestimados a fines de primavera y principios del verano; mientras que en la parte oriental, la subestimación resulta en mayo y julio

Se acompañan en las Figuras 11 a) y b) los campos correspondientes observados y en las Figuras 12 a) y b) los correspondientes a re-análisis NCAR-NCEP.

Con relación al análisis efectuado mensualmente sobre los campos de diferencias de los transportes zonales referidos, pero ahora, *debidos al flujo zonal medio* (Figura 13 a) y b)) se puede afirmar que:

- Nuevamente se observa que los re-análisis sobrestiman los transportes de humedad en toda la región y en general, durante todo el año.
- Se registran algunas áreas de subestimación en algunos meses del año: Sobre el Litoral mesopotámico, en mayo y julio; sobre Comandante Espora durante la primavera, y sobre el noroeste argentino, a comienzos y mediados de la estación estival.

Se acompañan, también en las Figuras 14 a) y b), los campos correspondientes observados y en las Figuras 15 a) y b) los correspondientes a re-análisis NCAR-NCEP.

El análisis efectuado mensualmente sobre los campos de diferencias de los transportes zonales observados y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos *debidos a las perturbaciones transientes* muestra que (Figura 16 a) y b)) :

- El análisis de los campos de diferencias de los transportes de humedad observados y los correspondientes a los re-análisis NCAR-NCEP muestran sobrestimación sobre la zona occidental de la región subtropical y central, durante todo el año, salvo sobre el noroeste argentino, donde en el período estival y comienzos del otoño los transportes de humedad son subestimados.
- Con excepción de los meses de febrero y agosto, en la zona noreste del Litoral mesopotámico se observa que los re-análisis subestiman el aporte de humedad.

- Afirmaciones similares pueden efectuarse sobre la Patagonia, salvo en el mes de julio cuando la sobrestimación de los re-análisis está presente desde la región mendocina, en la región central –oeste, hasta el Pasaje Drake.

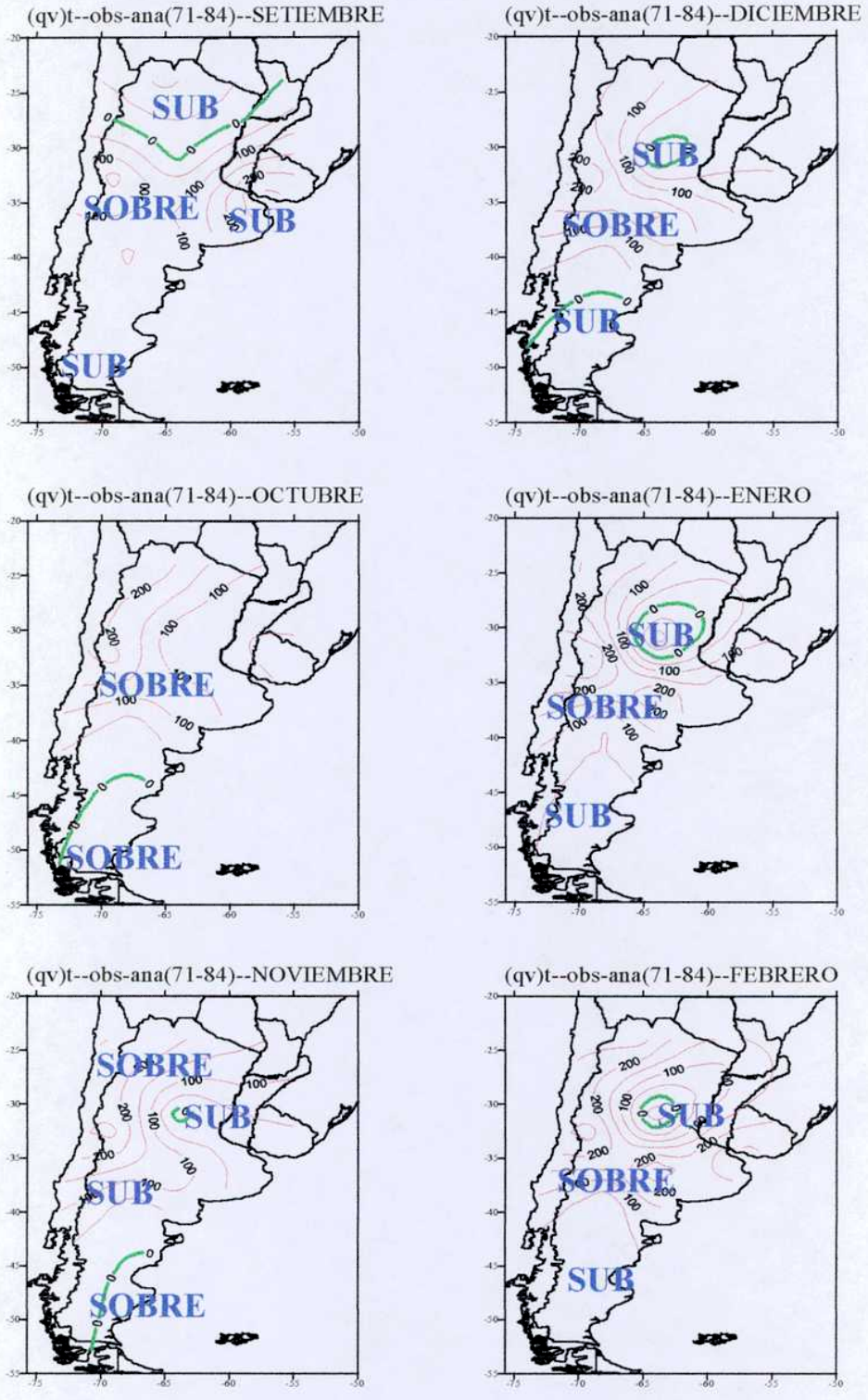


Figura 8.1 a) : Diferencias entre los transportes meridionales totales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP) para los meses de primavera y verano.

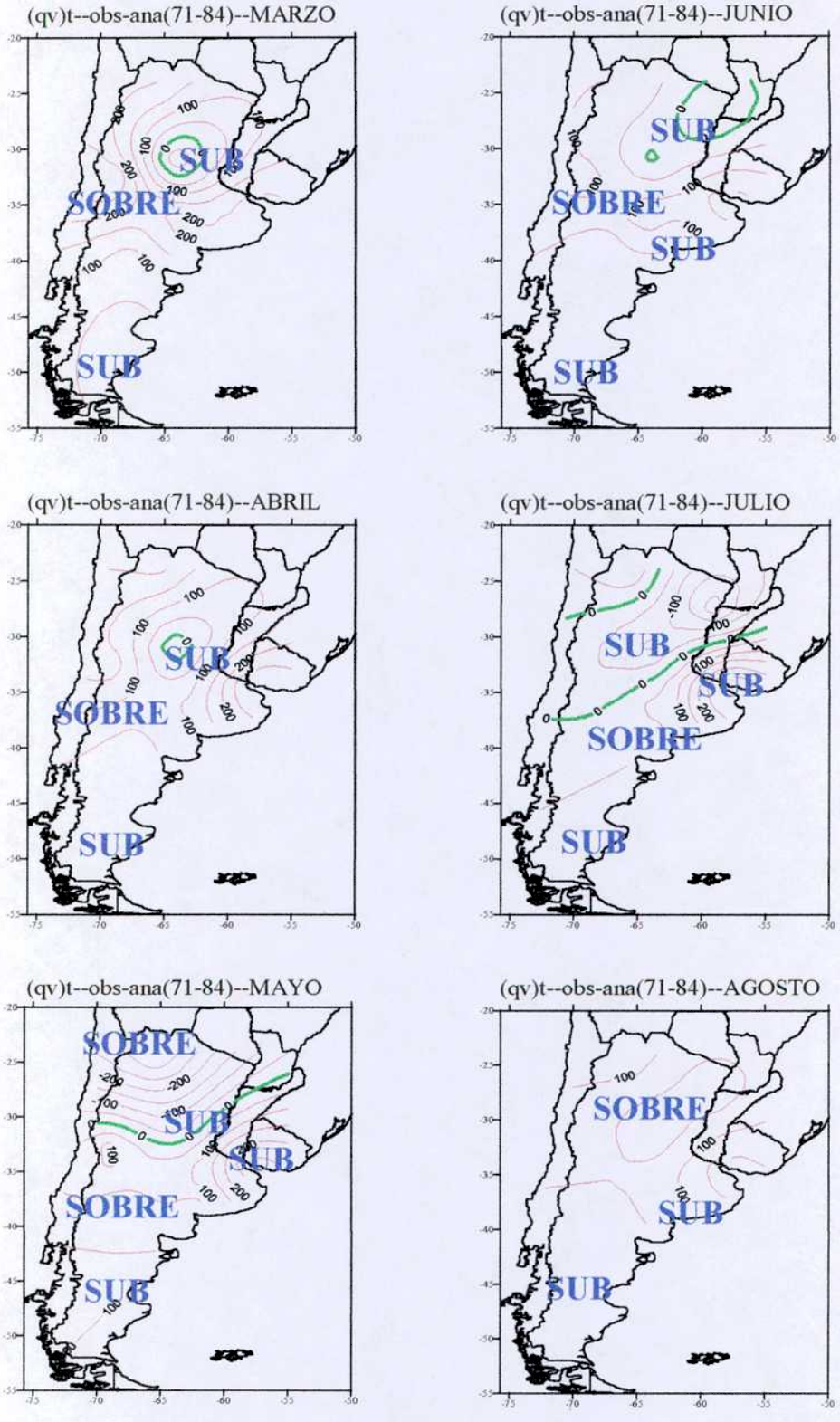


Figura 8.1 b) : Diferencias entre los transportes meridionales totales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP) para los meses de otoño e invierno.

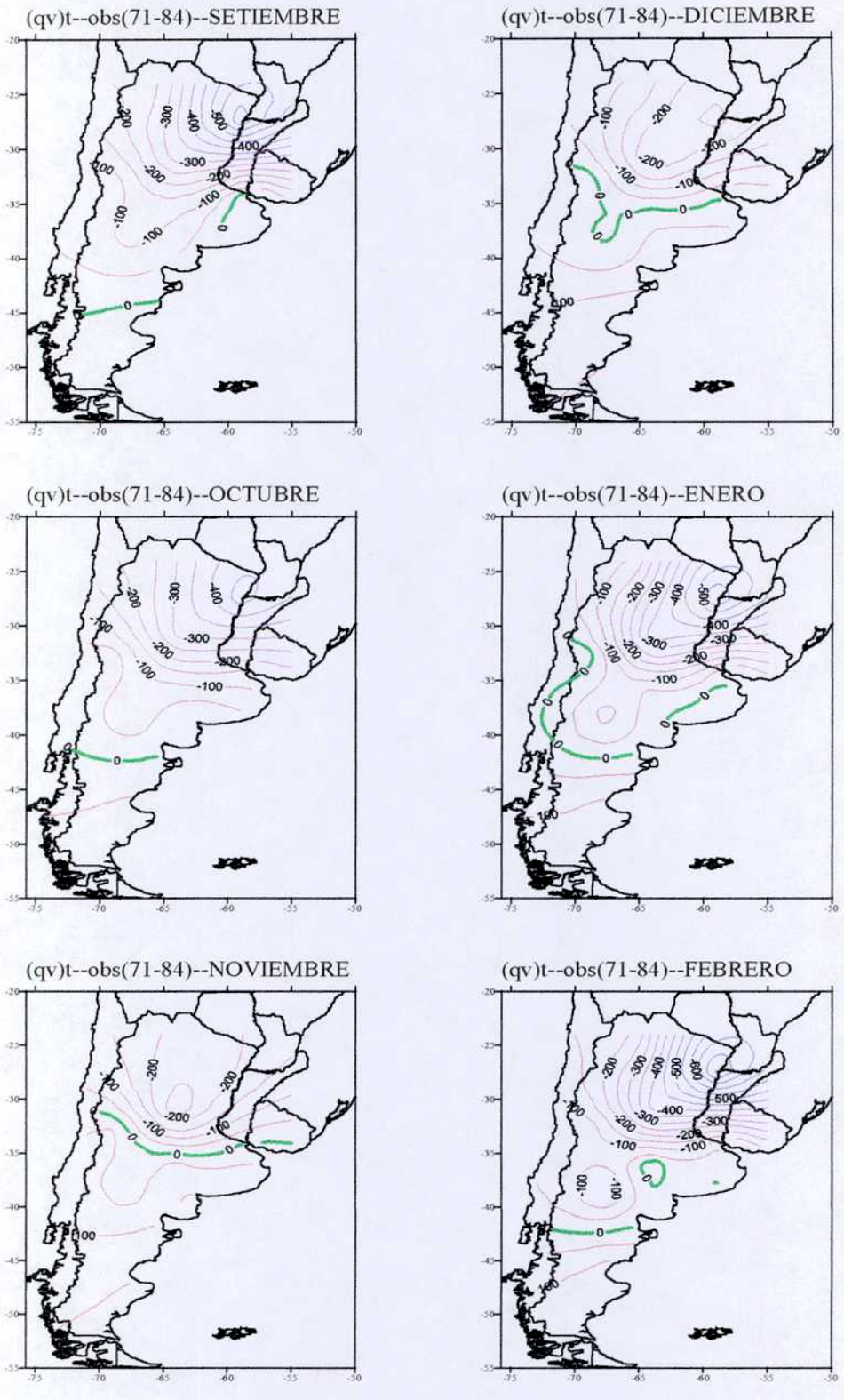


Figura 8.2 a) : Transportes meridionales totales medios de humedad observados (radiosondeos) durante los meses de primavera y verano (Período 1971-84).

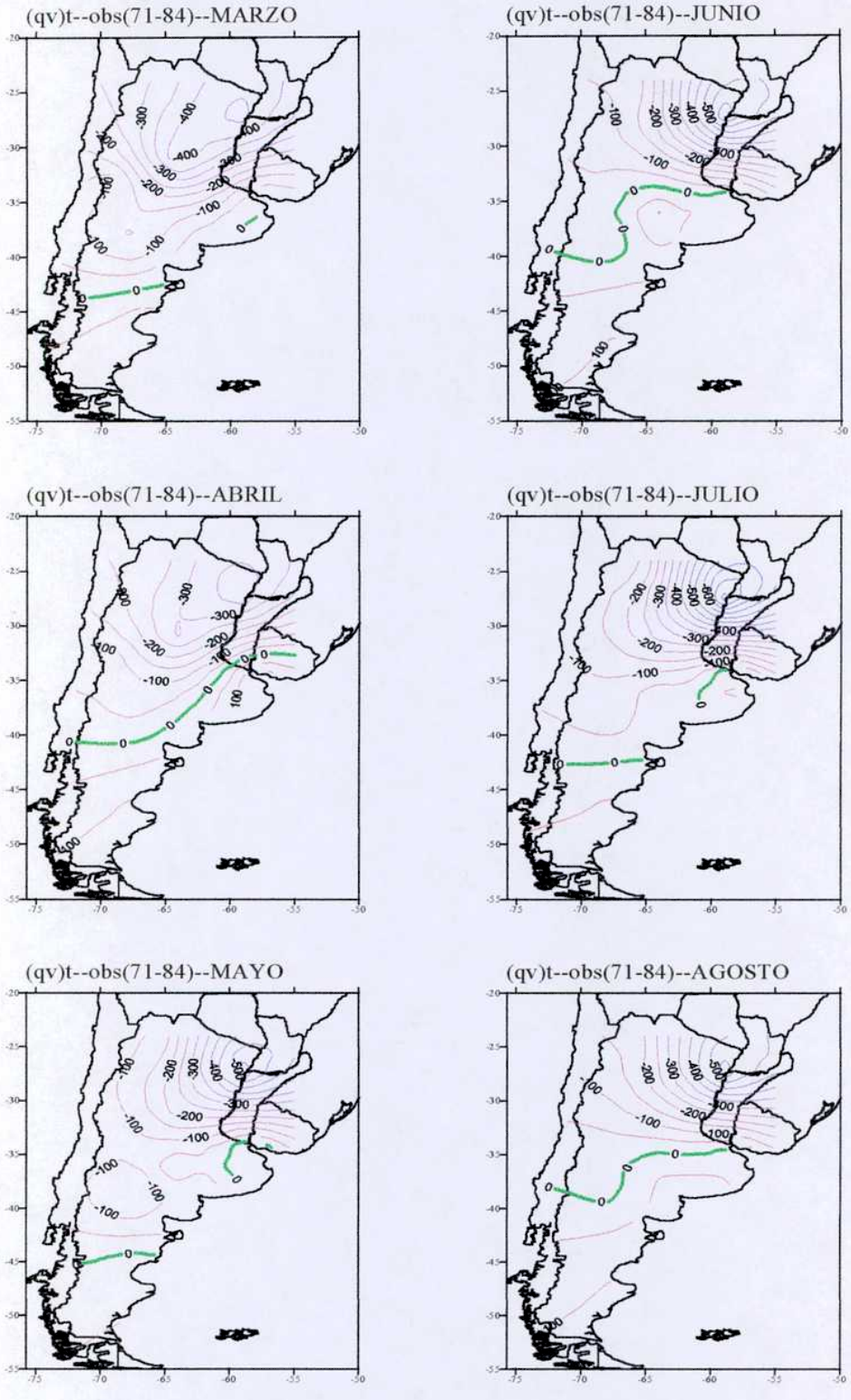


Figura 8.2 b) : Transportes meridionales totales medios de humedad observados (radiosondeos) durante los meses de otoño e invierno. (Período 1971-84).

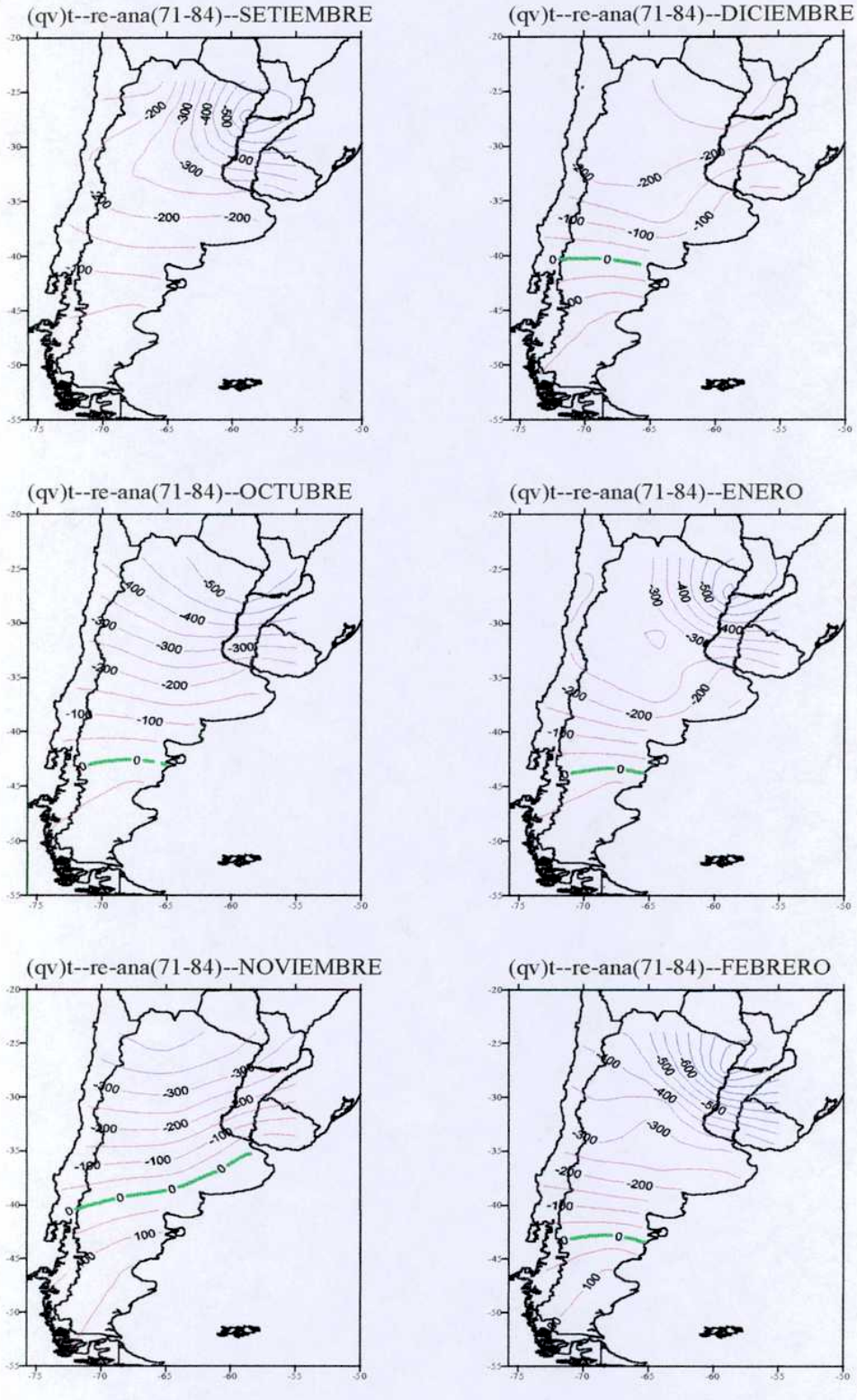


Figura 8.3 a): Transportes meridionales totales medios de humedad desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de primavera y verano. (Período 1971-84).

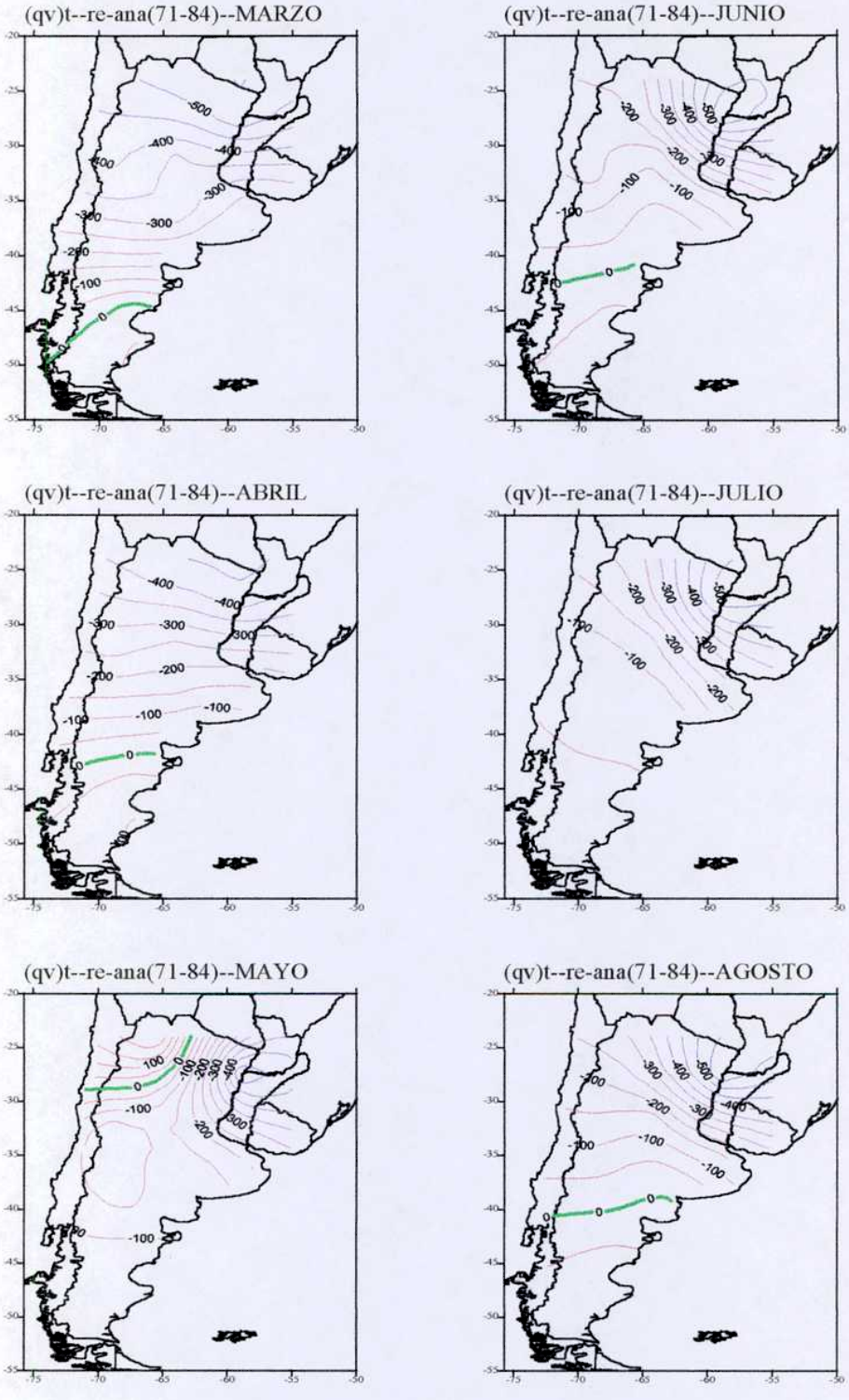


Figura 8.3 b) : Transportes meridionales totales medios de humedad desde re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de otoño e invierno. (Período 1971-84).

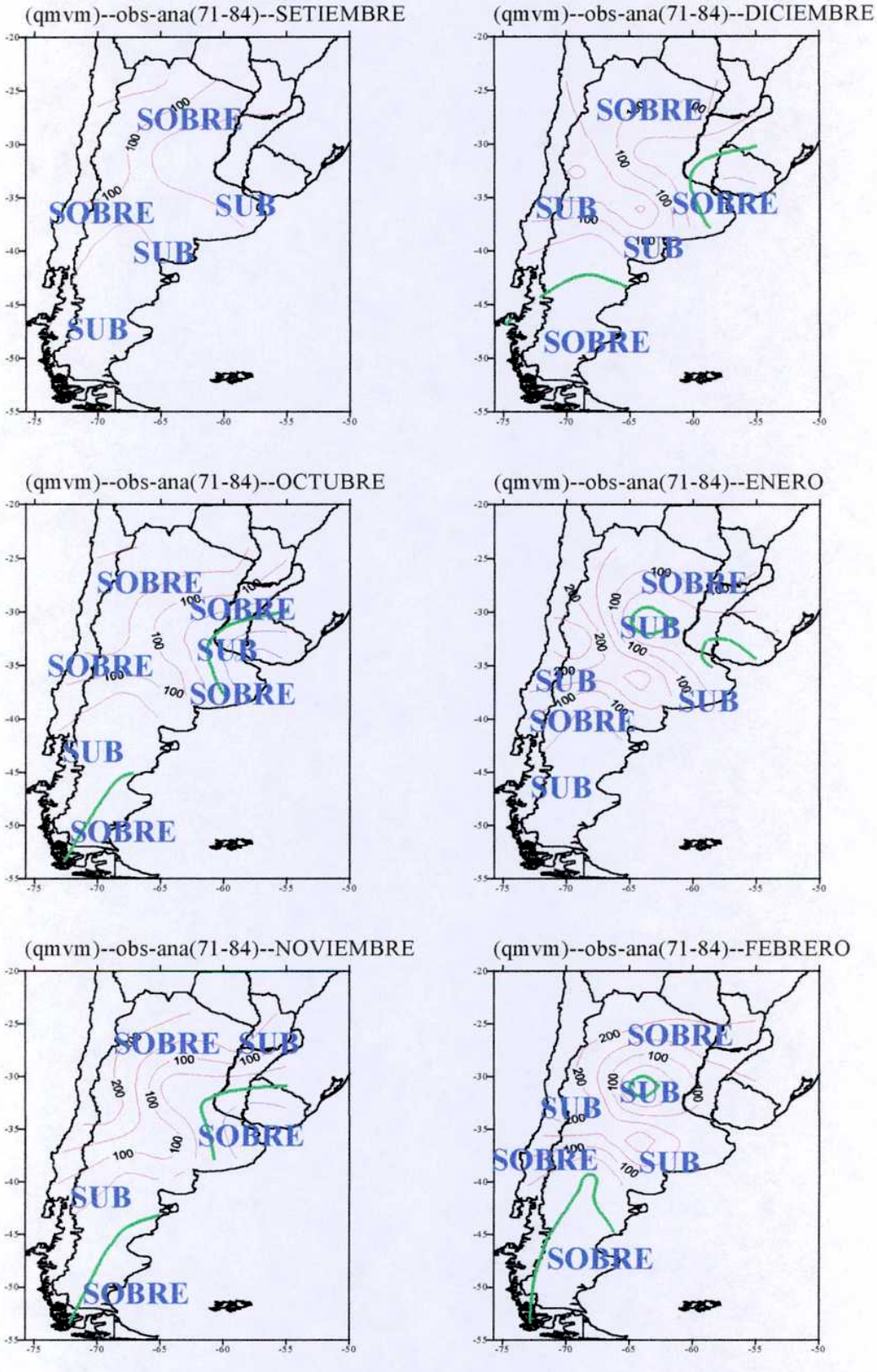


Figura 8.4 a): Diferencias entre los transportes meridionales de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos debidos a las celdas de circulación meridional, para los meses de primavera y verano.

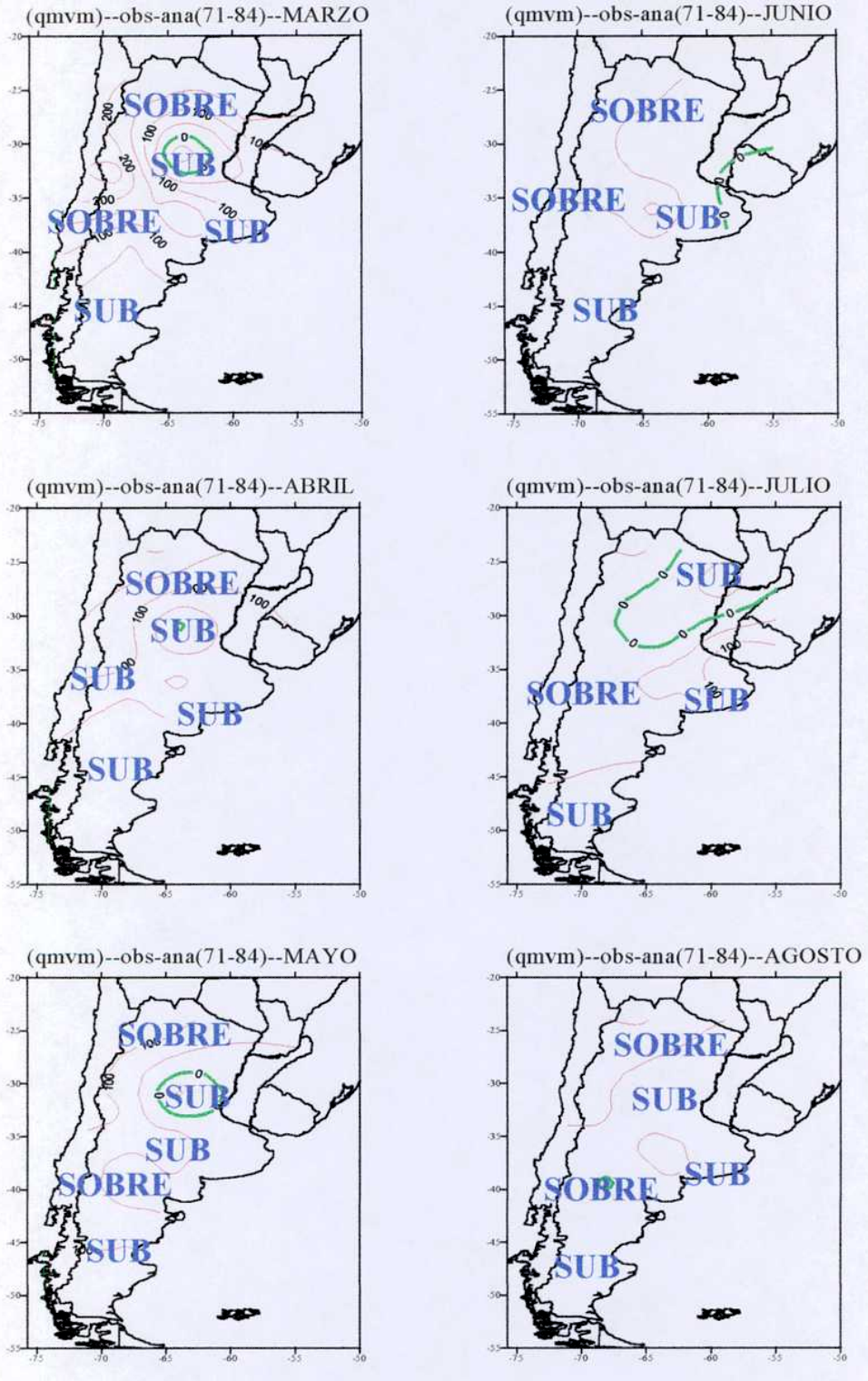


Figura 8.4 b): Diferencias entre los transportes meridionales de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos debidos a las celdas de circulación meridional, para los meses de otoño e invierno.

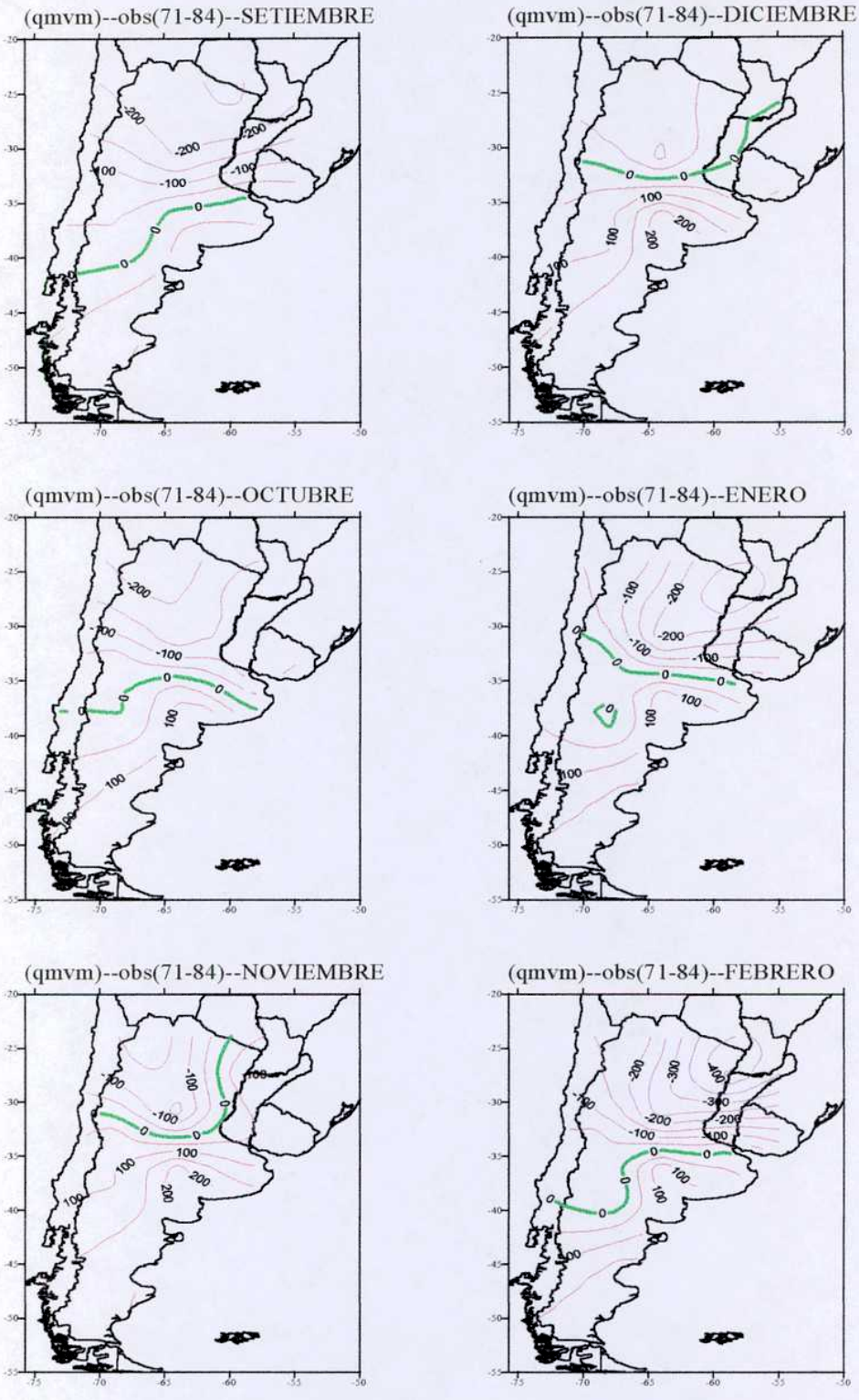


Figura 8.5 a): Transportes meridionales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos a las celdas de circulación meridional durante los meses de primavera y verano (período 1971-84).

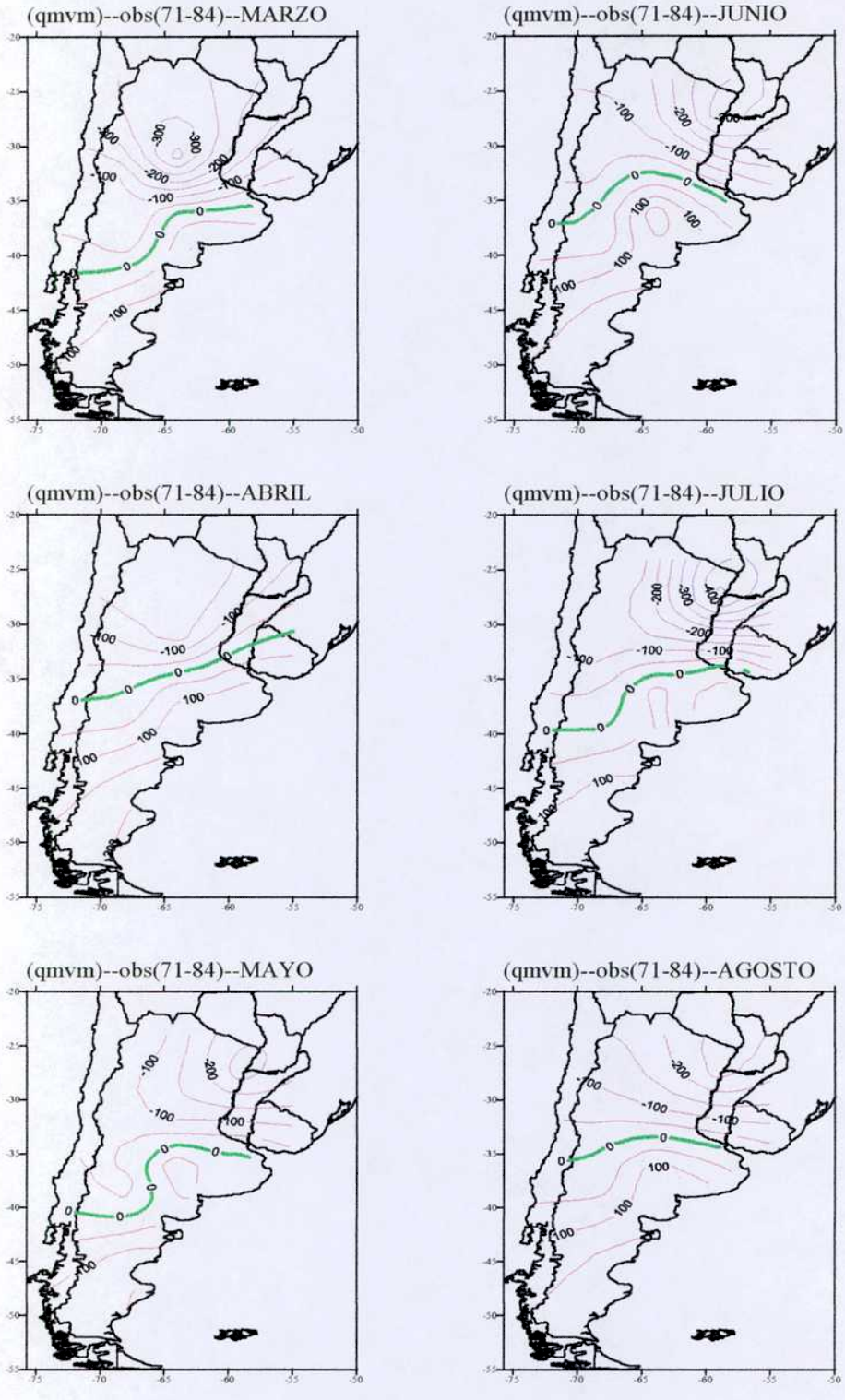


Figura 8.5 b): Transportes meridionales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos a las celdas de circulación meridional durante los meses de otoño e invierno (período 1971-84).

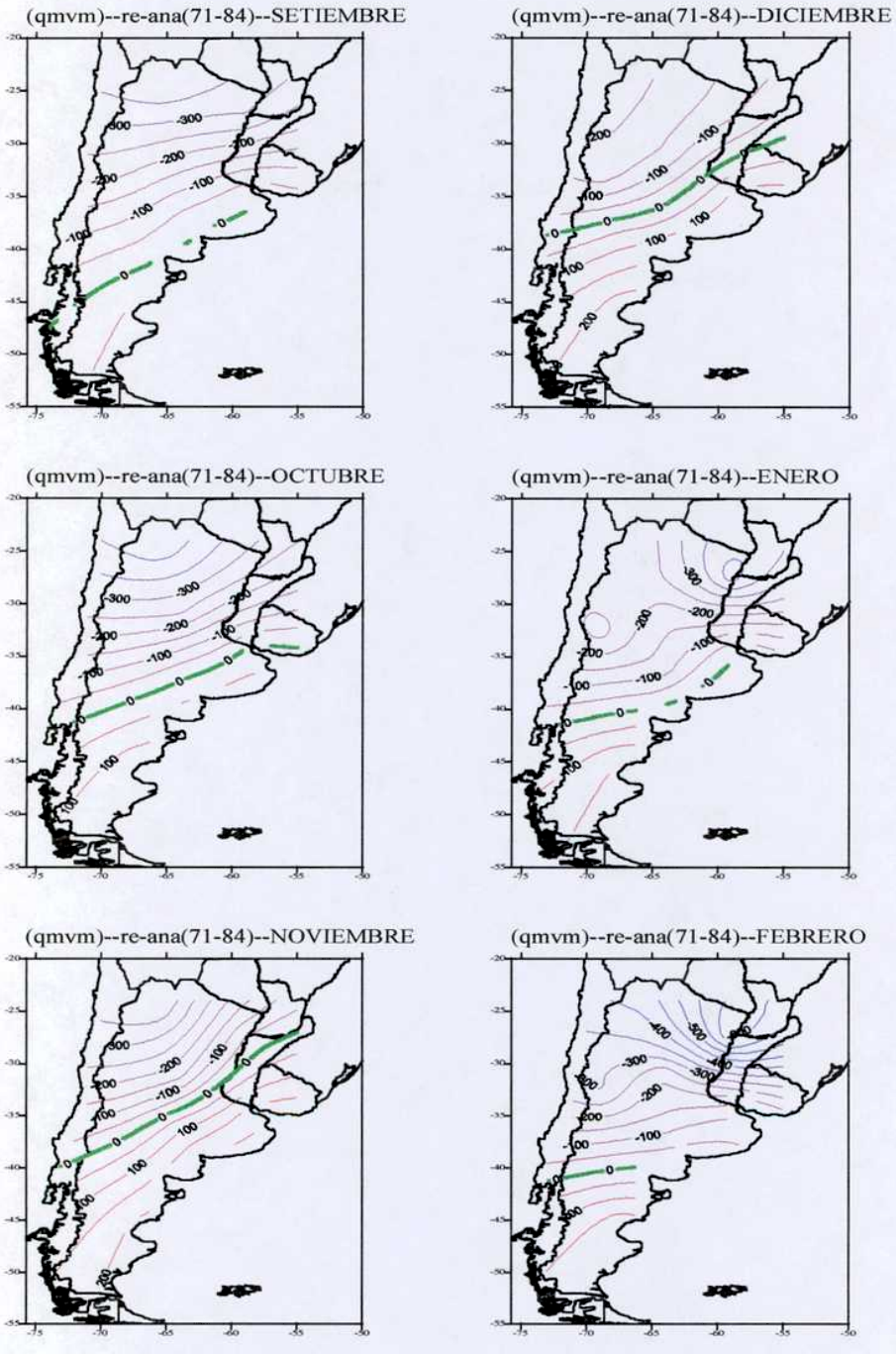


Figura 8.6 a): Transportes meridionales medios de humedad debidos a las celdas de circulación meridional, desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de primavera y verano.

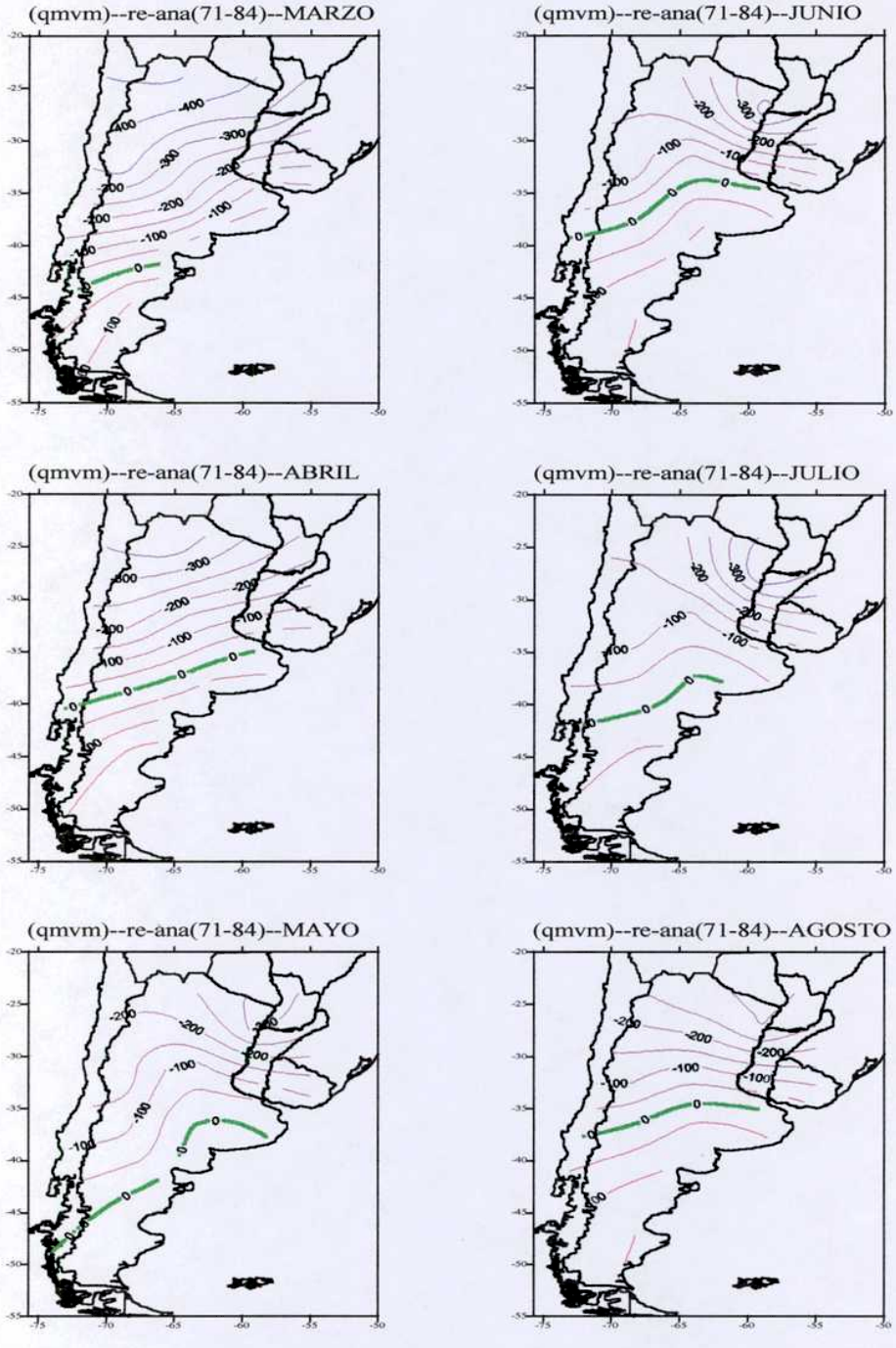


Figura 8.6 b): Transportes meridionales medios de humedad debidos a las celdas de circulación meridional, desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de otoño e invierno.

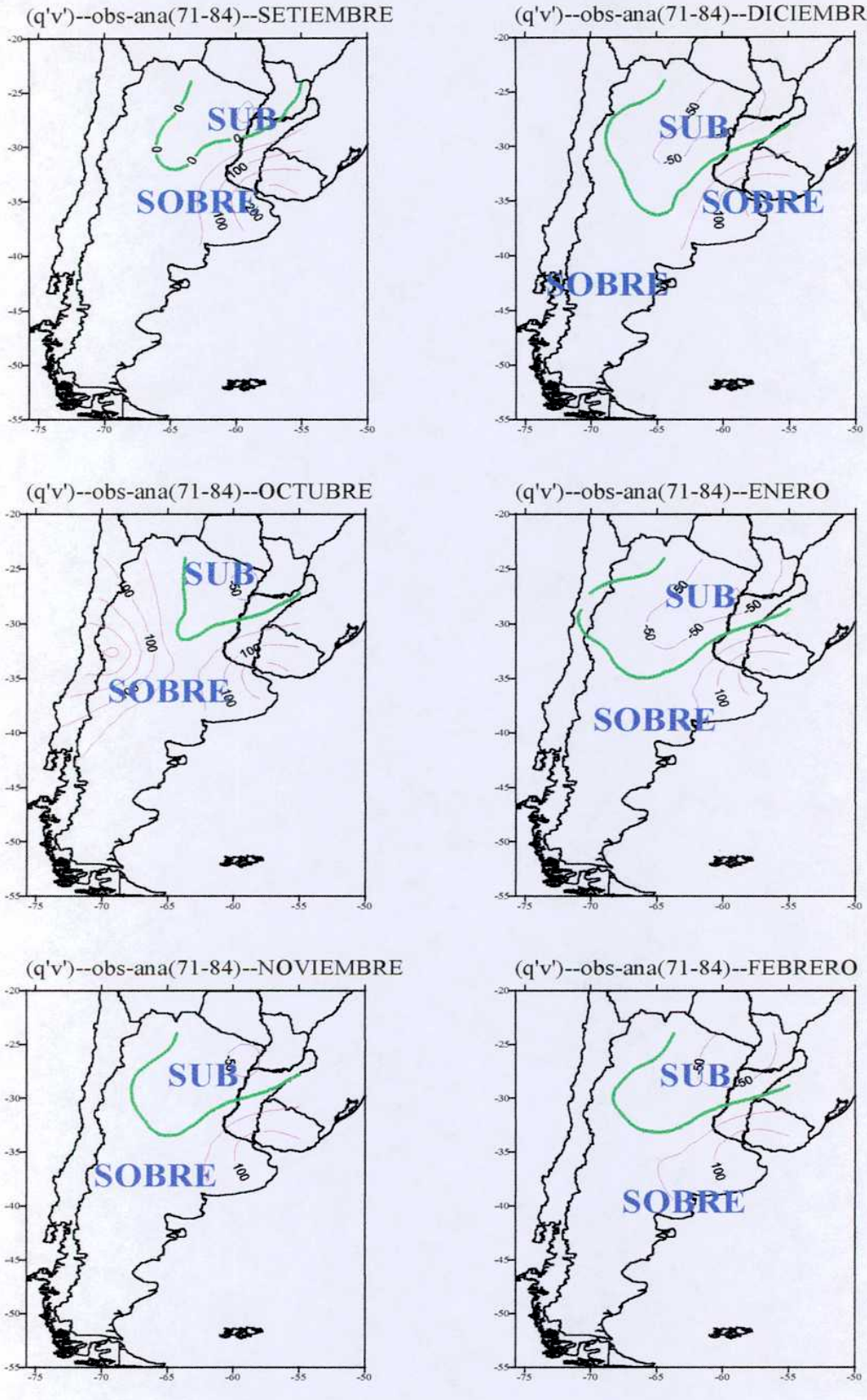


Figura 8.7 a) : Diferencia entre los transportes meridionales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos a las perturbaciones transientes y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de primavera y verano. (Período 1971-84).

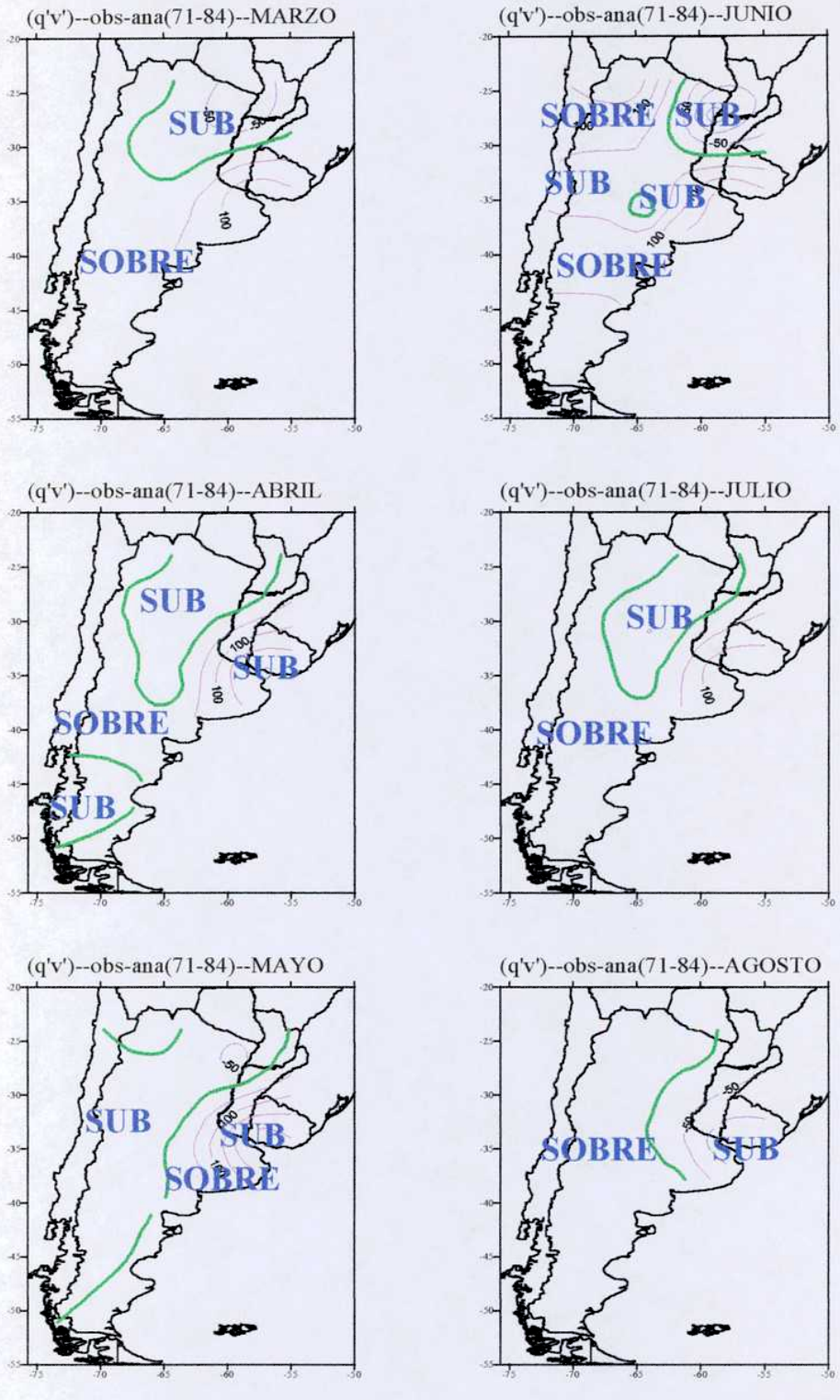


Figura 8.7 b) : Diferencias entre los transportes meridionales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos a las perturbaciones transientes y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de otoño e invierno. (Período 1971-84).

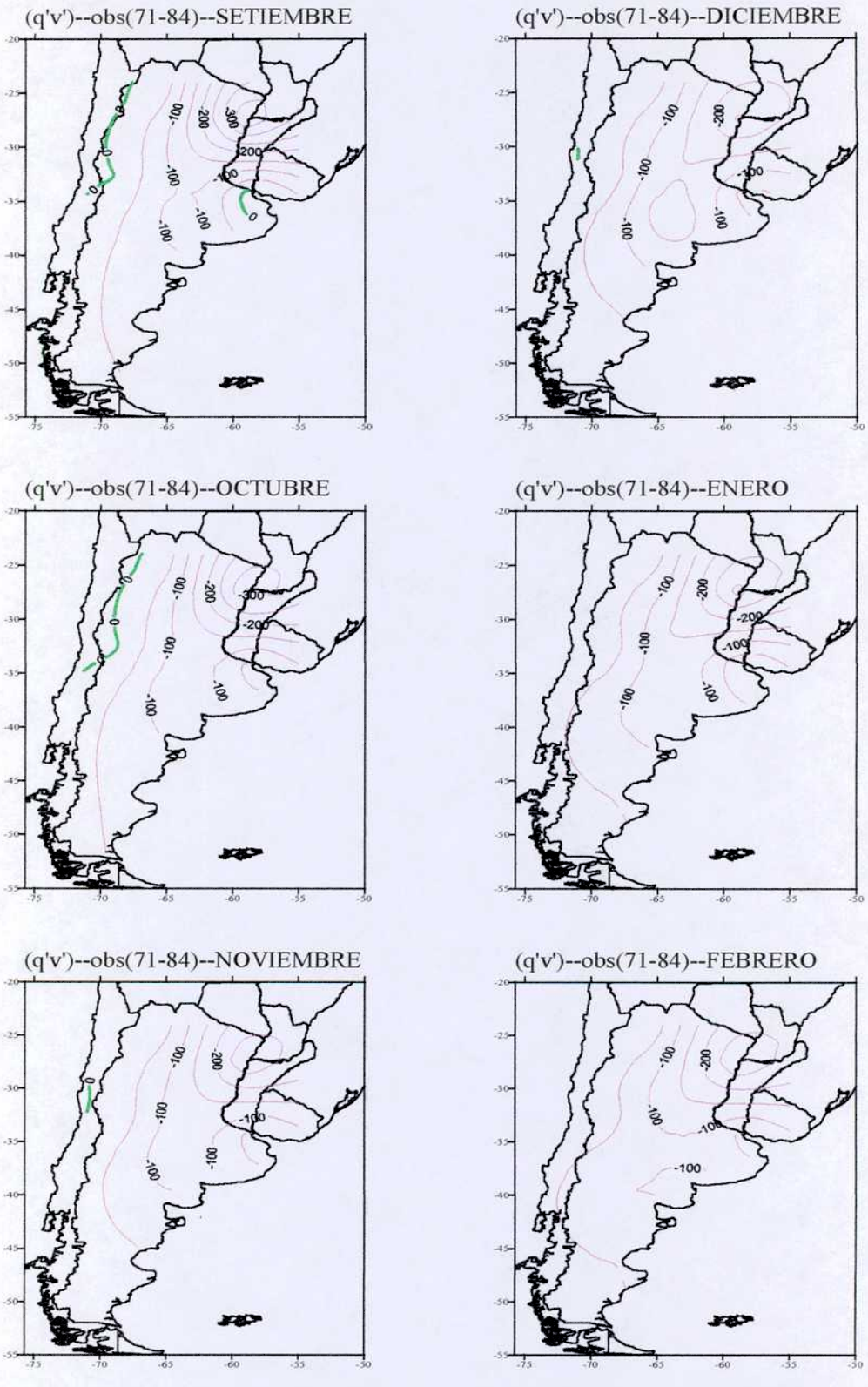


Figura 8.8 a): Transportes meridionales medios de humedad observados (radiosondeos) debido a las perturbaciones transientes durante los meses de primavera y verano. (Período 1971-84).

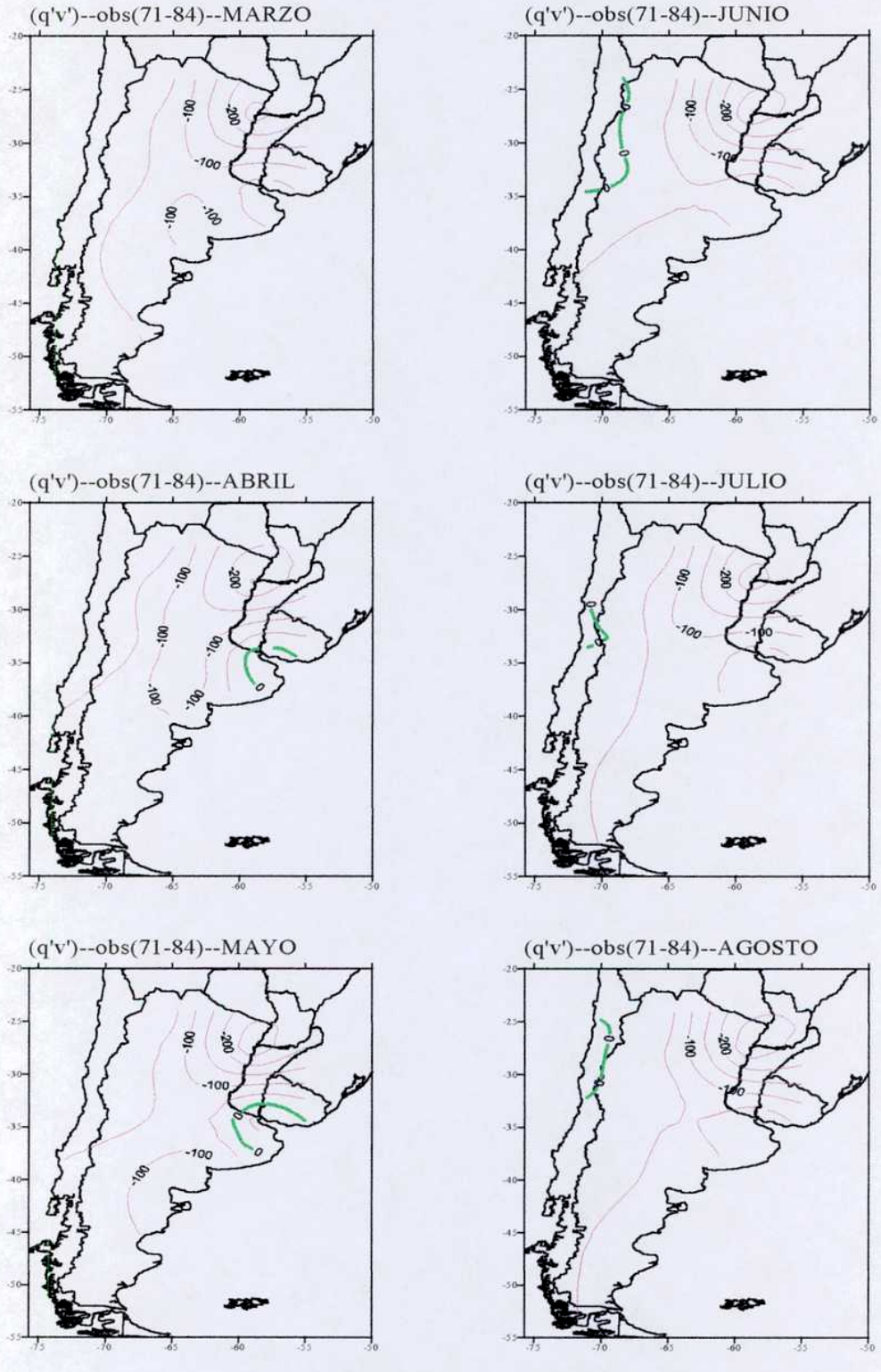


Figura 8.8 b): Transportes meridionales medios de humedad observados (radiosondeos) debido a las perturbaciones transientes durante los meses de otoño e invierno (Período 1971-84).

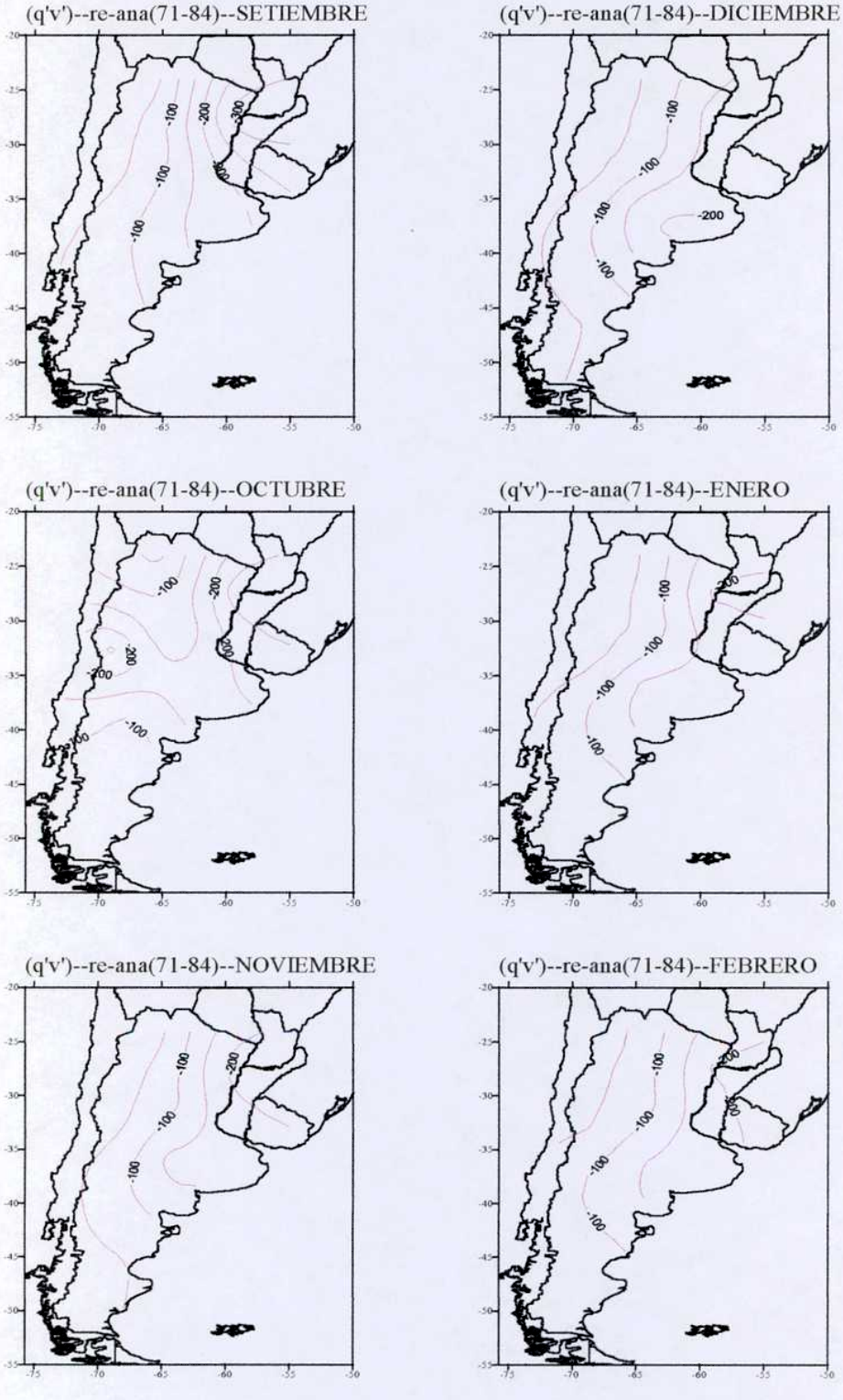


Figura 8.9 a) : Transportes meridionales medios de humedad debidos a las perturbaciones transientes, desde re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de primavera y verano. (Período 1971-84).

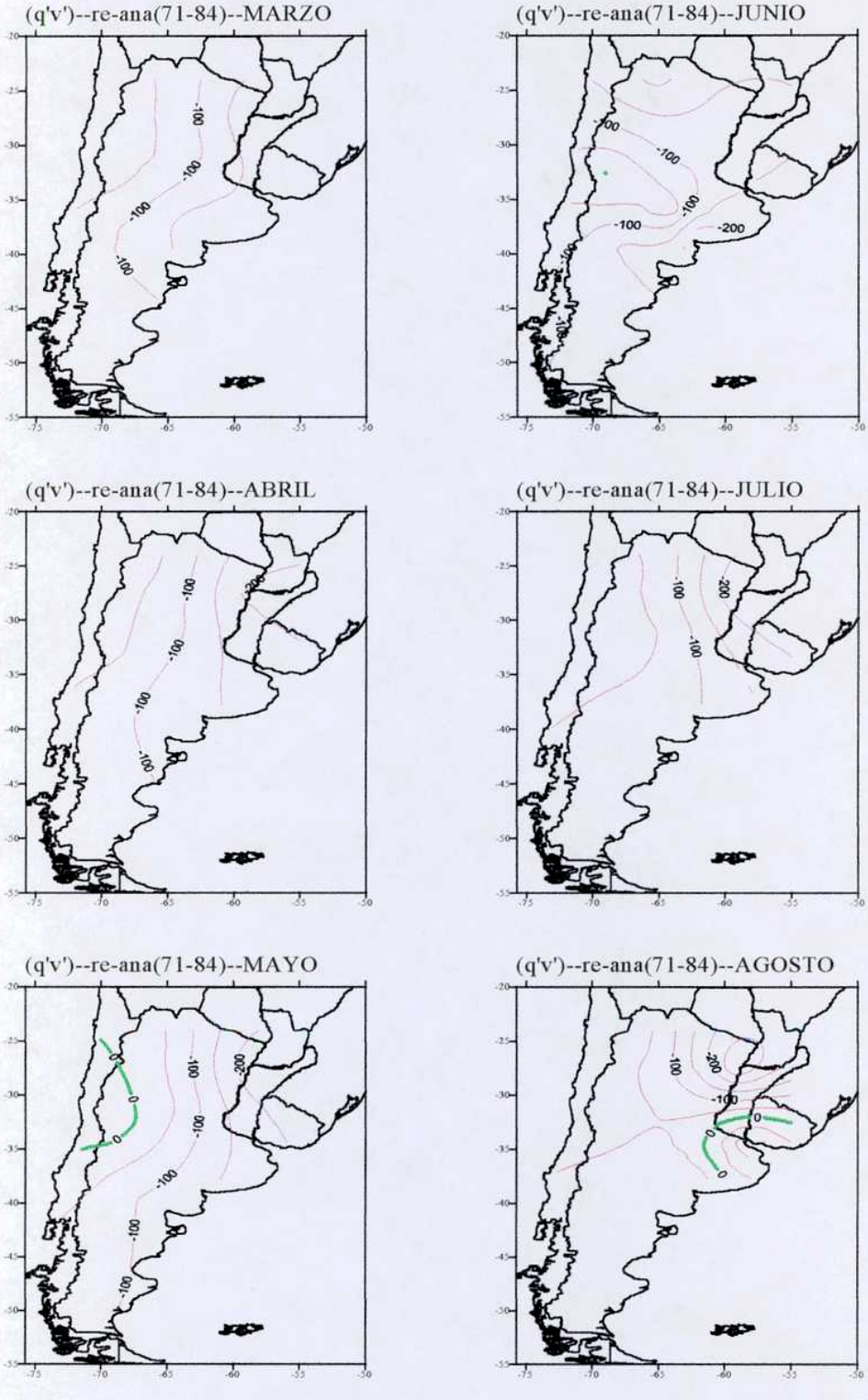


Figura 8.9 b) : Transportes meridionales medios de humedad debidos a las perturbaciones transientes, desde re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de otoño e invierno. (Período 1971-84).

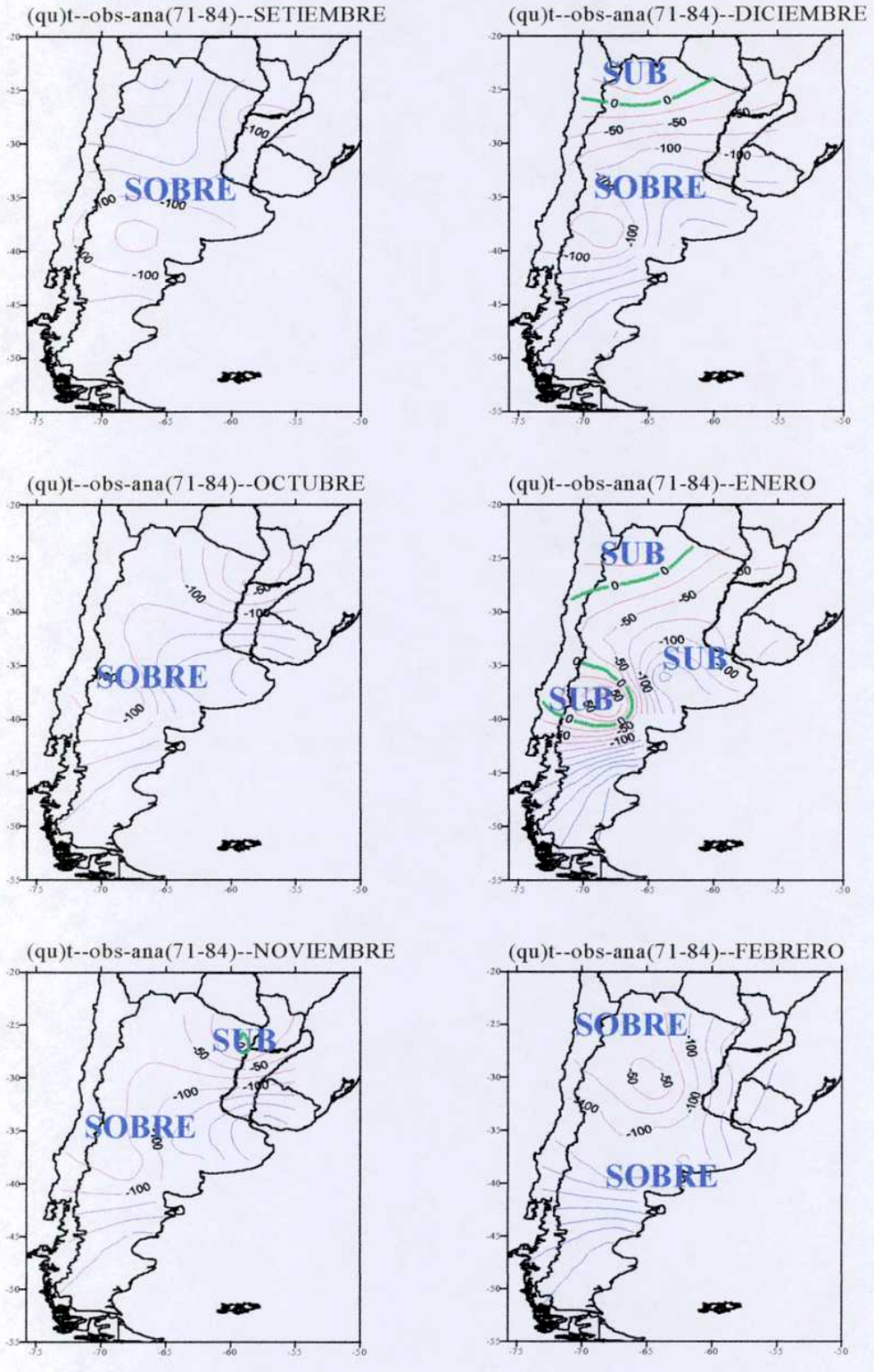


Figura 8.10 a): Diferencias entre los transportes zonales totales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP) para los meses de primavera y verano.

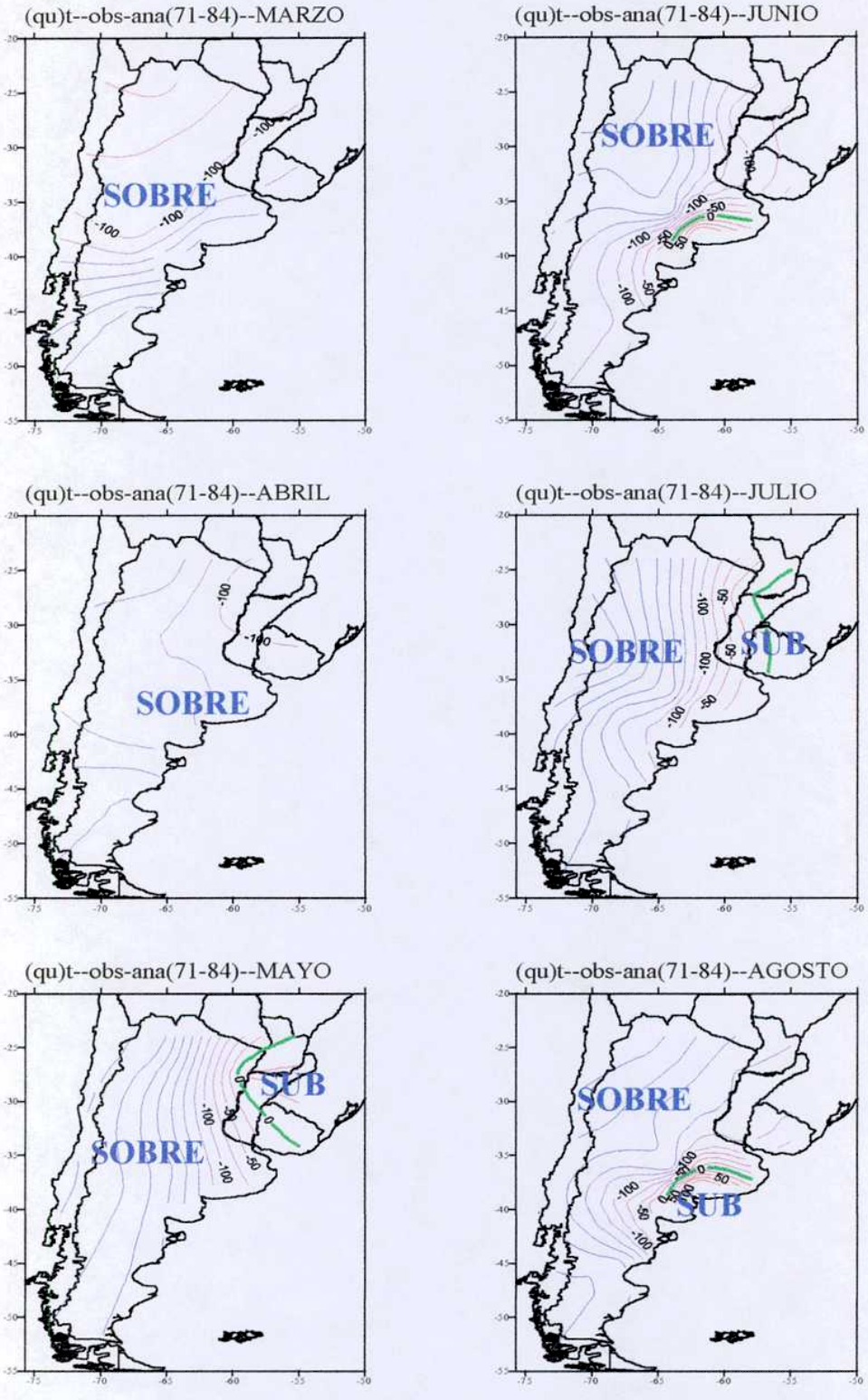


Figura 8.10 b): Diferencias entre los transportes zonales totales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP) para los meses de otoño e invierno.

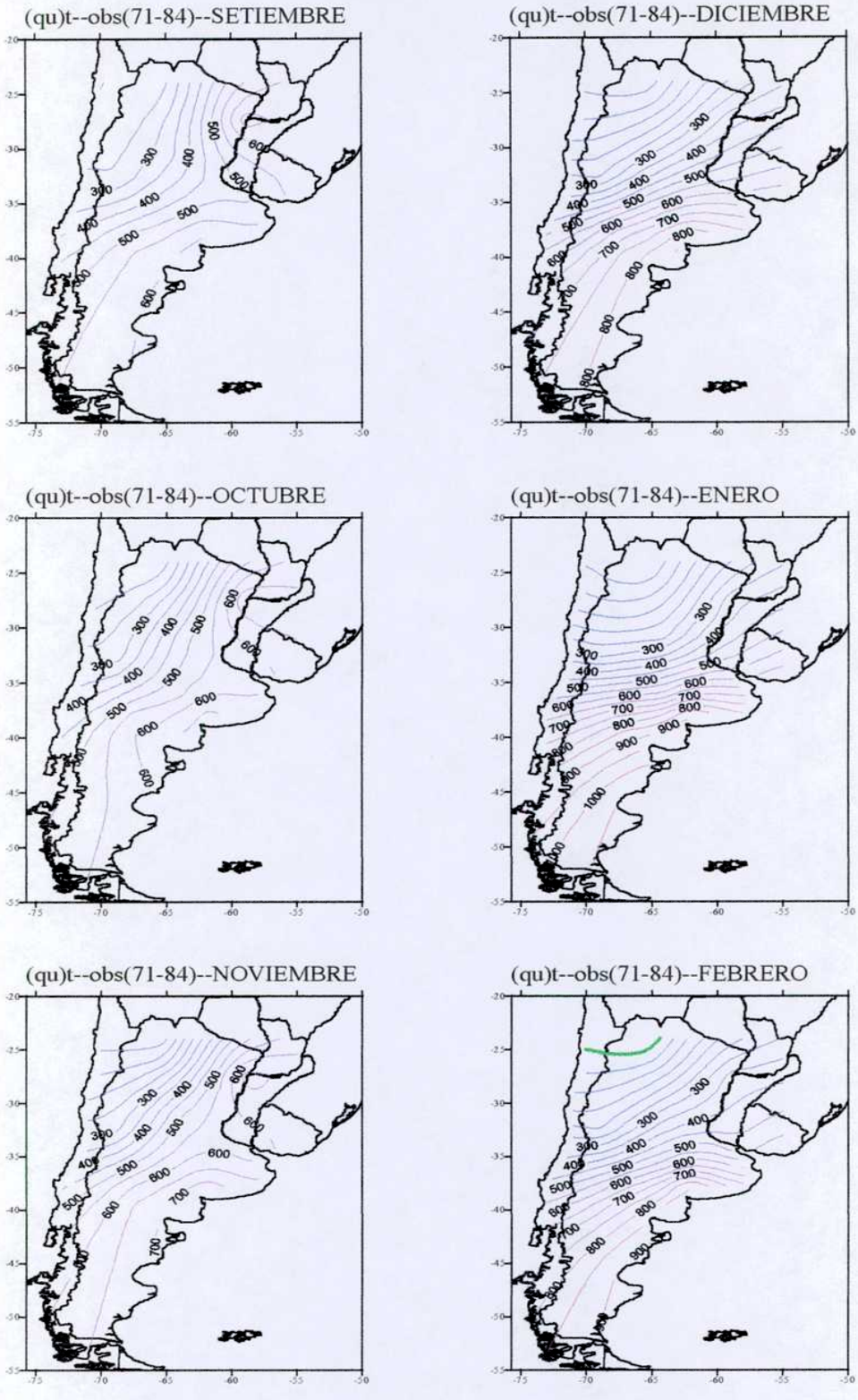


Figura 8.11 a): Transportes zonales totales medios de humedad observados (radiosondeos) durante los meses de primavera y verano.

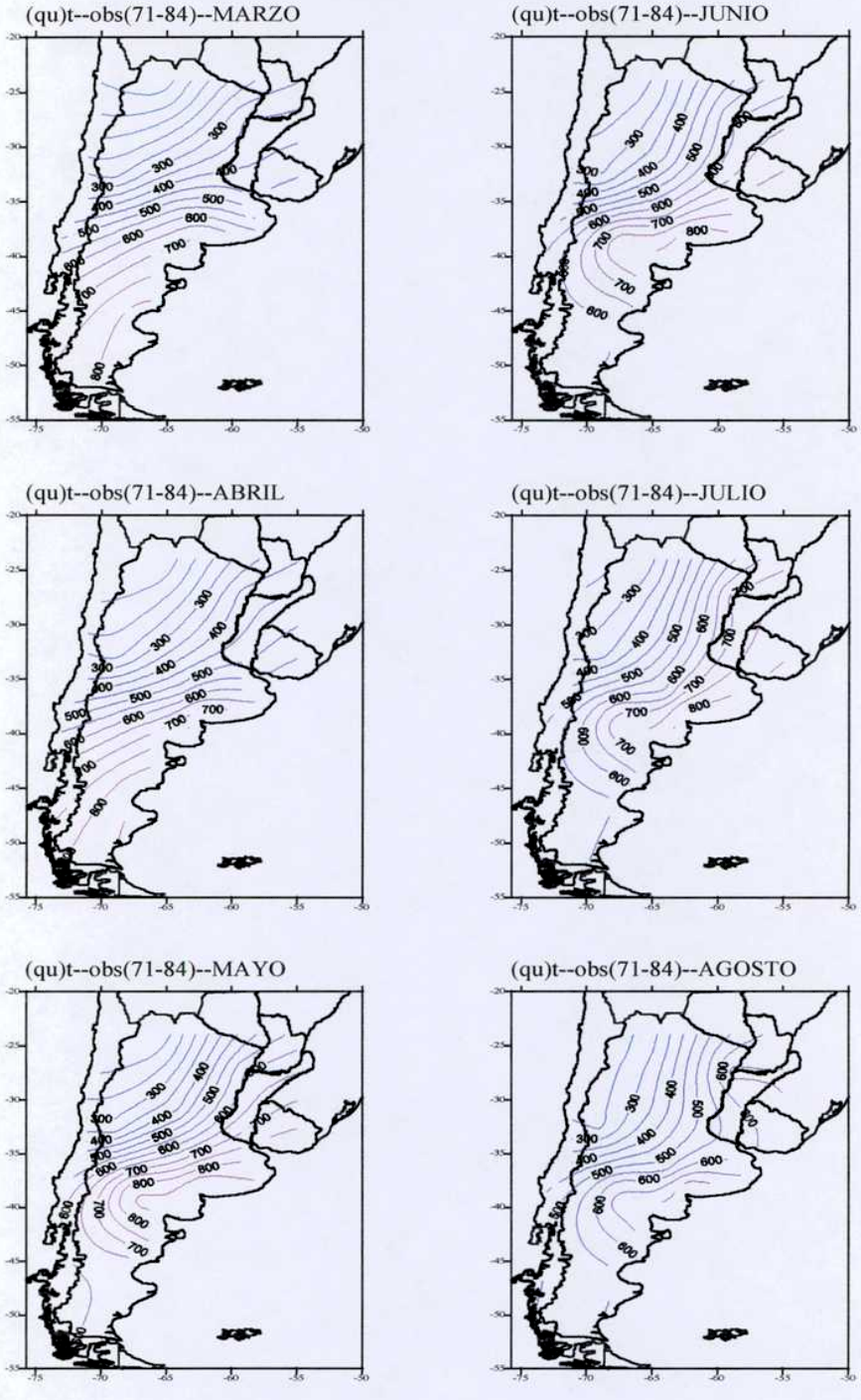


Figura 8.11 b): Transportes zonales totales medios de humedad observados (radiosondeos) durante los meses de otoño e invierno.

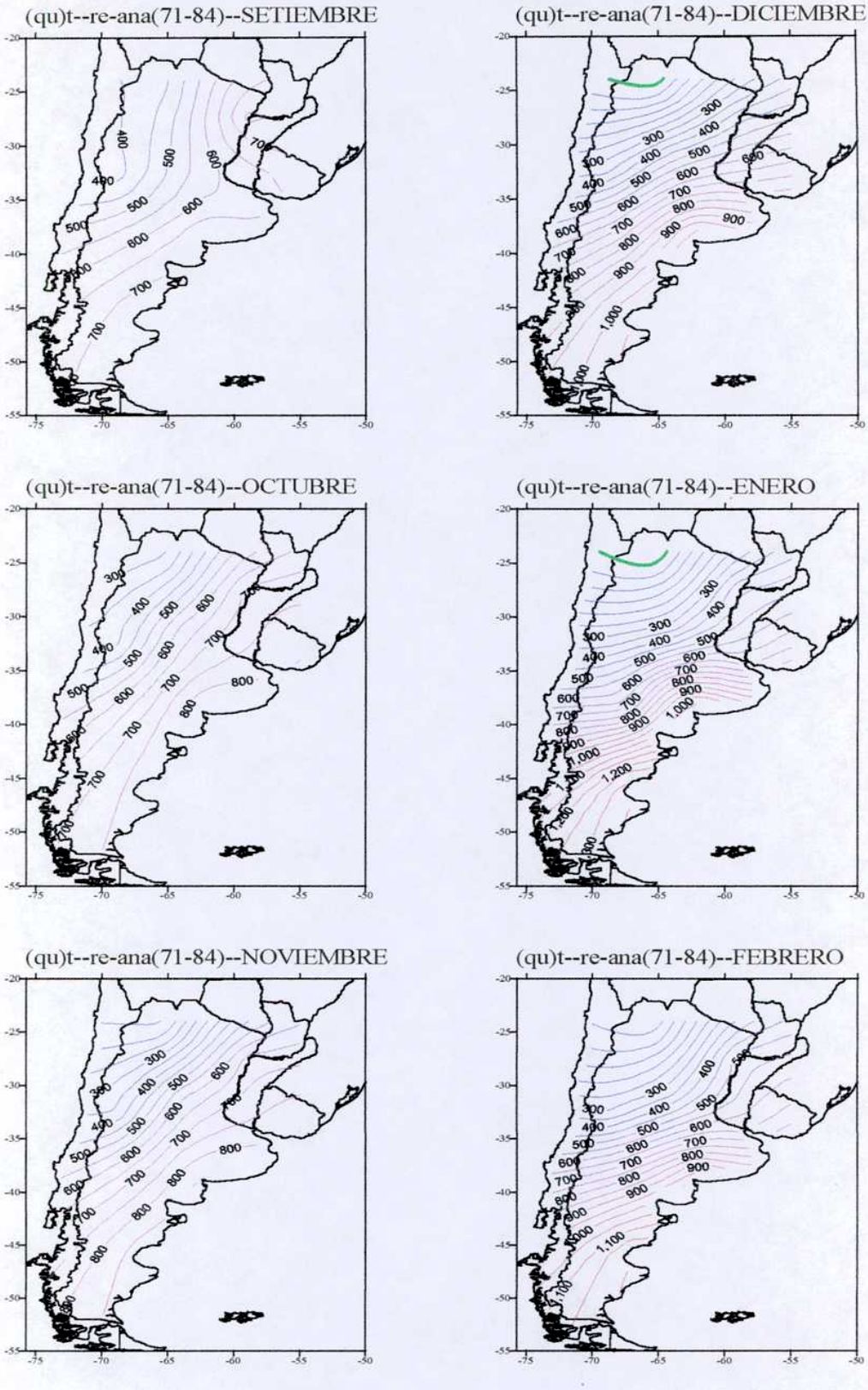


Figura 8.12 a): Transportes zonales totales medios de humedad desde re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de primavera y verano. Período 1971-84.

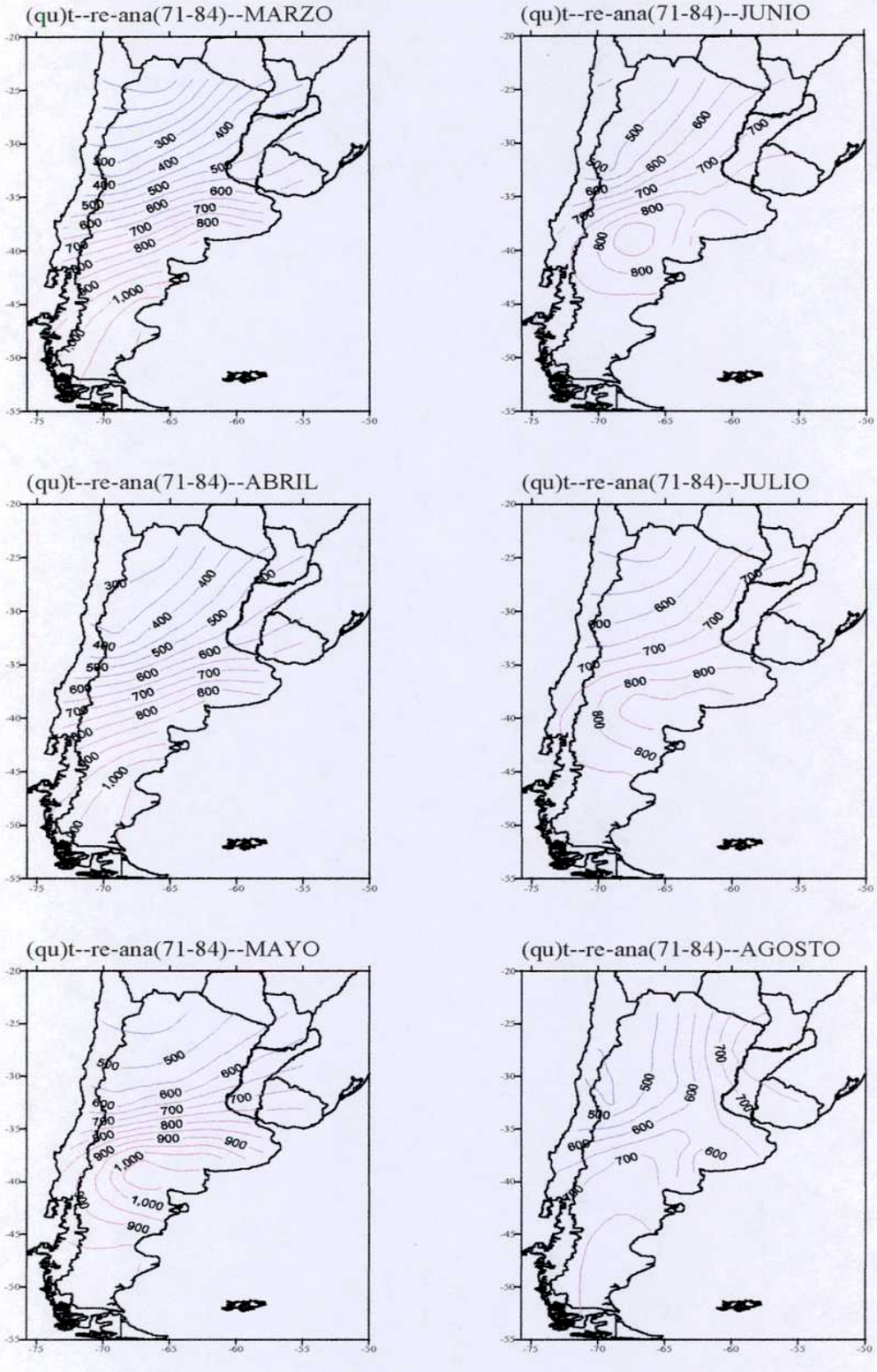


Figura 8.12 b): Transportes zonales totales medios de humedad desde re-análisis (NCAR-NCEP) durante los meses de otoño e invierno. Período 1971-84.

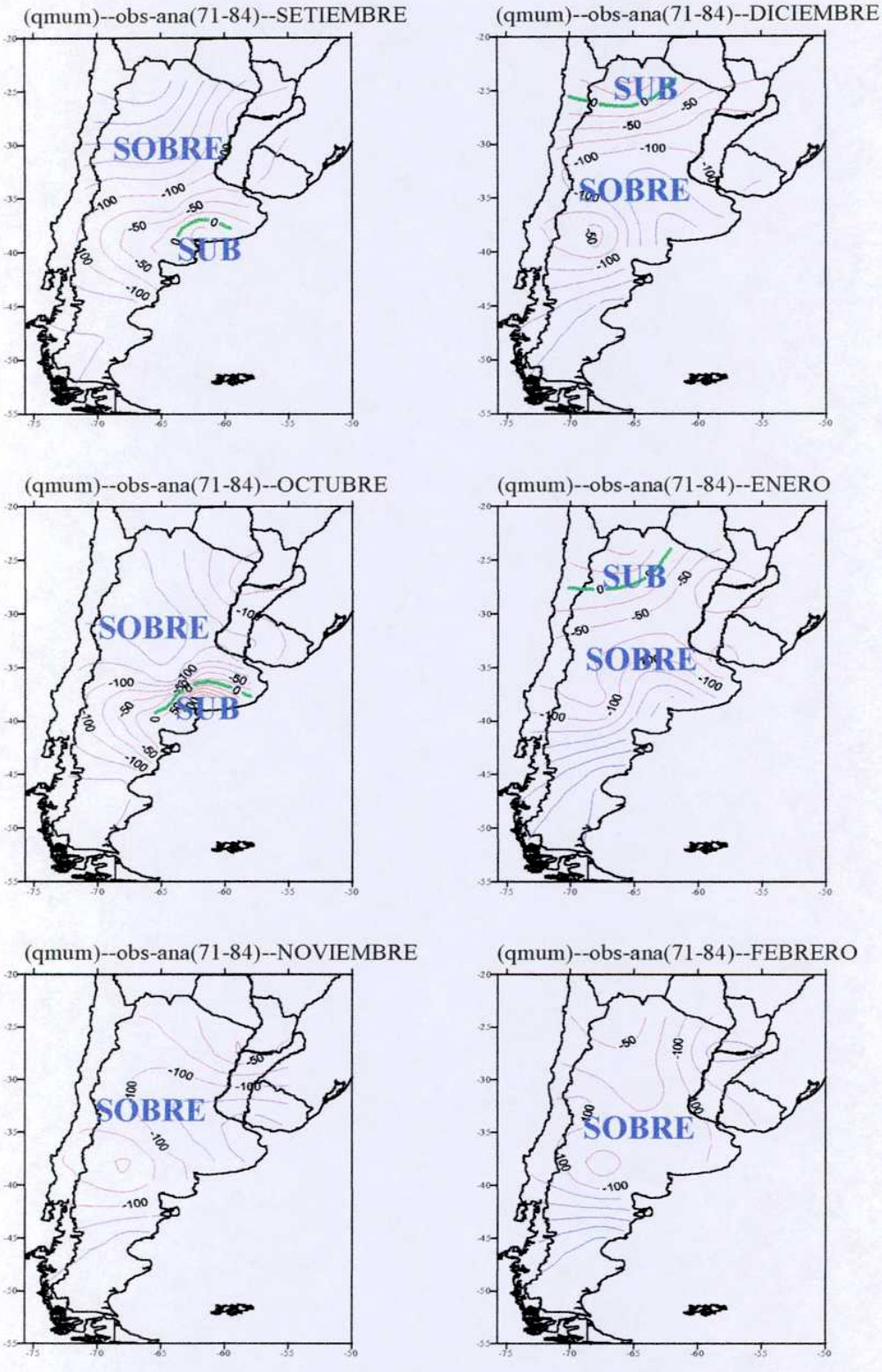


Figura 8.13 a): Diferencias entre los transportes zonales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos debidos a los flujos zonales medios para los meses de primavera y verano.

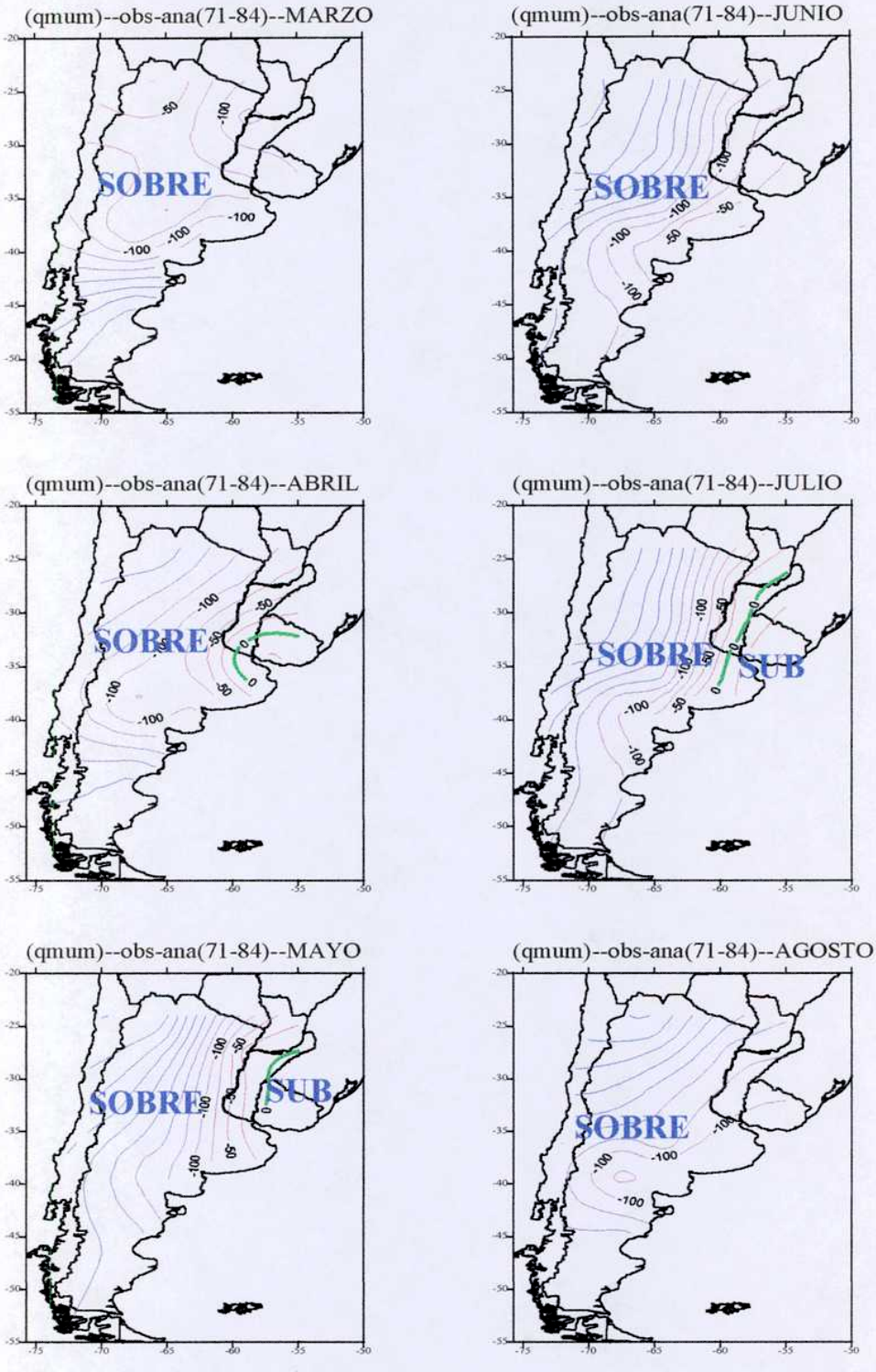


Figura 8.13 b): Diferencias entre los transportes zonales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos debidos a los flujos zonales medios para los meses de otoño e invierno.

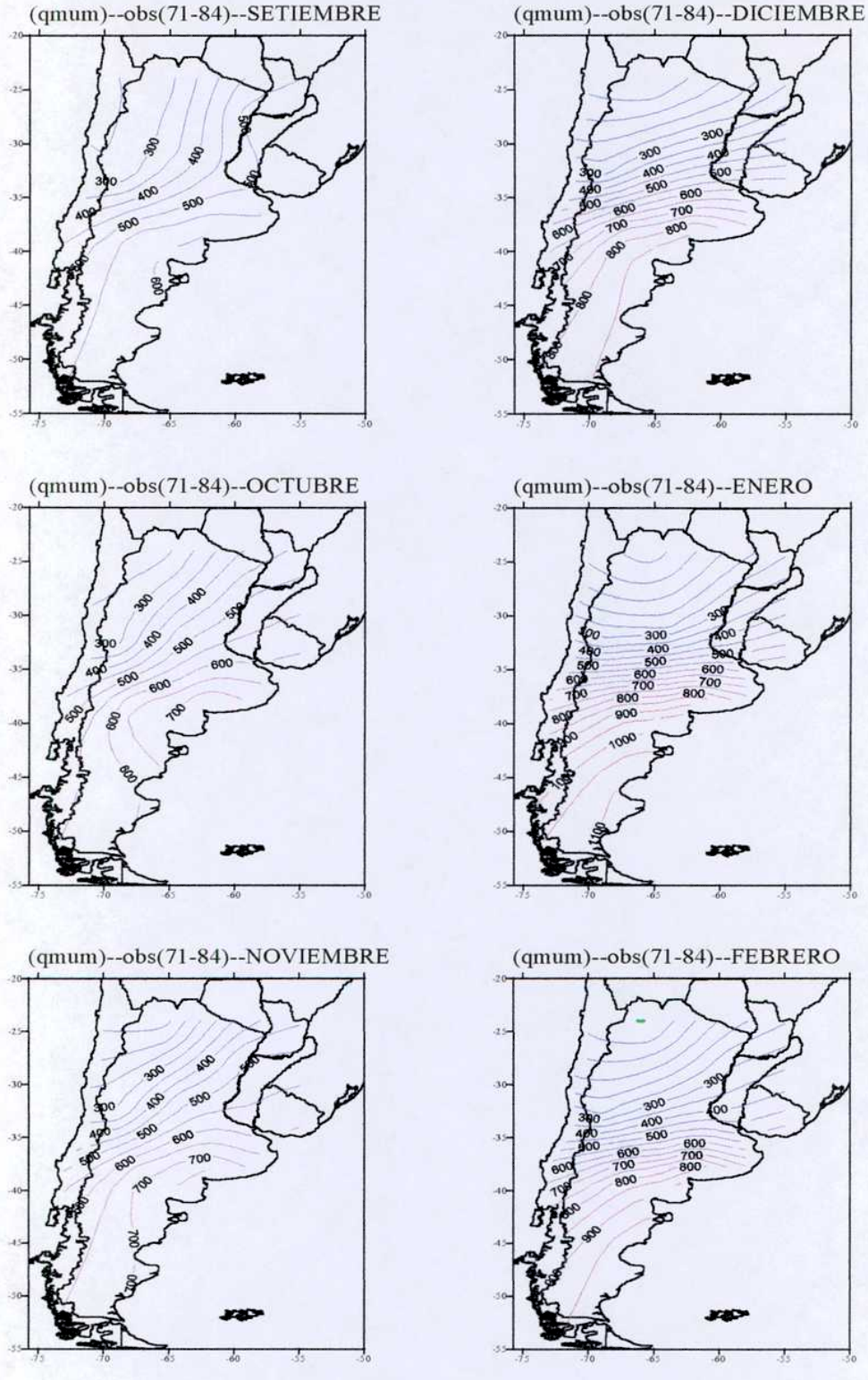


Figura 8.14 a): Transportes zonales totales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos al flujo zonal medio durante los meses de primavera y verano.

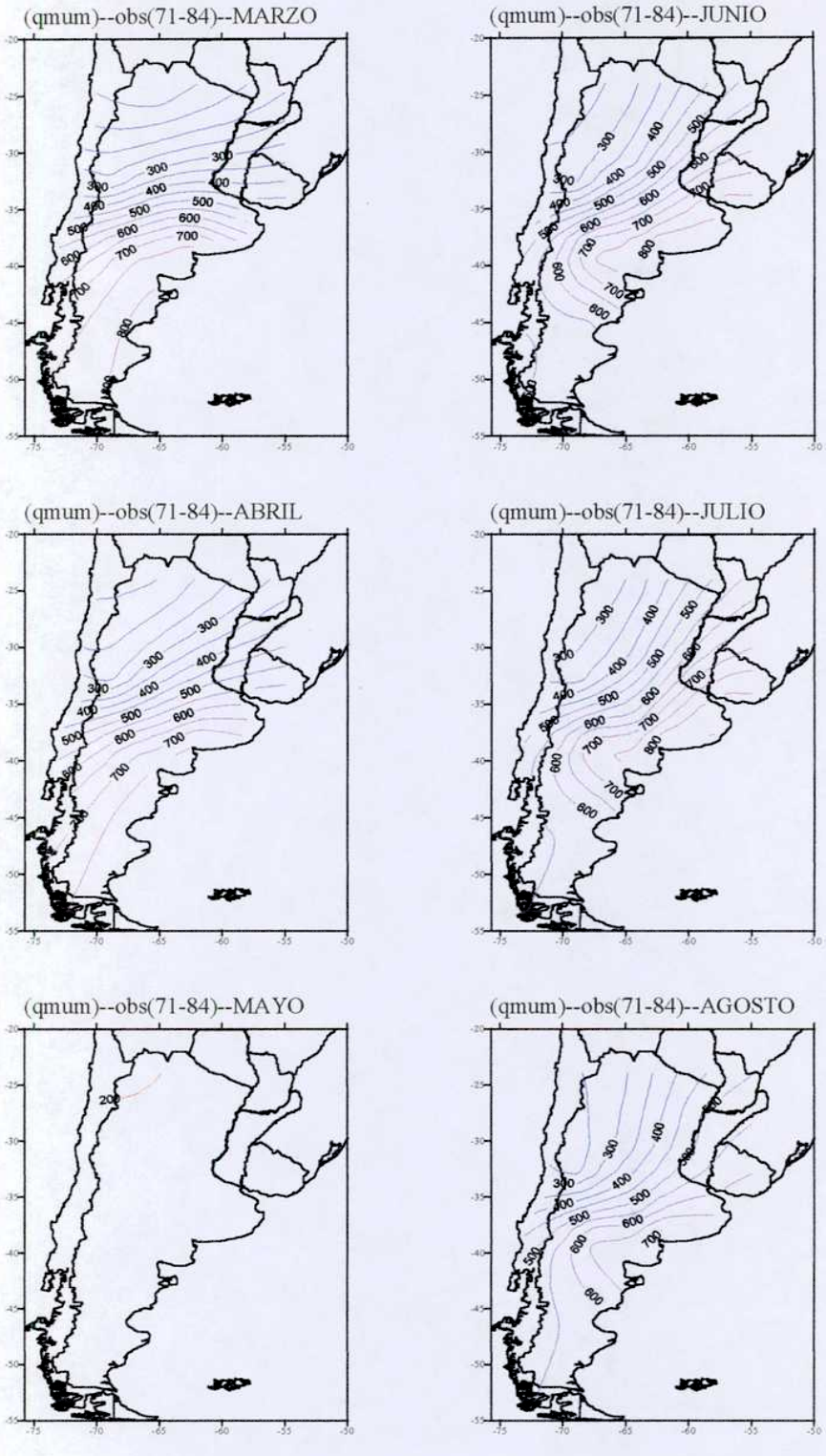


Figura 8.14 b): Transportes zonales totales medios de humedad observados (radiosondeos) durante los meses de otoño e invierno.

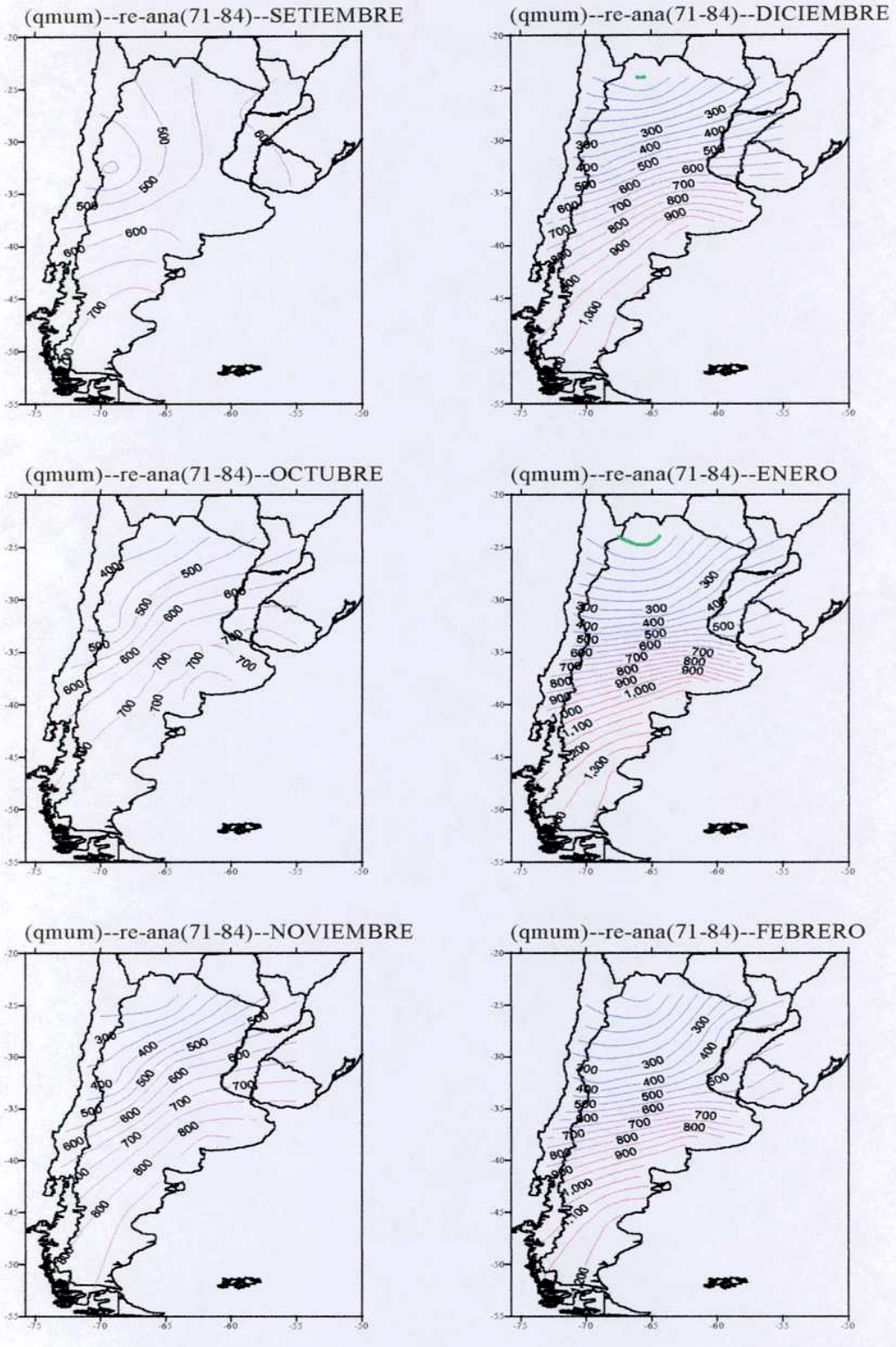


Figura 8.15 a): Transportes zonales medios de humedad debidos al flujo zonal medio, desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de primavera y verano. Período 1971-84.

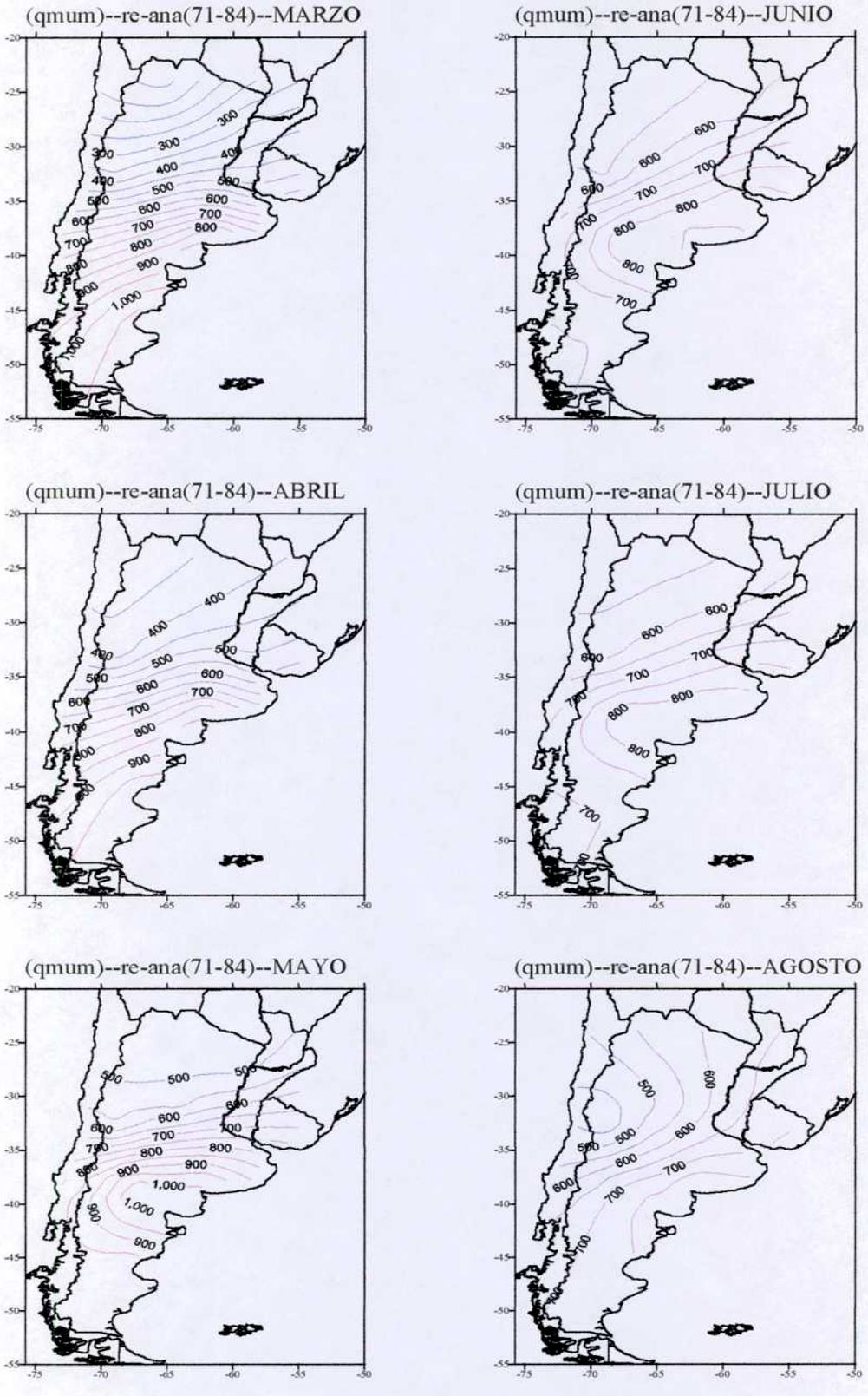


Figura 8.15 b): Transportes zonales medios de humedad debidos al flujo zonal medio, desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de otoño e invierno. Período 1971-84.

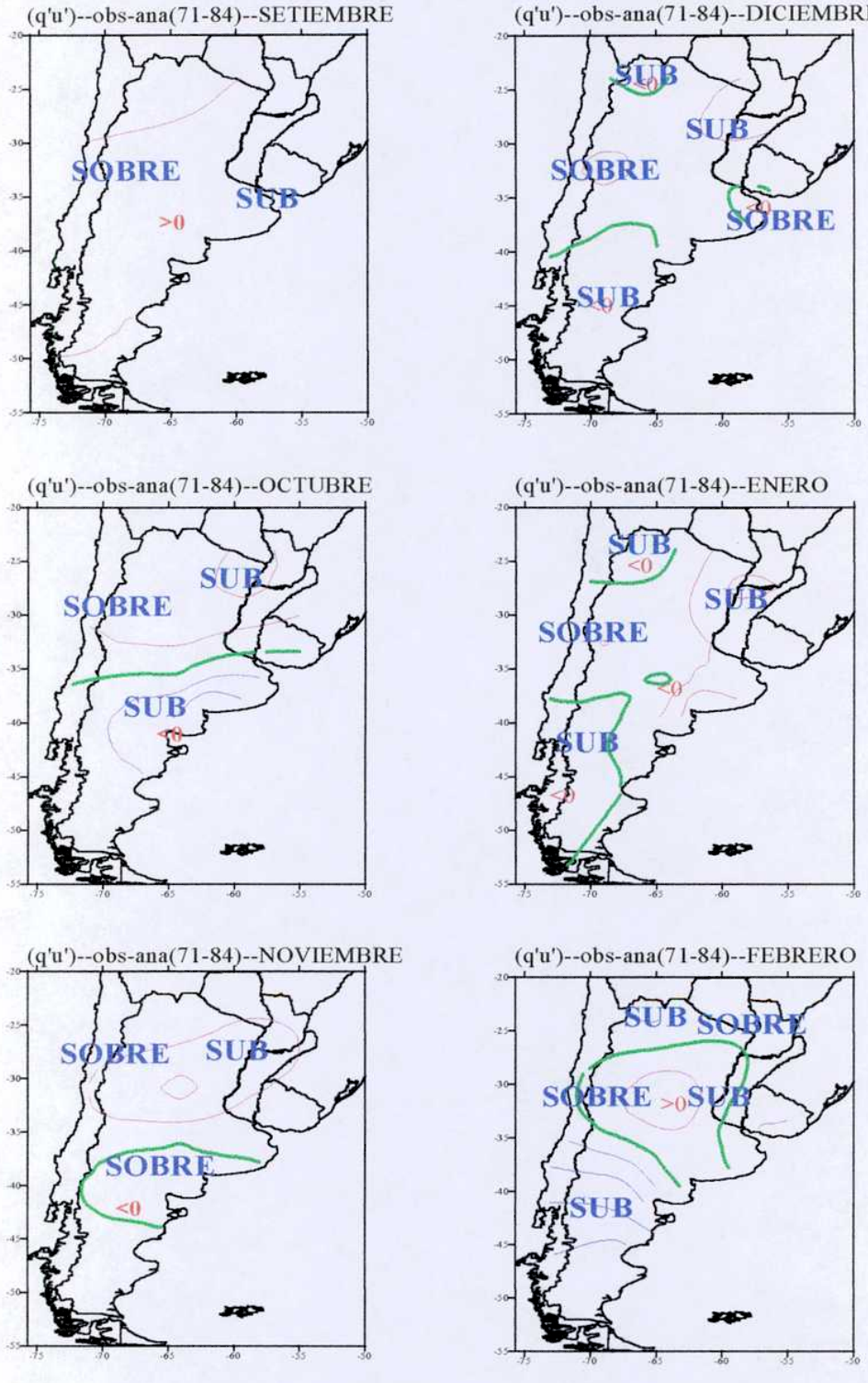


Figura 8.16 a): Diferencias entre los transportes zonales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos debidos a las perturbaciones transientes para los meses de primavera y verano.

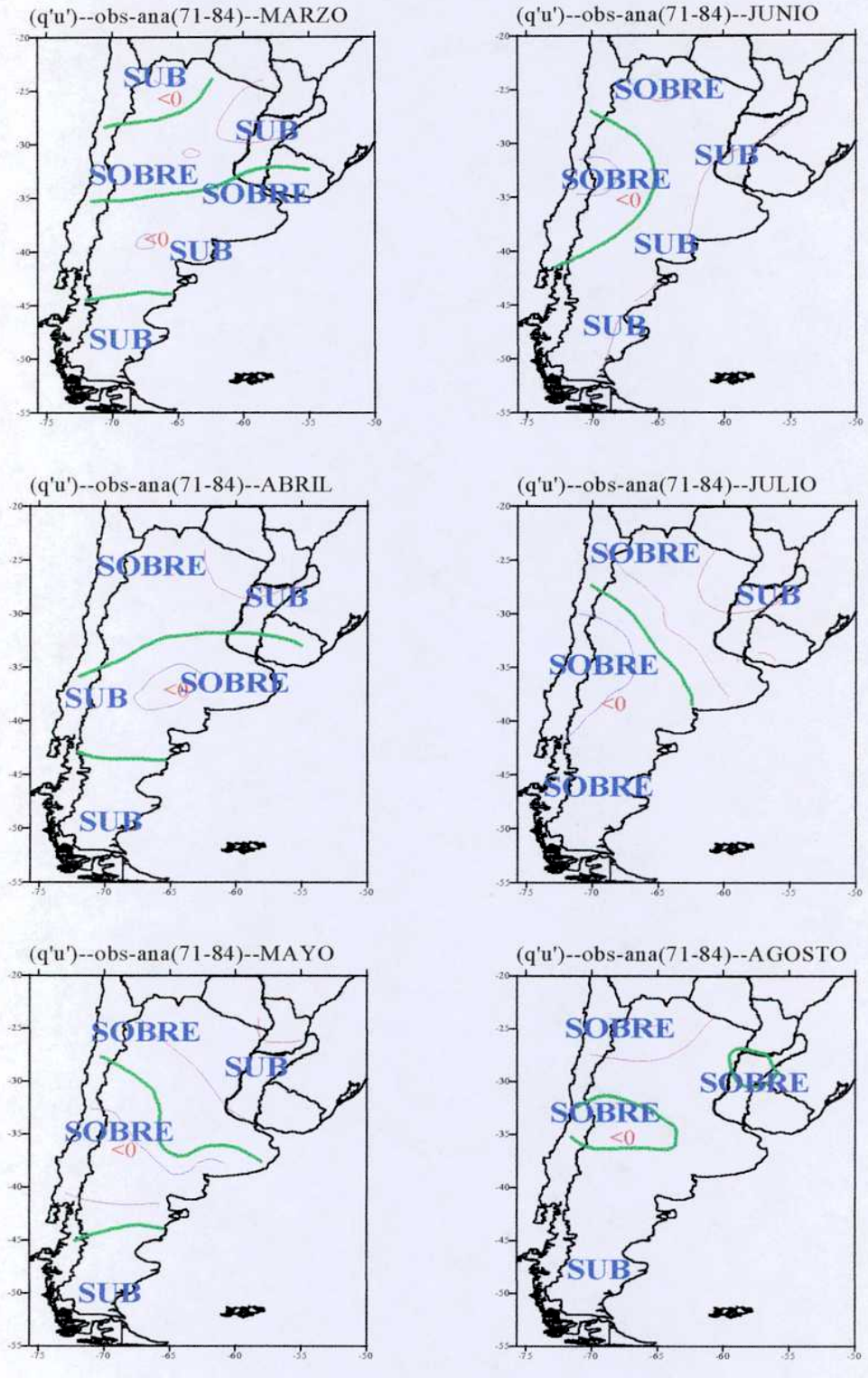


Figura 8.16 b): Diferencias entre los transportes zonales medios de humedad observados (radiosondeos) y los correspondientes a los re-análisis (NCAR-NCEP), ambos debidos a las perturbaciones transientes para los meses de otoño e invierno.

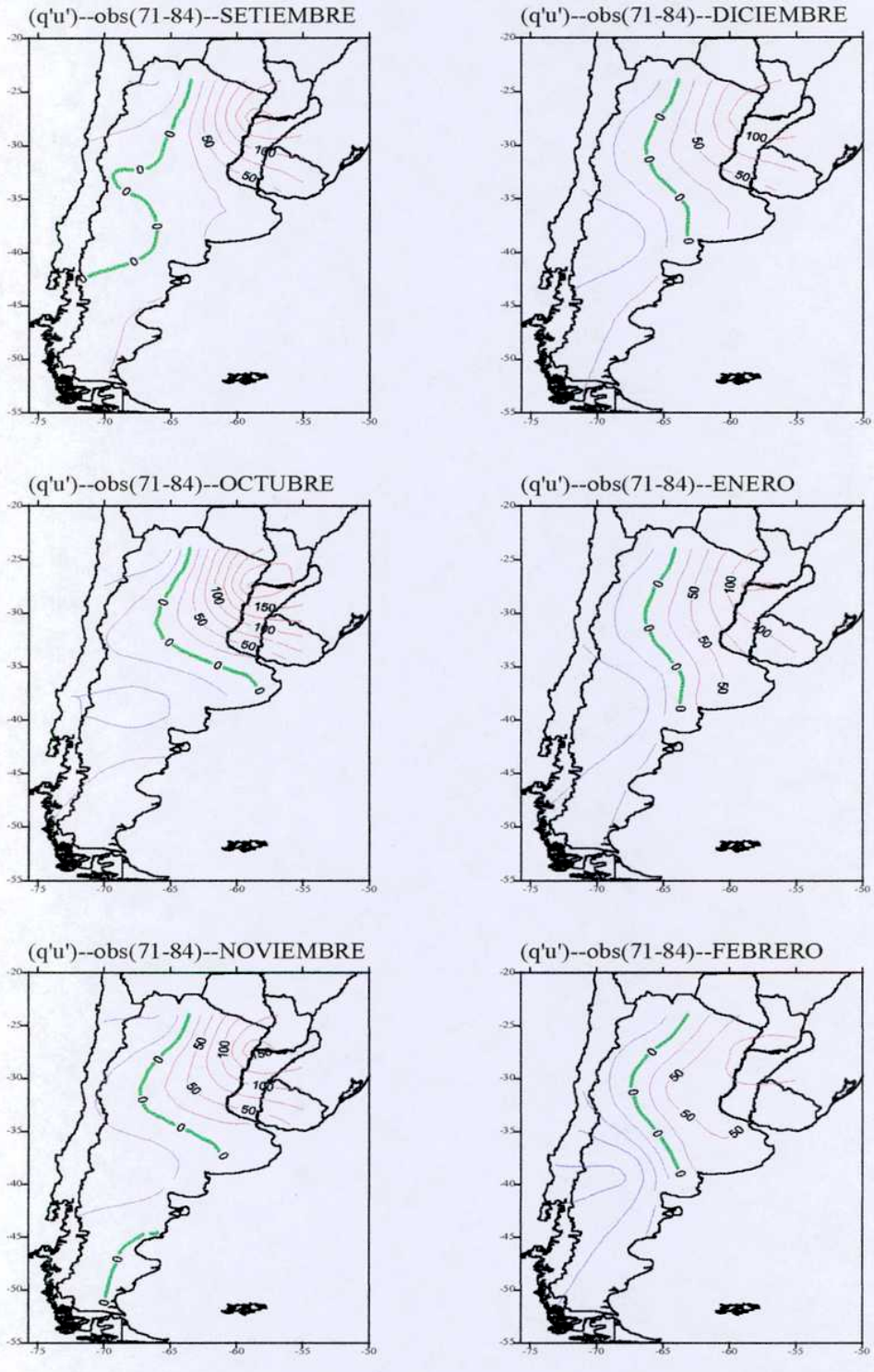


Figura 8.17 a): Transportes zonales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos a las perturbaciones transientes durante los meses de primavera y verano.

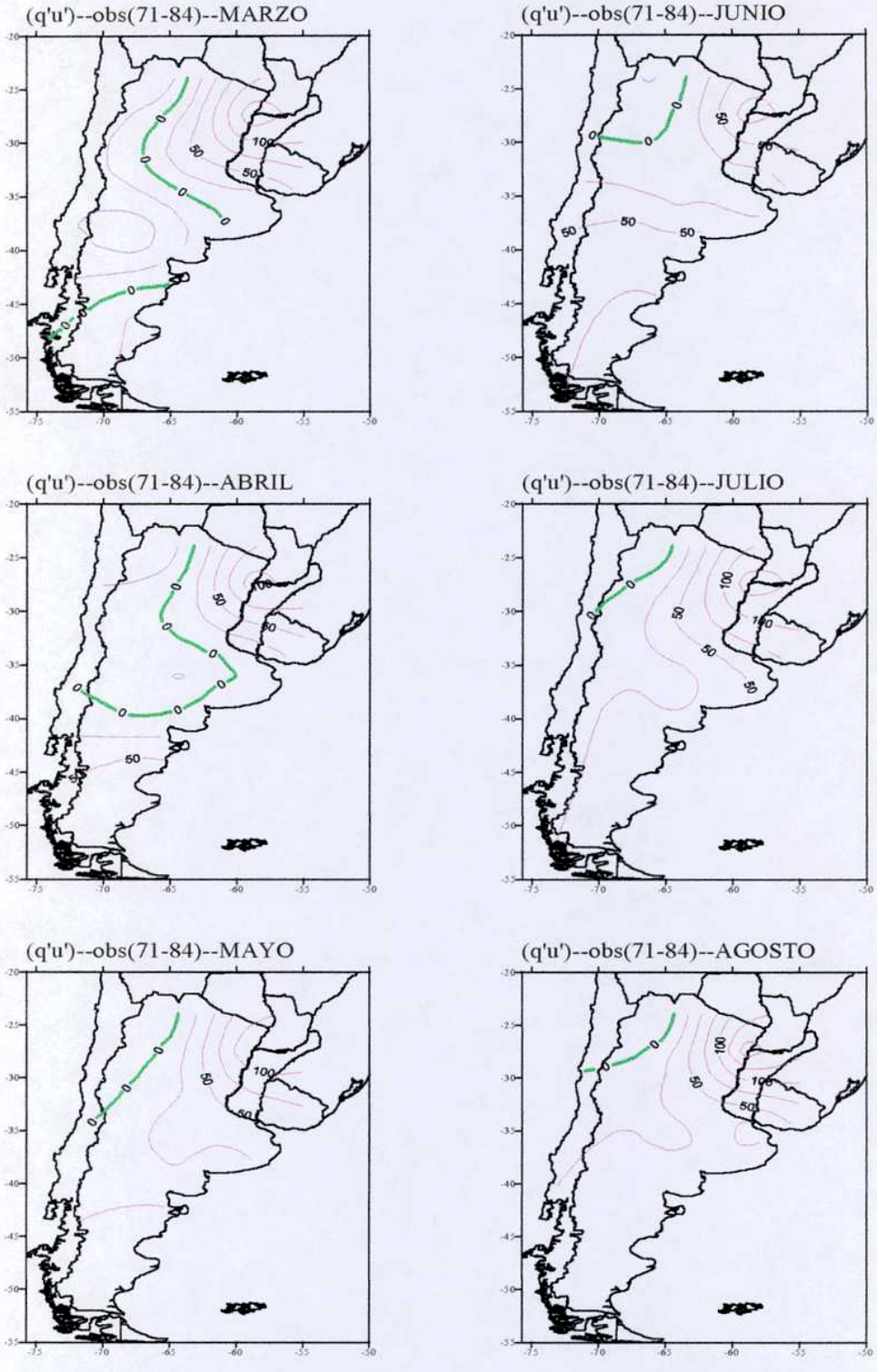


Figura 8.17 b): Transportes zonales medios de humedad observados (radiosondeos) debidos a las perturbaciones transientes durante los meses de otoño e invierno.

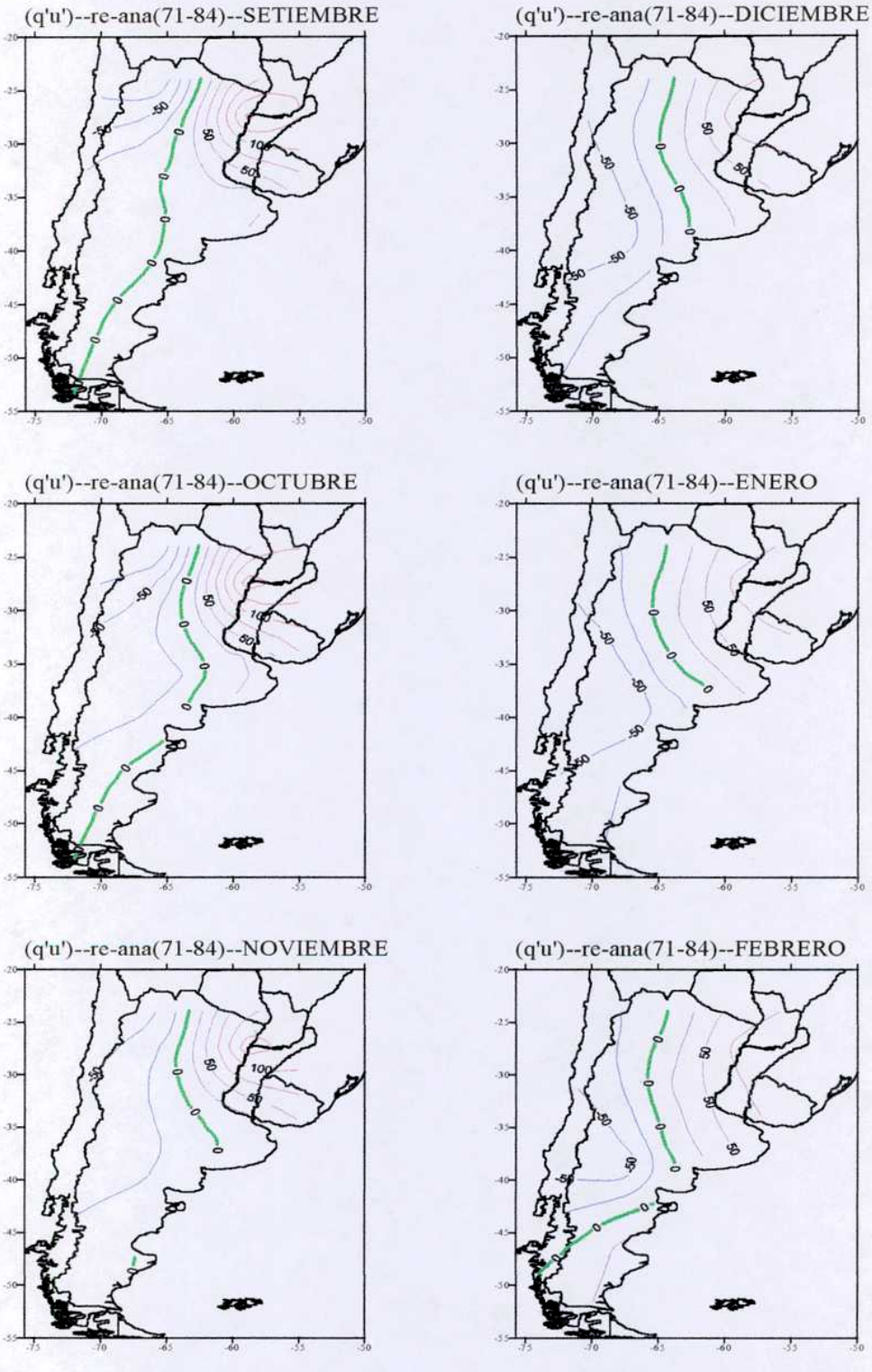


Figura 8.18 a): Transportes zonales medios de humedad debidos a las perturbaciones transientes, desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de primavera y verano. Período 1971-84.

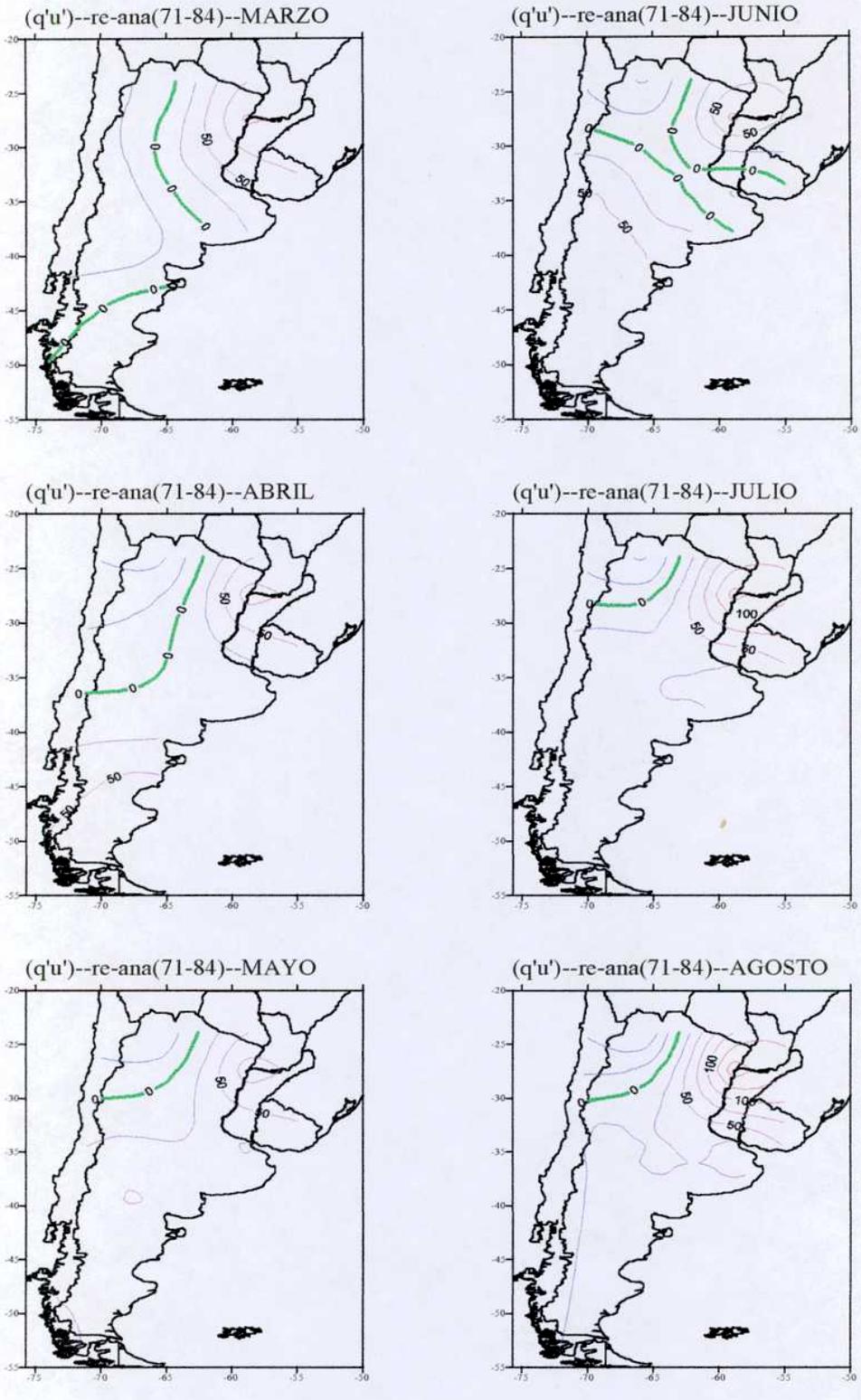


Figura 8.18 b): Transportes zonales medios de humedad debidos a las perturbaciones transientes, desde re-análisis (NCAR-NCEP), durante los meses de otoño e invierno. Período 1971-84.

CAPITULO 9 : RESUMEN Y CONCLUSIONES

CAPITULO 9

RESUMEN Y CONCLUSIONES

La principal motivación de esta Tesis fue aportar al conocimiento del comportamiento de la circulación atmosférica regional y su rol en la distribución de la humedad en áreas argentinas.

Por ello, se analizó la circulación regional observada sobre el sur de Sudamérica que está afectada por la influencia del comportamiento de las perturbaciones transientes y por el desplazamiento latitudinal del Anticiclón del Atlántico Sur en el transcurso del año.

Se estudiaron, además, las condiciones medias y variabilidad del contenido atmosférico de humedad, como asimismo, las características regionales de los transportes totales de humedad y la contribución a estos aportes realizada, por las circulaciones zonales y meridionales medias y también, por las perturbaciones transientes.

Se examinó, también la validez regional de los diferentes modos de transportes de humedad provenientes de los re-análisis (NCEP-NCAR) con relación a los modos obtenidos desde radiosondeos, durante el período 1971-1984.

Cabe mencionar aquí, la importancia que tiene la información aerológica medida para mejorar el conocimiento del comportamiento de la circulación y la distribución del vapor de agua regionalmente.

La confección de una base de datos aerológicos consistentes (período 1958-1984), utilizada en el desarrollo de esta Tesis constituye un aporte importante en si mismo; junto con la correspondiente proveniente de los re-

análisis (NCEP-NCAR), conformaron los cimientos de las investigaciones llevadas a cabo.

El logro de una óptima distribución de estaciones aerológicas y la continuidad de las mediciones en la atmósfera libre regional es fundamental para poder determinar regionalmente el intercambio de vapor de agua desde la zona tropical-subtropical hacia las latitudes medias. Esta estimación, junto con el mejoramiento del conocimiento de los procesos regionales que activan la precipitación, son sumamente importantes para mejorar los pronósticos y la capacidad de evaluación de los re-análisis sobre el sur de Sudamérica.

CONCLUSIONES OBTENIDAS DESDE LO EXAMINADO EN CADA CAPITULO:

Dado que los mayores aportes de humedad se efectúan a través de los niveles troposféricos inferiores, se examinaron en el capítulo 2, los regímenes anuales de las direcciones dominantes y las máximas intensidades medias. De ello resultó:

- Si bien la circulación del Norte es dominante en la troposfera baja, al norte de la región subtropical, los vientos del Noroeste son más intensos a fines del otoño y durante el invierno sobre la parte occidental de la región subtropical (Salta) y a fines del invierno y en la primavera sobre la parte oriental (Resistencia). Esta característica es controlada principalmente por la posición relativa en el transcurso del año, del Anticiclón de Atlántico Sur.
- Al oeste de la región central, en Mendoza, las máximas intensidades en la troposfera media corresponden a la dirección NW, prácticamente durante todo el año. Esta característica influencia también, las capas inferiores en el mes de junio (efecto Zonda)

- En la región central-este, sobre Ezeiza entre mayo y setiembre , las circulaciones más intensas corresponden a la dirección Noroeste, en capas bajas; esta circulación es también dominante en el mes de julio.
- Una de las características más sobresaliente del análisis efectuado para la información de Santa Rosa es la ocurrencia de máximas intensidades para las Sudestadas durante el mes de julio.
- La circulación zonal del Oeste es la dominante en la troposfera media y baja, entre 38° S y 45° S. Alrededor de 900 hPa , sobre Comandante Espora dominan los NW, mientras que cerca de la Cordillera, en Neuquen, vientos del SW son más frecuentes durante la primavera y el verano y registran las máximas intensidades durante todo el año.
- Sobre Comodoro Rivadavia sobresalen la ocurrencia de máximas intensidades desde direcciones del sector Norte (NW y N) en la troposfera baja durante los meses de otoño.
- Sobre Río Gallegos domina el flujo del Oeste durante todo el año, salvo durante el mes de mayo cuando los SW son más frecuentes en los niveles inferiores. Máximas intensidades desde el SE y NE son observadas en julio indicando la posición de sistemas de baja presión al este de la zona considerada.

La confiabilidad de la información medida es la principal implicancia que deriva del análisis efectuado en el capítulo 3. La consistencia efectuada sobre los archivos y la confección de una base de datos aerológicos regionales confiable constituyen la base de las investigaciones llevadas a cabo en esta Tesis.

Las 10 estaciones involucradas en este estudio están posicionadas entre 24°S. y 52°S.

- Al analizar las condiciones de normalidad de las distribuciones para la simetría y la curtosis de cada una de las componentes del viento en diferentes niveles de presión y en distintas épocas del año se compararon los resultados con los obtenidos para las series australianas: la variación con la altura de los porcentajes de muestras con simetría y curtosis normal obtenidos fueron similares a los encontrados para las series australianas. Se destacan, en general: a) las bajas frecuencias de distribuciones normales en la troposfera baja de las estaciones del área subtropical (Salta y Resistencia) en mayor medida para la componente zonal; b) mínimas frecuencias de condiciones de normalidad durante las estaciones de transición.
- La evolución anual de todos los parámetros estadísticos muestrales, calculados para determinar las distribuciones del viento, contiene información sobre diferentes aspectos 'transientes' del flujo atmosférico. Por ejemplo, las desviaciones estándar de las componentes del viento miden el nivel medio de la actividad de las perturbaciones transientes; la relación entre la varianza de v y la varianza de u, es una medida de la forma de las perturbaciones (si son zonalmente o meridionalmente elongadas); la mitad de la suma de las varianzas representa la energía cinética de las perturbaciones: la covarianza entre u y v mide la transferencia del impulso por parte de las perturbaciones; el ángulo de rotación de los ejes de las elipses de probabilidad representa la inclinación de los ejes de las perturbaciones; el coeficiente de elipticidad o circularidad es una medida de la anisotropía de las perturbaciones, etc.. Las características derivadas de este estudio fueron analizadas en el capitulo 5.

En el capítulo 4 se consideraron detalladamente aspectos climatológicos importantes de la circulación troposférica al analizar el comportamiento de los campos medios de las componentes del viento y la correspondiente variabilidad en escalas mensual y estacional. Asimismo se caracterizaron las estructuras de autocorrelación espacial para las componentes del viento.

Al analizar la variabilidad espacial-temporal de las componentes del viento, es de interés señalar la simetría que muestran los perfiles de la desviación estándar de las componentes del viento en ambos hemisferios. Además, las desviaciones estándar de ambas componentes muestran valores similares. Este aspecto y también la estructura casi idéntica de los campos respectivos, puntualizan claramente el carácter turbulento de la circulación general de la atmósfera.

Las principales características observadas en la variabilidad de la circulación sobre nuestra región son sintetizadas:

- Con relación a la componente zonal, puede apreciarse que los valores correspondientes aumentan con la altura y oscilan entre los 2 m/s y los 18 m/s, generalmente, en todas las estaciones analizadas. Máximos secundarios se presentan en el período invernal, en todos los niveles de la baja y media troposfera.
- Los valores máximos absolutos se observan entre los 200 hPa y 300 hPa; ocurren en diferentes épocas del año asociados con los cambios de intensidad del viento zonal a través del año y con la posición relativa de las estaciones consideradas: Al norte de la zona subtropical los máximos ocurren a fines del otoño y durante los meses de invierno (15 m/s); mientras que más hacia el sur, en Córdoba, Ezeiza, Mendoza y Neuquén, hacia fines del invierno y principios de primavera. Se

observan mayores valores sobre las estaciones cercanas a la Cordillera. Al este de la región central, la ocurrencia de los máximos ocurre durante las estaciones de transición (otoño y primavera) con valores de 18 m/s sobre Santa Rosa y de 14 m/s en Comandante Espora. En la zona patagónica, los máximos absolutos ocurren durante el otoño, característica notable en Comodoro Rivadavia y Rio Gallegos.

Al considerar la variabilidad de la circulación meridional:

- en general, se observa un incremento de la intensidad de la variabilidad de la circulación meridional desde la zona subtropical hacia las latitudes más altas, indicando la presencia de ondas cortas sobre la zona central.
- La variación anual de los perfiles verticales de la desviación estándar de la componente meridional muestran máxima variabilidad alrededor de los 250 hPa, en los meses de julio y agosto en todas las estaciones analizadas, salvo en Neuquen donde el máximo se produce a comienzos del invierno (junio) y en Rio Gallegos donde podemos observar la máxima variabilidad regional (más de 20 m/s) durante los meses de otoño.
- Máximos secundarios entre 8 m/s y 10 m/s aproximadamente, alrededor de los 900-850 hPa, son notables en Resistencia, Ezeiza, Santa Rosa y Comodoro Rivadavia durante el invierno, indicando una máxima variabilidad de la componente meridional del viento en esos niveles.

Con relación al vector viento medio: Sólo algunas características interesantes reveladas desde el análisis de esta información serán mencionadas aquí:

- Como es conocido, tanto la intensidad como la dirección del viento están íntimamente relacionados con los campos de presión. Así es que el desplazamiento estacional de estos sistemas condiciona los gradientes de presión y en consecuencia la intensidad y la dirección del viento. La

intensidad del viento medio contiene la influencia de la variación temporal de la dirección del viento; así es que valores máximos en la alta troposfera en todas las estaciones de la región están indicando la ocurrencia de vientos persistentes en dirección; mientras que en los niveles inferiores los valores mínimos (menores de 5 m/s) están refiriendo gran variabilidad de la dirección del viento.

- Con relación a la variación temporal, se observa que los máximos de intensidad se registran durante el invierno y los mínimos relativos durante el otoño y el verano en todas las estaciones de la región subtropical y central; mientras que en las estaciones patagónicas las características se invierten: las mínimas intensidades (alrededor de 10 m/s) se presentan a fines del invierno y en primavera sobre Río Gallegos y durante la primavera en Comodoro Rivadavia, coincidiendo con el desplazamiento de los sistemas de presión hacia el sur.
- Los cambios de dirección del SO al NO durante el mes de julio en Comandante Espora y Río Gallegos (Figura 4.7) sugieren el pasaje de dos trenes de ondas frontales separados, con las ramas cálidas influyendo respectivamente, sobre estas localidades a comienzos de la estación invernal.
- Los vientos medios del NO entre los 300 hPa y 200 hPa señalados durante el verano sobre Salta, indican la influencia de la circulación anticiclónica de la Alta Boliviana durante ese período. Esta características están presentes además, sobre las latitudes de Córdoba y Mendoza
- La circulación media del NO prácticamente domina toda la troposfera subtropical durante setiembre y octubre (circulación monzónica). Mientras que durante todo el año, esta circulación domina la troposfera media en la estaciones cercanas a la Cordillera andina. Direcciones predominantes del sudoeste (menores de 270° y mayores de 180°) con persistencias del 80%

caracterizan la troposfera media y alta de Ezeiza, Santa Rosa, Neuquén y Comodoro Rivadavia, durante todo el año.

Con relación a la persistencia del viento:

Para niveles superiores a los 700 hPa, la persistencia del viento es mayor al 70% en todas las estaciones analizadas.

- Sobre la zona subtropical, para el nivel de 700 hPa se observa la mayor persistencia (70%) durante el invierno y se reduce notablemente en la estación estival (10% a 20%). La mayor persistencia del viento se observa durante las estaciones de transición sobre Salta y en noviembre sobre la zona cercana a la Cordillera, en Mendoza. Asimismo, es allí donde ocurre la máxima variabilidad en la dirección del viento a fines del otoño y principios del invierno (coeficientes menores al 10% en mayo y junio). También sobre el noreste, en Resistencia durante la primavera, los coeficientes muestran esos valores.
- En la región central, los valores mínimos ocurren en otoño.Sobre niveles inferiores, en 850 hPa, la menor variabilidad de las direcciones del viento (coeficientes menores) se observa al este de la región central: los coeficientes se mantienen entre 20% y 50%, tanto en Ezeiza como en Santa Rosa. Son más persistentes los vientos sobre los 38° S: los coeficientes varían entre 40% y 70% en Neuquén y Comandante Espora.
- La zona patagónica muestra la máxima persistencia de viento en el nivel referido, alrededor de 80% durante todo el año.

Los rasgos más destacados de los campos medios de circulación regionales se señalan a continuación:

Para la troposfera inferior: La información más interesante que se deriva de los campos medios de la circulación meridional es la determinación de la zona de transición entre la circulación del norte y desde el sur que señala la

posición media del encuentro de las masas de aire subtropical y subpolar en el transcurso del año (posición climatológica de la zona frontal).

- Durante la primavera y el verano, los flujos del sur se intensifican sobre el oeste de la región central canalizándose sobre la Cordillera. Este efecto es quizás, causado por el desarrollo del sistema de baja presión sobre el noroeste en ese período. La circulación del norte se intensifica a fines del verano y domina la zona central y el norte patagónico durante marzo, mientras que en abril y mayo (otoño) se destaca el pasaje de ondas más cortas sobre la región central comprendida entre 35° S y 45° S, acompañado por un aumento del gradiente de la circulación zonal en la región. Éste alcanza valores máximos durante el invierno y se observa detrás de la zona frontal ubicada alrededor de 32°S a principio y fin del invierno.
- Durante el mes de julio, la ocurrencia de máximas intensidades del norte y del oeste sobre el Litoral indican el aporte de la rama cálida de la zona ciclogenética del Litoral argentino, mientras que los flujos del sur en la zona central (Santa Rosa) se corresponden con el área más fría de la ciclogénesis mencionada.
- Al norte de la Patagonia sobre el Golfo de San Matías se destaca la presencia de otra onda frontal con circulación del NO sobre la parte occidental de la región central y vientos del sudoeste en la Patagonia.

Para la troposfera media: domina la circulación anticiclónica durante el invierno con máximos flujos del oeste sobre 40°S., en las latitudes del cambio de circulación meridional del norte al sur. Durante el verano al noroeste se observa la circulación del norte correspondiente a una parte delantera de vaguada.

Para la troposfera superior:

- El anticiclón boliviano muestra sus características estacionales: se activa durante el mes de agosto y se desvanece en abril.

Es marcado el desplazamiento climatológico de los máximos de flujo zonal: Se posiciona al noreste de la región subtropical, durante la primavera y el invierno (durante julio, está sobre la parte occidental de la zona mencionada) y se desplaza al norte de la región central en el verano.

- En las estaciones de transición aparecen máximos secundarios en la región patagónica: durante el otoño centrado en Comodoro Rivadavia y a comienzo de la primavera en Río Gallegos.

Se analizaron los campos de la variabilidad de la circulación:

- En capas bajas, la variabilidad de v muestra un marcado gradiente longitudinal orientado en la dirección sudoeste–noreste. Mínimos se presentan sobre el noroeste argentino y los máximos, en áreas alargadas sobre el litoral mesopotámico y hacia la región central. Esta configuración se mantiene todo el año, variando la intensidad del máximo de desviación estándar de v ; valores mayores en julio, agosto y setiembre y menores, en enero febrero y marzo.
- La distribución espacial de desviación estándar de u en los niveles inferiores muestra una configuración invertida a través de todo el año, con relación a los campos de variabilidad de v: el eje de máxima variabilidad está orientado en dirección noroeste- sudeste ó meridionalmente.
- Un fuerte gradiente se observa entre Neuquén y Mendoza a lo largo del eje de máxima variabilidad; mientras que un eje de mínima variabilidad atraviesa la zona subtropical hacia la zona central con dirección noroeste-sudeste.

- El área de máxima variabilidad domina la región patagónica entre Neuquén y Comodoro Rivadavia, desplazándose hacia Río Gallegos en otoño e invierno.

Las zonas donde maximiza la variabilidad de la circulación meridional y zonal para la troposfera superior están relacionadas con las áreas de los caminos de tormentas (storm traks). Este tema fue considerado en el capítulo 5 al analizar el área regional de dominio de las perturbaciones transientes.

Del estudio efectuado en la primera parte del capítulo 5 resultó:

Con relación a las circulaciones meridionales surge que:

- La zona de convergencia de las celdas meridionales de circulación aparece bien determinada durante la ocurrencia de los solsticios, entre Santa Rosa y Córdoba. Al comienzo de la primavera, toda la troposfera subtropical y de la región central-este está dominada por circulaciones meridionales relativamente intensificadas, provenientes del norte.

  Por otro lado, durante la estación otoñal y el comienzo del invierno, circulación desde el sur ocurre en todos los niveles troposféricos sobre el centro de la zona central; mientras que sobre la parte occidental, cerca de la Cordillera, se intensifica la entrada de aportes desde el norte.

Con relación a las circulaciones zonales resultó:

- Todos los cortes analizados reflejan las aceleraciones y deceleraciones de los flujos zonales del oeste alrededor de las zonas frontales de convergencia de aire subtropical y subpolar: El análisis sobre la zona central muestra los ejes de máxima intensidad de flujo zonal sobre y hacia el oeste de la región de convergencia; mientras que hacia el este se posicionan los ejes de menor intensidad. Sobre la zona cercana a la Cordillera los flujos del oeste se debilitan en las capas troposféricas inferiores. Esta configuración se observa marcada durante los meses del

verano en el corte zonal correspondiente a la zona subtropical; el resto del año, los flujos zonales sobre la troposfera media y superior se observan más uniformes. Por último, el desplazamiento meridional del Anticiclón del Atlántico sur afecta la circulación zonal: debilitándola en la parte septentrional de la región central de Argentina durante el otoño (en su trayectoria hacia el norte); mientras que en la zona sur el mismo efecto se observa en primavera cuando comienza su desplazamiento hacia el sur.

En el capítulo 6, se estudiaron las características de la variación anual de la humedad troposférica, como así su distribución espacial.

Pudo observarse que:

- Es evidente la conocida disminución del contenido medio de humedad al aumentar la latitud en las distintas épocas del año. Las mínimas concentraciones de vapor se presentan durante la estación invernal y los valores observados de las mismas son la mitad de los correspondientes al verano en todos los niveles de presión que se analizaron regionalmente.
- Con referencia a la variación vertical de la desviación estándar de q, la máxima variabilidad se observa en la tropósfera baja (1000 hPa y 850 hPa) en todas las estaciones analizadas. Se muestran valores extremos entre Resistencia y Salta, en Ezeiza y en Cte. Espora-Neuquén, durante todo el año, y entre Córdoba y Ezeiza- Mendoza, durante el invierno.
- Con relación a la evolución anual de los campos espaciales mensuales de agua precipitable, se puede apreciar la orientación meridional de las isolíneas durante el invierno, primavera y otoño, en la zona subtropical y central de Argentina; mientras que, durante el verano, la variación es latitudinal .Se destacan durante todo el año, valores máximos entre 40mm y 24mm, centrados en la región noreste de

Argentina, sobre Resistencia, y valores mínimos (alrededor de 10mm) en la región sudoeste.

- El agua precipitable decrece hacia el oeste en invierno y principios de primavera (gradiente longitudinal máximo en octubre); mientras que, a partir de noviembre y durante los meses de verano, el decrecimiento es latitudinal, es decir, hacia el sur.
- Con relación a la variabilidad espacial del agua precipitable la máxima variabilidad del agua precipitable se presenta sobre el sector NE de Argentina, sobre Resistencia durante enero, febrero y marzo. Valores mínimos ocurren al SO en agosto y setiembre. Estos resultados resultan coherentes con las circulaciones que aportan vapor de agua sobre la región: En la región nor-oriental se centra la máxima variabilidad dado que recibe el aporte continuo del océano Atlántico y desde el Amazonas. El mínimo de variabilidad se observa sobre la parte occidental a lo largo de la cordillera andina. Sobre esa región, los procesos generalmente inhiben la precipitación y en consecuencia se mantiene poco variable el contenido troposférico de humedad.
- El rasgo más sobresaliente de las estructuras de autocorrelaciones espaciales, es la característica dipolar de los campos para el verano con dos centros de correlaciones positivas centrados, uno sobre el noreste de la región subtropical y el otro sobre el sudoeste (Neuquén). Ello indica que la humedad sobre el sur de la zona central puede estar modulada por la entrada de humedad desde la zona subtropical y distribuida hacia el sur por la circulación del centro de baja presión del noroeste argentino que se establece durante la estación estival.

- El resto de las estructuras estacionales muestran la disminución de la humedad con la distancia a medida que nos alejamos de la estación referente.
- Entre las estructuras estacionales de correlaciones cruzadas entre la humedad y la circulación sobresale la correspondiente a Resistencia . Ellas indican que la evolución de la humedad en Resistencia esta regulada por la circulación zonal del este (aumento) o del oeste (disminución)en la región central y la circulación zonal predominante del norte.

En el Capítulo 7 se examinó la variación anual de los flujos zonales y meridionales de humedad para cada estación aerológica. Los rasgos más sobresalientes se enumeran a continuación:

- La máxima intensidad de los flujos del noroeste durante el invierno (-44 g / cm s) y la inversión de la circulación meridional del norte al sur a fines del invierno y durante la primavera, en la troposfera baja sobre Resistencia son las características más notable en esta región. La primera está relacionada con el aporte de humedad desde el noroeste sobre la zona cálida de la región ciclogenética del Litoral que se desarrolla con mayor frecuencia durante el invierno. La segunda, con el pasaje hacia el sur de Brasil de los sistemas frontales (circulación meridional del sur) durante la primavera cuando el Anticiclón subtropical comienza su desplazamiento hacia el sur.
- Durante el verano, la circulación meridional sobre Resistencia, es predominante del norte y del nordeste, indicando la influencia del aporte desde el anticiclón subtropical (flujos zonales máximos del este, de aproximadamente -30 g/cm s se presentan en febrero).
- Una marcada canalización de los flujos de humedad desde el norte en la troposfera baja, se observa en Córdoba durante la estación estival. Los

flujos del norte se debilitan hacia la primavera (agosto, setiembre y octubre), como se señaló, esta característica también se observa en Resistencia.

- Durante todo el año, los flujos de humedad sobre Ezeiza muestran la presencia de circulación del norte en capas bajas y del sur en la troposfera media. Los flujos del NO en invierno dominan hasta alrededor de 700 hPa. Durante el mes de abril, alrededor de 850 hPa, los aportes del norte se debilitan notablemente, al igual que en Resistencia, y se invierten al sur.
- Al norte de *la región central*, sobre Santa Rosa, los aportes zonales de humedad desde el este son dominantes en las capas bajas durante todo el año, salvo durante el mes de marzo. Aportes meridionales del norte están presentes durante el verano y el otoño y en setiembre y octubre alrededor de 850 hPa. En las capas superiores a 800 hPa la circulación es dominante del sur. Los aportes zonales del oeste son máximos en mayo.
- La circulación meridional del norte (sur) en capas bajas (altas) está presente también, hacia el sur de la región central, sobre Comandante Espora entre octubre y abril. El resto de los meses del año, los aportes de humedad son del NO en toda la troposfera (máximos absolutos se muestran en enero-febrero, y máximos secundarios en mayo, entre 800 hPa y 900 hPa).
- En la zona patagónica, sobre Comodoro Rivadavia, durante el invierno y principio de la primavera se observa la presencia de la circulación meridional del sur (norte) en niveles inferiores (superiores). Durante el otoño resaltan las circulaciones desde el norte y el debilitamiento de los aportes de oeste debajo de 850 hPa, indicando contribución de humedad anticiclónica desde el océano Atlántico sobre la región.

Tanto los transportes zonales como los meridionales de humedad representan la integración con la altura de los flujos de humedad. En el capítulo 7, se examinaron estos campos y resultó:

- En general, las marcadas diferencias entre estos campos mensuales indican la gran variabilidad intraestacional de los mismos, en especial durante las estaciones equinocciales. Es interesante observar en estos campos las zonas de convergencia de la circulación del norte y del sur y el cambio de circulación zonal del este ó del oeste.

Los transportes zonales de humedad (flujos zonales de humedad integrados en la vertical) son predominantes desde el oeste y dominan toda la región.

- Los valores máximos absolutos están localizados en la región central–sur, sobre Comandante Espora durante todo el año, salvo durante marzo y abril cuando la ocurrencia del máximo se encuentra desplazada hacia el sur.
- Los transportes zonales de humedad se expanden hacia el noroeste y hacia el sur, con intensidad decreciente: en la región subtropical, predomina la variación latitudinal durante los meses de verano.
- Hacia el invierno y la primavera la variación tiende a ser meridional: los máximos transportes del oeste se presentan sobre la zona noreste y la intensidad de los mismos disminuye hacia la zona cordillerana; los valores mínimos se despliegan en esta región hasta 35°S.
- En la región noroeste, cerca del trópico, los transportes del oeste son más débiles que en la región sur: transportes zonales del este ocurren sobre Salta, sólo durante febrero (Fig. 7.4, febrero).
- En la región subtropical este, los transportes del oeste son mayores en Resistencia que en Córdoba durante todo el año (isolíneas orientadas

meridionalmente), con excepción del verano cuando presentan intensidades similares (isolíneas orientadas más zonalmente en la región subtropical).

- A fines de la estación invernal y en la primavera, los campos muestran latitudinalmente intercaladas, zonas que presentan máximos y mínimos aportes del oeste: las zonas correspondientes a valores máximos están centradas sobre Resistencia y Comandante Espora; las respectivas a valores mínimos (relativos aportes desde el este) están sobre Ezeiza y el golfo de San Jorge en la Patagonia.

Con relación a los aportes meridionales

- Durante todos los meses del año, la entrada de vapor desde el norte es dominante en toda la zona subtropical y al oeste de la zona central hasta 40°S, al norte de la Patagonia. Durante los meses de verano, sobre el este de la zona central-sur y al sur de 40° S, el aporte húmedo es hacia el norte.
- La región de convergencia de flujos desde el norte y el sur, se establece en 34° S, en febrero. Esta característica responde a la posición relativa de las zonas de máxima ciclogénesis, referidos por Gan et al (1991).
- En marzo y setiembre, los aportes de humedad desde el norte dominan toda la región subtropical y central argentina, influenciado , además el norte patagónico. Durante el otoño se acentúa la circulación desde el sur, al este de la zona central-norte y durante el invierno domina la parte oriental de toda la zona central.
- En junio, la variación latitudinal de los transportes del norte en la región subtropical-este se intensifica notablemente, quizás asociada al desarrollo de la máxima ciclogénesis sobre el Uruguay, durante esta época del año.

- Una marcada transición entre los aportes de humedad del norte y del sur se establece a lo largo del paralelo 34°S., en el mes de noviembre; La circulación transportando humedad desde el sur es acentuada en toda la zona central, afectando Ezeiza, Santa Rosa y Mendoza; mientras que los transportes sobre Neuquén, al oeste de la región mencionada se mantienen desde el norte.

Al examinar las evoluciones anuales de los transportes meridionales en cada estación sobresalen dos aspectos interesantes:

- Los transportes sobre Resistencia son máximos desde el norte durante el periodo invernal.
- Durante las estaciones de transición puede observarse que los transportes del norte maximizan sobre Córdoba superando a los de Resistencia. Esto indica que durante ese período la entrada de vapor de agua en la zona subtropical es mayor sobre la parte central de la misma.

Al considerar la contribución de los aportes de humedad efectuados por la circulación zonal y meridional media, al transporte total de humedad se puede observar que la estructura de la evolución anual de los flujos de humedad totales está fuertemente marcada por la influencia del comportamiento de la circulación meridional media y el flujo zonal medio.

Los ciclones y anticiclones son responsables de la mayoría de las variaciones del tiempo en latitudes medias y producen una gran cantidad de transporte meridional de impulso, calor y humedad. Estas perturbaciones muestran grandes variaciones de viento y humedad en escalas de varios miles de kilómetros, y no aparecen en el promedio zonal, pero afectan

profundamente al clima zonal medio. Estas fluctuaciones asociadas con el tiempo meteorológico son las perturbaciones transientes.

Con relación a la contribución de los transportes efectuados por las perturbaciones transientes al transporte total, se concluyó:

- Las perturbaciones transientes aportan humedad zonalmente, desde el este sobre la zona cordillerana en la región central, y sobre la Patagonia, durante las estaciones de transición y el verano. Durante el invierno estos aportes zonales se debilitan e invierten al oeste: Desde la evolución anual de los flujos de humedad debidos a las perturbaciones transientes para Mendoza, Neuquén y Comodoro Rivadavia se observa que los flujos del este prevalecen en toda la troposfera baja y media durante el verano, otoño y primavera en Mendoza y Neuquén y durante todo el año sobre Comodoro Rivadavia. Las máximas intensidades del este se observan durante la estación estival, especialmente sobre Neuquén.

Al considerar los aportes meridionales de humedad debidos a las perturbaciones transientes se observó:

- Sobre la región patagónica (Neuquén y Comodoro Rivadavia), la dirección dominante es desde el norte durante todo el año; mientras que sobre Mendoza se observa el predominio de esta dirección durante el verano. En los meses de invierno, los aportes de humedad de las perturbaciones transientes son desde el sur y esta dirección domina los flujos entre 800 hPa y 700 hPa durante todo en año.
- Sobre la parte occidental de la zona subtropical, a) los aportes transientes zonales del este maximizan en octubre y los correspondientes meridionales del norte dominan en febrero-marzo.

b) Aportes del sudoeste se observan durante el verano, otoño y primavera influenciando la troposfera baja; mientras los aportes del noreste debidos a las perturbaciones transientes dominan el resto de la troposfera durante el resto del año, alcanzando los niveles inferiores durante el invierno (circulación anticiclónica posfrontal sobre el noreste de la zona subtropical).

- Sobre la zona subtropical- este, los aportes de humedad debido a las perturbaciones transientes al norte, en Resistencia, son desde el noroeste en toda la troposfera durante todo el año y maximizan a fines del otoño y en el invierno alrededor del nivel de 850 hPa . Estos aportes disminuyen su intensidad hacia capas cercanas a superficie y llega a invertirse el aporte zonal del oeste al este durante julio. Si bien la configuración de los flujos meridionales alrededor del máximo invernal es similar a la correspondiente a los flujos totales, las intensidades involucradas en este período son bastante menores (disminuyen un 60% aproximadamente).
- En la parte central de la región subtropical, sobre Córdoba, los flujos de humedad debidos a las perturbaciones transientes, son del noroeste en toda la troposfera media y baja, durante todo el año, pero maximizan en las estaciones de transición: Los aportes zonales de humedad son pequeños en relación a los meridionales: maximizan en noviembre y febrero. Los aportes meridionales maximizan en noviembre con intensidades, aproximadamente, cuatro veces mayores que la correspondientes a los aportes zonales, indicando el predominio de la circulación meridional durante todo el año.
- Sobre la zona central, en Ezeiza, Santa Rosa y Comandante Espora se observan circulaciones zonales del este en niveles cercanos a superficie hasta 900 hPa durante todo el año. Sin embargo, sobre Ezeiza, toda la

troposfera baja, hasta 700 hPa, está dominada por flujos de humedad del oeste durante todo el año; los mismos maximizan en mayo y julio. Estas circulaciones dominan sólo en verano y otoño en Santa Rosa y también durante el período primaveral en Comandante Espora. Los aportes del este, aunque menos intensos, prevalecen a través del invierno y extienden su dominio hacia la troposfera media en la primavera maximizando alrededor de los 700 hPa, tanto en Santa Rosa como en Comandante Espora.

- Los flujos meridionales transientes en la zona central, son del norte en la troposfera media y baja, durante todo el año y maximizan entre 850 hPa y 800 hPa, en marzo y julio sobre Ezeiza, en mayo sobre Comandante Espora y durante verano y otoño sobre Santa Rosa.
- Durante el invierno, entre mayo y agosto, se observan sobre Santa Rosa, aportes húmedos del noreste en capas bajas (rama templada de las perturbaciones) y del sudoeste sobre 600 hPa (área más fría de las perturbaciones). Similares circulaciones se registran en niveles bajos sobre Ezeiza; mientras en los niveles medios y superiores los aportes son dominantes del noroeste (rama cálida de las perturbaciones) .

El aporte más significativo de esta Tesis Doctoral fue comparar los diferentes modos de transportes de humedad provenientes de los re-análisis (NCEP-NCAR) con relación a los modos obtenidos desde las observaciones medidasen la región, provenientes de radiosondeos, durante el período 1971-1984.

Después de examinar la comparación de los transportes totales de humedad referidos, los resultados pueden sintetizarse como sigue:

- Los transportes meridionales de humedad sobre la zona central de la región subtropical (Córdoba) resultaron subestimados por los re-análisis

durante todo el año excepto en los meses de octubre y agosto, cuando los mismos sobrestiman los transportes en toda la región subtropical y central. La subestimación por parte de los re-análisis podría deberse a la canalización orográfica de la circulación meridional sobre la región de transición entre las sierras pampeanas al oeste y la llanura, hacia el este, analizada ampliamente en el capítulo 2, a partir de la información medida. Estas circulaciones resultan no estar bien representadas en los re-análisis.

- Las intensidades de los flujos de humedad sobre Resistencia en invierno mostraron valores mayores o similares a los del verano. Las mismas son subestimadas por los re-análisis en la región subtropical, durante el periodo mencionado. El resto del año al norte de la región subtropical se observa sobrestimación de los transportes.
- Se ha observado que el régimen anual de precipitación en Resistencia no es coincidente con el correspondiente a los flujos de humedad obtenidos desde radiosondeos. Este comportamiento es indicador de que deben existir sobre la región, procesos inhibidores de la condensación que no permiten transformar el vapor de agua transferido en precipitación. Los campos que relacionan la humedad con la circulación meridional sobre la zona oriental de la región subtropical en el capítulo 6, son indicadores de circulaciones anticiclónicas sobre el noreste de Resistencia, mientras que, rápidamente hacia el sudoeste, la circulación que aporta humedad sobre la región, resulta invertida. En realidad, como lo muestran los campos vectoriales de transportes totales mostrados en el capítulo 7, el vapor de agua transportado desde el océano Atlántico en los niveles inferiores y desde el Amazonas, alrededor de los 850 hPa, es transformado en precipitación sobre el sur del Litoral, cuando aporta a

la rama cálida de las ondas frontales que llegan a la región durante ese período del año.

- Sobre la región central, en general hay sobrestimaciones de los transportes meridionales, en especial sobre la parte occidental cerca de la Cordillera. No sucede lo mismo sobre el Litoral y el sur de la región durante el invierno y la primavera cuando la circulación desde el sur es dominante y los re-análisis indican transportes meridionales desde el norte.
- Al sur de la región patagónica, los re-análisis subestiman durante todo el año salvo en los meses de primavera y principios del verano, cuando la circulación meridional es del sur y está sobrestimada por los re-análisis (circulación del sur mayor).

De la comparación de los transportes de vapor de agua debidos a circulación meridional media, resulta:

- En general se observa que los re-análisis (NCAR-NCEP) sobrestiman los transportes meridionales debidos a las celdas de circulación meridional, sobre el área subtropical y en las cercanías de la Cordillera en la región central. Sobre el área últimamente mencionada se observan subestimaciones durante el verano y el mes de abril.
- El litoral patagónico y el sur de la provincia de Buenos Aires muestra subestimaciones la mayor parte del año (los re-análisis indican circulación del sur de menor intensidad). Sin embargo, en el resto de la Patagonia, en primavera y verano, se registran sobrestimaciones.
- Por otro lado, subestimaciones ocurren sobre un área reducida, al este de la zona subtropical durante noviembre (la circulación que se observa es del sur y los re-análisis indican que es del norte) y julio (aportes del norte observados de mayor intensidad que la indicada en los re-análisis).

Al considerar la comparación para los aportes meridionales debidos a las perturbaciones transientes se observó:

- Los re-análisis (NCAR-NCEP) subestiman los transportes de humedad sobre la zona oriental de la región subtropical durante todo el año y sobrestiman en el resto del territorio argentino durante la primavera, el verano, principios del otoño y en julio.
- Durante agosto y abril, sobre el este de la zona subtropical y central se registran subestimaciones de los transportes meridionales; mientras que, en la parte occidental cerca de la Cordillera, los valores correspondientes son sobrestimados .
- Durante mayo y junio, en una amplia zona orientada en dirección sudoeste-noreste, los transportes de humedad son subestimados y mientras que, al sur de la provincia de Buenos Aires, se registra sobrestimación.
- En el noroeste argentino, también los transportes meridionales de humedad debidos a las perturbaciones transientes, registran sobrestimaciones durante el mes de junio.

Al analizar los campos de diferencias correspondientes a los transportes zonales totales de humedad pudo observarse que :

- En general se observa que los re-análisis sobrestiman los campos de transporte zonal total durante todo el año. Si notamos que los aportes de humedad sobre la región son desde el oeste durante todo el año, la sobrestimación por parte de los re-análisis, está indicando que la influencia de la circulación anticiclónica del este en realidad es más significativa.
- También, resultan subestimados los transportes zonales sobre Comandante Espora, durante el comienzo y fin de la estación invernal.

- Los aportes zonales de humedad sobre el norte de la región subtropical resultan subestimados a fines de primavera y principios del verano; mientras que en la parte oriental, la subestimación resulta en mayo y julio

Al examinar la comparación de los transportes zonales de humedad debidos a las perturbaciones transientes se observó :

- Sobrestimación sobre la zona occidental de la región subtropical y central, durante todo el año, salvo sobre el noroeste argentino, donde en el período estival y comienzos del otoño los transportes de humedad son subestimados.
- Con excepción de los meses de febrero y agosto, en la zona noreste del Litoral mesopotámico se observa que los re-análisis subestiman el aporte de humedad.
- Afirmaciones similares pueden efectuarse sobre la Patagonia, salvo en el mes de julio cuando la sobrestimación de los re-análisis está presente desde la región mendocina, en la región central –oeste, hasta el Pasaje Drake.

Adriana E. Fernández

Doctoranda

Dr Vicente R. Barros

Director de Tesis

Buenos Aires, julio 2004

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA CONSULTADOS

Blackmon M., Lee H. and Wallace M., 1984a: Horizontal structure of 500 mb heighfluctuation with long, intermediate and short time scales. J Atmos. Sci., 41,961-979.

Blackmon M., Lee H. and Wallace M., 1984a: Time variationofe of 500 mb heigh fluctuation with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. J Atmos. Sci., 41, 981-991.

Barros V. , Castaneda M. and Doyle M., 1995: Recent precipitations trends in Southern South America to the east of los Andes: an indication of a mode of climatic variability. Southern Hemisphere Paleo and Neoclimatic Concept Methods. Cambridge University Press.

Barros, V., M. González, B. Liebmann and I. Camilloni, 2000: Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-133.

Berbery, E. and Vera C., 1996: Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm tracks with filtered and unfiltered data. J. Atm. Sci., **53,** 468-481.

Berbery, E. and Collini E., 2000: Springtime Precipitation and Water Vapor Flux over Southeastern South America. Mon. Wea. Rev., **128**, 1328-1346.

Berri G. and Inzunza B., 1993: The effect of the low level jet on the poleward water vapor transport in the central region of South America. Atmos. Environ., 27A, 335-41.

Brooks C.E., Durst C.S., Carruthers N., Dewar D. and Sawyer, 1950: Upper winds over the world. Geophys. Mem., London, **10**, N° 85.

Buzzi, A. and Tosi E., 1989: Statistical behavior of transient eddies near mountains and implications for theories of lee ciclogenesys. J. Atm. Sci., **46,** 1233-1249.

Catuogno G. y Velazco I., 1986: Agua precipitable sobre la República Argentina, Departamento de Meteorología. FCEYN. UBA.

Chang E., 1993: Downstream development of baroclinic waves as referred from regression analysis. J. Atm. Sci., 50, 2038- 2053.

Charney J. , 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. J. Met.,4,135-63

Crutcher H.L., 1957: On the standard vector-deviation wind rose. J. Meteor., 14, 28-33.

Crutcher H. and Baer L.,1962: Computation from Elliptical Winds Distribution Statistics. J. Applied Met., 1, 522-530.

De Lisle J. F., 1969: Upper wind statistics for New Zealand stations. New Zealand Meteorological Service; Wellington, New Zealand.

Eady E. , 1949: Long waves and cyclone waves, Tellus, 1,33-52.

Fernández A. y Necco G. V. 1983: Características del campo de viento en la atmósfera libre en estaciones argentinas Parte I. Meteorológica, **Vol XIII, N° 2.**

Fernández A. y Necco G. V.1985: Características del campo de viento en la atmósfera libre en estaciones argentinas Parte II. Meteorológica, **Vol XV, N° 1.**

Fernández A. E., Necco G. V. 1987: Distribuciones de la velocidad del viento en la troposfera en estaciones argentinas. Tomo I y Tomo II. Departamento de Meteorología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA.

Fernández A.E., 1990: Características del comportamiento térmico y de la circulación en la atmósfera libre en áreas argentino-chilenas durante el período 1975-78. Meteorológica, **17**, N°s 1 y 2.

Fernández A.E., 1993: Atlas de distribuciones estacionales de viento troposférico en áreas argentinas -período 1958-82. Informe CIMA N° 93/3 Tc, CONICET-UBA.

Figueroa S. N. and Nobre C. A., 1990: Precipitation distribution over central and western tropical South America. Climanálise, **5**, 36-45.

Gan M.A. and Rao V.B., 1991: Surface Cyclogenesis over South America. Mon. Wea. Rev., **119**, 1293-1302.

Gan M.A. and Rao V.B., 1994: The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. Mon. Wea. Rev., **122**, 1141-1157.

Garreaud, R., 2000: Cold air incursions over subtropical and tropical South America: Mean structure and dynamics. Mon. Wea. Rev., **128,** 2544-2559.

Gonzalez M, Barros V., 2000: South American monsoon onset and end date prediction using outgoing longwave radiation and sea surface temperature. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography 124-125.

Hald A., 1952: Statistical theory with engineering applications. New York: Wiley and Sons.

Held I. And Hou, A., 1980: Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. J. Atmos. Sci., **37**, 515-33.

Horel, J., Hahmann A. and Geisler J., 1989: An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. J. Climate, 2, 1388-1403.

Hartmann, D. L., 1994: Global Physical Climatology. Academic Press, 411 pgs.

Iskenderian, H. and Bosard, L., (1995): The modulation of water vapor transport by convection and the circalation over South American continent. Proc. Of 19th Climate Diagnostic Worshop. Pub. By U.S. Department of Commerce, 302-305.

James, I. N. and Anderson D. L. T., 1984: The seasonal mean flow and distribution of large scale weather systems in the Southern Hemisphere: the effects of moisture transports. Q. J. R. Meteor. Soc, **110**, 943-966.

Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Met. Soc., 77, 431-437.

Kalnay, E and Ming Cai, 2003: Impacts of urbanization and land use change and climate. Letters to Nature 423, 528-531.

Kousky, V., 1985: atmospheric Circulation changes associated with rainfall anomalies over subtropical Brazil. Mon.Wea. Rev., 113, 1951-1957.

Kousky V., 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American Sector. Rev Bras. Met., **3**, 217-231.

Lichtenstein ,1981: Tesis doctoral, UBA.

Lim g. and Wallace M., 1991Structure and evolution of baroclinic waves as referred from regression analysis. J.Atmos. Sci.. 48, 1718-1731.

Mauchley J.W., 1956: A significance test for ellipticity in the harmonic dial. Terr. Mag. and Atmos. Elec. **45**, 145-148.

Maher J. and Mc Rae J., 1964: Upper winds statistics, Australia. Bur. Met. Aust.

McGee O.S., 1971: The meridional flux of atmospheric water vapor across 30° S over South Africa, S. Afr. Geogr. J.. **53**, 78- 83.

McGee O.S., 1972: The content of water vapor in the atmosphere over southern Africa, S. Afr. Geogr. J.. **4**, 25-32.

McGee O.S., 1975: The transport of water vapor in the atmosphere over South Africa, S. Afr. Geogr. J., **57**,135-147.

McGee O.S., 1978: A note on the inter-annual consistency of the atmospheric water vapor content over South Africa, S. Afr. Geogr. J.. **6**, 31-34.

McGee O.S., 1986: The distribution of water vapor in the atmosphere over South Africa, S. Afr. Geogr. J., **68**, 117-131.

Nicholls N. and Butterworth I., 1976: On the normality of winds distributions. Aust. Met. Mag., Vol. 24, 1.

Necco G.V., 1982: Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: Ciclogénesis. Meteorológica. **13**, 7-20.

Nogues-Paegle J. and Mo K., 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. Mon. Wea. Rev., **125**, 279-291.

Oort A. and Rasmusson E., 1971:Atmospheric Circulation Statistic, NOAA Professional Paper N° 5, u.s. Government Printing Office, Washington D.C., 323 pp.

Oort A., 1977: The Inter annual variability of Atmospheric Circulation Statistics, NOAA Professional Paper N°8 U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 76pp.

Oort A., 1978

Oort A., 1983: Global Atmospheric Circulation Statistics 1958-1973, NOAA Professional Paper N°14 U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 180pp.

Paegle J., 1987: Interactions between convectives and large scale motions over Amazonia. In Dickinson, R. (ed). The Geophysiology of Amazonia. John Wiley and Sons. Pp 347-387.

Pao-Shin Chu and Hastenrath, S., 1982: Atlas of upper-air circulation over tropical South America. Department of Meteorology. University of Wisconsin-Madison, 237 pgs.

Penalba O, 1995:Algunas propiedades específicas del régimen pluvial en Buenos Aires. Tesis doctoral, Departamento de Cs. de la Atmósfera, Facultad de Cs. Exactas y Naturales, UBA.

Peixoto, J. P. and Oort, A. H., 1992: Physics of Climate. Springer-Verlag, 520 pgs.

Prohaska F., 1976: Climates of Central and South America. World Survey climatolog, Elsevier Cientific Publishing Company, Amsterdam.57-69.

Pulwarty R., 1994:Annual and Interannual variabilityof convectionover tropical South America. Ph. D. Thesis, Colorado University, 220pp.

Ramage C., 1971: Monsonn Meteorology. Academic Press, new York and London, 296pp.

Rao V.B., Calvancanti I. and Kioshi H., 1996: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. Jour. Geo. Res., **101**, 26539-26551.

Salles A. y Compagnucci R., 1992: Climatología sinóptica de los campos de presión de superficie para el sur de Sudamérica. Preprint Congreso Meteo-92, España, 221-226.

Satyamurty, P., Santos R.P. and Lemes M.A.M., 1980: On the stationary trough generated by Andes. Mon. Wea. Rev., **108**, 510-519.

Satyamurty, P., Ferreira C.C. and Gan M.A., 1990: Cyclonic vortices over South America. Tellus, **42**, 194-201.

Seller W., 1965: Physical Climatology. The University Chicago Press, Ltd., London.

Sinclair M., 1995: A climatology of cyclogenesis for Southern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., **123**, 2239-2256.

Scott J.R., 1956: A note on the parametric representation of non-circular wind distribution. Quart. J .R. Met. Soc., **82**, 87-88.

Townsend, R. and Johnson, D., 1985: A diagnostic study of the isentropically and zonally averaged mass fluxduring First GARP global experiment. J .Atmos.Sci.., 42, 1565-79.

Trenberth K., 1981. observed Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb. J .Atmos.Sci.., 39, 2507-2520.

Trenberth K., 1982. Seasonality in Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb: frequency and spatial dependence. J .Atmos.Sci.., 38, 2585-2605.

Tucker G. , 1960: Upper winds over the world part. III. Geophys. Mem. 105, Met. Off., London

Van Loon 1972

Velazco I. y Necco G.,1982: Valores medios, extremos y desviaciones estándar de parámetros termodinámicos entre superficie y 400 hPa calculados con radiosondeos de estaciones argentinas en le período 1958-71. Publicación N° 3. Departamento de Meteorología. FCEYN. UBA.

Vera C., Vigliarolo P. And Berbery H., 2001: Cold Season Synoptic Scale Waves over Subtropical South America. Mon. Wea. Rev., **130**, 684-699.

Virji, H., 1981: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patternsover South America from cloud winds. Mon. Wea. Rev., **109**, 599-610.

Wallace j., Lim G. and Blackmon, 1988:Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic wave-guides. J. Atmos. Sci., 45, 439-462.

Wang M, Paegle J (1996) Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. J Geophys Res 101: 7291-7303.

Textos consultados

Bluestein, H. B., 1992: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume I, Principles of Kinematics and Dynamics. Oxford University Press, 431 pgs.

Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II, Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, 594 pgs.

Brooks C.E. and Carruthers N., 1953: Handbook of statistical methods in meteorology. London: HMSO.

Holton, J., 1992: An Introduction to Dinamic Meteorology, 3ª Edición. Academic Press, 507pp.

James, I. N., 1995: Introduction to Circulating Atmospheres. Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge University Press, 422 pgs.

Peixoto, J. P. and Oort, A. H., 1992: Physics of Climate. Springer-Verlag, 520 pgs.

ANEXO I

ANEXO I

Ecuación elíptica de la circulación media meridional

Usando la aproximación cuasigeostrófica en coordenadas x, y, p, la ecuación de verticidad puede ser escrita como:

$$\partial\zeta_g / \partial t + \partial(u\,\zeta_g) / \partial x + \partial(v\,\zeta_g) / \partial y + \beta\, v = f\ \partial\omega / \partial p = \mathbf{F} \qquad (1)$$

donde ζ_g es la vorticidad geostrófica relativa: $\partial v_g/\partial y - \partial u_g/\partial x$

$\mathbf{F} = \mathcal{F}_{1y} - \mathcal{F}_{2x}$ representa la fricción, siendo $\mathcal{F}_1$ y $\mathcal{F}_2$ las componentes x e y de la aceleración debida a la fricción, respectivamente.

Si promediamos respecto a la dirección zonal, (1) puede ser escrita como:

$$\partial[\zeta_g] / \partial t + \partial[v\,\zeta_g] / \partial y + \beta\,[v] - f\,\partial[\omega] / \partial p = - \partial[\mathcal{F}_1] / \partial y \qquad (2)$$

Usando la ecuación de continuidad queda:

$$\partial[\zeta_g] / \partial t + \partial[v\,\zeta_g] / \partial y + \partial(f\,[v]) / \partial y = \partial[\mathcal{F}_1] / \partial y \qquad (3)$$

pero dado que $[\zeta_g] = - [u]y$, se puede escribir

$$\partial \{- \partial [u] / \partial t + [v\zeta_g] + f\,[v] + [\mathcal{F}1]\} / \partial y = 0 \qquad (4)$$

Integrando con respecto a y, y determinando la constante de integración para la condición que $\partial[u]/\partial t$ en ausencia de fricción, aceleración de Coriolis o flujos dinámicos, tenemos la versión cuasigeostrófica de la ecuación de impulso zonal medio:

$$\partial[u]/\partial t + \partial[vu]/\partial y - f\,[v] = [\mathcal{F}_1] \qquad (5)$$

El flujo de impulso [uv] puede ser escrito [u][v] + [u*v*]; argumentos de escala muestran que u* ≅ [u] mientras que v* >>> [v], es decir el flujo medio puede ser despreciado comparado con el flujo de las perturbaciones.

La forma final de la ecuación de impulso zonal que usaremos es entonces:

$$[u]t = f\,[v] - [u^*v^*]y + [\mathcal{F}_1] \qquad (6)$$

Donde los subíndices *t* e *y* indican diferenciación con respecto al tiempo y al espacio.

El primer término de la derecha representa cambios de [u] debidos a la conservación de impulso angular por simetría axial del movimiento meridional, el segundo representa la aceleración debida al flujo de las perturbaciones, y el último representa la fricción.

La ecuación termodinámica, promediada zonalmente, puede ser escrita como:

$$[\theta]_t + [v^*\theta^*]_y = s2 / h\,[\omega] + [\mathcal{L}] \qquad (7)$$

Otra vez el flujo medio [v] ha sido despreciado respecto de la perturbación v*, por lo que el flujo hacia el polo de la temperatura potencial de las perturbaciones, domina sobre el flujo vertical potencial de las perturbaciones o el flujo medio hacia el polo. La advección vertical de la estratificación básica domina la advección media.

Las ecuaciones (7) y (6) están relacionadas a través de la forma media zonal de la ecuación de viento térmico. Es conveniente escribir en esta forma:

$$f\,[u]_p = h\,[\theta]_y \qquad (8)$$

La circulación meridional requerida para mantener un estado de balance de viento térmico, a pesar de las tendencias "desbalanceadoras" de las perturbaciones de los flujos de temperatura e impulso, la fricción y el calentamiento, puede ser calculada desde el conjunto de ecuaciones (6), (7) y (8). Es conveniente definir la función corriente meridional:

$$[v] = \partial\psi / \partial p \;\; ; \;\; [\omega] = -\partial\psi / \partial y \qquad (9)$$

Donde la convención de signo ha sido elegida de tal manera que un máximo de ψ corresponda a una circulación directa, con ascenso en bajas latitudes (pequeño y) y descenso (grande y) en altas latitudes (para el HN).

Multiplicando la ecuación de impulso por f y diferenciando con respecto a p, multiplicando la ecuación termodinámica por h, antes diferenciando respecto a y; y restando las dos ecuaciones para eliminar los términos de derivadas, se obtiene una ecuación de balance:

$$\psi_{yy} + f/s^2 \psi_{pp} = f/s^2 [u^*v^*]_{yp} - h/s^2 [v^*\theta^*]_{yy} - f/s^2 [\mathcal{F}_1]_p + h/s^2 [\mathcal{L}]_y \qquad (10)$$

La ecuación elíptica (10) relaciona la circulación meridional media con diferentes términos fuentes.

ANEXO II

ANEXO II

1. DISTRIBUCION NORMAL BIVARIADA APLICADA AL VECTOR VIENTO

Consideremos N. vectores viento horizontal **V** cuyas componentes ortogonales sean u y v. Si los vectores son representados por puntos (u,v) en el plano uv, la distribución es normal si la densidad de puntos tiene un máximo y decae en las direcciones de u y de v como lo indica una función exp (- k1 w1) y exp (- k2 w2), respectivamente. k1 y k2 son constantes y w1 y w2 las distancias en la dirección de u y v desde el punto de máxima densidad.

La probabilidad de que el extremo de un vector viento caiga dentro del rectángulo de lados u + du, v + dv está dada por f (u,v) du dv. Si consideramos un sistema de ejes ortogonales (u,v,z) la función de densidad de probabilidad o función de distribución está representada por una superficie en el espacio (u,v,z); el elemento de probabilidad está representado por el elemento de volumen de base du dv en el plano (u,v), y de altura z = f (u,v) du dv.

La función de densidad para una distribución normal bivariada está dada por:

$$f(u,v) = \{1 / [2 \pi \sigma_u \sigma_v [1 - (\rho_{uv})^2]] \} * \exp [-1/2 F(u, v)]$$

donde

$$F(u,v)=1/(1-(\rho_{uv})^2)*\{[(u-\mu_u)/\sigma_u)^2-2\rho_{uv}(u-\mu_u)(v-\mu_v) / \sigma_u\sigma_v + (v-\mu_v)/\sigma_v)^2]\} \qquad (3.1)$$

μ_u, μ_v son el viento zonal y meridional medio poblacional, espectivamente.

σ_u, σ_v son las desviaciones estándar poblacionales de u y de v.

ρ_{uv} es el coeficiente de correlación poblacional entre las componentes del viento, u y v.

La intersección de la superficie que representa la función de probabilidad con planos paralelos a los planos (z,u) ó (z,v) son curvas normales.

La forma y orientación de los contornos de igual densidad son gobernados por los parámetros σ_u, σ_v y ρ_{uv}

Si un plano horizontal corta la superficie de distribución resulta,

f (u,v) = constante

1.1. u y v INDEPENDIENTES

Si $\rho_{uv}=0$ y $\sigma_u \neq \sigma_v$ resulta

$$F(u,v) = \{ [(u-\mu_u)/\sigma_u]^2 + [(v-\mu_v)/\sigma_v]^2 \} = C^2 \qquad (3.2)$$

donde C es una constante.

Esta función representa una elipse centrada en (μ_u,μ_v) con semiejes proporcionales al producto de las desviaciones estándar

$= C\,\sigma_u\,\sigma_v$ y paralelos a los ejes u,v.

1.1.1. CIRCULARIDAD

Si $\rho_{uv} = 0$ y además, $\sigma_u = \sigma_v$ los contornos de la elipse son círculos; esto significa que las componentes del viento son variables independientes, además de tener desviaciones estándar iguales.

1.1.2. ELIPTICIDAD

Para el caso especial en que $\rho_{uv} = 0$ podemos considerar elipses tales que un dado porcentaje de vientos para una determinada distribución está contenido o cae dentro de las mismas.

La condición necesaria y suficiente para que un vector viento (u,v) caiga dentro de la elipse es que

$$((u-\mu_u)/\sigma_u)^2 + ((v-\mu_v)/\sigma_v)^2 < C^2$$

Se puede demostrar que el primer miembro tiene una distribución χ^2 con dos grados de libertad. Así, la probabilidad de que se cumpla la desigualdad anterior es equivalente a la probabilidad de que $\chi^2 < C^2$ para dos grados de libertad.

1.2. u y v RELACIONADAS

Si $\rho_{uv} \neq 0$, las consideraciones del párrafo anterior pueden aplicarse si se efectúa una transformación lineal para encontrar dos funciones de u y v linealmente independientes, normalmente distribuidas. La teoría básica referente puede encontrarse en Hald (1952). Considera, una traslación de los ejes coordenados, de manera que el nuevo origen es (μ_u,μ_v) y una rotación antihoraria δ.
Introduce nuevas variables (u', v') según las ecuaciones

$$u' = (u - \mu_u) \cos \delta + (v - \mu_v) \operatorname{sen} \delta$$

$$v' = - (u - \mu_u) \operatorname{sen} \delta + (v - \mu_v) \cos \delta \qquad (3.3)$$

Dado que la transformación considera un desplazamiento paralelo y una rotación de ejes, un elemento de área du dv no cambia con la transformación, resultando du dv = du' dv'.
La probabilidad f (u, v) du dv es transformada en f (u', v') du' dv'.
La función f (u', v') es obtenida resolviendo la ecuaciones (3.3) para u y v, y reemplazando en f (u,v). Resulta así, una distribución normal bidimensional con media (0,0) y varianzas y coeficientes de correlación que son función de σ_u, σ_v, ρ_{uv} y δ ángulo de rotación, que es la función de distribución de las variables (u',v').

Si consideramos u' y v' variables independientes, se puede obtener el valor del ángulo de rotación δ cuando $\rho_{u'v'} = 0$, dado que el coeficiente de correlación de (u',v') depende del mismo.
Resulta entonces, cuando $\sigma_u \neq \sigma_v$

$$\operatorname{tg} 2\delta = (2 \rho_{uv} \sigma_u \sigma_v) / (\sigma_u)^2 - (\sigma_v)^2 \qquad (3.4)$$

En la TABLA III de la página siguiente, se muestran la variación del ángulo de rotación con el signo de ρ_{uv}.

Dado que, al usar los valores de δ dados en (3.4) es $\rho_{u'v'} = 0$, la función de distribución puede ser escrita como:

$f(u', v') = 1 / (2 \pi \sigma_{u'} \sigma_{v'}) \exp [-1/2 F(u', v')]$

donde $F(u', v') = [(u' / \sigma_{u'})^2 + (v' / \sigma_{v'})^2]$

La relación entre las desviaciones estándar, antes y después de la transformación de los ejes está dada por

$$(\sigma_{u'} + \sigma_{v'})^2 = (\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2 + 2 \sigma_u \sigma_v [1 - (\rho_{uv})^2]^{1/2}$$

(3.5)

$$(\sigma_{u'} - \sigma_{v'})^2 = (\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2 - 2 \sigma_u \sigma_v [1 - (\rho_{uv})^2]^{1/2}$$

Pueden obtenerse los valores de $\sigma_{u'}$ y $\sigma_{v'}$ desde los valores de σ_u y σ_v despejando desde el sistema (3.5)

Como en el caso más simple, cuando $\rho_{uv} = 0$ y $\sigma_u \neq \sigma_v$, también en el caso general, un plano horizontal corta la superficie de distribución en una elipse.

La ecuación de la elipse contorno está dada por (3.6)

$$1/[1-(\rho_{uv})^2] * \{[(u-\mu_u)/\sigma_u]^2 - [2 \rho_{uv} (u-\mu_u)(v-\mu_v) / \sigma_u \sigma_v] + (v-\mu_v)/\sigma_v]^2\} = C^2$$

El centro está en (μ_u, μ_v) y los ejes de la elipse no son paralelos a los ejes coordenados.

Si las variables (u,v) son transformadas en (u', v') y los ejes coordenados rotados en un ángulo δ dado por (3.4), los contornos de la elipse ahora son

$$(u' / \sigma_{u'})^2 + (v' / \sigma_{v'})^2 = C^2 \qquad (3.7)$$

y está distribuida como una χ^2 con 2 grados de libertad.

La probabilidad de que un vector viento (u,v) caiga dentro de la elipse dada por (3.7) es también la probabilidad de que $\chi^2 < C^2$ para 2 grados de libertad.

TABLA III. Variaciones del ángulo de rotación, en función de ρ_{uv} y de la relación entre σ_u y σ_v.

Consideremos $\Theta = \text{arc tg } \{ [2 \rho_{uv} \sigma_u \sigma_v] / (\sigma_u)^2 - (\sigma_v)^2 \}$

Si $\rho_{uv} = 0$

cuando	$\sigma_u > \sigma_v$	entonces	$\delta = 0$
cuando	$\sigma_u < \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/2$

Si $\rho_{uv} > 0$

cuando	$\sigma_u = \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/4$
cuando	$\sigma_u > \sigma_v$	entonces	$\delta = \Theta/2$
cuando	$\sigma_u < \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/2 - \Theta/2$

Si $\rho_{uv} < 0$

cuando	$\sigma_u = \sigma_v$	entonces	$\delta = 3/4\pi$
cuando	$\sigma_u > \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi - \Theta/2$
cuando	$\sigma_u < \sigma_v$	entonces	$\delta = \pi/2 + \Theta/2$

Los semiejes de la elipse probabilidad están dados por $\sigma_u \cdot \chi_p$, $\sigma_v \cdot \chi_p$ para la probabilidad p.

En la Tabla IV se dan los valores de χ_p para 2 grados de libertad y para los valores de probabilidad señalados.

TABLA IV: Valores de χ^2_p para 2 grados de libertad para valores de probabilidad %.

%	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	98	99	99.9
χ^2_p	0.46	0.67	0.84	1.01	1.18	1.36	1.55	1.79	2.15	2.45	2.80	3.03	3.62

2. APLICACIÓN DE LAS DISTRIBUCIONES NORMALES BIVARIADAS A LOS DATOS DE VIENTO MEDIDO.

Para obtener valores de probabilidad a partir de distribuciones normales, elípticas ó circulares, básicamente debería considerarse que: a) Las componentes del viento deberían ser normalmente distribuidas en dos direcciones ortogonales. b) Las observaciones deberían ser independientes.

Para ello se aplican:

2.1. Test de normalidad de las componentes u y v.

La normalidad de las componentes del viento pueden ser testeadas probando la significancia de las diferencias de asimetría desde 0 y de las diferencias de la curtosis desde 3, (ó las diferencias del exceso de curtosis desde 0). Los coeficientes de asimetría de series de N mediciones independientes estarán distribuidos alrededor de 0 con un error estándar aproximadamente igual a $(6/N)^{1/2}$.

Las distribuciones de los coeficientes de curtosis son altamente asimétricas y el error estándar da solo una idea aproximada del apartamiento de la normalidad. En Brooks y Carruthers (1953) se presentan valores entre los que el exceso de curtosis puede caer para considerar la normalidad, teniendo en cuenta distintos tamaños de muestras N.

Para valores de $N<100$ es dificultoso establecer niveles de significancia para el exceso de curtosis con algún grado de exactitud.

En la TABLA V se transcribe la tabla XXIX de Brooks and Carruthers.

TABLA V: RANGOS DEL COEFICIENTE DE CURTOSIS

Los rangos son aquellos en los que puede ser esperado desde una distribución normal, que un coeficiente de curtosis caiga el 95% de las ocasiones.

N	100	150	200	500	1000
Límites del coeficiente de curtosis	-0.73	-0.62	-0.55	-0.38	-0.28
	+1.06	+0.88	+0.76	+0.48	+0.33
Valor medio de exceso de curtosis	-0.06	-0.04	-0.03	-0.01	0.00

2.2 DISTRIBUCION CIRCULAR COMO CASO PARTICULAR.

Para que una distribución normal sea circular debe verificarse que:

$\rho_{uv}=0$ y $\sigma_v = \sigma_u$. Es decir que las componentes del viento sean independientes (no estén relacionadas) y que las variabilidades respecto de la media sean iguales.

Así, la función de distribución se convierte en

$f(u,v)= 1/\pi\ \sigma_V \exp(-(V)^2 / {}^2)$

Los radios de los círculos que contienen una determinada proporción del número total de puntos extremos de vectores obtenidos de una población pueden ser encontrados integrando la expresión anterior.

Algunos valores son presentados en la TABLA VII.

TABLA VII. Radios de círculos que contienen porcentajes determinados de puntos extremos de vectores.

Porcentaje	10	20	40	60	63	80	90	95	99
Radio/ V	0.32	0.48	0.72	0.96	1.00	1.27	1.52	1.73	2.15

Es necesario testear si existen apartamientos significantes de la circularidad antes de aplicar la distribución circular.

Las pruebas más importantes son:

a) test de significancia de las diferencias entre σ_u y σ_v.

b) test que evalúen si ρ_{uv} difieren significativamente de 0.

c) test general de elipticidad.

2.2.1. TEST DE SIGNIFICANCIA DE LAS DIFERENCIAS ENTRE σ_u y σ_v.

El error estándar de $\sigma_u - \sigma_v = (((\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2) / 2N)^{1/2}$

Si la distribución de la diferencias entre las desviaciones estándar, para N grande y valor medio igual a cero, es normal, entonces la diferencia es significante con un grado de confianza del 95%, si

$|(\sigma_u - \sigma_v)| / \{ (\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2 \} / 2N)^{1/2} > 1.96$

2.2.2. TEST DE SIGNIFICANCIA DEL COEFICIENTE DE CORRELACION ENTRE LAS COMPONENTES DEL VIENTO (u,v).

Cuando el número de pares de valores u,v es grande, la distribución de los coeficientes de correlación entre dos series no relacionadas es considerada normal y el error estándar es $1 / (N - 1)^{1/2}$.

Entonces, los coeficientes que resulten menores que $1.96 / (N-1)^{1/2}$ no diferirán de 0 en el 95% de los casos.

2.2.3. TEST DE ELIPTICIDAD.

Mauchley (1940) define elipticidad como

$$Le = 2 \sigma_u \sigma_v (1 - (\rho_{uv})^2)^{1/2} / ((\sigma_u)^2 + (\sigma_v)^2)$$

Si la distribución es normal circular, el valor esperado para Le es = 1. Debido a las fluctuaciones del muestreo, cuando consideramos muestras independientes tomadas de la población, los valores de Le correspondientes a cada muestra tendrán una

función de distribución. La probabilidad de que un valor encontrado sea menor o igual que Le cuando consideramos muestras de N valores independientes desde la población es $(Le)^{N-2}$.

Considerando un nivel de significancia del 5%, la distribución es elíptica, si se verifica

$$\log(((\sigma_u)^2+(\sigma_v)^2)/\sigma_u\,\sigma_v\,(1-(\rho_{uv})^2)^{1/2} >= (0.7 +0.3N) / N-2$$

ANEXO III

ANEXO III

Se incluyen en este ANEXO III, los resultados del estudio estadístico efectuado sobre las muestras mensuales y estacionales en diferentes niveles de presión para la estación SALTA (nº 87047).

Las tablas que se incluyen son las siguientes:

Coeficientes de asimetría para la componente zonal (u) y la componente meridional (v) con los intervalos de confianza correspondientes.

Coeficientes de curtosis para la componente zonal (u) y la componente meridional (v) con los intervalos de confianza correspondientes.

Diferencias de las desviaciones estándar de u y v con los resultados de las pruebas de significancia respectivas.

Coeficientes de correlación entre las componentes del viento, intervalos de confianza y resultados de las pruebas de significancia respectivas.

Coeficientes de circularidad y probabilidades de obtener un coeficiente menor o igual que Le según la cantidad N. de observaciones en cada muestra..

ESTACION 87047 VARIABLE : U

COEFICIENTES DE ASIMETRIA

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	-0.38	0.98	0.48	1.48	-1.00	-0.70	-3.11	-1.08	-0.07	0.74	1.10	0.73	0.33	0.13	-1.73	0.62	-0.47
800	-0.05	0.78	0.88	0.08	-2.33	-2.03	-2.00	-3.03	0.25	-0.89	0.23	-0.52	-0.03	-0.94	-2.41	-0.22	-1.77
700	-0.15	-0.43	-0.77	-0.74	-1.94	-1.08	-1.16	-1.18	-1.39	-1.43	-1.63	-0.79	-0.55	-1.98	-1.15	-1.50	-1.69
600	-0.18	0.12	-0.68	-0.80	-1.18	-0.89	-0.99	-1.49	-0.64	-0.71	-0.55	-0.27	-0.12	-1.25	-1.17	-0.86	-1.31
500	-0.34	0.17	-0.29	-0.56	-0.38	-0.60	-0.56	-0.97	-0.97	-0.57	-0.47	-0.32	-0.22	-0.63	-0.76	-0.93	-0.98
400	-0.19	-0.25	0.25	-0.12	-0.40	-0.48	-0.46	-1.08	-0.59	-0.65	-0.30	0.02	-0.09	-0.24	-0.73	-0.73	-0.72
300	-0.15	0.19	0.61	0.02	0.18	-0.26	-0.69	-0.55	-0.41	0.03	-0.39	0.22	0.07	0.16	-0.47	-0.32	-0.38
250	-0.12	0.18	0.30	0.14	-0.03	-0.26	-1.12	-0.58	-0.11	0.04	-0.14	0.07	0.00	0.00	-0.62	-0.09	-0.42
200	0.00	0.08	0.56	0.00	-0.30	-0.17	-0.85	-0.37	-0.23	-0.31	0.16	0.41	0.08	-0.14	-0.44	-0.24	-0.35

INTERVALOS DE CONFIANZA DEL 95% = $\pm 1.96 / \sqrt{(6 / N)}$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99
900	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99
850	0.27	0.26	0.25	0.27	0.26	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.23	0.24	0.15	0.15	0.13	0.13	0.07
800	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.23	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
700	0.25	0.25	0.25	0.27	0.25	0.24	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
600	0.25	0.26	0.25	0.27	0.25	0.24	0.22	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
500	0.25	0.26	0.25	0.27	0.25	0.24	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.24	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
400	0.26	0.27	0.26	0.27	0.25	0.25	0.23	0.22	0.23	0.23	0.24	0.24	0.15	0.15	0.13	0.14	0.07
300	0.26	0.27	0.26	0.28	0.26	0.26	0.23	0.23	0.24	0.24	0.25	0.25	0.15	0.15	0.14	0.14	0.07
250	0.26	0.28	0.27	0.28	0.26	0.26	0.24	0.24	0.25	0.24	0.25	0.25	0.15	0.16	0.14	0.14	0.07
200	0.27	0.28	0.27	0.28	0.27	0.27	0.25	0.25	0.26	0.25	0.26	0.26	0.16	0.16	0.15	0.15	0.08

TABLA DE ASIMETRIA (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
850	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
800	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
700	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
600	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
500	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
400	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
300	1	1	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
250	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	1	0
200	1	1	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	1	1	0	0	0

(*) 1: distribución simétrica
0: distribución asimétrica

ESTACION 87047 VARIABLE: V

COEFICIENTES DE ASIMETRIA

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	0.06	-1.54	-0.04	-0.18	0.30	0.02	0.57	0.40	0.30	-0.45	-0.11	0.44	-0.33	0.07	0.41	-0.05	0.08
800	-0.09	-0.39	0.04	0.73	-0.15	-0.03	0.54	0.69	-0.67	-0.07	-0.36	0.03	-0.17	0.18	0.48	-0.33	0.03
700	-0.36	-0.55	-0.38	-0.60	-0.55	0.24	0.06	-0.26	0.03	-0.05	-0.33	-0.68	-0.51	-0.49	-0.05	-0.12	-0.29
600	-0.28	-0.40	-0.63	-0.32	-0.34	0.00	0.24	-0.41	-0.15	-0.31	-0.47	-0.41	-0.36	-0.43	-0.06	-0.31	-0.22
500	-0.41	-0.22	-0.71	-0.19	-0.19	-0.38	-0.20	0.19	0.24	0.30	-0.38	-0.37	-0.31	-0.41	-0.10	0.19	-0.12
400	-0.45	-0.21	-0.09	0.15	-0.06	0.19	0.15	0.13	-0.02	-0.28	-0.48	-0.05	-0.21	-0.04	0.18	-0.13	0.01
300	-0.19	-0.35	-0.12	-0.28	-0.02	0.61	0.16	0.65	0.08	-0.39	-0.42	-0.20	-0.20	-0.17	0.52	-0.13	0.16
250	-0.38	-0.40	-0.25	0.28	0.01	0.26	-0.11	0.09	0.21	-0.42	-0.23	0.11	-0.04	-0.01	0.09	-0.08	-0.02
200	-0.35	-0.62	0.00	0.01	0.04	0.27	-0.61	0.19	-0.01	-0.05	-0.18	-0.09	-0.14	-0.03	-0.01	-0.08	-0.11

LIMITES DE CONFIANZA DEL $95\% = \pm 1.96 / \sqrt{(6 / N)}$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99
900	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99
850	0.27	0.26	0.25	0.27	0.26	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.23	0.24	0.15	0.15	0.13	0.13	0.07
800	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.23	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
700	0.25	0.25	0.25	0.27	0.25	0.24	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
600	0.25	0.26	0.25	0.27	0.25	0.24	0.22	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
500	0.25	0.26	0.25	0.27	0.25	0.24	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.24	0.14	0.15	0.13	0.13	0.07
400	0.26	0.27	0.26	0.27	0.25	0.25	0.23	0.22	0.23	0.23	0.24	0.24	0.15	0.15	0.13	0.14	0.07
300	0.26	0.27	0.26	0.28	0.26	0.26	0.23	0.23	0.24	0.24	0.25	0.25	0.15	0.15	0.14	0.14	0.07

TABLA DE ASIMETRIA (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
850	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0
800	1	0	1	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1
700	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
600	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0
500	0	1	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
400	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	1
300	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0
250	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1
200	0	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0

(*) 1: distribución simétrica
0: distribución asimétrica

ESTACION 87047 VARIABLE: U

COEFICIENTE DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	3.85	4.24	1.20	8.62	5.50	4.49	25.56	11.53	3.45	8.38	4.53	4.40	3.92	5.86	15.98	6.32	10.67
800	1.25	2.63	2.64	3.95	13.42	7.69	9.82	19.86	8.15	5.97	1.98	6.72	4.87	9.71	13.48	5.81	15.06
700	0.86	2.42	3.16	1.92	6.05	1.34	1.65	2.00	3.13	4.73	5.72	4.79	3.15	8.49	1.69	4.63	4.80
600	0.55	0.64	1.50	1.89	2.80	1.04	2.37	4.42	0.40	0.68	0.86	0.35	0.46	3.52	2.89	1.09	3.32
500	0.17	0.61	0.19	0.71	1.90	0.19	-0.04	2.23	2.52	0.66	0.54	1.23	0.80	1.64	1.03	2.20	1.98
400	0.12	1.79	0.30	0.15	1.03	0.64	0.63	4.17	0.41	1.79	1.01	0.64	0.71	0.88	2.32	1.51	2.09
300	0.11	0.02	2.80	0.31	0.88	0.08	1.92	0.53	0.30	1.08	2.79	1.77	0.58	1.41	0.82	1.13	1.20
250	-0.24	0.37	1.44	0.34	0.34	0.30	3.42	1.17	0.51	2.26	0.19	1.10	0.38	0.85	1.57	1.40	1.47
200	-0.01	-0.19	1.34	0.73	0.75	0.36	2.03	3.18	0.34	1.93	1.09	3.18	0.89	1.14	1.83	1.50	1.53

NUMERO DE OBSERVACIONES N

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	328	352	376	316	349	414	417	442	431	458	427	404	1084	1041	1273	1316	4714
800	350	362	396	331	359	407	446	481	465	484	446	429	1141	1086	1334	1395	4956
700	375	355	380	308	377	391	462	490	451	465	442	429	1159	1065	1343	1358	4925
600	364	340	364	310	377	394	457	482	441	454	427	418	1122	1051	1333	1322	4828
500	358	330	360	310	364	389	454	476	434	450	419	417	1105	1034	1319	1303	4761
400	352	320	348	306	356	377	443	460	419	439	401	404	1076	1010	1280	1259	4625
300	341	310	332	301	342	352	421	425	395	415	375	382	1033	975	1198	1185	4391
250	335	304	325	293	335	339	396	402	373	394	362	358	997	953	1137	1129	4216
200	320	285	313	284	325	328	378	373	344	367	350	338	943	922	1079	1061	4005

INTERVALOS DE CONFIANZA DEL 95%

		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	lim inf	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
	lim sup	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
900	lim inf	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
	lim sup	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
850	lim inf	-0.48	-0.46	-0.45	-0.48	-0.47	-0.43	-0.43	-0.41	-0.42	-0.40	-0.42	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.64	0.62	0.60	0.65	0.62	0.56	0.56	0.53	0.54	0.52	0.55	0.57	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
800	lim inf	-0.47	-0.46	-0.44	-0.48	-0.46	-0.43	-0.41	-0.39	-0.40	-0.39	-0.41	-0.42	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.62	0.61	0.58	0.64	0.61	0.57	0.53	0.50	0.51	0.49	0.53	0.55	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
700	lim inf	-0.45	-0.46	-0.45	-0.49	-0.45	-0.44	-0.40	-0.39	-0.41	-0.40	-0.41	-0.42	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.60	0.62	0.59	0.66	0.59	0.58	0.52	0.49	0.53	0.51	0.53	0.55	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
600	lim inf	-0.46	-0.47	-0.46	-0.49	-0.45	-0.44	-0.40	-0.39	-0.41	-0.41	-0.42	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.61	0.63	0.61	0.66	0.59	0.58	0.52	0.50	0.54	0.52	0.55	0.56	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
500	lim inf	-0.46	-0.48	-0.46	-0.49	-0.46	-0.44	-0.41	-0.39	-0.42	-0.41	-0.43	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.61	0.64	0.61	0.66	0.61	0.58	0.52	0.50	0.54	0.53	0.56	0.56	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
400	lim inf	-0.46	-0.48	-0.47	-0.49	-0.46	-0.45	-0.41	-0.40	-0.43	-0.41	-0.44	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.62	0.65	0.62	0.66	0.61	0.59	0.53	0.52	0.56	0.54	0.57	0.57	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
300	lim inf	-0.47	-0.49	-0.48	-0.49	-0.47	-0.46	-0.42	-0.42	-0.44	-0.43	-0.45	-0.45	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.63	0.66	0.64	0.67	0.63	0.62	0.55	0.55	0.58	0.56	0.60	0.59	0.33	0.34	0.33	0.33	0.33
250	lim inf	-0.47	-0.49	-0.48	-0.50	-0.47	-0.47	-0.44	-0.44	-0.45	-0.44	-0.46	-0.46	-0.28	-0.29	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.63	0.66	0.64	0.67	0.63	0.63	0.58	0.57	0.60	0.58	0.61	0.61	0.33	0.34	0.33	0.33	0.33
200	lim inf	-0.48	-0.50	-0.49	-0.50	-0.48	-0.48	-0.45	-0.45	-0.47	-0.46	-0.47	-0.47	-0.29	-0.30	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.65	0.68	0.65	0.68	0.64	0.64	0.59	0.6	0.63	0.6	0.62	0.63	0.35	0.35	0.33	0.33	0.33

ESTACION 87047 VARIABLE: V

COEFICIENTE DE EXCESO DE CURTOSIS

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	1.18	11.81	6.48	0.33	1.29	0.24	1.36	4.03	1.94	2.18	1.55	1.87	5.08	3.01	2.61	2.12	3.22
800	2.06	2.67	4.28	3.88	0.74	0.50	1.50	7.53	2.58	1.20	1.35	2.23	2.22	2.81	4.55	1.92	3.10
700	1.28	3.32	0.57	1.79	1.51	0.58	1.63	1.31	2.48	0.38	0.38	3.02	2.92	1.27	1.33	1.20	1.84
600	-0.01	0.22	0.68	0.13	1.04	1.23	3.18	2.54	0.32	0.79	1.97	0.14	0.22	0.70	2.41	1.03	1.63
500	0.59	0.49	2.00	-0.02	0.78	3.11	1.61	0.77	0.56	1.08	0.31	0.66	0.64	0.74	1.73	0.94	1.99
400	0.64	0.33	0.46	1.69	0.50	0.08	0.64	0.98	0.31	0.27	0.82	0.31	0.46	0.95	0.78	0.55	1.11
300	0.49	0.08	0.67	1.79	0.52	1.41	0.48	2.66	0.22	1.31	0.62	0.04	0.22	1.12	1.85	0.89	1.84
250	1.02	0.98	0.60	1.62	0.67	0.85	0.66	0.44	0.11	0.81	0.74	0.68	1.04	1.13	0.67	0.64	1.00
200	0.19	0.88	0.25	1.25	0.76	0.78	1.15	0.20	0.24	0.31	0.51	-0.22	0.29	0.91	0.70	0.40	0.78

NUMERO DE OBSERVACIONES N

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	328	352	376	316	349	414	417	442	431	458	427	404	1084	1041	1273	1316	4714
800	350	362	396	331	359	407	446	481	465	484	446	429	1141	1086	1334	1395	4956
700	375	355	380	308	377	391	462	490	451	465	442	429	1159	1065	1343	1358	4925
600	364	340	364	310	377	394	457	482	441	454	427	418	1122	1051	1333	1322	4828
500	358	330	360	310	364	389	454	476	434	450	419	417	1105	1034	1319	1303	4761
400	352	320	348	306	356	377	443	460	419	439	401	404	1076	1010	1280	1259	4625
300	341	310	332	301	342	352	421	425	395	415	375	382	1033	975	1198	1185	4391
250	335	304	325	293	335	339	396	402	373	394	362	358	997	953	1137	1129	4216
200	320	285	313	284	325	328	378	373	344	367	350	338	943	922	1079	1061	4005

NIVELES DE CONFIANZA DEL 95%

		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	lim inf	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
	lim sup	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
900	lim inf	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
	lim sup	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
850	lim inf	-0.48	-0.46	-0.45	-0.48	-0.47	-0.43	-0.43	-0.41	-0.42	-0.40	-0.42	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.64	0.62	0.60	0.65	0.62	0.56	0.56	0.53	0.54	0.52	0.55	0.57	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
800	lim inf	-0.47	-0.46	-0.44	-0.48	-0.46	-0.43	-0.41	-0.39	-0.40	-0.39	-0.41	-0.42	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.62	0.61	0.58	0.64	0.61	0.57	0.53	0.50	0.51	0.49	0.53	0.55	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
700	lim inf	-0.45	-0.46	-0.45	-0.49	-0.45	-0.44	-0.40	-0.39	-0.41	-0.40	-0.41	-0.42	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.60	0.62	0.59	0.66	0.59	0.58	0.52	0.49	0.53	0.51	0.53	0.55	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
600	lim inf	-0.46	-0.47	-0.46	-0.49	-0.45	-0.44	-0.40	-0.39	-0.41	-0.41	-0.42	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.61	0.63	0.61	0.66	0.59	0.58	0.52	0.50	0.54	0.52	0.55	0.56	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
500	lim inf	-0.46	-0.48	-0.46	-0.49	-0.46	-0.44	-0.41	-0.39	-0.42	-0.41	-0.43	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.61	0.64	0.61	0.66	0.61	0.58	0.52	0.50	0.54	0.53	0.56	0.56	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
400	lim inf	-0.46	-0.48	-0.47	-0.49	-0.46	-0.45	-0.41	-0.40	-0.43	-0.41	-0.44	-0.43	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.62	0.65	0.62	0.66	0.61	0.59	0.53	0.52	0.56	0.54	0.57	0.57	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
300	lim inf	-0.47	-0.49	-0.48	-0.49	-0.47	-0.46	-0.42	-0.42	-0.44	-0.43	-0.45	-0.45	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.63	0.66	0.64	0.67	0.63	0.62	0.55	0.55	0.58	0.56	0.60	0.59	0.33	0.34	0.33	0.33	0.33
250	lim inf	-0.47	-0.49	-0.48	-0.50	-0.47	-0.47	-0.44	-0.44	-0.45	-0.44	-0.46	-0.46	-0.28	-0.29	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.63	0.66	0.64	0.67	0.63	0.63	0.58	0.57	0.60	0.58	0.61	0.61	0.33	0.34	0.33	0.33	0.33
200	lim inf	-0.48	-0.50	-0.49	-0.50	-0.48	-0.48	-0.45	-0.45	-0.47	-0.46	-0.47	-0.47	-0.29	-0.30	-0.28	-0.28	-0.28
	lim sup	0.65	0.68	0.65	0.68	0.64	0.64	0.59	0.60	0.63	0.60	0.62	0.63	0.35	0.35	0.33	0.33	0.33

TABLA DE DIFERENCIAS DE LAS DESVIACIONES $(\sigma u - \sigma v)$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	-0.60	-0.90	-1.10	-0.70	-0.90	-0.70	-0.40	-0.70	-1.10	-0.30	-0.90	-0.60	-0.60	-0.90	-0.50	-0.70	-0.60
800	-1.50	-1.70	-1.40	-1.40	-0.90	0.30	0.90	-0.10	-0.90	-1.00	-1.40	-0.90	-1.40	-1.20	0.30	-1.00	-0.70
700	-2.50	-3.70	-3.00	-2.40	0.30	2.90	2.80	0.90	0.60	1.10	-1.40	-1.60	-2.50	-1.30	2.20	0.30	0.40
600	-2.10	-3.10	-2.10	0.00	2.10	4.40	1.60	2.20	3.20	2.80	-1.00	-2.00	-2.30	0.60	2.50	2.10	2.00
500	0.10	-0.20	-0.10	1.40	2.00	2.90	0.50	2.30	5.50	5.00	1.20	0.70	0.40	1.50	1.70	4.70	3.70
400	2.30	3.30	0.30	0.00	1.10	4.00	-0.10	1.20	3.70	3.10	-0.70	0.90	2.40	0.70	1.70	2.30	3.20
300	4.50	4.30	0.60	-1.00	3.00	4.40	1.40	-1.50	3.20	1.10	0.00	1.80	3.70	1.20	1.20	1.70	3.10
250	4.40	2.80	0.80	-0.60	2.60	6.80	2.40	0.90	1.40	2.90	-0.30	0.40	2.80	1.20	3.20	1.40	3.70
200	3.00	4.50	2.50	2.40	4.50	8.20	4.90	1.50	0.40	3.70	-2.70	1.20	3.40	3.60	4.70	0.90	4.70

UMERO DE OBSERVACIONES N

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	328	352	376	316	349	414	417	442	431	458	427	404	1084	1041	1273	1316	4714
800	350	362	396	331	359	407	446	481	465	484	446	429	1141	1086	1334	1395	4956
700	375	355	380	308	377	391	462	490	451	465	442	429	1159	1065	1343	1358	4925
600	364	340	364	310	377	394	457	482	441	454	427	418	1122	1051	1333	1322	4828
500	358	330	360	310	364	389	454	476	434	450	419	417	1105	1034	1319	1303	4761
400	352	320	348	306	356	377	443	460	419	439	401	404	1076	1010	1280	1259	4625
300	341	310	332	301	342	352	421	425	395	415	375	382	1033	975	1198	1185	4391
250	335	304	325	293	335	339	396	402	373	394	362	358	997	953	1137	1129	4216
200	320	285	313	284	325	328	378	373	344	367	350	338	943	922	1079	1061	4005

TABLA DE COEFICIENTES $|\sigma u - \sigma v| / (\sigma V / \sqrt{2N})$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00
900	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00
850	3.14	5.08	7.36	4.40	5.28	4.11	2.03	3.65	6.21	1.75	5.48	3.48	5.82	9.55	4.59	7.04	11.65
800	7.35	8.02	7.88	7.06	4.31	1.43	4.01	0.44	4.65	5.10	7.74	4.71	11.94	10.55	2.31	8.95	11.81
700	8.56	11.08	10.21	6.77	0.82	7.11	7.15	2.43	1.78	3.23	4.78	5.86	14.50	6.52	9.75	1.60	3.89
600	5.78	7.49	5.56	0.00	4.30	7.53	3.10	3.99	6.29	5.94	2.52	5.73	10.58	2.24	7.87	7.71	13.65
500	0.20	0.37	0.20	1.98	2.81	3.37	0.64	2.91	7.05	7.14	2.21	1.43	1.35	3.90	3.64	11.59	17.36
400	3.13	4.30	0.41	0.00	1.27	3.64	0.11	1.14	3.69	3.66	1.00	1.37	5.74	1.44	2.86	4.60	11.88
300	4.96	4.54	0.65	0.91	2.54	3.11	1.17	1.16	2.60	1.05	0.00	1.97	6.84	1.92	1.60	2.72	9.22
250	4.22	2.71	0.76	0.49	1.92	4.31	1.73	0.62	1.00	2.29	0.28	0.37	4.48	1.69	3.78	1.93	9.60
200	2.65	3.94	2.11	1.66	3.00	4.82	3.31	0.97	0.27	2.69	2.32	0.99	4.86	4.43	5.17	1.16	11.13

TABLA DE SIGNIFICANCIA DE LAS DESVIACIONES (*) $|\sigma u - \sigma v| / (\sigma V / \sqrt{2N}) > 1.96$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
850	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1
800	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1
700	1	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	1
600	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
500	0	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1
400	1	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	1	1
300	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	1
250	1	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1
200	1	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	0	1

: dato faltante

0: no difiere significativamente de cero

1: difiere significativamente de cero

ESTACION: 87047

COEFICIENTE DE CORRELACION ENTRE U y V

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
900	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99	999.99
850	0.26	0.18	0.37	0.28	0.29	0.26	0.12	0.24	0.32	0.3	0.37	0.27	0.24	0.32	0.21	0.33	0.26
800	0.25	0.21	0.32	0.38	0.15	-0.01	-0.03	-0.06	0.22	0.14	0.24	0.19	0.21	0.28	-0.04	0.21	0.13
700	0.22	0.29	0.24	0.16	-0.08	-0.15	-0.2	-0.13	-0.03	-0.08	0.1	0.2	0.23	0.07	-0.16	-0.02	-0.05
600	0.07	-0.01	-0.03	-0.14	-0.07	-0.12	-0.16	-0.23	-0.16	-0.06	-0.16	-0.07	-0.01	-0.08	-0.18	-0.15	-0.16
500	0.17	-0.03	-0.04	0.17	0.1	-0.13	-0.16	-0.25	-0.29	-0.06	0.13	0.01	0.05	0.14	-0.19	-0.14	-0.08
400	0.06	-0.02	-0.14	0.03	-0.11	-0.25	-0.31	-0.34	-0.35	-0.11	-0.11	-0.17	-0.06	-0.05	-0.31	-0.23	-0.2
300	-0.03	-0.2	-0.19	-0.14	-0.23	-0.34	-0.25	-0.36	-0.34	-0.23	-0.21	-0.18	-0.15	-0.18	-0.32	-0.28	-0.25
250	-0.05	-0.16	-0.24	-0.18	-0.3	-0.32	-0.22	-0.33	-0.33	-0.18	-0.25	-0.16	-0.17	-0.24	-0.29	-0.26	-0.24
200	-0.13	-0.27	-0.29	-0.22	-0.33	-0.22	-0.25	-0.25	-0.22	-0.18	-0.13	-0.11	-0.21	-0.26	-0.24	-0.18	-0.2

NUMERO DE OBSERVACIONES

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	328	352	376	316	349	414	417	442	431	458	427	404	1084	1041	1273	1316	4714
800	350	362	396	331	359	407	446	481	465	484	446	429	1141	1086	1334	1395	4956
700	375	355	380	308	377	391	462	490	451	465	442	429	1159	1065	1343	1358	4925
600	364	340	364	310	377	394	457	482	441	454	427	418	1122	1051	1333	1322	4828
500	358	330	360	310	364	389	454	476	434	450	419	417	1105	1034	1319	1303	4761
400	352	320	348	306	356	377	443	460	419	439	401	404	1076	1010	1280	1259	4625
300	341	310	332	301	342	352	421	425	395	415	375	382	1033	975	1198	1185	4391
250	335	304	325	293	335	339	396	402	373	394	362	358	997	953	1137	1129	4216
200	320	285	313	284	325	328	378	373	344	367	350	338	943	922	1079	1061	4005

INTERVALOS DE CONFIANZA DEL 95% = $\pm 1.96 / \sqrt{(N-1)}$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99
900	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99	9.99
850	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03
800	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03
700	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03
600	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03
500	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03
400	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.06	0.06	0.05	0.06	0.03
300	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03
250	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03
200	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03

TABLA DE SIGNIFICANCIA DE CORRELACION (*)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
900	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
800	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
700	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0
600	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
500	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
400	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
300	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

(*) -1: dato faltante

0: difiere significativamente de cero

1: no difiere significativamente de cero

ESTACION 87047

COEFICIENTES DE CIRCULARIDAD $Le = 2\sigma u * \sigma v * \sqrt{(1-\rho uv)^2} / \sigma V$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00
900	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00
850	0.98	0.92	0.86	0.96	0.92	0.95	0.98	0.97	0.91	0.94	0.89	0.92	0.97	0.87	0.95	0.91	0.94
800	0.90	0.90	0.89	0.84	0.97	1.00	1.00	1.00	0.95	0.97	0.93	0.96	0.92	0.91	1.00	0.93	0.97
700	0.89	0.80	0.83	0.91	1.00	0.93	0.93	0.98	0.99	0.99	0.97	0.94	0.89	0.97	0.95	1.00	0.99
600	0.95	0.91	0.96	0.99	0.98	0.92	0.98	0.97	0.93	0.95	0.98	0.97	0.94	1.00	0.96	0.97	0.96
500	0.97	1.00	1.00	0.98	0.98	0.98	0.99	0.96	0.90	0.94	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.94	0.97
400	0.99	0.98	0.99	1.00	0.99	0.95	0.95	0.94	0.92	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.95	0.97	0.97
300	0.96	0.95	0.98	0.99	0.96	0.93	0.97	0.93	0.93	0.97	0.98	0.98	0.97	0.98	0.95	0.95	0.96
250	0.97	0.98	0.98	0.99	0.95	0.92	0.98	0.95	0.94	0.98	0.97	0.99	0.98	0.97	0.95	0.97	0.96
200	0.98	0.93	0.95	0.97	0.93	0.94	0.95	0.97	0.98	0.97	0.99	1.00	0.96	0.95	0.96	0.98	0.97

NUMERO DE OBSERVACIONES N

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
850	328	352	376	316	349	414	417	442	431	458	427	404	1084	1041	1273	1316	4714
800	350	362	396	331	359	407	446	481	465	484	446	429	1141	1086	1334	1395	4956
700	375	355	380	308	377	391	462	490	451	465	442	429	1159	1065	1343	1358	4925
600	364	340	364	310	377	394	457	482	441	454	427	418	1122	1051	1333	1322	4828
500	358	330	360	310	364	389	454	476	434	450	419	417	1105	1034	1319	1303	4761
400	352	320	348	306	356	377	443	460	419	439	401	404	1076	1010	1280	1259	4625
300	341	310	332	301	342	352	421	425	395	415	375	382	1033	975	1198	1185	4391
250	335	304	325	293	335	339	396	402	373	394	362	358	997	953	1137	1129	4216
200	320	285	313	284	325	328	378	373	344	367	350	338	943	922	1079	1061	4005

PROBABILIDADES $P = (Le)^{(N-2)}$

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	DEF	MAM	JJA	SON	ANUAL
1000	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00
900	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00	-1.00
850	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
800	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00
700	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00
600	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00
500	0.00	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
400	0.03	0.00	0.03	1.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
300	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
250	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
200	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00