

## **Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991-1993**

**RENE GARREAUD y JOSE RUTLLANT**

*Depto. de Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago, Chile*

(Manuscrito recibido el 28 de sept. de 1995; aceptado el 10 de abril de 1996)

### **RESUMEN**

Se describen las condiciones meteorológicas, de escala hemisférica, sinóptica y regional-local asociadas con la ocurrencia en Chile de dos aluviones con consecuencias catastróficas. En ambos eventos las precipitaciones mostraron altas intensidades y una gran variabilidad espacial. En el caso de Antofagasta, ocurrido durante la madrugada del 18 de junio de 1991, se produjo el desarrollo convectivo de una perturbación frontal por liberación de inestabilidad potencial. En el segundo aluvión, que afectó en especial a la ciudad de Santiago durante la mañana del 3 de mayo de 1993, la convección se desarrolló por liberación de inestabilidad condicional.

Los elementos de escala regional-local que favorecieron la liberación de la inestabilidad se describen en cada caso, estimándose la probabilidad de recurrencia de los elementos meteorológicos más característicos.

En las escalas hemisféricas y regional se demuestra que ambos episodios se enmarcaron en el contexto general de anomalías atmosféricas asociadas con los eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). En el caso de Antofagasta se destaca la extraordinaria persistencia de una anomalía positiva de las alturas geopotenciales en toda la troposfera al suroeste del extremo austral del continente. En el episodio de Santiago, el aspecto más relevante fue la extraordinaria extensión a los subtropicos del calentamiento anómalo de la troposfera tropical característico de la fase madura de los eventos ENOS.

### **ABSTRACT**

Hemispheric, synoptic and regional-local scale meteorological conditions associated with the occurrence in Chile of two debris flows with catastrophic consequences are described. In both events high intensities and large spacial variability were observed. In the Antofagasta case, which occurred at dawn on June 18, 1991, the convective development of a frontal disturbance was produced by the release of potential instability. In the second debris flow, that affected especially the city of Santiago during the morning of May 3rd, 1993, the convection developed through the release of conditional instability.

The regional-local elements that favored the release of instability in each case are described, including estimates of the return period of the most characteristic meteorological elements. In the hemispheric and regional scales it is shown that both episodes developed in the general context of anomalies associated with the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events. In the case of Antofagasta, the extraordinary persistence of a positive anomaly of the geopotential heights through out the troposphere to the southwest of the southern tip of South America was paramount. In the Santiago episode, the most relevant aspect was the extraordinary extension to the subtropics of the anomalous heating of the tropical troposphere, characteristic of the mature phase of ENSO events.

## 1. Introducción

Durante la noche del 17 de junio de 1991 y la madrugada del día 18, la zona de Antofagasta ( $23.7^{\circ}\text{S}$ ,  $70.4^{\circ}\text{W}$ ), ubicada en la franja costera del desierto de Atacama, fue afectada por un intenso temporal de viento y lluvia. Esta situación, extremadamente inusual en esa región, dio origen a torrentes de agua y barro que bajaron a gran velocidad por las quebradas del farellón costero afectando directamente a la ciudad y a sus alrededores. Una revisión de los antecedentes geológicos e hidráulicos asociados a esta catástrofe, que costó vidas humanas y cuantiosos daños materiales, se presenta en Ayala *et al.* (1994).

En la mañana del 3 de mayo de 1993 una lluvia de moderada intensidad, que duró cerca de 12 horas, afectó sectores medios y precordilleranos de Chile central. La coincidencia de este episodio con temperaturas troposféricas anormalmente altas produjo lluvias sobre gran parte de la ladera andina donde normalmente precipita nieve. Estas condiciones junto a las lluvias excepcionales del mes anterior, produjeron flujos aluvionales que afectaron catastróficamente al sector oriente de la ciudad de Santiago ( $33.5^{\circ}\text{S}$ ,  $70.8^{\circ}\text{W}$ , 700-800 msnm). A consecuencia de este mismo fenómeno se observaron crecidas fluviales en los ríos Aconcagua, Maipo y Cachapoal, que constituyen los sistemas hidrográficos más importantes de Chile central entre los  $32^{\circ}$  y  $35^{\circ}\text{S}$  (Fig. 1).

El objetivo central de este trabajo es presentar un análisis de las condiciones meteorológicas que precedieron y acompañaron a estos aluviones. Una breve descripción geográfica y climática de las zonas de Antofagasta y de Santiago (sección 2) es seguida por el análisis de los rasgos esenciales de la circulación atmosférica de gran escala en la sección 3. El análisis meteorológico en las escalas sinópticas y regional-local se desarrolla para cada evento en la sección 4. La sección 5 presenta una síntesis y discusión de los resultados obtenidos, con énfasis en la probabilidad de recurrencia de los valores extremos de las variables meteorológicas asociadas con ambas catástrofes y en la asociación de estos episodios con las anomalías del sistema océano-atmósfera que caracterizaron el evento de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) 1991-1993.

## 2. Características geográficas y climáticas generales de las zonas de Antofagasta y de Santiago

La ciudad de Antofagasta ( $23.7^{\circ}\text{S}$ ,  $70.4^{\circ}\text{W}$ ) se encuentra sobre una planicie litoral con un ancho medio de 4 kilómetros, en el borde occidental del desierto de Atacama, limitada al oriente por un cordón montañoso. Este se presenta como una abrupta barrera paralela a la costa y limita la planicie costera por el oriente con altitudes que en promedio superan los 1000 metros (Fig. 1).

La región de Antofagasta, al igual que el norte de Chile y gran parte de la costa peruana, posee un clima extremadamente árido y estable debido a la estabilidad y extensión de la subsidencia asociada con el anticiclón subtropical, las aguas frías del borde oriental del océano y la pendiente andina perpendicular a la costa (Lettau y Lettau, 1978; Rutllant, 1985). En particular la persistencia de la inversión térmica de subsidencia sobre Antofagasta supera al 90% del tiempo, con su base alrededor de 850 msnm, un espesor medio de 530 metros y un incremento térmico promedio de  $8^{\circ}\text{C}$  (Rutllant, 1994).

Las ocasionales lloviznas que registra esta zona se asocian con el espesamiento de los estratocúmulos costeros producto de la irrupción invernal (junio a agosto) de perturbaciones frontales que alcanzan ya muy debilitadas esas latitudes (Ogaz y Fuenzalida, 1981). Estas precipitaciones producen una media anual de sólo 6 mm, por lo que acumulaciones diarias mayores que 10 mm presentan un periodo de retorno del orden de 10 años.

La ciudad de Santiago ( $33.5^{\circ}\text{S}$ ), se encuentra en el valle longitudinal de la zona central del país, confinado al este por la cordillera de Los Andes, con una altitud media que excede los 4000

metros, y al oeste por la cordillera de la costa, que se eleva en promedio a unos 1500 metros sobre el nivel del mar (Fig. 1).

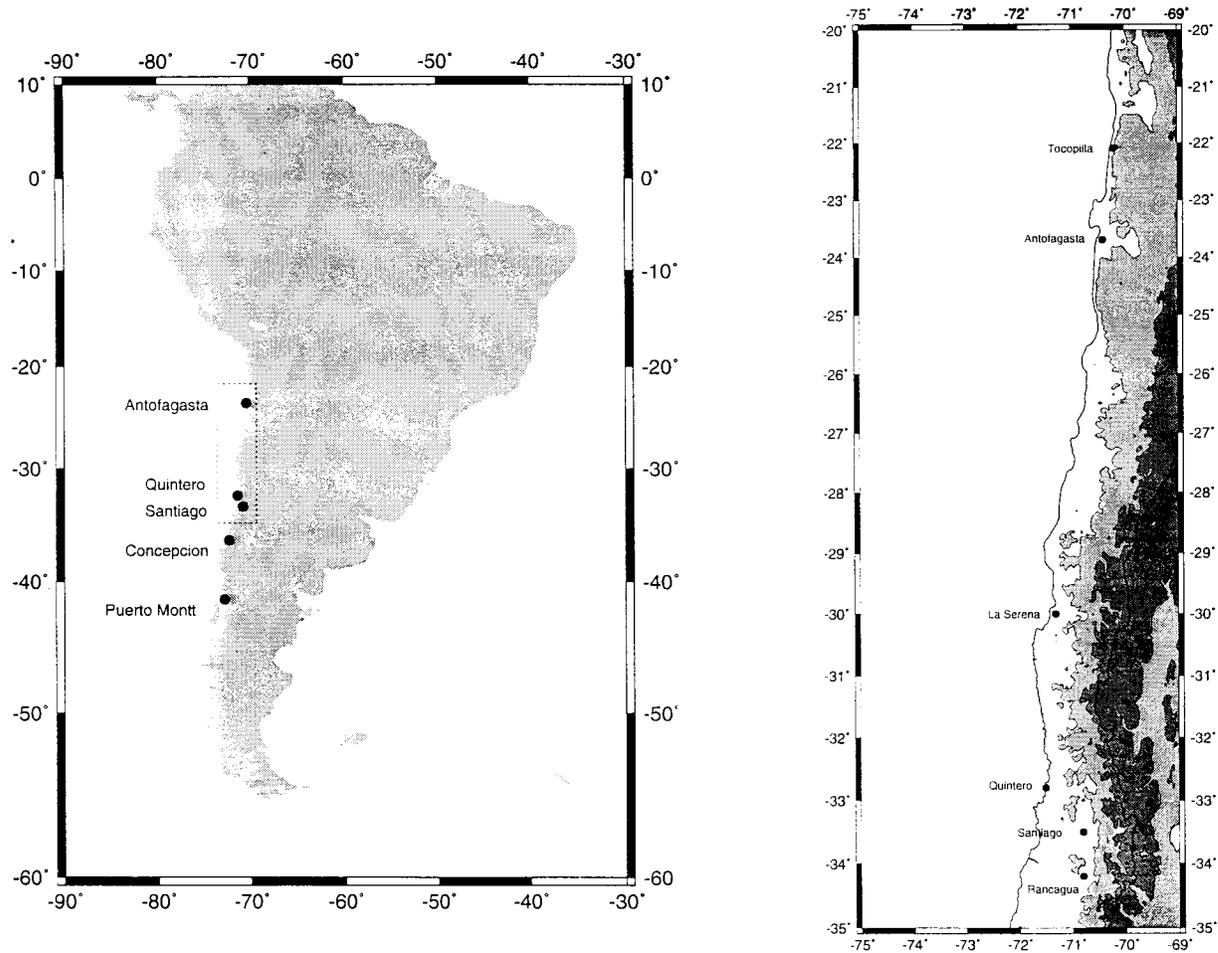


Fig. 1. Mapa topográfico de Chile subtropical. Se indican elevaciones sobre 1000 m (sombreado suave) y sobre 3000 m (sombreado oscuro).

Santiago presenta un clima mediterráneo cálido con lluvias invernales (Fuenzalida, 1971) en una zona de transición entre la extrema aridez al norte de los 27°S y el clima templado lluvioso al sur de los 38°S. Los episodios de precipitación en Chile central, con duraciones típicas entre 1 y 2 días, están mayoritariamente asociados a la penetración de sistemas frontales fríos, que concentran más del 70% de la precipitación media anual (330 mm) entre mayo y septiembre. La altitud de la línea de nieve en las tormentas de invierno varía típicamente entre los 1500 y 2900 m, con un valor medio de 2100 m (Garreaud, 1992, 1993b).

En la escala interanual, el régimen pluviométrico de Chile central presenta una variabilidad significativamente asociada con los extremos de la Oscilación del Sur (OS); durante los eventos cálidos (fríos) se observa un exceso (déficit) pluviométrico (ver por ejemplo Aceituno, 1988; Aceituno y Vidal, 1990; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Aceituno y Rutllant 1992, Garreaud, 1993a).

### 3. Características generales de la circulación atmosférica de gran escala durante la ocurrencia de los aluviones

La Figura 2a muestra una configuración de carácter barotrópico - equivalente con número de onda 3 en los campos de anomalías hemisféricas de la presión a nivel del mar y de la altura geopotencial en 500 hPa para el mes de junio de 1991. La profunda anomalía anticiclónica alrededor de los  $100^{\circ}\text{W}$  en latitudes altas no sólo persistió durante todo ese mes sino que estuvo

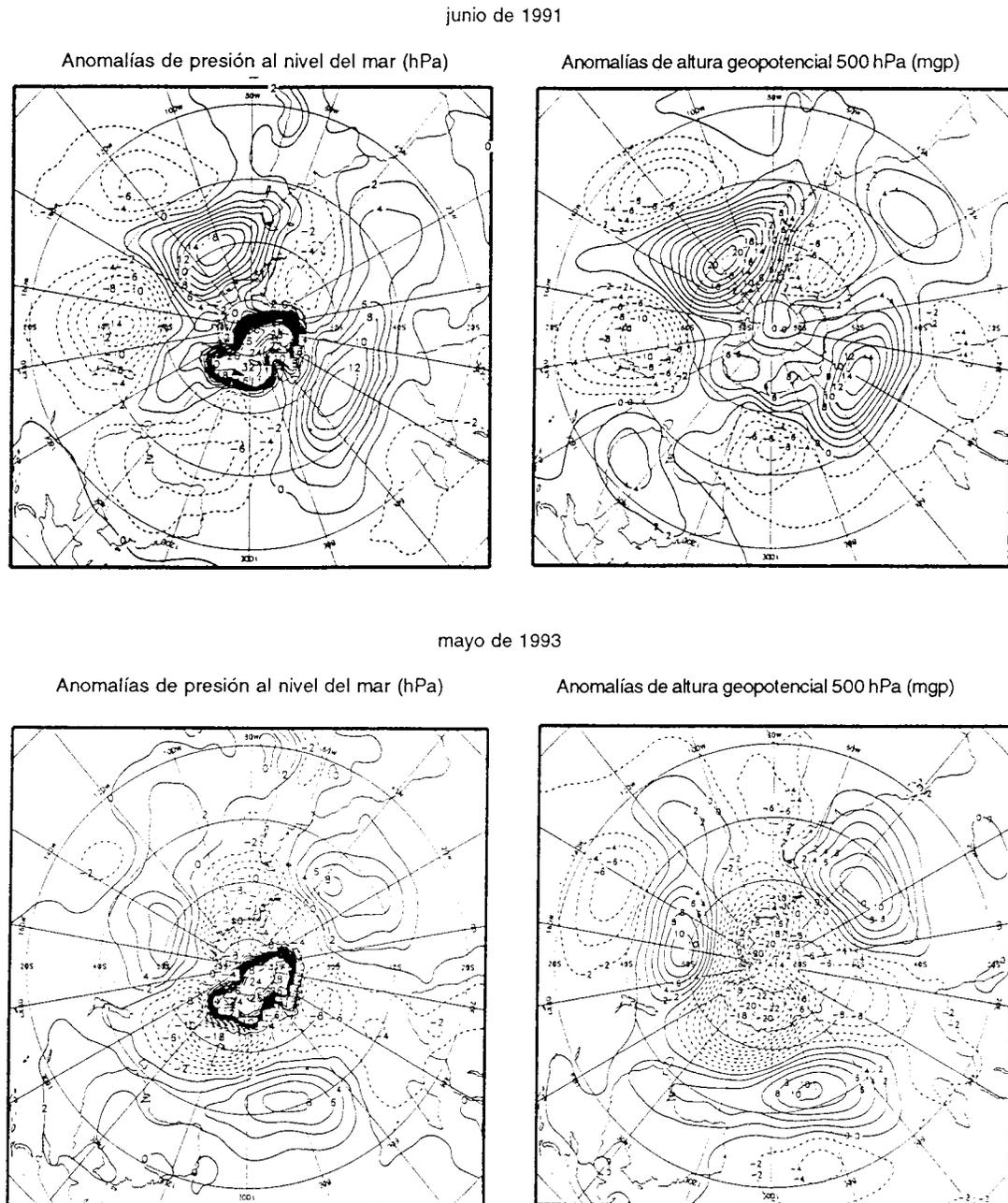


Fig. 2. Anomalías de la presión al nivel del mar (hPa) y altura geopotencial del nivel de 500 hPa (mvp) para los meses de a) junio de 1991 y b) mayo de 1993. Adaptado del Climate Diagnostic Bulletin (NOAA).

también presente durante los dos meses anteriores (CDB, 1991-6). Esta anomalía representa una condición de bloqueo al flujo de los oestes que, con un anticiclón debilitado, favorece el desvío de las trayectorias ciclónicas hacia las zonas central y norte de Chile (Rutllant y Fuenzalida, 1991; Rutllant *et al.*, 1993).

En el caso de mayo de 1993, los campos de anomalías hemisféricas de la presión superficial y de la altura geopotencial en 500 hPa (Fig. 2b) presentan menor amplitud, dejando la costa suroccidental de Sudamérica bajo la influencia de una profunda vaguada fría. Esta condición estuvo acompañada de temperaturas troposféricas anormalmente altas y de anomalías negativas en la presión atmosférica a nivel del mar en las regiones tropical y subtropical del Pacífico suroriental.

#### 4. Características de los eventos pluviales y de las condiciones meteorológicas de escala sinóptica y regional-local

##### 4.1 Aluvión del 18 de junio de 1991 en la zona de Antofagasta

La Figura 3 muestra la marcha horaria de las variables meteorológicas en superficie en Antofagasta entre el 16 y 18 de junio de 1991. Luego de un inusual viraje al NW del viento alrededor del mediodía del 17, que alcanzó una velocidad máxima de 20 ms<sup>-1</sup> en la noche, co-

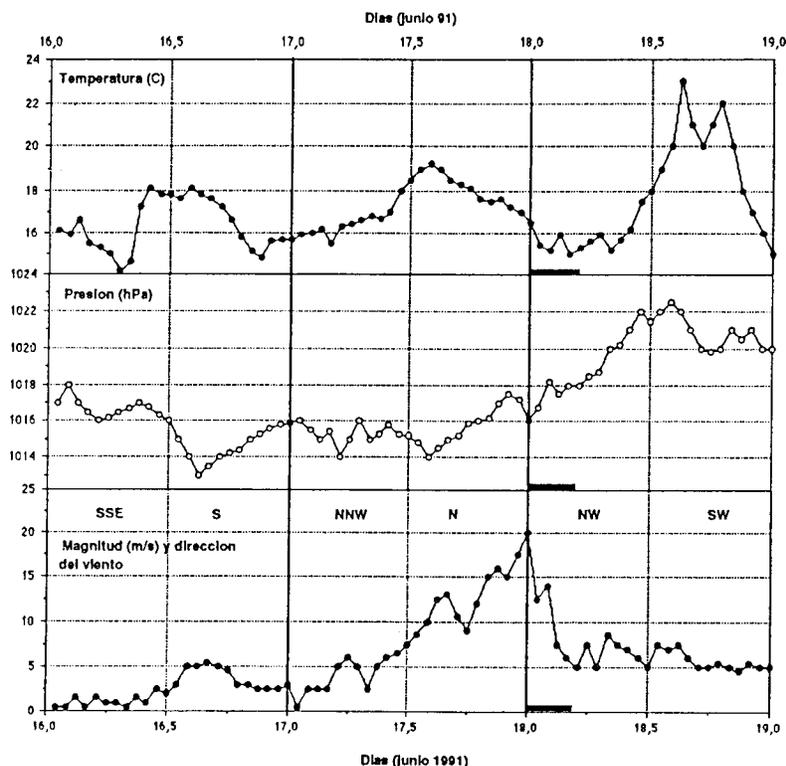


Fig. 3. Valores horarios de la temperatura (panel superior), presión atmosférica (panel intermedio) y magnitud del viento (panel inferior) en la estación Cerro Moreno (Antofagasta) entre el 16 y 18 de junio de 1991. En el panel inferior aparecen además la dirección predominante del viento cada 6 horas. Las barras horizontales gruesas en los tres paneles corresponden al periodo de precipitaciones.

menzó una densa llovizna que se convirtió en una intensa lluvia entre las 00:30 y 03:30 hora local (HL) del 18, acumulándose entre 14 y 42 mm en tres estaciones pluviométricas ubicadas sobre una distancia horizontal inferior a 20 kilómetros. La intensidad media de la precipitación varió entre 5 y 14 mm/hora, aunque por momentos pudo haberse alcanzado intensidades de hasta 24 mm/hora, las que presentan un periodo de retorno superior a los 100 años. En la madrugada de ese día las condiciones meteorológicas locales mostraron una progresiva normalización, despejándose durante la mañana.

El bloqueo y el característico patrón difluente en el flujo de la troposfera media registrado al suroeste del extremo austral del continente persistió cerca de diez días. En efecto, el anticiclón de bloqueo, que alcanzó presiones centrales sobre los 1020 hPa, permaneció cuasiestacionario entre el 11 y 21 de junio sobre la zona del mar de Bellingshausen (Fig. 4). La ciclogénesis que se produjo al norte del bloqueo dio origen a una depresión que alcanzó el 18 la costa alrededor de los 40°S con valores centrales entre 995 y 1005 hPa, desplazándose al Atlántico suroccidental el día 20 (Fig. 4).

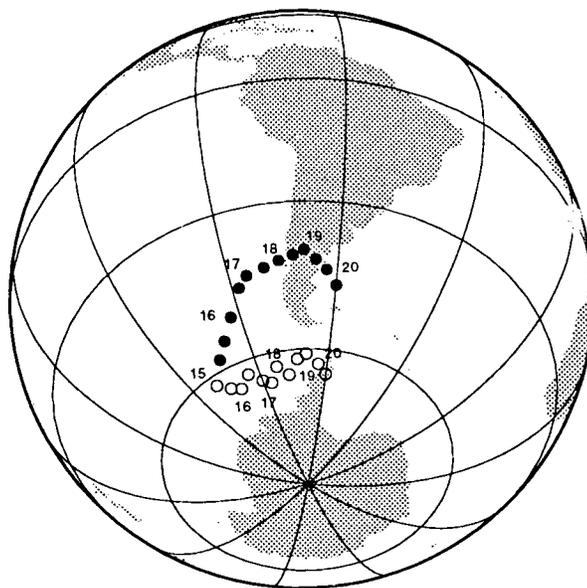


Fig. 4. Posición del centro de baja presión asociado al sistema frontal que alcanzó Antofagasta (círculos llenos) y del anticiclón de bloqueo (círculos vacíos) a las 08:00 HL y 20:00 HL entre el 15 y 20 de junio de 1991. Los números corresponden a las posiciones a las 08:00 HL.

Las isócronas de la superficie frontal asociada con la depresión descrita se muestran en la Figura 5. El avance del frente hacia el norte produjo, entre las 02:00 y 08:00 HL del día 17, precipitaciones que se extendieron entre los 30° y los 25°S alcanzando sólo en forma marginal la zona de Antofagasta por la noche. La banda nubosa que muestra la imagen GOES-IR del 18 a las 08:00 HL indica temperaturas de tope entre -32° y -45°C y núcleos convectivos del orden de los 30 kilómetros de diámetro con temperaturas de tope por debajo de -50°C.

El desarrollo de la inestabilidad potencial sobre Antofagasta puede seguirse a través de la evolución de la inversión de subsidencia (Fig. 6). A las condiciones normales observadas el 15 y 16 de junio, la capa saturada bajo la inversión (estratocúmulos) se extendió el 17 (08:00

HL) desde la superficie hasta los 1300 msnm, reflejando el debilitamiento de la subsidencia y la advección de aire cálido marino desde el NW. Esta combinación generó un decrecimiento de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) con la altura, condición potencialmente inestable. La inversión térmica sólo desaparece por completo el día 18 siendo reemplazada por una capa saturada desde la superficie hasta los 3700 m.

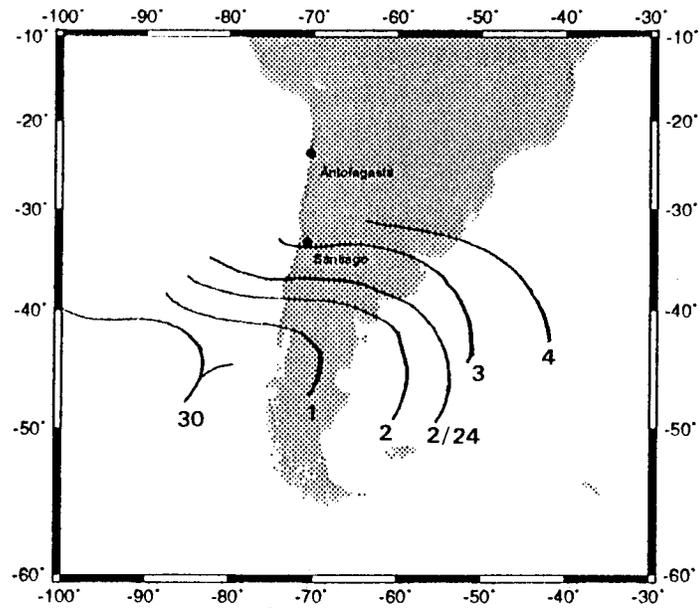


Fig. 5. Isócronas frontales a las 08:00 HL entre el 15 y 18 de junio de 1991 e isócrona frontal a las 24:00 HL del 17 de junio.

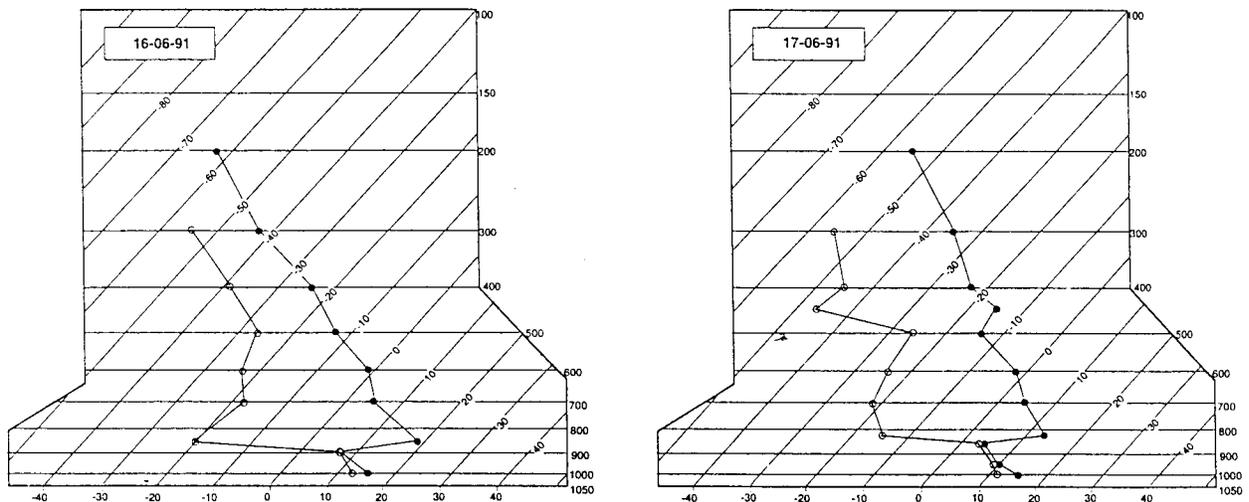


Fig. 6

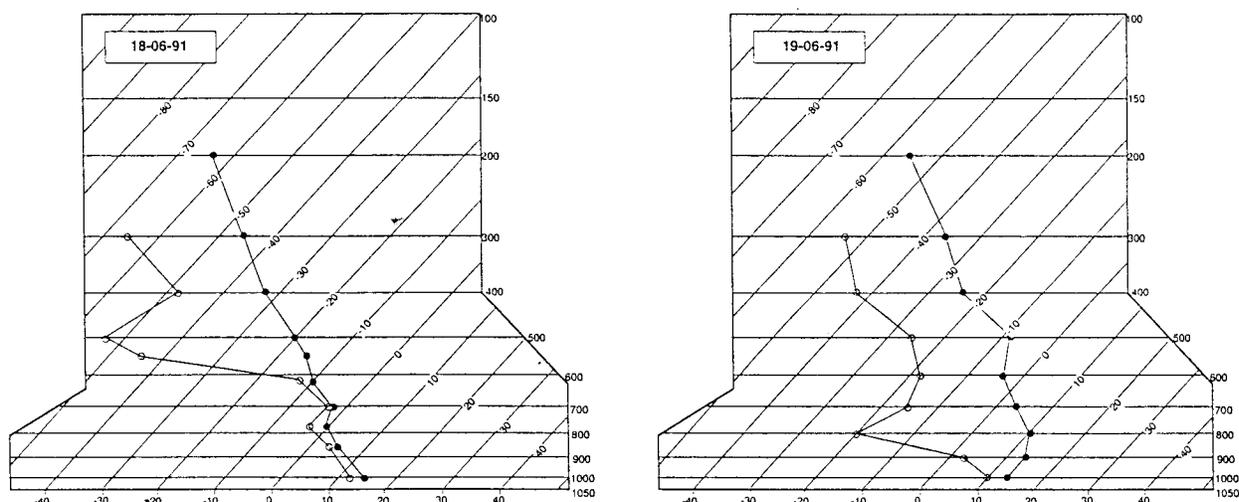


Fig. 6 (Cont.)

Fig. 6. Perfiles verticales de la temperatura del aire (círculos llenos) y temperatura del punto de rocío (círculos vacíos) medidos por el radiosonda de Cerro Moreno (Antofagasta) a las 08:00 HL entre el 16 y 19 de junio de 1991.

El ascenso de la capa potencialmente inestable, necesario para liberar esa inestabilidad, parece haberse producido en conexión con un núcleo de máxima velocidad en la corriente en chorro sobre Antofagasta. En efecto, la Figura 7 muestra un aumento de la magnitud del viento en la troposfera media y alta que culminó los días 17 y 18 con velocidades de  $75 \text{ ms}^{-1}$  en 200 hPa. Por otra parte la carta de 300 hPa (Fig. 8) muestra el máximo de velocidad sobre la costa a los  $25^\circ\text{S}$ , con velocidades que exceden los  $60 \text{ ms}^{-1}$  sobre la zona de Antofagasta. Las componentes ageostróficas divergentes en los cuadrantes NW y SE del núcleo de máxima velocidad pudieron indistintamente liberar la inestabilidad potencial al obligar al aire en la capa límite marina a ascender bajo la zona de divergencia en altura (Uccellini y Johnson, 1979; Brill *et al.*, 1985).

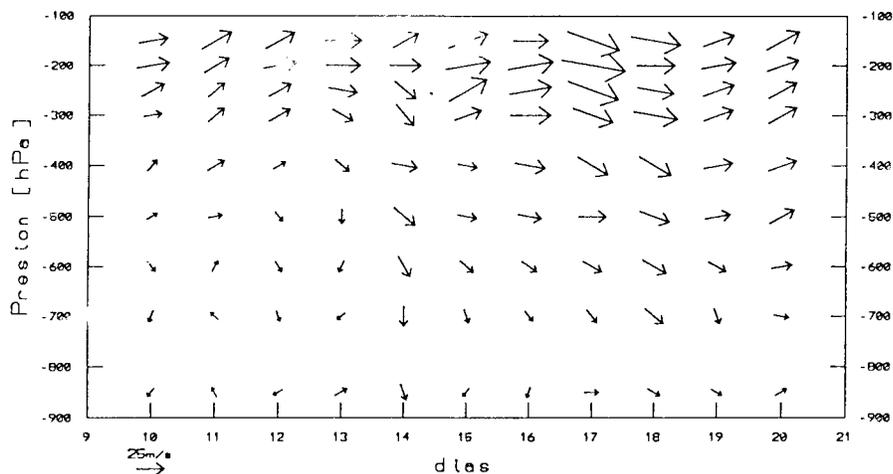


Fig. 7. Perfiles verticales de viento medido por el radiosonda de Cerro Moreno (Antofagasta) a las 08:00 HL entre el 10 y 20 de junio de 1991. La referencia se indica en la figura.

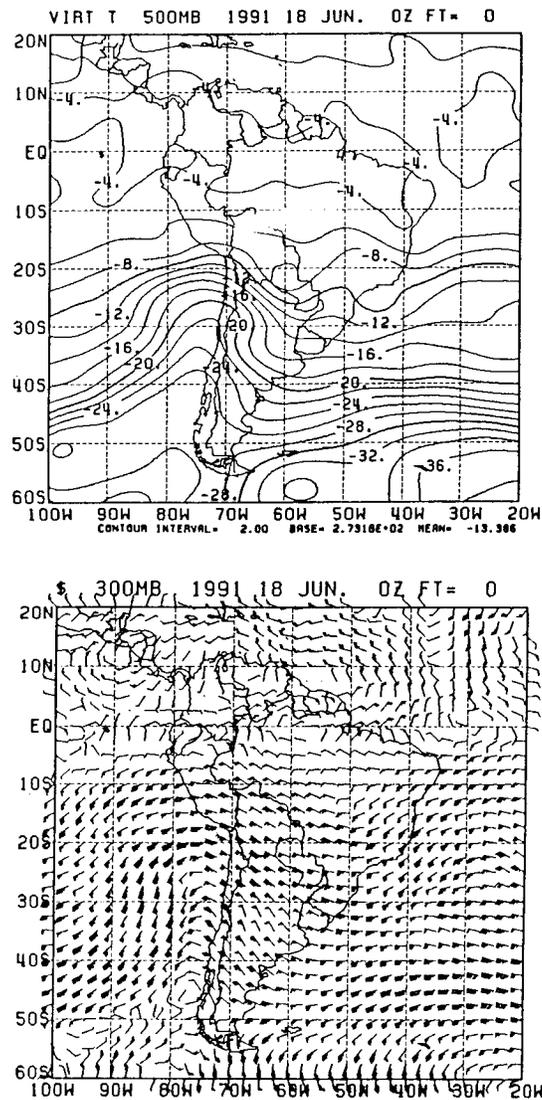


Fig. 8. Temperatura virtual en el nivel de 500 hPa (panel superior) y viento en el nivel de 300 hPa (panel inferior) para el día 18 de junio de 1991. Isotermas cada 2°C y vientos en forma estándar. Adaptado de los análisis de NMC (NOAA).

#### 4.2 Aluvión del 3 de mayo de 1993 en la zona de Santiago

Durante la tarde del día 2 de mayo y hasta el mediodía del 3 las lluvias asociadas con un frente frío alcanzaron la zona central de Chile. La precipitación acumulada en ese periodo aumentó gradualmente desde menos de 20 mm en la costa, hacia la precordillera de Los Andes. En términos de precipitación diaria, el episodio del 3 de mayo no parece extraordinario, presentando periodos de retorno cercanos a los 10 años en la mayor parte de la zona central del país (Ayala *et al.*, 1994). Sin embargo, los hietogramas de Quinta Normal (área urbana de Santiago, 520 msnm) indican que la precipitación se concentró en la mañana del 3 con una intensidad máxima de 12 mm/hora alrededor de las 11:00 HL, valor que tiene un periodo de retorno superior a los 25 años. Algo similar se observó en Las Vizcachas (precordillera, 750 msnm) donde la lluvia comenzó la noche del 2 de mayo.

Previo a la ocurrencia del aluvión, la zona central del país estuvo inmersa en una masa de aire tropical con temperaturas en torno a una desviación estándar por encima de la climatología (Fig. 9). Este calentamiento significó la ocurrencia de lluvia en cuencas altas donde habitualmente precipita en forma de nieve, produciéndose un incremento entre 3 y 4 veces del área aportante pluvial en las cuencas andinas de la zona central del país afectadas por la precipitación (Garreaud, 1993b). En efecto, la altitud de la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  ( $H_0$ ) alcanzó los 4000 m de las 20:00 horas del día 2 (valor previo a la tormenta) y 3850 m a las 08:00 horas del 3 (valor representativo del periodo de precipitación). Ambos valores presentan periodos de retorno superiores a los 10 años (Garreaud, 1993b).

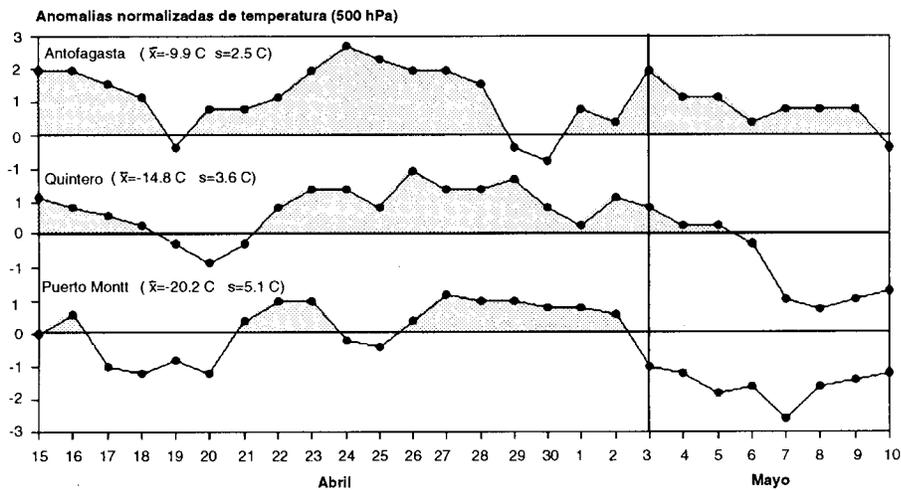


Fig. 9. Anomalías normalizadas de la temperatura a las 08:00 HL en el nivel de 500 hPa entre el 15 de abril y 10 de mayo de 1993 medidas por los radiosondas de Antofagasta, Quintero y Puerto Montt. Los promedios climatológicos y desviación estándar para esta época del año se indican para las tres estaciones.

El sistema frontal asociado con una vaguada de onda corta en la troposfera media interceptó el continente a los  $40^{\circ}\text{S}$  el 1 de mayo, alcanzando una posición entre los  $30^{\circ}$  y  $35^{\circ}\text{S}$  en la mañana del 3 (Fig. 10). El contraste de la masa de aire frío con el calentamiento anómalo de la troposfera tropical-subtropical produjo una diferencia de temperatura de  $12^{\circ}\text{C}$  entre Puerto Montt y Quintero, distantes 1000 km en dirección N-S (Fig. 9). Este contraste térmico es coherente con vientos zonales sobre Quintero que exceden los  $50\text{ ms}^{-1}$  en 200 hPa, reflejando una posición de la corriente en chorro subtropical (CCHST) al sur de la climatológica para esta época del año (Hordij y Bordón, 1987). Esta interpretación se ve confirmada en la Figura 11 donde aparece un gradiente térmico meridional máximo alrededor de los  $40^{\circ}\text{S}$  y  $90^{\circ}\text{W}$  y velocidades del viento que exceden los  $55\text{ ms}^{-1}$  sobre la zona central del país. La CCHST alcanzó su posición más austral ( $35^{\circ}\text{S}$ ) la noche del 2 y mañana del 3. A las 20 HL del día 3 la velocidad alcanzó  $70\text{ ms}^{-1}$  en 300 hPa, sugiriendo una confluencia de los chorros subtropical y del frente polar.

En este contexto de escala sinóptica se produjo a nivel regional-local una desestabilización de la mitad inferior de la troposfera sobre los Andes centrales, cuyos ingredientes fundamentales parecen haber sido un calentamiento de tipo Foehn en la troposfera baja, un enfriamiento de la troposfera media por advección de aire polar y un ascenso orográfico.

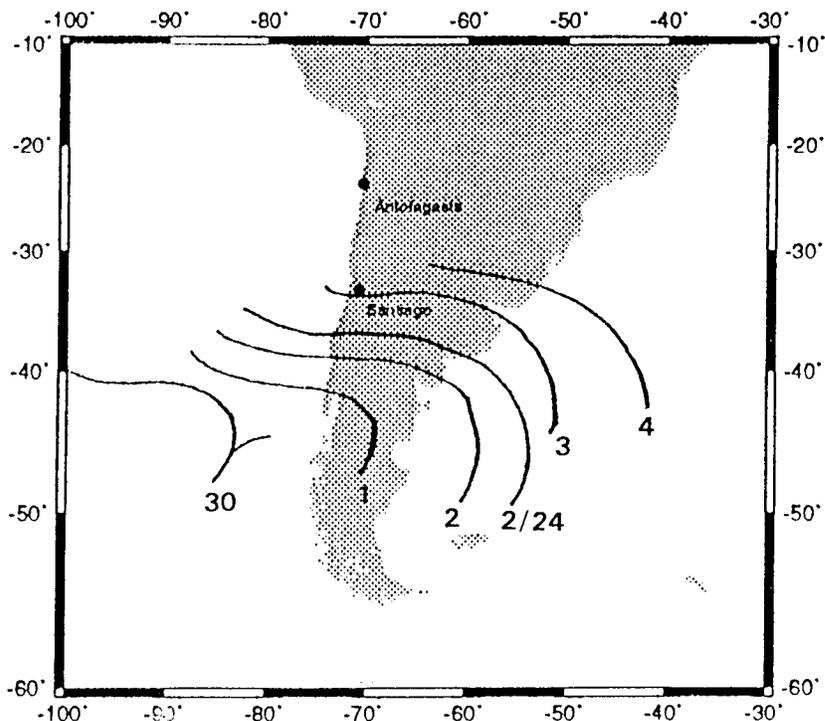


Fig. 10. Isócronas frontales a las 08:00 HL entre el 30 de abril y 4 de mayo de 1993 e isócrona frontal a las 24:00 HL del 2 de mayo.

La Figura 12 muestra el reforzamiento de la inversión de subsidencia en Quintero por advección de aire cálido desde el este entre las 08:00 HL del 2 y 3. Este reforzamiento es consistente con la evolución de la temperatura, la humedad y el viento en la estación Las Vizcachas (Fig. 13). En efecto, la temperatura mínima del día 3 en esta estación estuvo  $5^{\circ}\text{C}$  por sobre la del día anterior y  $10^{\circ}\text{C}$  por sobre el valor climatológico estacional. La simultánea disminución de la humedad relativa y el incremento de la componente este del viento la noche del 2 y la madrugada del 3 sugiere un descenso de aire sobre la ladera andina (efecto Foehn). Este descenso es habitualmente forzado por la convergencia superficial en el sector delantero de una depresión costera que se propaga de norte a sur hasta encontrarse con el frente que se desplaza en sentido contrario hacia la zona central del país (Rutllant, 1994; Rutllant y Garreaud, 1994).

El enfriamiento de la capa comprendida entre 850 y 500 hPa sobre Quintero los días 2 y 3, aunque modesto (alrededor de  $1^{\circ}\text{C}$  en 12 horas) y con temperaturas aun sobre los valores climatológicos, llevó a esa capa a una situación condicionalmente inestable a las 08:00 HL (Fig. 14). Para liberar esa inestabilidad condicional es suficiente un desplazamiento vertical de 1000 metros de la capa comprendida entre 950 y 700 hPa por ascenso orográfico, condición que pudo ser satisfecha por los fuertes vientos observados en la troposfera media en dirección hacia la Cordillera de los Andes (Fig. 11).

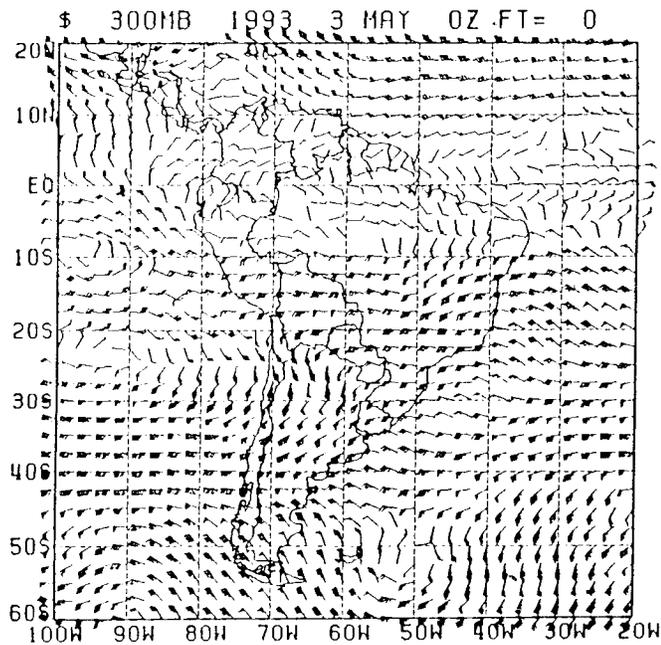
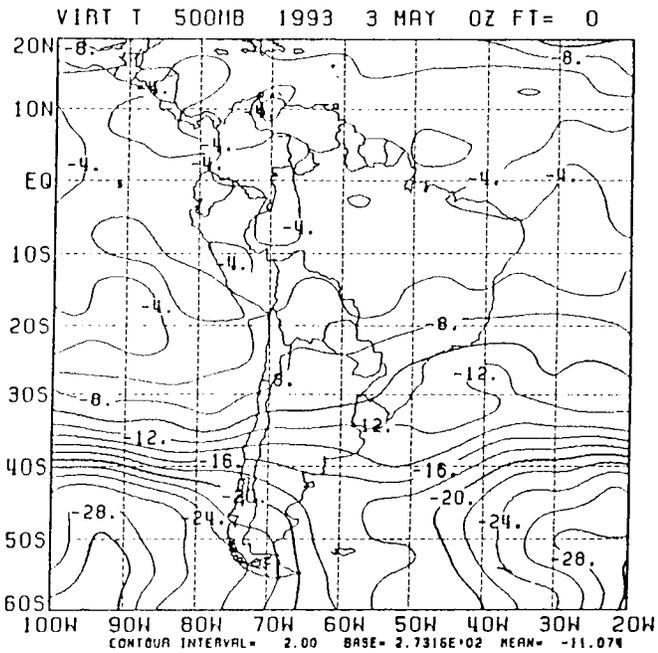


Fig. 11. Temperatura virtual en el nivel 500 hPa (panel superior) y viento en el nivel 300 hPa (panel inferior) para el día 3 de mayo de 1993. Isotermas cada 2°C y vientos en forma estándar. Adaptado de los análisis del NMC, (NOAA).

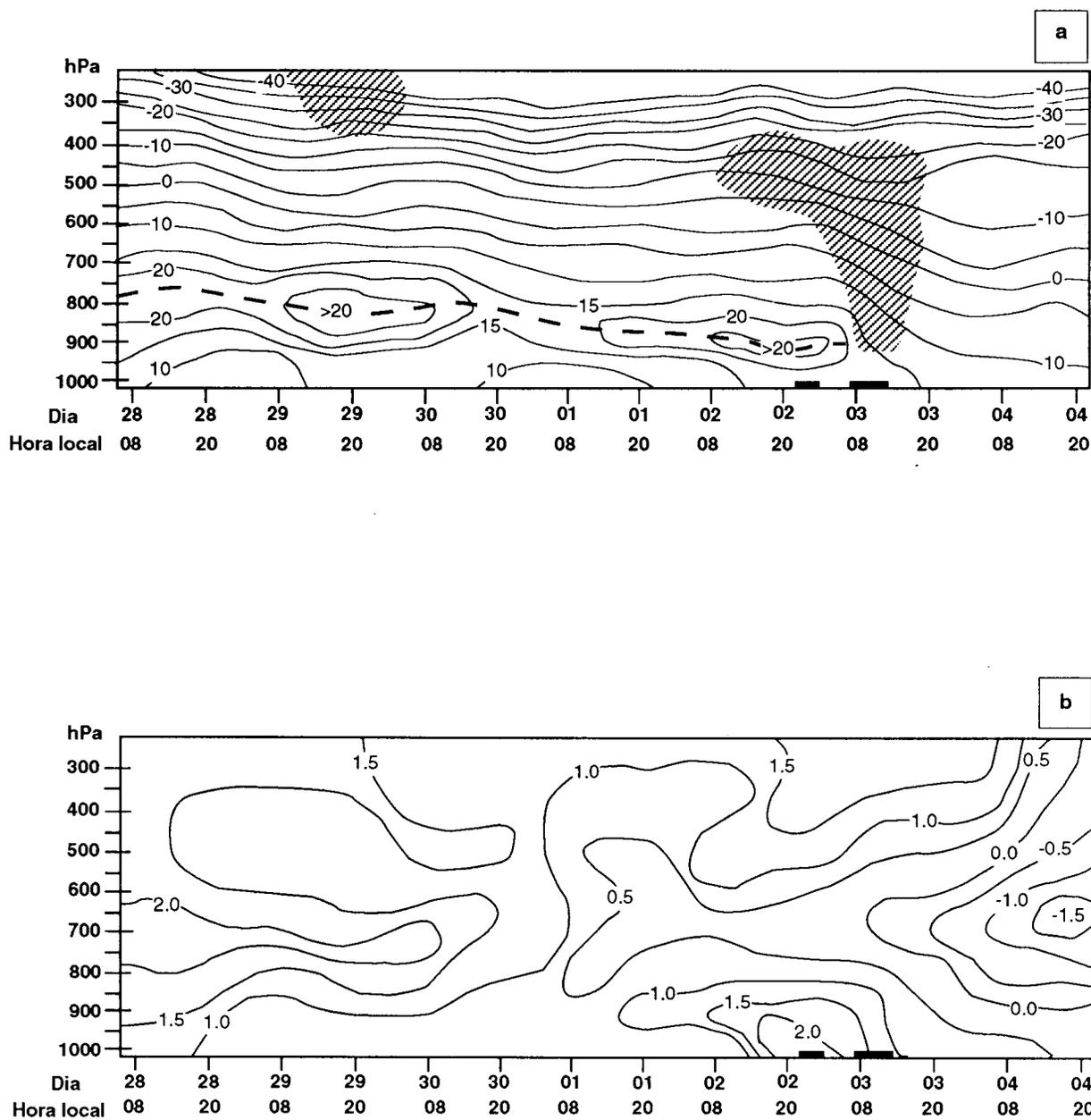


Fig. 12. (a) Corte altura-tiempo de la temperatura del aire medida por el radiosonda de Quintero (observaciones a las 08:00 y 20:00 HL) con isotermas cada 5°C. El tope de la inversión térmica de subsidencia se indica mediante una línea gruesa segmentada. Las áreas sombreadas corresponden a valores de la depresión del punto de rocío inferior a 3°C. (b) Igual que el anterior para las anomalías de la temperatura respecto al promedio climatológico para esta época del año. En ambos paneles las líneas gruesas en el eje horizontal indican el periodo de lluvias en Las Vizcachas.

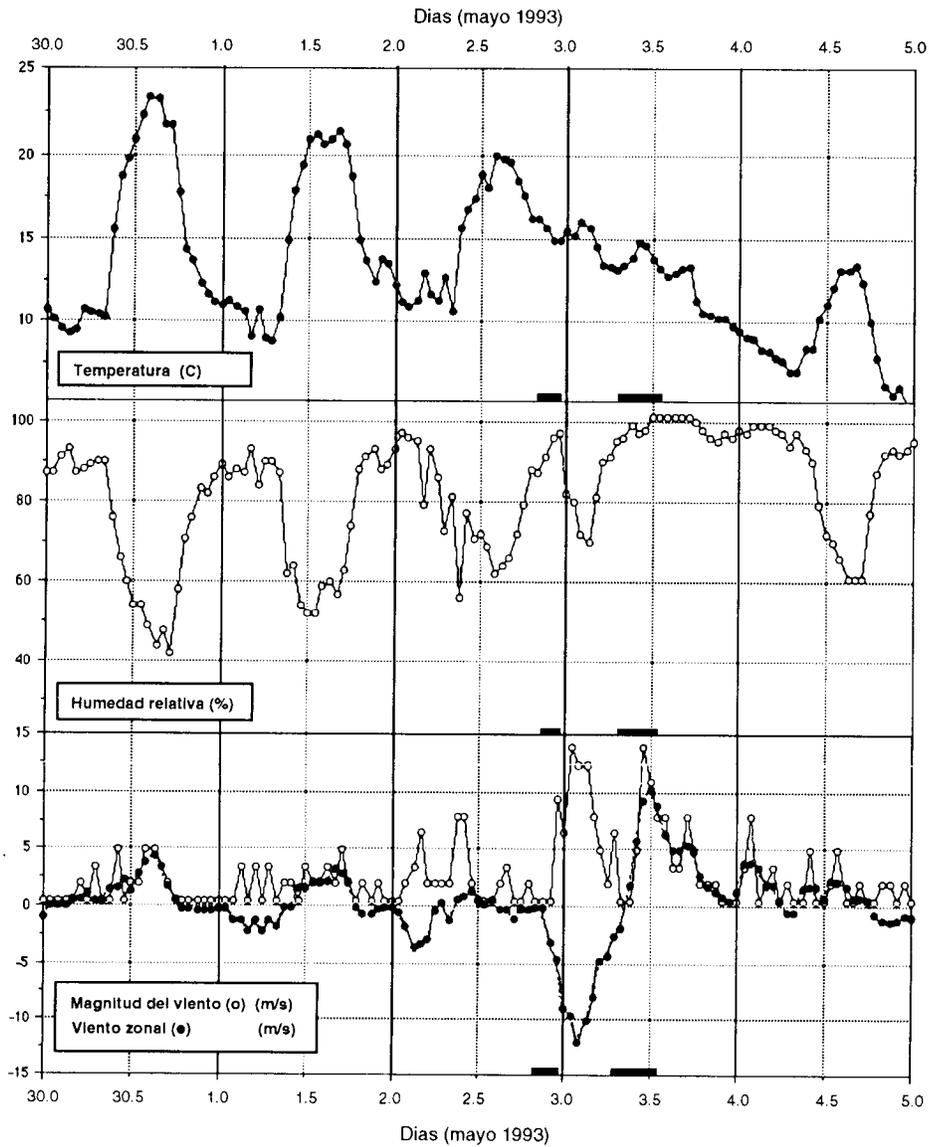


Fig. 13. Valores horarios de la temperatura (panel superior), humedad relativa (panel intermedio), magnitud del viento y su componente zonal (panel inferior) en la estación Las Vizcachas entre el 30 de abril y 4 de mayo de 1993. Las barras horizontales gruesas en los tres paneles corresponden al periodo de precipitación en Las Vizcachas.

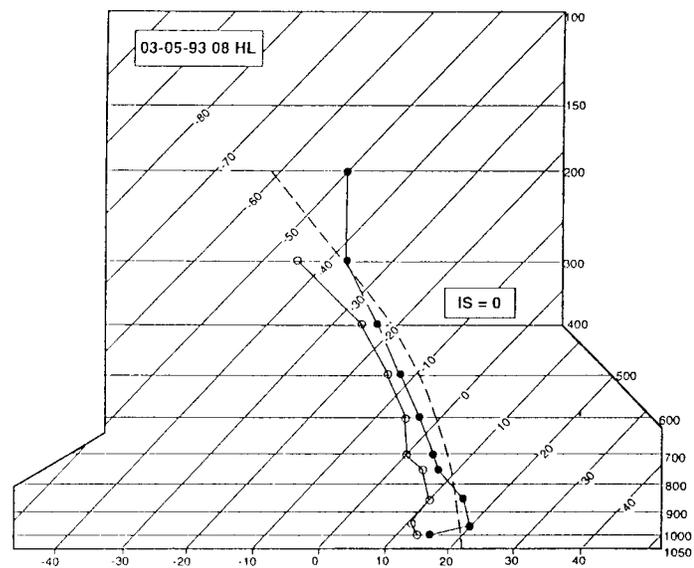
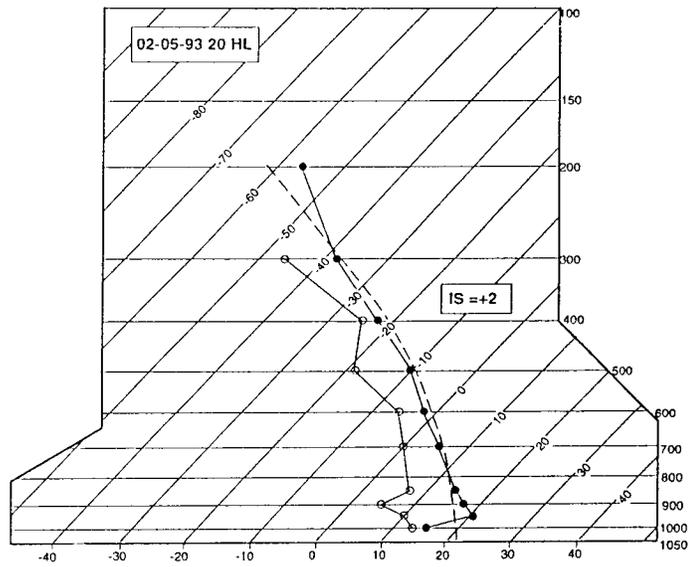


Fig. 14

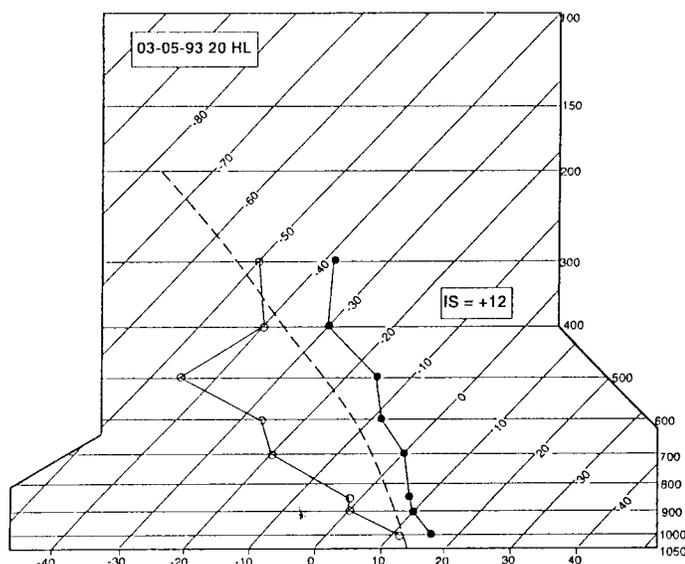


Fig. 14 (Cont.)

Fig. 14. Perfiles verticales de la temperatura del aire (círculos llenos) y temperatura del punto de rocío (círculos vacíos) medidos por el radiosonda de Quintero el día 2 (20:00 HL) y 3 (08:00 y 20:00 HL) de mayo de 1993. En cada uno de los tres sondeos aparece indicado el Índice de estabilidad de Showalter (IS) y la adiabática húmeda empleada en su cálculo.

## 5. Síntesis y discusión

Las precipitaciones que afectaron la costa desértica del norte de Chile durante la madrugada del 18 de junio de 1991 fueron producto de una perturbación frontal fría que alcanzó marginalmente la región de Antofagasta. El anormal avance hacia el norte del aire frío y de la perturbación frontal asociada fue el resultado de un bloqueo al SW del cono sur de América y de un debilitamiento del anticiclón subtropical.

La actividad convectiva asociada con la perturbación frontal fue localmente reforzada por la liberación de la inestabilidad potencial generada en la capa de inversión térmica el día previo a la ocurrencia del aluvión por el efecto combinado del debilitamiento de la inversión de subsidencia asociada al anticiclón subtropical, de la vaguada en altura y de la advección cálida y húmeda bajo la inversión térmica asociada con vientos del NW en superficie.

El mecanismo más probable en el desencadenamiento de esa inestabilidad fue la divergencia en la troposfera alta asociada a la zona de entrada o salida del núcleo de máxima velocidad en la corriente en chorro que muestran las cartas meteorológicas de ese día sobre la región de Antofagasta.

Con el objeto de establecer el periodo de recurrencia de la condición potencialmente inestable de la inversión térmica el día 17 de junio, la Figura 15a muestra la distribución de frecuencia de la diferencia de la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) entre el tope y la base de la inversión de subsidencia a partir de los radiosondeos diarios de Antofagasta (Cerro Moreno) a las 08:00 HL para los meses de junio, julio y agosto en el periodo 1970-1979. Valores negativos de esta diferencia, que representan una condición potencialmente inestable, ocurren en menos de un 5% de los casos, mientras los gradientes verticales negativos de  $\theta_e$  que igualan o exceden el observado en el radiosondeo previo al aluvión ( $1.2^\circ\text{K}/100\text{ m}$ ) sólo se alcanzan en un 2% del tiempo (2 días por periodo invernal).

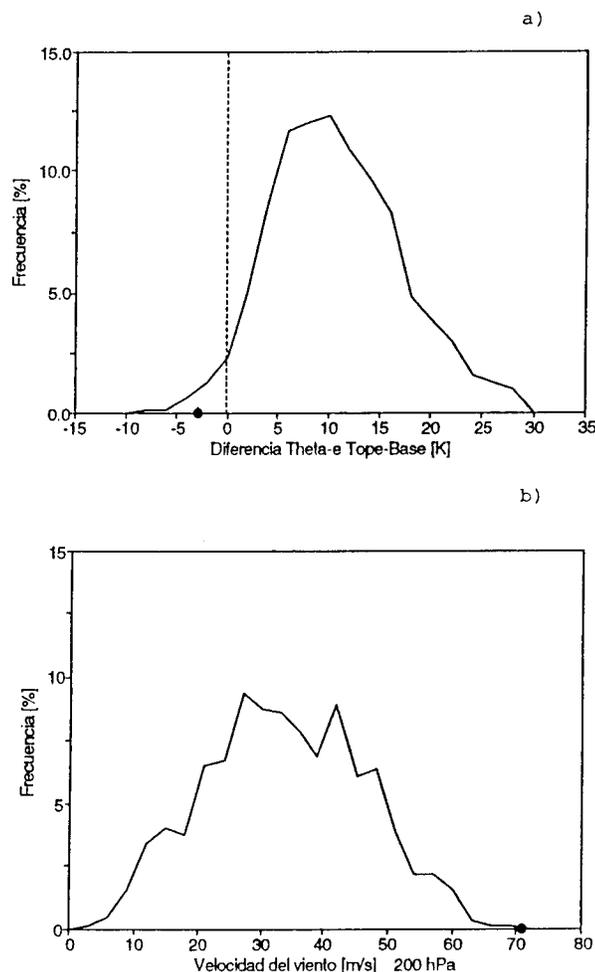


Fig. 15. Frecuencia relativa de la a) diferencia de temperatura potencial equivalente entre el tope y la base de la inversión térmica de subsidencia sobre Antofagasta (panel superior,  $n = 754$ ) y de la b) magnitud del viento en 200 hPa (panel inferior,  $n = 854$ ). Ambas estadísticas fueron obtenidas de las mediciones del radiosonda de Cerro Moreno (0:00 HL) en los meses de junio, julio y agosto, entre 1970 y 1980. Los círculos llenos corresponden a los valores observados de cada variable en el sondeo de las 08:00 HL del 17 de junio de 1991.

La estimación de la frecuencia de ocurrencia de un núcleo de la corriente en chorro sobre la zona de Antofagasta sólo puede hacerse a través del análisis de los vientos troposféricos máximos. La Figura 15b presenta la distribución de frecuencia de la magnitud del viento en 200 hPa sobre Antofagasta empleando la misma muestra que en la estadística anterior. De ella se infiere que una velocidad de  $50 \text{ ms}^{-1}$  en 200 hPa sobre Antofagasta (15 y 16 de junio) sólo se supera durante un 10% del tiempo en los meses de invierno, en tanto la velocidad de  $75 \text{ ms}^{-1}$  (día 17) es un valor extremo que se supera o iguala sólo tres veces durante los 10 años de datos diarios analizados.

La ocurrencia conjunta de valores negativos del gradiente vertical de la temperatura potencial equivalente y de velocidades del viento que exceden o igualan a los registrados durante el aluvión alcanza sólo a 2 casos en 10 años. La imposibilidad de incluir en el cálculo anterior la posición del núcleo de la corriente en chorro favorable a la divergencia del flujo en altura sobre la zona de Antofagasta explica la inconsistencia del valor anterior con un periodo de retorno de 100 años para la intensidad máxima estimada de la precipitación durante ese episodio.

Un posible pronóstico con algunos días de anticipación de situaciones de este tipo resulta difícil ya que en 500 hPa la vaguada fría a 30°S frente a la costa sudamericana parece amplificarse *in-situ* un día antes del aluvión, sin mediar una propagación de anomalías de oeste a este como ha ocurrido en otros episodios de lluvia intensa en la zona central de Chile (Rutllant y Aceituno, 1991).

En el aluvión de Santiago las intensidades registradas (12 mm/hora) fueron más importantes que las acumulaciones en 24 horas, con un periodo de retorno de 25 años. El rasgo más relevante parece haber sido, sin embargo, la alta temperatura en la troposfera sobre la costa occidental de América del Sur. En el mes de abril, anomalías positivas del orden de 2°C en la temperatura superficial del mar se reflejaron con igual signo y magnitud similar en los radiosondeos de Antofagasta y Quintero. Este fenómeno fue responsable del aumento de la altura de la línea de nieve antes y durante el episodio, provocando un incremento del área aportante pluvial de las cuencas andinas de Chile central.

La causa más probable del desencadenamiento de la actividad convectiva en la precordillera estuvo en el ascenso de la capa condicionalmente inestable producto del enfriamiento advectivo entre 850 y 500 hPa y del aire cálido presente por efecto Foehn bajo los 850 hPa. El ascenso fue forzado por el intenso flujo zonal hacia la cordillera. Sin embargo, no es descartable la acción de una corriente en chorro combinada (subtropical y del frente polar) sobre la zona central del país, análogamente a lo ocurrido en Antofagasta.

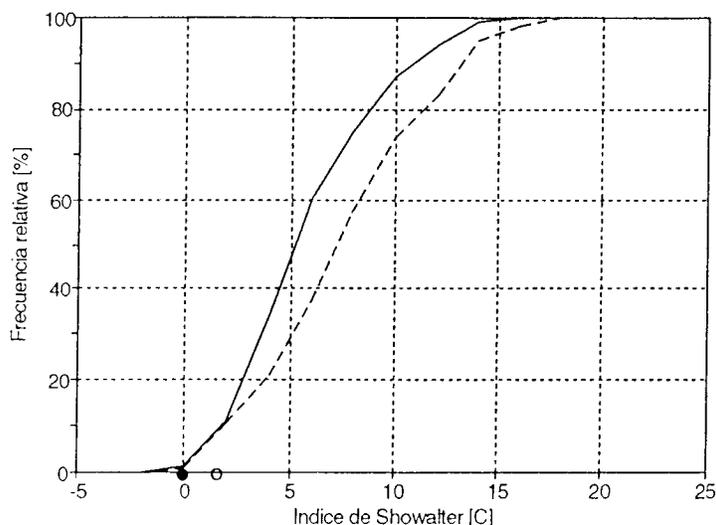


Fig. 16. Frecuencia relativa acumulada del Índice de estabilidad de Showalter (panel inferior) durante el sondeo previo (línea segmentada,  $n = 148$ ) y durante (línea sólida,  $n = 253$ ) los episodios de precipitación en Chile central. Las estadísticas se han obtenido de las mediciones del radiosonda de Quintero en los meses de mayo a septiembre, entre 1970 y 1980. Los círculos llenos (vacíos) corresponden a los valores observados de cada variable en el sondeo de las 08:00 HL del 3 de mayo de 1993 (20:00 HL del 2 de mayo de 1993).

Con el objeto de estimar el periodo de retorno de la inestabilidad convectiva entre 850 y 500 hPa se utilizó el índice de estabilidad de Showalter (IS). Un valor del IS inferior a +3°C indica un posible desarrollo convectivo (AWS, 1969). La Figura 16 presenta la distribución del IS antes y durante el episodio del 3 de mayo a partir de los radiosondeos de Quintero en los meses de

junio, julio y agosto entre 1970 y 1980. El perfil de temperaturas sobre la zona central a las 20:00 horas del día 2 alcanzó un valor de IS de  $+2^{\circ}\text{C}$  en tanto que a las 08:00 horas del día 3 alcanzó un valor de  $0^{\circ}$ , con frecuencias de ocurrencia de 10% y 2%, respectivamente.

El pronóstico de situaciones de este tipo parece posible mediante el seguimiento de la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$ , del grado de inestabilidad de la troposfera baja y de la posible confluencia de los chorros subtropicales y del frente polar sobre Chile central.

En el caso de Antofagasta, el debilitamiento del anticiclón subtropical y la frecuente presencia de bloqueos en el flujo de los oestes al SW del extremo austral del continente son dos condiciones inherentes a la fase cálida de la OS (Rutllant y Fuenzalida, 1991). La segunda de estas condiciones es anómala en cuanto a que la mayor frecuencia de bloqueos en el sector sudamericano ocurre al SE del continente (Trenberth y Mo, 1985). Durante el invierno austral que coincide con la fase de desarrollo de un evento ENOS, la persistencia de anomalías positivas en las presiones y alturas geopotenciales al SW del cono sur del continente americano es consistente en el esquema de teleconexión encontrado por Karoly (1989) entre las anomalías inducidas por el calentamiento anómalo del Pacífico ecuatorial central y las anomalías en la circulación extratropical durante esa fase del evento ENOS. Así, la mayor frecuencia de bloqueos al SW del continente en este periodo respondería a una sintonía entre la circulación hemisférica y el esquema de teleconexión aludido (Rutllant y Fuenzalida, 1991).

Además, aún cuando no todos los bloqueos en Sudamérica responden a una perturbación hemisférica del flujo zonal, configuraciones cuasi-estacionarias como la que muestra la Figura 2a resultan también más frecuentes, al igual que las de número de onda 4, durante las lluvias anómalas en Chile asociadas con la fase de desarrollo de un evento ENOS en el invierno austral (Mo, 1986). Esta sintonía con las perturbaciones tropicales asociadas con el ENSO es la que modifica la fase climatológica de los estados cuasi-estacionarios de número de onda 3 que producen una anomalía positiva en los geopotenciales al SE del continente, en consonancia con la mayor frecuencia de bloqueos en esa posición (Trenberth y Mo, 1985).

Estas anomalías positivas en la circulación atmosférica al SW del continente fueron particularmente persistentes e intensas durante el invierno austral de 1991, en el marco del evento ENOS 1991-1993 (Rutllant *et al.*, 1993).

En el caso de Santiago, si bien las anomalías térmicas en la troposfera tropical a lo largo del Pacífico suroriental son elementos característicos de la fase madura de los eventos cálidos de la OS, asociadas en parte con el desplazamiento de las aguas cálidas desde el Pacífico ecuatorial central hacia las costas de Sudamérica (Aceituno, 1988), éstas rara vez alcanzan latitudes subtropicales. En este sentido cabe recordar que tanto los ingredientes de un evento ENOS como sus impactos climáticos a través del mundo varían significativamente de un evento a otro, probablemente debido a otros forzantes que no han sido aún debidamente considerados.

En términos de la asociación de estos aluviones y crecidas extraordinarias de ríos en la zona central de Chile con los eventos ENOS, un estudio reciente (Garreaud *et al.*, 1995) demuestra que la ocurrencia de intensidades de precipitación superiores a 5 mm por hora es del orden de siete veces superior durante los eventos ENOS en relación a los inviernos australes en que esta condición anómala no se presenta. Esto es consistente con los registros históricos de aluviones y crecidas en Chile central durante los últimos dos siglos (Garreaud *et al.*, 1995).

### Agradecimientos

Deseamos agradecer sinceramente al National Meteorological Center de la NOAA por proporcionar los análisis detallados de las situaciones estudiadas, a la Dirección Meteorológica de Chile

por los datos de superficie y altura utilizados en este trabajo y al Dr. Patricio Aceituno cuyos comentarios fueron particularmente valiosos. Se agradece además las observaciones de uno de los revisores anónimos que fueron especialmente útiles para la versión final del trabajo.

Este estudio ha sido parcialmente financiado por el Proyecto FONDECYT 1950586 y la Dirección General de Aguas.

#### REFERENCIAS

- Aceituno, P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505-524.
- Aceituno, P. y F. Vidal, 1990. Variabilidad interanual de los caudales de los Ríos Andinos en Chile central en relación a la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico central. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, **5**, 1-17.
- Aceituno, P. y J. Rutllant, 1992. Westerly wind anomalies in the central Pacific and rainfall episode in central Chile. Proceedings of the *Sixteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, pp. 41-46. Los Angeles, California.
- Ayala, L., A. López, A. Tamburrino y G. Vera, 1994. Aspectos hidrometeorológicos e hidrodinámicos de algunos eventos aluvionales recientes en Chile. *XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, **3**, 39-51. Noviembre 1994. Santiago, Chile.
- AWS, 1969. Use of the Skew T and Log P Diagrams in Analysis and Forecasting. *Air Weather Service. Manual AWSM*, 105-124. USA.
- Brill, K., L. Uccellini, R. Burkhart, T. Warner y R. Anthes, 1985. Numerical simulations of a transverse indirect circulation and low-level jet in the exit region of an upper-level jet. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1306-1320.
- CDB: *Climate Diagnostics Bulletin*, NOAA, USA, June 1991 and May 1993.
- Fuenzalida, H., 1971. Climatología de Chile, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 90 pp. Santiago, Chile.
- Garreaud, R., 1992. Estimación de la línea de nieves en cuencas andinas de Chile central. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, **7**, 21-32.
- Garreaud, R., 1993a. Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central. M. Sc. Tesis. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Garreaud, R., 1993b. Impacto de la variabilidad de la línea de nieve en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile central. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. pp. 271-285, Octubre 1993. Concepción, Chile.
- Garreaud, R., P. Aceituno, J. Rutllant, 1995. Análisis de la vulnerabilidad del sector oriente de la ciudad de Santiago ante la ocurrencia de aluviones y crecidas, Región Metropolitana., Cap. 3: Climatología e Hidrología, 35 pp. Estudio solicitado por el Ministerio de Obras Públicas.
- Hordij, J. y S. Bordón, 1987. Localización de las corrientes en chorro en relación con los frentes en superficie en América del Sur. II Congreso Interamericano de Meteorología, pp 6.11.1-6.11.5, diciembre 1987, Bs. As. Argentina.
- Karoly, D. J., 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *J. Climate*, **2**, 1239-1252.

- Lettau, H. y K. Lettau, 1978. Exploring the World's driest climate. Report 101 IES, University of Wisconsin, Madison, USA.
- Mo K. C., 1986. Quasi-stationary states in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 808-823.
- Ogaz, P. y H. Fuenzalida, 1981. Acerca de un paso frontal y sus manifestaciones en el litoral árido del norte de Chile. *Tralka*, **2**, 19-38.
- Rutllant, J., 1985. Natural desertification mechanisms along the arid west coast of South America. Proceeding of the *International Workshop on Sand Transportation and Desertification in Arid Lands*, Khartoum, Sudan, pp. 235-252.
- Rutllant, J. y P. Aceituno, 1991. Southern Hemisphere circulation signals in connection with rainfall forecasting in central Chile. Internal Report IC/91/64. *International Center for Theoretical Physics*, Trieste, Italia, pp. 20.
- Rutllant, J. y H. Fuenzalida, 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*. **11**, 63-76.
- Rutllant, J., P. Aceituno y A. Montecinos, 1993. Análisis comparativo de aspectos atmosféricos para los eventos de El Niño/Oscilación del Sur de 1982-83, 1986-87 y 1991-92. *Invest. Pesq. (IFOP-CHILE)* **37**, 45-54.
- Rutllant, J., 1994. On the generation of coastal lows in central Chile. Internal Report IC/94/167. *International Center for Theoretical Physics*, Trieste, Italia, pp. 20.
- Rutllant, J. y R. Garreaud, 1995. Meteorological air pollution potencial for Santiago, Chile: towards an objective episode forecasting. *Environmental Monitoring and Assessment*, **34**, 223-244.
- Trenberth, K. E. y K. C. Mo, 1985. Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 3-21.
- Uccellini, L. y D. Johnson, 1979. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682-703.