

Precipitación estival en los Andes de Chile central: aspectos climatológicos

RENE GARREAUD y JOSE RUTLLANT

Departamento de Geofísica. Universidad de Chile, Casilla 2777, Santiago, Chile

(Manuscript received July 9, 1996; accepted in final form March 10, 1997)

RESUMEN

Con el objeto de caracterizar estadística y sinópticamente episodios de precipitación estival andina en Chile central y su impacto en el régimen de los ríos de la zona, se definieron 94 eventos de lluvia para los trimestres de verano entre 1970 y 1992. Para ello se utilizaron registros diarios de precipitación en 4 estaciones sobre los 2000 m de altitud y caudales medios (1980-1990) en dos estaciones fluviométricas precordilleranas de los ríos Aconcagua y Maipo.

Los patrones meteorológicos característicos durante esos eventos se determinaron mediante compuestos presión-tiempo de las anomalías de la temperatura, humedad y viento en Quintero y Mendoza (estaciones de radiosondeo) y a través de análisis objetivos del Centro Europeo de Pronóstico de Plazo Mediano (ECMWF).

Sobre la base de la magnitud de la componente zonal del viento a 500 hPa sobre Quintero (tope de la cordillera) se clasificaron los episodios de lluvia en dos categorías: aquellos con flujo del oeste intenso (PW) y los asociados con un flujo del oeste débil o invertido (del este) (PE).

En los casos PW la advección de humedad está asociada con una profunda vaguada extratropical frente a la costa chilena. El debilitamiento de la inversión de subsidencia, el refuerzo del flujo zonal y la divergencia de la troposfera alta posibilitan la advección de aire húmedo ladera arriba y el subsecuente desarrollo convectivo.

En los eventos PE la zona central del país queda al suroeste de un eje de una vaguada de onda corta y muy inclinada sobre la cordillera en dirección NW-SE, con gradientes béricos débiles y una frecuente baja segregada al N-NE del área de estudio. El aire frío asociado con la vaguada en la troposfera alta y el calentamiento en capas bajas producto de un efecto Föhn reducen la estabilidad estática, generando condiciones potencialmente inestables. La advección de aire húmedo en este caso es desde el este. Centrada alrededor de los 700 hPa sobre Mendoza.

La precipitación es convectiva, distribuyéndose típicamente en 5 a 6 episodios en el trimestre DEF. Las duraciones características van de 1 a 7 días con totales diarios que raramente exceden los 10 mm. No se encontraron diferencias significativas en los montos de precipitación entre los episodios PW y PE.

ABSTRACT

Aiming at the statistical and synoptical characterization of summer precipitation events in the andean portion of central Chile and their impact on the local river discharge, 94 summer rainfall events within the period 1970 - 1992 were defined. For that purpose daily rainfall records in 4 stations above 2000 m elevation and daily average runoff data (1980-1990) in 2 pre-andean stations of the Aconcagua and Maipo watersheds, were utilized.

The characteristic weather patterns during those events were determined through pressure-time composite of temperature, relative humidity and wind anomalies at Quintero and Mendoza (radiosonde stations) and through objective analyses from the European Center for Medium Range Weather Forecasting.

Considering the magnitude of the zonal wind component at 500 hPa over Quintero (top of the mountain range), the rainfall events were classified into two categories: those with a strong westerly flow (PW) and those associated with weak or inverted (easterly) westerly flow (PE).

In the PW cases the moisture advection is associated with a deep extratropical trough off central Chile. The decay of the subsidence inversion, the strengthening of the westerly flow and the upper-troposphere divergence favor the upslope moisture advection and the subsequent onset of convection.

In the PE cases central Chile stays to the SW of a short-wave trough with its axis strongly tilted in a NW-SE direction, with weak geopotential gradients and a frequent cut-off low to the N-NE of the study area. The cold air associated with the upper air trough and the warming of the lower troposphere due to a Foehn effect reduce the static stability resulting in potentially unstable conditions. The moisture advection in this case is from the east, centered at about 700 hPa over Mendoza.

The precipitation is convective, being typically distributed into 5 to 6 episodes in the DJF season. Characteristic episode durations range from 1 to 7 days with daily totals very seldom exceeding 10 mm. No significant differences were found in the rainfall amounts between PW and PE episodes.

1. Introducción

La cordillera de los Andes en Chile central presenta frecuentemente nubosidad cumuliforme después del mediodía durante el verano austral. El amplio dominio de condiciones anticiclónicas en esta época del año, restringe los escasos episodios de precipitación casi exclusivamente al sector cordillerano.

A pesar de que estas lluvias de verano representan menos del 5% del total anual, su carácter convectivo produce riesgos de aluviones, desprendimientos de rocas, crecidas estivales y tormentas eléctricas que afectan actividades de importancia económicas en lugares donde la mayor parte de la precipitación anual ocurre en forma de nieve.

Este trabajo aborda aspectos climatológicos de la precipitación estival sobre los Andes de Chile central; establece su impacto en el régimen fluviométrico de los ríos andinos de la zona y caracteriza las condiciones meteorológicas de escala sinóptica más recurrentes durante la ocurrencia de episodios de más de un día de duración.

2. Antecedentes

Entre los 32° y 35°S, los Andes se presentan como una delgada cadena montañosa orientada en dirección norte-sur, con altitudes que superan en promedio los 4000 metros y cumbres que alcanzan sobre los 5500 msnm (Fig.1). La anchura media del relieve sobre los 2000 y 3000 m de altitud es de 160 y 90 km, respectivamente.

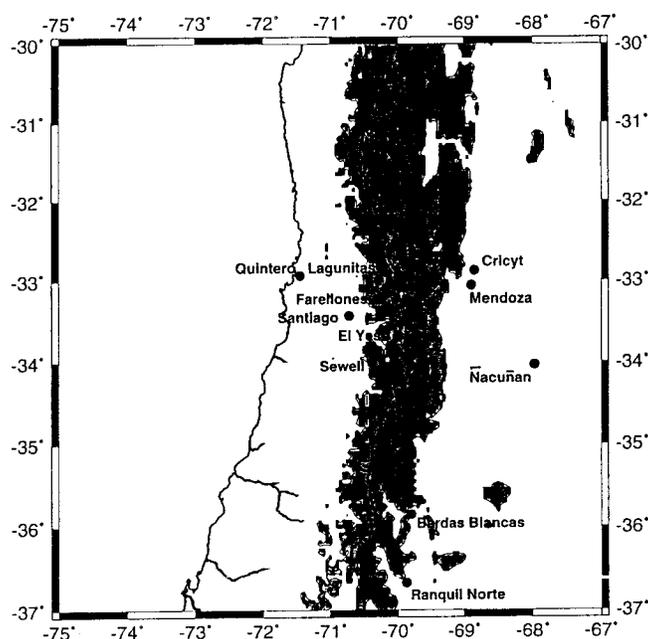


Fig. 1. Topografía de la Cordillera de los Andes entre los 30° y 36°S. Altitudes (h) en metros: blanco = $h < 2000$, gris = $2000 < h < 4000$, negro = $h > 4000$

El flujo troposférico de gran escala que domina por sobre los 850 hPa es del oeste durante todo el año, tanto a sotavento como a barlovento. La intensidad media del flujo zonal en 500 hPa, según datos del radiosonda de Quintero (32.8°S, 71.5°W, 10 msnm), fluctúa entre 9.5 ms^{-1} en febrero y 15.7 ms^{-1} en junio.

Imágenes satelitales en el visible e infrarrojo muestran que la actividad convectiva estival en la cordillera presenta alrededor de las 18 horas (hora local:HL) una cobertura espacial máxima del orden del 60% del macizo andino, y temperaturas de los toques nubosos por debajo de -30°C . El marcado ciclo diario de la cobertura de nubes y de la temperatura de sus toques se ilustra en la Figura 2, que representa diferencias medias de estas variables para enero entre las 14 HL y las 08 HL, obtenidas a partir de datos trihorarios del ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Program; Rossow y Schiffer, 1991).

La orientación meridional de la Cordillera de los Andes constituye en los subtropicos una barrera que separa dos regimenes meteorológicos diferentes durante el período estival. El dominio del anticiclón subtropical del Pacífico suroriental al oeste del macizo andino se ilustra en la Figura 3a a través de los perfiles medios de la temperatura del aire y del punto de rocío (T y T_d) obtenidos del radiosonda de Quintero.

La inversión térmica de subsidencia tiene en promedio su tope alrededor de los 800 hPa y una persistencia de más del 90% del tiempo durante la estación estival (Rutllant, 1994). El contenido total de vapor de agua en la columna de aire, que alcanza en promedio los 18 mm, se concentra en la capa marina por debajo de la base de la inversión.

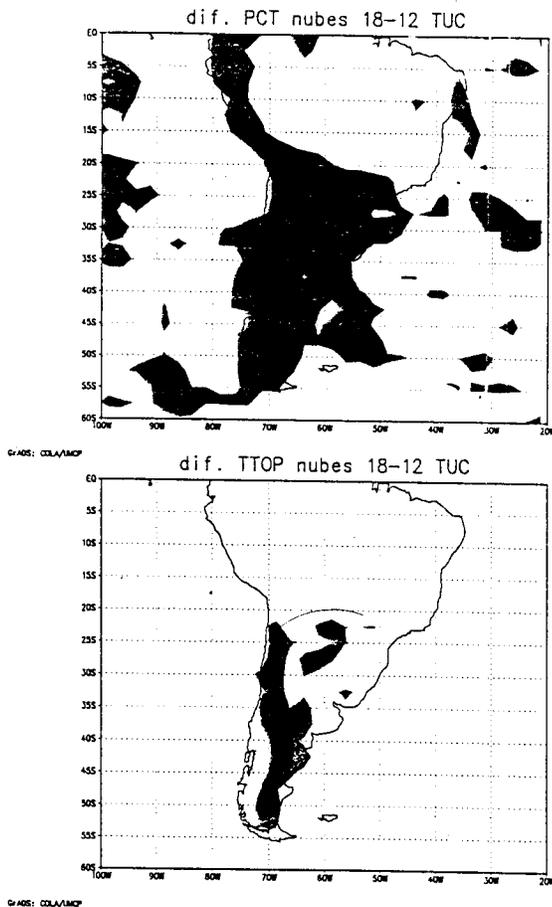


Fig. 2. Diferencias climatológicas para el mes de enero entre las 18 y las 12 TUC (18 y 08 HL) del porcentaje cubierto por nubes (panel superior, sombreado claro: 10%, sombreado oscuro: 20%) y temperatura del tope de la nubosidad (panel inferior, sombreado claro: -10°C, sombreado oscuro: -20°C). Fuente: ISCCP.

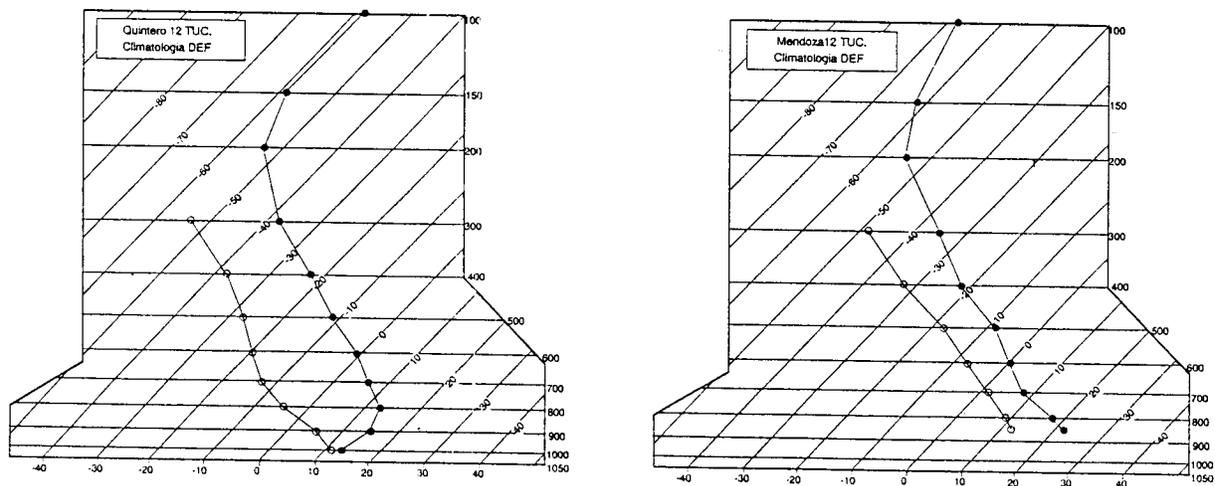


Fig. 3. Perfiles medios de temperatura (círculos cerrados) y temperatura del punto de rocío (círculos vacíos) a las 12 TUC (08 HL) durante diciembre, enero y febrero para a) Quintero y b) Mendoza.

En la vertiente andina oriental frente a Chile central las condiciones meteorológicas en la troposfera inferior están controladas por la depresión del noroeste argentino (DNOA), que alcanza su máxima intensidad y persistencia durante la estación estival (Lichtenstein, 1980). Esta configuración bórica, de origen térmico-orográfico, se desarrolla a sotavento de los Andes sobre la zona central del continente (Schwerdtfeger, 1976). La precipitación en esta región, que se concentra mayoritariamente en los meses de verano (Ereño y Hoffmann, 1978), es de tipo convectivo.

Los perfiles de T y T_d obtenidos del radiosonda de Mendoza (32.9°S, 68.8°W, 828 msnm), se muestran en la Figura 3b, destacándose el fuerte calentamiento superficial y los altos niveles de humedad, con un contenido total de agua precipitable superior a los 25 mm. El carácter de la precipitación en esta zona es consistente con la inestabilidad potencial que se presenta, en promedio, en la mitad inferior de la troposfera. Sobre Chile central, en cambio, esta condición sólo se advierte marginalmente en una capa cercana al tope de la inversión térmica (Fig. 4).

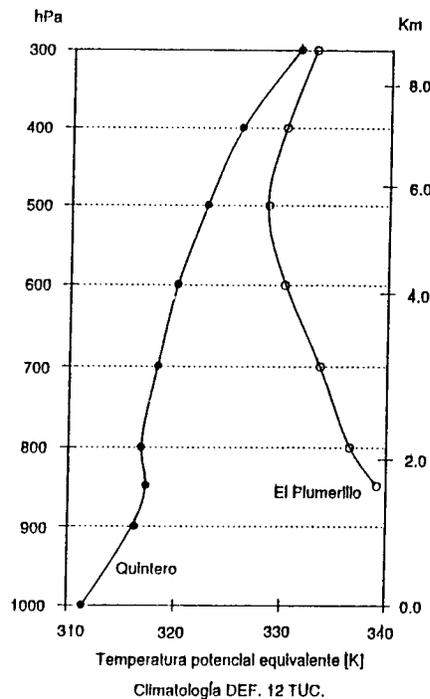


Fig. 4. Perfil climatológico de la temperatura potencial equivalente a las 12 TUC (08 HL) durante diciembre, enero y febrero para Quintero (círculos llenos) y Mendoza (círculos vacíos).

3. Datos

La selección de episodios de precipitación se realizó sobre la base de registros pluviométricos diarios en cuatro estaciones (Fig. 1) ubicadas sobre los 2000 m de altitud en la vertiente andina occidental central (32°-34°S). Para los meses de diciembre, enero y febrero (DEF) entre 1970 y 1992, se seleccionaron 94 casos de dos o más días consecutivos cuando al menos en una de las cuatro estaciones se registró una precipitación superior a 0.1 mm.

La Tabla 1 indica, para cada estación, la precipitación media que se acumula en el trimestre de verano, el número de días con precipitación y el número de episodios de precipitación. Las diferencias que se aprecian entre estaciones se originan en un importante número de lluvias de sólo un día en Lagunitas, las que aparentemente resultan de observaciones más precisas en ese lugar.

El impacto de estas lluvias estivales en los ríos andinos de Chile central se estudió a través de registros de caudales medios diarios en dos estaciones fluviométricas precordilleranas de los ríos Aconcagua y Maipo (Tabla 2), para el periodo 1980-1990.

La caracterización de la estructura troposférica sobre Chile central durante los episodios de precipitación se realizó mediante análisis compuesto de secciones presión-tiempo de las anomalías de temperatura, humedad relativa, altura geopotencial y viento obtenidos de los radiosondeos diarios de Quintero, entre 1970 y 1980. La serie diaria de los vientos (dirección y magnitud) en 500 hPa se extendió hasta 1992.

Tabla 1. Estaciones pluviométricas.

Estación	Latitud	Longitud	Cota (msnm)	PPmed (mm)	MEmed	NDmed
Lagunitas	33°04'	70°15'	2765	30	6	11
Farellones	33°20'	70°18'	2405	18	4	6
Emb. El Yeso	33°41'	70°06'	2475	20	3	4
Sewell	33°05'	70°23'	2155	16	2	2

Table 2. Estaciones fluviométricas.

Estación	Latitud	Longitud	Cota (msnm)	Area (km ²)
Aconcagua en Chacabuquito	32°50'	70°34'	1030	2400
Maipo en las Melosas	33°50'	70°12'	1527	1488

Los patrones espaciales en las anomalías de temperatura, humedad relativa y altura geopotencial en 500 y 850 hPa durante los eventos de lluvia fueron obtenidos de los análisis diarios del Centro Europeo de Pronóstico de Mediano Plazo (ECMWF).

4. Episodios de Precipitación Estival en la Cordillera de los Andes de Chile Central

a. Caracterización estadística

La precipitación estival en la vertiente occidental de la cordillera de los Andes de Chile central se manifiesta en forma episódica, ocurriendo en promedio entre 5 y 6 eventos por verano. La duración de estos episodios varía entre 1 y 8 días, con un valor modal de 2.5.

La distribución de las duraciones observadas en Lagunitas se presenta en la Figura 5, donde alrededor del 70% de los casos corresponden a episodios de 1 y 2 días. Por otra parte, los episodios de 4 ó más días de duración concentran solamente el 20% de los casos, aunque ellos representan cerca del 50% de los días con precipitación y afectan al menos a 3 de las 4 estaciones pluviométricas consideradas en este estudio (Tabla 3).

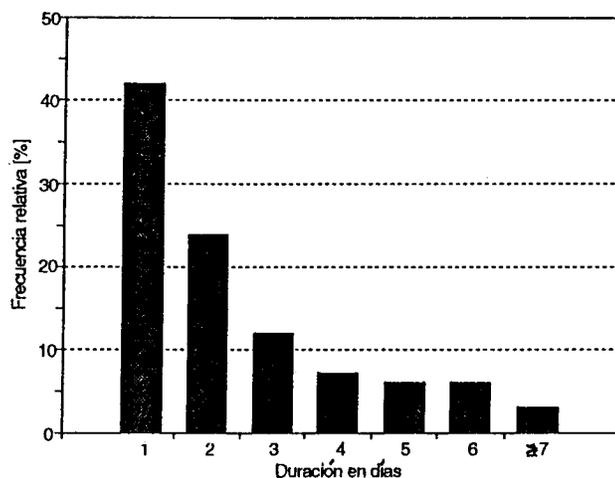


Fig. 5. Distribución empírica de la duración (en días) de los episodios de precipitación de verano en la estación Lagunitas.

Tabla 3. Número de estaciones afectadas por precipitación según duración de los episodios. Valores en % relativos a números de episodios por categoría de duración.

Duración	Número de estaciones involucradas			
	1	2	3	4
1 día	79	13	5	3
2 días	48	24	19	10
3 días	20	40	27	13
4 días	0	33	33	33
5 días	0	0	60	40
6 días	0	0	60	40
≥ 7 días	0	0	33	67

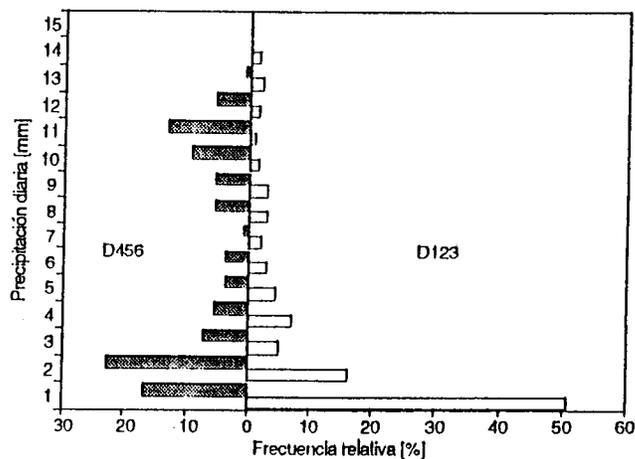


Fig. 6. Distribución empírica de la magnitud de la precipitación diaria (mm/día) en la estación Lagunitas para episodios cortos (1, 2 y 3 días, barras vacías) y episodios largos (4 ó más días, barras llenas).

Con el objeto de determinar los intervalos más significativos en la magnitud de las lluvias la Figura 6 muestra la distribución de frecuencias de la precipitación diaria en Lagunitas, para las submuestras de episodios cortos (1, 2 y 3 días) y largos (4 ó más días). Los episodios de corta duración están constituidos por días en que la precipitación acumulada no supera los 5 mm en el 85% de los casos. En los días que forman parte de los episodios de mayor duración aún existe un predominio de valores bajo los 5 mm/día, aunque días con precipitación sobre los 10 mm representan el 25% del total. En particular, en un 65% de las ocasiones, los episodios de 4 ó más días de duración incluyen al menos un día con precipitaciones superiores a los 10 mm.

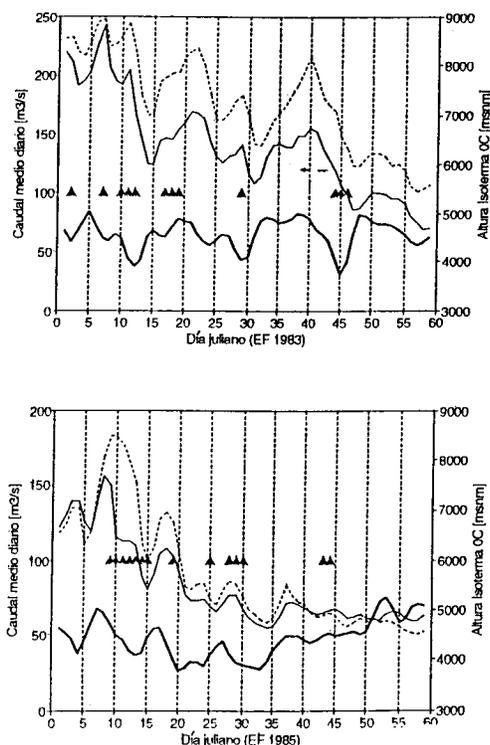


Fig. 7. Caudales medios diarios durante enero y febrero de 1983 (panel superior) y 1985 (panel inferior) en las estaciones Maipo en las Melosas (línea sólida fina) y Aconcagua en Chacabuquito (línea segmentada). También se indica la serie de valores diarios de la altura de la isoterma 0°C (línea sólida gruesa) y los episodios de precipitación (triángulos).

b. Impacto en el régimen fluviométrico estival

El impacto de los episodios de lluvia estival en los regímenes de descarga de los ríos andinos de Chile central está determinado por la superficie, altitud media y tiempo de concentración de las cuencas respectivas. En esta zona, las cuencas andinas más grandes presentan una superficie superior a los 1500 Km², la mitad de las cuales están aproximadamente bajo los 2000 msnm. El tiempo de concentración es del orden de las 12 horas, de manera que el impacto de episodios de precipitación como los descritos aparece muy atenuado en los caudales medios diarios.

La Figura 7 muestra los caudales medios diarios de enero-febrero para dos estaciones fluviométricas precordilleranas a altitudes de 1000 y 1400 m, respectivamente. La Figura 7 incluye también la altitud de la isoterma 0°C, que define el límite superior de la precipitación líquida.

Superpuesto a la tendencia estacional de los caudales, ambas cuencas presentan una variabilidad interdiaria coherente con cambios en la altura de la isoterma 0°C, con un retardo entre 1 y 2 días inherente a los procesos de derretimiento-escorrentía (Martinez, 1985).

En pequeñas cuencas o quebradas de área inferior a 300 Km² con tiempos de concentración cercanos o inferiores a 6 horas y ubicadas sobre los 2000 msnm, las tormentas convectivas de verano pueden ocasionar las únicas crecidas pluviales durante el año, con un impacto mucho mayor que en el caso de las cuencas más grandes (Lara, 1995).

5. Patrones Atmosféricos

a. Clasificación de episodios

La Figura 8 muestra la distribución para Quintero de frecuencias de la dirección y magnitud media del viento en 500 hPa para el total de días de verano (N=850) y la submuestra de días con precipitación (n=92) entre 1970 y 1980.

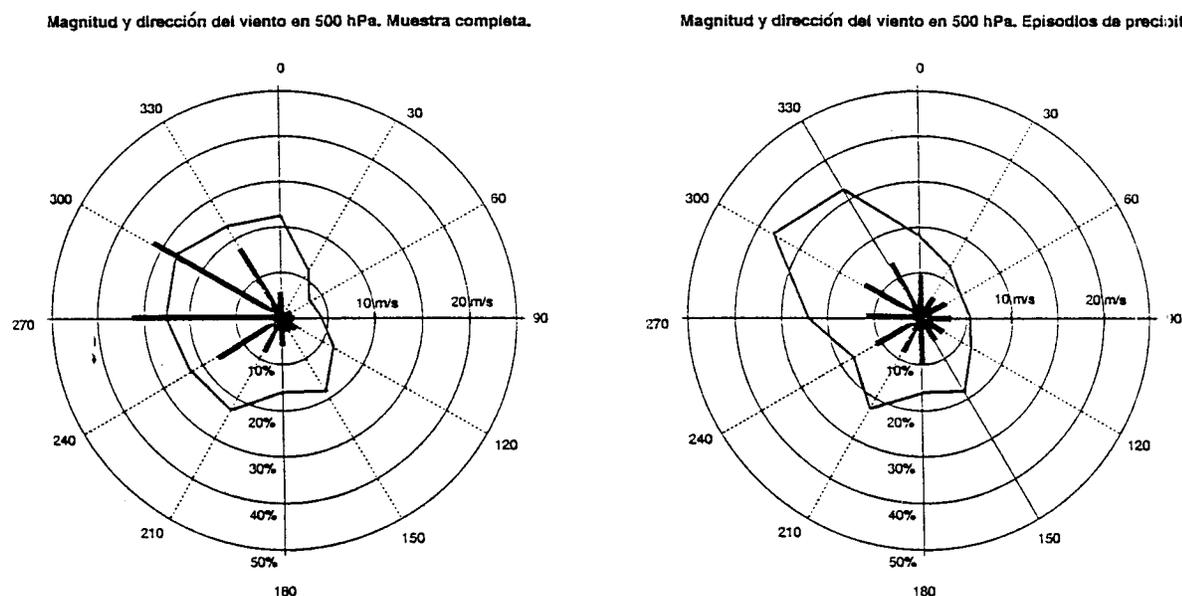


Fig. 8. Rosas de vientos en 500 hPa (Quintero) para todos los días de verano (panel izquierdo) y para la submuestra de días con precipitación estival (panel derecho). Las barras representan la frecuencia relativa observada en cada dirección y la línea continua la magnitud media correspondiente.

La distribución de direcciones durante los episodios de lluvia resulta más uniforme y con un 35% de casos con componente del este que contrasta con el 6% de la climatología. Por otro lado, la magnitud de los vientos de dirección W-NW aumenta en los días con precipitación en más de un 30% respecto de los valores climatológicos.

Estos rasgos, que parecen explícitamente en la representación polar del viento (Figura 9), sugieren una clasificación de los episodios de precipitación de acuerdo al flujo zonal en la troposfera media sobre Chile central. Así, se han definido dos grupos: el primero, que comprende un 60% de los casos, está asociado con una componente zonal del oeste intensa (PW); el segundo incluye los episodios que coinciden con componentes del este (PE), u oeste débil.

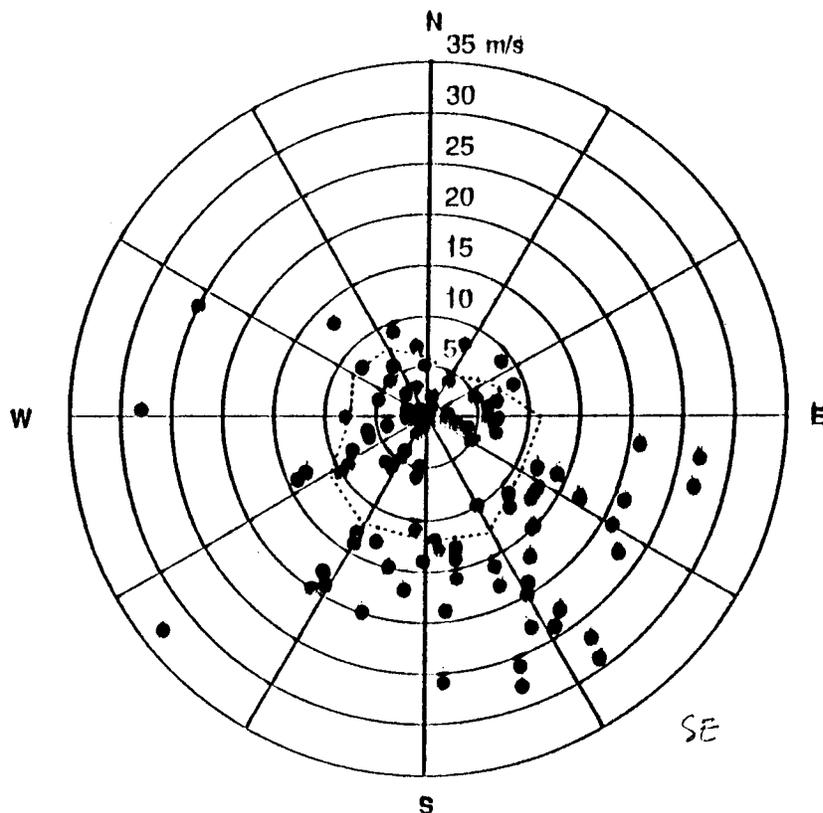


Fig. 9: Representación polar del viento en 500 hPa (Quintero) durante los días con precipitación estival. La línea segmentada corresponde a la magnitud climatológica en cada dirección.

Este criterio de clasificación se valida al comprobar el grado de similitud en los patrones atmosféricos de episodios individuales dentro de cada grupo.

La Figura 10 muestra los campos compuestos de altura geopotencial en 500 hPa para 5 casos PW y 10 casos PE que ocurrieron dentro del período en que se dispuso de análisis meteorológicos diarios del ECMWF. En ambos compuestos la circulación de la troposfera media sobre la región subtropical de Sudamérica aparece dominada por una vaguada orientada en dirección NW-SE. En el compuesto para los casos PW la zona central de Chile queda en la zona de prevaguada, con vientos intensos del NW en 500 hPa. En los episodios PE, en cambio, los gradientes béricos son débiles, con una baja segregada o vaguada de onda corta de eje NW-SE muy inclinada al norte de Quintero, dejando a la zona de estudio en una condición de predorsal.

En general no se advierte una preferencia marcada en la ocurrencia de algún patrón de precipitación que diferencie los episodios PW o PE, salvo una tendencia de la lluvia a extenderse de sur a norte en los casos PW y al revés en los PE. Esto sugiere que la duración, extensión espacial y magnitud de las lluvias están en buena medida condicionadas por la topografía y por la persistencia de la configuración meteorológica que las produce.

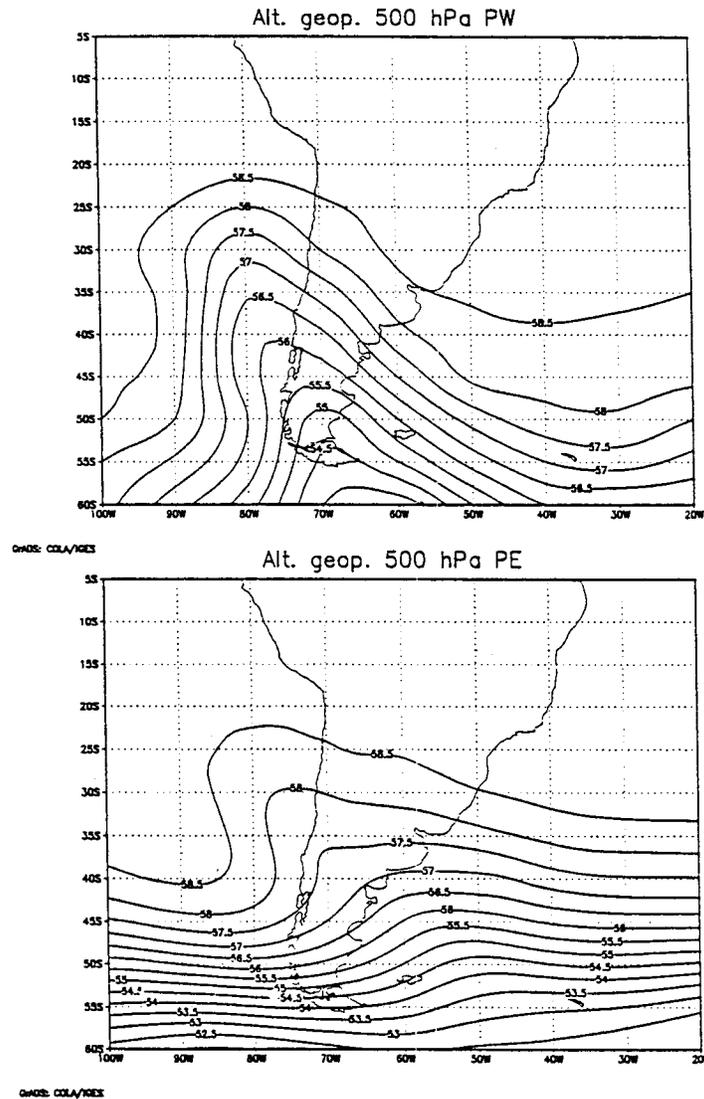


Fig. 10. Compuesto de altura geopotencial en el nivel 500 hPa para episodios PW (panel superior) y episodios PE (panel inferior). Las isohipsas están rotuladas en hm.

b. Episodios de precipitación PW

El paso de la vaguada sobre Chile central durante este tipo de episodios se ilustra en la Figura 11a, donde se observa que las anomalías de la altura geopotencial se extienden a través de toda la troposfera sobre Quintero. El débil carácter baroclínico de esta perturbación se advierte en el desfase de los mínimos de altura geopotencial cerca de la superficie que ocurren unas 48 horas antes de la lluvia, respecto de los de la troposfera media y alta que ocurren en las 12 horas siguientes al término del episodio.

Consistente con el comportamiento de las alturas geopotenciales, los vientos del NW se intensifican particularmente entre los 850 y 350 hPa (Fig. 11b), con una relación de fase similar a la de la Figura 11a. En particular, durante el período previo y simultáneo al episodio de precipitación, las mayores anomalías positivas en la componente zonal del viento se observan entre los 850 y 700 hPa, sobre el tope climatológico de la inversión de subsidencia.

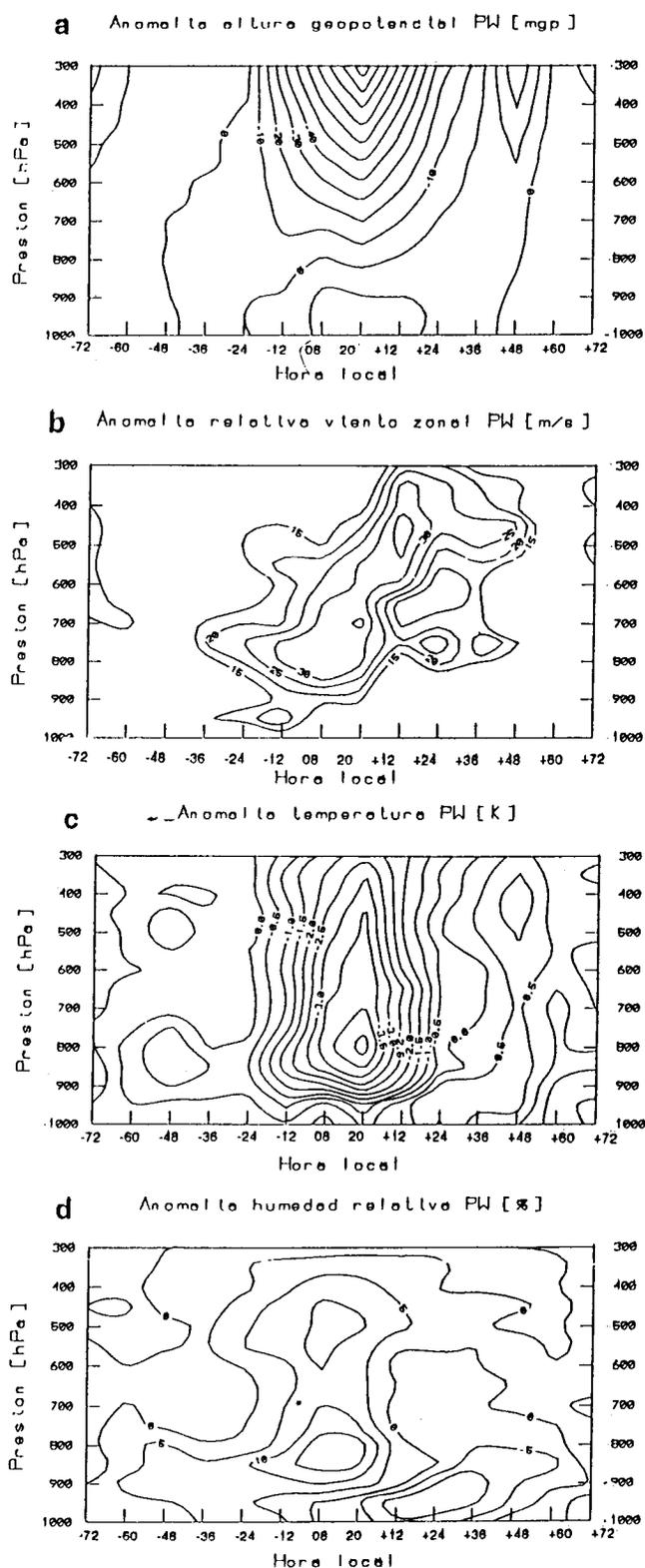


Fig. 11. Compuestos presión-tiempo para los episodios PW de las anomalías en Quintero de: a) altura geopotencial (mgp), b) viento zonal, normalizado por la magnitud promedio en cada nivel (%), c) temperatura ($^{\circ}$ K) y d) humedad relativa (%). Los compuestos están centrados en el día de precipitación (08 y 20 HL) y se extienden por 72 horas antes y después del día central.

El enfriamiento troposférico asociado con el paso de la vaguada se extiende entre los 900 y 300 hPa, desde 24 horas antes y hasta 24 horas después del episodio de precipitación (Fig. 11c). El máximo enfriamiento ocurre en torno a los 800 hPa con anomalías del orden de -5°C , debilitando la inversión térmica de subsidencia que sólo persiste como una capa isotermal entre 950 y 900 hPa durante el período de precipitaciones.

Los perfiles verticales de las anomalías de humedad relativa (Fig. 11d) muestran valores positivos 60 horas antes del período de precipitación en la baja troposfera.

La distribución espacial típica de la entrada del aire frío se muestra a través de campos compuestos de la anomalía de temperatura en 850 y 500 hPa para 27 días de precipitación pertenecientes a igual número de episodios PW (Fig. 12a, b). En 850 hPa el enfriamiento se extiende sobre el extremo oriental del Pacífico subtropical alcanzando por el norte los 15°S , con temperaturas 2°C bajo el promedio climatológico.

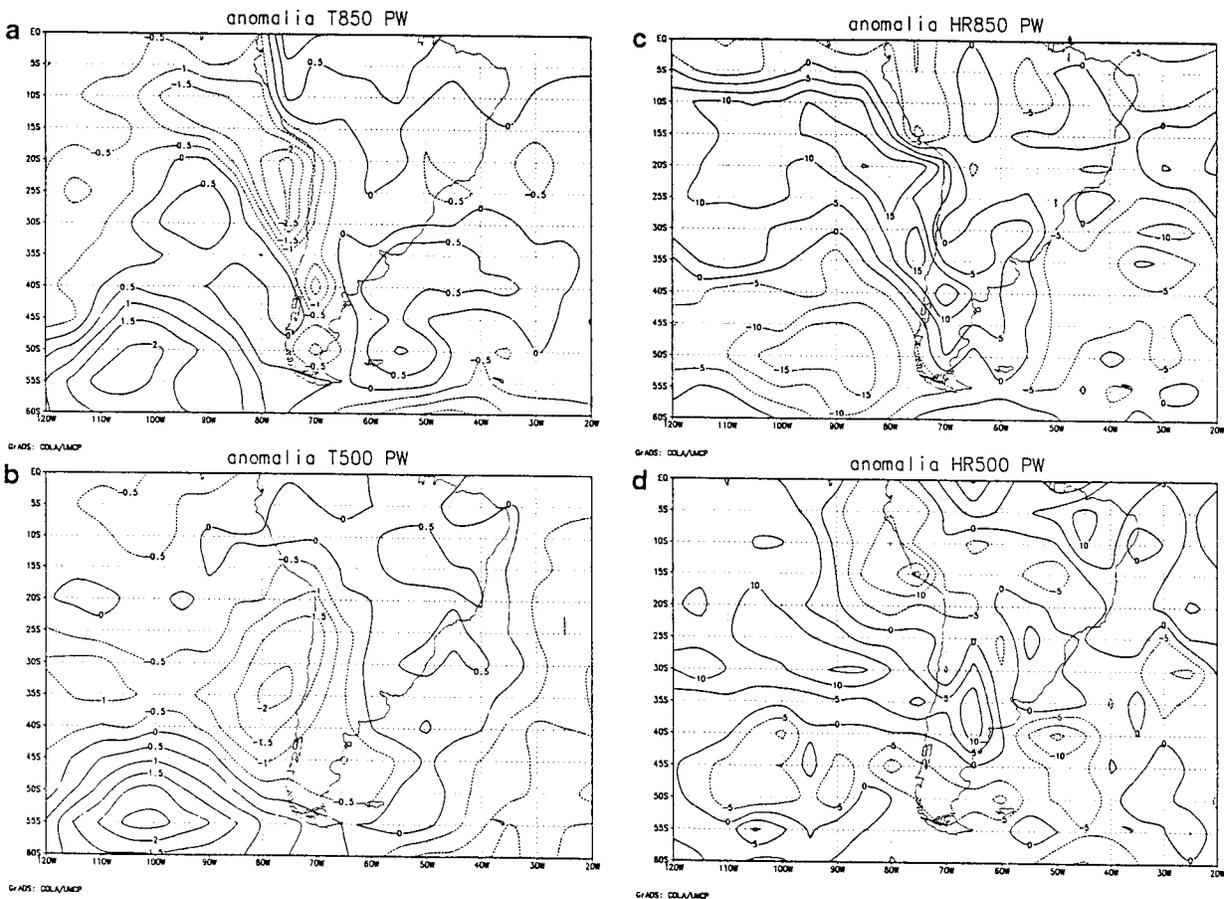


Fig. 12. Compuestos isobáricos para episodios PW de anomalías de temperatura (paneles a y b) y humedad relativa (paneles c y d) en 850 y 500 hPa, respectivamente.

Las Figuras 12c, d muestran los correspondientes campos compuestos de humedad relativa en 850 y 500 hPa, respectivamente. En 850 hPa se observa una banda con anomalías positivas superiores al 15%

que se extiende entre los 15°S y 35°S frente al borde occidental de Sudamérica. Esto, considerando un enfriamiento del orden de -2°C en esta área, implica un incremento de un 20% en la razón de mezcla.

c. Episodios de precipitación PE

El compuesto representado en la Figura 13a muestra que las anomalías positivas del geopotencial durante el evento de lluvia se extienden entre 900 y 400 hPa, aunque la diferencia de medias entre el compuesto y la climatología sólo alcanza significancia estadística entre 800 y 550 hPa. Estas anomalías positivas aparecen entre 24 y 12 horas antes del episodio y culminan alrededor de 24 horas después.

Bajo 900 hPa se presentan anomalías negativas de la altura geopotencial, que a nivel del mar son equivalentes a un descenso de la presión atmosférica del orden de 2 hPa, sugiriendo la influencia sincrónica de una depresión costera (Rutllant y Garreaud, 1995).

La Figura 13b muestra el correspondiente debilitamiento del flujo del oeste en la troposfera media y alta junto a un aumento de la componente del este bajo los 850 hPa. Esta disminución del flujo zonal se extiende al menos entre las 60 horas previas y posteriores al episodio, con fuertes anomalías positivas antes y después de la culminación del mismo.

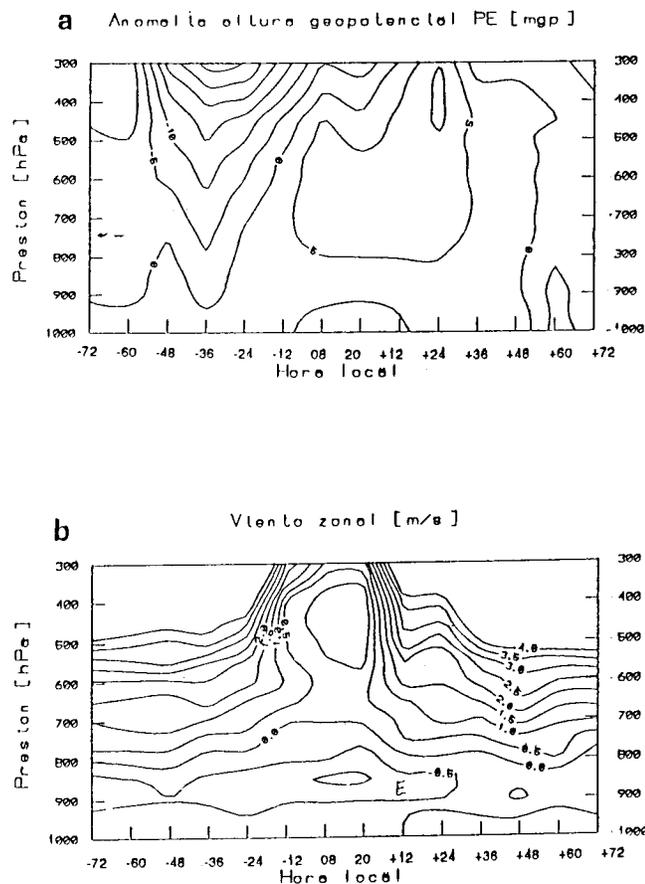


Figura 13

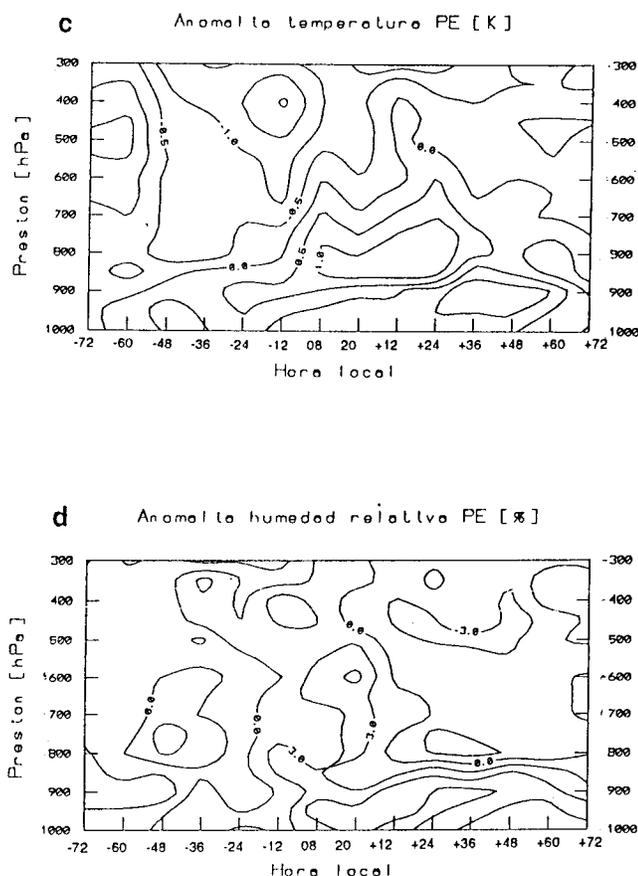


Fig. 13. Compuestos presión-tiempo para los episodios PE de las anomalías en Quintero de: a) altura geopotencial (mgp), b) viento zonal, normalizado por la magnitud promedio en cada nivel (%), c) temperatura ($^{\circ}\text{K}$) y d) humedad relativa (%). Los compuestos están centrados en el día de precipitación (08 y 20 HL) y se extienden por 72 horas antes y después del día central.

Anomalías positivas significativas en la temperatura aparecen en el seno de la inversión térmica 24 horas antes del episodio y culminan en la mañana siguiente, coincidiendo con la máxima componente del este (Fig. 13c). Este esquema es consistente con la presencia en la zona central de Chile de una depresión costera (Rutllant y Garreaud, 1995).

La extensión espacial de las anomalías de temperatura se estableció mediante análisis compuestos en base a 17 días de precipitación clasificados como PE que se presentan en la Figura 14a, b para los niveles de 850 y 500 hPa, respectivamente.

En ambos niveles se observa un dipolo de anomalías térmicas centrado sobre la zona de estudio. En 850 hPa, las anomalías positivas incluyen el océano adyacente a la costa norte de Chile, y los valores máximos ($+4.5^{\circ}\text{C}$) son un grado superiores a los máximos en 500 hPa. El núcleo de las desviaciones negativas se ubica sobre la región central del continente, alrededor de 25°S , con temperaturas del orden de 1.5°C bajo el promedio climatológico. Este dipolo térmico es consistente con la combinación dorsal-vaguada (o baja segregada) de onda corta que se observa en la Figura 10.

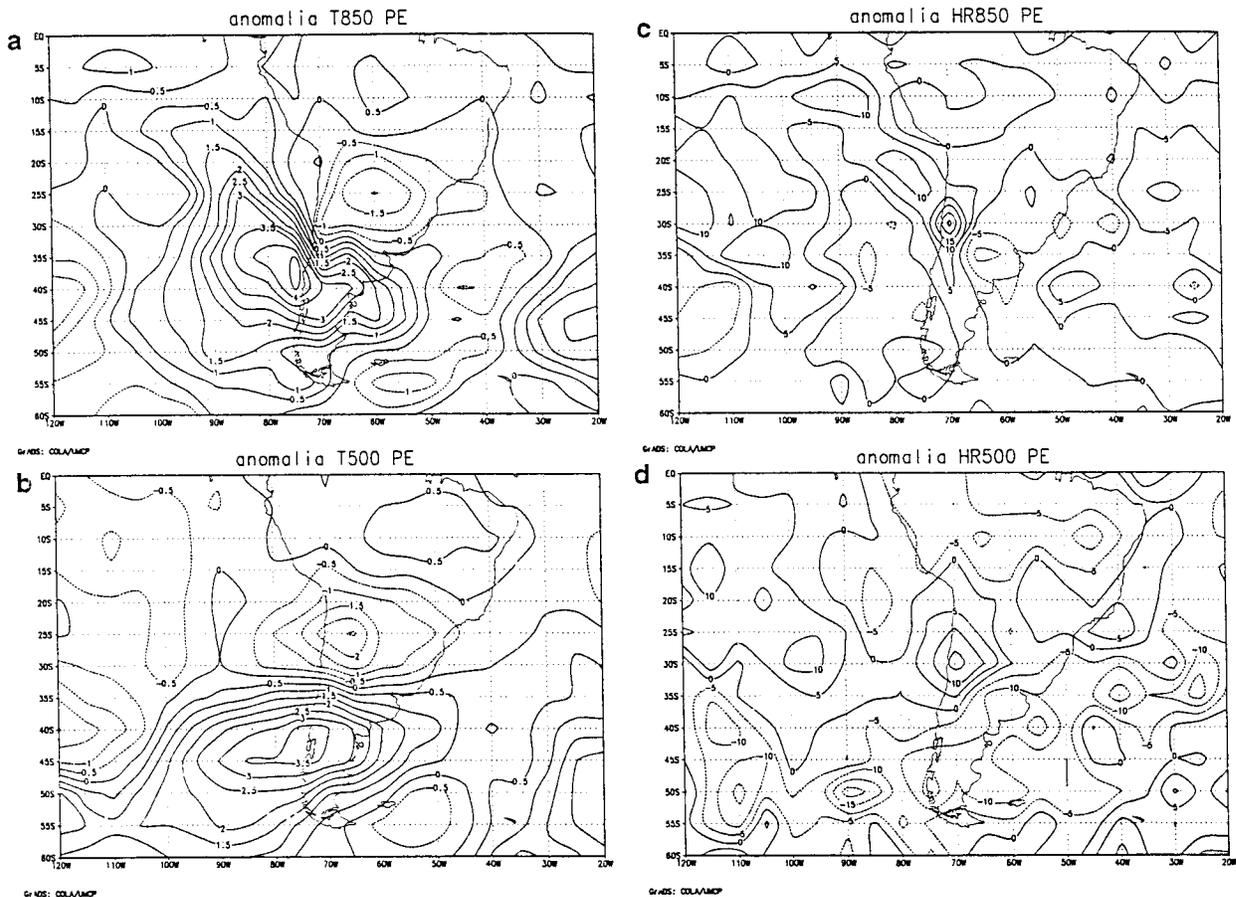


Fig. 14. Compuestos isobáricos para episodios PE de anomalías de temperatura (páneos a y b) y humedad relativa (páneos c y d) en 850 y 500 hPa.

La estructura espacial compuesta de las anomalías de humedad relativa en 850 y 500 hPa (Fig. 14c, d) muestra valores superiores a 15% sobre los Andes subtropicales. Los perfiles de humedad relativa sobre Quintero muestran, durante el episodio, desviaciones significativas sólo bajo los 800 hPa, las que persisten durante las 48 horas siguientes.

6. Discusión

La presencia en la troposfera baja de una anomalía positiva en el contenido de humedad el día previo al episodio se observa en el 83% de los casos PW. La simultánea intensificación de la componente oeste del viento produce entonces un significativo aumento del flujo de vapor de agua hacia la cordillera entre los 800 y 500 hPa que excede en un 40% a los valores climatológicos (Fig. 15).

En la troposfera baja, el paso de la vaguada produce un debilitamiento progresivo de la inversión de subsidencia y una elevación de su base. Esto permite la advección de aire húmedo hacia el interior del continente, atravesando el cordón montañoso costero y ascendiendo por la ladera andina. Un mecanismo similar ha sido descrito para explicar el desarrollo convectivo de verano en las Rocallosas, alrededor de los 40°N (Tripoli y Cotton, 1989).

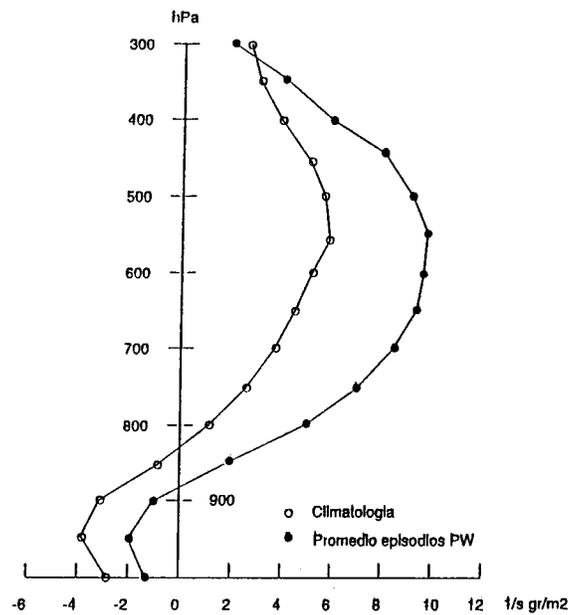


Fig. 15. Densidad del flujo isobárico zonal de vapor de agua hacia la cordillera de los Andes sobre Quintero ($p \cdot q \cdot u$) para la condición climatológica (círculos vacíos) y el promedio de episodios PW (círculos llenos).

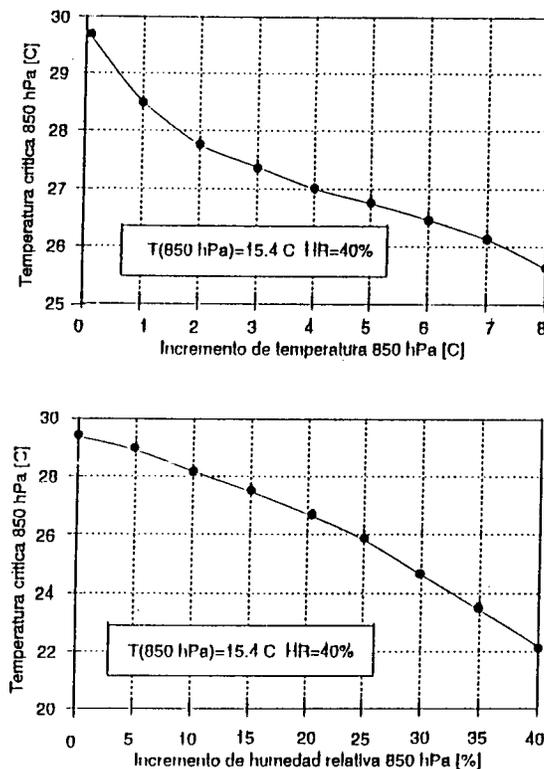


Fig. 16. Variación de la temperatura crítica (mínima temperatura para alcanzar el NCC) en 850 hPa frente a a) variaciones de la temperatura en 850 hPa a las 12 TUC en Quintero y b) humedad relativa en 850 hPa a las 12 TUC. La condición inicial corresponde al perfil climatológico de Quintero.

En términos del desarrollo convectivo mismo, un incremento de la humedad hace disminuir la temperatura crítica (T_c) que debe ser alcanzada en superficie para la formación de cúmulos. La Figura 16a muestra la variación de T_c frente a incrementos de humedad relativa en el nivel de 850 hPa para una condición media igual a la climatología en Quintero. Un aumento similar al observado en el compuesto PW (15%) disminuye en cerca de 3°C el valor de T_c .

En los episodios de precipitación de tipo PE, con flujo débil del oeste o del este en la troposfera media, la razón de mezcla sobre Quintero también experimenta un aumento (Fig. 16b), aunque con anomalías cercanas a la mitad de las observadas en el caso PW. Este incremento aparece en forma simultánea en toda la columna troposférica el día anterior a las precipitaciones, coincidiendo frecuentemente con vientos del este alrededor de los 500 hPa.

Considerando el alto contenido de agua precipitable en la columna troposférica al este de la cordillera de los Andes, es posible que en estos casos el aumento observado de la razón de mezcla tenga su origen en la advección de aire húmedo desde la región transandina. Este mecanismo advectivo, similar al descrito por Fuenzalida y Rutllant (1987) para las tormentas estivales sobre el Altiplano chileno, se da en los casos de eventos de precipitación asociados con un flujo zonal débil y particularmente con componentes del este en 500 hPa sobre Quintero. Un análisis de casos individuales indica la aparición de una componente del este en Mendoza en torno a los 700 hPa el día anterior al comienzo de la precipitación, coincidiendo con el aumento de la razón de mezcla en la troposfera media y baja sobre Quintero. El ascenso del aire por la vertiente oriental de la cordillera determina en estos casos un nivel de condensación por ascenso en torno a los 4000 a 4500 msnm.

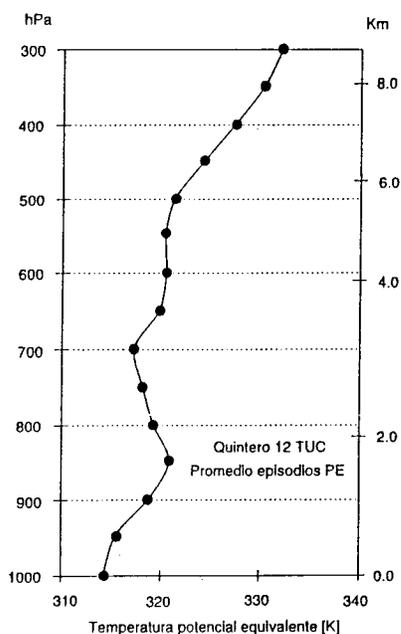


Fig. 17. Temperatura potencial equivalente en Quintero para el promedio de episodios PE.

En los episodios PE la estimulación de los procesos convectivos sobre la vertiente occidental de la cordillera de los Andes se puede asociar con la estructura vertical de las anomalías térmicas (Fig. 13c). Mientras en 500 hPa la región central y norte de Chile aún experimenta el enfriamiento asociado al paso de

la vaguada o núcleo frío en altura, en la troposfera baja las anomalías positivas de temperatura se extienden hacia el norte por la línea de la costa hasta los 30°S. El calentamiento en 850 hPa sobre la vertiente andina occidental puede deberse a un efecto Foehn forzado por la depresión costera, en forma análoga a la descrita en Rutllant (1981) para el invierno.

De esta manera, el calentamiento bajo los 700 hPa y el enfriamiento en torno a 500 hPa generan una condición potencialmente inestable entre los 850 y 700 hPa, como se observa en el perfil de temperatura potencial equivalente en Quintero (Fig. 17).

Un efecto adicional del debilitamiento del flujo del oeste sobre los Andes en la convección, es el desplazamiento ladera arriba de la zona de convergencia superficial de sotavento producto de la interacción entre las ondas de montaña y las circulaciones locales de ladera (Banta y Hanson, 1987; Tripoli y Cotton, 1989).

Episodios de lluvia más prolongados pueden ocurrir durante la transición entre una condición PE a PW. En estos casos el calentamiento de la troposfera inferior por efecto Foehn durante la fase PE y el enfriamiento pronunciado de la troposfera media al comienzo de la fase PW pueden derivar en inestabilidad condicional que se libera por ascenso forzado sobre la ladera andina occidental. Una situación de este tipo, que dio origen a un intenso aluvión en Santiago en mayo de 1993, se analiza en Garreaud y Rutllant (1996).

Un análisis de la distribución espacial de los núcleos convectivos durante los episodios más prolongados, sobre la base de anomalías de la radiación infrarroja emergente medida desde satélite, permite concluir que el incremento de la convección sobre la cordillera subtropical durante estos episodios aparece como un fenómeno local, sin una relación simultánea con las anomalías de la actividad convectiva del Altiplano sudamericano (Aceituno y Montecinos, 1992) o con el desarrollo de complejos convectivos de mesoescala sobre el sector central del continente (Velasco, 1989).

7. Conclusiones

El dominio del anticiclón subtropical del Pacífico SE y los mecanismos regionales que incrementan durante el día la subsidencia (Rutllant, 1985) hacen que durante los meses de verano las precipitaciones en Chile central se restrinjan casi exclusivamente a los sectores andinos, donde representan menos del 5% del valor acumulado anual.

Estas lluvias son de carácter convectivo y se distribuyen en 5 a 6 episodios por verano, con duraciones variables entre 1 y 7 días. La acumulación diaria durante estos eventos varía entre 0.1 y 10 mm, con un valor medio cercano a los 3 mm/día. Los episodios de larga duración (4 ó más días consecutivos) tienden a afectar a las 4 estaciones consideradas en el estudio, superándose frecuentemente en alguna de ellas los 10 mm/día. En contraste, los episodios de corta duración (1 a 3 días) se suelen manifestar en una sola estación (típicamente Lagunitas) y con acumulaciones diarias bajo los 5 mm.

A partir de la intensidad del flujo zonal en 500 hPa (tope de la cordillera de los Andes) se clasificaron los episodios en dos categorías: aquellos con flujo del oeste intenso (PW), y los con flujo zonal débil, frecuentemente con vientos de componente este (PE).

En los casos PW la advección de aire húmedo ladera arriba está forzada por la condición de pre-vaguada, un debilitamiento de la inversión de subsidencia y un refuerzo del flujo del oeste en la troposfera media-baja.

En los casos PE la zona central del país queda en una condición de pre-dorsal, al este del eje de una vaguada de onda corta con gradientes béricos débiles y muy inclinada sobre la cordillera en dirección NW-SE, situación que se refleja como un dipolo en las anomalías térmicas en 850 y 500 hPa sobre Chile central. En este caso, el mayor cambio respecto de las condiciones medias se observa en el perfil térmico sobre Quintero, con anomalías positivas (negativas) en la troposfera baja (media y alta), reduciendo la estabilidad estática y generando una condición potencialmente inestable al oeste del macizo andino.

Usualmente la entrada de una dorsal sobre Chile central coincide con la propagación de una depresión costera. En consecuencia el aumento de temperatura en torno a 850 hPa es probablemente el resultado del descenso del aire por la ladera andina forzado por la convergencia superficial a sotavento (Rutllant, 1981). Adicionalmente, el debilitamiento del flujo zonal en 500 hPa podría favorecer un desplazamiento ladera arriba de la zona de convergencia superficial en la vertiente oriental (Tripoli y Cotton, 1989), incrementando la convección sobre el tope de la cordillera de los Andes.

Del análisis de algunos casos individuales de tipo PE, queda en evidencia que la advección de aire húmedo ocurre desde el este, centrada alrededor de los 700 hPa, como lo documentan en estos casos los radiosondeos de Mendoza. Este mecanismo resulta semejante al observado para la región altiplánica por Fuenzalida y Rutllant (1987).

Del análisis de las anomalías de radiación infrarroja emergente durante los episodios de lluvia de larga duración se manifiesta el carácter local de este tipo de perturbaciones, restringido a los sectores cordilleranos entre los 30° y 35°S, y desconectados (en forma simultánea) de variaciones de la actividad convectiva sobre el altiplano y el sector central del continente.

Episodios de lluvia más prolongados pueden darse durante la transición entre una condición PE a PW. En estos casos el calentamiento de la troposfera inferior por efecto Foehn durante la fase PE y el enfriamiento pronunciado de la troposfera media al comienzo de la fase PW pueden derivar en inestabilidad condicional que se libera por ascenso forzado sobre la ladera andina occidental. Una situación de este tipo, que dio origen a un intenso aluvión en Santiago en mayo de 1993, se analiza en Garreaud y Rutllant (1996).

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Dirección General de Aguas (Chile), a la Dirección Meteorológica de Chile y al CRICYT (Argentina) por los datos proporcionados. Agradecemos también los valiosos comentarios del Dr. Patricio Aceituno. El procesamiento de la información estuvo a cargo de Aldo Montecinos, Cristobal Huneeus y Zaida Salinas. Este estudio ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT 1950586.

REFERENCIAS

Aceituno, P. y A. Montecinos, 1992. Precipitación en el Altiplano Sudamericano: variabilidad interanual

- e intraestacional y mecanismos asociados. En Actas de I Congreso Iberoamericano de Meteorología. Madrid, España, pp. 330-336.
- Banta R. y K. Hanson, 1987. Numerical simulations of the development of mountain cumulus clouds. *J. Climate Appl. Meteor.* **26**, 275-286.
- Ereño, C. y J. Hoffmann, 1978. El régimen pluvial en la cordillera central. Serie de Cuadernos de Geografía N. 5. Buenos Aires, Argentina.
- Fuenzalida, H. y J. Rutllant, 1987. Origen del vapor de agua que precipita en el Altiplano Chileno. Actas del II Congreso Interamericano de Meteorología, Bs. As. Argentina, pp. 6.3.1 - 6.3.4
- Garreaud R. y J. Rutllant, 1996. Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el período 1991-1993. *Atmósfera* **9**, 251-271.
- Lara, P., 1995. Caracterización hidrológica de corrientes de detritos en Chile central. Memoria de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.
- Lichtenstein, E., 1980. La Depresión del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Martinec, J., 1985. Time in hydrology. In J. C. Rodda (ed): Facets of Hydrology, Vol. II, John Wiley & Sons, Londres, 249-290.
- Rosow, W. y R. A. Schiffer, 1991. ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**: 2-20.
- Rutllant, J., 1981. Subsistencia forzada sobre la ladera andina occidental y su relación con un episodio de contaminación atmosférica en Santiago. *Tralka*, **2**: 57-76.
- Rutllant, J., 1985. Natural desertification mechanisms along the arid west coast of South America. Proceedings of the International Workshop on Sand Transport and Desertification in Arid Lands. Khartoum, Sudan (F. El-Baz, I.A. El-Tayeb, M.H.A. Hassan, eds.) World Scientific, pp. 235-252.
- Rutllant, J., 1994. On the generation of coastal lows in central Chile. International Centre for Theoretical Physics. Internal Report IC/94/167. Trieste, Italia.
- Rutllant, J. y R. Garreaud, 1995. Meteorological Air Pollution Potential for Santiago, Chile: Towards an objective episode forecasting. *Environmental Monitoring and Assessment*, **34**: 223-244.
- Schwerdtfeger, W., 1976. World survey of climatology, Vol 12: Climates of central and south America. Elsevier, 532 pp.
- Tripoli, G. y W. Cotton, 1989. Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part I: Simulated genesis and comparison with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **117**: 273-304.
- Velasco, I., 1989. MCCs in South America: a review. In Extended Abstract of the 3rd Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Bs. As. Argentina, pp. 80-83.