

Tesis Doctoral

Climatología sinóptica de las masas de aire que afectan a la República Argentina

Coronel, Alejandra Silvia

2001

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

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

Cita tipo APA:

Coronel, Alejandra Silvia. (2001). Climatología sinóptica de las masas de aire que afectan a la República Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Coronel, Alejandra Silvia. "Climatología sinóptica de las masas de aire que afectan a la República Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2001.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Tema de Tesis

**CLIMATOLOGÍA SINÓPTICA DE LAS
MASAS DE AIRE QUE AFECTAN A LA
REPÚBLICA ARGENTINA**

Autor

Alejandra Silvia Coronel

Directora

Dra. Susana A. Bischoff

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la
Universidad de Buenos Aires

Año 2001

Nº 3416
- - -

A mi madre

A Patricio y María Mercedes

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar, a la Dra. Susana Bischoff que me ha guiado en mi carrera profesional desde mis comienzos, por los múltiples consejos, aportes e ideas que ayudaron a que se concrete esta tesis y por el respeto que ha tenido siempre a mis opiniones y emprendimientos. La distancia no impidió que continuara brindándome sus conocimientos, ya que además de ser una excelente profesional, es una persona invalorable y generosa.

Agradezco, especialmente, al Dr. Miguel Ángel Lara por su apoyo y continuos estímulos para que lleve a cabo y termine este trabajo.

A mis compañeros de Cátedra, la Ing. Agr. Marta Costanzo y el Ing. Oscar Sacchi, ya que ellos apoyaron mi formación y cubrieron mis ausencias sin recibir nunca una protesta.

Al Depto. de Ciencias de la Atmósfera, a la Facultad de Ciencias Agrarias y al FOMEC, que como instituciones brindaron los medios humanos y económicos necesarios para mi formación, no poniendo obstáculos para desarrollar el doctorado. Agradezco también al Servicio Meteorológico Nacional por facilitar la información utilizada para llevar a cabo este trabajo.

Extiendo mi agradecimiento a mis compañeros profesionales, Elizabeth Castañeda, Gustavo Escobar, Roberto De Ruyver, Inés Camilloni, que en muchas ocasiones cumplimentaron una serie de trámites, que debido a no vivir en Buenos Aires era imposible que los hiciera.

Por último quiero agradecer a los incondicionales: a mi mamá, a mi esposo Patricio y a mi hija María Mercedes. Gracias porque aguantaron mis nervios, depresiones, ausencias y porque me estimularon e impulsaron para concretar mis objetivos.

Gracias Jesús y María.

Alejandra Coronel

RESUMEN

El análisis de las masas de aire fue ampliamente usado en los primeros estudios de fenómenos de tiempo en la década del '30 y '40. Ya en la década del '50, con el desarrollo de los modelos numéricos y la información en niveles de la troposfera disminuyó la importancia del uso de las masas de aire como herramienta de pronóstico.

En las dos últimas décadas el análisis de masas de aire tuvo un gran impulso principalmente desde el punto de vista del análisis sinóptico, ya que esta variable permite examinar relaciones entre procesos en superficie y características del campo de circulación en la atmósfera.

El desarrollo de esta Tesis tiene como objetivo conocer la estructura espacial y temporal y los campos de circulación asociados a las masas de aire que afectan la República Argentina.

Los datos utilizados, del Servicio Meteorológico Nacional, corresponden a observaciones de radiosondeo (1958-1997) (altura geopotencial, temperatura, humedad relativa, temperatura de rocío y viento) y de superficie (1959-1991) (temperatura máxima, mínima, viento, humedad relativa, tensión de vapor, presión atmosférica y precipitación) obtenidas en las estaciones aerológicas de la Argentina. También se utilizaron los reanálisis del ECMWF (1979-1993) en los niveles 1000 y 500 hPa.

Se identifica la masa de aire a través de la temperatura adiabática equivalente (θ_{ae}) en 850 hPa. en cada estación aerológica. Los valores de θ_{ae} incluyen las características de la región fuente, de la trayectoria y de la transformación que sufrió la masa de aire a lo largo de su recorrido.

A partir de esta premisa se analizaron características estadísticas de las masas de aire en cada estación aerológica. Los resultados mostraron que en invierno Resistencia es afectada en forma

similar por tres masas de aire: las cálidas, las frías y las retrógradas, característica que no se observa en otro lugar del país. En verano en general la distribución de frecuencias es unimodal. El análisis de la estabilidad mostró mayor inestabilidad en verano respecto del invierno principalmente en el centro y norte del país. El análisis de la persistencia de las masas de aire frías y cálidas (identificadas a partir de los dos primeros y dos últimos deciles) permitió detectar situaciones que oscilan entre 9 y 14 días en invierno y 5 y 10 días en verano. También pudo encontrarse que la probabilidad de que una masa de aire cálida sea desalojada por una masa fría es mayor que la situación inversa.

En su relación con parámetros de superficie se encontró que las masas frías y cálidas podían discriminar la temperatura, presión y parámetros de humedad en diferentes horas, el día de la ocurrencia del evento (primer día de ocurrencia de masa cálida o fría). La evolución temporal de las variables en superficie y en la troposfera, en los días previos y posteriores a la ocurrencia del evento frío permitió identificar: en superficie un máximo de presión que ocurre el día posterior al evento, un mínimo de temperatura que ocurre el día del evento (excepto la temperatura mínima que ocurre en general uno o dos días después) y una mayor probabilidad de precipitación previa a la ocurrencia del evento. En la troposfera se observó un máximo enfriamiento y estabilización de la masa de aire a partir del día del evento.

Con referencia al evento cálido se pudo identificar: en superficie un mínimo de presión y un máximo de temperatura y una mayor probabilidad de precipitación posterior a la ocurrencia del evento. En la troposfera se observó el máximo calentamiento el día del evento y una disminución en la estabilidad de la masa de aire.

Como paso final se analizó la variabilidad interanual de la frecuencia relativa de masas de aire frías y cálidas que permitió inferir anomalías importantes en el campo de circulación en algunos años del período analizado. Como conclusión general se puede destacar un calentamiento en verano, identificado a través de una tendencia

positiva y significativa de temperatura en las estaciones y período analizado. La variabilidad interanual de la temperatura en superficie está correlacionada con la frecuencia relativa de las masas de aire extremas y en forma indirecta con patrones de circulación.

Como corolario, esta Tesis permitió avanzar en el conocimiento de la Climatología Sinóptica de eventos identificados a partir de la ocurrencia de masas de aire extremas en diferentes estaciones de la Argentina.

Palabras claves: Climatología Sinóptica, masas de aire, variabilidad climática, circulación atmosférica.

ABSTRACT

The analysis of air masses was widely used in the early weather studies, in the 30's and 40's. Already in the 50's, with the advent of numerical models and tropospheric observations the importance of air masses as a forecast tool decreased.

During the last two decades the air mass analysis enjoyed a rebirth from the perspective of synoptic analysis, given that this variable allows the study of relations between surface processes and the characteristics of atmospheric circulation fields.

This aim of this thesis is to understand the spatial and temporal structure and the circulation fields associated with the air masses that evolve over the Argentine Republic.

The data used, from the Servicio Meteorológico Nacional, correspond to aerological observations (1958-1977), specifically geopotencial, temperature, relative humidity, dew point temperature and wind) as well as surface observations (1959-1991), specifically maximum and minimum temperature, wind, relative humidity, atmospheric pressure and precipitation, obtained at the Argentine aerological stations. ECMWF products (1979-1993) at 1000 and 500 hPa were used too.

The air mass is identified using the equivalent adiabatic temperature at 850 hPa at each aerological station. The θ_{ae} values include the characteristics of the source region, of the trajectory and the modifications that the air mass endured along its displacement.

Given this premise, the characteristic statistics for the air masses were analysed at each station. The results showed that the winter in Resistencia is equally influenced by three air masses: warm

ones, cold ones and retrogressive ones. Such characteristics are not observed in other regions of Argentina. In summer the frequency distribution is mostly unimodal. The stability analysis yielded a greater instability in summer, with respect to winter, mainly in the center and north of the country. The air mass persistency analysis for both cold and warm air masses, allowed for the detection of events that can last between 9 and 14 days in winter and 5 to 10 days in summer. It was also possible to find that the probability that a cold one could displace a warm air mass is greater than the inverse process.

Regarding the surface parameters, it was found that cold and warm air masses could discriminate the temperature, pressure and humidity parameters at different times, the day of the event occurrence (first day of the existence of the cold or warm air masses). The temporal evolution of the surface variables at the surface and in the troposphere, during the days before and after the occurrence of the cold event helped determine that: on the surface a pressure maximum that takes place on the following day, a temperature minimum that takes place on the day of the event (except when the minimum temperature that takes place two or three days later) and a greater precipitation probability before the event occurrence. A maximum cooling and air mass stabilisation is observed in the troposphere from the day of occurrence of the event.

As for the warm event, it was possible to identify on the surface a pressure minimum and a temperature maximum and a greater precipitation probability subsequent to the event. A maximum warming was observed in the troposphere on the day of the event and a decrease in the air mass stability.

Finally the interannual variability in the relative frequency of the cold and warm air masses was studied. Important anomalies in the circulation field were inferred for some of the years sampled. As a general conclusion it is possible to point out a warming during summer, identified in the positive, significant trend for the stations and period under study. The surface temperature interannual

variability correlates well with the relative frequency of the extreme air masses and indirectly with circulation pattern.

Finally, this thesis has made way in the understanding of Synoptic Climatology of events identified through the occurrence of extreme air masses in different Argentine stations.

Keywords: Synoptic Climatology, air masses, climatic variability, atmospheric circulation.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESÚMEN

ABSTRACT

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	1
1. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.....	1
1.1. Climatología sinóptica.....	1
1.2. Algunos estudios sobre anomalías de la circulación atmosférica.....	3
1.3. Algunos antecedentes sobre masas de aire.....	5
1.3.1. Definición de masas de aire.....	5
1.3.2. Parámetros característicos de las masas de aire.....	6
1.3.3. Fundamento físico.....	7
1.3.4. Estudios realizados sobre masas de aire.....	9
2. OBJETIVOS PROPUESTOS.....	12
2.1. Consideraciones generales.....	12
2.2. Objetivo general.....	13
2.3. Objetivos particulares.....	13

CAPITULO II: CARACTERÍSTICAS ESTADÍSTICAS DE LA TEMPERATURA ADIABÁTICA EQUIVALENTE.....	14
1. INFORMACIÓN UTILIZADA.....	14
2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	16
2.1. Análisis mensual y estacional.....	16
2.1.1. Agrupamientos estacionales.....	16
2.1.2. Promedios y desviaciones estándar estacionales...	16
2.1.3. Onda anual.....	19
2.1.4. Histogramas.....	20
2.1.5. Cálculo de deciles.....	22
2.2. Análisis diario.....	24
2.2.1. Persistencia de los valores extremos.....	24
2.2.3. Persistencia como probabilidad condicional.....	25
3. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO II.....	26
 CAPÍTULO III: ESTRUCTURA VERTICAL, TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS MASAS DE AIRE MÁS FRÍAS Y MÁS CÁLIDAS Y SU RELACIÓN CON VARIABLES DE SUPERFICIE.....	 28
1. INTRODUCCIÓN.....	28
2. ESTRUCTURA VERTICAL.....	30
2.1. Radiosondeos medios estacionales.....	30

2.2. Anomalías medias estacionales.....	31
2.3. Viento.....	33
2.3.1. Eventos fríos.....	33
2.3.2. Eventos cálidos.....	35
2.4. Variables de superficie.....	36
3. EVOLUCIÓN TEMPORAL.....	38
3.1. Estructura vertical.....	38
3.1.1. Eventos fríos.....	38
3.1.2. Eventos cálidos.....	40
3.2. Variables de superficie.....	41
3.2.1. Eventos fríos.....	42
3.2.2. Eventos cálidos.....	43
4. ESTRUCTURA ESPACIAL.....	44
4.1. Eventos fríos.....	45
4.2. Eventos cálidos.....	46
5. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO III.....	47
CAPÍTULO IV: ESTUDIO DE TRES CASOS DE IRRUPCIONES DE FRENTE FRÍOS EN TODO EL PAÍS.....	51
1. INTRODUCCIÓN.....	51
2. EVOLUCIÓN TEMPORAL.....	51
2.1. Estructura vertical.....	51

2.2. Variables de superficie.....	53
3. ESTRUCTURA ESPACIAL.....	54
4. CARACTERÍSTICAS PARTICULARES.....	55
CAPÍTULO V: VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LAS MASAS DE AIRE MÁS CÁLIDAS Y MÁS FRÍAS.....	56
1. INTRODUCCIÓN.....	56
2. METODOLOGÍA.....	58
3. COMPARACIÓN ENTRE LOS PERÍODOS 58-67, 68-82 Y 83-97.....	59
3.1. Verano.....	59
3.2. Invierno.....	60
4. VARIACIÓN INTERANUAL DE FRECUENCIAS RELATIVAS DE MASAS DE AIRE EXTREMAS.....	61
4.1. Invierno.....	61
4.1.1. Masas de aire extremas frías.....	61
4.1.2. Masas de aire extremas cálidas.....	62
4.2. Verano.....	64
4.2.1. Masas de aire extremas frías.....	64
4.2.2. Masas de aire extremas cálidas.....	64
5. RELACIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LAS MASAS	

EXTREMAS CON VARIABLES DE SUPERFICIE.....	65
6. ESTRUCTURA ESPACIAL DE LA VARIABILIDAD DE LAS MASAS EXTREMAS.....	67
7. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO V.....	68
ANEXO I: CIRCULACION REGIONAL ASOCIADA A MASAS DE AIRE CÁLIDAS EN EL CENTRO DE ARGENTINA.....	70
ANEXO II: LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN.....	75
BIBLIOGRAFÍA.....	77
LISTA DE TABLAS	
LISTA DE FIGURAS	

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

1.1. Climatología sinóptica

La Climatología Sinóptica estudia estadísticamente la frecuencia de los diferentes sistemas dinámicos de la circulación atmosférica que afectan en perpetua secuencia una región determinada, las masas de aire involucradas, los tipos de tiempo resultantes, las variaciones aperiódicas de los elementos meteorológicos asociados y las precipitaciones producidas (Hoffmann, 1971).

El desarrollo de la Climatología Sinóptica para los sistemas que afectan nuestra región comenzó ya en 1923 (Hessling, 1923) con estudios estadísticos sobre áreas ciclogénéticas y el comportamiento de ciclones y anticiclones en la región continental.

Durante los últimos quince años, las investigaciones en Climatología Sinóptica han tenido un importante avance y resurgimiento. Esto puede atribuirse a distintos factores: un aumento en el interés de los patrones de circulación a largo tiempo y gran escala y su relación con fenómenos de superficie, la necesidad de datos meteorológicos para probar los métodos de análisis multivariado, y la capacidad computacional que permite analizar estadísticamente gran cantidad de datos. En resumen, se han desarrollado nuevas técnicas para la identificación y clasificación de patrones de circulación en la escala sinóptica y en la caracterización de las masas de aire.

Barry and Perry (1973) muestran que el objetivo principal de la Climatología Sinóptica es combinar elementos meteorológicos, de una serie climatológica, en grupos homogéneos o clases que representan la situación sinóptica en un determinado momento. Las categorías resultantes son analizadas considerando sus características meteorológicas, sus movimientos espaciales y temporales y su frecuencia, y su relación con parámetros externos.

Las investigaciones en esta rama de la Climatología pueden dividirse, en general, en dos clases: los métodos basados en las situaciones sinópticas ("weather typing") y los métodos basados en las masas de aire. Los primeros se definen a través de los campos de presión y viento en superficie y/o de los campos de altura, y representan distintas situaciones de la circulación atmosférica. Entre los distintos temas analizados con este procedimiento en el hemisferio norte se encuentran: la distribución de las precipitaciones (Mc Cabe et al., 1989), evaluación de la calidad del aire en distintas situaciones sinópticas (Kalkstein and Corrigan, 1986), análisis de la influencia de los estados de tiempo en la salud humana (Kalkstein, 1993; Hoffmann y otros, 1983), cambios climáticos a largo plazo (Kalkstein et al., 1990, 1993), variaciones en los rendimientos de distintos cultivos (Dilley, 1992).

En el hemisferio sur se han realizado varios estudios concernientes a tipificar situaciones sinópticas, entre ellos: Rusticucci y Vargas (1995) analizan las olas de frío y de calor en la República Argentina a través del estudio de algunas situaciones sinópticas en superficie, Escobar y Bischoff (1999) realizan una clasificación objetiva de situaciones sinópticas asociadas a descensos marcados de temperatura en la Ciudad de Buenos Aires; Salles y Compagnucci (1997) estudian la circulación en superficie para el cono sur de Sudamérica para los veranos e inviernos entre diciembre de 1971 y febrero de 1974.

Los métodos basados en la clasificación de masas de aire utilizan tanto variables termodinámicas como hidrodinámicas. Estos métodos incluyen temperatura y humedad del aire (identificación estándar de las masas de aire), y otras variables como datos de

presión o altura geopotencial, dirección e intensidad de viento, cobertura nubosa, y otros elementos meteorológicos. Por lo tanto las categorías resultantes no son meramente una representación del flujo, puesto que las variables dinámicas constituyen solo una parte de la matriz de datos (Davis and Walker, 1992).

Para los problemas bioclimáticos las características de temperatura y humedad son las que tienen mayor importancia, por lo tanto los elementos climáticos cuyos impactos son evaluados deben agruparse de manera tal que sean termodinámicamente homogéneos realizando para ello una clasificación de las masas de aire involucradas.

1.2. Algunos estudios sobre anomalías de la circulación atmosférica

En el análisis de los patrones de circulación atmosférica se pueden observar anomalías que juegan un papel preponderante ya que debido a su persistencia y periodicidad afectan la vida y economía de una región.

La caracterización de los sistemas sinópticos y de otras escalas a partir del estudio de las anomalías de altura y temperatura en la tropósfera y baja estratósfera ha sido estudiada en el Hemisferio Norte a mediados de la década del '70.

Dole y Gordon (1983) estudiaron la ocurrencia de anomalías de la altura de 500 hPa. que persisten más allá de la variabilidad de la escala sinóptica, en invierno en la región extratropical del hemisferio norte, con el objeto de investigar las anomalías persistentes en la circulación invernal. Ellos encuentran tres regiones principales para la ocurrencia de anomalías persistentes, en cada caso el número de anomalías positivas de mayor duración excede el número de anomalías negativas persistentes.

Más adelante Dole (1986) extendió su estudio para identificar estructuras horizontales típicas de la circulación atmosférica en 500

hPa. asociadas a anomalías persistentes, encontrando que la mayoría de las mismas están asociadas a situaciones de bloqueo/y a un fuerte flujo zonal.

En nuestro hemisferio también se han realizado importantes estudios sobre el impacto de las anomalías persistentes positivas y negativas sobre el clima de una región. Se pueden citar: Grandoso y Nuñez (1955) que analizan una situación de bloqueo en la parte austral de Sudamérica, el análisis de la situación sinóptica asociada a las temperaturas extremas de junio de 1967 realizado por Scian (1970), Malaka y Nuñez (1980) individualizaron los rasgos más relevantes de la circulación del aire sobre nuestro país en la tropósfera baja y media para distintos parámetros de superficie y altura durante la sequía del año 1962, y Berbery y Nogués-Paegle (1987) realizan un diagnóstico de situaciones de bloqueo basándose en los campos de vorticidad potencial isentrópica. En todos estos trabajos se analiza las características y trayectoria de las masas de aire asociadas.

Coronel et al. (1989) analizaron el comportamiento de las anomalías de temperatura y altura geopotencial en la tropósfera de Ezeiza en invierno y estudiaron las características de las masas de aire asociadas a través de la temperatura adiabática equivalente, encontrando que en general las anomalías de temperatura y temperatura adiabática equivalente tienen el mismo signo y que la duración de las mismas no tienen una duración preferencial pero muestran una periodicidad significativa entre 24 y 30 días.

Más adelante Coronel et al. (1998) estudiaron las características de persistencia e intensidad de las anomalías de temperatura y temperatura adiabática equivalente en la tropósfera de Ezeiza. Los resultados muestran que en la estación invernal es mayor el rango de variación de intensidades medias de las anomalías y la frecuencia de anomalías persistentes (duración mayor a 9 días) en la tropósfera media e inferior. Además se detectaron olas de calor y olas de frío ocurridas durante el período de análisis, encontrando que ambas son más intensas en invierno.

1.3. Algunos antecedentes sobre masas de aire

1.3.1. Definición de masas de aire

Una masa de aire es definida como una extensión de aire aproximadamente homogénea en la horizontal, principalmente en la temperatura y la humedad.

Las mismas tienen su origen en una superficie con propiedades características y homogéneas, con condiciones de identidad y con una distribución aproximadamente uniforme de radiación. Si la masa de aire permanece sobre esta superficie un tiempo suficientemente largo tendrá propiedades higrotérmicas definidas en la horizontal y en la vertical. Si la masa de aire se mueve fuera de esta superficie se producirán modificaciones que tenderán a destruir la homogeneidad. Por un lado debido a variaciones en la radiación recibida y por otro cabe recordar que debido a estos movimientos se puede producir mezcla, expansión o compresión adiabática y condensación o evaporación. Por lo tanto las masas de aire irán modificando sus características en su trayectoria.

Al respecto, Crowe (1971) define a una masa de aire como un gran volumen de aire que adquiere, "...características de temperatura y humedad de las condiciones higrotérmicas del océano, tierra o hielo por donde ella transita".

Esta definición varía de la descripción clásica formulada por Bergeron (1930) en la cual define masa de aire polar, tropical, continental y marítima de acuerdo a sus regiones de origen.

Schwartz et. al (1994) adoptaron una definición similar a la de Crowe, basándose en límites numéricos con situaciones de transición, para determinar las distintas masas de aire. La preocupación es la identificación de los umbrales del aire que atraviesa una región y de las distintas características de tiempo asociadas. La respuesta del ambiente a la masa de aire no sólo depende de la zona de origen de la misma, sino de las características meteorológicas del aire presente en la región de análisis. Las situaciones de transición son definidas como los períodos de cambio en las características meteorológicas que

ocurren cuando una masa de aire suplanta a otra.

Esta última definición de masas de aire se tendrá en cuenta para el desarrollo de esta tesis.

1.3.2. Parámetros característicos de las masas de aire

Los parámetros característicos de una masa de aire más importantes, extraídos de Petterssen (1940), son:

1. Temperatura de la atmósfera libre
2. Temperatura potencial
3. Temperatura superficie-aire
4. Temperatura máxima y Temperatura mínima
5. Gradiente de temperatura
6. Amplitud diurna de temperatura
7. Humedad específica o relación de mezcla
8. Temperatura de punto de rocío
9. Temperatura de bulbo húmedo
10. Temperatura adiabática de bulbo húmedo
11. Temperatura adiabática equivalente
12. Nubes
13. Hidrometeoros
14. Visibilidad
15. Viento

Estos pueden variar rápida y frecuentemente o permanecer aproximadamente constantes durante largos períodos de tiempo de acuerdo al estado físico, cinemático y dinámico del aire.

El grado relativo de constancia de una variable meteorológica dentro de una masa de aire en movimiento es definida como su conservación.

En la siguiente tabla, obtenida de Petterssen (1940), se pueden observar los procesos para los cuales los parámetros son conservativos o no:

Parámetros	Procesos			
	Adiabático Seco	Adiabático Saturado	No Adiabático	Evaporación
Humedad Relativa	NO	NO	NO	NO
Humedad Absoluta	NO	NO	NO	NO
Relación de Mezcla	SI	NO	SI	NO
Humedad Específica	SI	NO	SI	NO
Punto de Rocío	CUASI	NO	SI	NO
Temp. Bulbo Húmedo	NO	NO	NO	CUASI
Temp. Equivalente	NO	NO	NO	CUASI
Temp. Potencial	SI	NO	NO	NO
Temp. Adiabática Equivalente	SI	SI	NO	CUASI
Temp. Adiabática de Bulbo Húmedo	SI	SI	NO	CUASI

Observamos que no existe ningún elemento que sea conservativo para todos los procesos. Sin embargo los que cumplen esta característica en los procesos adiabáticos y en los procesos de cambio de estado (procesos fundamentales en una masa de aire) son la temperatura adiabática equivalente y la temperatura adiabática de bulbo húmedo. El primero de ellos se utilizará en esta tesis para caracterizar las masas de aire.

1.3.3. Fundamento físico

La primera ley de la Termodinámica es la expresión general de la conservación de la energía. Dada una cantidad Q de calor al sistema, éste la utiliza en (Iribarne, 1964):

- 1) incrementar la energía interna

2) realizar trabajo contra las fuerzas externas

$$dQ = C_p dT - RT/p dp \quad \text{Ecuación Termodinámica}$$

donde:

Q: cantidad de calor absorbido por el sistema

T: temperatura

C_p: calor específico a presión constante

R: constante universal de los gases

p: presión atmosférica

La mayoría de los procesos atmosféricos pueden ser tratados aproximadamente como adiabáticos. En particular esto tiene lugar en movimientos verticales cuando el cambio de presión es muy considerable y el flujo de calor es pequeño.

En procesos adiabáticos tanto para aire seco o húmedo (no saturado) la temperatura potencial es un parámetro conveniente para la caracterización del aire. La situación es diferente cuando el aire es saturado. En estos casos la temperatura potencial varía con la altura, entonces se usan otras temperaturas para caracterizar el estado del aire, una de ellas es la temperatura adiabática equivalente.

Sea el siguiente proceso: el aire se expande adiabáticamente hasta alcanzar la saturación, continúa la expansión por la adiabática saturada. El vapor de agua se irá condensando y saliendo del sistema. Si se continúa este proceso infinitamente la adiabática saturada se confundirá asintóticamente con una adiabática seca. Durante toda esta etapa el vapor de agua se ha enfriado junto con el aire hasta condensar y desaparecer del sistema a la temperatura (variable) de condensación. Una vez condensada toda el agua se comprime el aire hasta la presión de 1000 hPa. En esta última etapa el aire totalmente seco seguirá una adiabática seca y alcanzará finalmente la temperatura adiabática equivalente: θ_{ae} (Iribarne, 1964).

Según Rossby (1932) θ_{ae} se puede expresar como:

$$\theta_{ae} = \theta \exp (Lv/Cpd Ts)$$

donde

Lv: calor latente de vaporización

Ts: temperatura adiabática de saturación

θ : temperatura potencial

w: relación de mezcla

Cpd: calor específico del aire seco

A partir de esta expresión se puede observar que la θ_{ae} depende de la temperatura y del contenido de vapor de agua en la atmósfera.

1.3.4. Estudios realizados sobre masas de aire

Algunos investigadores estudiaron las características de estabilidad e inestabilidad de las masas de aire en la zona tropical mediante el análisis de la distribución vertical de la temperatura equivalente. Entre ellos se pueden mencionar:

Garstang y otros (1967) analizaron las variaciones diarias del gradiente de la temperatura adiabática equivalente a partir de sondeos en el Atlántico tropical. Estos fueron divididos en los que pertenecían a días perturbados y no perturbados. Realizaron además un estudio similar para la isla de Barbados dividiendo a los sondeos en cinco grupos según haya sido el porcentaje de lluvia caída durante 24 horas en una red de estaciones de superficie.

Harris y Ho (1969) hicieron un trabajo semejante al anterior para las estaciones del sudeste de Asia durante el mes de julio utilizando la temperatura adiabática equivalente virtual como una medida de la estructura atmosférica.

Gray (1968) determinó la distribución vertical media de la temperatura adiabática equivalente sobre regiones oceánicas tropicales para los dos meses de verano más cálidos y dos meses de invierno más fríos.

Otro punto importante en el análisis de las masas de aire es la clasificación y caracterización de las mismas, los siguientes son algunos trabajos que estudiaron este tema: Christensen and Bryson (1966) y Kalkstein and Corrigan (1986) realizan una clasificación diaria de las masas de aire a partir de datos y fenómenos de superficie en diferentes ciudades de Estados Unidos (escala puntual); Bryson (1966) y Schwartz (1991) identificaron las masas de aire que afectan la región central norte de Estados Unidos a partir de datos de superficie y obtuvieron las distribuciones de frecuencias de las mismas (escala regional), y Davis and Kalkstein encontraron un método a partir de técnicas de análisis multivariado para clasificar las masas de aire en todo el continente necesitando previamente identificar las principales masas y sus características meteorológicas típicas en cada lugar analizado.

Si bien estos trabajos que estudian las masas de aire del hemisferio norte generan importante información para nuestro hemisferio, debe tenerse en cuenta que la diferencia en la estructura física entre ambos hemisferios determina diferencias en el comportamiento de diversos parámetros de la atmósfera como la circulación, la intensidad del viento, la variación de la temperatura con la latitud, etc.

Particularmente las masas de aire que afectan nuestro país también tendrán ciertas particularidades, ya que están caracterizadas por la disponibilidad de humedad, los movimientos forzados de ascenso y descenso producidos por el efecto de la cordillera de Los Andes, y la circulación obligada sobre áreas oceánicas a la que se ven sometidas ciertas masas de aire.

En la bibliografía argentina se encuentran los siguientes trabajos:

Hoffman (1971) determinó la frecuencia mensual media de los sistemas frontales que afectan el norte argentino, los valores climáticos de masas de aire involucradas, las variaciones interdiurnas de temperatura y tensión de vapor originadas por los cambios de masas de aire y el efecto de la radiación sobre la temperatura. El autor

analizó tres tipos de masas de aire: una fría asociada al pasaje de un frente frío, una fría retrógrada cuando el viento rota del sector sur al sector norte y una masa caliente. Se pudo observar que el mes de julio se caracteriza por la tendencia de conservación del carácter térmico distinto de las masas de aire que aparecen en la región y el mes de enero por la tendencia de su asimilación rápida a las condiciones locales.

Scian et al. (1978) realizaron un estudio preliminar de las masas de aire en la República Argentina, analizando la distribución de la temperatura adiabática equivalente en el nivel de 850 hPa. Entre las conclusiones obtenidas se puede destacar que en nuestro país prevalecen las masas de aire advectadas desde otros orígenes y que el noreste es una zona de transición entre las irrupciones de aire frío del sur y aire retrógrado y calentado desde el norte y las masas calientes tropicales.

Bischoff y Coronel (1989) realizaron un estudio sobre las propiedades estadísticas básicas de las masas de aire en la tropósfera de la región húmeda argentina a través de la temperatura adiabática equivalente que permitió ampliar los conocimientos sobre el comportamiento de esta variable. Se pudo concluir que en el período 1968-1982 aumentó hasta en un 8% la frecuencia de las masas de aire más cálidas (entendiendo por ellas las que tenían mayor valor de temperatura adiabática equivalente) referido a la frecuencia correspondiente al período 1958-1967. Este comportamiento se observaba en 850 y 800 hPa, niveles donde se canaliza la mayor cantidad de humedad desde el noreste. Tal vez este comportamiento esté relacionado con algunos cambios observados en la posición del anticiclón del Atlántico (Minetti y Vargas, 1983). Se pudo determinar además que la estación Resistencia en invierno es una zona de transición en 850 y 800 hPa. entre las masas de aire frío que irrumpen desde el sur y las masas cálidas que llegan desde el sector norte.

2. OBJETIVOS PROPUESTOS

2.1. Consideraciones generales

A partir de los antecedentes citados en el punto anterior se puede observar que en nuestro país hay escasa bibliografía referentes al estudio de la estructura vertical, espacial y temporal de las masas de aire que nos afectan y a su relación con fenómenos meteorológicos de superficie.

Si bien se han analizado situaciones particulares de anomalías persistentes de temperatura y precipitación y las características y trayectorias de las masas de aire involucradas, el objetivo de esta tesis es realizar una climatología sinóptica de los patrones de circulación asociados, particularmente, a masas de aire extremas.

Los aportes originales consistirán en:

- 1) Ampliar el conocimiento de la estructura vertical y temporal de las masas de aire que afectan a la República Argentina y los fenómenos de tiempo asociados.
- 2) Identificar los principales patrones de circulación de superficie y altura que están relacionados con los valores extremos de las masas de aire.
- 3) Caracterizar las masas de aire extremas a través de variables de superficie.
- 4) Contribuir al mejoramiento del pronóstico de las situaciones analizadas.

El conocimiento de los rangos de las variables de superficie, la precipitación asociada, los campos de circulación y la persistencia, de las masas frías y cálidas en distintas latitudes de nuestro país, en verano e invierno, contribuirá al diagnóstico y pronóstico del tiempo en nuestro país, y por otro lado en la toma de decisiones del sector agropecuario (por ej. en la elección de la fecha de siembra, en

la prevención de plagas y enfermedades), en el área de la salud (detección de masas de aire asociadas a aparición de enfermedades, a aumentos de mortalidad) y en todo problema de características bioclimáticas.

2.2. Objetivo general

El objetivo general de esta tesis es:

Ampliar el conocimiento de la estructura espacial, vertical y temporal de las masas de aire que afectan a la República Argentina y de los campos de circulación atmosférica asociados, en invierno y verano.

2.3. Objetivos particulares

Determinar las características estadísticas de las masas de aire, a través de un análisis de la temperatura adiabática equivalente, en distintas latitudes del país.

Detectar la ocurrencia de días con masas de aire extremas frías y cálidas.

Relacionar las masas de aire extremas, obtenidas a partir de la temperatura adiabática equivalente, con variables de superficie (temperatura media diaria, temperatura mínima, temperatura máxima, dirección del viento, ocurrencia de precipitación, presión atmosférica) y de altura (temperaturas, temperaturas de rocío, viento y alturas geopotenciales, en los niveles estándar).

Caracterizar la circulación atmosférica de superficie y de altura asociada a las situaciones extremas de las masas de aire.

Analizar la variabilidad interanual de las masas de aire extremas y correlacionarlas con la variabilidad de las temperaturas y precipitación en superficie.

CAPITULO II

CARACTERÍSTICAS ESTADÍSTICAS DE LA TEMPERATURA ADIABÁTICA EQUIVALENTE

1. INFORMACIÓN UTILIZADA

El objetivo de este capítulo es analizar algunas características estadísticas de la temperatura adiabática equivalente (θ_{ae}), en invierno y verano (promedios, desviaciones estándar, distribuciones de frecuencias, distribuciones de deciles, persistencia, etc.)

Para ello se utiliza la información de las siguientes estaciones de radiosondeo de la red del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (Tabla 2.I y figura 2.1):

Tabla 2.I: Latitud, longitud, altura y abreviatura de las estaciones analizadas.

ESTACIÓN	ABREVIATURA	LATITUD	LONGITUD	ALTURA
Salta	SAL	24°51'S	65°29'O	1226 m
Resistencia	SIS	27°27'S	59°03'O	52 m
Córdoba	CBA	31°19'S	64°13'O	474 m
Mendoza	MZA	32°50'S	68°47'O	704 m
Ezeiza	EZE	34°49'S	58°32'O	20 m
Santa Rosa	OSA	36°34'S	64°16'O	189 m
Comandante Espora	EPO	38°44'S	62°10'O	74 m
Neuquén	NEU	38°57'S	68°08'O	270 m
Comodoro Rivadavia	CRV	45°47'S	67°30'O	61 m

La información utilizada incluye observaciones diarias de temperatura (°C) y temperatura de punto de rocío (°C) a la hora 12 UTC en los niveles de 850, 800, 700, 600, 500 y 400 hPa.

El período investigado varía entre las estaciones siendo para Resistencia, Ezeiza y Comodoro 1958/1997, Córdoba 1959/1996, Espora 1964/1991, Mendoza 1965/1997, Neuquén 1958/1996, Salta 1965/1994 y Santa Rosa 1965/1991.

Los datos de temperatura (T) y temperatura de punto de rocío (TD) fueron consistidos teniendo en cuenta los siguientes criterios:

- 1) T mayor o igual a TD
- 2) T dentro del intervalo: valor medio más-menos 4 desviaciones estándar
- 3) TD dentro del intervalo: valor medio más-menos 4 desviaciones estándar

Los datos que no cumplían estas características fueron eliminados de la serie.

De este modo el porcentaje de datos de T y TD en los niveles de 850, 700, 500 y 400 hPa. alcanza en promedio un 80%, siendo mínimo en Mendoza (73%) y máximo en Ezeiza (90%). Cabe destacar que la cantidad de casos correspondientes a los niveles de 800 y 600 hPa. es menor respecto de las demás alturas debido a que los radiosondeos correspondientes al período 1991/1997 no tenían datos de estos dos niveles. Por lo tanto el porcentaje medio de datos asciende al 70 % siendo mínimo en Mendoza y máximo en Ezeiza.

Estos porcentajes de información disponible se consideran aceptables a los fines propuestos en esta Tesis, teniendo en cuenta la cantidad de casos analizados.

A partir de los datos de T y TD se calculó la serie de temperatura adiabática equivalente (θ_{ae}) para cada estación estudiada,

a partir de la expresión dada por Rossby (1932).

2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

2.1. Análisis mensual y estacional

2.1.1. Agrupamientos estacionales

Se estudiaron los promedios y las desviaciones estándar de θ_{ae} correspondientes a cada mes con el objeto de analizar estadísticamente si era posible tomar el agrupamiento de los meses de diciembre, enero y febrero representando el verano; marzo, abril y mayo representando el otoño; junio, julio y agosto representando el invierno; septiembre, octubre y noviembre representando la primavera. Para ello se utilizaron los test "t de Student de diferencias de medias de muestras independientes" y "test de homogeneidad de varianzas" con un nivel de significancia del 1% (Panofsky y Brier, 1958).

De la comparación de los promedios mensuales se puede decir que es factible aceptar el agrupamiento de los meses que representan el período de invierno en las estaciones analizadas en 850 y 500 hPa. No ocurre así en las estaciones intermedias, otoño y primavera, donde el "test" indica que el agrupamiento de los meses en estos períodos debería ser tomado con cautela. En cuanto al verano cabe destacar que las diferencias de los promedios mensuales de enero y febrero no son significativas, sucediendo lo contrario con el mes de diciembre en todas las estaciones analizadas.

En el caso de la desviación estándar, con el nivel de significancia establecido, se puede inferir, en general, que en verano, otoño, invierno y primavera al menos un par de desviaciones estándar mensuales son homogéneas.

2.1.2. Promedios y desviaciones estándar estacionales

Se analizaron los valores medios y las desviaciones estándar del verano y del invierno de θ_{ae} , los cuales se muestra en la figura 2.2 (promedios) y en la figura 2.3 (desviaciones estándar).

Los promedios aumentan con la altura en todas las estaciones en invierno (Figura 2.2), siendo la mayor variación en Mendoza y Salta entre 850 y 700 hPa., esto podría deberse a la altura de estas últimas estaciones, ya que el nivel de 850 hPa. coincide aproximadamente con el nivel de superficie. Los promedios más fríos se encuentran en Comodoro en todos los niveles y los más cálidos en Resistencia entre 850 y 800 hPa. y en Salta en los demás niveles.

En el período estival (Figura 2.2) varía el comportamiento con la altura de los valores medios en las distintas estaciones. En Comodoro y Neuquén aumentan con la altura; en Córdoba, Ezeiza y Resistencia disminuyen hasta 700 hPa. y luego aumentan; en Espora y Santa Rosa disminuyen hasta 800 hPa. y luego aumentan; y en Mendoza y Salta disminuyen hasta 600 y 500 hPa. respectivamente. La disminución en SIS es continua, pero en SAL, CBA y MZA hasta 800 hPa. la θ_{ae} permanecen aproximadamente constante y luego sufre una mayor disminución; esta diferencia en el comportamiento entre SIS y las estaciones al oeste del país podría deberse al efecto de altura de las estaciones próximas a la cordillera, ya que el nivel de 850 hPa. está muy cercano a la superficie. Los máximos promedios se observan en Salta y los mínimos en Comodoro.

De este modo se observa, en el centro y norte del país, una mayor inestabilidad de las masas de aire en verano, ya que debido al fuerte calentamiento continental se generan movimientos convectivos que implican mezcla y por lo tanto un fuerte transporte de calor y humedad.

Se observa, en 850 hPa., una mayor variación de los promedios con la latitud en verano, debido al calentamiento continental que afecta a las masas de aire calentándolas desde abajo, principalmente en el centro y norte del país. Esta dispersión disminuye con la altura, siendo aproximadamente igual en verano e invierno a partir de los 600 hPa.

En cuanto a la desviación estándar (Figuras 2.3) se observa que en todas las estaciones analizadas disminuye con la altura tanto en verano como en invierno, siendo mínima esta variación en Comodoro (verano e invierno) y en Neuquén (invierno), y máxima en Resistencia (verano e invierno).

Hasta el nivel de 700 hPa. la mayor desviación estándar se presenta en Resistencia y la menor en Comodoro y Neuquén, por arriba de este nivel se invierte esta situación.

Al analizar la homogeneidad de las desviaciones estándar con la latitud se infiere que en verano en 850 hPa. la variabilidad de las masas de aire en Córdoba, Espora, Ezeiza, Mendoza y Santa Rosa no difieren estadísticamente al 1%; en 500 hPa. se observa esta característica en las masas que afectan a Córdoba, Ezeiza, Mendoza, Neuquén, Resistencia, Salta y Santa Rosa.

En el período invernal la homogeneidad de la variabilidad en 850 hPa. se detecta al 1% entre Comodoro y Neuquén, entre Córdoba y Ezeiza, y por último entre Espora y Santa Rosa; en el nivel superior se observa que no hay diferencias significativas en la variabilidad de las masas de aire alrededor del promedio por un lado entre Comodoro y Espora, por otro lado entre Ezeiza, Mendoza y Santa Rosa y por último entre Resistencia y Salta.

De lo expuesto anteriormente se puede inferir una mayor homogeneidad de la variabilidad de las masas de aire que afectan nuestro país en el período estival. Esto podría deberse a la posición geográfica de los vientos máximos en la alta tropósfera y cerca de la tropopausa ya que la misma está relacionada con las condiciones de tiempo en superficie, por lo tanto con las masas de aire asociadas (Doyle y Barros, 1994).

Según Doyle y Barros (1994) la posición del viento máximo en 200 hPa. (nivel asociado a la corriente en chorro subtropical) se encuentra en su latitud norte más extrema en invierno (25°S) y en su latitud sur más extrema en verano (37.5°S). La mayor frecuencia de

máximos en la zona continental en verano parece indicar que el efecto del calentamiento continental influye en la ocurrencia de los máximos de viento, probablemente como una consecuencia de la Alta de Bolivia o por la mayor expresión de la circulación de Hadley, o por ambas cosas, que están a su vez relacionadas.

Por lo tanto la posición de los vientos máximos asociados a la corriente en chorro subtropical afecta los estados de tiempo y las masas de aire asociadas en todas las estaciones analizadas, excepto EPO, NEU y CRV, en el período estival.

Además los campos medios de 1000 y 500 hPa. en verano (Figuras 2.4 y 2.5) e invierno (Figuras 2.6 y 2.7), muestran los movimientos de los sistemas que afectan nuestro país: en verano se produce una intensificación y un desplazamiento hacia el sur de la depresión del noroeste (DNOA), y en consecuencia, una entrada hacia latitudes mayores, que en invierno, de las masas de aire provenientes del norte.

Al aplicar a las estaciones con variabilidad homogénea el "test t de Student" para diferencias de medias entre dos muestras independientes se obtiene que en 850 hPa. no existen diferencias significativas entre los valores medios estivales de Córdoba y Mendoza. Tanto en 500 hPa. en verano e invierno como en 850 hPa. en invierno todos los pares de estaciones presentan diferencias significativas al 5 y 1%. Evidentemente las condiciones dinámicas de las distintas latitudes varía, por lo tanto es esperable que los promedios de las masas de aire que afectan a las distintas latitudes presenten diferencias significativas.

2.1.3. Onda anual

Para cada una de las series de θ_{aa} se calculó la onda anual promedio aplicando el método de Jones (Jones, 1964).

Una buena representación de la onda determinística puede obtenerse aplicando la técnica de análisis armónico clásico a cada una de las ondas anuales calculadas previamente.

El primer armónico, en todas las estaciones, explica más del 90% de la varianza total tanto en 850 como en 500 hPa.

Los resultados obtenidos muestran, en términos generales, que las amplitudes del primer armónico en 850 hPa. disminuyen al aumentar la latitud, al igual que los valores máximos y mínimos. En cuanto a la fecha de ocurrencia de los máximos y mínimos se observa un retraso con el aumento de la latitud. (Figuras 2.8 y 2.9)

En 500 hPa. las amplitudes del primer armónico no difieren en forma significativa entre las estaciones estudiadas, encontrándose el máximo valor en Espora, Comodoro y Neuquén, y el valor mínimo en Resistencia. El comportamiento de los valores máximos y mínimos presenta la misma característica explicada para el nivel de 850 hPa. Sin embargo es importante destacar que las fechas de ocurrencia de los valores extremos no presentan características regulares con la latitud ya que Mendoza, Santa Rosa y Neuquén muestran un retraso respecto de SIS, CBA, EZE y EPO (Figura 2.10).

La ocurrencia de los máximos de las ondas anuales de θ_{ae} se produce casi simultáneamente en toda la tropósfera.

2.1.4. Histogramas

Con el objeto de sintetizar el comportamiento de θ_{ae} se calcularon y analizaron los histogramas de verano e invierno para cada estación en los niveles de 850 y 500 hPa.

En verano e invierno en ambos niveles analizados las distribuciones de frecuencia (Figuras no mostradas) presentan un sólo máximo, con la excepción de Resistencia en invierno en el nivel inferior que presenta una distribución con tres máximos. Según Hoffman (1971) y Scian y otros (1978) estos intervalos de máxima frecuencia representan: el primero las masas de aire frías provenientes del sur, el segundo intervalo las masas de aire intermedias o retrógradas, cuando el viento rota del sector sur al sector norte y la masa de aire

frío regresa algo modificada, y el último intervalo más caliente configura las masas de aire más autóctonas de SIS provenientes del norte o noreste debido a la circulación del anticiclón del Atlántico y también las masas de aire frías o retrógradas calentadas a causa de los procesos radiativos y evaporativos intensos que tienen lugar en esas latitudes. Esta característica hallada en SIS coincide con lo encontrado por Scian y otros (1978) para el período 1958-1967 y por Hoffmann (1971) en Corrientes.

Con el objeto de comparar la posición relativa de los máximos de frecuencias, y los extremos fríos y cálidos en las distintas latitudes se analizaron las distribuciones de frecuencias relativas ya que los períodos de información varían entre las estaciones. Los resultados se muestran en la Tabla 2.II.

En 850 hPa. se puede ver que durante el verano el intervalo de máxima frecuencia disminuye con la latitud, excepto en SRO. En invierno hay que destacar que el primer intervalo de máxima frecuencia de Resistencia (300-305°K) coincide con el intervalo correspondiente a las masas de aire más frecuentes en Córdoba, Mendoza, Ezeiza y Santa Rosa. Por otro lado Espora y Comodoro presentan el mismo intervalo de mayor frecuencia (290-295°K). Esta mayor coincidencia en los valores de θ_{ae} de los intervalos de máxima frecuencia entre diferentes estaciones del país durante el período invernal, indicaría que las masas de aire más frecuentes sufren una menor transformación con la latitud en dicho período respecto del verano.

En verano Ezeiza presenta un intervalo de máxima frecuencia igual a EPO y menor que CBA y SRO. En particular, en EZE, se observa una asimetría positiva indicando una buena definición de las masas de aire más frías y una gran variabilidad de las más cálidas, lo cual concuerda con lo hallado por Scian y otros (1978).

En verano las masas de aire más frías (dentro del primero y segundo decil, 2° línea Tabla 2.II.a)) identificadas en NEU y CRV, se transforman significativamente durante su trayectoria hacia el norte por el continente caliente, especialmente a partir de EZE. En invierno debido al rápido pasaje de las masas frías y a las condiciones

extremas de temperatura que presenta el continente la transformación de las masas más frías es menor (2° línea Tabla 2.II.b)).

MZA presenta una gran variación estacional en el rango de masas de aire más cálidas (dentro del noveno y décimo decil). En verano no se diferencia de SIS, debido a la mayor homogeneidad de las masas de aire en el centro y norte del país durante este período del año. En cambio en invierno es sometida a la influencia de masas de aire más frías provenientes del sur.

Durante el invierno las masas más frías se manifiestan en Comodoro y las más cálidas en Córdoba seguida por Resistencia. Este comportamiento encontrado en Córdoba estaría fuertemente relacionado con la dirección de viento norte predominante durante este período del año (Fernández y Necco, 1987), y con el bajo contenido de humedad.

En ambas estaciones del año, Comodoro y luego Neuquén tienen un menor rango de masas de aire, lo cual podría deberse a la poca variabilidad en la circulación atmosférica que afecta la región patagónica. La diferencia importante de destacar entre Comodoro y Neuquén es que la primera presenta menores amplitudes de θ_{ae} en verano, posiblemente debido a la influencia marítima y a la menor altura respecto de NEU.

En 500 hPa. (tabla no mostrada), en verano, se puede identificar dos zonas homogéneas a partir de los valores de θ_{ae} correspondientes al intervalo de mayor frecuencia, ellas son: el centro-norte, y el sur del país. Durante el período invernal se pueden determinar, nuevamente, regiones homogéneas: por un lado SIS y SAL, por otro CBA, EZE, MZA, SRO, EPO y NEU y finalmente CRV.

2.1.5. Cálculo de deciles

Con el propósito de determinar las distintas masas de aire que afectan una región se calcularon los deciles de las series de θ_{ae} en verano e invierno, en 850 hPa.

Se estableció el siguiente criterio para clasificar las masas de aire más frías y cálidas:

- a) masas de aire más frías: ocurren en los días en que los valores de θ_{ae} corresponden a los dos primeros deciles
- b) masa de aire más cálidas: ocurren en los días en que los valores de θ_{ae} corresponden a los dos últimos deciles.

A fin de realizar una comparación latitudinal de la distribución de deciles, se agruparon las estaciones de dos formas, para que sea más clara su observación. Por un lado SIS, EZE, SRO, EPO, NEU y CRV (Figura 2.11) y por otro lado SAL, SIS, CBA, MZA, EZE y NEU (Figura 2.12).

En ambos casos se observa una menor variación latitudinal de los deciles en invierno respecto del verano. Además esta concentración se manifiesta en mayor grado en las masas de aire más frías.

En el primer grupo de estaciones SIS y CRV actúan como envolvente del resto de las localidades, diferenciándose más de las mismas en verano. Durante el invierno los deciles de todas las estaciones, excepto Resistencia, se acercan a los valores de Comodoro, pero en los máximos se observa una agrupación latitudinal entre Resistencia y Ezeiza, entre Santa Rosa y Espora y por último entre Neuquén y Comodoro.

En el otro conjunto SAL y NEU y SIS y NEU en verano e invierno, respectivamente, cumplen la función de máximos y mínimos.

En general se observa (TABLA 2.II) que los valores de θ_{ae} correspondiente al segundo, cuarto, sexto y octavo decil disminuyen con la latitud en verano e invierno en 850 hPa., con la excepción de SAL en el período invernal. Al respecto se debe tener en consideración el bajo contenido de humedad de SAL durante este período del año y que el nivel de 850 hPa. es prácticamente el nivel de superficie, debido a su altura media sobre el nivel del mar.

2.2. Análisis diario

2.2.1. Persistencia de los valores extremos

Las variables atmosféricas en general presentan dependencia estadística con los valores anteriores o futuros. Esta dependencia es usualmente conocida como "persistencia". La persistencia puede ser definida como la existencia de dependencia estadística a lo largo de sucesivos valores de la misma variable, o a través de la sucesión de ocurrencia de un evento dado (Wilks D., 1995).

Se analizó la persistencia de los valores extremos de θ_{ae} a través del estudio de la duración de las secuencias de días en que ocurren estos casos críticos.

En términos generales en invierno se presentan situaciones en que las masas de aire más frías persisten por más tiempo, respecto del verano, en todas las estaciones analizadas. La figura 2.13 muestra las distribuciones de frecuencias de las duraciones de las masas más frías en invierno y verano para Resistencia, Córdoba, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. La persistencia máxima en invierno oscila entre 9-14 días y en verano entre 5-10 días, con la excepción de SIS que presenta un caso que persiste hasta los 12 días.

En cuanto a las masas de aire cálidas se observa que Ezeiza divide al país en dos zonas que muestran distintos comportamientos: al norte de la misma estas masas persisten por más tiempo en invierno; al sur de ella no hay diferencias importantes en la máxima duración entre los períodos invernal y estival; y por último en Ezeiza las masas cálidas persisten en mayor grado en verano. Estos resultados pueden observarse en la figura 2.14.

Si se analiza la duración máxima de los deciles extremos, primero y último, (figuras no mostradas) se observa que la dispersión de su máxima persistencia con la latitud es menor que considerando a los deciles primero y segundo y noveno y décimo juntos.

Las frecuencias relativas de las persistencias de masas más cálidas y más frías, en verano e invierno, disminuyen a medida que aumenta la duración. En todos los casos el comportamiento de la persistencia puede representarse por una exponencial decreciente con una varianza explicada del 90%. En la figura 2.15 se muestra el comportamiento de la duración de las masas más cálidas en invierno y verano en EZE, y su ajuste exponencial.

2.2.3. Persistencia como probabilidad condicional

Se calcularon las probabilidades condicionales de todos los pares de deciles posibles en verano e invierno, con el objeto de detectar la persistencia y los cambios y transformaciones más frecuentes de las masas de aire de un día respecto del día anterior en las distintas latitudes.

La probabilidad condicional de un evento, dado la ocurrencia de otro, se denota de la siguiente manera (Panofsky y Brier, 1958):

$$P(E_1 / E_2) = P(E_1 \text{ dado que } E_2 \text{ ocurrió o ocurrirá})$$

$$P(E_1 / E_2) = \frac{P(E_1 \cap E_2)}{P(E_2)}$$

Esta probabilidad puede ser estimada como una frecuencia relativa condicional donde:

$$P(E_1 / E_2) = \frac{\text{Número de casos en que ocurren } E_1 \text{ y } E_2 \text{ juntos}}{\text{Número de casos en que ocurren } E_2}$$

En los periodos estival e invernal las probabilidades condicionales muestran que las masas de aire más frías y cálidas muestran una mayor probabilidad a persistir en todas las estaciones

analizadas. En cuanto a las masas de aire que pertenecen a los otros deciles presentan sus máximas probabilidades condicionales en general en los casos que representan persistencia, sin embargo estas probabilidades no difieren en forma tan significativa de las que definen enfriamiento o calentamiento. A partir del quinto decil tienden principalmente a aumentar el valor de θ_{ae} , tanto en verano como en invierno. La Tabla 2.III muestra las probabilidades condicionales para SIS en los dos períodos del año analizados.

En la Tabla 2.IV, tanto en verano como en invierno puede observarse que una masa de aire más fría (cálida) es reemplazada por una masa de aire más cálida (fría). Sin embargo es importante destacar que las probabilidades de ocurrencia son mayores, en general, para las situaciones en que una masa de aire cálida es desalojada por masas de aire muy frías.

3. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO II

Cabe recordar que las masas de aire que afectan al país son advectadas de otras regiones, sufriendo transformaciones en su recorrido. Por lo tanto el análisis estadístico se realiza sobre los valores de θ_{ae} observados en cada estación aerológica, después que la masa de aire sufrió transformaciones desde su lugar de origen. A partir de este análisis se puede determinar una serie de conclusiones que se exponen a continuación.

El rango de variación de las masas de aire que afectan al país disminuye con el aumento de la latitud. Las estaciones del centro y norte del país, están fuertemente afectadas por la circulación proveniente del anticiclón del Atlántico, pero también llegan masas de aire que irrumpen desde el sur, y las estaciones del sur del país son afectadas, principalmente, por la circulación de los oestes.

A través de las distribuciones de frecuencias de SIS, en invierno, se identifican claramente tres máximos de frecuencias que podrían representar a las masas de aire más frecuentes en la zona. Ellas son, según Hoffmann (1971) y Scian y otros (1978): una masa de

aire frío, una masa de aire fría retrógrada y una masa de aire caliente.

Si bien EZE y CBA son afectadas por estos tres tipos de masas de aire, transformadas en su recorrido, sus distribuciones de frecuencias presentan un solo máximo, que en EZE es determinado por masas de aire más frías que en CBA, principalmente en verano.

En verano en el centro y norte del país, en el nivel de 850 hPa., se observa una mayor homogeneidad de las masas de aire debido a que la corriente en chorro subtropical se ubica alrededor de los 35°S (siendo su posición sur más extrema), a la intensificación de la baja del noroeste y por ende a la mayor influencia de la circulación atlántica norte. En invierno la homogeneidad de las masas de aire se presenta en tres franjas prácticamente latitudinales.

Se estableció un criterio estadístico sencillo a fin de caracterizar las masas de aire más cálidas y más frías en cada localidad y época del año, el cual se basa en la determinación de los deciles de θ_{ae} estacionales. Las masas de aire clasificadas como más frías presentan una menor variación latitudinal que las caracterizadas como más cálidas.

En general en todas las estaciones analizadas la probabilidad de que una masa de aire extrema cálida sea desalojada por una masa de aire extrema fría es mayor que para la situación inversa.

En cuanto a la persistencia de las masas de aire extremas se observa que las más frías persisten por más tiempo en invierno, respecto del verano. En cuanto a las masas de aire más cálidas se observa que Ezeiza divide al país en dos zonas que muestran distintos comportamientos: al norte de la misma estas masas persisten por más tiempo en invierno; al sur de ella no hay diferencias importantes en la máxima duración entre los períodos invernal y estival; y por último en Ezeiza las masas cálidas persisten en mayor grado en verano. La detección y el análisis de estas situaciones de persistencia de masas de aire extremas son de real importancia debido a sus implicancias económicas desde el punto de vista bioclimático.

CAPÍTULO III

ESTRUCTURA VERTICAL, TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS MASAS DE AIRE MÁS FRÍAS Y MÁS CÁLIDAS Y SU RELACIÓN CON VARIABLES DE SUPERFICIE

1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo anterior se analizaron las características de la temperatura adiabática equivalente, que representa a las masas de aire, desde 850 hasta 400 hPa., y a partir de la distribución de deciles se determinó un criterio para la clasificación de masas más cálidas y más frías. La pregunta que surgió fue: ¿cuál es la relación entre la θ_{ae} y otras variables atmosféricas, en los casos de masas de aire más frías y más cálidas?.

Para analizar estas relaciones se consideró importante estudiar las características de la atmósfera el primer día en que se establecía la masa de aire extrema ("evento extremo" ó "día 0"), aunque la misma persista por más tiempo. Además, con el objeto de garantizar la independencia entre dos fechas consecutivas de masas de aire extremas cálidas o frías, se las eligió de manera que estén separadas al menos por cuatro días, ya que este es el tiempo de independencia (Leith, 1973) para la temperatura (Bischoff, 1988), variable de la cual deriva la θ_{ae} . De este modo se obtienen de 6 a 8 situaciones para cada verano e invierno.

Se establecieron distintos objetivos que se llevaron a cabo en este capítulo. **El primer objetivo** fue realizar una comparación

latitudinal y estacional del comportamiento de los eventos extremos desde el punto de vista de su estructura vertical.

La información utilizada en este caso corresponde a las estaciones de radiosondeo de la red del SMN: Resistencia, Córdoba, Ezeiza, Neuquén y Comodoro Rivadavia, correspondiente a los 14 niveles estándar, desde superficie a 100 hPa, a las 12 UTC.

Las variables registradas durante estos sondeos atmosféricos son: altura geopotencial (AG, mgp), temperatura (T, °C), temperatura de punto de rocío (TD, °C), humedad relativa (HR, %) y dirección de viento (DD, grados).

El período investigado corresponde a los veranos e inviernos de los años 1959 a 1991.

El segundo objetivo de este capítulo fue determinar la relación entre la temperatura adiabática equivalente en 850 hPa. y las variables de superficie, durante la ocurrencia de eventos extremos. Para ello se determinaron los promedios de las variables de superficie para cada tipo de masa de aire en verano e invierno.

Se eligió una hora sinóptica determinada, en este caso 8 horas, para determinar la evolución diaria de las masas de aire y las variaciones interdiurnas de los parámetros que la caracterizan. Además coincide con la hora de los radiosondeos. En algunas variables también se analizó su valor a las 14 horas.

La información utilizada en este punto corresponde a los datos de superficie de las estaciones del SMN: Resistencia, Córdoba, Ezeiza, Neuquén y Comodoro Rivadavia. Las variables analizadas a las 8 ó 9 horas local son: temperatura (T8), presión atmosférica (P8), tensión de vapor (E8), temperatura de punto de rocío (TD8), humedad relativa (HR8), dirección del viento (DD8) y nubosidad total (N8) y baja (NB8); a las 14 ó 15 horas local: temperatura (T14) y tensión de vapor (E14); y la temperatura media (TMED), temperatura mínima media (TMIN), temperatura máxima media (TMÁX) y ocurrencia o no de precipitación

(PP). El período investigado corresponde a los veranos e inviernos de los años 1959 a 1991.

Todos los datos de superficie y de radiosondeos fueron consistidos de manera que aquellos que superaban al valor medio más 4 desviaciones estándar o eran inferiores al valor medio menos 4 desviaciones estándar, se eliminaron.

El porcentaje de datos resultante, luego de la consistencia, es aceptable para la realización de la tesis.

El tercer objetivo fue analizar la evolución temporal de todas las variables de superficie y radiosondeo mencionadas y de la temperatura adiabática equivalente, para las masas de aire más frías y cálidas, desde tres días antes de la ocurrencia del evento extremo en 850 hPa. y hasta dos días después del mismo.

El cuarto y último objetivo del presente capítulo fue analizar los campos medios de circulación asociados a la ocurrencia de eventos fríos y cálidos.

Para este objetivo la información utilizada comprende los campos de altura geopotencial en niveles de 1000 y 500 hPa (12 UTC) provenientes de los reanálisis del ECMWF.

2. ESTRUCTURA VERTICAL

2.1. Radiosondeos medios estacionales

Para las fechas correspondientes al primer día de masas de aire más cálidas y más frías en SIS, CBA, EZE, NEU y CRV se calcularon los respectivos sondeos medios. La figura 3.1 muestra los sondeos medios de los eventos fríos en verano e invierno en todas las estaciones analizadas.

Los sondeos medios analizados presentan tropopausas mejor definidas cuanto mayor es la latitud, tanto en verano como en invierno en los eventos fríos y cálidos.

Para cada estación analizada estas tropopausas presentan su mayor definición en invierno, en ambos eventos extremos.

Las tropopausas son más bajas en los eventos fríos, respecto de los cálidos, tanto en verano como en invierno.

En cuanto a los eventos fríos, en SIS y EZE en verano e invierno, es destacable la fuerte disminución de humedad que se produce entre 1000 y 850 hPa. En el resto de las estaciones se observa un acercamiento entre la T y la TD a medida que aumenta la altura.

Durante los eventos cálidos, en verano e invierno en CRV y en invierno en NEU se observa poca variación de la humedad relativa con la altura (figuras no mostradas).

La inversión por radiación se observa principalmente en invierno, durante la ocurrencia de eventos cálidos en SIS, EZE y CRV, entre 1000 y 900 hPa. La presencia de la inversión en esta época del año se debe a la hora en que se realiza el radiosondeo (8 o 9 hora local), ya que la radiación solar no logra compensar, aún, el enfriamiento nocturno.

2.2. Anomalías medias estacionales

Las anomalías medias estacionales de altura geopotencial, temperatura, humedad relativa y θ_{se} correspondientes al primer día de masas más cálidas y más frías, fueron calculadas restándole a los respectivos sondeos medios el sondeo promedio estacional del período 1959-1991. Las anomalías de altura geopotencial fueron normalizadas, debido a que las mismas difieren en un orden de magnitud entre 1000 y 100 hPa.

La figura 3.2 muestra las anomalías medias para los eventos fríos en verano e invierno en SIS, EZE y CRV.

En todas las estaciones analizadas, los eventos fríos están asociados a anomalías positivas de AG en la tropósfera baja que invierten su signo a partir de los 850 a 700 hPa. en invierno y verano. En particular, en el periodo estival, CRV presenta este cambio de signo en 900 hPa.

La amplitud máxima de las anomalías de AG (ver figura 3.3) con la presión es mayor en invierno que en verano, en las estaciones del centro y norte del país. Esto estaría asociado con una mayor baroclinicidad en esta época del año.

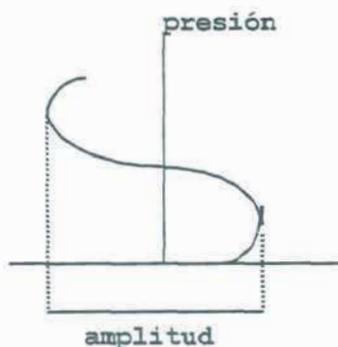


Figura 3.3: Amplitud de la variación de las anomalías con la presión.

Se observan para estos eventos fríos anomalías negativas de T y θ_{ae} en todos los niveles de la tropósfera, en verano e invierno.

En invierno las anomalías de T son mayores que en verano, especialmente en SIS. Esta variación estacional disminuye a medida que aumenta la latitud.

Las anomalías de θ_{ae} disminuyen su intensidad con el aumento de la latitud, en verano e invierno.

En SIS y EZE, en verano e invierno, y en CBA y NEU en verano, se observan anomalías negativas de HR en toda la tropósfera. Cabe destacar que la magnitud de estas anomalías aumentan en módulo con la

presión, desde 1000 a 850 hPa., aproximadamente. En NEU en invierno y en CRV en ambos períodos del año, se manifiestan anomalías positivas entre 1000 y 800 hPa., y por encima de este nivel se invierte el signo de las mismas.

Respecto de las anomalías de AG, T, θ_{ae} y HR, las masas de aire asociadas a eventos cálidos presentan un comportamiento prácticamente simétrico respecto de los eventos fríos, en todas las estaciones en verano e invierno. La figura 3.4 muestra las anomalías de AG, T y θ_{ae} correspondientes a eventos cálidos en EZE y CRV, en invierno y verano. Nuevamente, en NEU y CRV en verano, las anomalías, en este caso positivas de AG, ocupan un espesor más pequeño que en el resto de las estaciones.

2.3. Viento

A fin de analizar las direcciones preferenciales del viento durante la ocurrencia del primer día de masas de aire extremas, se calcularon las distribuciones de frecuencias porcentuales en cada nivel de presión (1000 a 100 hPa.), tomando una rosa de viento de ocho direcciones (N, EN, E, SE, S, SO, O, NO).

2.3.1. Eventos fríos

La Tabla 3.I muestra las frecuencias relativas porcentuales de dirección de viento para el primer día de ocurrencia de masas de aire más frías en SIS, EZE y CRV, en verano e invierno, entre 1000 y 100 hPa.

El comportamiento de la estructura vertical de la dirección de viento difiere notablemente del campo de viento climatológico (Fernández y Necco, 1987) en SIS, EZE y CBA, tanto en verano como en invierno, principalmente en la tropósfera inferior. Estas diferencias se manifiestan esencialmente en el aumento de las frecuencias de las direcciones SE, S y SO y a la importante disminución de casos con

viento norte. En NEU y CRV las mayores diferencias se observan en invierno.

En invierno en capas bajas de la atmósfera existe un predominio del viento sudeste y sur en SIS, del sur en CBA, del sudoeste en EZE, NEU y CRV. En verano, en SIS predominan los casos con dirección sudeste, en CBA con dirección sur, en EZE la dirección sudeste y sur, y en NEU y CRV la dirección sudoeste.

En niveles medios de la tropósfera las frecuencias más altas corresponden a vientos del sudoeste u oeste; ésta última dirección continúa su prevalencia en niveles superiores, acorde al campo climatológico. Estas direcciones indicarían la entrada de una cuña anticiclónica o la presencia aún del eje de vaguada sobre las estaciones en esos niveles.

Por otro lado se determinaron las advecciones térmicas a través de la rotación del viento con la altura. Para ello se tomaron cuatro capas de la atmósfera: 1000-850 hPa., 850-700 hPa., 700-500 hPa. y 500-300 hPa. Los resultados se observan en la Tabla 3.III.

En SIS y EZE, en invierno, en la capa más cercana a superficie, el porcentaje de advecciones frías es inferior o aproximadamente igual al de advecciones cálidas. En ambas estaciones prevalece la advección térmica nula. En las capas superiores aumentan significativamente las advecciones frías.

En verano, ya prevalecen las advecciones frías en la primer capa.

En CBA predominan las advecciones frías entre 850-700 hPa., tanto en verano como en invierno y luego comienzan a aumentar las advecciones térmicas nulas.

En NEU las advecciones frías superan a las cálidas en todas las capas (desde 850-700 hPa.), pero se observa un neto predominio de advecciones térmicas cero.

Resulta importante destacar la singularidad que se observa en CRV, ya que en la primera capa el porcentaje de advecciones cálidas es el más grande, principalmente en invierno. En las capas siguientes esta relación se invierte.

2.3.2. Eventos cálidos

La Tabla 3.II muestra las frecuencias relativas porcentuales de dirección de viento para el primer día de ocurrencia de masas de aire más cálidas en EZE, NEU y CRV, en invierno y verano entre 1000 y 100 hPa.

En SIS (tabla no mostrada), las direcciones predominantes en 1000 hPa. son del norte y noreste, en verano e invierno, siendo sus porcentajes mayores a los del campo climático (Fernández y Necco, 1987). En 900 y 850 hPa. las frecuencias máximas ocurren para los vientos con componente norte y noroeste.

En CBA (tabla no mostrada) en capas bajas la dirección con mayores frecuencias es norte.

En EZE el viento en la tropósfera baja prevalece del noroeste, noreste y norte, tanto en verano como en invierno.

En niveles medios en SIS, EZE y CBA la dirección predominante es del noroeste, que podría asociarse a la presencia de un eje de vaguada corriente arriba. En capas altas el viento predominante es del oeste.

NEU y CRV muestran un comportamiento similar en invierno, ya que en ambas estaciones predominan los vientos del oeste en todos los niveles, si bien NEU presenta una mayor dispersión de direcciones. Durante el verano, en la tropósfera inferior, en CRV predominan también vientos del oeste, pero en NEU lo hacen los vientos con componente norte.

En cuanto al análisis de las advecciones térmicas (Tabla 3.III) se observa que en todas las capas. predominan las advecciones cálidas

y le sigue el porcentaje de advecciones nulas. En SIS, EZE y CBA se observan diferencias estacionales, ya que en verano en las capas de 700-500 hPa. y de 500-300 hPa. se evidencia un aumento importante de advecciones frías.

2.4. Variables de superficie

Con el objeto de relacionar a las masas de aire extremas, establecidas a través de la θ_{ae} en 850 hPa., con distintas variables de superficie se determinan los valores medios de varios parámetros para el primer día de masas de aire más cálidas y más frías en verano e invierno.

En las Tablas 3.IV y 3.V figuran los valores medios de las 8 horas correspondientes a temperatura, tensión de vapor, humedad relativa, punto de rocío y presión atmosférica; los valores medios de las 14 horas de temperatura y tensión de vapor; la temperatura media, la temperatura máxima media y temperatura mínima media. Además se indica el promedio invernal y estival climático de cada parámetro analizado.

Se observa que los promedios de todas las variables correspondientes a los eventos fríos son menores a los valores medios estacionales climáticos de dichas variables. De igual modo los promedios de los eventos cálidos superan a los valores medios climáticos de verano e invierno. Además para cada variable de superficie, los promedios correspondientes a eventos fríos y cálidos, difieren significativamente entre sí al 5%, al aplicar el test "t de Student de significancia de medias de muestras independientes" (Panofsky y Brier, 1958).

Las diferencias de la presión atmosférica a las 8 horas entre los eventos cálidos y fríos son mayores en invierno en todas las estaciones analizadas.

En cuanto a las temperaturas a las 8 horas el comportamiento varía entre las estaciones, en EZE y SIS en invierno las diferencias

son prácticamente el doble; en CBA y CRV casi no hay diferencias y en NEU las mayores diferencias ocurren en verano.

Las TMED, TMAX, TMIN, para los eventos cálidos y fríos, muestran sus mayores variaciones en invierno en las estaciones del centro y norte del país, en NEU se evidencia un comportamiento inverso. Evidentemente la radiación intensa del verano logra modificar las masas de aire frías en su camino hacia el norte (Hoffmann, 1971), en SIS, CBA y EZE.

La diferencia higríca, si observamos la tensión de vapor a las 8 y 14 horas, es máxima en invierno en SIS, lo cual concuerda con lo hallado por Hoffmann (1971) en Corrientes. Las demás estaciones muestran sus mayores diferencias en verano, siendo más notorias en las estaciones del sur del país.

Analizando la HR, en general, los eventos fríos son más secos que los cálidos, excepto en invierno en CRV.

Con el fin de estimar si la identificación de una masa de aire extrema, a través de θ_{ae} en 850 hPa., es capaz de discriminar los valores de parámetros de superficie, se analizó la temperatura y la tensión de vapor a la hora de ocurrencia del radiosondeo. El 75% de los valores de temperaturas y tensión de vapor de las fechas seleccionadas se ubican dentro de los cuatro primeros deciles de las series estacionales, para los eventos fríos, y dentro de los últimos cuatro deciles, para los eventos cálidos. A modo de ejemplo, la figura 3.5 muestra las distribuciones de frecuencias de todas las temperaturas diarias medidas a las 8 horas durante los inviernos del período analizado, de las temperaturas a las 8 horas correspondientes a las fechas de ocurrencia de eventos fríos y de las temperaturas a las 8 horas de los casos de eventos cálidos, para las estaciones Resistencia y Ezeiza.

En invierno, es importante destacar, la tendencia bimodal de las distribuciones de temperaturas a las 8 horas en SIS, característica que concuerda con lo hallado para la temperatura adiabática equivalente. El intervalo de máxima frecuencia de los eventos fríos es

inferior al menor intervalo más frecuente de la serie estacional, y el correspondiente a los eventos cálidos coincide con el segundo intervalo de máxima frecuencia de la serie.

La distribución de frecuencias de EZE en invierno (figura 3.5) refleja el comportamiento del resto de las estaciones analizadas.

3. EVOLUCIÓN TEMPORAL

3.1. Estructura vertical

Con el propósito de estudiar algunas características dinámicas y termodinámicas de la atmósfera durante la ocurrencia del primer día de masa de aire extrema, se obtuvieron las marchas medias de las anomalías de altura geopotencial, temperatura, humedad relativa y temperatura adiabática equivalente en los niveles estándar de presión.

Estas marchas medias fueron calculadas dentro de los tres días previos y dos días posteriores a la ocurrencia de eventos extremos, para las estaciones SIS, CBA, EZE, NEU y CRV en verano e invierno.

3.1.1. Eventos fríos

Las figuras 3.6 y 3.7 muestran los cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (izquierda), temperatura (centro) y de temperatura adiabática equivalente (derecha), para los eventos fríos en SIS, EZE y CRV, en invierno y verano respectivamente.

En todas las estaciones analizadas, durante los días previos existen anomalías negativas de altura geopotencial que comienzan en niveles bajos y medios y se extienden, en general, en el día -1 a toda la tropósfera, siendo más intensas en invierno.

Durante el día 0 comienzan las anomalías positivas de altura geopotencial en capas bajas, que en los días subsiguientes se

extienden a otros niveles, principalmente en CRV en invierno, ya que en el día +2 se encuentran anomalías positivas en toda la tropósfera.

En verano en NEU y CRV las anomalías positivas se evidencian sólo en capas bajas, durante los días 0, 1 y 2.

Tanto en verano como en invierno, las máximas anomalías positivas de AG, en capas bajas, se establecen al día siguiente de ocurrencia de masa de aire más fría, aunque en varios casos el mínimo del nivel de 1000 hPa. se alcanza durante el día 0.

Las anomalías negativas de temperatura se observan desde el día -1 o desde el día 0, siendo más intensas en invierno, principalmente en las estaciones del centro y norte del país. Las anomalías negativas de temperatura continúan hasta el día +2.

Las anomalías negativas de θ_{ae} se evidencian durante el día -1, en invierno, en SIS, EZE y CBA, y durante el día 0 en verano. En NEU y CRV las anomalías negativas se observan desde el día anterior, tanto en verano como en invierno.

La figura 3.8 muestra la distribución en la vertical de la temperatura adiabática equivalente durante los días (-2), 0 y 2 para los eventos fríos en SIS y NEU, en verano e invierno.

A partir de la evolución de la distribución vertical de θ_{ae} entre 850 y 400 hPa., se determina la variabilidad de la estabilidad de las masas de aire durante los días previos y siguientes a la ocurrencias de extremos.

En SIS, CBA y EZE las masas de aire más frías son más estables en invierno que en verano.

En NEU y CRV la marcha de la estructura vertical de θ_{ae} muestran que aún en verano las posibilidades de inestabilidad son escasas, aunque algo mayores que en invierno.

La figura 3.9 muestra las anomalías de HR en SIS, CBA y CRV para los eventos fríos en invierno y verano.

En SIS y EZE en verano e invierno, y en CBA y NEU en verano, las anomalías negativas de HR comienzan durante el día 0 y persisten con este signo hasta el día 2, en toda la tropósfera, siendo más intensas en SIS. En general, en ambos periodos del año, las anomalías aumentan su intensidad en módulo desde 1000 a 800 hPa., y luego comienzan a disminuir.

En CBA, en invierno, las anomalías negativas de HR ocupan un menor espesor que durante el verano.

Las anomalías de HR en CRV, en verano e invierno, y en NEU en invierno, muestran un comportamiento distinto al resto de las estaciones, ya que en capas bajas, entre 1000 y 800 hPa. aproximadamente, las mismas tienen signo positivo, si bien son menos intensas, en módulo, que las anomalías de las estaciones del centro y norte del país.

El criterio de elección de eventos fríos realizada para esta tesis no garantiza que todos los casos estarían asociados a pasajes de frentes fríos, sin embargo por los resultados encontrados, en cuanto a la distribución vertical-temporal de los signos de las anomalías de AG, T y HR y de la estabilidad de la masa de aire, sería interesante estudiar la estructura vertical y temporal en los casos asociados puntualmente a pasajes frontales fríos para una posterior comparación.

3.1.2. Eventos cálidos

Las figuras 3.10 y 3.11 permiten apreciar los cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (izquierda), temperatura (centro) y temperatura adiabática equivalente (derecha), para el primer día de ocurrencia de masa de aire más cálida en SIS, EZE y CRV, en invierno y verano respectivamente.

El comportamiento de las anomalías de altura geopotencial es prácticamente simétrico respecto del de eventos fríos, en todas las estaciones.

En general, en verano e invierno, las anomalías positivas de T en SIS, EZE y CBA comienzan tres días antes del establecimiento del evento cálido, produciéndose el día 0 las máximas anomalías en toda la tropósfera.

En NEU y CRV en invierno las anomalías positivas comienzan tres días antes del evento cálido, pero sólo en niveles medios. Este comportamiento se repite en NEU en verano, pero a partir del día -2. Esto podría deberse al descenso de la masa de aire de la cordillera que provoca en primer lugar un calentamiento en niveles medios y en los días siguientes este calentamiento se extiende a niveles inferiores. En CRV, en la estación estival, las anomalías positivas de temperatura comienzan sólo un día antes.

Las anomalías positivas de temperatura son más intensas en el período invernal en todas las estaciones analizadas.

La mayor inestabilidad en todas las estaciones ocurre durante el verano (figura 3.12).

La figura 3.13 muestra las anomalías de HR en SIS, CBA y CRV en invierno y verano.

SIS, EZE y CBA presentan anomalías positivas de HR desde el (-1) o desde el día 0, que aumentan desde 1000 a 800 hPa., aproximadamente.

NEU y CRV en invierno, evidencian anomalías negativas durante los seis días analizados entre 1000 y 800 hPa.

3.2. Variables de superficie

Con el fin de analizar el comportamiento de algunas variables de superficie y algunos fenómenos de tiempo durante la ocurrencia del

primer día de masa de aire extrema, se calcularon las marchas temporales (tres días previos a la ocurrencia y dos días siguientes), en verano e invierno, de las anomalías de las siguientes variables: temperatura de las 8 y de las 14 horas, temperatura media, temperatura máxima media, temperatura mínima media, en cuanto a las variables higrotérmicas la tensión de vapor, la temperatura de punto de rocío y la humedad relativa a las 8 horas, además de la presión a las 8 horas. También se analizó la ocurrencia de precipitación asociada a eventos extremos, junto con ello la nubosidad total y baja a las 8 horas. Para cada día analizado se toma la precipitación medida durante ese día a las 8 o 9 horas local, correspondiente a un período de 24 horas.

3.2.1. Eventos fríos

La figura 3.14 presentan las marchas de anomalías de distintas variables de superficie para la estación EZE en verano e invierno.

En general, en todas las estaciones analizadas, la ocurrencia de anomalías negativas de temperaturas a las 8 y 14 horas y de temperaturas medias, máximas y mínimas, comienzan un día antes de detectarse el evento extremo en 850 hPa. Sin embargo las temperaturas mínimas presentan en muchos casos, un retraso en la aparición de anomalías negativas, ya que comienzan a partir del día 0.

El mínimo de temperaturas medias y máximas coincide, en general, con el mínimo de temperatura adiabática equivalente en 850 hPa. En cuanto a las temperaturas mínimas se observa, en muchos casos, un retraso de aproximadamente 24 horas en la ocurrencia de su menor valor. Según Hoffmann (1971) esto podría deberse al efecto inverso que produce la presencia de nubosidad y precipitación asociada al pasaje de un frente frío, sobre las temperaturas máximas y mínimas. Al día siguiente, cuando ya desapareció la nubosidad frontal, la mínima continúa descendiendo como en el día de ocurrencia, mientras que la máxima comienza a ascender.

Junto al enfriamiento en superficie, se observa una disminución de la tensión de vapor a las 8 y 14 horas, acorde con el descenso de temperatura.

La presión atmosférica en superficie presenta su máximo durante el día de ocurrencia de masa más fría en 850 hPa., en verano, en todas las estaciones analizadas. En la estación invernal el máximo de presión se establece, en general, al día siguiente.

La probabilidad de ocurrencia de precipitación es mayor durante los días previos al establecimiento de la masa de aire más fría, ocurriendo el máximo el día anterior. La figura 3.15 muestra estos resultados.

La cobertura nubosa total (figuras no mostradas), y en particular la nubosidad baja (figuras no mostradas), a las 8 horas local, se incrementan hasta el día anterior a la ocurrencia de masa de aire más fría en 850 hPa. Luego desciende fuertemente el porcentaje de nubosidad, lo cual favorece el enfriamiento. En NEU y CRV el descenso no es tan marcado.

3.2.2. Eventos cálidos

La figura 3.16 presenta las marchas de las anomalías de distintas variables de superficie para la estación EZE en invierno y verano.

Los eventos cálidos están asociadas a un importante calentamiento en superficie. En general la temperatura a las 8 horas, la temperatura media, máxima media y mínima media alcanzan su máximo durante el día 0, en invierno. En verano, en el centro y norte del país, los máximos de temperatura media y máxima se adelantan, en general, 24 horas. Puede destacarse la poca variación de las temperaturas mínimas de los días 0 y +1 en invierno en SIS y CBA, en verano en NEU y en ambos periodos del año en CRV.

La marcha de presión atmosférica muestra la ocurrencia de un mínimo de presión en superficie a las 8 horas, coincidente con el día de masa extrema cálida en 850 hPa.

En SIS, CBA y EZE los porcentajes de días con precipitación (figura 3.15) son mayores durante la ocurrencia del evento cálido y durante los días siguientes. En NEU y CRV las diferencias entre los días previos y posteriores no son tan marcadas.

La cobertura nubosa total y la cantidad de nubes bajas (figuras no mostradas), a las 8 horas, aumentan a partir del día 0 o -1, lo cual estaría asociado a la estructura conocida de un frente caliente.

4. ESTRUCTURA ESPACIAL

Esta sección tiene como objetivo analizar los campos medios de altura geopotencial en 1000 y 500 hPa. asociados a la ocurrencia del primer día de una masa de aire más fría o más cálida, en SIS, EZE, CBA, NEU y CRV.

La información utilizada comprende los campos de altura geopotencial en los niveles de 1000 y 500 hPa. (12 UTC), provenientes de los reanálisis del ECMWF.

Estos datos en puntos de reticulado poseen una resolución de 2.5° en longitud y latitud, y el período de información disponible es 1979-1993.

Dado que las variables de superficie analizadas comprenden el período 1959-1991, el estudio de los campos de altura se realizó para el período 1979-1991.

El área seleccionada para analizar los diferentes campos está limitada por los paralelos 20°S y 70°S y los meridianos 130°O y 30°O.

Utilizando las fechas correspondientes a la ocurrencia del primer día de masas de aire más fría y más cálida, se efectuó el

promedio de los respectivos campos de altura geopotencial para verano e invierno.

4.1. Eventos fríos

Las figuras 3.17 y 3.18, y las figuras 3.19 y 3.20 muestran los campos medios de 1000 y 500 hPa. correspondientes al día de ocurrencia de eventos fríos en las estaciones analizadas, en invierno y verano respectivamente.

En el campo de 1000 hPa. se observa la entrada de una cuña desde el Océano Pacífico. Esta zona de alta presión abarca el centro y norte del país para la ocurrencia de evento frío en SIS, EZE, CBA. Para NEU y CRV el anticiclón tiene asociada una cuña mejor definida con vientos del SO sobre la Patagonia. En invierno los sistemas son más intensos, que en verano.

El mapa de 500 hPa. muestra un eje de vaguada sobre las estaciones, y se evidencia una cuña que avanza desde el oeste. La primera característica está de acuerdo a lo encontrado en el punto 3.2.

Sobre el océano Pacífico el flujo en 500 hPa. es más zonal en verano. En invierno se observa un mayor gradiente meridional alrededor de los 50°O, asociado a mayor baroclinicidad.

Es importante destacar la disminución de la baroclinicidad durante la estación estival al norte de los 33°S, aproximadamente.

Al día siguiente (figura no mostrada) de ocurrencia de evento frío en las estaciones analizadas, se establece en forma definida la entrada de un anticiclón. En verano es más débil y con un desplazamiento más zonal en los eventos extremos de SIS, EZE y CBA.

El campo medio de 1000 hPa. concuerda con la situación sinóptica, que explica el mayor porcentaje de varianza, asociada a los cambios bruscos de temperatura en Buenos Aires (Escobar y otros,

1999), y con los campos asociados a máximos de presión en superficie (Seluchi, 1991).

4.2. Eventos cálidos

Las figuras 3.21 y 3.22, y las figuras 3.23 y 3.24 muestran los campos medios correspondientes al día de ocurrencia de masa de aire más cálida en las estaciones analizadas, en invierno y verano respectivamente.

Cuando ocurren eventos cálidos en SIS, CBA y EZE se observa en 1000 hPa. un eje de presiones relativamente menores que se extiende a lo largo del centro y norte del país. Además se establece un intenso flujo del norte sobre estas estaciones.

Para NEU y CRV, en verano, se observa una vaguada sobre la Patagonia, y las bajas presiones están presentes en todo el país. En invierno aparece una doble vaguada en el sur del país, la primera con eje sobre el este de la Patagonia y la otra sobre el Pacífico, cercana a la costa, y en el resto del país no se evidencian las presiones relativamente menores. Se establece, en esta zona, durante el período invernal, un fuerte flujo del noroeste.

En verano un centro de baja presión al oeste de la península antártica y el anticiclón del Pacífico sobre los 32°S, definen un cinturón de fuertes vientos del oeste sobre los 40 y 60° de latitud.

En invierno el desplazamiento del anticiclón hacia el norte y la ausencia de un sistema de baja presión en el sur, dan lugar a un cinturón de vientos del oeste más débil.

El campo de 500 hPa. muestra una vaguada aproximándose desde el Océano Pacífico, y una débil cuña sobre la Argentina afectando a las estaciones de análisis, lo cual concuerda con lo hallado en el punto 3.2.

Al día siguiente de la masa extrema cálida en SIS, CBA y EZE, en 1000 hPa. (figuras no mostradas), continúan las bajas presiones en el centro y norte del país. A su vez se observa una disminución en el flujo del norte y la entrada de una cuña anticiclónica en el centro del país, mejor definida para SIS en verano.

En invierno, en el día posterior de detección al evento cálido, en 1000 hPa. en NEU y CRV (figuras no mostradas), se comienzan a observar menores presiones al norte de la Patagonia respecto del día anterior, apareciendo mejor definida la depresión del noroeste.

5. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO III

El desarrollo de este capítulo condujo al conocimiento de las características latitudinales y estacionales de las masas de aire extremas.

Se definió como masa de aire extrema la que estaba representada por el valor de temperatura adiabática equivalente en 850 hPa en el primero/segundo (fría) y noveno/décimo (cálida) decil. El análisis se concentró en el día en que se establecía la masa de aire extrema (eventos fríos y cálidos), independientemente de la persistencia.

Comparando las variables temperatura (T), altura geopotencial (AG), temperatura adiabática equivalente (θ_{ae}) y viento (DD) asociadas a las masas de aire extremas con los valores medios estacionales se puede concluir que:

1. Para los eventos fríos la AG muestra anomalías negativas en la baja tropósfera y anomalías positivas en los niveles superiores. La T y la θ_{ae} presentan anomalías negativas en todos los niveles de la tropósfera. El viento aumenta su frecuencia en las direcciones SE, S y SO en la mitad inferior de la tropósfera.

En cuanto a las advecciones térmicas, en la capa 1000-850 hPa. pueden observarse advecciones cálidas, frías y nulas. Tal vez esta variedad en el tipo de advección está relacionada con la forma de elección del día de ocurrencia del evento y el tiempo transcurrido

entre la entrada real de aire frío y el momento en que se calcula la advección. Por otro lado en la tropósfera media y superior predomina la advección térmica fría.

La ocurrencia del evento frío produce un aumento de estabilidad en la masa de aire, mayor en invierno que en verano.

En cuanto a la evolución temporal de la estructura vertical de anomalías, en verano e invierno, se puede observar que durante los días previos al evento frío en la tropósfera se presentan anomalías negativas de AG y anomalías positivas de T y θ_{ae} . Durante los días siguientes se extienden las anomalías positivas de AG y las negativas de T y θ_{ae} a toda la tropósfera. Una excepción a este comportamiento se observa en NEU y CRV donde las anomalías positivas de AG ocupan sólo los niveles de la tropósfera inferior en verano.

Las anomalías de AG y T asociadas a masas de aire más frías son más intensas en invierno, y en general su máximo (en módulo) en la tropósfera inferior, se establece durante el día siguiente al evento frío para las alturas y durante el día 0 para las temperaturas.

La estructura vertical de AG, T, DD y θ_{ae} encontrada para los eventos fríos y su evolución, podría asociarse a la entrada de frentes fríos, si bien el criterio de elección de estos eventos no lo garantiza.

2. Para los eventos cálidos la AG muestra anomalías negativas en la tropósfera baja y anomalías positivas en los niveles medios y superiores. La T y la θ_{ae} presentan anomalías positivas en todos los niveles de la tropósfera.

El viento aumenta su frecuencia en las direcciones N y NE en la tropósfera baja, y en los niveles superiores predominan los oestes. La advección térmica cálida predomina en la capa 1000-850 hPa en todas las estaciones. En la tropósfera media se observan casos de advección fría, dependiendo de la estación.

La ocurrencia de un evento cálido disminuye la estabilidad de la masa de aire.

En cuanto a la evolución temporal de la estructura vertical de anomalías se pueden distinguir dos zonas. Una de ellas, el centro y norte del país (SIS, CBA y EZE), muestra anomalías positivas de AG y T durante los días previos al evento cálido tanto en verano como en invierno. La T alcanza su valor máximo durante el día 0 en toda la tropósfera pero se observa un calentamiento continuo desde el día -3.

La otra zona, sur del país (NEU y CRV), muestra durante el invierno y verano, que las anomalías positivas de T comienzan en niveles medios, lo cual podría deberse a un efecto de la Cordillera de los Andes.

Las anomalías de AG y T asociadas a masas de aire más cálidas son más intensas en invierno, y en general su máximo (en módulo) en la tropósfera inferior, se establece durante el día siguiente al evento cálido para las alturas y durante el día 0 para las temperaturas.

3. Las masas de aire extremas (identificadas a partir de la θ_{ae} en 850 hPa.) discriminan el comportamiento de la T, la humedad relativa, la tensión de vapor y la presión atmosférica, en superficie.

4. Con referencia a la evolución temporal de los parámetros en superficie asociada a la ocurrencia de masas de aire extremas se puede concluir lo siguiente:

Los eventos fríos están relacionados con un máximo de presión atmosférica el día (+1), un descenso de T cuyo mínimo se establece el día (0) y con alta probabilidad de precipitación previa al evento.

Los eventos cálidos están relacionados con una anomalía positiva significativa de T y una disminución de la presión cuyo mínimo se produce el día del evento. La probabilidad de precipitación es mayor en los días posteriores al evento que en los días previos.

5. En cuanto a la circulación asociada a eventos fríos en el campo de 1000 hPa. se manifiesta la entrada de una cuña anticiclónica, desde el oeste durante el día del evento frío, que se establece como un anticiclón bien definido sobre la Argentina al día siguiente. Estos

sistemas anticiclónicos son menos intensos y tienen un desplazamiento más zonal en verano que en invierno. En 500 hPa. sobre las estaciones en las que ocurre el evento se ubica un eje de vaguada y una cuña anticiclónica hacia el oeste.

La circulación asociada a eventos cálidos presenta características distintas en el centro-norte y sur del país. El día del evento cálido en verano e invierno, SIS, EZE y CBA están afectadas en 1000 hPa. por un fuerte flujo del norte y un eje de presiones relativamente bajas extendiéndose a lo largo del centro y norte del país. Para los eventos cálidos en NEU y CRV durante el verano, la zona de baja presión descrita para la zona centro-norte se extiende también a la Patagonia y se observa una intensificación de los vientos del oeste respecto del invierno. En invierno sólo se manifiestan presiones muy bajas sobre el sur del país.

El campo de 500 hPa. muestra una vaguada aproximándose desde el oeste, y una débil cuña con su eje sobre el borde este de la Argentina.

CAPÍTULO IV

ESTUDIO DE TRES CASOS DE IRRUPCIONES DE FRENTES FRÍOS EN TODO EL PAÍS

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es analizar la variación temporal y espacial media correspondiente a tres situaciones de ocurrencia de eventos fríos en todo el país, asociados a pasajes frontales fríos, en invierno.

Para el análisis se consideró como día 0: el día en que ocurrió el evento frío en CRV, detectado en 850 hPa. En la figura 4.1 se observa la fecha en que se detecta el evento frío en cada estación aerológica y su correspondiente valor de temperatura adiabática equivalente.

2. EVOLUCIÓN TEMPORAL

2.1. Estructura vertical

Las figuras 4.2 a 4.5 muestran los cortes verticales-temporales medios de altura geopotencial normalizadas, temperatura, temperatura adiabática equivalente y humedad relativa, respectivamente, en Comodoro Rivadavia, Neuquén, Ezeiza y Resistencia.

En CRV se observan anomalías negativas de AG hasta el día 0 en toda la tropósfera, siendo máximas durante el día (-2) en 1000 hPa. A partir del día 1 comienzan las anomalías positivas de AG en la capa 1000-700 hPa., que se extienden a toda la tropósfera durante el día 4. En las capas inferiores de la tropósfera las anomalías positivas persisten hasta 6 días.

En NEU las anomalías positivas comienzan durante el día (+1), pero sólo en 900 hPa. En todos los niveles se establecen las anomalías positivas entre el día 4 y 5. La diferencia en la estructura vertical entre las capas 900-700 hPa. y 700-100 hPa., podría estar asociada a efectos locales producidos por la Cordillera de los Andes (altura media de la cordillera en esta latitud es aproximadamente 3000 m.).

En EZE y SIS las anomalías positivas de AG se evidencian en 1000 hPa. el día 2.

Las anomalías de AG en niveles medios y superiores de la tropósfera son más débiles a medida que disminuye la latitud.

Las anomalías negativas de T comienzan el día (-1) en CRV, y en el resto de las estaciones se va retrasando su aparición en un día a medida que avanza el frente frío hacia menores latitudes.

En CRV las anomalías negativas de T se extienden a toda la tropósfera y en SIS ocupan un menor espesor, ya que se observan solamente entre 1000 y 500 hPa.

De acuerdo a la estructura de anomalías de T y AG se podría inferir que los frentes fríos analizados disminuyen sus pendientes a medida que avanzan en el territorio argentino.

La estructura de anomalías de θ_{se} evidencia también la característica anteriormente mencionada.

A partir de la evolución temporal de la estructura vertical de anomalías de humedad relativa, en términos generales se muestra el humedecimiento de la masa de aire en el momento del pasaje del frente

frío, debido al enfriamiento. Luego se observan importantes anomalías negativas, que podrían deberse al secamiento por el efecto de subsidencia asociada al anticiclón postfrontal. Los resultados muestran grandes perturbaciones de esta variable relacionadas con la sensibilidad de la misma. Sin embargo es posible rescatar algún comportamiento particular como los sucesivos secamientos en CRV o la distribución vertical de las anomalías positivas en SIS.

Las anomalías medias de AG, T, θ_{ae} y HR de estas tres situaciones son más intensas, para todas las estaciones analizadas, que las descritas para los eventos fríos en el capítulo III, pudiendo identificarse, las mismas, en el extremo frío de este último análisis.

2.2. Variables de superficie

La figura 4.6 muestra las marchas medias de las temperaturas medias, máximas medias y mínimas medias.

Las características en el comportamiento de estas variables no difieren de lo explicado en el punto 4.2.1 del capítulo anterior, pero sus anomalías son más intensas.

Resulta interesante observar la intensidad de las anomalías positivas de temperatura que existe antes del pasaje frontal, de manera que en estas situaciones se observa un cambio brusco e importante de temperatura.

Respecto a la presión atmosférica a las 8 horas (figura 4.7) se observa el corrimiento del mínimo y máximo de presión a medida que avanza el frente frío hacia latitudes menores.

A partir de los datos de precipitación, se observa que la misma se produce, en general, antes y durante el pasaje del frente frío para cada estación analizada (cabe recordar que la lluvia analizada corresponde a la producida hasta las 8 horas local de cada día, durante 24 horas).

3. ESTRUCTURA ESPACIAL

Los campos medios de 1000 hPa., 500 hPa. y espesor 1000/500 hPa. correspondientes a las situaciones de frentes fríos analizadas se muestran en las figuras 4.8 a 4.11.

Durante el día (-1) (figura 4.8), el anticiclón del Pacífico se ubica en los 50°S y 110°O, más al sur de su posición media, generándose vientos del sur sobre la costa chilena. El frente frío se encuentra sobre CRV.

En este día el campo de 500 hPa. se encuentra más perturbado que el campo correspondiente a todos los eventos fríos (cap. III), con una vaguada asociada al frente frío en el sur de la costa chilena. Sobre el país el flujo es zonal con una zona baroclínica entre 55 y 35°S.

El campo de espesores refleja una lengua fría en el sudoeste del continente.

Durante el día 0 (figura 4.9) el frente se ubica sobre EZE, aproximadamente, y continúan los vientos del sur, que soplan hasta el centro del país. El campo de 500 hPa. muestra el movimiento de la vaguada asociada al frente hacia el este. La zona baroclínica se ubica sobre el frente frío en superficie.

El campo de espesores 1000/500 hPa. muestra que la lengua de aire polar cubre la Patagonia.

El campo de 1000 hPa. correspondiente al día 1 (figura 4.10), muestra al frente frío ubicado al sur de Brasil, y una cuña anticiclónica postfrontal sobre todo el país con un fuerte flujo del sur. En 500 hPa. la zona baroclínica se ubica sobre el norte del país.

Durante el día 2 (figura 4.11) según el campo de 1000 hPa., continúan los vientos del sector sur sobre el país y el anticiclón postfrontal. El campo de 500 hPa. se observa menos perturbado, al

igual que el campo de espesores. La zona baroclínica asociada al frente se ubica más al norte sobre Uruguay y el sur de Brasil.

4. CARACTERÍSTICAS PARTICULARES

En esta sección se destacan algunas características particulares de cada una de las situaciones de frentes fríos analizadas.

La figura 4.1 muestra el día en que se detecta el evento frío en cada estación y su correspondiente valor de temperatura adiabática equivalente.

La figura 4.12 representa el día en que se observa el primer enfriamiento en la temperatura de las 8 horas para Comodoro, Neuquén, Ezeiza y Resistencia. En la situación del 11/6/87 y del 14/7/87 NEU tiene temperaturas menores a CRV. Este efecto podría estar relacionado con advección desde el océano.

La magnitud del primer enfriamiento producido por el pasaje frontal, mostrado en la figura 4.13, no difiere significativamente entre las estaciones. Es destacable que en dos de las situaciones el enfriamiento en CRV es menor al del resto de las estaciones. Esta última característica se repite en el enfriamiento total de la temperatura a las 8 horas producido por la entrada de masa de aire fría (ver figura 4.14).

La figura 4.15 muestra los valores mínimos de temperatura mínima y θ_{ae} alcanzados para cada situación en las cuatro estaciones analizadas. Los valores más bajos de temperatura mínima se observan en Neuquén.

CAPÍTULO V

VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LAS MASAS DE AIRE MÁS CÁLIDAS Y MÁS FRÍAS

1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad y las tendencias de las temperaturas y las precipitaciones que tienen lugar en una región, son de real importancia debido a sus consecuencias ecológicas, sociales y económicas. Estas fuertes repercusiones aumentaron el interés de los investigadores para estudiar estas fluctuaciones y cambios en distintas escalas espaciales y temporales.

Respecto del análisis de las tendencias y fluctuaciones de las temperaturas, Hansen y Lebedeff (1987) notaron un calentamiento continental de 0.5°C durante el siglo XIX, pero determinaron que la eliminación de las estaciones urbanas reduce este valor en 0.1°C . Jones y otros (1986) estudiaron las temperaturas del aire desde 1851 y detectaron un calentamiento histórico con su mayor incremento a partir de 1921. En un trabajo posterior (Jones y otros, 1989), los autores concluyen que la tendencia espúrea debido a la urbanización varía entre 0.01° y 0.1° durante el siglo veinte, siendo por lo tanto una cantidad no sustancial en el calentamiento encontrado. Sin embargo dentro del período analizado se observan períodos de enfriamiento, tal como 1940-1965, por lo tanto es posible que este calentamiento sea parte de un ciclo más que una tendencia a largo plazo (Minetti y Vargas, 1983).

En nuestro país, se determinó una disminución de la amplitud térmica en la localidad de Pergamino (Totis y otros, 1991) y de Junín

(Coronel y otros, 2001) durante los meses de verano, debido a un aumento significativo de las temperaturas mínimas. Por otro lado se encuentran diferencias importantes en las tendencias según la serie utilizada.

En cuanto a la variabilidad de la precipitación en el territorio argentino, Hoffmann y Nuñez (1987) muestran el corrimiento de las isohietas hacia el oeste en aproximadamente 200 km. durante el siglo pasado. Además se observa una tendencia positiva en varias estaciones de la República Argentina.

Al buscar las posibles causas de las tendencias encontradas en las temperaturas y en las precipitaciones los investigadores comienzan a relacionarlas con variaciones en la circulación atmosférica.

Keen (1980) notó que las tendencias de temperaturas en verano al este del ártico estaban fuertemente correlacionadas con la ubicación de la vaguada en 700 hPa. en esa región.

Yarnal y Leathers (1988) determinaron que la variabilidad interanual del clima en Pensilvania está correlacionada a dos importantes patrones de teleconexión del hemisferio norte: the Pacific North American (PNA) y North Atlantic Oscillation (NAO). A partir de un índice cuantifican el flujo zonal en 700 hPa. que se relaciona con las temperaturas en superficie.

Otros autores analizaron las tendencias y variaciones de las precipitaciones mostrando la existencia de fluctuaciones de baja frecuencia en la circulación regional, las cuales podrían influir en la intensidad del flujo del oeste, y en consecuencia en las precipitaciones (Schwerdfeger y Vasino, 1954; Díaz, 1959; Barros y Mattio, 1978).

Barros et. al (2000) concluyen que la mayor parte del patrón espacial y estacional de las tendencias de la precipitación observadas durante el período 1956-1991 en el cono sur de América al este de los Andes se deben a la disminución del gradiente de temperatura Ecuador-Polo en el Hemisferio Sur y muy en particular al calentamiento de las

latitudes altas, responsable fundamental de la disminución de dicho gradiente.

Las masas de aire que llegan a una región están relacionadas con el campo de circulación, que le define su trayectoria. De manera tal que la ocurrencia de masas de aire extremas permite inferir, aunque de manera indirecta, algunos rasgos esenciales del campo de circulación. Particularmente en esta tesis se analizan las masas de aire extremas frías y cálidas, los campos de circulación asociados tendrán una definida componente con viento del sur y del norte respectivamente. En consecuencia se puede pensar que un cambio en la frecuencia de ocurrencia de estas masas de aire extremas en diferentes años, estaría relacionado con un cambio en los patrones de circulación. Además como las masas de aire están relacionadas con algunas características del comportamiento de la temperatura, humedad y precipitación y estados de tiempo en general, éstos también se verían afectados. Al respecto, Kalkstein y otros (1990), detectan un calentamiento en el parte oeste del ártico, a través de un aumento en las frecuencias relativas de las masas de aire más cálidas y una disminución de las masas de aire más frías, durante el período 1948-1988.

A partir de lo expuesto anteriormente es de relevancia analizar los posibles cambios en la frecuencia de ocurrencia, a través del tiempo, de las masas de aire que afectan nuestro país. De este modo se analizaría en conjunto la variación de la circulación y los consecuentes cambios de la temperatura y humedad de la atmósfera, y en forma indirecta de la precipitación.

2. METODOLOGÍA

A fin de estudiar los cambios en las frecuencias de las masas de aire que afectan a la Argentina se llevaron a cabo los pasos que se mencionan a continuación (en todos ellos se analizan los inviernos y veranos por separado):

a) A través de distribuciones de frecuencias se analizaron tres períodos de la serie total: 1958-1967, 1968-1982 y 1983-1997. Se tomó estos períodos ya que Bischoff y Coronel (1989) analizaron las

diferencias entre los dos primeros hallando un aumento en la frecuencia de las masas de aire cálidas.

Para cada uno de estos períodos se analizaron las frecuencias relativas de masas de aire extremas cálidas y frías (según criterio enunciado en el Cap. II).

b) Se analizaron los cambios interanuales y las tendencias en todo el período, de las frecuencias relativas invernales y estivales de las masas de aire extremas.

c) Luego se relacionaron estos cambios con las temperaturas medias (calculadas a partir de las temperaturas tridiurnas o cuatridiurnas), temperaturas máximas, temperaturas mínimas, en superficie, y con las precipitaciones invernales y estivales.

Estos análisis se realizaron para las estaciones SAL, SIS, CBA, EZE, SRO, EPO, NEU y CRV para los puntos a) y b), y SIS, CBA, EZE, NEU y CRV para el punto c), durante el período 1959/1991.

3. COMPARACIÓN ENTRE LOS PERÍODOS 58-67, 68-82 Y 83-97

Los resultados encontrados difieren en algunos casos de los descritos en Bischoff y Coronel (1989) ya que para esta tesis se recalcularon las θ_{ae} del período 58-67, no tomándose los histogramas de Scian y otros (1978). De este modo los tres períodos no presentan errores debido al cambio de forma de cálculo de la variable a analizar.

3.1. Verano

Los resultados encontrados se muestran en la Tabla 5.I.

En las estaciones del centro y norte del país, SAL, SIS, CBA y EZE, el intervalo de máxima frecuencia no sufre modificaciones en los dos primeros períodos, los cambios se manifiestan durante 1983-1997 pero en forma diferente: disminuyendo a menores valores de θ_{ae} en SAL y

CBA, y aumentando en SIS y EZE.

EPO muestra durante 1964-1967 una distribución bimodal, en los otros periodos la distribución presenta un sólo máximo. Tal vez la forma de la distribución en el primer periodo depende de la poca cantidad de datos respecto de los restantes. En el periodo 1968-1982 el máximo de frecuencia se encuentra entre los dos máximos del periodo anterior. Durante el último periodo se produce un aumento del intervalo de mayor frecuencia.

El intervalo de máxima frecuencia de la estación más austral analizada, CRV, se desplaza hacia valores más pequeños de θ_{ae} durante el segundo periodo, respecto de 1958-1967. Durante 1983-1997, este intervalo no sufre cambios, respecto del periodo anterior.

Una característica que no presenta excepciones es que en el segundo periodo se produce un aumento en las frecuencias relativas de las masas más cálidas, respecto del primero (Tabla 5.II.a)). Este aumento continúa durante el último periodo sólo en algunas estaciones como SRO y EPO. En SAL y NEU no se detectan diferencias y en el resto de las estaciones las frecuencias disminuyen. En cuanto a las masas de aire extremas frías el comportamiento varía entre las estaciones analizadas mostrando una disminución progresiva en SAL, SIS, CBA, SRO, EPO.

3.2. Invierno

El intervalo de máxima frecuencia varía en algunas estaciones durante los tres periodos analizados (Tabla 5.I.). Esta característica se observa en SAL, SIS, EZE, MZA, EPO y SRO. SAL presenta una distribución bimodal durante 1965-1967, en los demás periodos esta característica no se observa. SIS muestra una distribución con tres máximos relativos en 1958-1967 en los intervalos 300-305, 315-320 y 325-330 °K, en los otros periodos presenta una distribución bimodal, manteniéndose el intervalo menor y ubicándose el otro en 320-325°K. En MZA, EZE, EPO y SRO se produce un corrimiento del intervalo de máxima frecuencia hacia valores mayores de θ_{ae} del primero al segundo periodo.

Durante 1983-1997 se mantiene este intervalo en MZA y retorna al valor del primer periodo en el resto de las estaciones mencionadas.

A partir de la tabla 5.II.b) se observa que, en SAL, SIS, EZE, MZA, SRO y EPO, las frecuencias relativas de las masas más cálidas sufren un aumento del primero al segundo periodo, oscilando este valor entre un 1% en EPO y un 12% en MZA. Durante el último periodo estas frecuencias disminuyen, excepto en Resistencia. En cuanto a las masas más frías, en dichas estaciones, disminuyen en porcentaje del periodo 1958-1967 al periodo 1968-1982, continuando esta disminución en SAL y MZA durante el periodo final.

En CBA, NEU y CRV, las frecuencias relativas de las masas de aire extremas cálidas disminuyen progresivamente en los tres periodos. Las frecuencias de las masas frías extremas aumentan, en general, del primero al tercer periodo.

4. VARIACIÓN INTERANUAL DE FRECUENCIAS RELATIVAS DE MASAS DE AIRE EXTREMAS

4.1. Invierno

4.1.1. Masas de aire extremas frías

La figura 5.1 muestra la variación de las frecuencias relativas porcentuales de las masas más frías en los inviernos correspondientes al periodo 1959-1997, de las estaciones SIS, EZE, EPO, CBA, MZA y NEU.

En todas las estaciones analizadas se observa una gran variabilidad interanual en las frecuencias relativas porcentuales.

En SIS, CBA, SRO, NEU y CRV las frecuencias relativas porcentuales de las masas de aire más frías muestran tendencias positivas, pero no significativas. La tendencia lineal es significativa y creciente sólo en Ezeiza al 5% (0.3% por año).

Cabe destacar el aumento en la frecuencia media desde 1990 hasta el final del periodo analizado en SIS, CBA, EZE y MZA.

SIS muestra una disminución progresiva en las frecuencias relativas durante 1969-1975 y luego una disminución menos marcada en 1976-1982. Con el objeto de identificar si estas disminuciones se deberían a cambios en la circulación atmosférica, se observó si el resto de las estaciones mostraban disminuciones en sus frecuencias relativas durante estos periodos.

Al respecto, SAL presenta una disminución en las frecuencias en el período 1976-1982, con poca variabilidad entre 1977-1981; CBA lo hace desde 1975 a 1979; MZA en 1971-1979; EZE muestra una leve disminución desde 1971 a 1982, destacándose principalmente en este período una menor variabilidad en las frecuencias; SRO y EPO en 1976-1979; NEU lo evidencia en 1972-1979 y CRV durante 1972-1975 y 1976-1979. Estos periodos mencionados se observan en la figura 5.2.

Alrededor de 1975, en algunas estaciones, se detecta un aumento en las frecuencias relativas de masas más frías, quebrando la continuidad del descenso de dichas frecuencias registrado antes y después de este año. Tal vez la explicación a este comportamiento de las frecuencias, está asociada a cambios en el campo de circulación.

A partir de los resultados hallados para SIS y EZE, podría decirse que habría evidencias de una intensificación del anticiclón del Atlántico a partir de 1969. Unos años más tarde, en 1971 aproximadamente, comenzarían las señales de un debilitamiento del anticiclón del Pacífico, al disminuir las frecuencias relativas de masas de aire extremas frías en MZA, NEU y CRV. La disminución en las frecuencias relativas de estas masas de aire extremas, en las estaciones de CBA, SRO y EPO, se observan recién a partir de 1975 o 1976.

4.1.2. Masas de aire extremas cálidas

La figura 5.3 muestra la variación de las frecuencias relativas

porcentuales de las masas de aire más cálidas en los inviernos correspondientes al período 1959-1997, de las estaciones SIS, CBA, EZE, MZA, EPO y NEU.

Al igual que en las masas más frías se repite la gran variabilidad interanual, pero se observa que en CBA y SIS esta variabilidad es menor que en las otras estaciones.

SIS y EZE presentan tendencias significativas al 5% en las frecuencias relativas, pero de sentido inverso, la primera lo hace en forma creciente (0.25% por año) y la segunda en forma decreciente (-0.2% por año).

Se determinó el comportamiento de las masas de aire más cálidas durante los períodos en los cuales se detectó una disminución de masas de aire más frías (ver punto anterior) (Figura 5.4). En SIS, se observa un importante aumento en las frecuencias relativas de masas cálidas durante 1968-1972. En EZE se destaca en el período 1968-1981 una estabilización en la variación interanual de las frecuencias relativas, respecto del período anterior y posterior (característica ya mencionada en las masas extremas frías), con un aumento desde 1967 a 1971. Esta característica de poca variación interanual en las frecuencias relativas, se observa en MZA entre 1970-1978 y en EPO y SRO entre 1973-1978.

En CBA se observa un aumento de las masas más cálidas durante 1967 a 1970, período coincidente con el aumento registrado en SIS.

En NEU, entre 1974 y 1978 se observa un aumento en las frecuencias de las masas de aire más cálidas, el cual coincide con la disminución de masas frías mencionada en el punto anterior. En CRV, el incremento de las frecuencias se evidencia sólo entre 1976-1979.

Estas variaciones encontradas en las frecuencias relativas de masas de aire extremas cálidas podrían estar relacionadas con la intensificación y debilitamiento de los anticiclones del Pacífico y del Atlántico.

4.2. Verano

4.2.1. Masas de aire extremas frías

La figura 5.5 muestra las frecuencias relativas porcentuales de las masas de aire extremas frías en el período estival, en SIS, EZE y CRV.

Las frecuencias relativas de las masas más frías presentan una tendencia positiva al final del período analizado, desde 1984 en SAL, SIS, CBA, EZE y MZA, y desde 1981 en CRV.

La figura 5.6 muestra los períodos en que se observa una disminución en las frecuencias de masas extremas frías en la estación estival, para cada estación analizada. Se tomó como referencia de análisis el período 1969-1979 identificado con la disminución de las frecuencias relativas de masas extremas frías en Resistencia en invierno. En verano, los períodos de disminución de frecuencias relativas de masas de aire más frías son similares para todas las estaciones analizadas, lo cual indicaría que la disminución de estas frecuencias ocurre en forma casi simultánea en todo el país.

La identificación de más de un intervalo de tiempo, en algunas estaciones, indica un aumento relativo en las frecuencias de estas masas más frías que estaría relacionado con variaciones en los campos de circulación.

4.2.2. Masas de aire extremas cálidas

La figura 5.7 muestra las frecuencias relativas porcentuales de las masas de aire más cálidas en el período estival, en SIS, EZE, CBA y CRV.

Puede observarse una variabilidad interanual importante en las frecuencias de estas masas cálidas. Tanto Resistencia como Ezeiza y

Espora tienen un mínimo en las frecuencias en la década del 60 y ya a comienzos de 1970 se produce un aumento considerable de las masas más cálidas que afectan la región. Este comportamiento se mantiene hasta fines de esa década y luego comienza una rápida disminución en las frecuencias.

En MZA, NEU, CRV y CBA el máximo de frecuencias se establece recién a fines de la década del 70 para las tres primeras estaciones y a mediados de la década del 80 para la última, en los cuatro casos retrasado respecto de EZE y SIS con un descenso muy rápido en las frecuencias hasta fines del período analizado.

Coronel y otros (2001) analizaron los campos de circulación más frecuentes de 1000 hPa., asociados a masas de aire extremas cálidas en CBA, durante la estación estival. Los resultados de este trabajo se presentan en el Anexo I.

La figura 5.8 muestra los períodos para cada estación aerológica, en los cuales aumentan las frecuencias relativas porcentuales de masas de aire más cálidas.

Si se compara esta figura con la figura 5.6, se observa que la manifestación de aumentos de masas cálidas ocurre con anterioridad a la disminución de masas más frías en SIS, SAL, CBA, EZE y EPO. En MZA, NEU y CRV coinciden los períodos de aumentos y disminuciones de masas extremas cálidas y frías, respectivamente.

Tanto los períodos de aumentos de frecuencias relativas de masas más cálidas como la manifestación de las frecuencias máximas, sufren un retraso en las estaciones ubicadas en el centro y oeste del país.

5. RELACIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LAS MASAS EXTREMAS CON VARIABLES DE SUPERFICIE

Con el propósito de determinar si los aumentos y disminuciones de frecuencias de masas de aire extremas año a año (verano e invierno) producen variaciones de temperatura y de precipitaciones, se

calcularon los coeficientes de correlación cruzada $r(0)$ entre las frecuencias relativas porcentuales estacionales de las masas de aire más frías o cálidas y las temperaturas medias, máximas medias, mínimas medias y precipitaciones acumuladas en cada invierno y verano.

El lag 0 de las correlaciones cruzadas entre las frecuencias relativas de las masas extremas con las temperaturas medias, mínimas y máximas es en general significativo, tanto en verano como en invierno. Pero puede destacarse que las mayores correlaciones ocurren entre las masas más frías y las temperaturas de superficie, en particular con las temperaturas mínimas. Los resultados se presentan en las Tablas 5.III. y 5.IV.).

Las temperaturas máximas en SIS, EZE y CBA son las que presentan menores correlaciones en el lag 0, con las masas de aire extremas.

En cuanto a las precipitaciones acumuladas, en invierno SIS presenta fuertes correlaciones de esta variable con las masas de aire extremas, tanto cálidas como frías. En CBA y EZE las lluvias acumuladas están correlacionadas con las masas más frías. En verano SIS mantiene la correlación significativa pero sólo con las masas de aire más cálidas y húmedas.

En consecuencia tanto en verano como en invierno, en general, en las estaciones analizadas los cambios en las frecuencias de masas de aire extremas están más relacionados con variaciones de temperatura que con variaciones de la precipitación.

A partir de las figuras 5.9 y 5.10 podemos destacar algunas características de períodos particulares:

En verano SIS presenta una disminución en la variabilidad interanual en las temperaturas medias en el período 72-81 que estaría relacionado con una disminución en la variabilidad de las frecuencias relativas de las masas de aire más frías. En EZE esto se evidencia durante 73-81 no solo en las medias sino también en las temperaturas mínimas.

Durante la estación estival las temperaturas medias y mínimas de EZE, NEU y CRV, las temperaturas mínimas de CBA y las temperaturas máximas de CRV muestran tendencias significativas positivas al 5 y 95%. Esto estaría relacionado a una tendencia positiva de las masas más cálidas y a una tendencia negativa en las masas de aire más frías, si bien las mismas no son significativas en CBA, EZE y NEU. En cuanto a CRV se produce una fuerte disminución de las frecuencias de masas extremas frías y un aumento de los cálidos a partir de 1977 hasta 1981, que se reflejaría en el comportamiento mencionado de las temperaturas máximas.

En cuanto a la precipitación, durante el verano, si bien no hay correlación significativa con las frecuencias relativas de las masas de aire extremas se puede destacar que: en EZE el aumento de la precipitación media durante el período 69-77 respecto del período anterior coincide con el aumento de la frecuencia media de las masas extremas cálidas y con la disminución de la frecuencia media de las masas más frías. En CBA se observa una disminución marcada de las precipitaciones durante el período 1963-1968 que coincide con una fuerte disminución en las frecuencias relativas de las masas más cálidas. De 1968 a 1975 la variabilidad interanual de las lluvias es pequeña al igual que la variabilidad de las frecuencias de las masas más cálidas. A partir de 1975, se observa una fuerte variabilidad de ambas variables y un aumento en la precipitación media y en la frecuencia media de masas de aire más cálidas.

6. ESTRUCTURA ESPACIAL DE LA VARIABILIDAD DE LAS MASAS EXTREMAS

Con el propósito de determinar la estructura espacial de la variabilidad interanual de las frecuencias relativas de las masas de aire cálidas y frías se calcularon los coeficientes de correlación cruzada $r(0)$ de dichas frecuencias correspondientes a pares de estaciones (fría con fría y cálida con cálida), en verano e invierno. Los resultados pueden observarse en la Tabla 5.V. y Tabla 5.VI.

En verano puede determinarse una variabilidad interanual

homogénea de las frecuencias relativas de masas más cálidas en las estaciones al norte de Ezeiza y una homogeneidad en la variabilidad de las frecuencias relativas de las masas extremas frías en las estaciones al sur de Mendoza. En ambos casos se presentan otras correlaciones significativas.

En la estación invernal la variabilidad interanual de las frecuencias relativas de las masas de aire extremas más cálidas no presentan un comportamiento determinado en cuanto a su distribución respecto de la latitud como lo veíamos en verano. En general la variabilidad de las masas extremas frías es homogénea en todo el país.

7. CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO V

A partir de particionar al período total de información disponible en tres subperíodos y analizar sus distribuciones de frecuencia se puede inferir que:

En verano, en general en todo el país, se produce un aumento en las frecuencias relativas de las masas extremas cálidas y una disminución en las frecuencias relativas de las masas más frías durante el período 1968-1982 respecto del período 1958-1967. En el último período, 1983-1997, el aumento de las frecuencias relativas de las masas más cálidas se mantiene sólo en SRO y EPO y la disminución de las frecuencias relativas de las masas más frías continúa en SAL, SIS, CBA, SRO y EPO.

Durante la estación invernal en el período 1968-1982 se produce un aumento de las frecuencias de masas de aire más cálidas y una disminución de frecuencias de masas más frías en el centro y norte del país, respecto del período anterior. Durante 1983-1997 se mantiene el aumento de frecuencia de las más cálidas sólo en SIS y la disminución de la frecuencia de las más frías en SAL y MZA.

Se encontró una buena relación entre la variabilidad de las frecuencias relativas de masas de aire extremas y las temperaturas en superficie (promedios estacionales). En cuanto a la precipitación la

significancia en la correlación se observa principalmente en invierno en las estaciones del centro y norte del país.

En invierno, para las masas frías, la homogeneidad de la variabilidad interanual de sus frecuencias se extiende a todo el país. En verano, para las masas cálidas, la homogeneidad en sus frecuencias se observa en el centro y norte del país, mientras que para las masas más frías la región más homogénea es el sur del país.

Como conclusión general podemos destacar un calentamiento en verano, identificado a través de una tendencia positiva y significativa de temperatura en superficie, en casi todas las estaciones estudiadas durante el período de análisis. La variabilidad interanual de la temperatura está correlacionada con las frecuencias relativas de las masas de aire extremas, y en forma indirecta con los patrones de circulación.

La variabilidad interanual de las frecuencias relativas de masas de aire extremas permite inferir anomalías importantes en el campo de circulación en algunos años del período analizado.


SUSANA BISCHOFF


Alejandro S. Coarasa

ANEXO I

CIRCULACION REGIONAL ASOCIADA A MASAS DE AIRE CÁLIDAS EN EL CENTRO DE ARGENTINA

Coronel A., Escobar G., Bischoff S.

Trabajo presentado en el VIII Congreso Argentino de Meteorología y IX
Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de las masas de aire fue ampliamente utilizado en los primeros estudios atmosféricos particularmente en relación con los fenómenos de tiempo asociados. Posteriormente la dificultad para poder establecer una técnica cuantitativa de clasificación de las masas de aire determinó que ellas no se utilizaran como herramienta de análisis. Sin embargo en décadas recientes se encontró que la integración de las masas de aire a los análisis sinópticos representa una herramienta importante, particularmente cuando se las relaciona con los campos de circulación en distintos niveles de la tropósfera.

Este trabajo examina la relación entre la ocurrencia de las masas de aire extremadamente cálidas y húmedas durante el verano en el centro de la Argentina (tomando como referencia la localidad de Córdoba) y la circulación en 1000 hPa. Se utilizó como período de análisis los veranos (enero y febrero) 1986/87 y 1988/89 en forma separada.

2. MATERIALES Y METODOLOGÍA

La información utilizada consiste en la obtenida a partir de los radiosondeos diarios de la estación Córdoba ($\phi=31.39^{\circ}\text{S}$; $\lambda=64.13^{\circ}\text{W}$) en el período 1959 -1997. Con esta información se calculó la temperatura adiabática potencial equivalente (θ_{ae}) en los niveles de 850, 700, 600, 500 y 400 hPa. utilizándose para este trabajo solamente la de 850 hPa. Se utilizó además la información de datos de altura geopotencial en 1000 hPa provistos por el Centro Europeo (ECMWF) correspondientes a los años 1986/1989. El dominio considerado se halla comprendido por los paralelos 20°S y 60°S y los meridianos 130°O y 40°O y la información es presentada en puntos de grilla de 2,5 de latitud por 2,5 de longitud. La metodología empleada consistió en el análisis por Componentes principales rotadas con matriz de entrada en Modo T para los campos de circulación y métodos estadísticos exploratorios para el resto del análisis.

Se separó la información total en la correspondiente a los veranos e inviernos y se aplicó la metodología del cálculo de los deciles con el fin de identificar las masas de aire con los mayores valores de θ_{ae} .

3. RESULTADOS

A partir de las frecuencias relativas de las masas más cálidas durante el verano en CBA (figura 5.7) puede determinarse que las masas de aire más cálidas y húmedas afectaron la localidad de Córdoba con una frecuencia media de 21 casos desde fines de la década del '60 hasta principios de la década del '80. Luego se registra un aumento entre 1984 y 1987 con una frecuencia media de 35 casos y luego se produce nuevamente un descenso muy marcado con una frecuencia media alrededor de 18 casos. Se encontró que había un cambio en la frecuencia absoluta de ocurrencia de las masas de aire extremas entre los años 1986 a 1989. Los años 1986 y 1987 mostraron la mayor frecuencia y los años 1988 y 1989 mostraron la menor frecuencia. Por eso fueron elegidos estos períodos de análisis.

La clasificación sinóptica obtenida de los campos de circulación en superficie muestra 5 modelos patrones que representan más del 85 % de la varianza total. En la **Tabla A.I** se presenta los porcentajes de varianza explicados por cada modelo como así también los porcentajes de varianza discriminados de acuerdo a los 4 años empleados.

Comparando los porcentajes de varianza explicados por los años 1986 y 1987 con los correspondientes a los años 1988 y 1989, se puede observar diferencias en todos las componentes, siendo más importantes en la 3° y 4°.

Tabla A.I: Porcentajes de varianzas explicados por cada componente principal.

	1 CPS	2 CPS	3 CPS	4 CPS	5 CPS
1986	7,0	8,8	5,0	0,4	0,8
1987	9,3	6,9	3,6	0,5	0,6
1986 + 1987	16,3	15,7	8,6	0,9	1,4
1988	6,4	7,3	6,8	1,7	0,4
1989	10,6	6,1	4,8	0,6	0,4
1988 + 1989	17	13,4	11,6	22,3	0,8
TOTAL	33,1	29,0	20,2	3,3	2,2

En las figuras A.1 a A.5 se presentan las cinco componentes principales con sus correspondientes modelos reales de circulación altamente correlacionados.

El modelo 1 (figura A.1) representa el campo de circulación más frecuente de enero y febrero, que muestra a los anticiclones subtropicales del Atlántico y del Pacífico centrados en 45°O, 45°S y 95°O, 30°S, respectivamente. Además, se observa una importante región de baja presión sobre el océano Pacífico Sur, que junto al patrón descrito anteriormente conforma una zona de fuerte gradiente de

presión representada por intensos vientos del oeste. Con esta configuración de presión en superficie, la región central del país presenta persistentes vientos del sector Nor/noreste, advectando en consecuencia aire cálido y húmedo procedente del litoral fluvial argentino.

El modelo 2 (figura A.2) representa la situación sinóptica relacionado al avance de un sistema frontal frío posicionado en el norte de la Patagonia que tiene asociado una importante baja presión sobre Tierra del Fuego. De esta manera, el centro del país presenta condiciones de tiempo cálido y húmedo previas al pasaje de una perturbación fría, es decir máxima advección de aire caliente.

El modelo 3 (figura A.3) muestra el típico avance de una anticiclón postfrontal en territorio argentino. Se puede observar un máximo de presión centrado 85°O , 50°S que se extiende sobre una vasta región del océano Pacífico, y un mínimo de presión sobre el océano Atlántico asociado al sistema frontal frontal frío que ya avanzó hacia el centro del país. De esta forma, esta porción del país se ve afectada por el ingreso de aire frío y seco.

Los modelos 4 y 5 (figura A.4 y A.5) representan situaciones particulares no tan frecuentes como los anteriores, sin embargo en ocasiones suelen incidir en la caracterización climática de años anómalos.

El modelo 4 muestra una importante región de alta presión que se extiende zonalmente en forma de cinturón por las franjas de latitudes comprendidas entre 40° y 55°S . Simultáneamente, en el centro este del país, más precisamente al sudeste de Uruguay, se observa un sistema de baja presión que contribuye con advección de aire frío en la región central del país.

Por último, el modelo 5 está asociado al aporte de aire cálido y húmedo proveniente del norte relacionado con la incidencia de la Baja del Noroeste Argentino (BNOA).

Del análisis de la tabla A.I, en conjunto con los modelos patrones de circulación obtenidos, se observa que para los años cálidos (1986 y 1987) los modelos 2 y 5 representan mayor porcentaje de varianza explicada. Cabe recordar que estos modelos se hallan asociados a situaciones meteorológicas que conducen a advecciones de aire cálido y húmedo sobre la región de estudio. Asimismo, los patrones de circulación asociados al aporte de aire frío (modelo 3 y 4) presentan menor porcentaje de varianza que los obtenidos durante los años 1988 y 1989.

De esta manera, a través de los campos de circulación, se explica la mayor frecuencia de masas de aire cálido observadas durante los años 86 y 87 respecto de los años 88 y 89.

ANEXO II

LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

A partir de los resultados encontrados en esta tesis surgen nuevas líneas de investigación referidas a la Climatología de masas de aire y su circulación asociada.

Se enumera a continuación algunos posibles trabajos a desarrollar:

- 1) Extender los estudios realizados sobre masas de aire extremas a los periodos de otoño y primavera. De este modo se tendría un conocimiento acabado a lo largo del año de las características de las masas de aire más frías y más cálidas.
- 2) Utilizar otras metodologías para la descripción de los campos asociados a eventos extremos, que permitan conocer la contribución de distintas configuraciones béricas a la varianza total de la serie.
- 3) Seleccionar de los eventos extremos analizados en esta tesis, los asociados a pasajes frontales fríos y cálidos, y realizar un análisis de su estructura vertical, temporal y espacial.
- 4) Extender la clasificación de masas de aire extremas a las estaciones de superficie, especialmente en la región de la Pampa Húmeda, a partir de los datos de las estaciones aerológicas más cercanas y de las variables y fenómenos de superficie.

5) Determinar índices de circulación zonal y meridional que expliquen las posibles causas de la variabilidad encontrada en las masas de aire extremas.

6) Relacionar la variabilidad de las masas de aire extremas con fenómenos de escala mayor, como los eventos ENSO.

BIBLIOGRAFÍA

- Barros, V.R. y Mattio, H.F. (1978): "Tendencias y fluctuaciones en la precipitación de la región patagónica". Meteorológica, VIII-IX.
- Barros, V.R., Castañeda, M.E. y Doyle M. (2000): "Recent precipitation trends in southern south America east of the Andes: an indication of climatic variability". Southern Hemisphere Paleo-and Neoclimates: Key sites, methods, data and models. Eds. P.P. Smolka y W. Volkheimer.
- Barry R.G. and Perry A.H, (1973): "Synoptic Climatology: Methods and Applications". Methuen, 555 pp.
- Berbery E.H. y Nogués-Paegle J. (1989): "Air mass trajectories near blocking episodes on South America". Anales Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography.
- Bergeron T., (1930): "Richtlinien einer dynamischen klimatologie". Meteorol. Z., Vol. 47, 246-262.
- Bischoff S.A. (1988): 'Análisis espectral de las perturbaciones sinópticas troposféricas sobre áreas argentinas'. Tesis doctoral (UBA).
- Bischoff S. y Coronel A. (1989): "Características estadísticas de las masas de aire en la tropósfera de la región húmeda argentina". Geoacta, vol. 16.
- Bryson, R., (1966): "Air masses, streamlines and the Boreal forest". Geogr. Bull., 8.
- Calderini, D.F. y Släfer G.A. (1990): "Impacto del posible cambio climático sobre la productividad del trigo en el Norte de la Provincia de Buenos Aires". RIA, N°1.

- Coronel A., Venegas S. y Bischoff S. (1989): "Persistent anomalies in the troposphere of Ezeiza: their vertical structure". Anales Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography.
- Coronel A., Bischoff S. y Lara M.A., (1998): "Persistencia e intensidad de las anomalías térmicas en la tropósfera de Ezeiza: "olas de calor" y "olas de frío". Energías Renovables y Medio Ambiente, vol.5.
- Coronel A., Bischoff S, Scarabotti D. y Lara M.A (2001): "Tendencias de las masas de aire y su relación con las temperaturas en superficie". Inédito.
- Coronel A., Escobar G y Bischoff S (2001): "Circulación regional asociada a masas de aire cálidas en el centro de Argentina". Inédito.
- Crowe, P.R. (1971): "Concepts in Climatology". Longman, 589 pp.
- Christensen W.I. Jr. and Bryson R.A., (1966): "An investigation of the potential of component analysis for weather classification". Mon. Wea. Rev., Vol 94, N° 12, 697-709.
- Davis R.E. and Walker D.R., (1992): "An upper-air Synoptic Climatology of the Western United States". Journal of Climate, Vol. 5, 1449-1467.
- Diaz, E.L. (1959): "Fluctuaciones de la continentalidad y en las lluvias". Anal. Soc. Cient. Tom. CLXVII, 73-77.
- Dilley, F., (1992): "The statistical relationship between weather-type frequencies and corn (maize) yields in southwestern Pennsylvania, USA". Agic. For. Meteorol., 59, 149-164.
- Dole R.M, Gordon N.D. (1983): "Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere Wintertime Circulation:

Geographical distribution and regional persistence characteristics".
Mon. Wea. Rev. Vol. 111, 1567-1586.

- Dole R.M. (1986): "Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere Wintertime Circulation: structure". Mon. Wea. Rev., Vol. 114.
- Doyle M.E. y Barros V. (1994): "Los máximos de viento de 200 y 300 hPa. en el sector sudamericano y Atlántico adyacente". Seminario general de Meteorología.
- Escobar G., Bischoff S. y Gardiol J., (1996): "Anomalías en la tropósfera de Neuquén asociadas a la ocurrencia de temperaturas mínimas extremas durante el mes de septiembre". Meteorológica. Vol. 21, n° 1 y 2
- Escobar G. y Bischoff S. (1999): "Meteorological situations associated with significant temperature falls in Buenos Aires: an application to the daily consumption of residential natural gas". Meteorological Appl. 6, 253-260.
- Fernández A. y Necco G., (1987): "Distribuciones de frecuencias de viento troposférico en estaciones argentinas. Período: 1958-1971". Tomo I y II. Fac. de Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Garstang, M., LaSeur, N. and Aspliden, (1967): "Equivalent potential temperature as a measure of the structure of the tropical atmosphere". Final Report, Grant N° DA-AMC-28-043-66-625, Report N° 67-10, Florida State Univ. Dept. Of. Met.
- Grandoso H. y Nuñez M.N. (1955): "Análisis de una situación de bloqueo en la parte austral de América del Sur". Meteoros 5, 35-54
- Gray, W, (1968): "Global view of the origin of tropical disturbances and storms". MWR, 96(10), 669-700.

- Hansen, J. y Lebedeff, S. (1987): Global trends of measured surface air temperature. J. Geophys. Res. 92, 345-372.
- Hansen J., Fung Y., Lacis A., Rind D. Lebedeff S., Ruedy R. y Russell G. (1988): "Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model". J. Geophys. Res., 93, 9341-9364.
- Harris, B., and Ho, F., (1969): "Structure of the troposphere over Southeast Asia during the summer monsoon month of July". Scientific Report N° 3, Hawaii Institute of Geophysics.
- Hessling N.A., (1923): "Ciclones y anticiclones en la República Argentina". Boletín Mensual de la Oficina Meteorológica, año 7, 76-86.
- Hoffmann, J.A., (1971): "Frentes, masas de aire y precipitaciones en el norte argentino". Meteorológica Vol. II.
- Hoffmann, J.A., Arnolt, R.G., Daguerre, N. y Calcagno, L.J., (1983): "Correlaciones entre los ataques de asma en pediatría y las condiciones meteorológicas en Rosario, Argentina". Meteorológica, Vol. XIV, N° 1 y 2.
- Hoffmann, J.A., Nuñez, S. y Gómez A. (1987): "Fluctuaciones de la precipitación en la Argentina, en lo que va del siglo". II Congreso Interamericano de Meteorología. V Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires. Argentina.
- Iribarne J.V. (1964): 'Termodinámica de la atmósfera'. EUDEBA.
- Jaeger, J. (1988): "Developing Policies for responding to climatic change, Stockholm, Sweden. W.M.O./TD, 225. World Meteorological Organization and United Nations Environment Program.
- Jones, P.D. (1989): "Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987". J.Climate, 1, 654-660.

- Jones, P.D., Raper S.C.B., Bradley R.S., Díaz H.F., Kelly P.M. y Wigley T.M.L. (1986): "Northern Hemisphere surface air temperature variations, 1951-1984". J. Climate Appl. Meteor., 25, 161-179.
- Jones, R.H. (1964): "Spectral analysis and linear prediction of meteorological time series". JAM, 3.
- Kalkstein, L. and Corrigan, P, (1986): "A synoptic climatological approach for geographical analysis: assessment of sulfur dioxide concentrations". Ann. Assoc. Am. Geogr., 76(3), 381-395.
- Kalkstein, L. and Nichols, M., (1996): "A new spatial synoptic classification: application to air-mass analysis". Int. J. Climat., 16, 983-1004.
- Kalkstein, L., (1993): "Health and climate change-direct impact in cities". Lancet, 342, 1397-1399.
- Kalkstein, L., Dunne, P. and Vose, R., (1990): "Detection of climatic change in the western North American Arctic using a synoptic climatological approach". J. Climate, 3(10), 1153-1167.
- Kalkstein, L., Dunne, P. and Ye, H., (1993): "Climate change in the Arctic: the role of topographically enhanced inversions: response to Burn". J. Climate, 6(7), 1476-1478.
- Keen, R.A. (1980): "Temperature and circulation anomalies in the eastern Canadian Arctic, summer 1946-1976". Occasional paper 34, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, 159 pp.
- Leith, C.E. (1973): "The standard error of time-average estimates of climatic means". JAM, Vol. 12, 1066-1069.
- Malaka I. y Nuñez S. (1980): "Aspectos sinópticos de la sequía que afectó a la República Argentina en el año 1962". Geoacta, 10.

- McCabe, G., Hay, L., Kalkstein, L., Ayers, M. and Wolock, D., (1989): "Simulation of precipitation by weather-type analysis". Hydraulic Engineering '89 Proceedings National Conference on Hydraulic Engineering/HY Dic/ASCE, New Orleans, LA, 679-684.
- Minetti J. y Vargas W. (1983): "Fluctuaciones de la temperatura media en Sudamérica y Hemisferio Sur en el período 1941-60". Meteorológica, Vol. XIV, N° 1 y 2.
- Minetti J. y Vargas W. (1983): "Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica: I Parte". Meteorológica, Vol. XIV, N° 1 y 2.
- Panofsky H.A. and Brier G.W. (1958): "Some applications of statistics to Meteorology". University Park, Pennsylvania.
- Petterssen S. (1940): "Weather analysis and forecasting".
- Rind, D., Goldberg R. y Ruedy R. (1989): "Change in climate variability in the 21st century". Climatic Change, 14, 5-37.
- Rossby, C.G. (1932): "Thermodynamics applied to air mass analysis". MIT Meteorological Paper, 1, N° 3.
- Rusticucci M. y Vargas W. (1995): "Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina". Meteorological Applications. 2, 291-300.
- Salles M.A. y Compagnucci R.H., (1997): "Características de la circulación de superficie durante el período de diciembre de 1971 - febrero de 1974 y sus relaciones con las anomalías ENOS en el sur de Sudamérica". Meteorológica, Vol. 22, N° 1.
- Scian B.V., (1970): "Situación sinóptica asociada a las temperaturas extremas observadas en junio de 1967". Meteorológica, Vol. I, N° 1.

- Scian B.V., Piacentini M. de y Vargas W., (1978): "Masas de aire en la República Argentina". Informe Interno del Servicio Meteorológico Nacional, Serie C, N° 21.
- Schwartz W. y Skeeter P. (1994): "Linking air mass analysis to daily and monthly mid-tropospheric flow patterns". Int. Journal of Climatology, vol. 14, 439-464.
- Schwerdfeger, W. y Vasino, C.J. (1954): "La variación secular de las precipitaciones en el este y centro de la República Argentina". Meteoros, IV N° 3, 174-193.
- Seluchi M.E. (1991): "Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina". Informe N° 93/4 Te. Tesis doctoral (UBA). Publicación del CIMA.
- Totis, L.E., Frutos E., Funston L. y Maiola C. (1991): "Tendencias de temperaturas máximas y mínimas del aire para la localidad de Pergamino y su relación con la productividad del maíz". Actas CONGREGMET VI, 87-89.
- Wilks, D.S. (1995): "Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction". Academic Press.
- Yarnal, B y Leathers, D.J. (1988): "Relationships between interdecadal and interannual climatic variations and their effect on Pennsylvania climate". Ann. Assoc. Amer. Geogr., 78, 624-641.