

ISSN 0326 - 7237

GEOACTA

VOLUMEN 19

1992



ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

COMISION DIRECTIVA

Presidentes:

Agr. Rubén Rodríguez

Vicepresidentas:

Dra. Ana Osella

Secretarias:

Dra. María Cristina Pomposiello

Tesoreras:

Téc. Gabriela de Carli

Vocales Titulares:

Ing. Jorge Giordano

Agr. Miguel González

Ing. Cristina Pacino

Lic. Claudio Brunini

Vocales Suplentes:

Lic. Marta Ghidella

Dra. Cintia Piccolo

Dr. Víctor Hugo Ríos

Ing. Manuel Mamani

COMITE EDITORIAL ASESOR

Dra. María Luisa Altinger

Dr. Alberto Giraldez

Ing. Antonio Introcaso

Ing. Roberto Quintela

Dra. Cintia Piccolo

Dra. María Cristina Pomposiello

Agr. Rubén Rodríguez

Dr. Otto Schneider

Dr. Juan Francisco Vilas

EDITORIA

Dra. Ana Osella

DETERMINACION DE LOS EFECTOS IONOSFERICOS SOBRE SEÑALES
TRANSIONOSFERICAS EN LA ARGENTINA. Parte I: Predicciones de la
Ionósfera Internacional de Referencia (IRI - 86)

Rodolfo G. Ezquer, Nieves Ortiz de Adler y Teresita Heredia

Laboratorio de Ionósfera, Instituto de Física, Facultad de Ciencias Exactas y
Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán.

RESUMEN

La mayoría de los efectos que la ionósfera produce en las ondas de radio que la atraviesan son proporcionales al contenido electrónico total (TEC) -número de electrones libres presentes en una columna de sección unidad que se extiende desde el suelo hasta unos 2.000 km de altura. De estos efectos el de mayor importancia para los sistemas de detección y rastreo de misiles y satélites, posicionado de puntos geodésicos y navegación, es el tiempo de retardo de grupo (τ) que se produce en una señal transionosférica. Para una señal de frecuencia f el τ está relacionado con el TEC por la ecuación $\tau = 1,34 \times 10^{-7} \text{ TEC}/f^2$ (seg).

En este trabajo se ha puesto a punto un sistema operativo que permite calcular el TEC para cualquier punto geográfico, época del año, actividad solar y hora del día, a partir de los perfiles de densidad electrónica obtenidos con uno de los más recientes modelos ionosféricos: The International Reference Ionosphere - 1986 (IRI - 86). La integración en altura de estos perfiles da el TEC. Usando este modelo se ha calculado el TEC y el τ para distintas frecuencias de señal, actividad solar, épocas del año, horas del día y puntos geográficos de la Argentina. Los valores de TEC calculados para Tucumán se compararon con valores experimentales obtenidos en esa estación. Se observa que con el IRI - 86 es posible corregir el 70% del máximo tiempo de retardo en la mayoría de los casos analizados.

ABSTRACT

Most of the effects that ionosphere produces on the radio waves that traverse it are proportional to the total electron content (TEC) -number of free electrons in a unit area column of ionosphere from the ground to a height around 2.000 km. The more important effect for the missile and satellite detection and tracking, satellite geodesy and navigational systems, is the group time delay (τ) produced on a transionospheric radio wave. For a signal of frequency f the time delay is related with TEC by the equation $\tau = 1.34 \times 10^{-7} \times \text{TEC}/f^2$ (sec).

This work presents a system to calculate TEC for any station, season, solar ac-

2 Determinación...Parte I.

tivity and hour, starting from the electron density profiles given by a recent ionospheric model: The International Reference - 1986 (IRI - 86). The integration of these profiles gives the TEC. Using this model, TEC and τ for different signal frequencies, solar activity, seasons, hours and Argentinien stations, have been calculated. The calculated TEC values for Tucumán are compared with experimental values obtained at this station. It can be seen that, with IRI - 86, is possible to remove 70% of the maximum in the most considered cases.

INTRODUCCION

Se sabe que la ionósfera produce varios efectos en las señales de radio que la a traviesan. Estos efectos son:

1. Retardo de grupo (τ).
2. Avance de fase de la señal portadora.
3. Corrimiento Doppler en la señal portadora.
4. Rotación Faraday.
5. Refracción angular del camino de la onda a medida que esta atraviesa la ionósfera.
6. Distorsión del pulso transmitido.
7. Centelleo de amplitud y fase.

Los seis primeros son directamente proporcionales al contenido electrónico total (TEC) -números de electrones libres presentes en una columna de sección unidad que se extiende desde el suelo hasta unos 2.000 km de altura.

De los siete efectos mencionados el más importante es el retardo de grupo. La relación entre el τ y el TEC se describe a continuación.

Sea t el tiempo que tarda una señal en viajar una distancia s en el vacío, y t' el tiempo que tarda en viajar una distancia igual en la ionósfera. El retardo de grupo es:

$$\tau = t' - t \quad (1)$$

que en el caso en que la ionósfera presente el mismo índice de refracción en todo el camino, se puede escribir como:

$$\tau = \frac{s}{v_g} - \frac{s}{c} \quad (2)$$

donde v_g = velocidad de grupo en la ionósfera.

Como el índice de refracción de grupo de la señal es $\mu^g = c/v_g$, se puede escribir:

$$\tau = \frac{1}{c} (\mu' - 1) s \quad (3)$$

Dado que en realidad la ionósfera presenta un índice de refracción que varía a lo largo del camino resulta

$$\tau = \frac{1}{c} \int (\mu' - 1) ds \quad (4)$$

μ' está relacionado con el índice de refracción de fase μ por:

$$\mu' = \frac{d}{df} (\mu f) \quad (5)$$

Para una densidad electrónica N correspondiente a una frecuencia de plasma f_p , y despreciando los efectos de las colisiones y del campo magnético, lo cual es aproximadamente válido para las frecuencias usualmente utilizados en la propagación Tierra-Espacio, se tiene:

$$\mu^2 = 1 - \frac{f_p^2}{f^2} = 1 - 80,6 \frac{N}{f^2} \quad (6)$$

$$\mu = \left[1 - 80,6 \frac{N}{f^2} \right]^{1/2} \quad (7)$$

donde N está en elec/m³ y f en Hertz. Desarrollando el binomio de (7) y usando (5) se tiene:

$$\mu' - 1 = \frac{d}{df} (\mu f) - 1 = - \frac{d}{df} \left[\frac{40,3}{f} N \right] = 40,3 \frac{N}{f^2} \quad (8)$$

con lo que el retardo de grupo resulta:

$$\tau = \frac{1}{c} \frac{40,3}{f^2} \int N ds \quad (9)$$

donde τ está en seg y c en m/seg.

Para el caso de incidencia vertical es:

$$= \frac{1}{c} \frac{40,3}{f^2} \int N dh = \frac{1}{c} \frac{40,3}{f^2} (\text{TEC}) \quad (10)$$

o sea:

$$\tau = \frac{1,34}{f^2} \cdot 10^{-7} \quad (\text{TEC})$$

4 Determinación...Parte I

Esta última ecuación muestra que, para una dada frecuencia, τ es directamente proporcional al TEC. En otras palabras, hablar de τ es equivalente a hablar del TEC.

En consecuencia, los sistemas que se ven afectados por la ionósfera (de navegación por satélites, de rastreo de satélites, etc.) deben conocer el valor del TEC para efectuar las correcciones necesarias, y para ello se mide este parámetro o se recurre a modelos ionosféricos para predecir su valor.

En este trabajo se calculó el τ para distintas frecuencias de señal, latitudes (cubriendo territorio argentino), actividad solar, épocas del año y horas del día, usando el modelo International Reference Ionosphere (IRI - 86)(Bilitza, 1986).

MODELO Y RESULTADOS

El IRI - 86 es un modelo empírico que provee perfiles en altura de los principales parámetros de la ionósfera como: densidad electrónica, temperatura de neutros, iones y electrones, y densidad de iones.

En cuanto al perfil de densidad electrónica, el IRI divide a la ionósfera en 6 regiones, a saber:

- 1) Región F superior (ó de tope)
- 2) Base de la Región F2
- 3) Región F1
- 4) Región intermedia
- 5) Región del Valle "E"
- 6) Región D.

Cada una de estas regiones está dada por una descripción matemática.

El programa de cálculo del IRI requiere como datos de entrada, entre otros, los valores de la frecuencia crítica de la región F2 (f_oF2) y la altura del pico de N (hm). Este programa tiene también la posibilidad de generar los valores de estos datos usando la base de datos del Comité Consultivo Internacional de Radiocomunicaciones (CCIR). En este trabajo (f_oF2) y hm fueron obtenidos de mediciones de ionosondas y se los introdujo como parámetros de entrada.

El TEC se calculó como la integración en altura del perfil de N dado por el IRI, el que llega hasta los 1.000 km de altura. El contenido electrónico entre 1.000 y 2.000 km se desprecia. En efecto, si N permaneciera constante entre 1.000 y 2.000 km e igual a $N(1000)$, sería

$$\int_{1000}^{2000} N dh = 0,1 \text{ TEC}$$

La figura 1a muestra los valores de contenido electrónico dados por el IRI-86 en función de los años, para Tucumán (latitud dip = -12°), así como los tiempos de

retardo para 100, 500 MHzertz y 1 GHzertz (τ_1 , τ_2 y τ_3).

Se han elegido los meses de setiembre (.-.) y abril (x-x) como representativos de época equinoccial y de julio (+-+) para el solsticio de invierno.

Para el solsticio de verano no se ha podido calcular el TEC debido a la falta de datos de foF2. Esta figura corresponde a la hora de máximo foF2 para la cual es de esperar los mayores valores de TEC y por lo tanto del tiempo de retardo.

Para los equinoccios de setiembre y abril la hora de máximo está entre las 15 y 16 TL en períodos de mínima actividad solar (1976 - 1977) y entre las 17 y 18 TL para actividad máxima (1980).

La figura 1b muestra los valores de TEC y τ para las mismas condiciones, pero a las 12 TL.

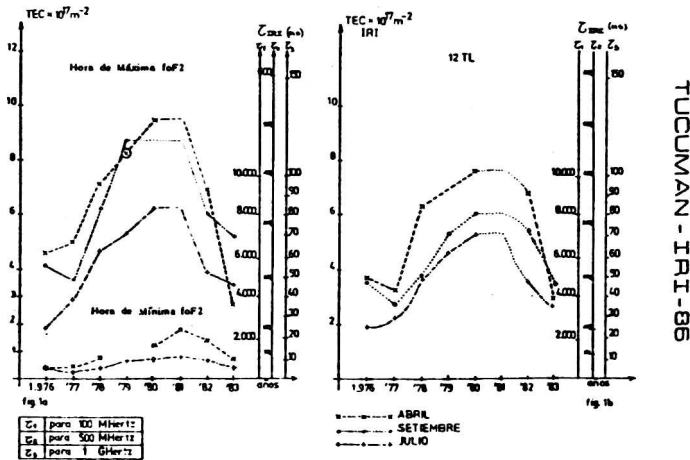


Fig. 1.a: Contenido electrónico y tiempo de retardo en función de los años para las horas de máxima y mínima foF2, calculados con el IRI - 86.

Fig. 1.b: Idem para las 12 TL.

La figura 2 muestra la variación del flujo solar en F10.7 cm en función de los años. De las figuras 1a, 1b y 2 se ve que los valores más altos de TEC ($\delta \tau$) corresponden a los años de actividad solar mayor.

La variación del TEC con la actividad solar es grande. Para períodos de solsticio los valores son de $2 \times 10^{17} m^{-2}$ a $6 \times 10^{17} m^{-2}$ cuando la actividad solar va de un mínimo a un máximo.

Para períodos equinociales varía desde $4 \times 10^{17} m^{-2}$ a $9 \times 10^{17} m^{-2}$.

Las figuras 1a y 1b indican el ensanchamiento de los perfiles de densidad elec-

6 Determinación...Parte I.

trónica por efecto de la anomalía ecuatorial (AE) sobre todo en período equinoccial.

Considerando los valores de TEC del año 1980 en abril - setiembre a la hora del máximo foF2 (18 TL), el TEC es del orden de $9,5 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$ y a las 12 TL es de 7,5 en abril y 6 en setiembre.

En el solsticio de invierno el valor del TEC es del orden de $6 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$ a la hora de máximo foF2 ($\sim 18 \text{ TL}$) y $5 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$ a las 12 TL.

En meses equinocciales el TEC muestra una diferencia del orden del 50% (setiembre) entre las 18 y 12 TL, lo cual se debe tener en cuenta cuando se requiera conocer el TEC.

La figura 1a muestra también los valores del TEC de abril y julio para las 06 TL, hora de mínimo foF2.

Se ve que en los años de actividad solar alta el valor de las 06 TL en abril es comparable al máximo de julio de actividad solar mínima.

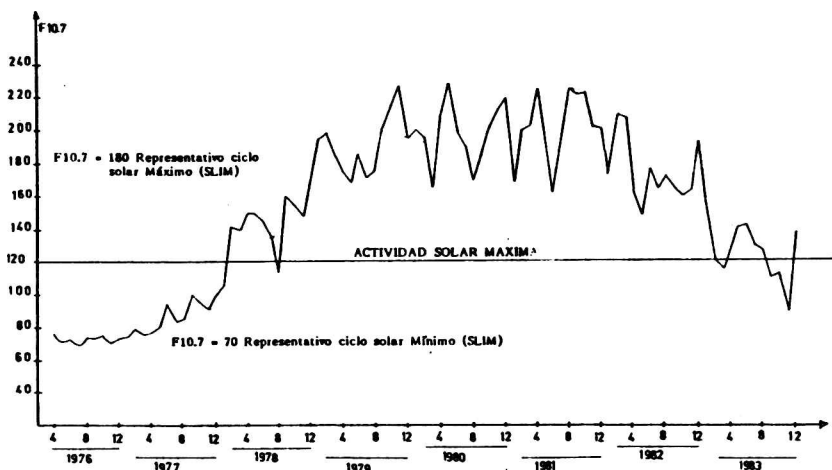


Fig. 2: Flujo solar en F10.7 cm en función de los años.

La figura 3 muestra el TEC experimental medido sobre Tucumán ($26,9^{\circ} \text{ S}$; $65,4^{\circ} \text{ W}$) (Ezquer y Adler, 1989) ($x-x-x$) y el calculado con el IRI - 86 (.....) para algunos meses de 1982 (actividad solar intermedia). Las barras verticales indican $\pm 30\%$ del valor experimental.

Se observa que el modelo:

- a.- tiene buenas predicciones de las horas de ocurrencia de los máximos valores de TEC.
- b.- presenta una sobreestimación del TEC alrededor del mínimo diario y una subestimación del mismo alrededor del máximo.
- c.- para algunos meses los valores calculados alcanzan alrededor del

del 70% del máximo TEC medido. Para setiembre este porcentaje es menor del 70%.

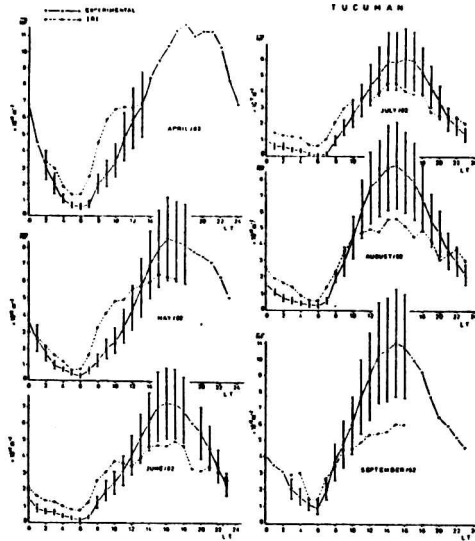


Fig. 3: Comparación entre el TEC medido en Tucumán y el calculado con el IRI - 86.

La figura 4 muestra la variación latitudinal del TEC (latitud Dip) para períodos de:

- baja actividad solar (1976 - 1977)
- actividad intermedia (78 - 79 - 82 - 83)
- actividad alta (79 - 80 - 81 - 82)

para el mes de abril.

Los valores del TEC de la figura 4a corresponden a la hora de máximo foF2 sobre Tucumán, y los de la 4b, a las 12 TL.

La figura 5 es una superposición de las figuras 4a y 4b para mínima y máxima actividad solar. Para las curvas que corresponden a actividad solar alta, el TEC de las 18 TL es mayor que el de las 12 TL, hasta aproximadamente -26° de latitud dip.

En cambio para mínima actividad el TEC de las 18 TL es mayor que el de las 12 TL hasta -15° de latitud dip. Esto indicaría que el aporte de ionización de la AE ocurre más tarde y afecta a latitudes mayores durante alta actividad solar.

La figura 6 muestra la variación latitudinal de la densidad electrónica del pico de la región F2 (Nmax) en condiciones idénticas a las de la figura 4.

Es evidente que el TEC dado por el IRI - 86 está fuertemente determinado por el Nmax.

8 Determinación... Parte I.

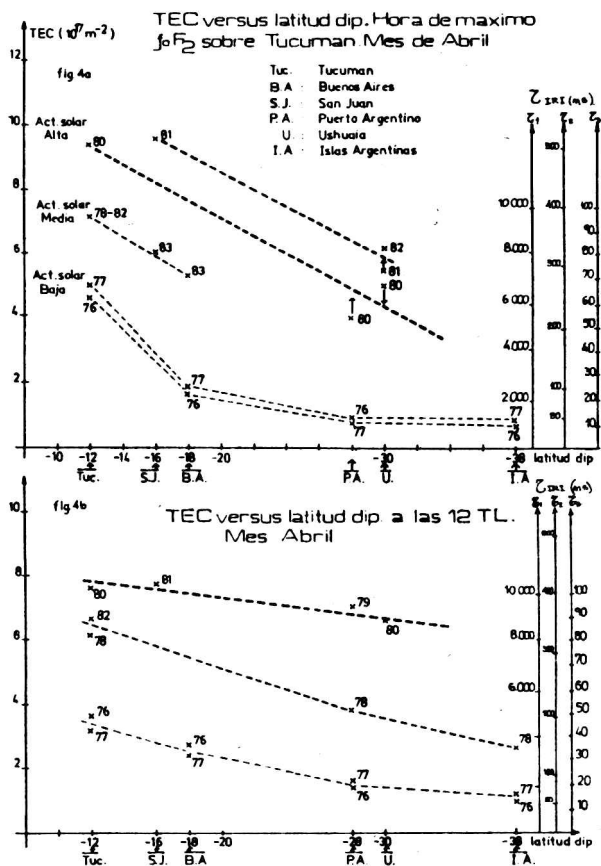


Fig. 4a: TEC y Z_{IRI} , calculados con el IRI - 86, en función de la latitud dip para la hora de máximo f_oF_2 sobre Tucumán, correspondientes al mes de abril en períodos de distinta actividad solar.

Fig. 4b: Idem para las 12 TL.

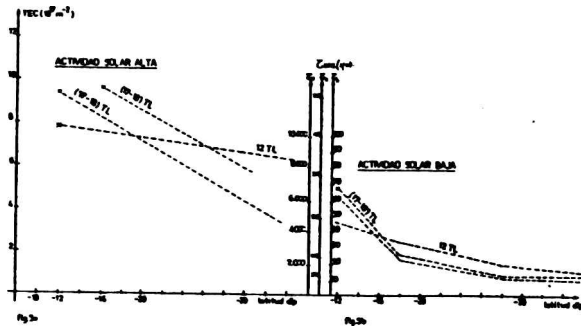


Fig. 5a.: Superposición de las gráficas de TEC y τ , calculados con el IRI - 86, versus latitud dip correspondientes a las 12 TL y a la hora de máximo foF2 sobre Tucumán, para alta actividad solar.

Fig. 5b: Idem para baja actividad solar.

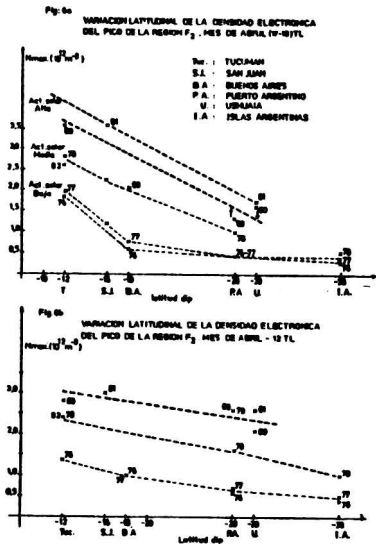


Fig. 6a: Nmax experimental en función de la latitud dip para la hora de máximo foF2 sobre Tucumán, correspondiente al mes de abril en períodos de distinta actividad solar.

Fig. 6b: Idem para las 12 TL.

CONCLUSIONES

- 1) Se ha puesto operativo un programa de cálculo que permite determinar el valor del TEC, y a través de éste, los efectos en las ondas transionosféricas que dependen de él, haciendo uso del IRI - 86.
- 2) Los resultados indican que el valor del contenido electrónico depende fuertemente de la actividad solar y de la época del año. Para período equinoccial los mayores valores de TEC en actividad solar mínima son del orden de $4,5 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$ y para actividad solar máxima de $\sim 9 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$. En solsticios los valores son 2×10^{17} y 6×10^{17} respectivamente. Estos valores corresponden a Tucumán. Esto muestra que la diferencia entre equinoccio y solsticio es comparable para mínima y máxima actividad.
- 3) Sobre Tucumán el mayor τ ocurre en horas de la tarde, especialmente en equinoccios durante alta actividad solar. Para setiembre, en alta actividad solar, la diferencia del TEC entre las 12 y 18 TL es del 50%. Esto se debería a la influencia de la AE.
- 4) El aporte de ionización de la AE ocurre más tarde y afecta a latitudes mayores durante alta actividad solar.
- 5) El TEC dado por el IRI - 86 depende fuertemente de foF2. De manera que es conveniente usar valores experimentales de foF2 y no la base de datos del CCIR para el cálculo del TEC. Los valores interpolados del TEC, a partir de su variación latitudinal, serían mejores que los calculados con el CCIR.
- 6) La comparación con datos experimentales con Tucumán muestran que los valores del TEC, y por lo tanto de todos los efectos que de él dependen, pueden predecirse hasta en un 70% en horas de máximo TEC (mayor τ) en general.
- 7) Es de esperar que el IRI tenga mejores predicciones de TEC en latitudes en donde la influencia de la AE es menor que sobre Tucumán.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente subvencionado por el CONICET a través del PRONARP. Rodolfo G. Ezquer es investigador del CONICET.

Los autores agradecen a Ricardo J. Ezquer la colaboración brindada en la obtención de los datos y la confección del presente trabajo.

REFERENCIAS

- Bilitza, D., 1986: International Reference Ionosphere: Recent Developments; Radio Science, 21, 343.
- Ezquer, R.G.; Adler N.O. de, 1989: Electron content over Tucumán; Journal of Geophysical Research, 94 A7, 9029.

DETERMINACION DE LOS EFECTOS IONOSFERICOS SOBRE SEÑALES
TRANSIONOSFERICAS EN LA ARGENTINA. PARTE II: Predicciones
del SLIM (Semi-empirical Low-Latitude Ionospheric Model).

Nieves Ortiz de Adler, Rodolfo G. Ezquer y Teresita Heredia

Laboratorio de Ionósfera, Instituto de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología,
Universidad Nacional de Tucumán.

RESUMEN

En la parte I de este trabajo se calculó el tiempo de retardo (τ) utilizando un modelo ionosférico global, el IRI-86. Dado que parte de la ionósfera sobre la Argentina está bajo la influencia de la anomalía ecuatorial, en esta parte del trabajo se calcula el τ a partir de un modelo desarrollado para la ionósfera de baja latitud, el que pone especial énfasis en los efectos de la mencionada anomalía. Este modelo es el SLIM-87 (Semi-empirical Low - Latitude Ionospheric - Model, 1987). El mismo provee una base de datos con los perfiles de densidad electrónica, seis coeficientes para generarlos usando dos funciones tipo Chapman, y el contenido electrónico total (TEC). Con el TEC obtenido del SLIM se calculó el tiempo de retardo (τ_s), para distintos puntos geográficos de la Argentina, frecuencias, épocas del año, horas del día y actividad solar.

Dos de los seis coeficientes de la base de datos del SLIM son la densidad electrónica y la altura del pico de la Región F, los que fueron reemplazados por datos experimentales obtenidos de sondadores. Con esta nueva base de datos se calculó el tiempo de retardo (τ_s^*) para idénticas condiciones que τ_s .

Los valores de τ_s y τ_s^* han sido comparados con valores experimentales de tiempo de retardo ($\tau_{e,}$) calculados con mediciones de TEC realizadas en Tucumán.

Los resultados obtenidos son similares a los obtenidos con el IRI-86.

ABSTRACT

Using a global ionospheric model (IRI-86) the time delay (τ) was calculated in the first part of this work. Due to part of the ionosphere over Argentina is affected by the equatorial anomaly, in this paper τ is calculated using an ionospheric model which takes into account the effects of the mentioned anomaly. It is the SLIM-87 (Semi-empirical Low - Latitude Ionospheric Model, 1987). This model gives a data base with the electron density profiles, six coefficients to generate them with two like-Chapman functions and the total electron content (TEC). Using the TEC obtained with SLIM the time delay (τ_s) is calculated for different Argentinien stations, frequencies, seasons, hours and solar activity.

Two coefficients of the SLIM data base are the electron density and height at the peak of the F region, which were replaced for experimental values obtained from ionosondes. With this new data base the time delay (τ_s^*) is calculated for the same conditions of τ_s .

The calculated τ_s and τ_s^* values are compared with experimental values (τ_{ex}) obtained with TEC measurements carried out at Tucumán.

The obtained results are similar to those obtained with IRI-86.

INTRODUCCION

En la primera parte de este trabajo se ha determinado el tiempo de retardo para distintos puntos geográficos de la Argentina, utilizando al IRI-86, uno de los más recientes modelos globales de la ionósfera.

Dado que parte del territorio argentino está bajo la influencia de la Anomalía Ecuatorial (AE), en este trabajo se ha utilizado un modelo semiempírico que tiene en cuenta dicha influencia, para determinar el contenido electrónico total (TEC) y el tiempo de retardo (τ).

MODELO

El modelo Semi-empirical Low - Latitude Model (SLIM)(Anderson et al., 1982), vlido en el rango $\pm 24^\circ$ de latitud dip pone, a diferencia de otros modelos, especial énfasis en el transporte de plasma por drift $\vec{E} \wedge \vec{B}$. Este drift ensancha los perfiles de densidad electrónica, tanto el inferior como el superior, en zonas de la ionósfera donde la AE hace sentir su influencia. Por esta causa el SLIM es un modelo con más capacidad para reproducir la ionósfera en bajas latitudes.

Anderson (1973) calculó los perfiles teóricos de densidad electrónica para latitudes medias y bajas basándose en distintos modelos para atmósfera neutra, vientos, etc., y mediciones experimentales del drift $\vec{E} \wedge \vec{B}$ realizadas en Jicamarca. Dada la complejidad del cálculo para obtener dichos perfiles, Anderson et al., 1987; desarrollaron el SLIM, en el cual cada uno de los perfiles teóricos fue ajustado por medio de dos funciones tipo Chapman, una por debajo y otra por encima del pico de la región F. Cada perfil tiene seis coeficientes de ajuste entre los que intervienen la densidad electrónica máxima ($N_{m\acute{a}x}$) y la altura del máximo (h_p).

El SLIM provee una base de datos que da los perfiles de densidad electrónica y sus respectivos seis coeficientes así como el TEC_s correspondiente, entre 24° N y 24° S de latitud dip, cada 2° , para máxima y mínima actividad solar, para las 24 horas del día para equinoccios y solsticios. El modelo no diferencia entre equinoccio de primavera y otoño. Pero sí diferencia entre solsticio de verano e invierno.

Se calcularon los tiempos de retardo utilizando la base de datos del SLIM (τ_s)

para distintas frecuencias, actividad solar, épocas del año, horas del día y puntos geográficos de la Argentina.

Con el objeto de incorporar observaciones experimentales que permitieran mejorar las predicciones del TEC, y por lo tanto del τ , se implementó un sistema que permite calcularlos para distintas frecuencias, actividad solar, épocas del año, horas del día y puntos geográficos de la Argentina.

Cuando se usan datos experimentales de N_{max} y h_p en el cálculo del contenido electrónico total y del correspondiente tiempo de retardo, el modelo se denominó SLIMEX, y los parámetros calculados TEC_s^* y τ_s^* .

Se hizo un estudio comparativo de las predicciones de TEC_s , TEC_s^* para Tucumán, ya que se dispone de información experimental del contenido electrónico ionosférico sobre esa información.

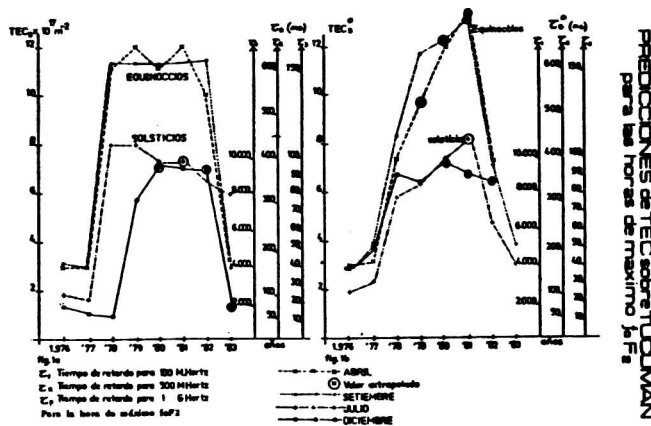


Fig. 1.a: Contenido electrónico sobre Tucumán y tiempo de retardo para la hora de máxima foF2 en función de los años, calculados con el SLIM.

Fig. 1.b: Idem calculados con el SLIMEX.

La figura 1a muestra los valores de contenido electrónico dados por el SLIM en función de los años, para Tucumán (-12° de latitud dip), así como los tiempos de retardo para 100, 500 MHzertz y 1 GHzertz (τ_1 , τ_2 y τ_3).

Se han elegido los meses de Setiembre (-.-) y Abril (X-X) como representativos de época equinoccial y de Julio (+ - +) y Diciembre (o - o) para solsticios de invierno y verano.

La figura 1b muestra los valores de TEC_s^* y τ_s^* para las mismas condiciones.

Teniendo en cuenta la figura 2 que muestra la variación de la actividad solar en unidades de flujo solar en F10.7 cm en función de los años, se puede ver que los valo-

14 Determinación. .Parte II

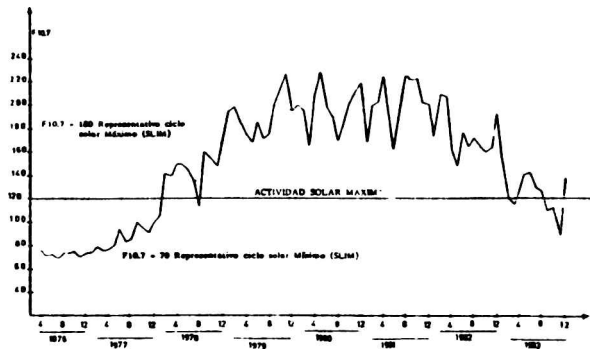


Fig. 2: Flujo solar en F10.7 cm en función de los años.

res más altos de TEC ($\delta \tau$) corresponden a los años de actividad solar mayor. Este ciclo solar, que es el 2º ciclo solar de actividad más alta registrado, tiene un máximo de F10.7 = 200.

El SLIM considera flujos solares de 180 y 70 como valores representativos de períodos de máxima y mínima actividad solar, y sólo toma valores extremos para construir su base de datos. Por este motivo, a los efectos del cálculo del TEC_s , TEC_s^* (y los τ_s y τ_s^* correspondientes) se han tomado los perfiles del SLIM que corresponden a actividad solar máxima cuando F10.7 es ≥ 120 y F10.7 < 120 para actividad solar mínima.

Es evidente que habría períodos que correspondan claramente a actividad solar mínima (1976 - 1977, con F10.7 = 70) y máxima (1979 - 1980 - 1981 - 1982 con F10.7 = 180), según el criterio del SLIM. Pero los años 1977 - 1978 y 1982 - 1983, corresponden a períodos de actividad solar intermedia, y no tienen su correspondiente base de datos construida en el SLIM. Por ese motivo los resultados que corresponden a estos períodos merecerán un análisis especial.

Las figuras 1a y 1b corresponden a las horas de máximo foF2, para las cuales es de esperar los mayores valores de TEC y por lo tanto de tiempo de retardo.

La figura 3 muestra las variaciones de la hora de máximo foF2 en función de los años (o ciclo solar).

Para los equinoccios de Setiembre y Abril la hora de máximo está entre las 15 y 16 TL en períodos de mínima actividad solar (1976 - 1977) y entre las 17 - 18 TL para actividad solar máxima (~ 1980).

En las figuras 4a, 4b y 4c puede verse la superposición de los valores de TEC_s y TEC_s^* de las figuras 1a y 1b. Para los meses equinociales y para el solsticio de invierno (4a y 4b) las predicciones del SLIM y las del SLIMEX son coincidentes para ac-

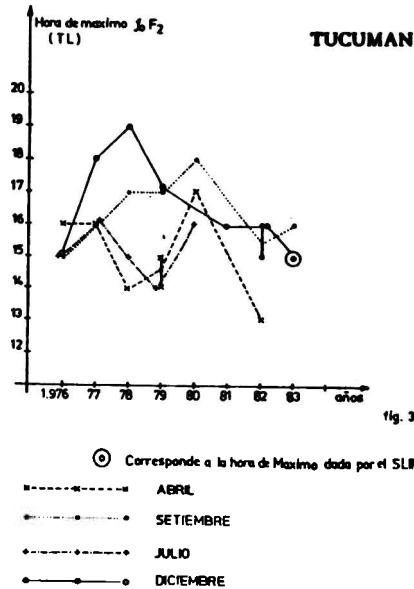


Fig. 3: Hora de ocurrencia de la máxima foF2 en función de los años.

tividad solar mínima (1976 - 1977) y están en buen acuerdo en el orden de magnitud del contenido electrónico para el período de máxima actividad solar (1980 - 1981). Para equinoccios durante máxima actividad solar, el SLIM predice un valor máximo de TEC de $12,3 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$ a las 22 TL, y de $3,3 \times 10^{17} \text{ m}^{-2}$ a las 14 - 15 TL para actividad solar mínima.

Los valores de contenido electrónico graficados corresponden a la hora de máximo foF2 sobre Tucumán (figura 3).

Para períodos de actividad intermedia hay discrepancia entre los valores de contenido electrónico dados por el SLIM y el SLIMEX. Esto era previsible ya que el modelo no tiene en cuenta actividad solar intermedia, y al introducir los datos de $N_{\text{máx}}$ y h_p en el SLIMEX se está introduciendo a través de éstos, la dependencia con la actividad solar. Los valores de contenido electrónico del SLIMEX son menores que los del SLIM para meses equinociales y el solsticio de invierno.

En el solsticio de verano, para años de actividad solar baja e intermedia el SLIM predice valores de contenido electrónico menores que el SLIMEX. Situación inversa a la de equinoccios y solsticios de invierno. Esto está indicando que los valores de $N_{\text{máx}}$ del SLIM son menores que los experimentales, por lo menos para el período de baja actividad solar. Para actividad solar intermedia la discrepancia podría deberse, además de a esta causa, al hecho de que la base de datos ha sido construída para valores extre-

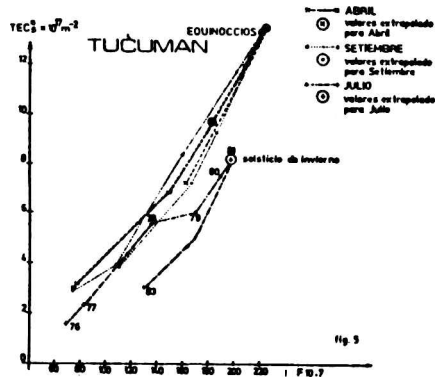


Fig. 5: TEC_S en función de F10.7 cm para el período 1976 - 1983.

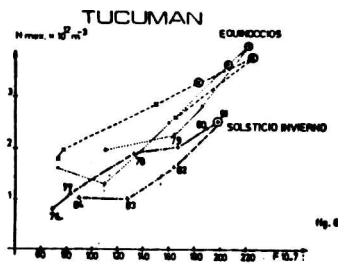


Fig. 6: $N_{m\max}$ en función de F10.7 cm para el período 1976 - 1983.

rán predicciones similares para el contenido electrónico en equinoccios y solsticios de invierno cuando la actividad sea próxima a 70 o 180. Pero para el caso de actividad solar intermedia es conveniente utilizar el SLIMEX.

En cuanto al solsticio de verano, tanto el SLIM como el SLIMEX coinciden en sus predicciones solamente para alta actividad. Dado que el SLIMEX incorpora datos experimentales, sería éste el modelo más adecuado para calcular TEC y τ en actividad media y baja.

COMPARACION CON DATOS EXPERIMENTALES

Para analizar la bondad del SLIM y del SLIMEX se comparan los valores de TEC predichos por los modelos con datos experimentales de Tucumán para el período Abril 1982 a Marzo 1983 (Ezquer y Adler, 1989), época de actividad intermedia.

La figura 7 muestra los valores de contenido electrónico sobre Tucumán versus ho-

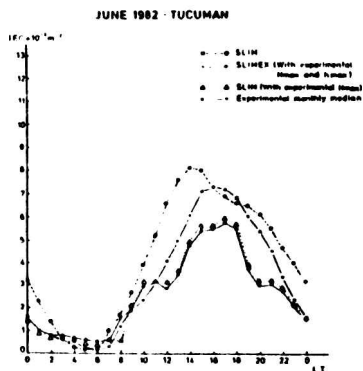


Fig. 7: Comparación entre los valores de TEC experimental y los dados por el SLIM y el SLIMEX.

ra local para junio 1982.

Se han graficado las predicciones del SLIM (o-o), del SLIMEX (-.-) y datos experimentales (X-X).

El SLIM predice buenos valores entre las 03 y las 08 TL. Presenta un máximo más temprano y sobreestima un 33% a las 14 hs TL (hora de máximo). El SLIMEX da buenas predicciones del TEC entre las 22 y 10 TL.

La hora de máximo coincide con la de los valores experimentales, y subestima en un 24% el TEC de las 16 TL (hora de máximo experimental).

Las figuras 8a y 8b muestran la variación latitudinal (latitud dip) del TEC_s^* para periodos de alta (1979 - 1980) y baja actividad solar (1976 - 1977), de los meses equinocciales de Setiembre y Abril.

Los valores corresponden al TEC_s^* calculado con datos ionosféricos de Tucumán, San Juan, Buenos Aires y Puerto Argentino.

La figura 8a muestra los valores de TEC_s^* para las 12 TL, y la 8b, los valores que corresponden a la hora de máximo TEC en Tucumán para actividad solar alta (17 - 18 TL) y para actividad baja (15 - 16 TL).

De las figuras 8a y 8b puede observarse cómo cambia la variación latitudinal del TEC desde las 12 a las (17 - 18) TL. Es marcado el efecto que produce la AE.

- El TEC crece con la actividad solar, siendo más marcado el efecto sobre Tucumán (la pendiente para baja actividad es menor que para alta). Esto sería consecuencia de que la ionización aumenta en todas latitudes por el aumento de F10.7 pero sobre Tucumán también aumenta la influencia de la AE.

A partir de las gráficas de TEC_s^* versus latitud dip pueden estimarse por interpolación los valores del TEC_s^* en latitudes donde no se dispone de datos para calcularlo.

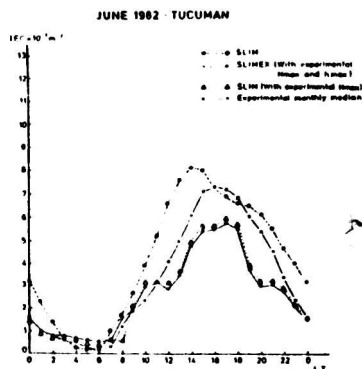


Fig. 7: Comparación entre los valores de TEC experimental y los dados por el SLIM y el SLIMEX.

ra local para junio 1982.

Se han graficado las predicciones del SLIM (o-o), del SLIMEX (.-.) y datos experimentales (X-X).

El SLIM predice buenos valores entre las 03 y las 08 TL. Presenta un máximo más temprano y sobreestima un 33% a las 14 hs TL (hora de máximo). El SLIMEX da buenas predicciones del TEC entre las 22 y 10 TL.

La hora de máximo coincide con la de los valores experimentales, y subestima en un 24% el TEC de las 16 TL (hora de máximo experimental).

Las figuras 8a y 8b muestran la variación latitudinal (latitud dip) del TEC_s^* para periodos de alta (1979 - 1980) y baja actividad solar (1976 - 1977), de los meses equinocciales de Setiembre y Abril.

Los valores corresponden al TEC_s^* calculado con datos ionosféricos de Tucumán, San Juan, Buenos Aires y Puerto Argentino.

La figura 8a muestra los valores de TEC_s^* para las 12 TL, y la 8b, los valores que corresponden a la hora de máximo TEC en Tucumán para actividad solar alta (17 - 18 TL) y para actividad baja (15 - 16 TL).

De las figuras 8a y 8b puede observarse cómo cambia la variación latitudinal del TEC desde las 12 a las (17 - 18) TL. Es marcado el efecto que produce la AE.

- El TEC crece con la actividad solar, siendo más marcado el efecto sobre Tucumán (la pendiente para baja actividad es menor que para alta). Esto sería consecuencia de que la ionización aumenta en todas latitudes por el aumento de F10.7 pero sobre Tucumán también aumenta la influencia de la AE.

A partir de las gráficas de TEC_s^* versus latitud dip pueden estimarse por interpolación los valores del TEC_s^* en latitudes donde no se dispone de datos para calcularlo.

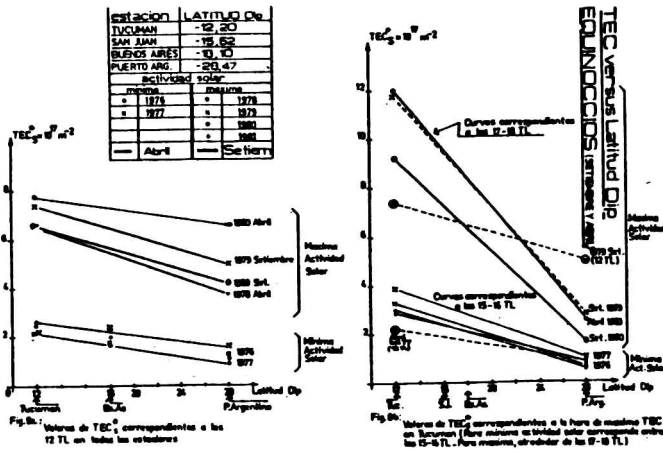


Fig. 8.a: Variación latitudinal del TEC_s a las 12 TL para períodos de máxima y mínima actividad solar.

Fig. 8.b: Idem pero a la hora de máximo TEC en Tucumán.

CONCLUSIONES

- 1) Se ha puesto operativo un programa de cálculo que permite determinar el valor del contenido electrónico total, y a través de éste, los efectos en las ondas transionosféricas que dependan de él, haciendo uso de un modelo ionosférico semiempírico (el SLIM).
- 2) Los resultados indican que el valor del contenido electrónico depende fuertemente de la actividad solar y de la época del año. Para período equinoccial los mayores valores de TEC en actividad solar mínima son 3×10^{17} y para actividad solar máxima 13×10^{17} . En solsticios los valores son 2×10^{17} y 7×10^{17} respectivamente.
Estos valores muestran que la diferencia entre equinoccios y solsticios es menor en actividad solar baja.
- 3) El estudio comparativo con datos experimentales indica que el SLIMEX muestra un excelente acuerdo entre sus predicciones y los valores experimentales entre las 22 y 10 TL. Además permite obtener hasta un 70% del TEC en horas de máximo.
- 4) El SLIMEX reproduciría mejor que el SLIM los valores de TEC, para períodos de baja, mediana y alta actividad solar. Pero se necesita datos de foF2 de un sondador

20 Determinación...Parte II.

cercano al lugar donde se quiere calcular el TEC.

- 5) La estimación del contenido electrónico utilizando el SLIMEX, para latitudes donde no se dispone de foF2, puede realizarse interpolando los valores deseados de las gráficas TEC_s^* versus latitud dip.
- 6) Los resultados son similares a los obtenidos con el IRI-86.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente subvencionado por el CONICET a través del PRONARP. Rodolfo G. Ezquer es investigador del CONICET.

Los autores agradecen a Ricardo J. Ezquer la colaboración brindada en la obtención de los datos y la confección del presente trabajo.

REFERENCIAS

- Anderson, D.N., 1973: A theoretical study of the ionospheric F-region equatorial anomaly - II - Results in the American and Asian sectors; Planet. Space Sci., 21, 421.
- Anderson, D.N., Mendillo M. and Herniter B., 1987: A Semi-Empirical Low-Latitude Ionospheric Model, Radio Science, 22(2), 292.
- Ezquer, R.G. and Ortiz de Adler, N., 1989: Electron Content Over Tucumán, Journal of Geophysical Research, Vol. 94, A7.

ESTACIONALIDAD DE LAS PRECIPITACIONES EN EL TERRITORIO CONTINENTAL ARGENTINO

Oswaldo F. Canziani, Juan A. Forte Lay y Adrián Troha
Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CIBIOM-CONICET)
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio de los regímenes estacionales de precipitación correspondientes al territorio continental argentino, efectuado con el mayor detalle posible que permitieron los registros pluviométricos más extensos y completos que se pudieron reunir con la colaboración del Servicio Meteorológico Nacional y otras fuentes.

Se aplicaron los índices de estacionalidad de Lawler y Walsh, diseñados para cuantificar los regímenes pluviosos de áreas extensas en función de la variación estacional de la precipitación, tanto para el año promedio como respecto a su variabilidad interanual, lo que asegura un grado de confiabilidad aceptable en la definición de cada régimen. Puesto que los índices mencionados no toman en cuenta la distribución temporal de las lluvias mensuales, el estudio fue completado con el cálculo de las relaciones porcentuales entre la precipitación normal del semestre cálido y la precipitación anual, obteniendo además las distintas secuencias de importancia relativa de las precipitaciones para las cuatro estaciones del año, anotando además en cada caso, los meses de máxima y mínima.

El trabajo que se ilustra con tablas y mapas tiene el objeto de establecer fehacientemente los diferentes regímenes de precipitación observables en el país para fines prácticos de interés geográfico, ecológico, agroclimático, económico, etc. y para comprender mejor las características de los procesos meteorológicos que generan precipitaciones en las distintas regiones del país.

ABSTRACT

A study on the precipitation seasonal regimes corresponding to the Argentina's continental territory was undertaken with the largest possible detail permitted by the precipitation records, more extended in time and complete, which have been obtained, with the collaboration of the National Meteorological Service and other sources.

The Lawler and Walsh's seasonality indexes were applied. These indexes are designed to quantify the rainfall regimes of large areas as a function of the seasonal variation of precipitation for the average year as well as with respect of its inter-annual variation. This ensures an acceptable degree of confiability for the definition of each regime. Since these indexes do not take into consideration the temporal distribution of monthly precipitations, the study was completed with the porcentual relations between the normal precipitation of the warm semestre and the annual one, and with the different sequences of relative importance of precipitations for the four seasons, recording in each case the month of maximum and minimum precipitation.

The work is illustrated with tables and maps to clearly establish the different precipitation regimes observed in the country for their use in geographic, ecological, agroclimatic, economic activities, etc. and to better understand the characteristics of the meteorological processes generating precipitations in different regions of the country.

INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

La producción agropecuaria y forestal depende fundamentalmente de los factores climáticos predominantes en cada región. De entre ellos, la lluvia y la temperatura se destacan como de mayor importancia relativa. Al considerar la precipitación surge de inmediato la necesidad de conocer su valor anual y su distribución estacional para luego incursionar en estudios más detallados como el conocimiento de su intensidad, probabilidad de ocurrencia de determinados valores, estudio de extremos y todo lo que relaciona a este importante elemento con su penetración en el suelo y utilización por las plantas (balance de agua en el suelo).

Respecto a la distribución estacional, desde el punto de vista agrícola ganadero y forestal es imprescindible saber si las precipitaciones predominan durante la estación cálida o de crecimiento o si por el contrario se producen en la estación fría, por lo general época de receso o disminución de la actividad vegetal. En el primer caso las precipitaciones que penetran en el suelo suelen ser rápidamente utilizadas y consumidas por la alta evapotranspiración estival. Consecuentemente si no son abundantes definen, con respecto al suelo, situaciones de balance hídrico negativo durante casi todo el año, tal como ocurre en la mayor parte de la franja central del país, desde la región chaqueña hasta la pampeana, con valores anuales que oscilan alrededor de los 500 mm y, en algunos casos resultan algo superiores. En cambio si la misma cantidad de lluvia se produce durante la estación fría, en un clima con demandas anuales de agua similares el balance hídrico suele ser positivo durante el invierno siendo la mayor parte del agua almacenada en el suelo y usada posteriormente en primavera. En el SW de Australia y en el centro de Chile puede cultivarse con éxito trigo en secano en regiones con menos de 400 mm anuales de lluvia pero con una distribución de tipo invernal (Miller, 1957).

En caso de precipitaciones anuales de mayor magnitud, con valores del orden de la evapotranspiración potencial anual o superiores, distribuciones con máximo invernal como la que impera a lo largo de la cordillera patagónica, o de tipo isohigro sin estacionalidad, como la del extremo oriental de la pradera pampeana aledaña a la cuenca inferior del río Salado, resulta inconveniente para la agricultura, observándose grandes excesos de agua en invierno que producen lavado de suelos y entorpecen las labores agrícolas, y considerables deficiencias en verano que dificultan el desarrollo de cultivos estivales. Es decir que para el desarrollo agrícola-ganadero es más adecuado un clima cuya distribución pluvial se ajuste más a las necesidades potenciales de agua de los cultivos, tal como el que se observa en el NW de Buenos Aires, S de Santa Fe y SE de Córdoba. Allí se conjugan montos anuales de lluvia suficiente con distribuciones temporales adecuadas, permitiendo el cultivo de especies de distinto ciclo de crecimiento. Así, los cultivos de trigo utilizan la humedad del suelo especialmente a fines de invierno y primavera; los de maíz tienen su mayor demanda a fines de primavera y en verano, y los de soja plantean sus máximos requerimientos durante el verano hasta principios del otoño.

En la pradera pampeana, tomando la isohieta anual de 800 mm y recorriéndola de NW a SE se observa que el clima va siendo cada vez menos favorable para las especies de crecimiento estival (maíz, sorgo, soja, maní, etc.) y van ganando en seguridad y rendimiento cultivos de ciclo invierno-primaveral (trigo, cebada, lino, etc.). En el área aledaña al sistema serrano de Tandilla también se pueden cultivar con éxito especies de desarrollo estival, debido a un balance hídrico más favorable derivado de una menor evapotranspiración potencial consecuente con la mayor altura y exposición a vientos marítimos más frescos y al pequeño aumento de las precipitaciones estivales con respecto al área adyacente, por efecto orográfico.

Por otra parte, los estudios sobre estacionalidad de las precipitaciones desde un punto de vista estrictamente climático pueden servir de base para comprender mejor la génesis de los procesos meteorológicos productores de precipitación en una región determinada.

Con respecto a este último punto, en nuestro país el trabajo de Prohaska (1952) que extiende el estudio de los regímenes estacionales de precipitación a la parte sur de Sudamérica y mares vecinos hasta la Antártida, es el más completo y detallado publicado hasta el momento y continúa vigente, aunque las series pluviométricas disponibles en ese momento de hasta 25 años de longitud como máximo invaliden algunas de sus conclusiones. El último trabajo que trata sobre el tema es el de Hoffmann y Flores (1989) para todo el continente sudamericano, publicando mapas de meses de precipitación máxima y mínima como así también de comienzo y fin de la estación seca, considerando como tal al período de precipitación mensual inferior a 33 mm.

El presente trabajo, aprovechando los más extensos registros pluviométricos disponibles, se intenta llevar a cabo un estudio lo más detallado posible de la estacionalidad de las precipitaciones en el territorio continental argentino utilizando los índices de estacionalidad propuestos por Walsh y Lawler (1983), que permiten una cuantificación de los regímenes pluviosos, completando el estudio con otros análisis que se detallan en el punto siguiente.

MATERIALES Y METODO

Para evaluar la estacionalidad de las precipitaciones se buscaron índices desarrollados por Walsh y Lawler que permitieran graficar áreas extensas en función de la variación estacional de la precipitación.

El primero de ellos denominado "Índice de Estacionalidad" o SI (Seasonality Index), consiste en la suma de las desviaciones absolutas de las lluvias mensuales medias con respecto a la media mensual total, dividida por la lluvia media anual de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$SI = \frac{1}{\bar{R}} \sum_{n=1}^{n=12} |\bar{X}_n - \bar{R}/12|$$

donde \bar{X}_n = precipitación media mensual del mes n

\bar{R} = precipitación media anual

El valor de SI oscila entre 0 (si todos los meses tienen la misma cantidad normal de lluvia) y 1.83 (si toda la precipitación ocurre en un solo mes, proponiendo los autores una clasificación cualitativa de los grados de estacionalidad descripta en las referencias de la Figura 2B. Este índice tiene la ventaja de mostrar con claridad las diferencias de lo que los autores del mismo denominan "estacionalidad relativa" que son los contrastes de precipitación durante el año promedio. Dado que el cálculo de SI no toma en cuenta la variabilidad de año a año en el régimen de lluvia y por lo tanto tiende a subestimar la estacionalidad, se obtuvo, tal como proponen los autores, un valor promedio de los SI de cada año, denominado SI₁ para diferenciarlo del anterior. Para estimar la variabilidad de los regímenes de lluvia se calculó la relación SI/SI₁ que si resulta alta nos dice que el mes de máxima ocurre en un intervalo de pocos meses y que la replicabilidad del régimen de lluvia media es alta, y viceversa.

24 Estacionalidad de...

Dado que SI mide el grado de variación entre totales mensuales de lluvia y no considera la distribución temporal de esas lluvias mensuales, podría ocurrir que regímenes diferentes condujeran a valores de SI similares. Para evitar ésto se calcularon las relaciones porcentuales entre la precipitación normal del semestre cálido (octubre a marzo) y el valor anual.

Además, para visualizar mejor la marcha de las precipitaciones a lo largo del año, se dividió al mismo en 4 partes iguales representativas de las estaciones calendarias clásicas, de acuerdo a la cantidad relativa de precipitación normal que se registra en cada una de ellas en cada localidad. Debido a que se trabajó con datos medios mensuales fue necesario adjudicar 3 meses calendarios a cada estación del año. Así denominamos como precipitaciones de verano (V) a la suma de los valores normales de diciembre, enero y febrero; otoño (O) la de marzo, abril y mayo; invierno (I) la de junio, julio y agosto; y primavera (P) la de septiembre, octubre y noviembre. Se ordenaron las estaciones del año de la más a la menos lluviosa, resultando diferentes secuencias en cada localidad.

El análisis se completó en cada caso anotando el mes de máxima y de mínima que surge de los valores normales.

Se dispuso de los registros pluviométricos mensuales de localidades del país y también de países vecinos, de manera de poder confirmar las tendencias en las regiones limítrofes. En todos los casos se prefirió trabajar con los datos de las estaciones meteorológicas, recurriendo a los datos de puestos pluviométricos (en general menos confiables), solamente en áreas en que los anteriores resultaran insuficientes. Se utilizó el registro máximo disponible para cada localidad, aún cuando estuviese incompleto, desechando los de longitud inferior a 30 años, excepto en casos de extrema necesidad, generalmente en áreas despobladas, donde se utilizaron algunos registros más cortos con el fin de que sus valores sirvieran de guía en la confección de mapas y delimitación de áreas.

La lista de estaciones utilizadas se encuentra en la Tabla 1 donde se consignan además sus coordenadas geográficas, altitud, período de observaciones, proporción de información válida en el período: (nº de meses con datos / nº de meses del período) * 100 ; y el valor anual de precipitación que surge del registro utilizado.

En la Figura 1A se visualiza la posición geográfica de cada estación.

RESULTADOS OBTENIDOS

En el mapa de la Figura 1B se representa la proporción de las precipitaciones normales que se registran durante el semestre cálido; la isolinia del 50% dibujada en trazo más grueso separa entonces los climas con predominio de lluvias estivales (>50%) de aquellos en que prevalecen las precipitaciones invernales (<50%). La isolinia del 50% recorre aproximadamente la parte central del área que en el mapa de la Figura 2B se clasifica como de índice de estacionalidad uniforme.

Se observa en este mapa claramente que de manera similar a lo que ocurre en la mayor parte de los continentes, las áreas más alejadas de la influencia directa del mar muestran altas concentraciones de precipitación en los meses cálidos como sucede al NW del país donde el desarrollo de una depresión térmica ampliamente estudiada (Schwedtfeger, 1951 y 1954); (Lichtenstein 1976 y 1980), que siendo más activa durante el verano, provoca en niveles bajos la convergencia de masas de aire húmedo provenientes del E y del NE que coadyuvan al desarrollo de procesos convectivos, frontales, orográficos o mixtos, generadores de lluvia en esa estación del año. El último autor mencionado

considera que esta depresión no encuadra bien en la definición de "depresión térmica" ya que su existencia no se debe solamente a un exceso en el balance de calor respecto a las regiones circundantes, si no también a la presencia de otros factores entre los cuales podría tener un rol importante la Cordillera de los Andes; prefiriendo llamarla solamente "depresión del NW Argentino".

Este régimen de lluvias estivales, denominado monzónico por ser típico de las regiones de la Tierra en que se producen vientos estacionales o monzones, va degradando lentamente hacia el litoral atlántico, llegando a una distribución de tipo isohigro en el E de las provincias del litoral fluvial y extremo oriental de Buenos Aires. Aquí la precipitación del semestre invernal tiende a igualar a la del estival, siendo la transición hacia el clima que domina la mayor parte del Uruguay y el extremo S del Brasil, donde predominan las lluvias de la estación fría, especialmente hacia la costa. Estas condiciones se deben principalmente a la mayor actividad frontal que durante el invierno se localiza en esa zona, debido a la convergencia de masas de aire tropical marítimo advectadas por el anticiclón semipermanente del Atlántico Sud, y las de aire más frío y seco, que provienen principalmente del Pacífico Sur y que en la época fría suelen permanecer relativamente estacionadas en el sur del continente. Por otro lado, en esta región litoral, durante el verano, se produce con cierta frecuencia una extensión sobre el continente de la célula anticiclónica subtropical del Atlántico, con el consiguiente aumento de la subsidencia y la consecuente disminución de la actividad pluvial en esa región (Prohaska, 1952).

En la región cordillerana se observa un régimen opuesto al monzónico mencionado en primer término. Este régimen se extiende en una estrecha franja desde el extremo occidental de San Juan y Mendoza hacia el S, y a partir de la provincia de Neuquén se va ensanchando para abarcar a casi toda la Patagonia, donde predominan las precipitaciones invernales. Su epicentro en nuestro país se observa en el extremo WNW de Mendoza en la región cordillerana a lo largo del límite internacional con Chile, con sólo 15% de precipitación en el semestre cálido. Este régimen es una extensión del que se establece en el área central de Chile, donde se observa el clásico régimen del Mediterráneo con lluvias invernales y sequía estival más o menos completa. Las precipitaciones invernales se deben al desplazamiento hacia el N del eje de máxima presión del anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico Sur y la llegada ocasional hasta estas latitudes de depresiones móviles asociadas a la circulación de los Oesteos.

En la banda latitudinal que corresponde a San Juan y Mendoza, el obstáculo impuesto por la alta cordillera a la circulación del W, limita la expresión de este régimen a las cumbres andinas donde la precipitación se produce casi exclusivamente en forma de nieve; siendo hacia el E el cambio de régimen muy abrupto, ya que se pasa de sólo 15% de precipitación en el semestre cálido en la localidad de Puente del Inca, hasta 72% en la capital mendocina donde la génesis de las lluvias es otra, respondiendo mejor al tipo de precipitaciones estivales activadas por la depresión del NW. Este cambio abrupto de régimen no puede ser visualizado por su génesis con el índice de estacionalidad SI de Lawler y Walsh.

El régimen del Mediterráneo tiene su mayor extensión en nuestro país en la región patagónica, donde con excepción de la franja cordillerana presenta un tipo desértico. En el centro y SE de Santa Cruz y en la isla de Tierra del Fuego, donde la actividad ciclónica prevalece durante todo el año, se observa un régimen aproximadamente isohigro que se extiende a las islas Malvinas y probablemente a las demás islas del Atlántico Sur al N del círculo polar antártico.

En el mapa de la Figura 2A en que se han representado las secuencias estacionales de importancia relativa de las precipitaciones, se observa una gran zona de secuencia VPOI (verano, primavera, otoño, invierno), donde prevalecen las lluvias de verano, seguidas por las correspondientes a la primavera. Ello se

debe a que durante esta estación los desplazamientos de las masas de aire frío (frentes fríos y líneas de inestabilidad asociadas) tienen una mayor actividad sobre esta parte recalentada del continente, en ocasión que las masas de aire cálido y húmedo, cuyos desplazamientos desde el NE se activan por la circulación de la depresión del NW, convergen con masas de aire más fresco provenientes del SW. Hacia el E y N el otoño pasa a segundo lugar quedando la primavera en tercer orden dando lugar a la secuencia VOPI. Sin embargo en el NW los mayores valores de otoño respecto a la primavera se deben exclusivamente a la elevada precipitación en marzo, que en esta región puede considerarse enteramente como un mes de verano. Este desplazamiento de la primavera al tercer lugar se relaciona también con valores de precipitación media muy escasa durante el mes de septiembre, que en esta región constituye el mes en que normalmente culmina la sequía invernal. Es la región que Prohasaka (1952) llama de "Régimen tropical en verano y subtropical en invierno" y que de acuerdo a Hoffman y Flores (1989) podrían asimilarse con las llamadas lluvias con máximo en los meses de verano o lluvias centales de Perú, Bolivia y W de Brasil. Hacia el E, en cambio la secuencia VOPI está asociada a climas más isohigros.

Dividiendo a la amplia región abarcada por las 2 secuencias antes mencionadas, se ha dibujado una línea de trazos que separa claramente 2 zonas: una al WNW con la mayor precipitación en alguno de los 3 meses más cálidos (diciembre, enero, febrero) y otra hacia el ESE, donde aunque prevalece el máximo estival, el mes más lluvioso es marzo.

Hacia el oriente, abarcando el centro de Corrientes, E de Entre Ríos y de Buenos Aires y extendiéndose a la zona costera de Bahía Blanca, el otoño pasa a ser la estación más lluviosa quedando el verano en segundo lugar (OVPI).

En el E de Corrientes y W de Misiones, disminuye aún más la importancia relativa de las lluvias estivales que pasan a tercer lugar (OPVI), resultando el clima de transición hacia los de tendencia Mediterránea con máximas invernales que se registran en la costa atlántica de Uruguay y S de Brasil.

En el NE de Misiones la secuencia es POVI. Este mismo tipo de régimen de transición entre las lluvias estivales y las invernales con picos en las estaciones intermedias (otoño y primavera) se observa también en el área de influencia de los ríos Colorado y Negro abarcando una franja que tentativamente se podría establecer desde el extremo S de Mendoza y SW de La Pampa, pasando por el N y E de Río Negro y abarcando el extremo S de Buenos Aires, aunque la zona presenta un mosaico de secuencias en rápida transición y cuyo límite es difícil de establecer por lo espaciado de las estaciones de observación, la baja precipitación y su escaso contraste estacional, que hace que una misma localidad pueda pertenecer a una secuencia o a otra según el período que se estudie. Sin embargo se distinguen 2 subtipos principales: uno con predominancia primaveral en el área continental y otro con predominancia otoñal en la zona costera del golfo de San Matías.

A partir de estas regiones, hacia el SW, deja de ser el invierno la estación menos lluviosa para pasar a ser ésta generalmente el verano o la primavera, coincidiendo aproximadamente esta división con el curso superior del río Negro, el extremo NE de Neuquén y luego una línea que hacia el N en Mendoza y San Juan corresponde al pie de la cordillera principal; aunque al S de Tierra del Fuego vuelve a aparecer una distribución con mínimo invernal.

En esta amplia región la distribución más característica y extensa es la de secuencia IOPV, completamente opuesta a la que existe en el centro del país y que se extiende en la franja cordillerana de San Juan y Mendoza ensanchándose a partir de Neuquén y Río Negro, ocupando todo el centro y W de Chubut y el NW de Santa Cruz, siendo una extensión del régimen imperante en el centro y centro-S de Chile. Esta distribución degrada hacia el E y S, siendo en la región

oriental de Chubut y NE de Santa Cruz característica la secuencia OIVP. Todo el resto de la Patagonia oriental presenta secuencias con mínimo definido en primavera.

En el mapa de la Figura 2B se han representado los valores de SI donde se observa un área de muy baja estacionalidad relativa o régimen uniforme ($SI < 0.20$) que abarca la zona oriental de la Mesopotamia y de la provincia de Buenos Aires, además la franja que se extiende desde la precordillera mendocina en el N y que se ensancha hacia el SE hasta abarcar el NE de Neuquén y casi todo el N y E de Río Negro y el NE de Chubut, y por último otra zona en el centro E de Santa Cruz y toda la provincia de Tierra del Fuego.

El valor máximo de SI se encuentra en la región puneña de Jujuy, Salta y Catamarca ($SI > 1.00$: la cantidad mayor de lluvia en 3 meses o menos), existiendo otra área de altos valores en el extremo SW de San Juan y NW de Mendoza ($SI = 0.80$) pero asociada al régimen de tipo Mediterráneo extendido en Chile.

El mapa de la Figura 3A muestra las isolíneas de SI_1 , apreciándose que la estacionalidad tomada como promedio de los valores de cada año es considerablemente superior a la que proviene de los valores normales (SI); lo que es especialmente cierto en las regiones con clima de tipo isohigro. En el mapa de la Figura 3B se ha representado la relación SI/SI_1 donde se observa una región con máximos valores, del orden de 0.90 o superior (mayor confiabilidad del régimen) en el área que corresponde al pie de monte ocupado por la "selva tucumano-oranense", con una extensión para el valor 0.80 que llega hasta las sierras de Córdoba. Otro máximo con el mismo valor corresponde al W de Neuquén y de Río Negro. La mínima confiabilidad observada por una relación de 0.20 o menor, involucra al SE de Misiones, extremo E de Buenos Aires, un área en el centro de Río Negro y N de Chubut y el S de la isla de Tierra del Fuego.

Finalmente en los mapas de la Figura 4 A y B se han delimitado áreas correspondientes a los meses de máxima y mínima precipitación respectivamente. Su simple observación nos exime de comentarios.

CONCLUSIONES

1. La aplicación del índice de estacionalidad SI de Lawler y Walsh al territorio continental argentino permitió delimitar en él 5 de las 6 categorías definidas por los autores del índice desde "uniforme" ($SI < 0.20$) hasta "marcadamente estacional con la mayor cantidad de lluvia en 3 meses o menos" ($1 < SI \leq 1.19$) en la región de la Puna. Ningún punto del territorio alcanzó la 6ª categoría: "extremo".
2. Los valores hallados de la relación SI/SI_1 nos hablan de una baja confiabilidad del régimen pluviométrico de año a año en las zonas de bajo índice de estacionalidad y viceversa.
3. Los índices mencionados no son suficientes para caracterizar el régimen pluviométrico del país ya que distribuciones anuales opuestas pueden determinar valores de SI similares y los extremos de dichas distribuciones opuestas se encuentran relativamente cercanos entre sí, separados por la barrera andina central. La relación entre las precipitaciones medias de los semestres cálido y frío ha servido de base para la interpretación y trazado de las isolíneas de los índices, especialmente en la cordillera cuyana.

4. Las distribuciones geográficas de las secuencias estacionales nos muestran que dentro del territorio coexisten 2 distribuciones opuestas: VPOI y IOFV, es decir directa e inversamente correlacionadas con el régimen térmico respectivamente, encontrándose además representadas varias de las secuencias intermedias posibles.

5. La rápida sucesión de secuencias observada especialmente al NE y SE de la Patagonia es difícil de establecer por la poca densidad de estaciones, el escaso contraste estacional y pequeño monto anual de las precipitaciones, por lo que es posible que sus características puedan variar cuando se cuente con registros más extensos. En el resto del territorio analizado, la gran cantidad de estaciones utilizadas, la calidad de sus datos y su relativamente largo período de registros garantizan confiabilidad a los resultados obtenidos.

BIBLIOGRAFIA

Hoffman, J.A.J. y Flores, A.L.; 1989. On the dynamics of the precipitation regime of the South American Continent. Extended abstracts 3rd International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. AMS. November 13-17, 1989. Bs. As. Argentina.

Lichtenstein, E.R., 1976; Variabilidad de la presión en el entorno de la depresión del Noroeste Argentino. Meteorológica 6-7:293-304. Buenos Aires.

Lichtenstein, E.R., 1980; La Depresión del Noroeste Argentino. Universidad de Buenos Aires. Doctoral Thesis.

Miller, A.A., 1957; Climatología. Ed. Omega-Barcelona. Trad. española de la 6^a ed. inglesa, 1950: Climatology.

Prohaska, F.J., 1952; Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15° S hasta Antártida). Meteoros II (1-2):66-100. Buenos Aires.

Servicio Meteorológico Nacional, Estadísticas Climatológicas 1901-1950, 1931-1960, 1951-1960, 1961-1970 y 1971-1980. Buenos Aires.

U.S. Weather Bureau, World Weather Records 1951-1960 y 1961-1970.

Shwerdtfeger, W., 1951; La depresión térmica del NW Argentino. Anales de la Sociedad Científica Argentina. CLI, 225.

Shwerdtfeger, W., 1954; Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones béricas en el norte de Argentina. Meteoros IV (4):301-323. Buenos Aires.

Walsh, R.P.D. y Lawler, D.M., 1983; Seasonality of precipitation. Weather Rev. Met. Soc. London.

Wolcken, K., 1954; Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. Meteoros IV (4):327-366. Buenos Aires.

LOCALIDAD	Nº	LAT. S	LONG. W	ALT. msnm	PERIODO años	INFO. %	P. ANO mm	CAL. #	PR. #	VER. #	OTO. #	INV. #	ORD. EST	MES MAX	MES MIN	SI SI ₁	SI SI ₁
ANDALGUA	1	27°15'	66°19'	1072	1901-1960	100.0	297.6	85.2	12.5	59.0	23.5	5.0	VOPJ	ENE JUN	ENE JUN	0.82	1.14
ANGUILA	2	36°30'	63°59'	165	1910-1987	99.8	628.0	70.7	29.0	34.4	27.0	9.6	VPOI	MAR JUL	MAR JUL	0.43	0.70
ANATUYA	3	28°28'	62°50'	108	1912-1960	99.7	609.9	79.2	25.1	43.6	25.9	5.4	VOPJ	ENE JUL	ENE JUL	0.58	0.78
AZUL	4	36°45'	59°50'	132	1901-1986	100.0	860.5	61.1	27.2	28.6	29.5	12.7	OVPI	MAR AGO	MAR AGO	0.24	0.55
BAHIA BLANCA	5	38°44'	62°10'	83	1901-1986	100.0	578.2	63.5	28.1	29.5	30.3	14.1	OVPI	MAR AGO	MAR AGO	0.32	0.66
BALCARCE	6	37°45'	58°18'	130	1910-1986	100.0	845.4	58.3	24.0	29.8	27.7	8.5	VOPJ	MAR AGO	MAR AGO	0.17	0.52
BARILOCHE (Ciudad)	7	41°09'	71°18'	853	1901-1950	100.0	1034.9	24.4	16.0	9.9	29.1	45.0	IOFV	JUN FEB	JUN FEB	0.55	0.70
BELLA VISTA INTA	8	28°26'	58°55'	70	1911-1986	99.7	1144.7	65.0	27.0	31.6	29.8	11.5	VOPJ	MAR JUL	MAR JUL	0.35	0.60
BELL VILLE	9	32°38'	62°41'	130	1911-1980	94.8	822.2	73.6	27.4	38.1	26.0	8.5	VPOI	DIC JUN	DIC JUN	0.47	0.68
BOLIVAR	10	36°15'	61°06'	93	1911-1987	99.2	869.5	65.7	29.0	31.6	28.4	12.0	VOPJ	MAR JUL	MAR JUL	0.33	0.60
BORDENAVE INTA	11	37°51'	63°01'	212	1911-1986	100.0	644.5	70.1	30.9	31.8	27.4	9.8	VPOI	MAR AGO	MAR AGO	0.40	0.70
BUENOS AIRES O.C.	12	34°35'	58°29'	25	1861-1988	100.0	1007.3	57.1	26.3	27.1	28.1	18.6	OVPI	MAR JUL	MAR JUL	0.16	0.52
CAMARONES	13	44°49'	65°42'	34	1938-1981	90.2	205.7	40.5	17.1	19.9	32.8	30.2	OVTP	MAY OCT	MAY OCT	0.27	0.69
CAMPO GALLO	14	26°35'	62°51'	190	1919-1977	90.5	629.4	82.1	20.5	49.2	25.9	4.5	VOPJ	ENE AGO	ENE AGO	0.68	0.85
CASILDA	15	33°03'	61°09'	72	1901-1980	99.0	893.6	68.7	27.3	32.6	22.2	10.9	VOPJ	MAR JUN	MAR JUN	0.40	0.62
CATAMARCA	16	28°26'	65°46'	547	1901-1978	100.0	372.4	85.5	19.6	53.9	22.4	4.1	VOPJ	ENE JUL	ENE JUL	0.74	0.96
CERES	17	29°53'	61°57'	88	1901-1986	100.0	879.3	74.9	25.6	40.5	26.9	7.1	VOPJ	ENE JUL	ENE JUL	0.51	0.69
CERRO AZUL INTA	18	27°39'	55°26'	270	1936-1987	100.0	1930.7	52.6	26.9	25.1	27.1	20.9	OVPI	MAY AGO	MAY AGO	0.10	0.46
CIPOLLETTI	19	38°57'	67°59'	265	1902-1981	98.2	177.9	51.9	26.7	21.2	29.0	23.1	OVPI	OCT FEB	OCT FEB	0.17	0.90
COLONIA CASTELLI	20	28°57'	60°38'	111	1939-1975	98.6	935.1	74.5	24.3	38.0	30.8	6.9	VOPJ	MAR AGO	MAR AGO	0.53	0.68
COLONIA LAS HERAS	21	46°33'	68°57'	332	1918-1950	89.4	151.5	39.2	18.4	18.0	29.6	34.0	IOFV	JUN ENE	JUN ENE	0.28	0.84
COMODORO RIVADAVIA	22	45°47'	67°30'	46	1929-1986	100.0	228.3	39.9	7.2	19.5	34.0	29.2	OVTP	MAY OCT	MAY OCT	0.26	0.78
C. DEL URUGUAY INTA	23	32°29'	58°20'	25	1911-1986	100.0	1042.3	56.5	25.1	26.9	29.8	18.2	OVPI	MAR JUL	MAR JUL	0.17	0.58
CONCORDIA	24	31°18'	58°01'	38	1901-1986	99.9	1186.5	56.8	25.9	27.1	29.8	17.2	OVPI	MAR AGO	MAR AGO	0.18	0.55
CORDOBA	25	31°24'	64°11'	425	1901-1986	100.0	722.8	80.8	26.9	45.0	23.4	4.7	VOPJ	DIC JUN	DIC JUN	0.62	0.76
CORONEL SUAREZ	26	37°30'	61°57'	234	1888-1986	100.0	722.5	66.5	27.9	31.9	28.5	11.7	VOPJ	MAR JUL	MAR JUL	0.34	0.64
CORRIENTES	27	27°27'	58°46'	62	1901-1986	100.0	1290.4	63.7	26.7	31.1	31.0	11.3	VOPJ	MAR AGO	MAR AGO	0.34	0.59
CURUZU CUATIA	28	29°47'	57°59'	73	1911-1986	53.9	1254.9	55.8	27.0	26.6	31.5	14.9	OVPI	MAR AGO	MAR AGO	0.21	0.56
CHAMICAL	29	30°22'	66°17'	461	1916-1986	77.2	354.3	88.0	22.3	53.0	22.0	2.6	VPOI	FEB JUN	FEB JUN	0.82	0.99
CHELFO	30	39°05'	66°31'	174	1899-1950	99.7	195.1	53.5	29.0	24.0	28.7	18.3	POVI	OCT JUN	OCT JUN	0.19	0.93
CHEPES	31	31°20'	66°36'	658	1908-1986	96.1	307.4	86.6	21.7	57.3	16.7	4.3	VPOI	ENE JUN	ENE JUN	0.76	1.02
CHILECTO	32	29°10'	67°31'	1170	1908-1983	98.2	187.1	87.1	13.6	59.2	22.9	4.3	VPOI	ENE JUN	ENE JUN	0.86	1.06
CHOZLE CHOEI	33	39°17'	65°39'	133	1893-1969	76.3	251.5	53.7	29.8	23.7	28.5	18.0	OVPI	OCT JUN	OCT JUN	0.19	0.81
CHOS MALAL	34	37°33'	70°15'	848	1892-1960	93.5	218.7	32.9	20.6	13.4	28.4	37.6	IOFV	MAR AGO	MAR AGO	0.40	0.96
DOLORES	35	36°21'	57°44'	9	1901-1986	100.0	889.8	55.0	25.2	26.7	28.5	19.6	OVPI	MAR AGO	MAR AGO	0.12	0.52
EL COLORADO INTA	36	26°18'	59°22'	78	1942-1980	97.0	1096.1	67.7	26.1	33.7	31.1	9.1	VOPJ	MAR AGO	MAR AGO	0.41	0.72
ESQUEL (Ciudad)	37	42°54'	71°21'	568	1896-1950	98.6	493.5	25.8	14.6	11.2	30.8	43.5	IOFV	JUN ENE	JUN ENE	0.52	0.76

Tabla 1.

LOCALIDAD	N°	LAT. S	LONG. W	ALT. msnm	PERIODO años	INFO. #	P. ABC mm	CAL. #	PRI. #	VER. #	OTO. #	INV. #	ORD. EST	MES MAX	MES MIN	SI. I	SI. S	SI. ST
FARO CABO VIRGENES	38	52°21'	68°21'		51 1903-1986	51.3	285.3	55.0	19.3	32.5	27.2	21.0	VOIP	ENE SET	0.21	0.58	0.36	
FARO EL RINCON	39	39°23'	62°01'		6 1943-1986	93.6	478.5	58.8	28.6	27.5	28.9	15.1	OVPI	MAR AGO	0.24	0.67	0.36	
PORMOSA	40	26°12'	58°14'		60 1901-1986	97.7	1325.3	63.0	27.9	30.5	29.5	12.1	VOPI	MAR AGO	0.30	0.54	0.56	
GENERAL ACHA	41	37°22'	64°35'		223 1901-1986	99.9	497.2	69.8	30.8	31.1	27.9	9.2	VPOI	MAR AGO	0.43	0.75	0.57	
GENERAL CONESA R. N.	42	40°06'	64°25'		60 1900-1986	96.9	241.8	54.3	27.5	26.3	28.5	17.7	OPVI	OCT AGO	0.18	0.86	0.21	
GENERAL PAZ	43	27°45'	57°38'		74 1941-1986	100.0	1557.0	59.1	26.2	28.1	30.9	14.8	OVPI	MAR JUL	0.24	0.51	0.47	
GENERAL PICO	44	35°42'	63°45'		145 1911-1986	100.0	713.4	72.3	28.0	36.9	26.1	9.0	VPOI	MAR JUN	0.46	0.69	0.66	
GENERAL VILLEGAS	45	35°01'	63°01'		117 1911-1988	100.0	822.8	72.2	27.7	35.4	27.6	9.3	VPOI	MAR AGO	0.45	0.68	0.66	
GOBERNADOR GREGORES	46	48°47'	70°10'		357 1951-1986	62.7	180.8	51.4	19.4	30.7	26.4	23.5	VOIP	ENE SET	0.23	0.65	0.35	
GUNGLEGUACHU	47	32°52'	58°31'		14 1911-1986	100.0	1033.5	57.6	25.4	27.5	29.9	17.2	OVPI	MAR JUL	0.19	0.59	0.33	
GUMINI	48	37°02'	62°23'		109 1900-1987	99.2	696.4	68.1	29.2	32.1	28.0	10.7	VPOI	MAR JUL	0.38	0.68	0.56	
H. ASCASUBI INTA	49	39°23'	62°37'		22 1913-1986	99.7	478.2	62.6	27.3	30.7	28.1	14.0	OVPI	MAR AGO	0.27	0.70	0.38	
HUMAHUACA	50	23°12'	65°22'		2980 1910-1984	93.6	186.1	96.5	11.9	71.3	16.1	0.7	VOPI	ENE JUL	1.04	1.18	0.88	
IGUAZU	51	25°44'	54°28'		270 1915-1986	72.2	1636.7	53.7	28.8	25.2	26.1	19.9	POVI	OCT AGO	0.12	0.47	0.26	
JACHAL	52	30°15'	68°45'		1165 1961-1986	90.1	133.7	77.7	17.1	55.8	17.9	12.2	VOPI	ENE MAY	0.67	1.04	0.65	
JUDY	53	24°11'	65°18'		1303 1908-1988	99.4	887.6	89.0	14.4	59.9	23.1	2.7	VOPI	ENE JUL	0.85	0.92	0.92	
JUNIN DE LOS ANDES	54	34°33'	60°55'		81 1911-1986	100.0	917.4	67.5	27.6	32.5	27.7	12.1	VOPI	MAR AGO	0.36	0.63	0.50	
LABOULAYE	55	39°56'	71°05'		775 1912-1941	97.5	851.9	20.3	15.0	7.4	28.7	48.8	IOFV	JUN ENE	0.63	0.79	0.80	
LAGO ARGENTINO	56	34°08'	63°22'		137 1911-1986	100.0	792.7	75.5	28.1	38.6	25.8	7.5	VPOI	MAR JUN	0.51	0.71	0.72	
LA PAZ	57	50°20'	72°18'		220 1947-1986	88.8	218.9	34.3	17.7	17.2	33.7	31.4	OIPV	MAY FEB	0.33	0.63	0.52	
LAPRIDA	58	30°45'	59°39'		38 1911-1980	96.8	999.2	63.6	25.5	32.3	29.8	12.3	VOPI	MAR JUL	0.32	0.63	0.52	
LA QUIACA OBS.	59	37°14'	60°46'		212 1911-1987	99.2	771.3	63.0	27.4	30.1	28.3	14.3	VOPI	MAR AGO	0.27	0.59	0.46	
LA RIOJA	60	22°06'	65°36'		3459 1901-1986	100.0	322.5	96.1	12.8	70.0	16.6	0.6	VOPI	ENE JUL	1.02	1.10	0.91	
LAS FLORES	61	29°23'	66°49'		429 1901-1986	100.0	342.5	87.1	17.8	54.5	24.5	3.3	VOPI	ENE JUN	0.79	0.98	0.10	
LAS LAJAS	62	36°02'	59°06'		313 1911-1986	100.0	930.5	57.9	26.6	28.1	28.6	16.7	OVPI	MAR JUL	0.19	0.55	0.35	
LAS LOMITAS	63	38°32'	70°23'		713 1901-1973	99.0	210.0	25.0	16.7	11.1	28.2	43.9	IOFV	JUN DIC	0.54	0.89	0.61	
LEQUE	64	24°42'	60°35'		130 1921-1986	87.9	840.2	73.7	24.3	40.2	28.4	7.1	VOPI	DIC JUL	0.50	0.72	0.70	
MACACHIN	65	42°46'	71°06'		699 1903-1973	93.4	425.5	23.5	14.0	10.8	28.8	46.3	IOFV	JUN ENE	0.57	0.83	0.69	
MACARGUE	66	37°08'	63°41'		142 1911-1980	100.0	637.8	69.9	29.9	33.5	26.5	10.1	VPOI	MAR AGO	0.40	0.71	0.56	
MANFREDI INTA	67	35°30'	69°35'		1425 1941-1986	74.8	270.0	46.9	19.8	25.0	22.4	32.8	IVOP	JUL OCT	0.21	0.10	0.26	
MAQUINGHAO	68	31°49'	63°46'		292 1931-1988	99.0	759.7	79.9	28.0	43.3	23.5	5.3	VPOI	DIC JUN	0.60	0.75	0.80	
MARCOS JUAREZ INTA	69	41°15'	68°44'		888 1903-1986	86.4	160.7	46.5	20.7	21.4	30.3	27.6	OIVP	MAY SET	0.18	0.85	0.22	
MAR DEL PLATA	70	32°41'	62°07'		110 1910-1986	100.0	857.8	71.6	28.0	36.0	27.3	8.7	VPOI	MAR AGO	0.45	0.67	0.67	
HAZARICA	72	33°35'	59°24'		21 1901-1986	100.0	847.7	54.9	24.2	27.2	27.9	20.7	OVPI	MAR AGO	0.11	0.50	0.21	
HENDOZA	73	32°53'	68°51'		5 1940-1982	70.0	1043.4	62.2	25.8	30.6	26.3	17.3	VOPI	MAR JUL	0.24	0.58	0.42	
					827 1901-1986	100.0	211.7	72.8	25.2	41.6	22.4	10.8	VPOI	JUL ENE	0.46	0.90	0.51	

Tabla 1. Continuación

LOCALIDAD	N°	LAT. S	LONG. W	ALT. (m) msn	PERIODO años	INTRO. n°	P. AÑO CAL.	CAL.	PRI.	VER.	OTC.	INV.	ORD. EST.	MES MAX	MES MIN	SI SI ₁	SI SI ₁	
MERCEDES (BS. AS.)	74	34°40'	59°27'	38	1911-1988	99.9	992.8	60.2	26.0	28.8	28.9	16.3	VOPI	MAR	JUL	0.23	0.56	0.41
MERCEDES CORR.)	75	29°10'	58°05'	88	1923-1986	83.7	1311.1	59.8	28.2	28.1	29.4	14.3	OPVI	ABR	JUL	0.25	0.57	0.44
MONTÉ CASEROS	76	30°16'	57°39'	54	1904-1986	99.6	1251.3	56.8	26.8	27.7	28.5	17.0	OPVI	FEB	AGO	0.18	0.54	0.33
MONTÉ QUEMADO	77	25°48'	62°51'	220	1933-1972	94.2	604.7	83.2	21.6	49.8	24.5	4.1	VOPI	FEB	AGO	0.68	0.87	0.78
NEOCHEA	78	38°29'	58°50'	32	1911-1980	96.8	772.6	54.7	22.4	27.8	28.6	21.2	OPVI	MAR	AGO	0.13	0.50	0.26
NEUQUEN	79	38°57'	68°08'	271	1900-1986	98.9	161.4	49.3	26.5	20.7	28.1	24.6	OPVI	OCT	NOV	0.18	0.97	0.19
NOUVE DE JULIO	80	35°27'	60°53'	76	1911-1987	100.0	944.3	65.3	27.4	31.7	28.5	12.4	VOPI	MAR	AGO	0.33	0.60	0.55
OBRA	81	27°29'	55°08'	343	1945-1986	86.3	1937.1	52.0	27.6	24.9	25.8	21.7	POVI	OCT	JUL	0.09	0.47	0.19
OBRAH	82	23°09'	64°19'	357	1915-1986	100.0	792.2	87.3	26.1	57.6	23.5	2.2	VOPI	ENE	JUL	0.80	0.93	0.86
ORAN	83	31°47'	60°28'	78	1911-1986	100.0	1003.9	66.8	26.1	33.0	30.3	10.6	VOPI	MAR	JUL	0.39	0.64	0.60
PARANA	84	34°52'	58°10'	12	1911-1984	96.3	989.8	56.8	25.2	27.3	29.4	18.1	OPVI	MAR	JUN	0.16	0.55	0.29
PANQUE P. IRACOLA	85	43°49'	68°53'	460	1912-1986	79.7	146.6	38.3	23.7	16.1	27.8	32.4	IOPIV	MAY	NOV	0.31	0.98	0.32
PASO DE INDIOS	86	29°41'	57°09'	70	1901-1986	99.7	1428.2	54.2	26.9	25.6	30.3	17.2	OPVI	ABR	AGO	0.16	0.49	0.33
PASO DE LOS LIBRES	87	40°47'	63°01'	40	1901-1986	100.0	338.1	54.2	26.9	25.5	29.0	18.6	OPVI	OCT	AGO	0.19	0.74	0.26
PATAGONES	88	35°52'	61°54'	87	1911-1986	100.0	871.6	67.8	28.5	32.4	28.1	11.0	VPOI	MAR	AGO	0.38	0.62	0.62
PERUJAJO	89	33°56'	60°33'	65	1911-1986	100.0	964.3	65.3	26.7	32.4	28.0	12.9	VOPI	MAR	AGO	0.33	0.60	0.56
PERGAMINO INTA	90	46°48'	67°58'	264	1913-1955	98.3	167.3	49.4	21.4	26.1	26.9	25.6	OPVP	JUN	SET	0.13	0.78	0.17
PICO TRUNCADO	91	40°02'	70°03'	467	1925-1975	78.4	174.5	33.8	22.5	15.2	29.3	33.0	IOPIV	MAY	ENE	0.34	0.91	0.37
PIEDRA DEL AGUILA	92	37°36'	62°23'	304	1911-1986	100.0	718.6	67.0	29.2	31.6	28.7	10.5	VPOI	MAR	AGO	0.35	0.65	0.55
PIGUE	93	31°40'	63°53'	338	1921-1986	100.0	746.3	80.1	28.0	44.3	22.5	5.2	VPOI	DIC	AGO	0.60	0.76	0.79
PIJAR (OBS.)	94	27°22'	55°58'	133	1901-1985	99.8	1637.6	53.5	27.3	25.8	27.6	19.3	OPVI	OCT	AGO	0.12	0.50	0.24
POSADAS	95	26°49'	60°27'	92	1916-1986	96.9	989.5	71.5	25.3	37.5	29.6	7.6	VOPI	ENE	JUL	0.48	0.66	0.73
PRES. R. S. PERA	96	38°08'	65°55'	232	1961-1980	100.0	359.5	69.9	31.9	31.5	26.0	10.6	POVI	OCT	JUN	0.40	0.85	0.48
PUELOS	97	32°49'	65°54'	2720	1941-1976	100.0	299.3	14.8	15.6	3.5	23.8	57.1	IOPIV	JUN	DIC	0.84	1.11	0.76
PUEBLO DEL INCA	98	47°44'	65°55'	80	1941-1986	97.8	216.0	41.6	16.9	23.3	31.5	28.3	OPVI	MAY	OCT	0.24	0.63	0.38
PUERTO DESIADO	99	42°46'	65°02'	13	1901-1978	71.8	166.5	46.5	23.3	21.6	30.2	24.9	OPVI	MAY	NOV	0.19	0.84	0.23
PUERTO MADRYN	100	35°22'	57°17'	22	1925-1986	99.1	926.4	53.0	25.5	26.1	27.6	20.8	OPVI	MAR	JUN	0.08	0.53	0.16
PUNTA INDIO	101	31°11'	61°33'	100	1911-1986	97.5	891.7	71.0	24.4	37.6	29.4	8.6	VOPI	MAR	JUL	0.45	0.70	0.65
RAFELA INTA	102	29°11'	59°42'	53	1911-1986	91.7	1171.1	67.5	26.2	33.1	30.8	9.9	VOPI	MAR	JUL	0.41	0.61	0.67
RECONQUISTA	103	27°27'	59°03'	52	1921-1986	96.6	1261.1	64.7	26.3	31.7	30.9	11.1	VOPI	MAR	AGO	0.36	0.58	0.62
RESISTENCIA	104	39°01'	64°05'	79	1902-1986	85.9	387.5	63.4	29.4	29.7	28.4	12.5	VPOI	OCT	JUN	0.30	0.70	0.38
RIO COLORADO	105	33°07'	64°14'	421	1901-1986	100.0	801.6	79.2	29.2	41.8	23.2	5.8	VPOI	DIC	JUL	0.58	0.72	0.81
RIO CUARRO	106	51°37'	69°17'	19	1931-1986	98.9	244.0	55.5	19.6	32.5	27.6	20.3	VOIP	ENE	SET	0.22	0.58	0.38
RIO GALLEGO	107	53°48'	67°45'	22	1939-1988	88.3	374.9	55.1	20.3	31.5	27.6	20.6	VOIP	ENE	SET	0.18	0.52	0.35
RIO GRANDE	108	45°41'	70°16'	470	1930-1964	86.6	122.0	33.1	16.6	16.1	30.2	37.1	IOPIV	JUL	FEB	0.39	0.91	0.43
RIO MANSO	109	44°11'	71°21'	635	1910-1973	96.3	512.7	29.3	15.7	13.6	31.2	39.5	IOPIV	JUN	OCT	0.44	0.68	0.64
RIO PICO	110	32°10'	64°08'	380	1914-1986	97.9	726.3	79.9	28.4	44.8	21.3	5.5	VPOI	DIC	JUN	0.60	0.77	0.78

Tabla 1. Continuación

LOCALIDAD	N°	LAT. S	LONG. W	ALT. metros	PERIODO años	INFO. años	P. AÑO mm	CAL. °C	VER. %	OTO. %	INV. %	ORD. EST	MES MAX	MES MIN	SI STI	SI STI		
RIVADAVIA	111	24°10'	62°54'	205	1901-1986	100.0	597.1	84.9	20.5	51.6	25.0	2.9	NOPI	ENE	JUL	0.73	0.86	0.83
ROSARIO	112	32°55'	60°47'	25	1901-1986	100.0	961.7	66.7	27.4	32.3	28.4	11.9	NOPI	MAR	JUL	0.36	0.61	0.58
SALTA	113	24°51'	65°29'	122	1901-1986	100.0	709.3	92.1	13.3	64.8	20.5	1.4	NOPI	ENE	JUL	0.93	0.99	0.94
SAN ANTONIO OESTE	114	40°44'	64°57'	7	1899-1986	93.6	226.2	49.6	24.2	22.9	30.2	22.7	OPVI	MAY	AGO	0.15	0.82	0.19
S. FRANC. DE LAISHI	115	26°12'	58°42'	75	1931-1976	98.0	1236.0	63.4	26.3	31.3	31.0	11.4	NOPI	ABR	AGO	0.33	0.59	0.56
SAN JUAN	116	31°37'	68°32'	615	1901-1986	100.0	91.0	81.1	20.3	52.6	18.1	9.0	VPOI	ENE	MAY	0.65	1.14	0.57
SAN JULIAN	117	49°19'	67°45'	62	1936-1986	78.8	231.0	45.2	18.1	25.2	28.8	27.9	OTVP	MAY	OCT	0.19	0.68	0.28
SAN LUIS	118	33°16'	66°21'	713	1901-1986	100.0	583.7	82.4	23.5	50.2	21.1	5.2	VPOI	ENE	AGO	0.65	0.83	0.78
SAN MARTIN	119	33°05'	68°25'	653	1952-1986	98.8	182.7	79.1	21.6	49.3	19.4	9.7	VPOI	ENE	AGO	0.62	1.02	0.60
SAN RAFAEL	120	34°35'	68°24'	748	1951-1986	99.3	348.1	71.6	29.8	38.8	20.0	11.4	VPOI	ENE	MAY	0.43	0.82	0.53
SANTA CRUZ	121	50°01'	68°34'	111	1896-1986	72.8	167.1	48.6	18.6	26.9	28.2	26.3	OVTP	MAY	OCT	0.16	0.68	0.23
SANTA ISABEL	122	36°16'	66°55'	320	1932-1986	88.8	370.5	69.5	28.1	35.0	26.1	10.8	VPOI	ENE	AGO	0.42	0.85	0.50
SANTA ROSA	123	36°34'	64°16'	191	1911-1986	100.0	617.5	71.7	30.3	34.9	25.5	9.3	VPOI	MAR	AGO	0.43	0.72	0.61
SANTIAGO DEL ESTERO	124	27°46'	64°18'	199	1901-1986	100.0	567.1	85.3	19.7	52.5	24.7	3.1	VPOI	ENE	AGO	0.75	0.90	0.88
SARMIENTO	125	45°35'	69°05'	268	1901-1960	100.0	140.5	35.7	18.3	16.4	31.8	33.5	IOPV	MAY	OCT	0.31	0.81	0.38
SIERRA COLORADA	126	40°35'	67°46'	665	1914-1968	92.7	153.3	46.9	24.6	19.7	28.2	27.5	OTVP	MAY	ENE	0.24	1.04	0.23
TACUAGLE	127	24°58'	58°49'	87	1931-1970	100.0	1126.2	65.4	27.3	31.3	30.9	10.5	NOPI	MAR	AGO	0.35	0.59	0.59
TANDIL	128	35°58'	62°44'	95	1911-1986	100.0	879.8	60.3	26.7	29.3	28.1	15.9	NOPI	MAR	JUL	0.21	0.55	0.39
TELSEN	129	42°28'	66°56'	270	1937-1958	88.3	158.8	51.9	21.6	25.7	34.4	18.3	OVPI	MAR	AGO	0.24	0.86	0.28
TINGASTA	130	28°04'	67°34'	120	1910-1986	98.9	161.8	91.9	9.8	70.9	16.7	2.7	NOPI	ENE	JUN	1.00	1.18	0.85
TRELEW	131	43°12'	65°16'	43	1900-1981	83.4	177.8	47.6	21.5	24.0	30.2	24.3	OTVP	MAY	ENE	0.14	0.78	0.18
TREPOUE LAUQUEN	132	35°58'	62°44'	95	1897-1976	100.0	768.0	69.5	29.0	33.7	27.3	10.0	VPOI	MAR	AGO	0.41	0.65	0.63
TRES ARROYOS	133	38°20'	60°15'	115	1901-1986	100.0	708.4	58.4	26.5	28.9	27.8	16.8	NOPI	MAR	AGO	0.21	0.53	0.39
TUCUMAN	134	26°48'	65°12'	481	1884-1988	99.5	978.3	85.2	18.0	52.4	26.0	3.6	NOPI	ENE	JUL	0.75	0.82	0.91
UNION	135	35°09'	65°57'	372	1921-1977	100.0	489.2	75.6	28.2	40.6	23.1	4.1	VPOI	ENE	JUL	0.51	0.78	0.66
USHUALA	136	54°48'	68°19'	14	1901-1986	99.9	537.6	51.0	21.7	26.1	27.5	24.7	OVTP	MAR	SET	0.08	0.45	0.19
USPALLATA	137	32°36'	69°20'	189	1943-1986	57.8	132.2	71.7	15.2	49.8	19.7	26.3	VPOI	FEB	SET	0.52	1.06	0.49
VALCHERA	138	40°43'	66°09'	192	1911-1960	95.0	170.0	48.3	25.5	20.2	31.1	23.2	OPVI	MAY	ENE	0.20	0.99	0.20
VALLE FERTIL	139	30°38'	67°27'	357	1943-1976	68.9	337.1	90.3	20.5	55.8	20.6	3.1	NOPI	ENE	JUN	0.83	1.02	0.82
VICTORIA	140	32°37'	60°11'	29	1911-1980	83.5	1008.9	64.2	25.3	31.0	30.9	12.8	VPOI	MAR	AGO	0.33	0.60	0.55
VICTORICA	141	36°13'	65°26'	312	1901-1986	100.0	556.5	74.6	29.6	38.0	24.3	8.1	VPOI	ENE	JUL	0.49	0.75	0.66
VILLA ANGELA	142	27°34'	60°44'	75	1927-1986	96.1	1028.1	72.5	24.3	38.0	30.3	7.4	VPOI	MAR	AGO	0.50	0.69	0.72
VILLA MERCEDES INTA	143	33°43'	65°29'	515	1911-1981	99.2	590.3	77.7	26.4	43.0	23.6	7.0	VPOI	ENE	JUL	0.55	0.75	0.74
VILLA MERCEDES	144	31°57'	65°08'	569	1911-1986	91.8	567.1	82.1	22.3	51.0	21.3	5.4	VPOI	ENE	JUN	0.65	0.82	0.79
VILLALBA	145	31°51'	59°05'	43	1911-1986	99.9	1078.3	60.8	25.2	30.3	29.9	14.6	NOPI	MAR	JUL	0.26	0.60	0.43
VILLA M. RIO SECO	146	29°54'	63°41'	341	1911-1986	92.5	729.3	80.6	23.8	45.2	25.7	5.3	NOPI	ENE	JUL	0.63	0.76	0.87

Tabla 1. Continuación

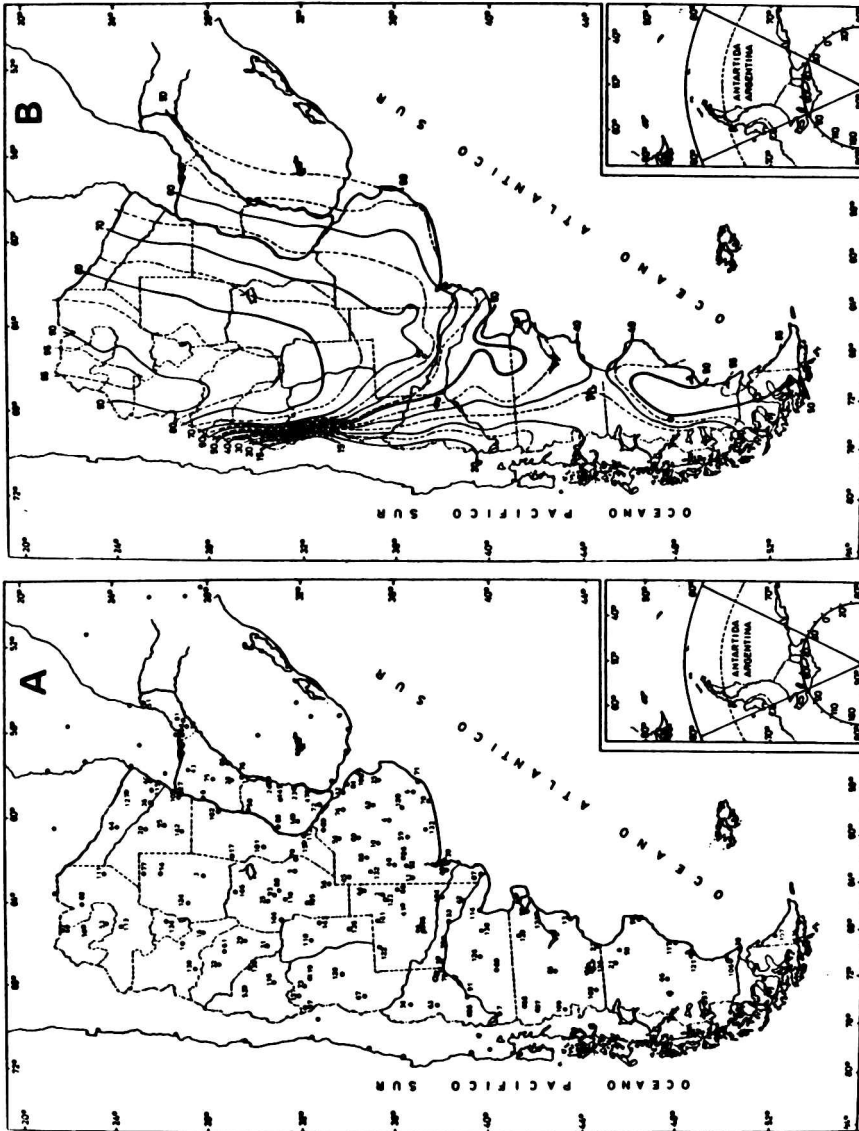


Figura 1. A: Estaciones pluviométricas utilizadas en el trabajo

B: % de las precipitaciones normales durante el semestre cálido

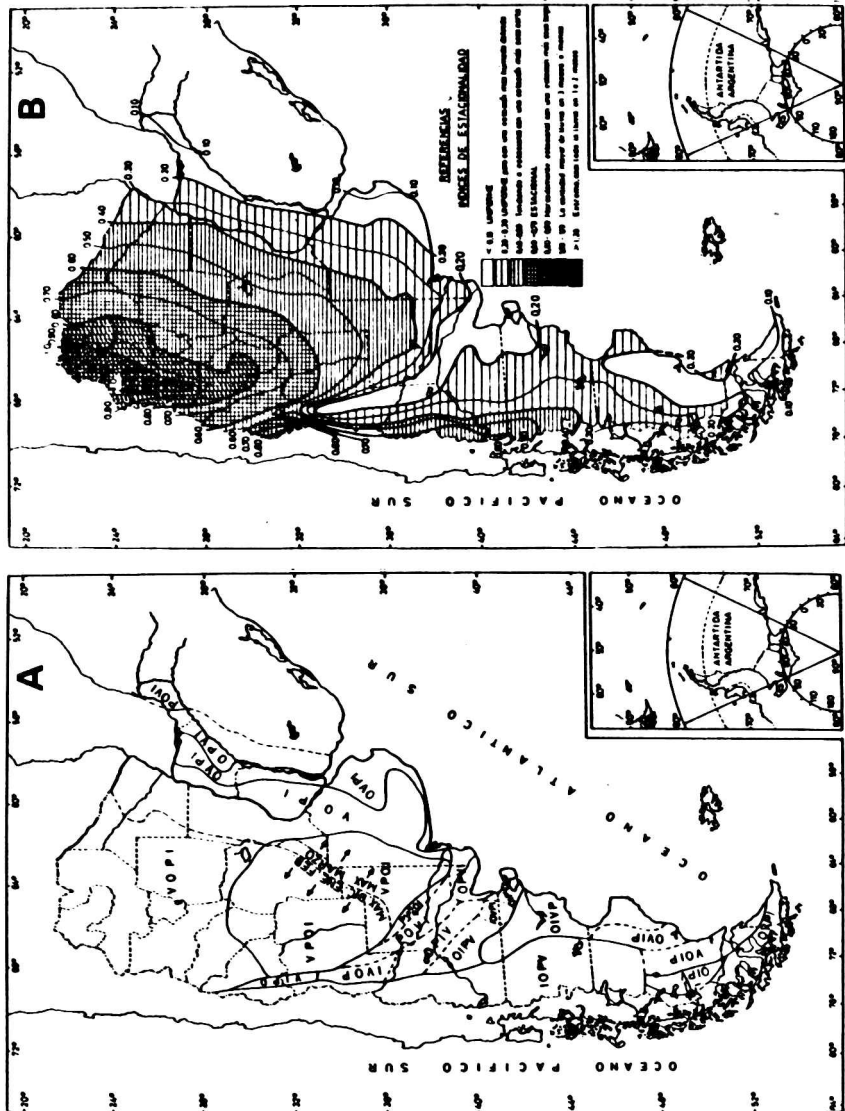


Figura 2. A: Secuencia estacional de importancia de las precipitaciones

B: Indice de estacionalidad SI

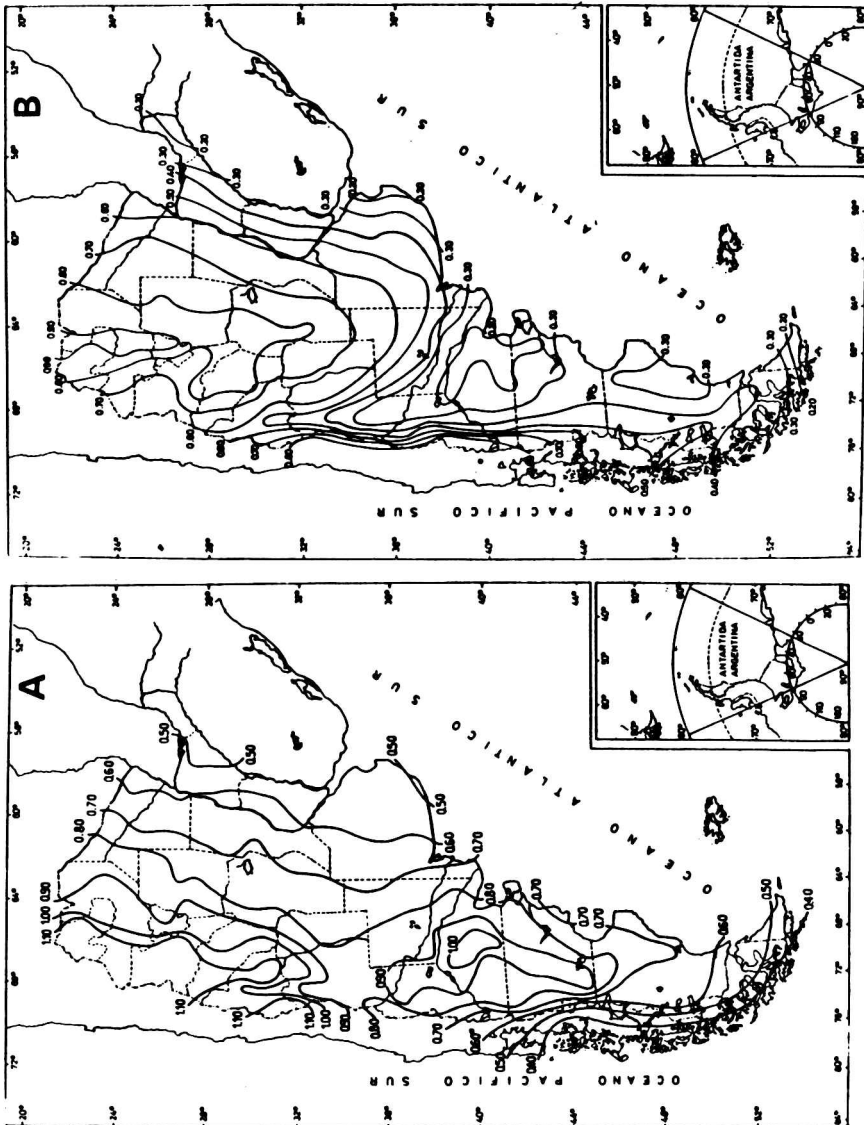


Figura 3. A: Promedio de los índices de estacionalidad de cada año SI_i

B: Relación SI/SI_1

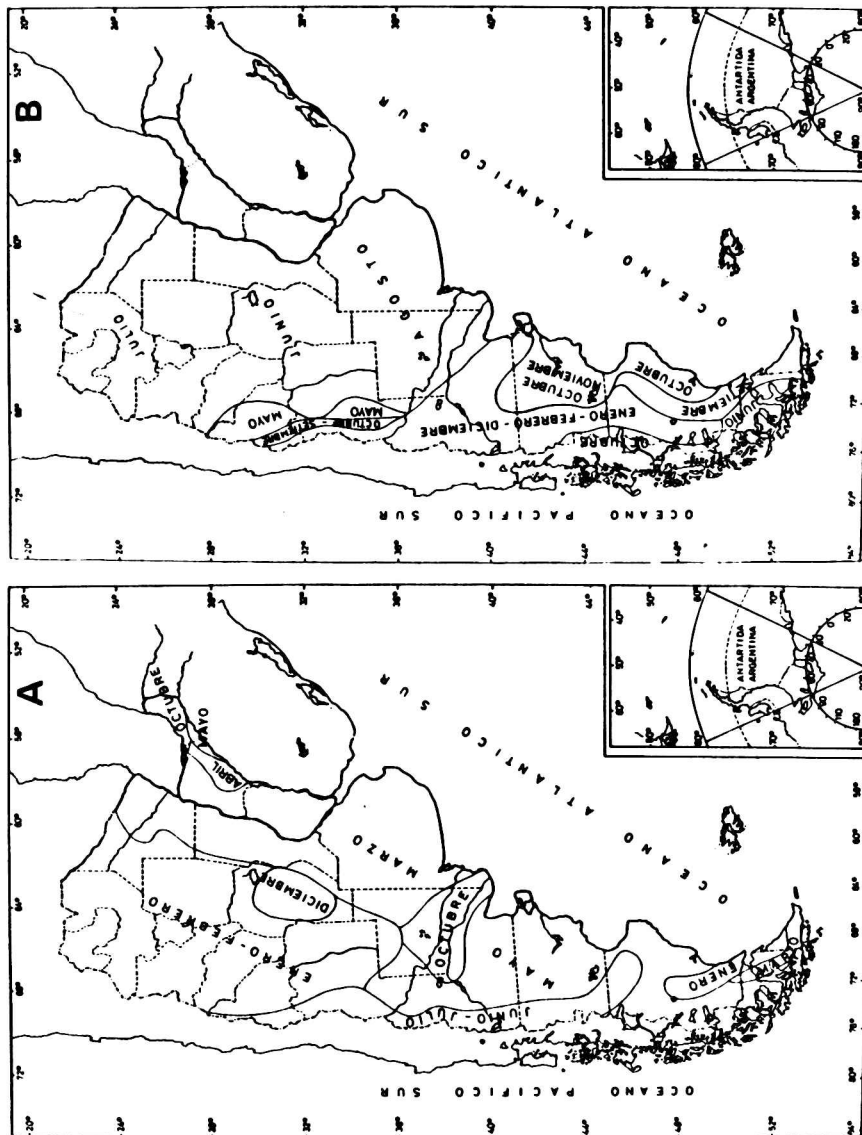


Figura 4. A: Mes de máxima precipitación normal

B: Mes de mínima precipitación normal

ANALISIS DE PRECIPITACIONES EXTRAORDINARIAS Y DE SUDESTADAS IMPORTANTES Y SU RELACION CON LAS INUNDACIONES EN LA CIUDAD DE BUENOS AIRES

O. F. Canziani*, R. M. Quintela* y O. E. Scarpati**

* Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CONICET)

** Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires

RESUMEN

Se analizan las precipitaciones extraordinarias, clasificadas por umbrales de intensidad, registradas en el Observatorio Central Buenos Aires, durante el periodo 1911-1988. El análisis temporal considera todas las lluvias existentes que muestran valores iguales o superiores a la gama de umbrales adoptados y las series totales (lluvias máximas en 24 horas para cada año). Por el método de Gumbel se calculan los máximos valores probables, considerando un periodo de retorno de 200 años. También se analizan el campo pluviométrico y el desarrollo sinóptico de las tormentas del 25/26 de enero y del 30/31 de mayo de 1985, las que produjeron inundaciones de gran magnitud.

El trabajo incluye un estudio estadístico de las alturas máximas registradas en el mareógrafo del Riachuelo y su relación con las inundaciones producidas por el aumento de los niveles del Río de la Plata, generados por sudestadas severas. Se han calculado y trazado las curvas de cantidad-duración-área de la tormenta del 30/31 de mayo de 1985 y las correspondientes a los niveles máximos del río.

ABSTRACT

The extraordinary precipitations, recorded in the Buenos Aires Central Observatory, during the period 1911-1988, classified by intensity thresholds, are analyzed. The temporal analysis takes into account all the recorded precipitations which show amounts equal or larger than the range of the adopted thresholds as well as total series (year maximum precipitation in 24 hours). Following the Gumbel's method the probable maxima values were computed, on the assumption of a 200 years return period. The pluviometric field and the synoptic development of the storms registered on 25/26 January and 30/31 May 1985 are also analyzed. These storms produced floodings of extraordinary magnitude.

The work also include a statistical study of the maxima height recorded by the Riachuelo mareograph and their relationship with the floodings produced by the increasing levels of the River Plate generated by severe "south easterly" winds. The amount-duration-area of the 30/31 May 1985 storm and the river maxima levels, were also computed and plotted.

1. INTRODUCCION

1.1 Este trabajo forma parte del Proyecto "Aspectos relevantes del clima urbano" que se viene estudiando en el Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CIBIOM-CONICET).

1.2 Se estudian algunas características de las grandes tormentas, que generan lluvias importantes o vientos fuertes y persistentes (sudestadas), factores causales de las inundaciones que afectan a la ciudad de Buenos Aires y al conurbano bonaerense.

2. MATERIAL Y METODOLOGIA

2.1 Los datos de precipitación diarios, del período 1911-1988 del Observatorio Central Buenos Aires (OCBA), fueron provistos por el Servicio Meteorológico Nacional. La necesidad de completar la información fue consecuencia de la conveniencia de ajustar el trazado de los campos pluviométricos en el caso de tormentas extraordinarias, como la registrada el 30/31 de mayo de 1985. Para ello se recurrió a series de datos complementarios de localidades vecinas a la ciudad de Buenos Aires. Se usó el método Thiessen y el de las isohietas.

2.2 La metodología utilizada consistió en identificar tormentas de hasta 7 días (límite temporal máximo en la mayor parte de las tormentas seleccionadas) y estudiar sus valores máximos correspondientes. Los mismos, elegidos como 80 mm en 24 horas y 100 mm en 48 horas, se centran en el cuarto día, debido a que esta distribución demuestra ser la más común (Canziani et al., 1982). Los umbrales de las series parciales se eligieron de modo tal que el número de casos fuera cercano al de años de la serie (OMM, 1974). En las "series totales" el número de valores debe coincidir con el número de eventos (un valor máximo por año). Debe observarse, sin embargo, que este método tiene el inconveniente de desechar segundos y, a veces, hasta terceros máximos anuales que resultan mayores que los primeros máximos de otros años. Para maximizar las tormentas se utiliza el método de Gumbel.

2.3 En lo que se refiere a la tormenta máxima del registro existente en el OCBA (308 mm), se calcularon los máximos en dos días consecutivos, porque la tormenta, cuya duración fue de 22 horas, abarcó dos días pluviométricos (desde las 21 horas del día 30/5 a las 19 h del día 31/5/85).

2.4 La curva de masa de esta tormenta debió ser calculada con valores registrados en el pluviómetro porque el pluviógrafo se descompuso durante la misma. El campo pluviométrico fue analizado por partes, debido a su trazado irregular, con varios máximos (Linsley et al., 1975). Esta división permitió el trazado de las curvas "cantidad-duración-área".

2.5 El campo pluviométrico considerado para la tormenta del 30-31/5/85 abarcó un área terrestre (se carece de datos sobre el Río de la Plata) cercana a los 20000 km². El campo pluviométrico total no fue incluido por razones de espacio.

2.6 Asimismo, se computaron todos los niveles diarios máximos de cada año, medidos en el mareógrafo del Riachuelo, cuya cota "0" (Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos), equivale a -0,56m, con respecto a la referencia del Instituto Geográfico Militar. También se aplicó el método de Gumbel para extrapolar la recta de probabilidad. Para todos los días de la serie y para el día anterior se consignó la lluvia caída y se la correlacionó con la altura del nivel del río.

2.7 Para comparar el evento excepcional del 30-31/5/85 con otra lluvia extraordinaria registrada en el mismo año, el 25/26 de enero, se trazaron las curvas de masas de ambas tormentas.

3. RESULTADOS

3.1 Los resultados obtenidos al procesar las lluvias en 24 y 48 horas se muestran en las Figuras 1 y 2, observándose que, para un registro de 78 años se pasa de 61 tormentas RR 80 mm/24 h a 67 tormentas RR 100 mm/48 h. Si se baja el umbral para tener la serie completa se pierde precisión y se obtiene un exceso de casos para periodos de retorno cortos. La Figura 3 se refiere a las lluvias registradas en periodos de 7 días y la Figura 4 muestra las precipitaciones máximas diarias de cada año del periodo del registro (1911-1988), sus promedios móviles de 5 años y la tendencia, según una ecuación de cuarto grado. En esta última figura se observa que el valor máximo del día pluviométrico se registró en 1930 y la tendencia señala precipitaciones máximas diarias menores a 80 mm entre 1921 y 1932, no llegando a 85 mm hasta 1938 inclusive. Otro periodo con lluvias máximas menores a 85 mm se observa en la misma figura entre 1965 y 1980; de ahí en más la tendencia aumenta.

3.2 Las Figuras 5, 6 y 7 dan las probabilidades para distintos casos según diferentes métodos.

Se observa que para un tiempo de retorno de 200 años puede esperarse una lluvia de 242 mm en 24 horas (según Gumbel) y de 226 mm (según Hazen). Sin embargo, en la tormenta del 30-31/5/85 precipitaron 308 mm en 24 horas, pero en dos días pluviométricos. Según este procedimiento de estimación tampoco Gumbel acierta para 48 horas. Es evidente que el periodo de datos es demasiado corto.

3.3 La Figura 8 reproduce la gráfica de las lluvias intensas de corta duración (hasta 12 h) registradas en el OCBA (Medina et al., 1975). Como puede observarse, comparando esta gráfica con la correspondiente a la Figura 10, que muestra la precipitación acumulada en cada una de las tormentas en estudio, en ningún caso se excedió la intensidad de las lluvias fuertes de corta duración.

3.4 La representación del campo pluviométrico de la tormenta del 30/31-5-1985 se ha circunscripto a un área de 196,4 km² sobre la ciudad de Buenos Aires y el cálculo por isohietas (Fig. 9) da un total de agua caída de 55,670 hm³ en 24 horas. Si se extiende la zona de precipitaciones a 1.000 km² (aproximadamente) la lluvia caída alcanzó a 10.000 hm³, excluyendo el Río de la Plata, de donde no se dispone de datos.

3.5 Ahora bien, aún cuando los procesos atmosféricos conducentes a situaciones sinópticas generadoras de tormentas intensas fueron ya descritos en otro trabajo, (Canziani et al., 1983), el impacto socio-económico de las inundaciones asociadas a las tormentas que nos ocupan sugieren que se complete el trabajo con una somera descripción de los procesos meteorológicos registrados.

3.6 La evolución de los procesos meteorológicos que conducirían a la tormenta más intensa (mayo de 1985) comienza con el pasaje sobre Buenos Aires de un frente frío con desplazamiento muy lento registrado el 25 de mayo de 1985. En los días subsiguientes hasta el 30 de mayo, en que irrumpe un nuevo sistema frontal en el extremo SW del subcontinente (A y B en la Figura 11) y se inicia la fase final del proceso, los desplazamientos de las masas de aire activaron la convergencia de aire tropical húmedo sobre el norte y litoral del país y de aire marítimo húmedo en la provincia de Buenos Aires y en el Río de la Plata. Así los puntos de rocío

40 Análisis de precipitaciones...

en superficie en la masa tropical fueron aumentando hasta alcanzar los 20° C, con persistencias que excedieron las 12 horas en varios puntos del litoral argentino. Además, la distribución vertical de la humedad mostró valores de relación de mezcla de 11 g/kg. hasta el nivel de 700 hPa, según los sondeos de Ezeiza. El sondeo realizado en Córdoba, el 30 de mayo, indica que la masa de aire tropical estaba saturada también hasta aproximadamente, el nivel de 700 hPa. Estas condiciones previas proveyeron suficiente agua precipitable para que la convergencia e inestabilidad de las masas aéreas generaran las precipitaciones registradas. Como se puede observar en la etapa final del proceso (30-31 de mayo), la activación de la convergencia se debió a la baja general de la presión en el corredor interfrontal, situado en NE de la Pcia. de Buenos Aires, seguida por la formación de una célula de baja presión en el sur de Entre Ríos y en Uruguay (Fig.11).

3.7 En el caso de la tormenta de enero de 1985, la situación sinóptica evolucionó siguiendo la configuración típica de eventos de este tipo, según puede verse en la Figura 12. El frente cuasi-estacionario está asociado a una vaguada, que activa la convergencia. Los puntos de rocío son homogéneos en el N de Buenos Aires y de Entre Ríos, con un valor medio de 17° C y una persistencia de 12 hs. La distribución vertical de la humedad muestra condiciones de saturación hasta el nivel de los 600 hPa, según el sondeo de 1200 Z del 26/1/85. La activación de la baja, cuya presión es de 1008 hPa en el mapa, genera una onda frontal que desplaza al frente, como frente frío, hacia el N.

3.8 Las dos tormentas ocurridas en 1985 son casi coincidentes en su desarrollo hasta las 12 horas del segundo día, mientras que, a partir de allí la tormenta de mayo continuó aportando grandes cantidades de agua hasta las 19 horas del 31/5/85. La tormenta del 26 de enero registra en el segundo día pocos milímetros (Fig.10).

3.9 En la Figura 13 puede observarse la marcha anual (período 1911-1988) de las alturas máximas del nivel del Río de la Plata, medidas en el mareógrafo del Riachuelo. La figura incluye las precipitaciones registradas en ocasión de producirse cada altura máxima (estas precipitaciones comprenden las cantidades precipitadas el día anterior al evento). Como puede advertirse, no hay relación estrecha entre ambas variables, i.e. nivel del río-precipitación. Esto queda corroborado por el coeficiente de correlación obtenido, de 0.47 entre los valores de alturas iguales o mayores a 2.60 m (cota crítica) y las precipitaciones registradas.

3.10 En cambio, según es sabido, existe una correlación estrecha entre las inundaciones ribereñas con la prevalencia e intensidad de vientos del SE y SSE. El estudio realizado indica que la probabilidad de ocurrencia de alturas máximas en el mareógrafo del Riachuelo (Fig.14) para un período de retorno de 200 años es de 4,25 m, nivel que produciría inundaciones muy severas pues la cota de inundación es de 3 m. En el período estudiado se registraron sólo dos casos de $h = 4$ m.

3.11 Es oportuno destacar que pueden haberse registrado casos en los que la inundación en la ciudad resulte de una coincidencia de los factores analizados, es decir precipitaciones intensas y sudestadas, pero no ocurrieron para rangos de intensidades de precipitación como los elegidos aquí.

Es probable que esta situación se produzca para precipitaciones menores. Refuerza esta suposición el hecho de que las condiciones sinópticas que generan sudestadas se producen en meses en que las intensidades de precipitación son menores. Esta cuestión será objeto de un análisis complementario.

3.12 Finalmente, la Figura 15 incluye las curvas de cantidad-duración-área de la tormenta del 30/31 de mayo de 1985.

4. CONCLUSIONES

4.1 Los resultados obtenidos concuerdan con los de otros autores (Marchetti, 1952; Medina et al, 1975; Hoffmann et al, 1987).

4.2 Además, en el caso que nos ocupa, existe una componente antrópica que no debe ser despreciada pues tiene un efecto multiplicador en la generación de este tipo de desastre natural. El incremento de las superficies pavimentadas y de la edificación aumenta el escurrimiento del agua precipitada hacia las vaguadas de la ciudad y asimismo, ha disminuido marcadamente la infiltración. La consecuente pérdida de eficacia de los sistemas de desagües pluviales, que fueron calculados en la década del 30, con un escenario urbano totalmente diferente al actual y su deterioro adicional debido a:

- 1) un mal mantenimiento de los emisarios entubados y de sus desembocaduras y
- ii) a la falta de obras complementarias que corrijan la insuficiencia de los colectores principales y secundarios.

5. AGRADECIMIENTOS

5.1 Al Servicio Meteorológico Nacional por el suministro de los datos básicos, al Ing. Agr. J.A. Forte Lay, por su importante contribución en el procesamiento de la información y al Lic. L. Medina por su colaboración.

BIBLIOGRAFIA

1. Canziani, O.F., J.A. Forte Lay, R.M. Quintela y A. Troha (1983) Estudio de grandes tormentas en la pampa deprimida de la provincia de Buenos Aires y su incidencia en el balance hidrológico. Coloquio Internacional de Grandes Llanuras. UNESCO (CONAPHI). Olavarria, Pcia. de Buenos Aires.
2. Forte Lay, J.A., R.M. Quintela y O.E. Scarpati (1989). Evolución de las características hidrometeorológicas de la llanura pampeana argentina. Seminario Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Buenos Aires. Argentina. (edición provisoria).
3. Hoffmann, J.A., S.T. Nuñez y A.T. Gómez (1987). Fluctuaciones de la precipitación en lo que va del siglo. Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología, Buenos Aires. Argentina.
4. Linsley, R.K., M.A. Kohler y J.L. Paulus (1984). Hidrología para ingenieros. Mc Graw Hill Latin.
5. Marchetti, A.A. (1951). Oscilaciones extremas de la cantidad de precipitación en la República Argentina. Meteoros I (1). Buenos Aires.
6. Marchetti, A.A. (1952). Frecuencia de las lluvias intensas de corta duración en la ciudad de Buenos Aires. Meteoros II (1-2). Buenos Aires.
7. Medina, L. y M.C. Moyano (1975). Estudio piloto de lluvias intensas en la República Argentina. INCYTH Hidrología. Cuaderno No 2. Argentina.
8. OMM. Guía de Prácticas Hidrológicas (1974). Ginebra, Suiza.

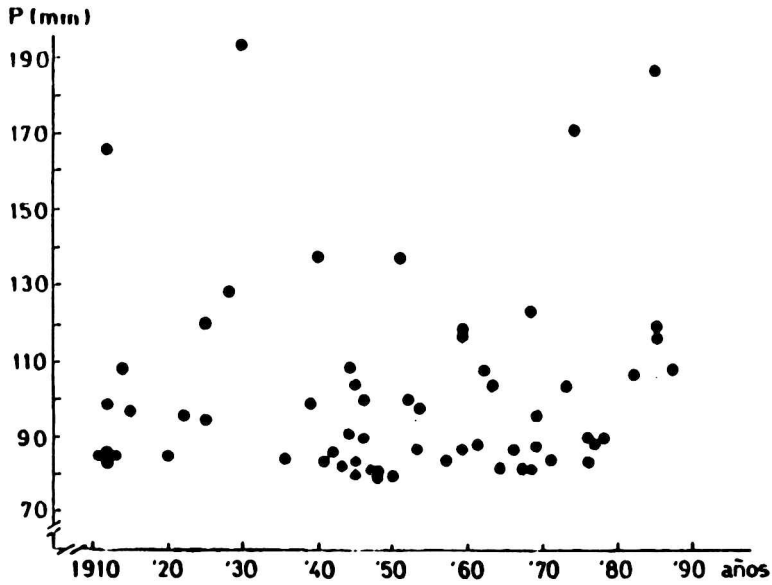


Fig. 1. Distribución cronológica de lluvias ≥ 80 mm/día.

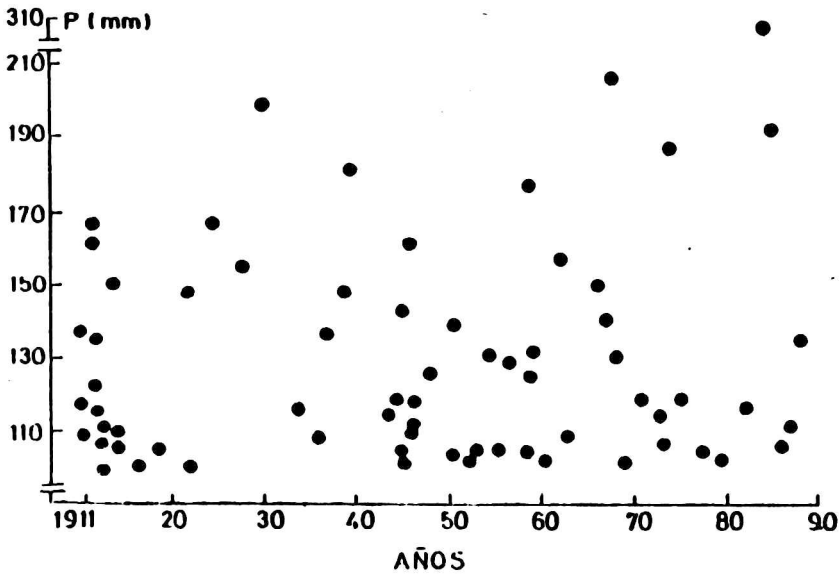


Fig. 2. Distribución cronológica de lluvias ≥ 100 mm/48 h.

44 Análisis de precipitaciones...

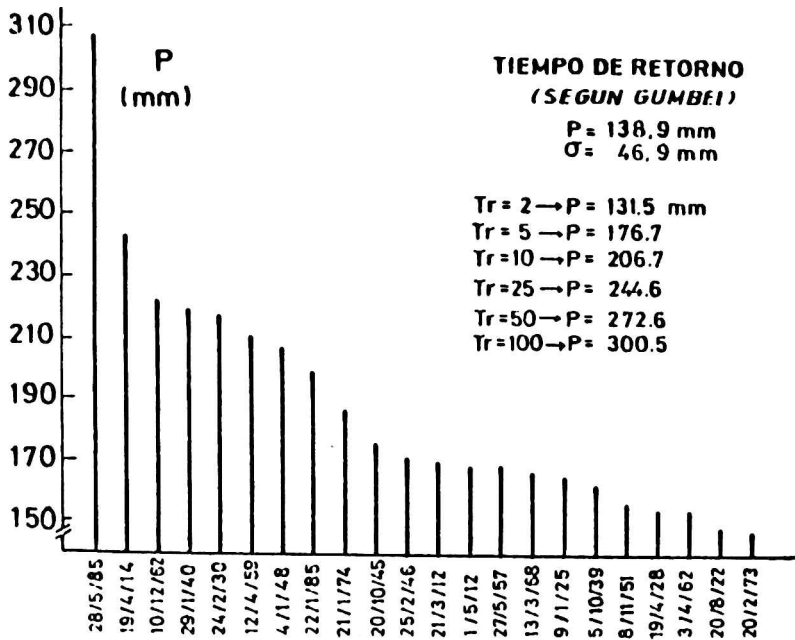


Fig. 3: Distribución decreciente de lluvias > 150 mm en siete días.

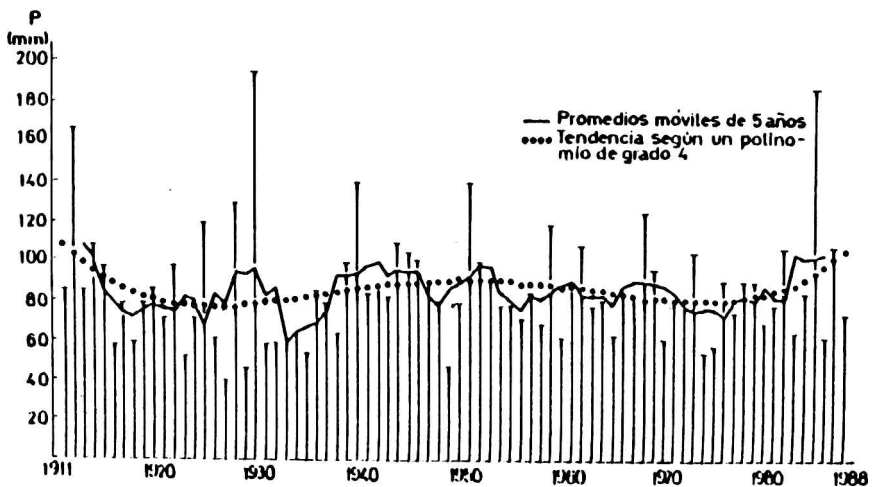


Fig. 4: Precipitaciones máximas diarias de cada año (---), promedios móviles de 5 años (—) y tendencia según una ecuación de 4º grado (...).

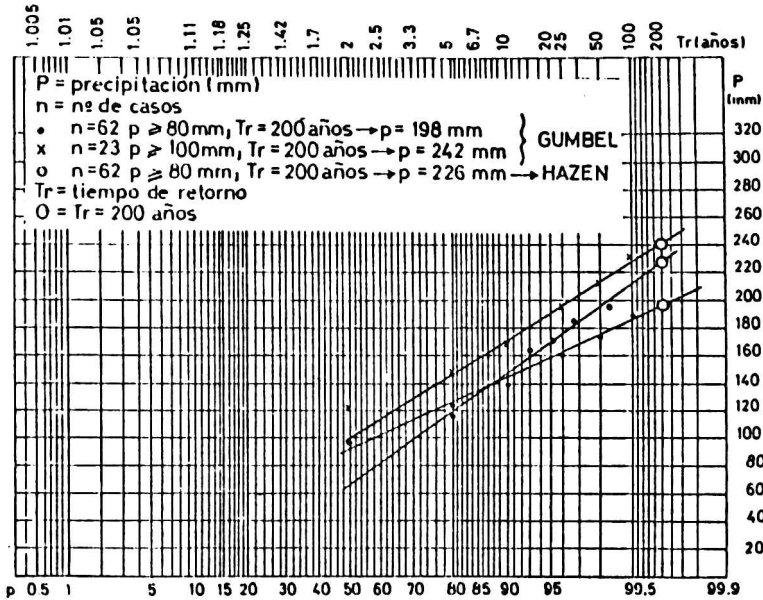


Fig. 5: Probabilidad de precipitaciones máximas diarias.

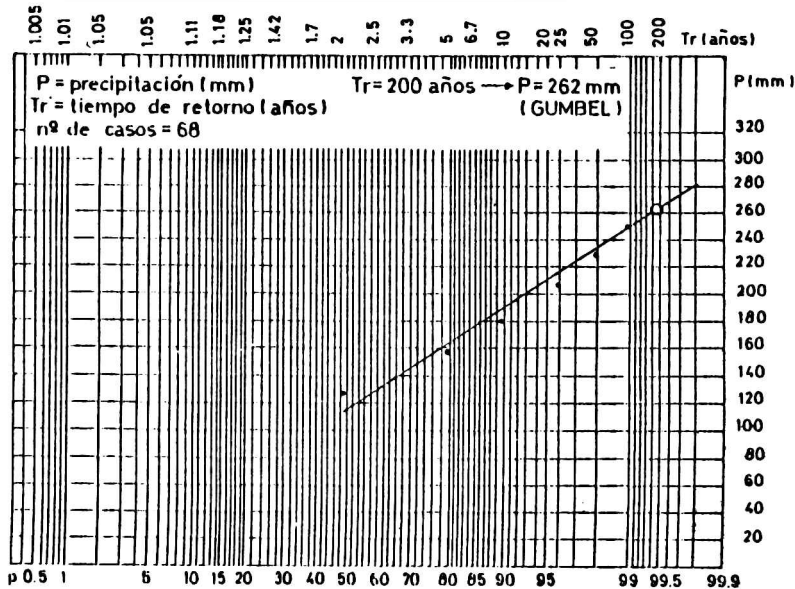


Fig. 6: Probabilidad de precipitaciones máximas en dos días consecutivos.

46 Análisis de precipitaciones...

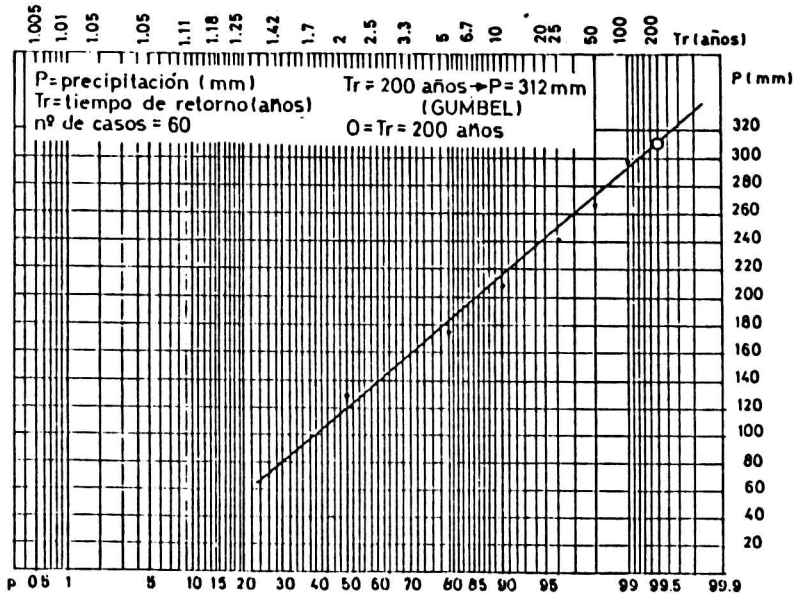


Fig. 7: Probabilidad de precipitaciones máximas en siete días consecutivos.

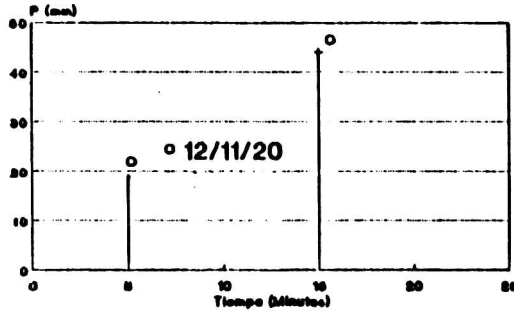
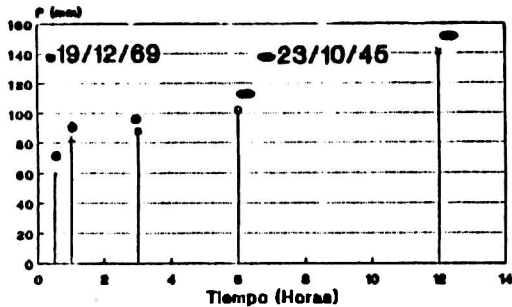


Fig. 8: Lluvias intensas de corta duración.

Fuente: I. Medina y M. Moyano (1975).



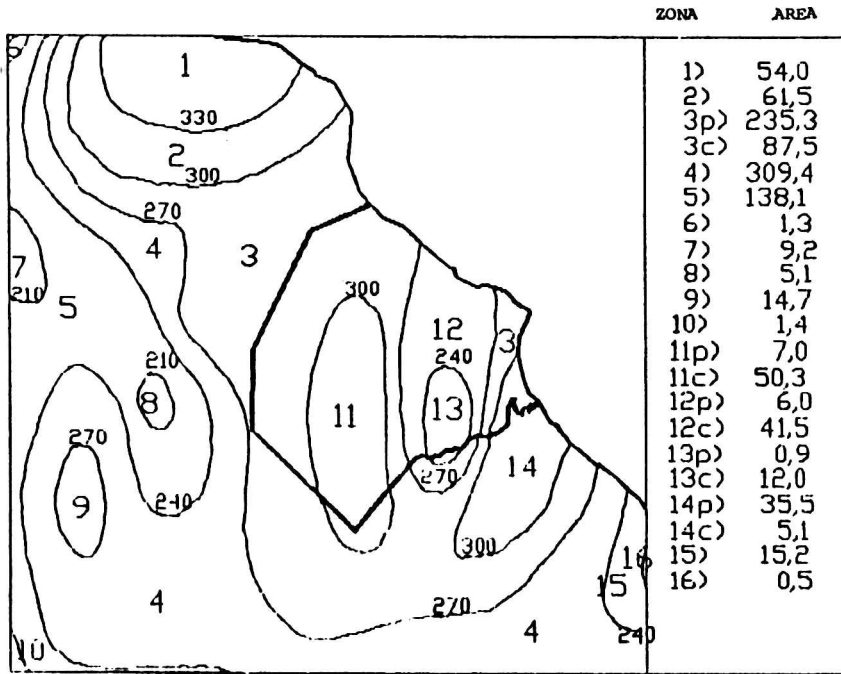


Fig. 9: Campo pluviométrico de la tormenta del 30/31-5-1985 (Escala 1: 250.000). Areas de las zonas entre isohietas, en Km²
 c) Capital Federal p) Prov. Buenos Aires.

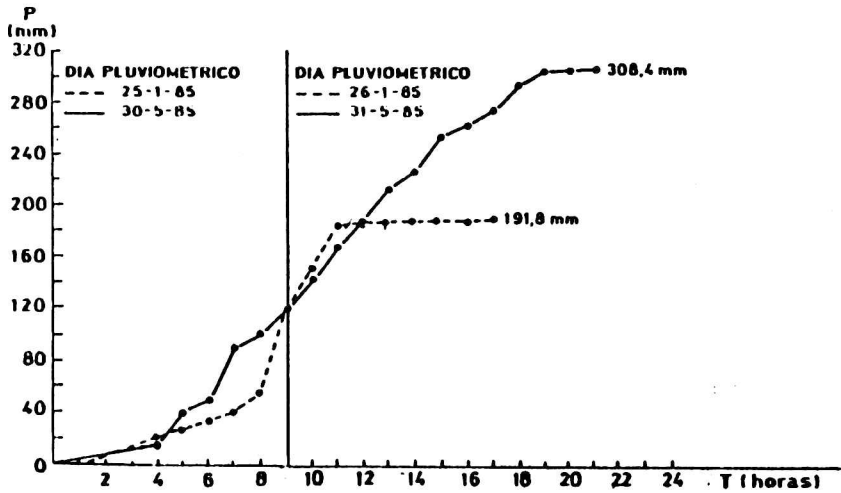


Fig. 10: Curvas de masa de las dos tormentas estudiadas.

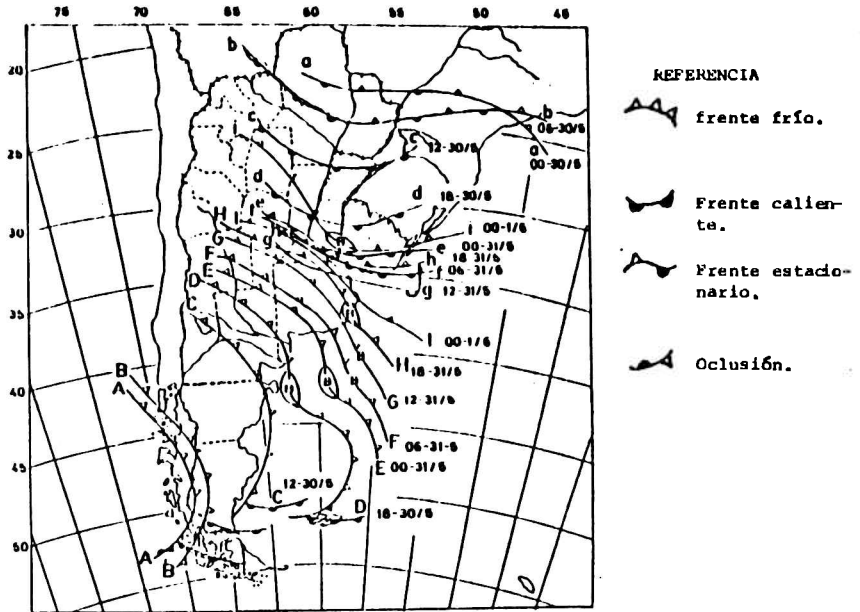


Fig. 11: Desarrollo sinóptico asociado a las tormentas que originaron las precipitaciones del 30/31-5-85.

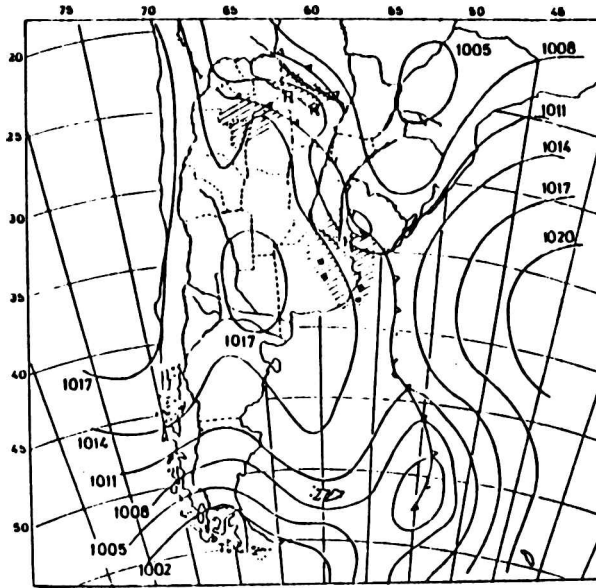


Fig. 12: Situación sinóptica con la que culminó el desarrollo de las tormentas que originaron las precipitaciones del 25/26-1-85.

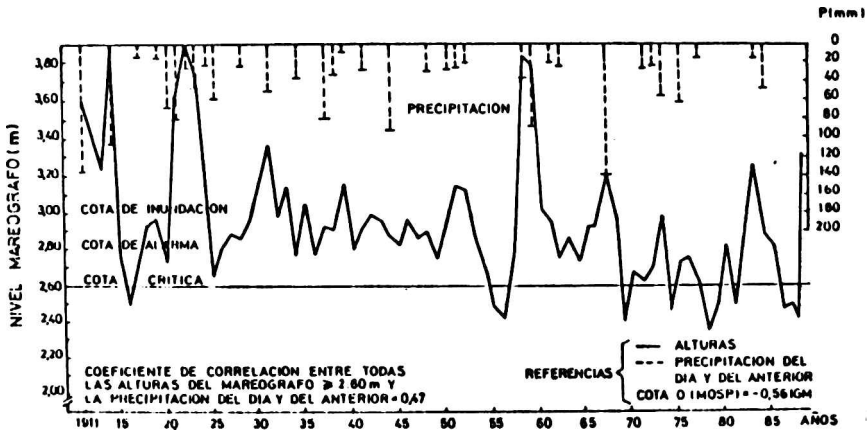


Fig. 13: Alturas máximas anuales del nivel del Río de La Plata en el mareógrafo del Machelo.

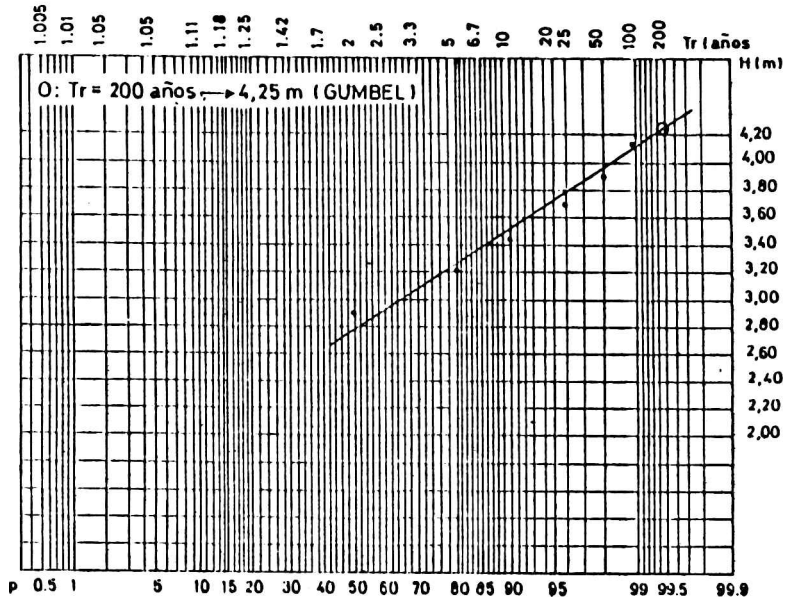


Fig. 14: Probabilidad de alturas máximas en el mareógrafo del Riachelo

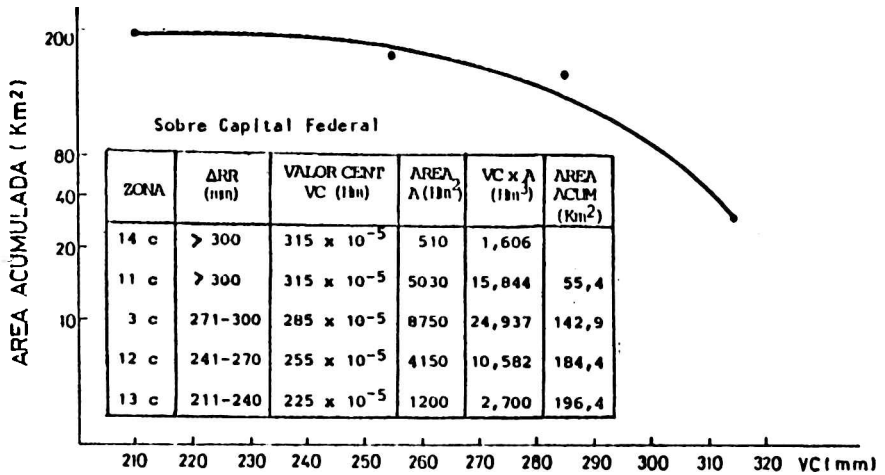


Fig. 15: Curvas de cantidad - duración - área de la tormenta del 30/31-5-85.

ASPECTOS DE LA PRECIPITACION DE ENERO EN EL CENTRO Y NORESTE DE ARGENTINA EN RELACION CON SU ESTIMACION POR SATELITE.

Marcela H. González e Inés Velasco
Departamento de Meteorología
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

La utilización de técnicas de estimación de la precipitación con información satelitaria requiere del conocimiento de determinadas características locales de la precipitación. En el presente trabajo se realiza un análisis de los datos de precipitación del mes de enero en la región central y noreste de Argentina (período 1965-1984) y se discuten los límites impuestos por estos resultados a una técnica de estimación de precipitación ensayada en el país. El análisis de frecuencias de observaciones en estaciones sinópticas y puestos pluviométricos indicó que cuando las precipitaciones superan los 25 mm, ambos tipos de observaciones son igualmente confiables. El análisis de las frecuencias de cantidades de precipitación permitió delimitar dos regiones, una que abarca el noreste (este de Formosa y Chaco, Corrientes y noreste de Santa Fé), en la cual la precipitación total se debe en buena medida a precipitaciones diarias superiores a 50 mm en 24 horas, y otra que rodea a la anterior hacia el sur y hacia el oeste en la que la precipitación total se debe principalmente a lluvias menores de 25 mm en 24 horas. El análisis de los datos de enero de 1982 y 1983, dió como resultado, que en el sector noreste del país, el 100% de los días con precipitaciones superiores a 50 mm, éstas fueron producidas por los denominados Complejos Convectivos de Mesoescala (MCCs). En particular, el análisis de los datos de enero de 1982 reveló tres regiones de máxima precipitación, coincidentes con la región donde se desarrollaron los tres MCCs ocurridos durante ese mes.

ABSTRACT

In satellite derived rainfall estimates, knowledge of the local rainfall characteristics is necessary. In this paper the rainfall data of the central and northeastern Argentina are analyzed over a period of twenty years and the limits imposed by the results to an essay of a rainfall estimation technique using satellite information, are discussed. The analysis of observation frequency in synoptic and raingauge stations shows that when rainfall amount is equal or greater than 25 mm, both data are equally reliable. The analysis of rainfall frequency outlines two regions, one in the northeast, in which the total rainfall is mainly due to daily rainfalls above 50 mm over 24 hours and another one, in which total rainfall is due to rains below 25 mm. The analysis for the months of January 1982 and 1983 shows as a significant result that when the rainfall in the northeastern part of the country passes 50 mm, this rainfall is exclusively produced by MCCs. The analysis of the rainfall data for January 1982 reveals three maximum rainfall regions, just where the MCCs took place.

INTRODUCCION

El ajuste de los métodos de estimación de la precipitación areal a través de información satelitaria requiere conocer el régimen de lluvias y las características de las mismas en la región donde se aplicará la estimación. Los métodos tradicionales de evaluación de la precipitación areal se basan en datos pluviométricos provenientes de estaciones y, cuando están disponibles, en mapas de ecos de radar. Estos métodos tienen limitaciones impuestas por las escalas de los sistemas precipitantes y la distribución de los puestos de observación. Las tormentas de mesoescala en general, no pueden ser detectadas por la red sinóptica convencional, ya que el área abarcada por las mismas puede ser menor que la que resuelve esta red y la ausencia de estaciones en áreas oceánicas no permite tener datos de precipitación en ellas. Por otro lado la red sinóptica convencional no cuenta con la densidad de estaciones necesaria para la delimitación del campo de precipitación, por lo cual debe recurrirse a mediciones realizadas en puestos pluviométricos que tienen una densidad mayor pero una confiabilidad discutible, como se analizará más adelante. El radar provee datos de alta resolución en tiempo y espacio pero cubre sólo un área limitada y en general, no se cuenta con la cantidad de radares necesaria para proveer información suficiente. Por estas razones la delimitación de áreas precipitantes y el eventual pronóstico de la precipitación mediante la utilización de información satelitaria resulta de gran interés. En particular los satélites geostacionarios cubren un área extensa y producen secuencias de imágenes infrarrojas y visibles cada media hora permitiendo estudiar la evolución de una tormenta y la posible precipitación que ella produce.

Durante el verano la región central-noreste de la República Argentina está afectada por el pasaje de distintos sistemas de tiempo como: frentes fríos, frentes calientes, líneas de inestabilidad y diversos sistemas convectivos de mesoescala, siendo cada uno de ellos generadores de precipitaciones que varían tanto en duración como en extensión. Algunos trabajos publicados estudian la contribución de los distintos sistemas sinópticos y de mesoescala a la precipitación total. Por ejemplo, Hoffmann (1971), usando los datos del periodo 1941-1950 para los meses de enero, abril, julio y octubre, en un estudio detallado de la contribución de los frentes y las líneas de inestabilidad a la precipitación en Corrientes obtuvo, entre otros resultados importantes, que en promedio, los frentes fríos aportan el 34%, las líneas de inestabilidad el 22% y los frentes fríos con inestabilidad prefrontal el 15%, a la suma mensual total de precipitación siendo todos estos procesos juntos responsables de la mayor contribución a la cantidad anual de agua precipitada. La contribución de los demás procesos atmosféricos (frentes calientes, frentes de altura, inestabilidad en masas de aire caliente y lluvias ligeras) se reduce sólo a un 16%. Wolcken (1954) estudió los aspectos sinópticos de los distintos tipos de sistemas precipitantes que atraviesan el país, separando las lluvias frontales de las no frontales, obteniendo que el 70% de los días con precipitación, ésta se debe a procesos frontales aportando un 79% a la cantidad anual de precipitación. Distinguió también diferentes tipos de sistemas productores de precipitación, entre ellos, los que llamó "frentes de lluvia", que son sistemas en los cuales, bajo determinadas condiciones de estratificación térmica y de distribución vertical de humedad en el aire caliente, se observa el inicio de un proceso de autoconvección que se propaga según un

régimen propio. Las condiciones sinópticas descritas por Wolken para los frentes de lluvia parecen ser muy semejantes a las condiciones en que se desarrollan los sistemas actualmente denominados Complejos Convectivos de Mesoescala (MCCs) (Maddox, 1980).

El presente trabajo surge como una necesidad de determinar ciertas características de la precipitación de enero en la región de Argentina que se extiende al norte de 35°S y al este de 65°O, que son necesarias para un mejor ajuste local de la técnica de estimación de la precipitación con la utilización de información satelitaria presentada por González y Velasco (1987) para su aplicación en Argentina.

INFORMACION UTILIZADA

Los valores de precipitación diaria usualmente disponibles en soporte magnético, corresponden a los totales medidos en 24 horas comprendidos entre las 9 hora oficial de un día y las 9 del día siguiente, en estaciones meteorológicas y puestos pluviométricos pertenecientes a la red del Servicio Meteorológico Nacional (figura 1). Esto constituye una dificultad seria cuando se trata de determinar la lluvia producida por algún sistema de tiempo que no necesariamente se desarrolla dentro de ese periodo de 24 horas. Para subsanar en parte esta dificultad se recurrió a la consulta de las planillas pluviométricas para los casos particulares de la ocurrencia de MCCs, habiéndose obtenido información de 77 puestos pluviométricos y estaciones meteorológicas distribuidos inhomogéneamente en el área de estudio para el periodo 1965-1984.

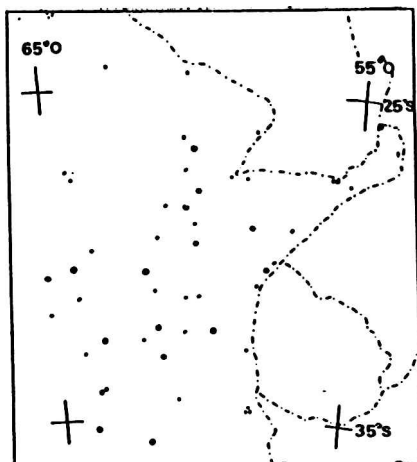


Figura 1: Distribución espacial de estaciones meteorológicas (•) y puestos pluviométricos (+). Los mapas tienen proyección estereográfica polar. Escala 1:20.000.000

Con el fin de comparar la calidad de los datos de lluvia que provienen de alguna manera de dos fuentes distintas (esto es:

54 Aspectos de la precipitación.

puestos pluviométricos y estaciones sinópticas), se analizaron las frecuencias por rangos de las observaciones provenientes de ambas fuentes en 11 localidades distintas distribuidas en toda el área para las que había un puesto y una estación próximos. Para clasificar por rangos los registros de los puestos pluviométricos, teniendo en cuenta los registros de la estación meteorológica más próxima, se permitió en los primeros una variación de hasta el 10%. Se observó que a medida que los valores de precipitación decrecen, el número de observaciones en los puestos pluviométricos es menor que el registrado en las estaciones meteorológicas, tal como obtuvo Hoffmann (1982). A modo de ejemplo se muestran en las figuras 2 y 3, los histogramas de frecuencias porcentuales de días con precipitación para la estación meteorológica y para el puesto pluviométrico de Guleguaychú que distan entre sí unos 6 km. Los resultados de ambos histogramas confirman que el porcentaje de observaciones en los puestos es menor respecto al de las estaciones cuando los totales de precipitación tienden a ser menores. En base a estos resultados y teniendo en cuenta la resolución del método de estimación aplicado, en este trabajo se fijó el umbral inferior de precipitación en 25 mm para aceptar como igualmente confiables los datos de estaciones meteorológicas y de puestos pluviométricos.

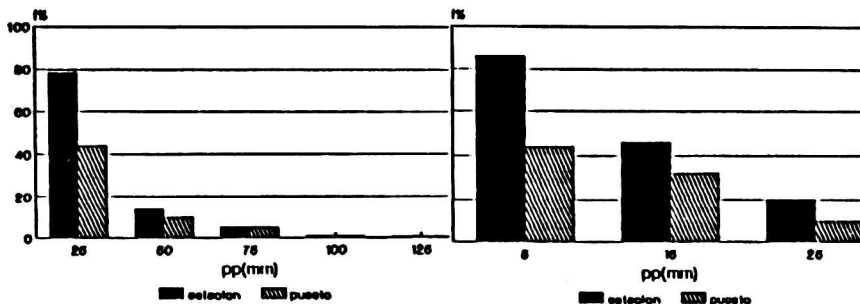


Figura 2: Distribución de frecuencias porcentuales de precipitación en Guleguaychú.

Figura 3: Idem figura 2 para otros rangos de precipitación.

ANÁLISIS DE LOS DATOS DE PRECIPITACION

En las figuras 4, 5 y 6 se presentan los análisis de frecuencia porcentual de días con precipitación superior a 25 mm, 50 mm y 75 mm para enero. En la figura 4 se observa que, en general, toda la región estudiada es afectada por lluvias mayores que 25 mm, con frecuencias que oscilan entre un 15 y casi un 30%, notándose máximos más marcados, cada uno de ellos con un eje de máxima precipitación con orientación noroeste-sudeste. Esos máximos permanecen aunque menos marcados, en el campo de frecuencia de días con precipitación superior a 50 mm (figura 5). El campo de frecuencia de días con precipitación superior a 75 mm (figura 6) muestra

sólo un máximo en la región noreste, que abarca parte de Formosa, Chaco y Corrientes. Esta última característica se mantiene en el campo de frecuencia de días con precipitación superior a 100 mm. Hay que ser cautelosos con los resultados, pues a medida que se eleva el umbral de precipitación el número de casos decrece mucho como para aceptar los resultados como concluyentes. El análisis por décadas (1965-1974 y 1975-1984) no arrojó diferencias importantes entre ambas décadas.

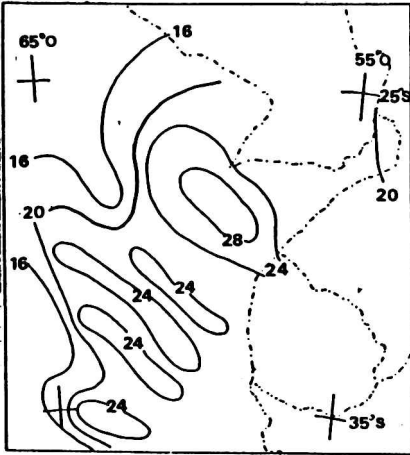


Figura 4: Frecuencia porcentual de días con precipitación superior a 25 mm.

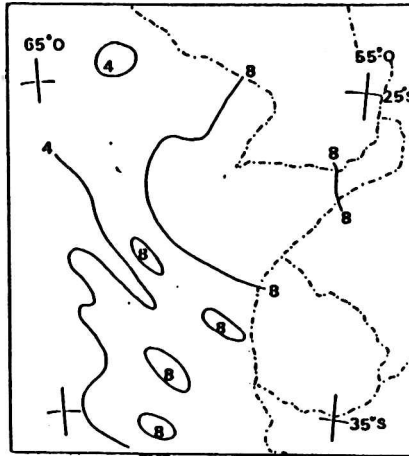


Figura 5: Frecuencia porcentual de días con precipitación superior a 50 mm.

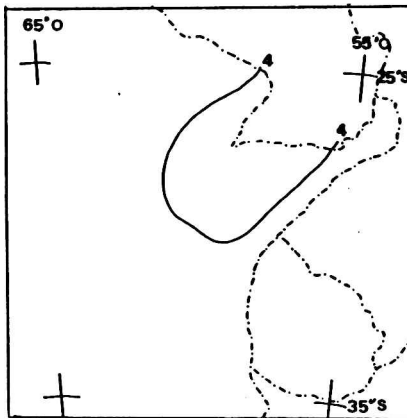


Figura 6: Frecuencia porcentual de días con precipitación superior a 75 mm.

56 Aspectos de la precipitación...

A nivel mensual los valores medios de precipitación en la región oscilaron entre 96 mm en Ezeiza y 190 mm en Resistencia, habiéndose alcanzado un valor máximo de 441.2 mm en Resistencia en enero de 1973. La precipitación para cada enero del período considerado muestra variaciones notorias año a año, pudiendo observarse desvíos positivos y negativos con respecto al promedio del período.

Si se hace un análisis espacial año a año se observa un comportamiento similar al anterior, por ejemplo, el campo de desvíos relativos respecto del promedio en enero de 1980 (figura 7) muestra claramente un déficit generalizado más marcado en la región central y centro-este del área en estudio, llegando a valores cercanos al 100%. Por el contrario, en enero de 1981 (figura 8) se observa un desvío positivo en casi toda la región con valores máximos que exceden el 100% en Santa Fé y Córdoba. En cambio, los eneros de otros años muestran regiones localizadas con excesos y déficits, como ocurre en enero de 1978 (figura 9), donde la región norte y noreste está afectada por precipitaciones hasta un 60% debajo de lo normal mientras que la zona central y sur por lluvias del orden del 150% por encima del promedio. Esto muestra que en algunos años hay desvíos generalizados en toda la región y en otros pueden presentarse regiones con los dos signos de desvíos.

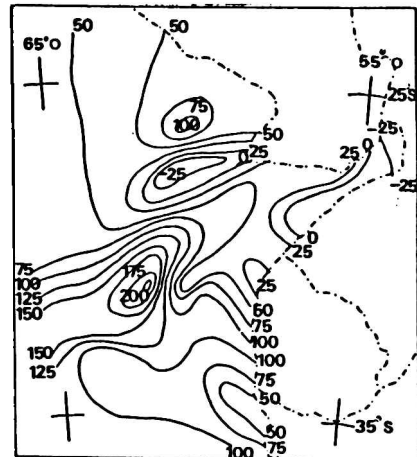
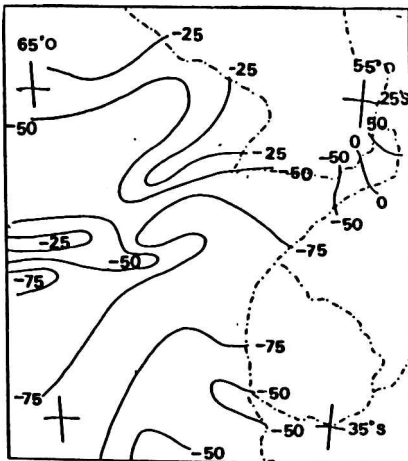


Figura 7: Campo de desvíos relativos en enero de 1980 respecto del promedio.

Figura 8: Campo de desvíos relativos en enero de 1981 respecto del promedio.

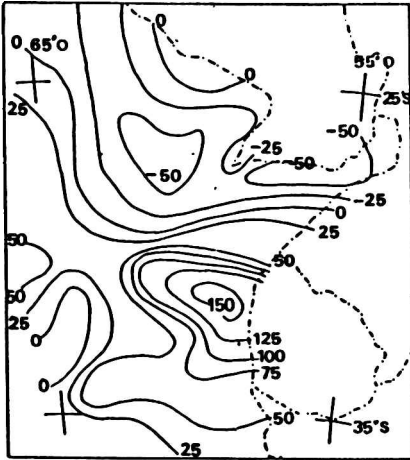


Figura 9: Campo de desvíos relativos en enero de 1978 respecto del promedio.

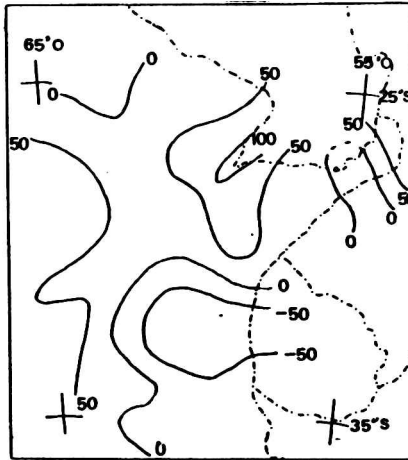


Figura 10: Campo de desvíos relativos en enero de 1983 respecto del promedio.

En particular el campo de desvíos de enero de 1982 respecto al campo promedio del período 1965-1984 presenta un déficit bastante generalizado, con valores que llegan a superar el 100% en el extremo noreste de la Mesopotamia, mientras que el campo de desvíos de enero de 1983 muestra una predominancia de excesos, excepto en la provincia de Entre Ríos y noreste de la provincia de Buenos Aires (figura 10).

Hay que señalar que a veces los resultados varían según el período considerado. Si se compara el campo promedio de precipitación de enero del período 1965-1984 (figura 11) con el obtenido por Hoffmann (1975) (figura 12) se puede observar que ambos coinciden en general, exceptuando el noreste donde el primero indica valores hasta un 50% más altos que el segundo.

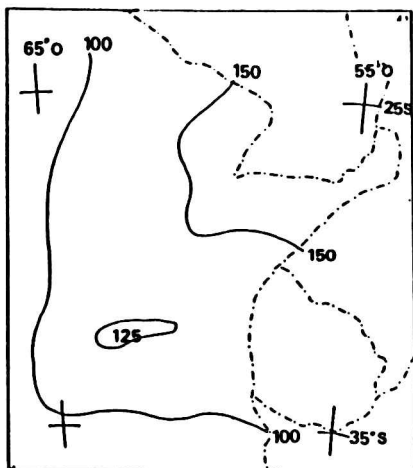


Figura 11: Campo promedio de precipitación de enero para el período 1965-1984.

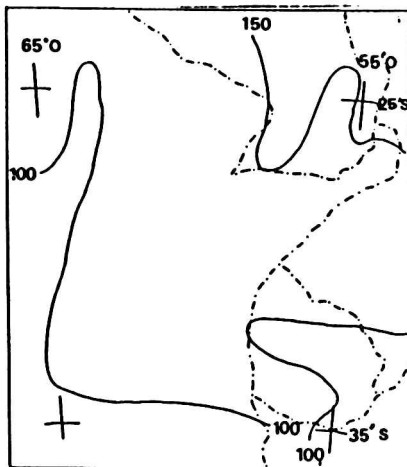


Figura 12: Campo promedio de precipitación de enero obtenido por Hoffmann.

Con el objetivo de determinar si en el área de interés existía o no un tipo preferencial de precipitación, en cuanto a la cantidad por evento se refiere, se fijaron dos umbrales de precipitación, uno inferior a 25 mm y otro superior a 50 mm. La figura 13 indica que las lluvias mayores que 50 mm en la región noreste del área considerada representan entre un 25 y un 35% del total de lluvia en el área. La figura 14 en cambio, muestra que, si bien en la región noreste los eventos con precipitación menor que 25 mm son también un porcentaje significativo (representan entre un 35 y un 50% de la precipitación mensual), tienen una predominancia algo mayor en una región envolvente de la anterior que se extiende hacia el oeste y sur de ella, donde en cambio las precipitaciones superiores a 50 mm son muy poco frecuentes.

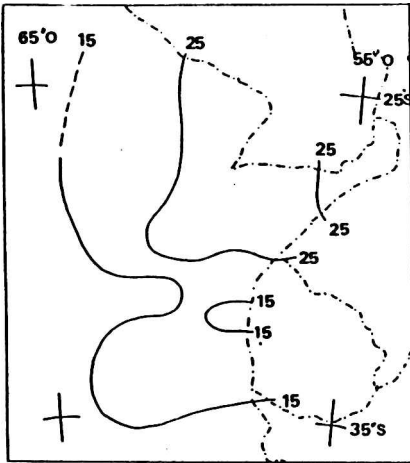


Figura 13: Porcentaje de precipitación superior a 50 mm.

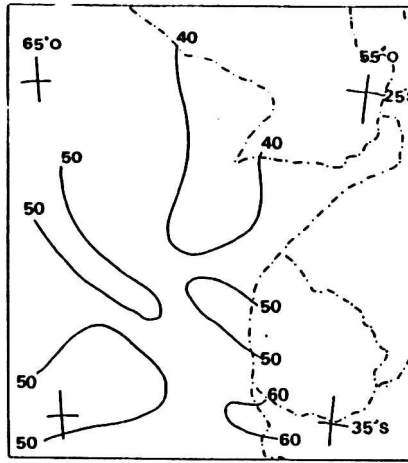


Figura 14: Porcentaje de precipitación inferior a 25 mm.

PRECIPITACION ASOCIADA CON LOS COMPLEJOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

A partir de los datos de precipitación asociados a los MCCs ocurridos en los meses de enero de 1982 y 1983, se analizaron los campos de frecuencia porcentual de días con precipitación producida por éstos (figura 15) y de días con precipitación producida por los MCCs pero fijando los umbrales mínimos de 25 mm (figura 16) y 50 mm (figuras 17). Se observa que al aumentar los totales de precipitación, existe un mayor porcentaje de días donde la precipitación proviene de este tipo de tormenta. Nótese la extensión del área abarcada por la isolínea de 100% en el campo de precipitación superior a 50 mm. Esto indica que en el sector noreste del país prácticamente el 100% de los días con precipitaciones superiores a 50 mm durante los meses de enero de 1982 y 1983, ésta fue producida exclusivamente por este tipo de tormenta. Este resultado parece indicar una contribución importante por parte de este tipo de tormentas a la precipitación total en el área, aunque ellos no representen la generalidad climatológica del origen de las lluvias en la región.

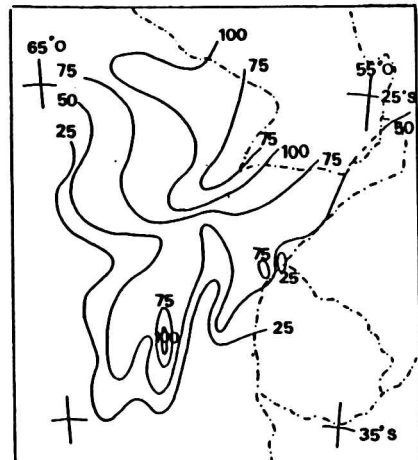
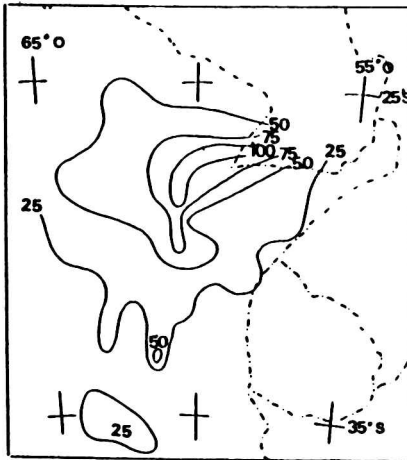


Figura 15: Frecuencia porcentual de días con precipitación producida por MCCs en enero de 1982 y 1983.

Figura 16: Frecuencia porcentual de días con precipitación superior a 25 mm producida por MCCs.

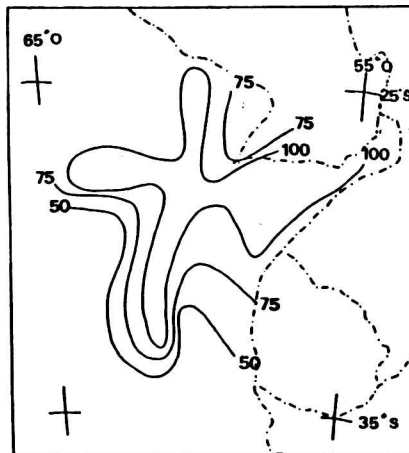


Figura 17: Frecuencia porcentual de días con precipitación superior a 50 mm producida por MCCs.

Durante enero de 1982 se desarrollaron sobre la región tres MCCs durante los días 16/17, 20/21 y 30/31. El cálculo del porcentaje de la precipitación total proveniente de estos sistemas se muestra en la figura 18, donde se indican las trayectorias de los mismos. Obsérvese que los tres centros de máxima contribución se corresponden con la zona de influencia de los tres complejos y una cuarta zona donde la contribución es más elevada se debe a que se corresponde con una zona de pasaje de dos MCCs. En los tres casos

se observa que más de un 40% de la precipitación del mes en esas regiones proviene de un solo MCC.

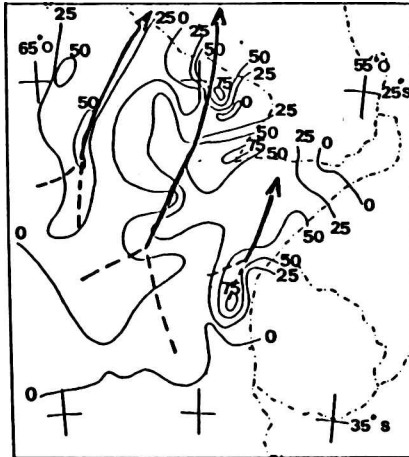


Figura 18: Porcentaje de la precipitación total que proviene de los tres MCCs ocurridos en enero de 1982.

Si se delimita el área de precipitación del MCC ocurrido el 23/24 de enero de 1983 (figura 19) con la isohieta de 25 mm se observa que se corresponde con la región donde la precipitación acumulada para ese mes (figura 20) es superior a 150 mm y por lo tanto un solo MCC estaría aportando hasta el 67% de la precipitación mensual.

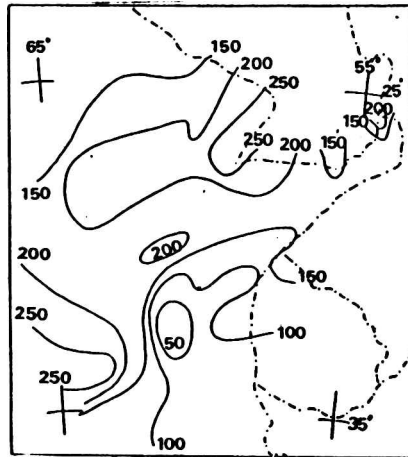
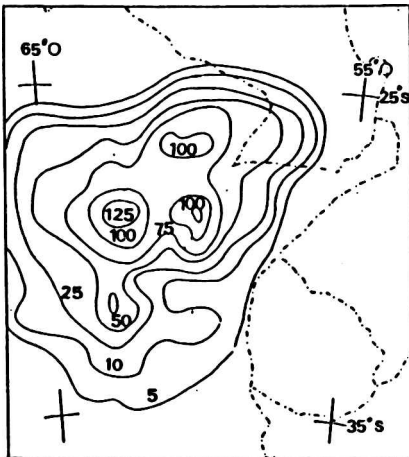


Figura 19: Campo de precipitación Figura 20: Precipitación acumulada en enero de 1983. adaptado por González y Velasco (1987).

CONCLUSIONES

La idea de este trabajo fue obtener, a partir de un archivo disponible, algunos rasgos de la precipitación observada en los meses de enero, que se vinculan con parámetros que se utilizan en la técnica de estimación de precipitación con información satelitaria de Scofield y Oliver (1977).

Los resultados indican que la aplicación de la técnica tiene una limitación importante impuesta por el umbral de confiabilidad de los datos disponibles para su verificación ya que provienen de estaciones meteorológicas y de puestos pluviométricos. Esto es, que sólo se podrían confirmar los resultados estimados cuando la precipitación acumulada en una tormenta iguala o supera los 25 mm.

La delimitación de dos áreas dentro de la región considerada, caracterizadas, una por la mayor frecuencia de precipitación en 24 horas superior a 50 mm y la otra por precipitaciones menores que 25 mm, indicaría que la técnica de estimación de precipitación es más adecuada en la primer área (extremo noreste de Argentina) y su aplicación sería más limitada en la otra. Las tormentas tipo MCC ocurridas durante los meses de enero de 1982 y 1983 fueron responsables de la mayoría de las precipitaciones superiores a 50 milímetros, lo que permitiría inferir que la técnica de estimación es aplicable a este tipo de tormentas. En particular en enero de 1982 se observó que las regiones de máxima precipitación coinciden con la zona de ocurrencia de este tipo de sistemas convectivos precipitantes. Este resultado debería confirmarse con la aplicación de la técnica a un mayor número de tormentas de este y otro tipo, que producen lluvias en ese rango.

Agradecimientos: A las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional por la provisión de los datos pluviométricos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- * González M. H. y Velasco I., 1987: "Factibilidad de evaluar la precipitación en Argentina con información satelitaria", Preprint II Congreso Interamericano de Meteorología, Buenos Aires, Argentina.
- * Hoffmann, J. A. J., 1971: "Frentes, masas de aire y precipitaciones en el Norte Argentino", Meteorológica, Vol. II, 130-149.
- * Hoffmann, J. A. J., 1975: "Atlas climático de América del Sur". W.M.O, Unesco, Cartographia.
- * Hoffmann, J. A. J., Galindez, B. y Rojas, R., 1982: "La distribución geográfica de la frecuencia de días con precipitación en el noreste argentino", Anales de la Sociedad Geográfica Argentina, 131-139.
- * Maddox, R. A., 1980: "Mesoscale Convective Complex", Bull. Am. Met. Soc. 61, 1374-1387.
- * Scofield R. y Oliver V., 1977: "A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery", NOAA Tech. Memo. NESS 86.
- * Wolcken, K., 1954: "Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en Argentina", Meteoros, año IV, Vol.41, 327-366.

ESTUDIO DE LA ESTACIONALIDAD DE LA LLUVIA MENSUAL EN UNA REGION DE
LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Olga C. Penalba y Walter H. Vargas

Depto Cs. de la Atmósfera
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es estudiar la variabilidad interanual y espacial del régimen anual de lluvia en una zona del noreste de la provincia de Buenos Aires.

Se realiza un análisis de las series mensuales de precipitación correspondientes a 10 estaciones de la provincia de Buenos Aires, para el período 1907-1966.

Se utiliza el análisis de Fourier como método de clasificación.

En primera instancia, se estudia la estructura anual media de la región, encontrándose que la varianza explicada por el ciclo anual aumenta en la medida que la estación se aleja de la costa.

Luego, se investiga sobre los posibles grupos o tipos de marchas anuales discriminados mediante la estructura de las distintas ondas, dadas a través del análisis armónico. Los resultados muestran que existen años cuya variabilidad es explicada fundamental y alternativamente por las distintas ondas del espectro.

ABSTRACT

This paper examines temporal and spatial annual variability of precipitation of ten locations in the province of Buenos Aires for the 60 year period 1907-1966.

Spectral analysis of monthly series of rainfall is suggested as a method of regional classification of rainfall regimes.

By mapping the variance associated with annual oscillation of mean monthly rainfall, it is shown that the rainfall climatology can be precisely described in a quantitative manner. Areas of highest concentrations of explained variance occur in the continental stations.

The different cycles of annual march series are analyzed using the spectral analysis. There is a great variation of rainfall regimes.

INTRODUCCION

La importancia del diagnóstico regional de la lluvia ha aumentado considerablemente en los últimos años por las diversas exigencias que plantean la vigilancia del clima y la búsqueda de predictores climáticos.

La Argentina no ha escapado a ese interés, concentrado en diversos estudios, entre otros se puede citar a Prohaska (1952) quien clasificó la distribución de la lluvia anual de acuerdo a la circulación atmosférica. Marchetti (1952, 1953) y Machado y Marchetti (1953) estudiaron el régimen de intensidades de la precipitación en Buenos Aires. Wolcken (1954) analizó el origen sinóptico de eventos de precipitación durante 2 años (1941 y 1942). Hoffmann (1970) estudió la variabilidad secular de la lluvia y Krepper y otros (1969) analizaron su variabilidad espacial y temporal en el centro-este de la Argentina.

En otros trabajos, los autores (Vargas y Penalba, 1986,a) y b)) han estudiado la estabilidad de la precipitación media mensual en esta zona, como así también los posibles cambios que pudo haber producido, en las series pluviométricas, el gran crecimiento de la edificación, tomando como ejemplo la ciudad de Buenos Aires. En general, los resultados indican que el efecto antropogénico no es detectable y que los datos son estables a partir de 1890.

El objetivo de este trabajo es estudiar la variabilidad interanual y espacial del régimen anual de la precipitación en una región del noreste de la provincia de Buenos Aires.

DATOS Y PROCEDIMIENTO UTILIZADOS

El análisis que se lleva a cabo está basado en registros de totales mensuales de precipitación para el periodo (1907-1966) de 10 estaciones de una región de la provincia de Buenos Aires (Figura 1). Se utilizaron estos datos por ser series de periodos largos y con control de consistencia inicial.

Para poder encontrar una clasificación regional para las distintas marchas anuales de la lluvia, se descomponen las series anuales de cada uno de los años de las 10 estaciones mediante el análisis de Fourier (Panofsky and Brier, 1963).

El método que se utiliza para esta clasificación es caracterizar a cada año pluvial de cada estación por la armónica de mayor varianza explicada y agrupar los años según esa armónica. Una limitación del análisis armónico es que la cantidad máxima de grupos (armónicas 1 a 8) está prefijada, debido a que en el análisis de Fourier el número de armónicas queda determinado por el lapso analizado.

Esta clasificación fue aplicada satisfactoriamente a la serie mensual de precipitación de Observatorio Central Buenos Aires (Penalba y Vargas, 1986) serie considerada de referencia ya que se utilizó un lapso de 124 años.

El análisis de Fourier fue utilizado, entre otros, por Horn and Bryson (1960) en datos de precipitación en los E.E.U.U. para estudiar su estacionalidad, en Sud Africa por Tyson (1971), y Keen and Tyson (1973). Rodhe (1974) lo utilizó en algunos parámetros hidrológicos para los E.E.U.U. y Hsu and Wallace (1976) realizaron una clasificación mundial de la precipitación mensual.

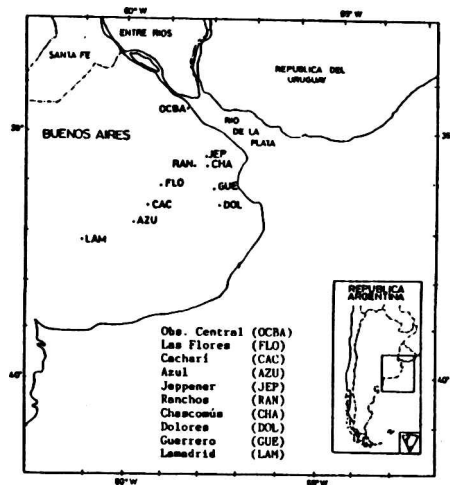


Figura 1: Ubicación de las estaciones en la provincia de Buenos Aires.

RESULTADOS

En primera instancia, se estudia la estructura espacial climática de la lluvia representada por la marcha anual media de cada estación, series de 12 datos, a través del análisis armónico. La distribución espacial de la fase y la varianza explicada por el ciclo anual y semianual se muestran en las Figuras 2 y 3 respectivamente. En este caso se aumentó el número de estaciones a 17, para mayor representatividad del campo climático. Los datos de las siete estaciones restantes fueron extraídos de las estadísticas climatológicas (S.M.N., 1969) y los nombres de estas estaciones figuran en la leyenda. Se puede observar que la suma de ambos ciclos representan casi el 90 % de la varianza total, siendo la armónica 1 la de mayor importancia, aumentando ésta a medida que la estación se aleja de la costa. El ciclo de 8 meses tiene un mayor predominio en la zona costera. Las ondas de periodos menores, que explican el resto de la varianza, no tienen un patrón definido y se comportan como ruido climático en toda la región.

El régimen medio anual de precipitación predominante en esta zona está caracterizado por un mínimo invernal y dos máximos, uno principal en otoño (marzo, fase = 3) y uno secundario en primavera (octubre, fase = 10) (Hoffmann, 1975). Dadas las características de estas marchas y de los resultados obtenidos (Figura 2 y 3) se observa que, a pesar de que el efecto astronómico es un forzante importante en la precipitación mensual (varianza explicada mayor al 50%), el ciclo anual no representa por sí solo a la componente climática. En otras palabras, esto indicaría que para representar satisfactoriamente el régimen climático de lluvia es necesario la conjunción del ciclo anual y semianual. La Figura 4 muestra como

ejemplo representativo de toda la región la marcha anual promedio de O.C.B.A. y su correspondiente reconstrucción a través de la armónica 1, 2 y la suma de ambas.

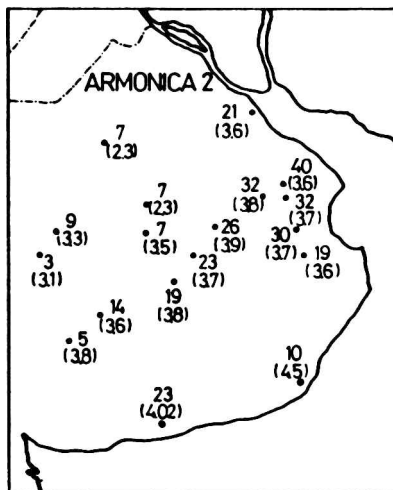
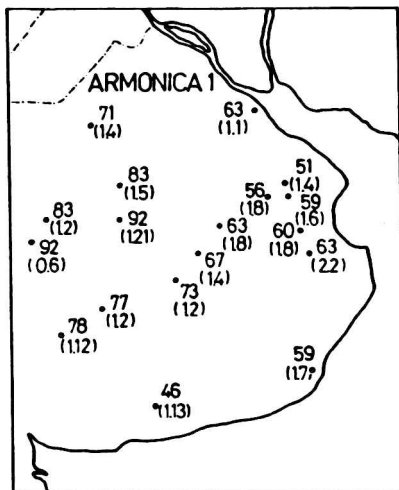


Figura 2: Distribución espacial de la varianza porcentual explicada y la fase (C) en meses, para el ciclo anual Armónica 1).

Figura 3: Idem Figura 2 para el ciclo semianual Armónica 2).

Estaciones adicionales: Junín, 9 de Julio, Bolívar, Pehuajó Trenque Lauquen, Cnel Suarez, 3 Arroyos, Mar del Plata.

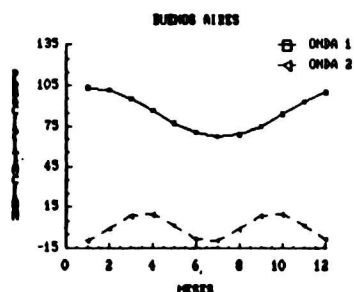
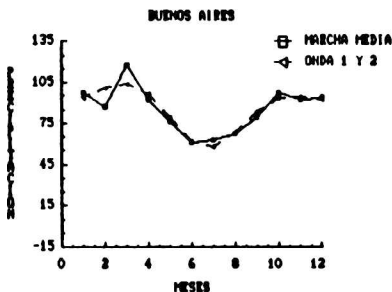


Figura 4: Marcha anual promedio (MARCHA MEDIA) de la precipitación de Obs. Central Buenos Aires y la reconstrucción del ciclo anual (ONDA 1), ciclo semianual (ONDA 2) y la suma de ambos ciclos (ONDA 1 Y 2).

Luego, se agruparon las marchas anuales de cada estación discriminadas mediante la estructura de la onda predominante, de acuerdo al criterio explicado en el punto anterior. Se observa en la Tabla I que para cada estación, todas las ondas del espectro

aparecen como fundamental en algún año pluvial, permitiendo de esta forma obtener elementos para los 6 grupos posibles. Esto nos está indicando la posible variabilidad existente entre los años de lluvia. Con respecto a la influencia del efecto astronómico, caracterizada por la armónica 1, se observa que no es predominante ya que tiene una ocurrencia relativa que va del 13% al 43% (Guerrero y Lamadrid, respectivamente).

TABLA I

Frecuencias relativas porcentuales de ocurrencia de años de precipitación mensual dentro de los grupos, para cada estación, dados por el orden de la armónica de mayor varianza explicada.

GRUPO	OCBA	JEP	RAM	CHA	FLO	GUE	CAC	DOL	AZU	LAM
1	26.6	20.0	23.3	16.7	25.0	13.3	25.0	23.3	33.3	43.3
2	18.3	28.3	21.7	23.3	31.7	33.3	25.0	30.0	30.0	25.0
3	1.7	11.7	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	6.7	6.7
4	25.0	20.0	16.7	18.3	18.3	16.7	21.7	16.7	18.3	5.0
5	26.6	16.7	26.6	25.0	10.0	21.7	13.3	18.3	10.0	15.0
6	1.7	3.3	1.7	6.7	5.0	5.0	5.0	1.7	1.7	5.0

Los campos que definirían las frecuencias relativas de la Tabla I para los grupos dominados por la armónica 1 y 2 (Figura 5) tienen la misma estructura que los campos climáticos medios representados por el ciclo anual y semianual respectivamente (Figuras 2 y 3). O sea, mayor porcentaje de ocurrencia del grupo 1 en estaciones continentales y lo contrario para la onda de 6 meses.

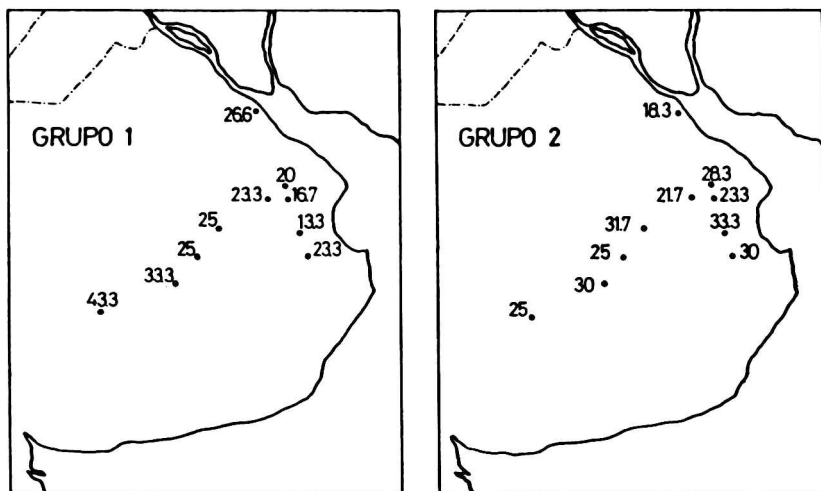


Figura 5: Frecuencias relativas de ocurrencia, extraídas de la Tabla I, de precipitación mensual dentro de los Grupos 1 y 2.

A su vez, cuando se analiza para cada estación, el porcentaje de ocurrencia de los distintos grupos (Tabla I), se observa que no

68 Estudio de la estacionalidad

siempre la onda anual (grupo 1) es la más frecuente, esto lo confirman los casos de Ranchos, Chascomús y Buenos Aires, donde la onda más frecuente es la de periodo de 2,4 meses

Si se toman, en cada estación, los dos grupos con mayores frecuencias relativas de ocurrencia se observa una regionalización de los resultados (Tabla I) Por ejemplo, en Azul y Lamadrid, el grupo 1 y 2 son los de máxima frecuencia Este resultado indicaría que es necesario el estudio del régimen de precipitación en escala espacial más pequeña que la de este estudio, aún para valores mensuales.

Si se define coherencia regional de las lluvias cuando en todas las estaciones la precipitación en ese año es explicada por el mismo armónico, entonces, en este caso, existe sólo un año (1957) en que se cumple esta propiedad Si no se exige que todas las estaciones tengan la misma onda fundamental, o sea que se permite que la región esté dominada por dos grupos, solamente se puede considerar que el 27% de los años está afectada al mismo tiempo por idénticos sistemas generadores de lluvia

CONCLUSIONES

- En la marcha anual de la precipitación mensual media del NE de la provincia de Buenos Aires, el ciclo anual tiene mayor importancia en las estaciones continentales, mientras que el ciclo semestral predomina en las estaciones costeras Las fluctuaciones climáticas más cortas se comportan como ruido en toda la región.
- La clasificación, mediante el análisis armónico, de las lluvias año a año indica por un lado, que el efecto de la onda anual no es predominante, siendo mayor su importancia en las estaciones continentales, y por el otro, todas las ondas del espectro aparecen como fundamentales en algún año.
- El análisis mediante esta metodología muestra que las lluvias mensuales no son homogéneas regionalmente Esto implica que es muy poco probable obtener situaciones climáticas que definan situaciones extremas generalizadas De hecho existe solo un año donde la precipitación en todas las estaciones tiene la misma propiedad absoluta Este caso se presenta en el año 1957 y es una situación de sequía
- Si se disminuye la condición de coherencia absoluta, permitiendo a la región que esté dominada por dos grupos, sólo el 27% de los años cumplen con esta condición

REFERENCIAS

- Hoffmann, J. A., 1970: Características de las series de precipitación en la República Argentina. *Meteorológica*, 1, 166-190.
- Hoffmann, J. A., 1975: Atlas Climático de América del Sur ONM
- Horn, L. H., Bryson, R. A., 1960 Harmonic Analysis of the Annual March of Precipitation over the United States of America. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 50, 157-171
- Hsu C. P., Wallace, J. M., 1978 The Global Distribution of the Annual and Semiannual Cycles in Precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 104, 9
- Keen, C. S., Tyson, P. D., 1973 Seasonality of South African Rainfall a note on its Regional Delimitation using Spectral Analysis. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. b* 21, 207-214

- Krepper, C. M. y otros, 1989: Time and Space Variability of Rainfall in Central-East Argentina, *J. Climate*, 2, 39-47.
- Machado, E. A., Marchetti, A. A., 1955: Régimen de días de lluvia en la República Argentina, *Meteoros*, 4.
- Marchetti, A. A., 1952: Frecuencia de las lluvias intensas de corta duración en la ciudad de Buenos Aires, *Meteoros*, 1-2.
- Marchetti, A. A., 1953: Probabilidad de las lluvias intensas en la ciudad de Buenos Aires, *Meteoros*, 2-3.
- Panofsky, H. A., Brier, G. W., 1963: *Some Applications of Statistics to Meteorology*, The Pennsylvania State University Park.
- Penalba, O. C., Vargas, W. M., 1988: Estructura del régimen de precipitación de la ciudad de Buenos Aires, *Geoacta*, 15, 133-144.
- Prohaska, F. J., 1952: Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15° S hasta Antártida), *Meteoros*, 1, 86-100.
- Rodhe, H., 1974: Year to Year Variations of Some Hydrological Parameters in Kenya, Dep. Meteorology, Univ. Nairobi, Kenia.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1960: Estadísticas Climatológicas 1951-1960, Publicación Bi, N° 6.
- Tyson, P. D., 1971: Spatial Variation of Rainfall Spectra in South Africa, *Ann. Assoc. Geogr.*, 61, 711-720.
- Vargas, W. M., Penalba, O. C., 1986 a): Análisis de la estabilidad de estimaciones estadísticas en series climáticas de Buenos Aires, *Meteorológica*, 15, 41-50.
- Vargas, W. M., Penalba, O. C., 1986 b): Análisis del posible efecto de la ciudad en la serie de precipitación de Buenos Aires, *Geoacta*, 13, 217-227.
- Wolcken, K., 1954: Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina, *Meteoros*, 4, 327-366.

DECONVOLUCION MULTICANAL DE LA TRAZA SISMICA
MEDIANTE UN METODO DETERMINISTA

Danilo R. Velis y Alberto H. Comínguez
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP
La Plata, Argentina

RESUMEN

Se presenta un procedimiento determinista multicanal para la deconvolución de la traza sísmica. No se requieren premisas especulativas acerca de las características de fase de la ondicula, tampoco de propiedades estadísticas de la serie de coeficientes de reflexión. El Sistema utiliza como información adicional la velocidad de *stacking* para vincular mediante la corrección dinámica dos trazas sísmicas correspondientes a un mismo CDP (punto de reflejo común) u optativamente a un mismo SHP (punto de tiro), cuyas distancias fuente-receptor son conocidas. Esta vinculación produce una compresión de los pulsos de la serie reflectora en un esquema iterativo (Comínguez, 1983). Problemas de *aliasing*¹ son resueltos mediante la utilización de filtros óptimos de Remez. El Sistema es aplicado a un CDP sintético obteniéndose excelentes estimadores, tanto para la ondicula sísmica como para la serie de coeficientes de reflexión.

ABSTRACT

A multi-channel deterministic procedure for seismic deconvolution is presented. Neither speculations about the wavelet phase character nor statistical properties of the reflectivity series are needed. The stacking velocity function is used as a critical information for matching two traces of the same CDP or shot point. This is carried out by dynamic correction, with the additional knowledge of source-receiver distances. The iterative scheme leads to a pulse compression of the reflector series estimate (Comínguez, 1983). Aliasing problems are solved by using optimum Remez filters. The System is applied to a numerical multi-channel seismogram. Quite good estimators are obtained for both seismic wavelet and reflectivity function.

¹ Por *aliasing* se entiende: *superposición del espectro periódico de una señal muestreada con una frecuencia de muestreo insuficiente (inferior a dos veces la frecuencia máxima de la señal).*

INTRODUCCION

De acuerdo con un esquema de linealidad, la traza sísmica puede representarse mediante la convolución de una ondícula o fuente $A(t)$ con la respuesta impulsiva $R(t)$ (serie reflectora) del subsuelo, esto es:

$$S(t) = R(t) * A(t) \quad (1)$$

El registro $S(t)$ es una superposición de ondículas cuya simple visualización por parte del intérprete geofísico no permite inferir mucho acerca de la estructura del subsuelo. El objetivo de la deconvolución sísmica es aumentar la resolución de la traza de manera que $R(t)$ pueda ser distinguida. Esto se logra recobrando, a partir de (1), $A(t)$ y/o $R(t)$.

Claramente, es necesario contar con alguna información adicional para reducir la ambigüedad del problema (la expresión (1) representa una ecuación con dos incógnitas). Para ello, algunos métodos clásicos de deconvolución asumen como válidas ciertas características acerca de la naturaleza de estas funciones. En particular, consideran a $R(t)$ como una serie aleatoria de picos aislados (semejante a ruido blanco), de tal forma que la autocorrelación de la traza puede ser utilizada como una estimación de la autocorrelación de la ondícula, una función mucho más suave cuando se la compara con $R(t)$. Asumen además que la ondícula es de fase mínima. Los métodos más usados que parten de estas hipótesis son la "deconvolución de pico" (*spiking deconvolution*) desarrollada por Robinson y Treitel (1967), y la "deconvolución predictiva" (*prediction deconvolution*) descrita por Peacock y Treitel (1969). Estos algoritmos no obtienen resultados totalmente satisfactorios cuando las hipótesis asumidas no se ajustan a la realidad.

Las técnicas de "deconvolución homomórfica" (Tribolet, 1979; Ulrych, 1971) imponen menos exigencias sobre la ondícula y la serie reflectora. El sistema pasa del dominio temporal al dominio Cepstral, en el cual la ondícula ("suave") y la serie reflectora (aleatoria) son separables con un simple operador pasabajos. Extraídas las ondículas a partir de diferentes intervalos temporales de las trazas, se obtiene la ondícula final sincronizando y promediando las estimaciones individuales (Sacchi y Comínguez, 1991). Sin embargo, cuando la relación señal-ruido es pobre, el Sistema no arroja resultados confiables.

La "deconvolución por mínima entropía" (MED), desarrollada por Wiggins (1978), realiza la deconvolución mediante la aplicación de un operador lineal que maximiza el carácter de "sucesión de picos" (norma varimax) del estimador de la serie reflectora. El método funciona muy bien aun para relaciones señal-ruido bajas, independientemente de la fase de la ondícula. No obstante, es sensible a la densidad de sucesión de picos, y obtiene los mejores resultados cuando los picos son aislados y de amplitud importante.

Las mencionadas, son técnicas con premisas subjetivas donde es necesario suponer ciertas propiedades, menos o más restrictivas según el caso, acerca de las funciones $A(t)$ y $R(t)$. Como contraparte, en este trabajo se presenta un modelo determinista de deconvolución en el que no se requieren en absoluto hipótesis sobre propiedades de $A(t)$ y/o $R(t)$. A partir de un par de trazas correspondientes a un mismo CDP (o bien a un SHP), vinculadas funcionalmente por la ley de velocidades (velocidad de *stacking*) y sus respectivos *offsets* (distancia fuente-receptor), será posible extraer la ondícula

cula y la serie reflectora sin realizar especulaciones de ningún tipo.

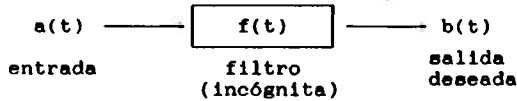
El procedimiento permite también desarrollar un Sistema multicanal tendiente a obtener un mejor estimador a partir de la sincronización y suma pesada de las estimaciones individuales. Esto es particularmente útil cuando el modelo de trazas utilizado está afectado de ruido.

DESCRIPCION DEL SISTEMA

La Figura 1 muestra un diagrama en bloques donde se destacan los pasos fundamentales del funcionamiento del Sistema de deconvolución.

Paso 1. En el primer paso se cuenta con dos trazas, $S_x(t)$ y $S_y(t)$, elegidas de un mismo gather¹, con respectivos offsets X e Y ($X < Y$). Se cuenta además con la ley de velocidades y con una estimación inicial $\hat{A}(t)$ de la ondícula, definida en una ventana temporal simétrica.

Paso 2. Este paso representa un filtro Wiener (*least-square shaping filter*) en el dominio temporal (Robinson y Treitel, 1967):

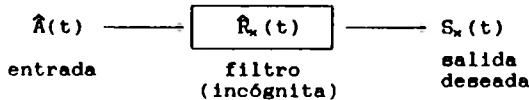


El diseño del operador lineal $f(t)$ que por el criterio de ajuste de mínimos cuadrados transforme $a(t)$ en $b(t)$, conduce a resolver la siguiente ecuación matricial:

$$\Phi_{aa} \cdot f = \Phi_{ba} \tag{2}$$

donde el primer factor es la matriz formada por los elementos de la autocorrelación de $a(t)$ (matriz de Toeplitz), y el segundo miembro es la correlación cruzada de $b(t)$ con $a(t)$.

En el caso particular del paso 2, el operador es el estimador $\hat{R}_x(t)$ de la serie reflectora correspondiente al offset X; mientras que la entrada y la salida deseada son la ondícula estimada $\hat{A}(t)$ y la traza sísmica $S_x(t)$ respectivamente, o sea:

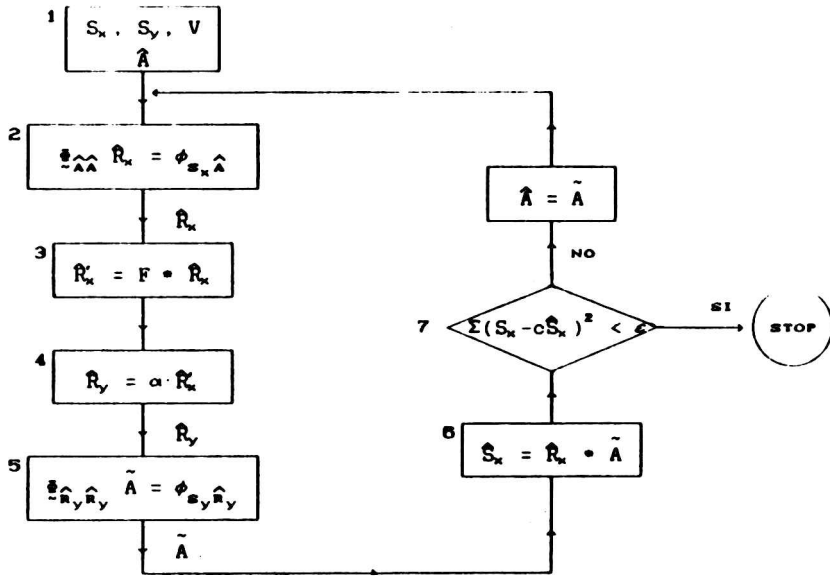


resultando la ecuación matricial de la Figura 1.

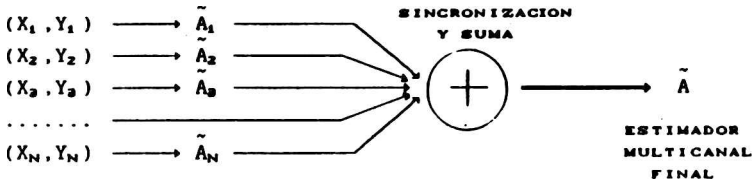
Pasos 3 y 4. Los pasos 3 y 4 son claves. Mediante la corrección dinámica α se pasa del estimador de la serie para offset X, $\hat{R}_x(t)$; al

¹ Por gather se entiende: grupo multicanal de trazas sísmicas correspondientes a un mismo CDP (punto de reflejo común).

74 Deconvolución multicanal



(a)



(b)

Figura 1. (a) Diagrama en bloques del Sistema de deconvolución propuesto. Se destacan los pasos fundamentales seguidos en el proceso. (b) Obtención del estimador multicanal mediante la sincronización y suma de los estimadores para cada par de offsets.

estimador de la serie para offset Y, $\hat{R}_y(t)$. La transformación queda determinada por la conocida expresión:

$$T_y = \sqrt{T_x^2 + (Y^2 - X^2)/V_x^2} \quad (3)$$

Diferenciando T_y con respecto a T_x , resulta:

$$dT_y = \frac{1}{\sqrt{1 + (Y^2 - X^2)/V_x^2 T_x^2}} dT_x \quad (4)$$

Puesto que $Y > X$, $dT_y < dT_x$, por lo tanto la transformación (3) produce una compresión de los eventos al pasar de X a Y. Además de la compresión, existe un corrimiento. En la Figura 2 se pueden apreciar los efectos de compresión y corrimiento introducidos por la transformación sobre una serie de impulsos.

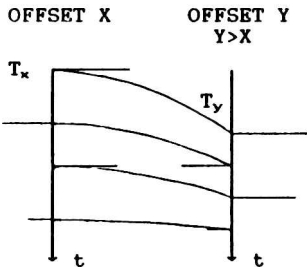
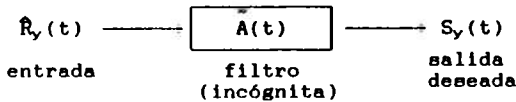


Figura 2. Efecto de compresión y corrimiento de la corrección dinámica α al pasar de un offset X a un offset mayor Y (paso 4).

Esta compresión equivale a disminuir el intervalo entre eventos sucesivos en la proporción señalada por la expresión (4), lo que es equivalente a una decimación en tiempo. En el dominio de las frecuencias en cambio, se produce un ensanchamiento de la banda al pasar de $\hat{R}_x(t)$ a $\hat{R}_y(t)$. Puesto que el Sistema es iterativo, al cabo de varias iteraciones la compresión introducida por el paso 4 acaba por ensanchar la banda de $\hat{R}_x(t)$ más allá de la frecuencia permitida por el Teorema de muestreo (frecuencia de Nyquist), produciéndose el consiguiente efecto de *aliasing*. Para evitar este inconveniente que podría afectar la convergencia del Sistema, previo a la compresión se aplica un filtro pasabajos a la serie $\hat{R}_x(t)$, con una frecuencia de corte tal que la compresión siguiente ensanche su banda justo hasta la frecuencia de Nyquist (paso 3). El filtro utilizado ha de producir muy poca distorsión y debe contar con una banda de transición muy abrupta, con el fin de afectar mínimamente la convergencia del Sistema. Un filtro no muy riguroso, al cabo de varias iteraciones produciría fuertes distorsiones y deformaciones de la serie impidiendo la convergencia a una solución satisfactoria. Por ello se debió recurrir a los filtros óptimos Minimax de Remez (Rabiner y Gold, 1975; Velis y Comínguez, 1989) capaces de cumplir con todos los requerimientos con el mayor grado de rigurosidad posible. Este punto será aclarado más adelante con algunos ejemplos sintéticos.

al cabo de varias iteraciones produciría fuertes distorsiones y deformaciones de la serie impidiendo la convergencia a una solución satisfactoria. Por ello se debió recurrir a los filtros óptimos Minimax de Remez (Rabiner y Gold, 1975; Velis y Comínguez, 1989) capaces de cumplir con todos los requerimientos con el mayor grado de rigurosidad posible. Este punto será aclarado más adelante con algunos ejemplos sintéticos.

Paso 5. Esta etapa representa, análogamente al paso 2, un filtro de Wiener en el dominio temporal. Ahora el operador lo constituye un nuevo estimador de la ondícula $A(t)$. La entrada y la salida deseada son en este caso, el estimador $\hat{R}_y(t)$ (obtenido de los pasos 3 y 4) y la traza correspondiente al offset mayor $S_y(t)$, o sea:



Paso 6. Hallado el nuevo estimador $A(t)$, se lo convoluciona con el estimador de la serie reflectora $\hat{R}_x(t)$ para obtener, a la vez, un estimador de la traza sísmica $\hat{S}_x(t)$.

Paso 7. $\hat{S}_x(t)$ es comparada con la traza sísmica verdadera $S_x(t)$. Si la suma de los cuadrados de los errores temporales entre ellas es menor que cierto umbral ϵ , entonces la solución ha sido encontrada

satisfactoria: $\hat{A}(t)$ y $\hat{R}_n(t)$ pueden considerarse buenos estimadores de la ondícula y de la serie reflectora respectivamente. Si el umbral no ha sido alcanzado, se toma $A(t)$ como una nueva estimación inicial para volver al paso 2 y comenzar la siguiente iteración.

MODELO SINTETICO

El modelo utilizado para la deconvolución consiste en un CDP sintético de 12 trazas (Figura 3) generado a partir del esquema de la Figura 4a. Utilizando la expresión (3) fueron calculadas las series reflectoras correspondientes a los offsets 1000, 1100, ... y 2000 m a partir de la serie correspondiente al offset 300 m. El intervalo de muestreo fue de 4 msec, resultando una frecuencia de Nyquist de 125 Hz. La ley de velocidades utilizada fue definida para el intervalo 400-600 msec (Figura 4b). Tanto las velocidades como los offsets fueron elegidos para dar un efecto de corrección dinámica real, a lo largo del gather. Finalmente, las series fueron convolucionadas con una ondícula de Ricker de 25 muestras, o una longitud temporal de 0.1 seg.

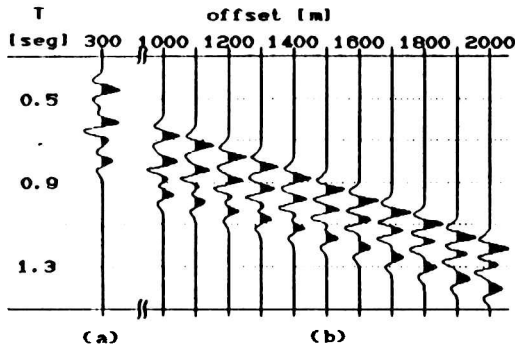


Figura 3. CDP sintético utilizado en la deconvolución. (a) Trazas de offset 300 m. (b) Trazas de offset 1000 a 2000 m.

25 muestras, o una longitud temporal de 0.1 seg.

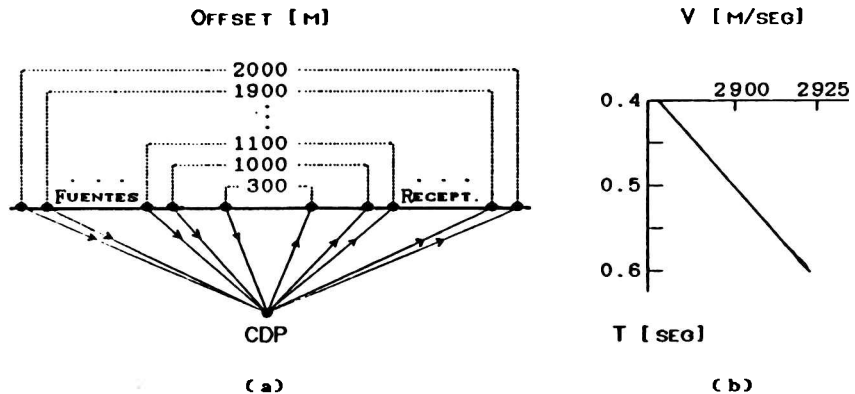


Figura 4. (a) Esquema de diseño del CDP sintético. (b) Ley de velocidades utilizada en el modelo (velocidad de stacking).

RESULTADOS

Experimento 1: Deconvolución multicanal.

El sistema de la Figura 1 fue aplicado a cada uno de los pares de trazas de offsets (X, Y_i) . En todos los casos se tomó como estimación inicial de la ondícula un impulso unitario ubicado en el centro de la ventana de diseño de la misma, cuya longitud fue fijada en 31 muestras.

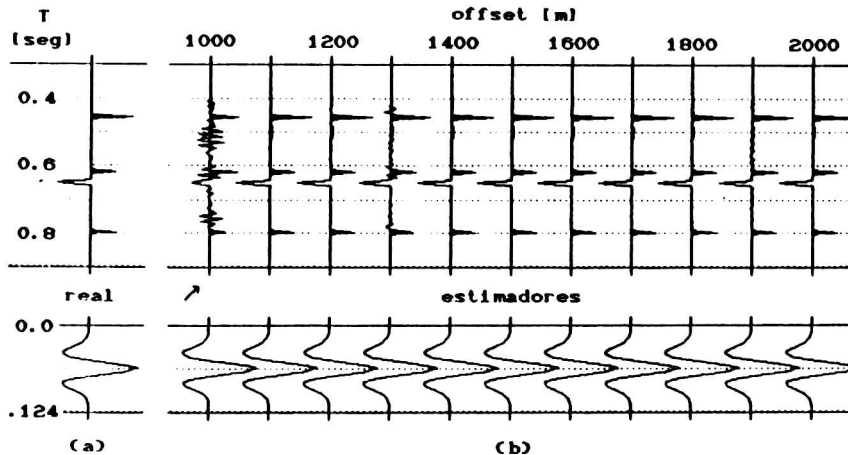


Figura 5. (a) Serie reflectora real (offset $X=300$ m) y ondícula de Ricker utilizadas para generar el CDP sintético. (b) Estimadores de la serie reflectora y de la ondícula obtenidos mediante la aplicación del Sistema de deconvolución propuesto, para los pares de offset (X, Y_i) , $Y_i=1000, 1100, \dots, 2000$ m.

La Figura 5a muestra la serie reflectora real ($X=300$ m) y la ondícula de Ricker utilizadas en el diseño del modelo. En la parte (b) de la misma figura se muestran las salidas del Sistema: el estimador de la serie reflectora y el estimador de la ondícula para cada canal. La aplicación del filtro de Remez del paso 3 fue omitida en este primer experimento. El Sistema iterativo fue detenido cuando el error definido en el paso 7 alcanzó un umbral de $\epsilon=0.0001$ o bien al llegarse a un máximo de 150 iteraciones. La Tabla 1 muestra el número de iteraciones necesarias para obtener cada estimador, así como el valor del error. Para su evaluación, las trazas $S_x(t)$ y $\hat{S}_x(t)$ fueron normalizadas en energía de modo que $0 < \epsilon < 1$. En particular, sólo para $Y=1000$ m se realizaron las 150 iteraciones prefijadas, sin alcanzarse el umbral de error. La mejor estimación para ese caso se obtuvo para la iteración 25. En todos los otros casos entre 21 y 37 iteraciones fueron suficientes para cumplirse $\epsilon < 0.0001$.

Se puede observar que se han obtenido excelentes estimadores para los canales con $Y=1100$ a 2000 m. Sin embargo, para $Y=1000$ m no se obtuvieron resultados tan precisos. En este caso la convergencia del Sistema se vio afectada por el efecto de *aliasing* discutido anteriormente, originado en la compresión del estimador $\hat{R}_x(t)$. Si f_N es la frecuencia de Nyquist correspondiente al estimador $\hat{R}_x(t)$, la

78 Deconvolución multicanal ...

máxima frecuencia permitida en $\hat{R}_x(t)$ para que luego de la compresión no exista *aliasing* puede ser aproximada por la fórmula:

$$f_{\text{máx}} = \frac{dT_v}{dT_x} f_N \quad (5)$$

donde dT_v/dT_x fue dado por la expresión (4).

Tabla 1. Número de iteraciones y error correspondiente de cada estimación para los offsets indicados.

offset	iterac.	error	offset	iterac.	error
1000	25	0.00145	1600	21	0.00008
1100	29	0.00008	1700	21	0.00007
1200	29	0.00009	1800	21	0.00009
1300	26	0.00009	1900	23	0.00006
1400	28	0.00008	2000	37	0.00003
1500	21	0.00009			

Experimento 2: Eliminación del aliasing mediante el filtro Remez

En este experimento, los estimadores correspondientes al $Y=1000$ m fueron recalculados aplicándose ahora un filtro pasabajos de Remez, cuya frecuencia de corte se determinó mediante la ecuación (5) y resultó ser igual a 100 Hz.

La Figura 6 muestra los nuevos estimadores obtenidos en comparación con los estimadores obtenidos sin la aplicación del filtro de Remez. Estas nuevas estimaciones fueron alcanzadas mediante 2 etapas de proceso. La primera consistió en aplicar el Sistema con el filtro de Remez presente en todas las iteraciones. La mejor estimación se muestra en la parte (c) de la Figura 6. En la segunda etapa ya no fue necesaria la aplicación del filtro. En este caso se tomó como estimación inicial al estimador final obtenido en la primera etapa, alcanzándose los estimadores que se muestran en la parte (d) de la misma figura. La razón de este procedimiento es la siguiente: cuando el estimador es "suficientemente bueno" (Figura 6c) prácticamente no hay aliasing, y el Sistema se vuelve estable. La aplicación del filtro de Remez si bien favorece la convergencia cuando aún no se tiene un estimador "suficientemente bueno", introduce errores (aunque pequeños, pero iteración tras iteración) que no permiten alcanzar la solución exactamente.

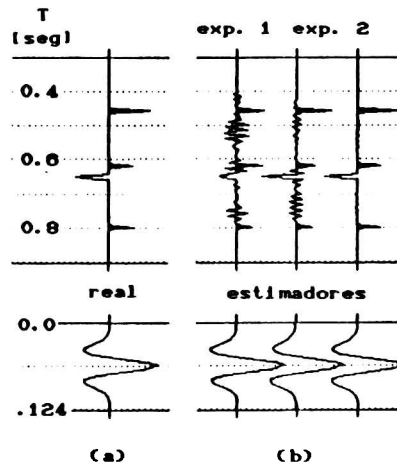


Figura 6. (a) Serie reflectora y ondícula reales. (b) Estimadores del experimento 1, offset (300,1000), (SIN filtro Remez) (c) Estimadores del experimento 2-1a etapa: CON filtro Remez. (d) Estimadores del experimento 2-2a etapa: SIN filtro.

El efecto del filtro de Remez se manifiesta estudiando las curvas de convergencia que se muestran en la Figura 7. Cuando el filtro no es aplicado, el Sistema es muy inestable y al cabo de 150 iteraciones no se obtienen estimadores satisfactorios. La Tabla 2 resume los valores del error y número de iteraciones para este caso. El umbral ϵ preestablecido de 0.0001 es superado al cabo de unas pocas iteraciones cuando el filtro dejó de aplicarse en la segunda etapa de este experimento.

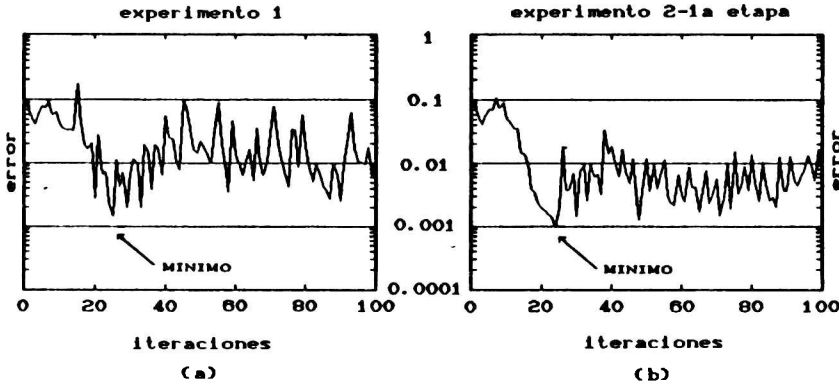


Figura 7. Curvas de convergencia para las primeras 100 iteraciones del error definido en el paso 7 del Sistema, correspondiente al par de offsets (300,1000). (a) Para el experimento 1: SIN filtro Remez. (b) Para el experimento 2-1a etapa: CON filtro Remez.

Tabla 2. Número de iteraciones y error para las estimaciones correspondientes al offset 1000 m, para cada experimento.

		iterac.	error
experimento 1:	sin filtro	25	0.00145
experimento 2:	con filtro (1a etapa)	24	0.00098
	sin filtro (2a etapa)	15	0.00008

La Figura 8 muestra los espectros de amplitud de la serie reflectora real y de los respectivos estimadores para $Y=1000$ m. Comparando los espectros de la serie real y del estimador para el primer experimento, se aprecia claramente que las mayores diferencias se encuentran en la banda próxima a la frecuencia de Nyquist, resultando un estimador pobre. Si bien el *aliasing* no ha sido totalmente eliminado según se desprende al observar el espectro (c), la similitud de éste con el de la serie real es mayor. Por último, el espectro del estimador final (Figura 8d) es prácticamente igual al real. Los espectros de amplitud de la ondícula real y de los estimadores respectivos se muestran en la Figura 8e-h, a título ilustrativo. En todos los casos se observa una buena concordancia entre las funciones espectrales.

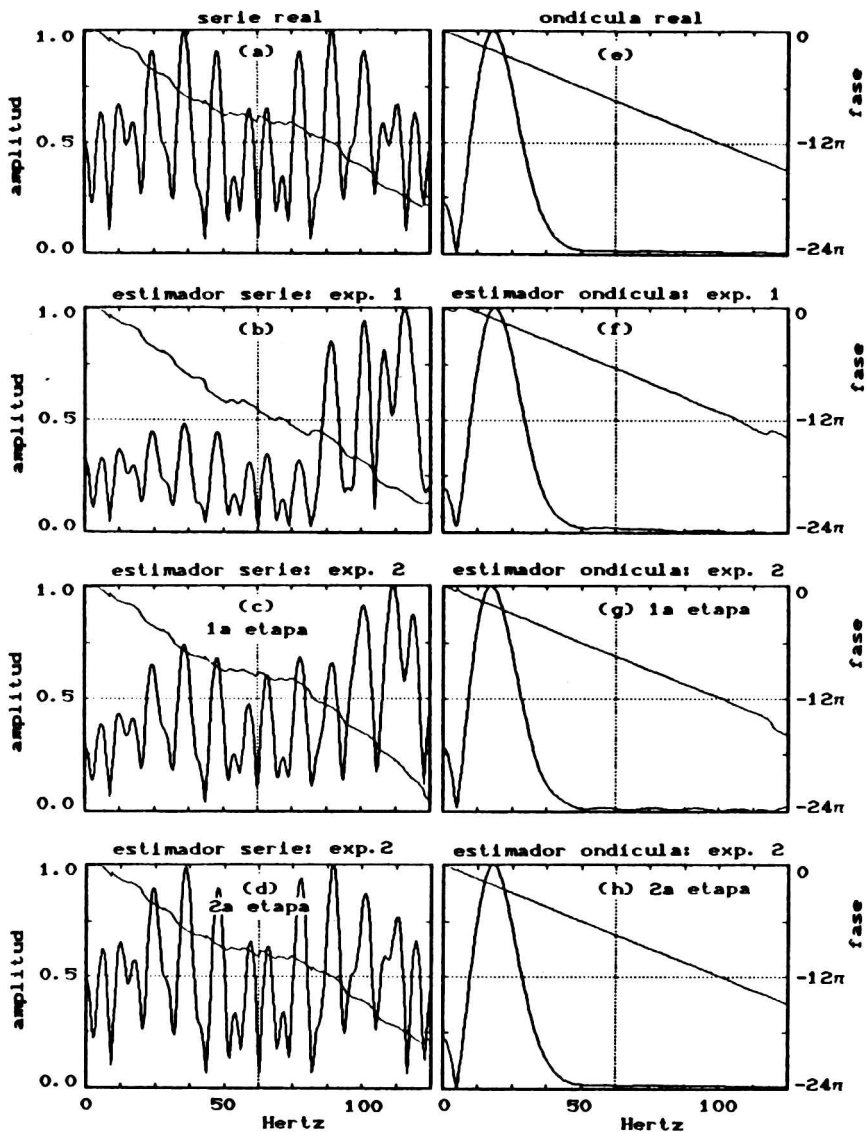


Figura 8. Espectros de amplitud y fase para las series reflectoras (columna izquierda) y las ondículas (columna derecha). (a) y (e) Serie y ondícula real. (b) y (f) Estimadores respectivos SIN filtro Remez (experimento 1). (c) y (g) Estimadores respectivos CON filtro (experimento 2-1a etapa). (d) y (h) Estimadores respectivos SIN filtro (experimento 2-2a etapa).

CONCLUSIONES

Tanto la ondícula como la serie reflectora pueden ser estimadas iterativamente mediante el Sistema determinista de la Figura 1. No es necesario hacer ningún tipo de especulaciones sobre las características de fase de la ondícula ni acerca de las propiedades estadísticas de la serie reflectora. La idea sobresaliente reside en aprovechar la información adicional provista por la ley de velocidades (velocidad de *stacking*), cuya determinación hoy en día es muy precisa en la mayoría de los estudios geofísicos.

El Sistema mostró que puede dar estimadores consistentes en casi todas las pruebas numéricas realizadas. El efecto de *aliasing* originado por la compresión del paso 4 ha sido prácticamente eliminado para el par de offsets que presentaba una fuerte inestabilidad. Fue necesario aplicar un filtro pasabajos muy riguroso (filtro de Remez) para minimizar la propagación de errores debido al filtrado.

Cabe destacar que en este trabajo se ha considerado un modelo totalmente elástico. En próximos trabajos los autores se abocarán a incluir en el modelo consideraciones de inelasticidad, así como la aplicación del Sistema a datos reales.

La velocidad de *stacking* constituye una función de análisis muy importante en el procesamiento de la información sísmica. En futuros trabajos será sensibilizada la robustez del Sistema ante errores en la estimación de esta función, y del mismo modo se verá si el monitoreo de los resultados permite detectar y erradicar dichos errores.

BIBLIOGRAFIA

- Comínguez, A. H., 1983, Estimation of the seismic wavelet using a multi-channel procedure: Phd. Thesis, University of Houston.
- Peacock, K. L. y Treitel, S., 1969, Predictive deconvolution; theory and practice: *Geophysics*, 34, p.155-169.
- Rabiner, L. R. y Gold, B., 1975, Theory and Application of Digital Signal Processing: Prentice-Hall, Inc., Nueva Jersey.
- Robinson, E. A. y Treitel, S., 1967, Principles of digital Wiener filtering: *Geophysical Prospecting*, 15, p.311-333.
- Sacchi, M. D. y Comínguez, A. H., 1990, Una estrategia para extraer la ondícula sísmica basada en la transformación homomórfica logarítmica: *Geoacta*, 17, n.2, p.91-102.
- Tribolet, J. M., 1979, Seismic Applications of Homomorphic Signal Processing: Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.
- Ulrych, T. J., 1971, Application of homomorphic deconvolution to seismology: *Geophysics*, 39, p.650-660.
- Velis, D. R. y Comínguez, A. H., 1989, Diseño de filtros digitales de respuesta impulsiva finita y fase lineal mediante una aproximación de Chebychev óptima: *Geoacta*, 16, n.2, p.245-259.
- Wiggins, R. A., 1978, Minimum entropy deconvolution: *Geophys. Res. Lett.*, v.16, p.21-35.

EVALUACION DE DIFERENTES DISTRIBUCIONES TEORICAS DE PROBABILIDAD DE
EXCESOS DE AGUA EN EL SUELO

Juan A. Forte Lay y Adrián Troha

Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CIBIOM-CONICET)

Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se estimaron valores de exceso de agua edáfica mediante la utilización de balances hidrológicos diarios, empleando la evapotranspiración potencial calculada según el método de Penman-Frère; para el período 1911-86 en 8 localidades homogéneamente distribuidas en la región pampeana. Para evitar la información redundante se agruparon los excesos en valores mensuales, bimestrales, trimestrales, semestrales y anuales en todas las combinaciones de meses consecutivos posibles.

Las distribuciones teóricas de frecuencia probadas fueron la normal, la normal-logarítmica, la normal-raíz cúbica y la gamma incompleta.

Se realizó el test de bondad de ajuste por el método de Chi cuadrado, observando que las dos últimas distribuciones presentan un mayor ajuste respecto a las distribuciones empíricas.

El objetivo final de este trabajo es el conocimiento de la recurrencia para distintos períodos calendarios de eventos que por su magnitud pueden desencadenar procesos de inundación.

ABSTRACT

Soil water excesses at 8 localities homogeneously distributed in the Pampae Region were estimated for the period 1911-86. With this aim daily water balances were computed by means of the potential evapotranspiration obtained with the Penman-Frère's method. In view of the large number of data obtained, water excesses were grouped in monthly, bi-monthly, quarterly, half-yearly and yearly values, in all possible consecutive month combination.

The theoretical frequency distributions used were: normal, log-normal, normal-cubic root and incomplete gamma functions.

A Chi-square non-parametric goodness of fit test was made with the result that the two last distributions showed a greater fitness with respect to the empirical distributions.

The aim of the work is the knowledge of the occurrence, for different calendar periods, of events which, due to their magnitudes might lead to flooding situations.

INTRODUCCION

En este trabajo se ha encarado el estudio de los excesos de agua en el suelo, entendiendo como tales, los milímetros de lámina de agua precipitada que exceden la capacidad máxima de almacenaje de un suelo agrícola.

Trabajos anteriores referidos al tema, analizan desde valores medios mensuales obtenidos mediante balances hidrológicos climáticos, hasta probabilidades de valores mensuales calculados sobre la base de balances hidrológicos mensuales consecutivos (Burgos, 1969; Burgos, 1970; Vargas, 1982; Pascale y Damario, 1977).

El objetivo de este trabajo fue el de obtener una metodología eficiente de ajuste de la distribución de frecuencias de excesos de agua en el suelo, lo que es de fundamental importancia para su empleo a escala regional, pues permite el conocimiento de la recurrencia probable, para distintos períodos calendarios, de eventos que por su magnitud pueden desencadenar desde disminución de los rendimientos de los cultivos agrícolas por excedente hídrico, hasta determinar procesos de inundación en grandes áreas.

MATERIALES Y METODO

Los excesos de agua edáfica fueron estimados mediante la utilización de balances hidrológicos diarios realizados empleando una función rectilínea de retención de agua en el suelo. Se utilizaron valores diarios de precipitación para el período 1911-86, y de evapotranspiración potencial normal diaria estimada sobre la base de los valores medios mensuales calculados por Damario y Cattaneo (1982) según la metodología de Perman, (Frère, 1972).

El estudio se llevó a cabo para 8 localidades de la región pampeana con distintas combinaciones edafoclimáticas. Estas fueron: Marcos Juárez, Pergamino, General Villegas, Mercedes, Las Flores, Anguil, Bordenave y Balcarce.

La capacidad máxima de almacenaje de agua en el suelo fue de 200 mm en todos los casos, ya que en trabajos anteriores realizados en el CIBIOM, se demostró que es la más representativa del perfil explorado por las raíces de los cultivos en distintos tipos de suelo (Forte Lay y otros, 1985; Brenzoni y otros, 1986).

Se agruparon los valores de excesos diarios obtenidos por la metodología citada anteriormente, en valores mensuales, bimestrales, trimestrales, semestrales y anuales, en todas sus combinaciones de meses consecutivos posibles, ya que para períodos menores al mensual, al ser los excesos de agua eventos hídricos mucho menos frecuentes que las precipitaciones, las series de años utilizadas, en general, resultaban insuficientes para definir su probabilidad de ocurrencia.

Para ajustar las series empíricas de excesos de agua obtenidas para cada pe-

modo se emplearon las siguientes funciones teóricas de ajuste:

Distribución normal: por ser la función tradicional, aunque no la más apropiada para fenómenos discontinuos en períodos relativamente cortos.

Distribuciones normal-logarítmica y normal-raíz cúbica: las que se logran mediante el artificio de obtener logaritmos naturales o de extraer la raíz cúbica de los valores de las series originales con el objeto de normalizarlas disminuyendo su asimetría.

Distribución gamma incompleta: por ser frecuentemente empleada en distribuciones de precipitación.

El análisis de bondad de ajuste se realizó mediante la prueba de Chi-cuadrado.

RESULTADOS Y DISCUSION

Las series de excesos mensuales, bimestrales, trimestrales, semestrales y anuales, al ser agrupadas en intervalos de clase mostraron una alta asimetría positiva, algo más suavizada para los períodos de tiempo más largos.

Si bien se analizaron todas las combinaciones de períodos consecutivos posibles, se han presentado en este trabajo únicamente las de los períodos: mensual (Abril), bimestral (Marzo-Abril), trimestral (Marzo-Abril-Mayo) y las de los semestres cálido (Octubre a Marzo) y frío (Abril a Septiembre). Esto fue dispuesto por razones de espacio, habiéndose elegido esos períodos por coincidir con fechas en que los excesos de agua pueden resultar perjudiciales para los cultivos más importantes.

El ajuste de las series de excesos de agua puede realizarse de dos formas diferentes que consisten en: a) tomar en cuenta las series completas incluidos los valores nulos, o bien b) eliminar estos últimos, que es lo que se ha realizado en este caso, dado que por la alta proporción de valores nulos, el ajuste es mejor cuando se consideran solo los casos con exceso de agua. Así las distribuciones teóricas de frecuencia dan la probabilidad porcentual de montos de exceso de agua considerando solo el total de períodos en que se registró dicho evento. Para fines prácticos, sin embargo, se requiere la inclusión de los valores nulos para obtener probabilidades reales; por consiguiente en todos los casos la probabilidad se calculó previamente sobre las series sin valores nulos y luego se la corrigió con la proporción que representan estos últimos.

En la Figura 1 se pueden visualizar las frecuencias observadas de exceso de agua edáfica y las respectivas curvas teóricas de ajuste para la localidad de Marcos Juárez y para los distintos períodos analizados. Las gráficas se han realiza-

do sin considerar los valores nulos de exceso de agua. Puede destacarse la gran coincidencia que presentan en su trayectoria las funciones normal-raíz cúbica y gamma incompleta, como así también su mejor ajuste.

En la Tabla 1 se puede comprobar la bondad de ajuste de cada una de las distribuciones teóricas de frecuencia utilizadas, observándose que la distribución normal es la que da diferencias más significativas entre frecuencias estimadas y observadas para todos los períodos analizados (al nivel del 1%). La normal-logarítmica, si bien presenta un mejor ajuste, también muestra diferencias significativas (al nivel del 5%) y algunas muy significativas (al nivel del 1%). Las distribuciones normal-raíz cúbica y gamma incompleta dieron resultados muy similares en la mayoría de los casos, sin embargo, la primera de ellas presenta diferencias altamente significativas en el período trimestral (marzo-abril-mayo) en la localidad de Mercedes únicamente, siendo en los demás casos no significativas, salvo en cuatro ocasiones en que las diferencias fueron significativas; mientras que la distribución gamma incompleta, si bien no presenta diferencias altamente significativas para ninguno de los períodos analizados en las ocho localidades en estudio, muestra más casos con diferencias significativas.

De lo expuesto surge que la aplicación de las distribuciones gamma incompleta y normal-raíz cúbica es prácticamente equivalente, dependiendo la utilización de una u otra de las facilidades de procesamiento de que se disponga.

En la Figura 2 se observan las curvas de probabilidad acumulada de la distribución teórica de frecuencias normal-raíz cúbica para el bimestre marzo-abril en las ocho localidades analizadas, considerando ya incluida la población de valores nulos. Su utilización permite estimar la probabilidad de recurrencia de un evento dado, lo que posibilita la cartografía de un fenómeno hídrico aislado por medio del trazado de isolinéas de mm de lámina de exceso de agua registrados en relación a líneas de equiprobabilidad de ocurrencia de dichos excesos, lo que permitiría delimitar áreas de emergencia agropecuaria o en situación de catástrofe de acuerdo a la intensidad y al grado de recurrencia del fenómeno estudiado. Un ejemplo de lo expuesto se puede visualizar en los mapas de las Figuras 3 A y B para el caso de los excesos hídricos registrados en el otoño de 1980 en gran parte de la provincia de Buenos Aires, que determinaron inundaciones extraordinarias con un grado de recurrencia muy bajo para el período analizado, abarcando un área muy extensa del centro y este de la provincia.

CONCLUSIONES

1.- El ajuste de las series de excesos de agua en el suelo debe realizarse excluyendo los valores nulos, ya que éstos, por ser en general numerosos, aumentan excesivamente la asimetría entorpeciendo un ajuste adecuado. Las probabili-

dades de ocurrencia de determinado evento, sin embargo, deben calcularse incluyendo los valores nulos de acuerdo a la proporción que los mismos tienen en la serie.

2.- Las distribuciones teóricas de frecuencia normal y normal-logarítmica no presentan un buen ajuste con las series empíricas por lo que debe descartarse su utilización para el análisis estadístico de los excesos de agua en el suelo, al menos para períodos de tiempo menores o iguales a los analizados.

3.- Las distribuciones teóricas gamma incompleta y normal-raíz cúbica presentan en general un buen ajuste a los valores empíricos de exceso de agua. La utilización de cualquiera de ellas da resultados prácticamente equivalentes, por lo que debido a su simplicidad de cálculo los autores proponen la utilización de la última función mencionada.

4.- El cálculo de probabilidades acumuladas de ocurrencia (incluyendo la proporción de valores nulos) permite estimar la recurrencia de fenómenos hídricos que por su magnitud (intensidad y grado de rareza) pueden delimitar áreas en estado de emergencia o catástrofe agropecuaria.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- Brenzoni, E.O.; Forte Lay, J.A.; Troha, A. y Villagra, M.M. (1987) "Estudio de la profundidad del sistema radical del cultivo de trigo en un Hapludol típico mediante metodología radioisotópica". Rev. Facultad de Agronomía (UBA). Vol. 8, Nº 1-2. Pág. 95-99. Buenos Aires.
- 2.- Burgos, J.J. (1969) "El clima de la provincia de Buenos Aires en relación con la vegetación natural y el suelo". INTA (Suelos), publicación Nº 128. Buenos Aires.
- 3.- Burgos, J.J. (1970) "El clima de la región noreste de la República Argentina en relación con la vegetación natural y el suelo". Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica. Vol. XI. Pág. 37-102. Buenos Aires.
- 4.- Danario, E.A. y Cattáneo, C.L. (1982) "Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina según el método de Penman, 1948". Rev. Facultad de Agronomía 3 (3):271-292. Buenos Aires.
- 5.- Forte Lay, J.A.; Troha, A. y Villagra, M.M. (1985) "Estudio de la dinámica del agua en suelos bajo pradera permanente, barbecho y cultivos estacionales". Actas del XII Congreso Nacional del Agua. Agroecología T. II (a). Pág. 181-202. Mendoza.
- 6.- Frere, M. (1972) "A method for a practical application of the Penman formula for the estimation of the potential evapotranspiration and evaporation from free

88 Evaluación de diferentes...

water surfaces". FAO-AGP: AS/1972/2, Rome.

7.- Pascale, A.J. y Damario, E.A. (1977) "El balance hidrológico seriado y su utilización en estudios agroclimáticos". Rev. Facultad de Agronomía (3^a época). III (1-2). La Plata. Pág. 15-34.

8.- Vargas, W.A. (1982) "Atlas de excesos y deficiencias de humedad en la región húmeda y semiárida argentina". CIBIOM-CONICET. Buenos Aires.

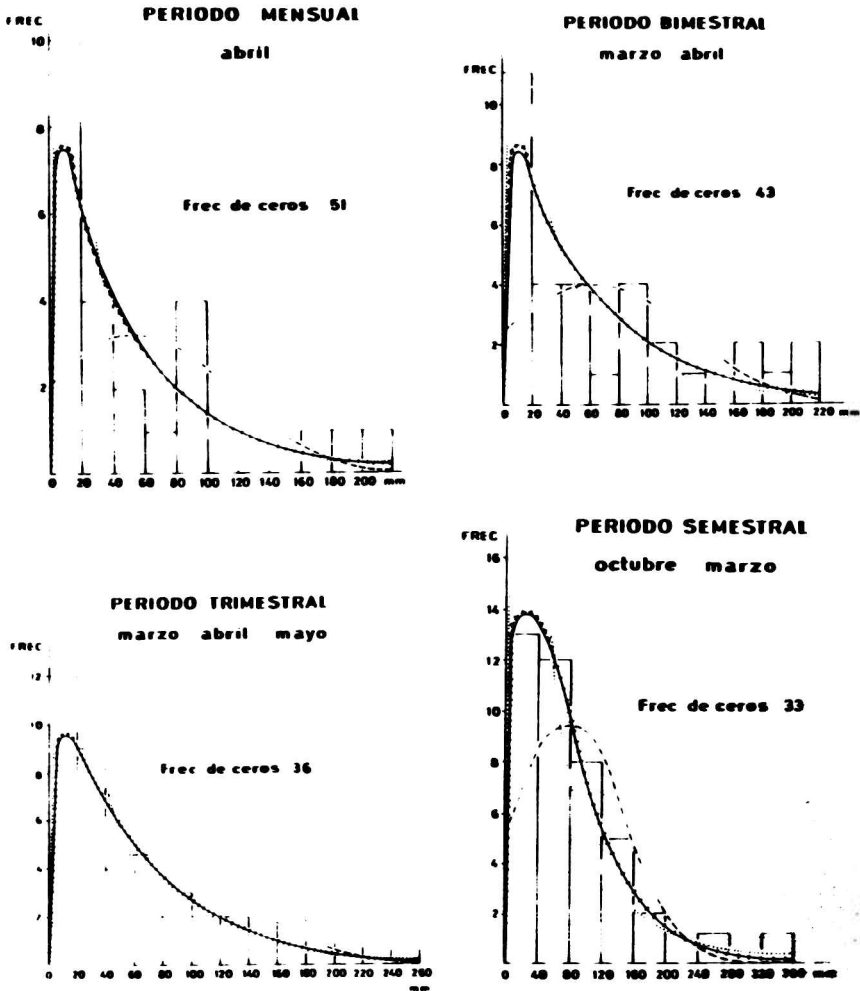


Figura 1. Frecuencias observadas de exceso de agua edificada y curvas teóricas de ajuste para los distintos periodos analizados en la localidad de Marcos Juárez (Prova de Córdoba).

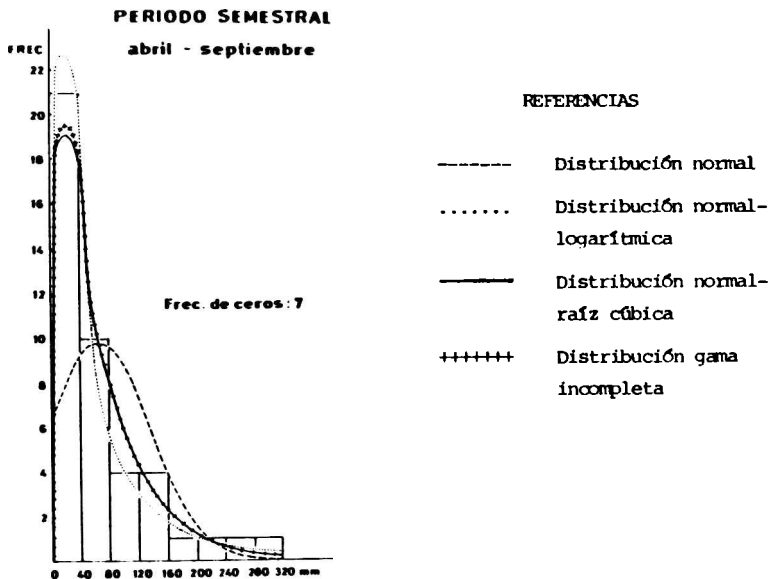


Figura 1 Cont. Frecuencias observadas de exceso de agua edáfica y curvas teóricas de ajuste para los distintos periodos analizados en la localidad de Marcos Juárez (pcia de Córdoba).

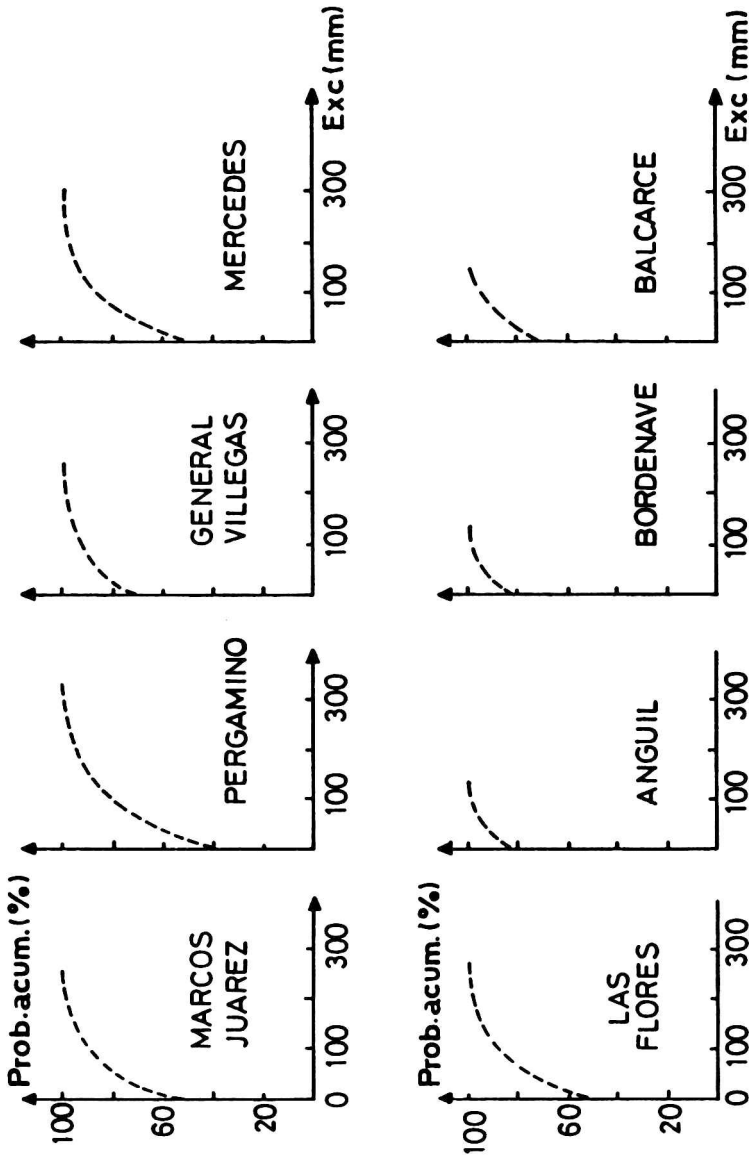


Figura 2. Curvas de probabilidad acumulada de la distribución teórica de frecuencias normal raíz-cúbica para el bimestre marzo-abril en todas las localidades analizadas

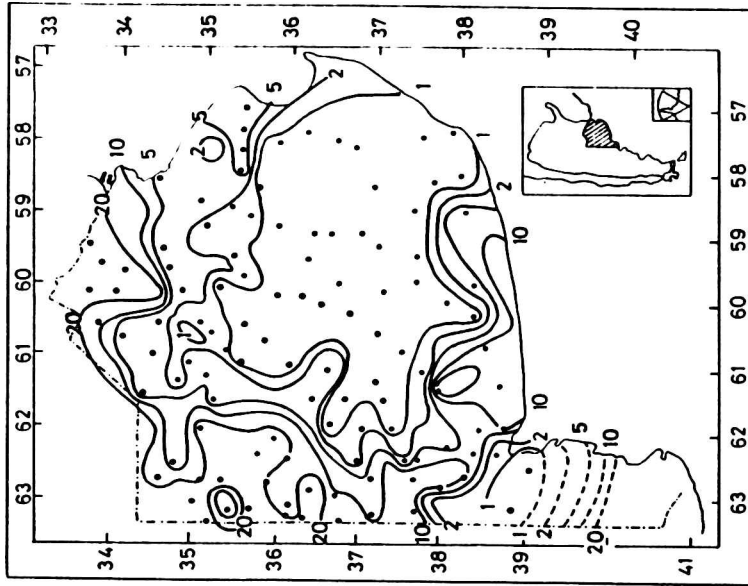


Figura 3 B. Probabilidades (%) de ocurrencia de los excesos de agua registrados durante el mes de Abril de 1980 en la prov. de Buenos Aires.

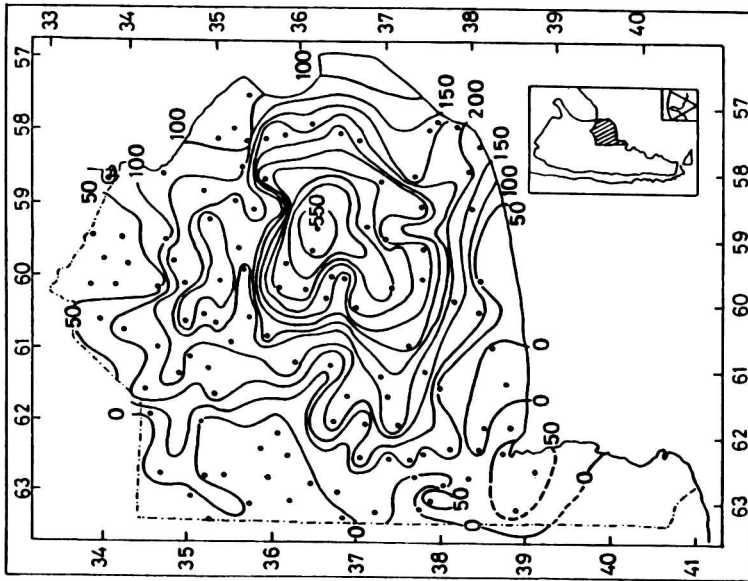


Figura 3 A. Excesos de agua (mm) observados durante el mes de Abril de 1980 en la provincia de Buenos Aires.

LOCALIDAD	PERIODO	NORMAL	NOR. LOG.	NOR. R. C.	G. INC.
Marcos Juárez	Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril	**	*	0	0
	Marzo-Abril-May	**	*	*	*
	Octubre-Marzo	**	0	0	0
	Abril-Septiemb.	**	0	0	0
Pergamino	Abril	**	0	0	*
	Marzo-Abril	**	*	0	0
	Marzo-Abril-May	**	**	*	0
	Octubre-Marzo	**	0	0	0
	Abril-Septiemb.	**	**	0	0
Gral. Villegas	Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril-May	**	0	0	0
	Octubre-Marzo	**	0	0	0
	Abril-Septiemb.	**	*	0	0
Mercedes	Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril-May	**	*	**	*
	Octubre-Marzo	**	0	0	0
	Abril-Septiemb.	0	0	0	0
Las Flores	Abril	**	*	0	0
	Marzo-Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril-May	**	0	0	0
	Octubre-Marzo	**	0	0	0
	Abril-Septiemb.	**	0	0	0
Anguil	Abril	0	0	0	0
	Marzo-Abril	*	*	0	*
	Marzo-Abril-May	**	*	*	*
	Octubre-Marzo	**	*	0	0
	Abril-Septiemb.	**	0	0	0
Bordenave	Abril	**	**	*	*
	Marzo-Abril	*	**	0	0
	Marzo-Abril-May	**	**	0	0
	Octubre-Marzo	**	**	0	0
	Abril-Septiemb.	**	0	0	0
Balcarce	Abril	**	0	0	0
	Marzo-Abril	**	**	0	*
	Marzo-Abril-May	**	0	0	0
	Octubre-Marzo	**	0	0	0
	Abril-Septiemb.	**	0	0	0

Tabla 1. Bondad de ajuste de cada una de las distribuciones teóricas de frecuencia utilizadas para todas las localidades y períodos analizados.

0: diferencias no significativas * : diferencias significativas
 **: diferencias muy significativas

CONTRIBUCION A LA CINEMATICA DEL ANTICICLON DEL PACIFICO SUR

Nelson Saavedra y Alberto J. Foppiano
Departamento de Física, Universidad de Concepción, Casilla 3-C
Concepción, Chile.

RESUMEN

A partir de tres bases de datos climáticos diferentes para el Océano Pacífico Sur, se determina la evolución anual de la posición media mensual del Centro del Anticiclón del Pacífico (CAP) y la de la presión correspondiente. Se comparan entre sí los resultados obtenidos y se extraen las características comunes más importantes. Se utilizan los valores medios mensuales de la presión de Isla de Pascua ($27^{\circ}10' S$; $109^{\circ}76' O$) e Isla Juan Fernández ($33^{\circ}37' S$; $78^{\circ}52' O$), para comprobar algunas de estas características y afinar otras. Se discute dichas características y se asocian a los rasgos fundamentales del lugar de presión media mensual máxima en Chile (LPM). A través del LPM se asocian algunas características del clima de Chile a las del CAP. Se pone de relieve el rol directo que juega la evolución de la latitud media mensual del CAP en esas características del clima.

ABSTRACT

The annual evolutions of both monthly mean position and pressure of the Pacific Anticyclone Centre (PAC) are determined using three South Pacific Ocean climatic data sets. Results from different data sets are intercompared and main common features identified. Monthly mean pressure observations from Isla de Pascua ($27^{\circ}10'S$; $109^{\circ}76'W$) and Isla Juan Fernández ($33^{\circ}37'S$; $78^{\circ}52'W$) are used to test some of these characteristics and to clarify others. Most significant properties of the location of maximum monthly mean pressure in Chile are then associated to PAC's position and pressure, allowing a linkage to be found between aspects of Chilean climate and the identified PAC's properties. The PAC's monthly mean latitude evolution role on these aspects of climate is highlighted.

INTRODUCCION

Como es bien sabido, el tiempo meteorológico en Chile (a la escala sinóptica) está determinado por la interacción entre los grandes centros de acción meteorológicos, que ejercen su acción sobre el litoral chileno, y el continente mismo. El escenario meteorológico más corriente que se presenta en Chile, definido por las isóbaras de superficie, consiste en la presencia del Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur (AP), las Bajas Polares (BP), y el acoplamiento del AP con el continente y que denominamos Baja Costera (BC). En la Figura 1 se presenta una carta meteorológica de superficie típica, en la que es fácil distinguir los centros mencionados. Además existe, sobre todo en verano, una baja de núcleo cálido que afecta la región central de Chile y que denominamos profundización de la BC (PBC). En la Figura 2 se observa claramente la PBC. La interacción entre los centros de acción meteorológica configura sobre la parte continental un esquema en el que se puede distinguir claramente una cuña de alta presión, que penetra el continente, y que divide el litoral chileno en tres regiones. La primera se encuentra al Norte de la cuña de alta, donde dominan el AP y la BC como su subproducto continental (a veces además la PBC). La segunda región es la cuña misma. Al Sur de ella se encuentra la tercera región, donde dominan las BP. A cada una de estas regiones se puede asociar características de tiempo meteorológico bien específicas. Naturalmente, la interacción media entre los factores mencionados (media mensual por ejemplo), define una climatología del litoral chileno, que queda bien descrita por la distribución de la presión en Chile. En la Figura 3 se muestra una distribución latitudinal de la presión media mensual en Chile, en que se indica las zonas climáticas correspondientes.

La importancia de la distribución de la presión a lo largo del litoral en la descripción climatológica ha sido destacada hace varias décadas (e.g. Prohaska, 1952). En particular, Pittock (1971) asocia la latitud media mensual del cinturón subtropical de altas presiones a lo largo de las costas chilenas, a las precipitaciones en Chile. También estudia (Pittock, 1980) modelos de variación climática en Argentina y Chile, que describen la variabilidad interanual de precipitaciones y temperatura, usando los promedios anuales de la latitud media del punto de presión máxima, para una serie de estaciones chilenas.

Simultáneamente, y en forma independiente, Saavedra (1980) deriva el desplazamiento del lugar de presión media mensual máxima en Chile (LPM) sobre el litoral chileno. Usa las distribuciones latitudinales de la presión media mensual al nivel medio del mar para la serie de estaciones consideradas por Wittaker (1943), correspondientes al período 1911-1940. Ese desplazamiento le permite explicar una serie de características climáticas para la zona central de Chile (Saavedra 1980, 1985).

Otros indicadores climáticos asociados a los Anticiclones del Pacífico y Atlántico han sido usados por Minetti y otros (1982); Minetti y Vargas (1983a); y Minetti y Vargas (1983b) para describir las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central andina, y la anomalía de precipitaciones del noreste del Brasil.

Ahora bien, como el Centro del Anticiclón del Pacífico (CAP) se sitúa climatológicamente frente a las costas chilenas, tanto la evolución media mensual de su posición como la de los valores de su presión deben reflejarse en el clima de Chile, en la medida que dichas características sean representativas de la distribución general de la presión del AP, o al menos de la de las proximidades del CAP, una hipótesis que aquí se adopta. Sin duda el CAP contribuye decisivamente en la determinación de las características del LPM, que define las zonas climáticas ya mencionadas.

El objeto del presente trabajo es hacer una simple descripción de la evolución

anual de la posición del CAP y de la de los valores de su presión, y buscar inferencias directas sobre la climatología de Chile.

MATERIALES Y METODO PARA DETERMINAR LA POSICION Y PRESION DEL CAP

En la determinación de la posición y presión del CAP se ha usado solamente valores de presión de superficie, y de altura geopotencial para el nivel de 1000 hPa, correspondientes a puntos de grilla, proporcionados por los siguientes autores: Taljaard y otros (1969), Harnack y Harnack (1984) y National Meteorological Center (comunicación personal, 1989), que se identifican en adelante como TAL, HH y NMC, respectivamente. En la Tabla 1 se indica los periodos incluidos en cada conjunto y las resoluciones de las grillas usadas.

Es evidente que estos conjuntos de datos tienen limitaciones importantes porque no hay suficientes mediciones directas de la presión en superficie (o altura geopotencial) para grandes regiones del océano, lo cual plantea, sin duda, una dificultad mayor al establecer la validez de los resultados que se obtengan. Además corresponden a periodos distintos, fuentes diferentes, grillas de resolución no comparable y aún niveles distintos. A pesar de estas limitaciones, y en la imposibilidad de intentar una revisión con los medios disponibles, se ha aceptado los conjuntos de datos tal cual son entregados por los autores. En el análisis se trata cada conjunto separadamente, debido a que las fuentes usadas se pueden considerar prácticamente independientes. Además se usa sólo valores medios mensuales de presión y altura geopotencial para los respectivos periodos completos, con el objeto de identificar los rasgos comunes a los tres conjuntos, en lo que podría denominarse una climatología de valores medios.

Tabla 1: Conjuntos de datos usados para la determinación de la posición y presión del CAP.

Autores	Período	Tipo de datos	Resolución de la grilla °Lat x °Long.
Taljaard y otros (1969)	1900-1965	presión media mensual del período	5 x 5
Harnack y Harnack (1984)	1956-1980	presión media mensual para cada mes del período	20 x 10
NMC (1989)	1979-1988	altura geopotencial (1000 hPa) media mensual para cada mes del período	2,5 x 2,5

Para cada una de las grillas se eligió por inspección la región en la que se encuentra centrada la presión máxima, limitando la región al área comprendida por cuatro puntos contiguos de la grilla tanto en latitud como en longitud. A continuación se ajustó polinomios de tercer grado a los valores de la presión para cada uno de los cuatro paralelos y cuatro meridianos de la región elegida. Finalmente, usando las expresiones de los polinomios se evaluó la presión a intervalos de latitud y longitud tan pequeños como fuera necesario para identificar la presión máxima con la precisión requerida. El procedimiento se explica detalladamente en un informe adicional (Foppiano, A. J., Saavedra, N. y Pampaloni C. informe no publicado, 1991).

POSICION Y PRESION MEDIAS MENSUALES DEL CAP

Latitud

En la Figura 4 se muestra la evolución anual de la latitud media mensual del CAP según TAL, HH y NMC, y en la Tabla 2 se indica algunos valores característicos de dichas evoluciones (note que en las figuras 4 al 7 se ha repetido a continuación los 12 valores medios mensuales porque se estima que de ese modo se destacan mejor los rasgos típicos de la evolución anual, sobre todo en verano).

Tabla 2: Valores característicos de la evolución anual de la latitud media mensual del CAP según la base de datos empleada.

	TAL	HH	NMC
Latitud Media	29°	33°	30°
Latitud Máxima	32,5°	35,5°	33,5°
Latitud Mínima	25,5°	31,5°	26,5°
Lat. Máx. - Lat. Mín.	7°	4°	7°

Se observa que las evoluciones según TAL y NMC son más semejantes entre sí que cada una de ellas respecto de la de HH. Esto es especialmente notorio para la amplitud de la evolución. Conviene recordar que la grilla de HH es de menor resolución (10° de Lat. por 20° de Long.). En los tres casos, sin embargo, se advierte que el CAP tiene dos posiciones aproximadamente estables: una de mayo a agosto (latitudes más ecuatoriales en invierno austral) y otra de noviembre a marzo (latitudes más polares en verano austral). Ambas posiciones se conectan claramente entre abril y mayo y mucho menos claramente entre agosto y octubre. La primera transición se produce mucho más rápido, y, como se verá más adelante, con cambio de baja a alta presión (o altura geopotencial), mientras que la segunda es más lenta, y con cambio de alta a baja presión (o altura geopotencial).

Se distingue en los casos de TAL y NMC que la latitud oscila en invierno (forma de M). Para TAL abarca los meses de junio, julio y agosto, y para NMC mayo, junio y julio. Existe también una oscilación en verano (forma de W) que abarca noviembre, diciembre y enero para TAL, y diciembre, enero y febrero para NMC. En el caso de HH no se detecta claramente estas características, probablemente por lo grueso de la grilla usada.

Longitud

En la Figura 5 se muestra las evoluciones anuales de la longitud media mensual del CAP. Como se puede apreciar por simple inspección, todas son muy distintas entre sí. Sólo la correspondiente a NMC tiene una cierta regularidad. Es evidente que la longitud del CAP no goza de notorias características comunes, por lo menos a la luz de los datos y tratamiento realizado. Es necesario hacer notar que los gradientes de presión longitudinales en torno al CAP, son mucho menores que los latitudinales. Esto hace que su ubicación longitudinal sea aún más incierta que la latitudinal, cualquiera sea el método que se emplee. No existe un forasante de estos movimientos longitudinales, tan neto como para que imponga características comunes a los diferentes conjuntos de datos considerados.

Presión

En la Figura 6 se presenta la evolución anual de la presión media mensual (o altura geopotencial) según TAL, HH y NMO, y en la Tabla 3 se indica algunos valores característicos de dichas evoluciones, en que las alturas geopotenciales para 1000 hPa de NMO han sido transformadas a presiones reducidas al nivel del mar de acuerdo con expresiones usadas en la Atmósfera Estándar de los EEUU de América (NOAA, 1976). Los números entre paréntesis indican el mes en que ocurren los valores máximos y los mínimos.

Tabla 3: Valores característicos de la evolución anual de la presión media mensual (o altura geopotencial) en el OAP según la base de datos empleada.

	TAL presión (hPa)	HH presión (hPa)	NMO altura geopotencial (mgnp)	presión reducida al nivel medio del mar (hPa)
presión máxima	1023,1 (10)	1023,2 (8)	190,1	1022,6 (11)
presión mínima	1018,9 (5)	1019,4 (5)	163,1	1019,4 (5)
presión media	1021,1	1021,5	176,8	1021,0
amplitud	4,2	3,8	27,0	3,2

Las características comunes más sobresalientes que se desprenden de la Tabla 3 y la Figura 6 son: (i) el valor medio de la presión para cada conjunto de datos es bastante similar, (ii) el mínimo de presión se alcanza en todos los casos en el mes de mayo, (iii) el máximo ocurre en distintos meses, pero por tratarse de un valor absoluto no es conveniente forzar, todavía, alguna conclusión, y (iv) en todos los casos se observa un quiebre neto del valor de la presión entre junio y julio, aunque dicho cambio es menos notorio en la evolución según TAL.

Presión y latitud

Con el objeto de destacar las características de las "formas" de las evoluciones de presión (o altura geopotencial) y latitud se alisó cada una de ellas (orden 3), encontrándose los resultados mostrados en la Figura 7, en que se ha graficado las latitudes con un desfase respecto de las presiones (alturas).

Se observa que la evolución anual de la latitud del OAP sigue mucho mejor la de la declinación solar que la correspondiente a la presión, particularmente para los conjuntos de datos de TAL y NMO. Todas las evoluciones muestran un desfase entre presión y latitud, aunque los desfases no son los mismos. Si se hace una correlación lineal cruzada, entre presión y latitud, y se optimiza el coeficiente de correlación (r) se obtiene los siguientes valores: TAL, desfase de + 4 meses y $r = -0,90$; HH, desfase de + 2 meses y $r = 0,92$; y NMO, desfase de + 3 y $r = 0,97$. En todos los casos la presión sigue a la latitud.

COMPARACION DE VALORES DE LA PRESION EN EL OAP CON LOS DE ISLA JUAN FERNANDEZ E ISLA DE PASOUA

Comparar los valores de la presión media mensual del OAP con las correspondientes presiones observadas en la Isla Juan Fernández (IJF) (33° 37' S; 78° 52' O) y en la Isla de Pascua (IP) (27° 10' S; 109° 76' O) es relevante porque ambas islas están situadas en el rango de latitudes en que se mueve el OAP, según los tres conjuntos de datos usados. Es decir, están próximas a la dorsal subtropical

que contiene el CAP. Si se supone continuidad y regularidad en la repartición de la presión en torno al OAP, como parecería razonable, la presión en estas islas debe reflejar algunas de las características de la evolución anual de presión del CAP, en virtud de la pequeña influencia que sobre ellas ejerce el continente. En particular, las respectivas variaciones de presión mes a mes deberían ser consistentes, más que los valores absolutos correspondientes.

En la Figura 8 se muestra la evolución anual de la presión media mensual reducida al nivel del mar para IJF, correspondiente al período 1970-1968. Lo mismo se muestra para el caso de IP en la Figura 9 (datos proporcionados por la Dirección Meteorológica de Chile, para ambos casos).

Una simple inspección de la Figura 8 confirma la presencia tanto del mínimo de presión en mayo así como el quiebre de la marcha de la presión entre junio y julio, ya observados para el CAP. Asimismo, la Figura 9 confirma dichos rasgos en IP, a excepción de que el mínimo de presión se encuentra en Abril, en mejor concordancia con lo mostrado por los valores aliados (Fig. 7). Por su parte, el máximo maximorum de presión se encuentra en Octubre para las islas, sugiriendo una definición en la aparente indeterminación de dicho máximo para el OAP (Fig. 6).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La lista de rasgos comunes a discutir sería entonces la siguiente:

- (a) Se pueden distinguir dos posiciones más o menos estables del OAP. Este se desplace más rápidamente desde la posición Sur a la Norte que de la de Norte a Sur. La velocidad de desplazamiento es notoriamente mayor entre los meses de abril a mayo. La otra transición es menos neta y se produce entre los meses de agosto a octubre. En la primera las presiones aumentan y en la segunda disminuyen.
- (b) En la posición más ecuatorial del OAP existe un quiebre neto (M de invierno austral). Existe también un quiebre para la posición más polar del OAP (W de verano austral) aunque menos neto.
- (c) La presión en el OAP también muestra un quiebre neto entre los meses de mayo, junio y julio, en correspondencia con la M de invierno observada en la latitud.
- (d) El mínimo de presión se produce en mayo. El máximo ocurre más bien en octubre, como parece confirmar la evolución de la presión en Isla Juan Fernández e Isla de Pascua.
- (e) La evolución latitudinal del OAP sigue más claramente la declinación del Sol que la de la evolución de la presión. El desplazamiento del OAP precede los cambios de presión.
- (f) Cambios en latitud y presión del OAP están ligados a escala anual de manera que a un desplazamiento hacia el Norte le sigue un aumento de presión, y vice versa (Fig. 7). En cambio, en general, a la escala mensual los aumentos de presión coinciden con los desplazamientos hacia el Sur, y vice versa (Figs. 4 y 6).

Teniendo en cuenta que este estudio sólo se refiere al Centro del Anticiclón del Pacífico, algunas de sus conclusiones confirman las que otros autores han dado, explícita o implícitamente, en estudios de la repartición de la presión del Hemisferio Sur basados en valores medios zonales. En particular los trabajos de van Loon (1967, 1971), quien hace un estudio de las evoluciones anuales de la dorsal subtropical y de la vaguada subantártica, y de su interacción, modelando las evoluciones como suma de componentes anual y semianual solamente. En esta interacción juega un rol muy importante la componente semianual de la vaguada subantártica. Un análisis muy preliminar del mismo tipo hecho para el CAP arroja resultados cualitativamente coincidentes con los de van Loon, pero que aquí no se detallan. Baste indicar que la forma de la evolución de la latitud media mensual del OAP, y en particular la transición rápida hacia el Norte de abril-mayo, se puede explicar por la citada componente semianual. Es interesante resaltar, en especial, que

los rasgos del CAP listados como (b), (c) y (d) no son características de la dorsal ya mencionada. Conviene no olvidar que el OAP, a diferencia del LPM, es más bien producto de las condiciones que imperan en el océano y no tanto de aquellas correspondientes al continente.

La M de invierno (rasgo (b)) se confirma notamente en el LPM para los meses de mayo, junio y julio (Saavedra, 1986), siendo el LPM el equivalente al CAP en el litoral Chileno. Por otra parte, este rasgo también existe en las presiones medias mensuales de todo el Norte de Chile (Wittaker, 1943), y se podría asociar más bien al solsticio de invierno. Nótese que existe coincidencia entre esta oscilación de la latitud del CAP y la correspondiente a la presión en el CAP. La ausencia de desfase (a la escala mensual) entre ambas oscilaciones sugiere fuertemente la influencia de un fenómeno de origen distinto a la simple inercia térmica. Por su parte, la W de verano, aunque mucho menos marcada, coincide con el solsticio de verano. Esta no se marca notamente en el LPM debido probablemente a la presencia de la Profundización de la Baja Costera.

El quiebre de la presión del OAP en invierno, (rasgo (c)), confirmado por la presión en Isla de Pascua y también por aproximación en Isla Juan Fernández puede asociarse a los desfases entre el desplazamiento y la presión del OAP. En efecto, el mínimo de presión en mayo corresponde a la posición más austral de febrero (desfase de 3 meses según NMO). Es indudable que en estos desfases la inercia térmica del océano juega un rol importante. North y otros (1983) estiman que la respuesta térmica al calentamiento en el océano ocurre 75 días después de la acción del forzante.

En cuanto al rasgo (a), éste está perfectamente confirmado por las características similares que presenta la evolución media mensual del LPM. La forma de esta evolución se refleja en la mayor parte de las variables climáticas del litoral chileno. En especial de su región central, que es la del dominio espacial del LPM, (Saavedra, 1986). La distancia meridional entre LPM y CAP aumenta hacia el verano y disminuye en invierno como es fácil de constatar. Este hecho es una manifestación neta del efecto diferenciado del borde continental y del océano sobre el Anticiclón del Pacífico, a través de la Baja Costera y/o la Profundización de la Baja Costera.

Los rasgos (c) y (d) no se reflejan directamente en las variaciones de presión en el litoral chileno, ni en el LPM. La acción del borde continental es más compleja. Los valores de la presión en el litoral dependen no solo de los valores de la presión en el OAP, o de éstos en el LPM. También dependen de otros factores, como la posición misma de ambos centros, y la reacción térmica del borde continental.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido patrocinado por el Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico, Proyecto N° 668/89. Se agradece también los comentarios de un árbitro.

REFERENCIAS

- Harnack, J. y Harnack, R.P. 1984: A Southern Hemisphere sea level pressure data set for use in climatic studies; *Journal of Climatology*, 4, 187-204.
- Minetti, J.L., Radicella, S.M., Menegasso de García, M.I. y Sal Pao, J.O. 1982: La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central andina; *Revista Geofísica* N° 16 (IPGH-OEA).
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M., 1983a: Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. I Parte; *Meteorológica*, 14, 645-656.

- Minetti, J.L. y Vargas, W.M., 1983b: Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. II Parte; presentado en el IV Congreso Argentino de Meteorólogos; Centro Argentino de Meteorólogos, Buenos Aires, Argentina.
- NOAA, 1976: U.S. Standard Atmosphere, National Oceanic and Atmospheric Administration, Report NOAA-S/T 76-1562, Washington, D.C., U.S.A.
- North, G.R.; Mengel, J.G. y Short, D.A. 1963: Simple energy balance model resolving the seasons and the continents: Application to the astronomical theory of the ice ages, *Journal of Geophysical Research*, 68, 6576-6586.
- Pittock, A.B. 1971: Rainfall and the general circulation; presentado en la International Conference on Weather Modification, American Meteorological Society Canberra, Australia.
- Pittock, A.B. 1980: Patterns of climatic variation in Argentina and Chile - I. Precipitation, 1931-60. *Monthly weather review*, 108, 1347-1361.
- Prohaska, F.J. 1962: Regímenes estacionales de la precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15° S hasta Antártida), *Meteoros*, Año 2, Número 1 y 2, 66-100.
- Saavedra, N. 1980: La presión y la dirección del viento en Concepción, *Trilka*, 1 (2), 153-162.
- Saavedra, N. 1985: Modelo climático simple para Concepción, *GEOACTA*, 13, 13-26.
- Saavedra, N. 1986: Contribution to Central Chile dynamic Climatology, presentado en la Second International Conference on Southern Hemisphere Meteorology; American Meteorological Society, Wellington, New Zealand.
- Taljaard, J.J., van Loon, H., Crutcher, H.L. y Jenne, R.L. 1969: Climate of the upper air, Part I - Southern Hemisphere, Volume 1 Temperature, dew points and heights at selected pressure levels, Report NAVAIR 50-1C-55, Naval Weather Service Command, Washington Navy Yard, Washington, D.C., U.S.A.
- van Loon, H. 1967: The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *Journal of Atmospheric Science*, 24 (5), 472-486.
- van Loon, H. 1971: On the interaction between Antarctica and Middle latitudes, in *Research in the Antarctic* (Eds. L.O. Quam and H.D. Porter), American Association for the Advancement of Science, Washington, D.C., Publication N° 93, 477-487.
- Wittaker, M. 1943: *Barografía de Chile*, Publicación N° 58, Oficina Meteorológica de Chile, Santiago, Chile.

APENDICE

Abreviaturas usadas

- AP Anticiclón del Pacífico Sur
 BP Bajos Polares
 CAP Centro del Anticiclón del Pacífico
 HH Harnack, J. y Harnack, R. P. (1984)
 IJF Isla Juan Fernández
 IP Isla de Pascua
 LPM Lugar de Presión Media mensual máxima en Chile
 NMC National Meteorological Center (comunicación personal, 1989)
 PBC Profundización de la Baja Costera
 TAL Taljaard, J. J. y otros (1969)

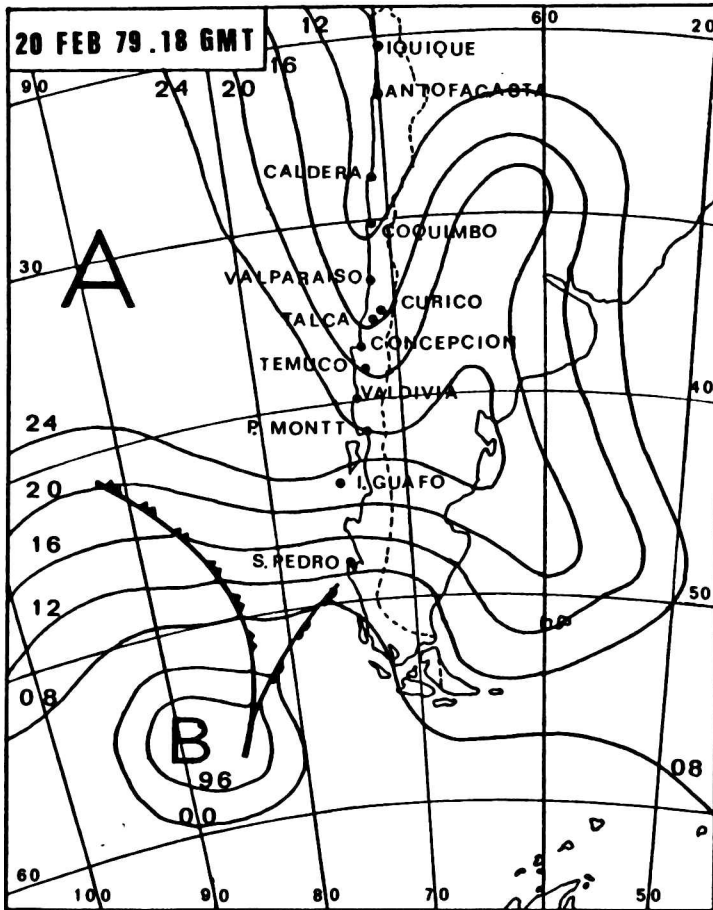


Figura 1

Carta Meteorológica típica para Chile. Isóbaras de superficie, para el 20 de febrero de 1979, a las 18 horas de Tiempo Universal.

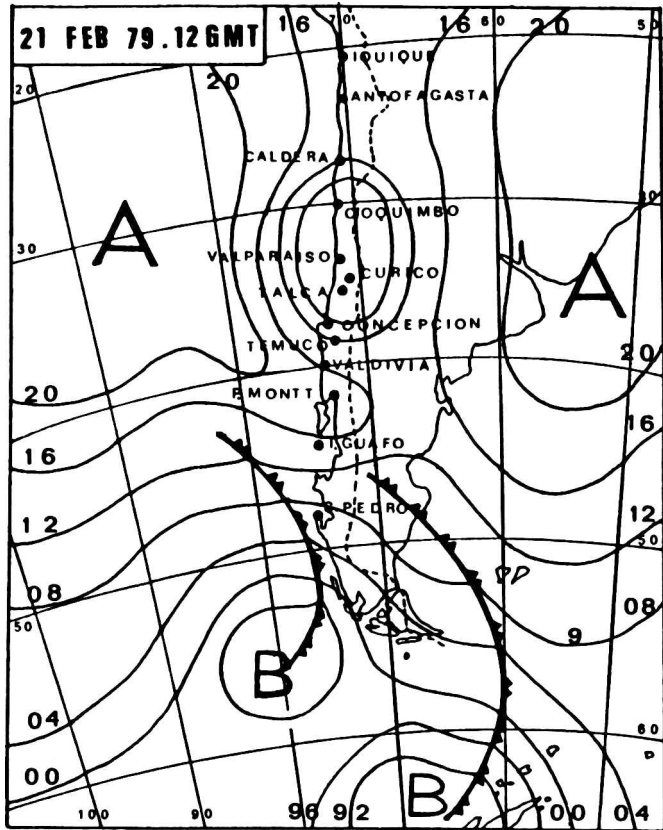


Figura 2

Carta Meteorológica típica para Chile. Isobaras de superficie, para el 21 de febrero de 1979, a las 12 horas de Tiempo Universal. Se advierte claramente la Profundización de la Baja Costera.

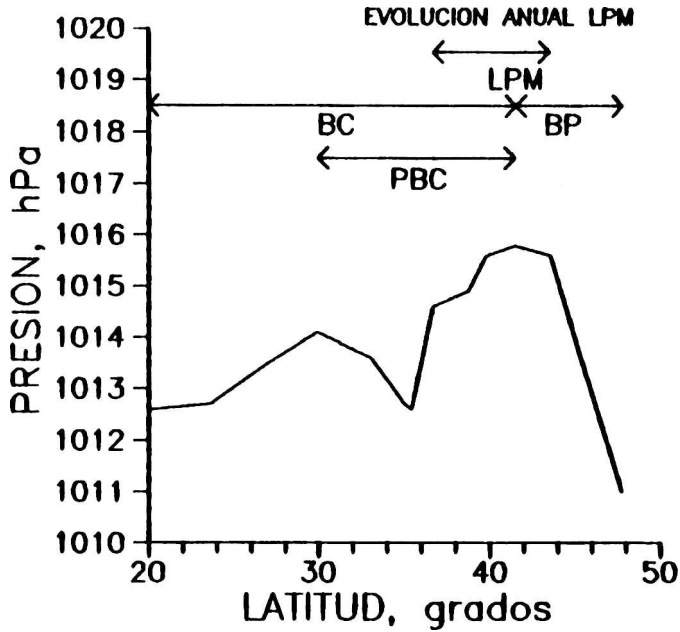


Figura 3

Distribución latitudinal media mensual de la presión de superficie a lo largo del litoral chileno, correspondiente al período 1911-1940 (Adaptada de Wittaker, 1943). Se indica los regímenes de la Baja Costera (BC), Bajas Polares (BP), Profundización de la Baja Costera (PBC) y de la latitud del lugar en Chile de presión media mensual máxima (LPM).

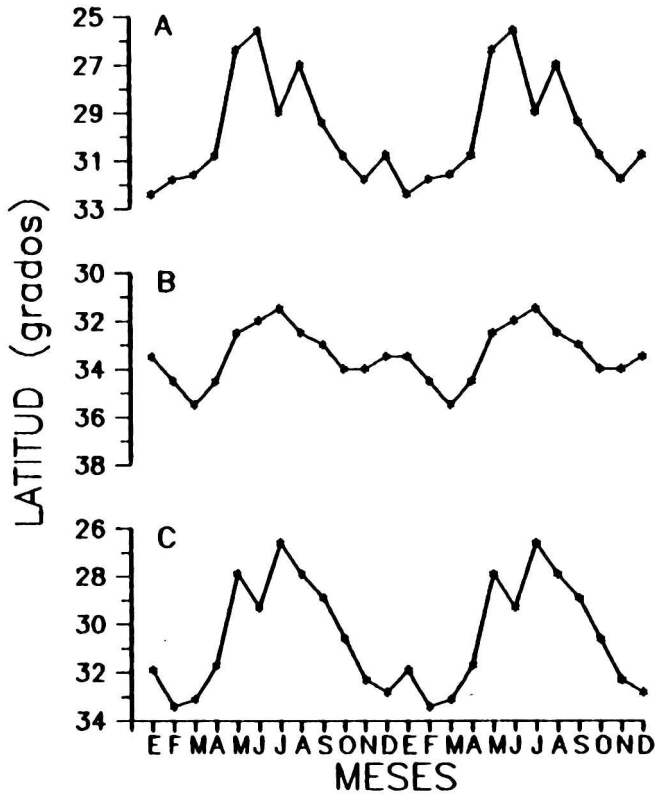


Figura 4

Evolución anual de la latitud media mensual del Centro del Anticiclón del Pacífico determinada usando datos de:
 A: Taljaard y otros (1969). Valores de presión a nivel medio del mar. Período aproximado 1900-1965.
 B: Harnack y Harnack (1984). Valores de presión a nivel medio del mar. Período 1956-1980.
 C: National Meteorological Center (comunicación personal, 1989). Valores de altura geopotencial correspondiente a nivel de 1000 hPa. Período 1979-1988.
 Nota: Se ha repetido los 12 valores para hacer más evidente la evolución en verano.

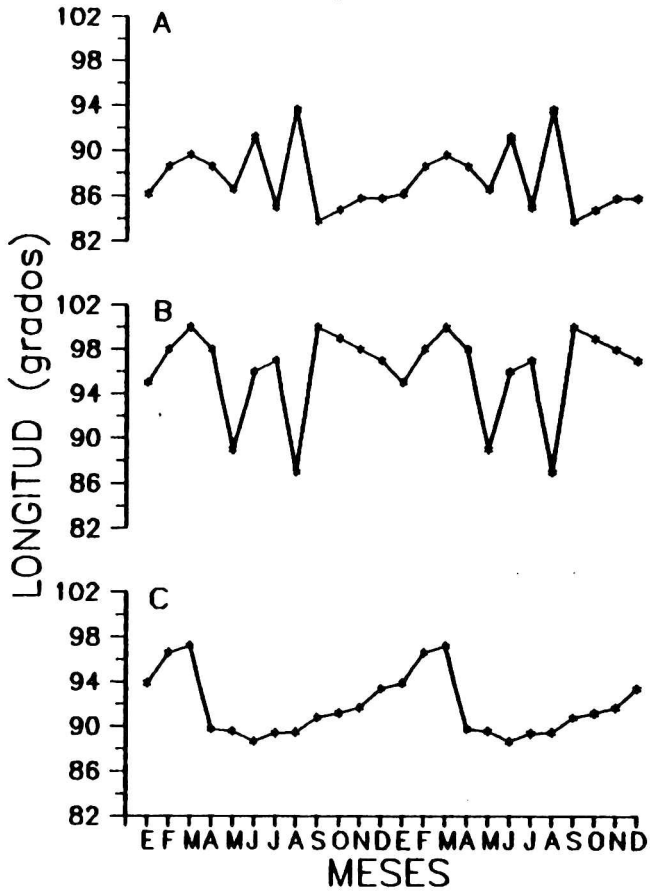


Figura 5

Evolución anual de la longitud media mensual del Centro del Anticiclón del Pacífico determinada usando datos de:
 A: Taljaard y otros (1969). Valores de presión a nivel medio del mar. Período aproximado 1900-1965.
 B: Harnack y Harnack (1984). Valores de presión a nivel medio del mar. Período 1956-1980.
 C: National Meteorological Center (comunicación personal, 1989). Valores de altura geopotencial correspondiente a nivel de 1000 hPa. Período 1979-1988.
 Nota: Se ha repetido los 12 valores para hacer más evidente la evolución en verano.

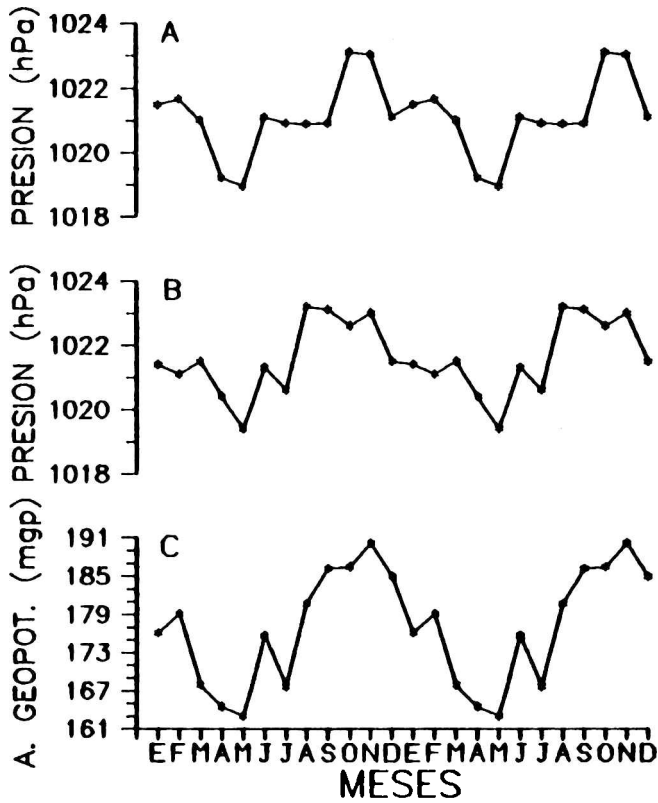


Figura 6

Evolución anual de la presión media mensual (o altura geopotencial mensual) en el Centro del Anticiclón del Pacífico.

A: Taljaard y otros (1969). Presión a nivel medio del mar. Período aproximado 1900-1965.

B: Harnack y Harnack (1984). Presión a nivel medio del mar. Período 1956-1980.

C: National Meteorological Center (comunicación personal, 1989). Altura geopotencial correspondiente a nivel de 1000 hPa. Período 1979-1988.

Nota: Se ha repetido los 12 valores para hacer más evidente la evolución en verano.

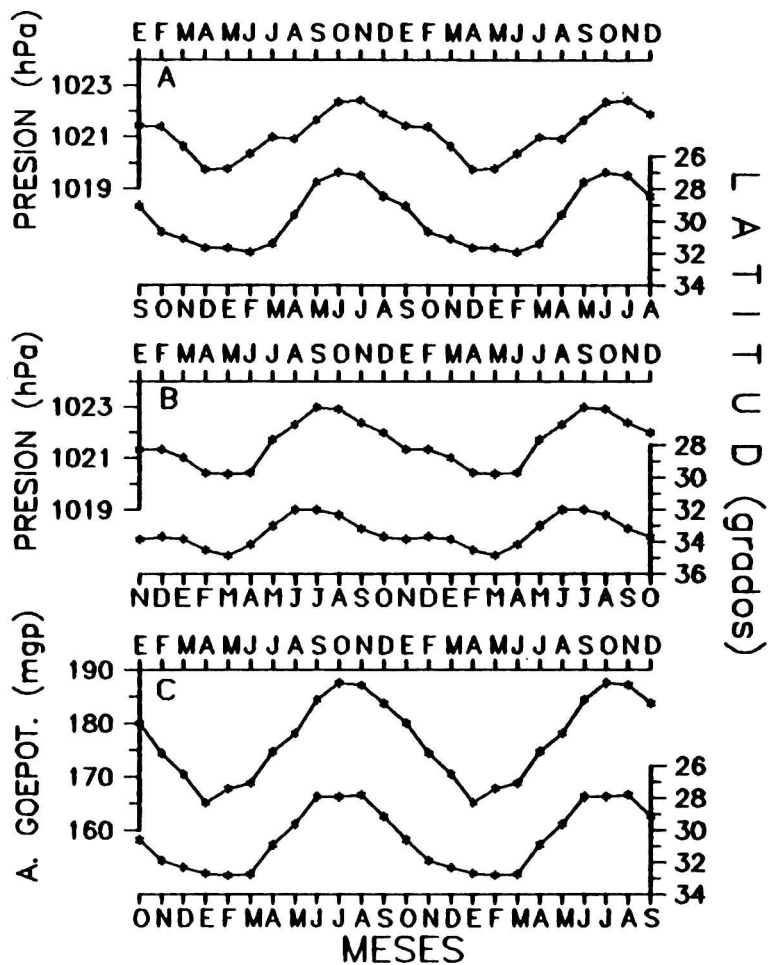


Figura 7

Evoluciones comparadas de la presión (altura geopotencial) y latitud medias mensuales del Centro del Anticiclón del Pacífico. Valores alisados (orden 3) y graficados con desfase en que la presión (altura) sigue a la latitud. Datos como en figuras 6 y 4 respectivamente:
 A: Taljaard y otros (1969). Desfase 4 meses.
 B: Harnack y Harnack (1984). Desfase 2 meses.
 C: National Meteorological Center (1989). Desfase 3 meses.

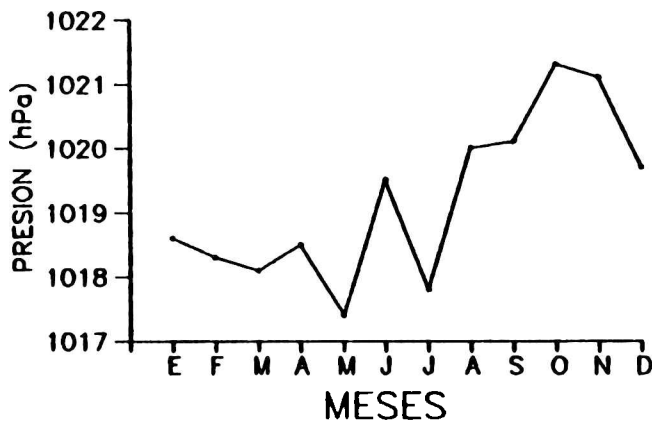


Figura 8

Evolución anual de la presión media mensual, reducida al nivel medio del mar, en Isla Juan Fernández ($33^{\circ} 37'$ Lat. S; $78^{\circ} 52'$ Long. O), para el período 1979-1988. Datos de la Dirección Meteorológica de Chile.

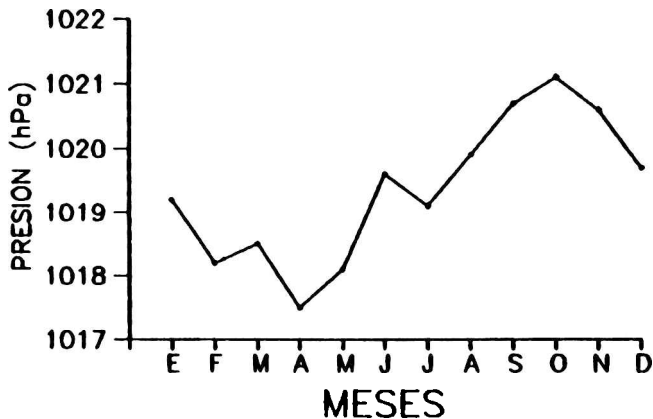


Figura 9

Evolución anual de la presión media mensual, reducida al nivel medio del mar, de Isla de Pascua ($27^{\circ} 10'$ Lat. S; $109^{\circ} 26'$ Long. O), para el período 1979-1988. Datos de la Dirección Meteorológica de Chile.

RESULTADOS DE LA APLICACION DE UN METODO DE ANALISIS OBJETIVO
ADAPTADO A LA RED ARGENTINA SINOPTICA

María E. Saluzzi
Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas
y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

El método aplicado permite, después de su adaptación a nuestra configuración geográfica y nuestra red de observaciones sinópticas y aerológicas, el análisis objetivo en escala sinóptica aplicado a la región donde se desarrolla el evento convectivo. A partir de la nubosidad convectiva vista por el APTHR que opera el Servicio Meteorológico Nacional, se analizan objetivamente 10 diferentes situaciones sinópticas correspondientes a otros tantos eventos convectivos clasificados. La aplicación de dicho método permite la obtención del campo de flujo relativo al conglomerado nuboso, y el análisis de los campos de vorticidad y divergencia. Se obtiene, como resultado objetivo, la evidencia de la modificación que introducen en el campo de flujo los eventos convectivos significativos y su aporte cuantificado a los campos de vorticidad y divergencia.

ABSTRACT

The method applied permits, after its adaptation to our geographic configuration and to our synoptic and aerological network, the objective analysis of the weather chart, and the objective synoptic scale analysis applied to the region where the convective event takes place. From the convective clouds seen by the APTHR which is operated by the National Meteorological Service, 10 different synoptic situations corresponding with classified convective events are analysed objectively. The application of the former method permits the obtainment of the flow field relative to the cloud conglomerate and the analysis of the vorticity and divergence field. The evidence of the modification introduced by the significative convective events in the flow field and its contribution to the vorticity and divergence fields are obtained as an objective result.

INTRODUCCION

Se ha revisado la información satelitaria obtenida por el sistema APIHR del Servicio Meteorológico Nacional desde enero 1986 hasta abril 1987 para considerar los eventos convectivos profundos que se hubieran manifestado.

Se estudió la distribución temporal y espacial de las emergencias confirmando la preponderancia de la convección estival y la mayor frecuencia geográfica en la región entre 30 y 40 S.

En cuanto a los desplazamientos se observa la constancia de la dirección SO-NE que aparece dominante, constatándose algunas características propias de los diversos sistemas y las excepciones que ponen de manifiesto la variabilidad del comportamiento general.

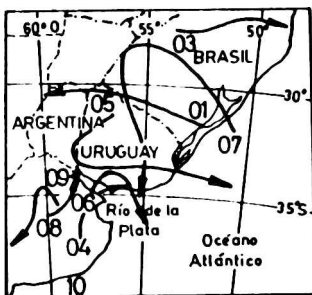


Fig.1 Desplazamiento de los sistemas enjambrados o "clusters".



Fig.3 Desplazamiento de los sistemas pseudo circulares no clasificados.

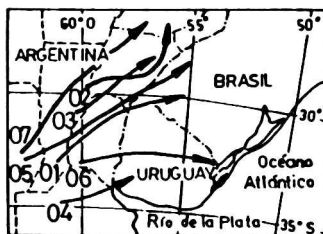


Fig.2 Desplazamiento de los sistemas convectivos complejos de mesoescala.

1. EL METODO DE ANALISIS OBJETIVO

Se utilizó para lograr el análisis objetivo el método de J. Barnes, 1973, adaptándolo a nuestra configuración geográfica y a nuestra red de observaciones sinópticas y aerológicas.

Dependiendo del tipo de observaciones realizadas y lógicamente de la distan-

cia entre nodos de la grilla para la cual se interpolan los valores, se puede variar la escala del fenómeno al cual se aplica el método de análisis. Esto significa que se podrá analizar objetivamente la carta del tiempo en escala sinóptica o bien realizar el análisis en mesoescala, si interesa algún fenómeno del tiempo específico de la mesoescala, si se dispone de las observaciones en la escala adecuada correspondiente. Esta escala de análisis supone, tanto en superficie como en altura, alta densidad de observaciones. Para las condiciones de nuestras redes de observación, la limitación que esta circunstancia introduce es fuerte. La aplicación del método se realizó entonces primordialmente para la escala sinóptica y en superficie.

1.1 Fundamentación del método

El esquema es similar, en algunos aspectos, al método de Cressman (1954). Usa promedios pesados de datos observados para determinar distribuciones bidimensionales de valores interpolados en los nodos de una grilla rectangular. En aplicaciones previas, el factor peso dependiente de la distancia (entre nodo y punto de observación) puede ser juiciosamente seleccionado para maximizar detalles soportables por la densidad de observaciones y su representatividad. El campo interpolado converge al de valores observados por la adición, en forma iterativa, de un campo de observaciones pesadas.

La convergencia resulta una función de la longitud de onda (o de la distancia característica entre extremos) y del número de iteraciones.

1.2 Esquema de análisis

El método reduce a una el número de iteraciones requerido para obtener el ajuste deseado del campo interpolado al de las observaciones.

Se obtiene el detalle del campo interpolado incorporando series temporales de observaciones (ya sea a intervalos de tiempo regulares o irregulares).

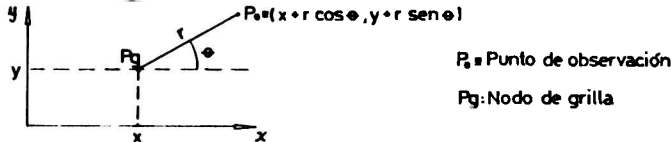
Función de ajuste espacial

Se deriva en detalle la técnica de trabajo.

Se supone una variable atmosférica distribuida como función de X e Y: $f(x,y) = A \sin ax$, que es por simplicidad uniforme en la dirección Y. Asumimos un continuo de observaciones $f(x,y)$ y filtramos (pesamos) estos datos de acuerdo con su distancia a un punto arbitrario (x,y) . Es decir:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} (x+r \cos \phi, y+r \sin \phi) w(r,k) r dr d\phi$$

donde r es como en la figura:



la función peso es:

$$w(r,k) = (1/4\pi k) \exp (-r^2/4k) \quad (2)$$

para k parámetro arbitrario.

114 Resultados de la aplicación.

Debemos determinar la relación entre el valor observado f y el valor promedio pesado g en el mismo punto (x,y) .

$$g(x,y) = D(a,k) f(x,y) \quad (3)$$

$D(a,k)$ es la función respuesta y es dependiente de la longitud de onda (número de onda $a=2\pi/L$ donde L es la media longitud de onda).

En la (3) debemos determinar la forma de D y f a partir de

$$f(x+rcos\phi, y+r\sin\phi) = A\sin(a(x+rcos\phi))$$

operando e integrando y según Abramowitz y Stegun 85, se obtiene la respuesta filtrada a $f(x,y)$ que es:

$$g(x,y) = \exp(-a^2k) (A \sin ax) \quad (9)$$

y la función respuesta es:

$$D(a,k) = \exp(-a^2k) \quad (10)$$

Se ve que la función respuesta es tal que no puede alterar la fase de la función original pero sí su amplitud (lo que deberá solucionarse). El rango de las longitudes de onda que se consideran cubre una buena serie de interesantes fenómenos de mesoescala. Sin embargo las aplicaciones de la técnica de análisis no se restringen a las distribuciones de mesoescala. Cuando k decrece, la efectividad del "cutoff" de la longitud de onda, es definido con mayor rigor, por ejemplo, con $4k=441$ km, el rango de L para el que la respuesta está entre 0.2 y 0.8 es de casi 88 Km. Si $4k=38$ km sale 25 km. Idealmente se puede tomar un k pequeño y confiar en que se eliminarán las ondas de muy poca amplitud (ruido). Sin embargo el límite inferior de k práctico está gobernado por la distribución de datos. Se ha supuesto que la información que concierne a $f(x,y)$ es continua. En realidad esto nunca es cierto y la distribución de los datos degrada la respuesta a los procesos de filtrado, si el espaciamiento entre los datos es 20 km no es relevante pretender respuestas menores que 40 km de longitud de onda. Si los datos no están ajustadamente distribuidos entonces el campo interpolado tendrá cambios de fase y alto nivel de ruido; por lo tanto aparecen restricciones adicionales en el manejo de la resolución de los detalles más pequeños.

Análisis de forzante de ajuste

El esquema requiere sólo una pasada de corrección a través de los datos para encontrar la respuesta buscada.

Decreciendo la función peso a través del parámetro k , en la primera corrección se incrementa la velocidad de convergencia hasta llegar a los requerimientos del análisis y se ahorra mucho tiempo de computación.

Reescribiendo (9) y (10) como $g_0(x,y) = D_0 f(x,y)$ (11)

donde el subíndice significa el primer paso a través de los datos con $(-r^2/4k)$, función peso. De manera similar al cálculo previo el segundo paso suaviza las diferencias residuales entre $f(x,y)$ y $g(x,y)$ que son añadidos al campo de la primera pasada.

$$g_1(x,y) = g_0(x,y) + (f(x,y) - g_0(x,y)) D_1 \quad (12)$$

donde D es la respuesta que resulta de la aplicación de la función peso.

$$D_1 = \exp(-r^2/4k_1) \quad k_1 = \gamma k_0 \quad \gamma > 0$$

$$D_1 = \exp(-a^2 \gamma k_0) = D_0 \gamma \quad (14)$$

Reemplazando (14) y (11) en la (12):

$$g_1(x,y) = f(x,y) D_0 (1 + D_0 \gamma - D_0 \gamma) \quad (15)$$

La nueva función respuesta es ahora:

$$D' = D_0 (1 + D_0 \gamma - D_0 \gamma) \quad (16)$$

Comparando con el método de Cressmann (1959) que restaura las ondas cortas por pasajes sucesivos con decrecimientos sucesivos de la influencia de la distancia (radio) éste método tiene cuatro ventajas:

- 1) El factor peso k puede ser elegido antes del análisis de modo que la configuración de escala resulte soportable por la distribución de datos y conducirá a una respuesta de amplitud conocida.
- 2) A causa de que (2) tiende a cero asintóticamente, la influencia de los datos puede ser extendida a alguna distancia sin cambios en la función peso y por lo tanto en la respuesta característica.
- 3) Las irregularidades de la escala pequeña son adecuadamente suprimidas por esta técnica por lo tanto no necesita suavizamiento adicional aplicando filtros numéricos.
- 4) La configuración deseada en la respuesta puede ser lograda con sólo una iteración, mientras que en la técnica de Cressmann pueden necesitarse cuatro o más.

Conclusiones

La principal ventaja de este esquema es que la respuesta a varias escalas puede ser seleccionada para acomodar información preexistente considerando los atributos físicos del fenómeno o las particularidades del conjunto de datos y la simplicidad computacional, esto lo hace útil para analizar un ancho rango de fenómenos geofísicos cuyas complicadas interrelaciones físicas los tornan difíciles.

2 PROGRAMA NUMERICO DE ANALISIS OBJETIVO DE SUPERFICIE

En el programa se imponen: la función peso, las constantes y valores de los parámetros, la velocidad perturbada, el tiempo de referencia, los datos observados, se efectúa la rutina que localiza los datos en el espacio y el tiempo relativos a la ubicación de la estación y el tiempo de referencia y se interpolan los datos a los nodos de la grilla con un pasaje adicional de corrección y se obtienen los resultados.

3 APLICACIONES A LAS SITUACIONES SINOPTICAS

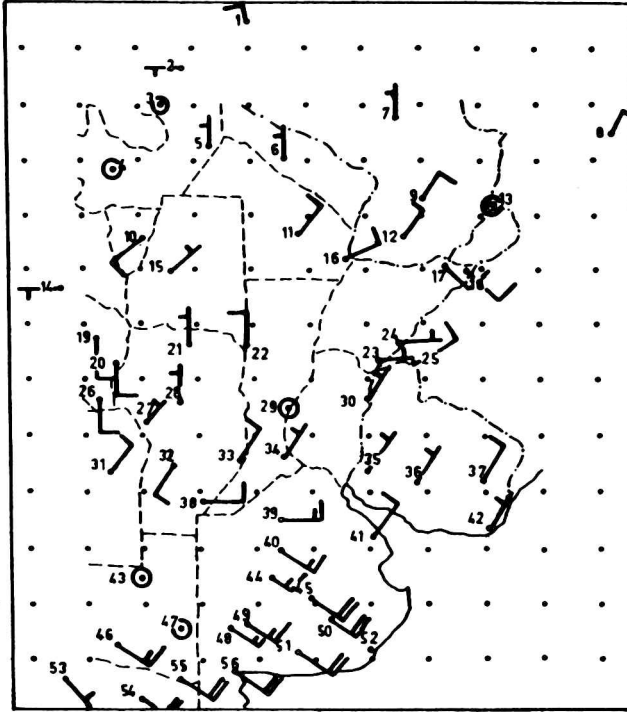
Resultados del análisis objetivo

El análisis objetivo emprendido tiene por objeto lograr una caracterización de las situaciones sinópticas proclives a la contingencia de aparición en su seno del fenómeno convectivo profundo. Por cierto que otros recursos metodológicos (fundamentalmente el análisis de inestabilidad y del campo de humedad superficial) son capaces de alterar en cuanto a la posibilidad de emergencia de la convección. Sin embargo, el carácter aparentemente azaroso de la emergencia, no es superado por ésta metodología. Se pensó que el cálculo objetivo de otros parámetros de la circulación podrían ayudar a superar este problema. Por esta razón se presentan los mapas de divergencia y vorticidad superficiales, como un primer paso (antes del análisis de altura y del análisis en mesoescala), y como recursos para estudiar si son eficaces en cuanto a elucidar la ubicación de la emergencia convectiva y su magnitud, en tanto ésta se manifieste. (ver fig. 4)

De las 10 situaciones sinópticas estudiadas se ilustran 3 pertenecientes a distintas configuraciones nubosas: un cluster o enjambre nuboso, una banda frontal con actividad prefrontal y un complejo convectivo de mesoescala (MCC).

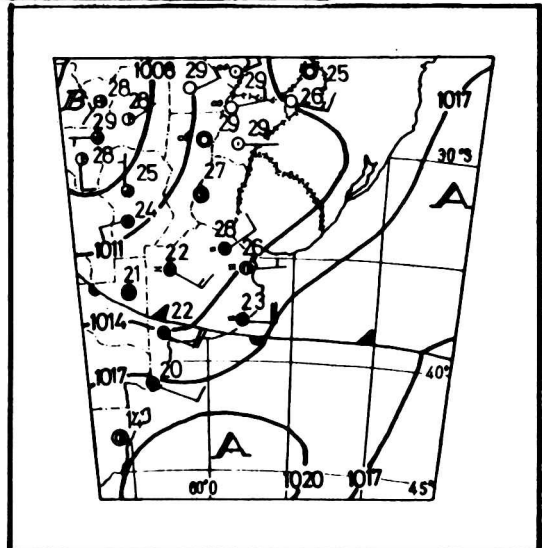
Situación del 3-3-1987

1) Situación Sinóptica.



Ubicación de la
grilla con
328 km de brazo

La situación sinóptica
del 3/3/1987



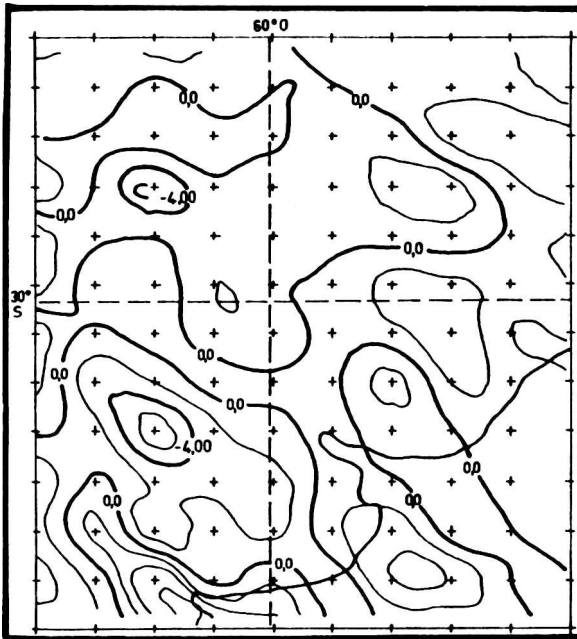
Según el análisis del mapa sinóptico realizado por el Servicio Meteorológico Nacional, el rasgo definitorio de la situación meteorológica lo constituye el frente estacionario que separa la masa caliente y húmeda que cubre el Norte y Centro del país de la masa estable y más fresca, de origen oceánico al sur del paralelo 40.

La actividad convectiva es prefrontal y se manifiesta al SO de Buenos Aires y N de La Pampa.

La zona estudiada comprende el territorio abarcado por los paralelos 20° S al 40° S y por los meridianos 45° O y 88° O.

2) El estudio de la Divergencia Superficial.

El mapa de la divergencia muestra una zona de convergencia en superficie que se corresponde exactamente con la zona prefrontal, donde se manifiestan las precipitaciones. La zona inmediata pos-frontal está marcada por la divergencia indicadora de significativa subsidencia. En el borde SO del mapa otra zona de convergencia coincide con la precipitación del extremo S de Mendoza según el mapa del tiempo.

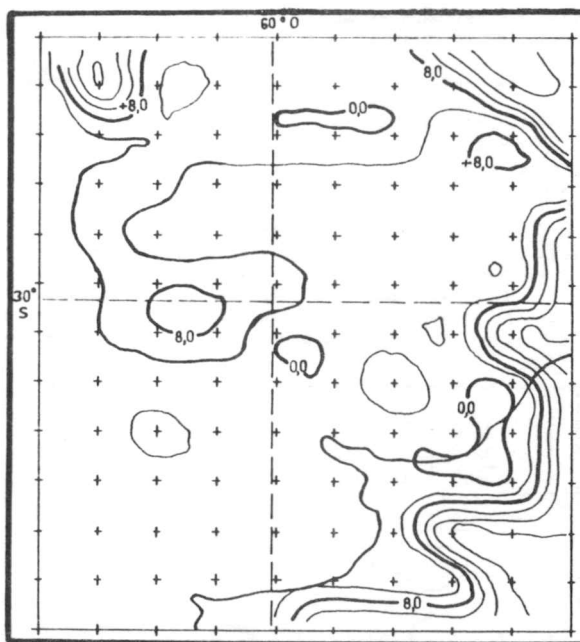


Mapa de la divergencia. 3/3/87, 12 Z. Unidades por 10^{-5}

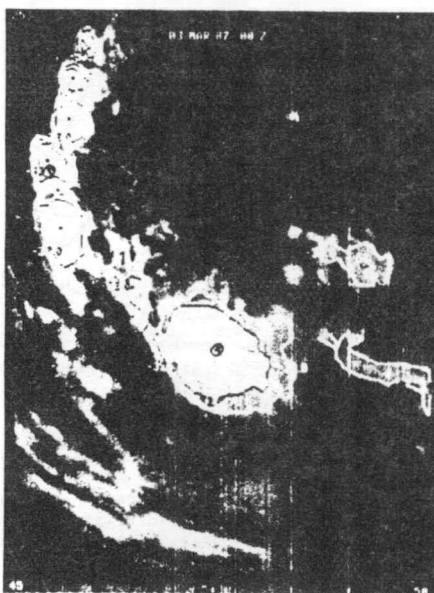
3) La vorticidad en superficie

En el mapa resultante, nuevamente los gradientes marcados en el borde derecho del mapa y en el extremo superior izquierdo son espúreos y producto de la carencia de información.

La mayor concentración de vorticidad ciclónica con valores mayores en valor absoluto que 8, está vinculada en la parte inferior de la depresión del NO, con la zona prefrontal. Las restantes concentraciones de valores significativos se correlacionan con las zonas de movimiento ascendente. La cuasi-coincidencia entre la configuración significativa de vorticidad ciclónica y la forma de la nubosidad es sorprendente.



Mapa de la vorticidad superficial. 3/3/87, 12 Z. Unidades por 10^{-5}



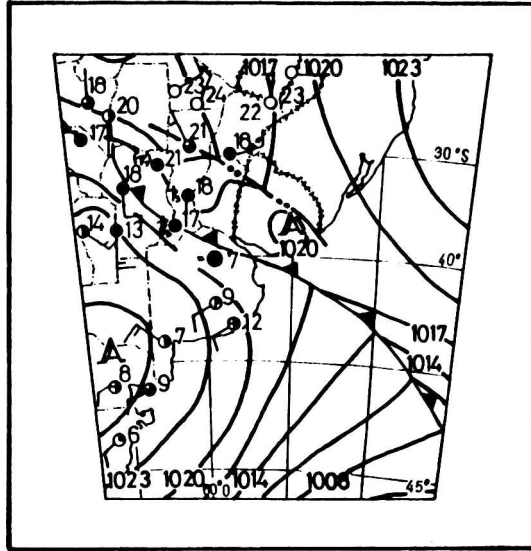
4) Clasificación de la imagen satelitaria.

Se ve la forma en que evoluciona el sistema hasta conformar, a la hora del análisis objetivo, un enorme cluster o "enjambrado" convectivo nuboso que cubre casi enteramente el NO de la Provincia de Buenos Aires y sus alrededores.

Situación del 28-8-1986

1) Situación Sinóptica.

La situación sinóptica del 28/8/1986



El mapa muestra la presencia de un frente frío sobre el extremo norte de Buenos Aires, sur de Santa Fe y centro de Córdoba. delante del frente una línea de inestabilidad ha llegado hasta el norte de Uruguay, norte de Entre Ríos y norte de Santa Fe.

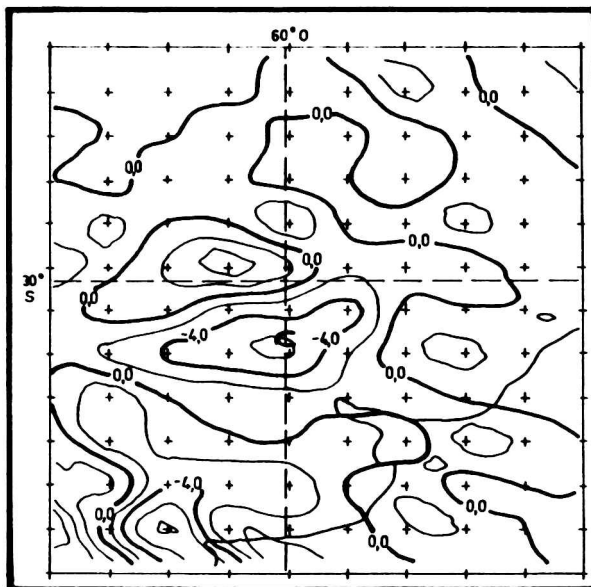
2) Los mapas de divergencia y vorticidad.

El mapa de la divergencia presenta el núcleo de movimientos ascendentes (convergencia) a lo largo y delante de la posición frontal, extendiéndose hacia la zona de la línea de inestabilidad. También acusa la subsidencia de la pequeña alta que sobre el Uruguay sigue a la línea de inestabilidad y en forma notoria en el extremo sur-oeste la subsidencia del anticiclón de 1026 Hpa que sigue al frente frío.

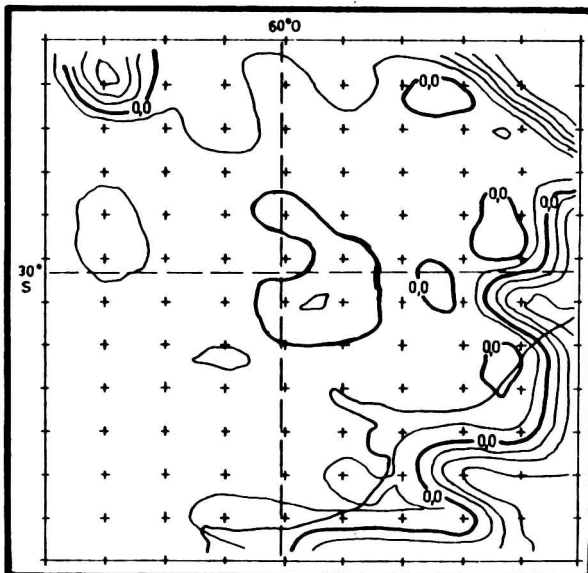
En el mapa de la vorticidad es notable la coincidencia de la concentración de vorticidad ciclónica que acompaña al frente y como se extiende marcando la posición de la línea de inestabilidad.

3) Las fotografías satelitarias

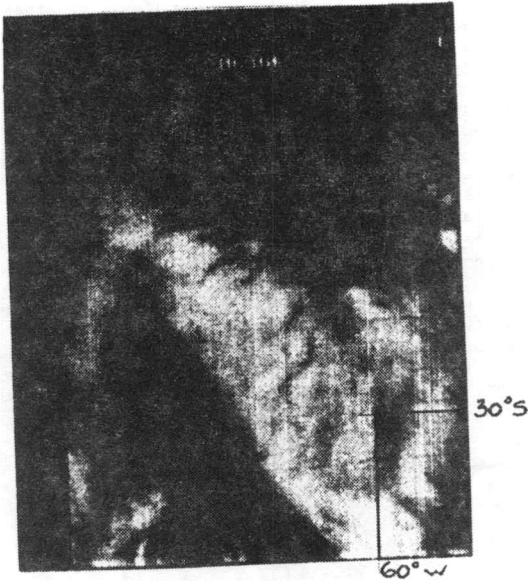
No se recibió la foto de 12 Z que coincidiría con el análisis. Sin embargo, es posible apreciar la posición de la banda frontal y en la foto de 8 Z el despegue de la línea de inestabilidad.



Mapa de la divergencia. 28/8/86, 12 Z. Unidades por 10^{-5}



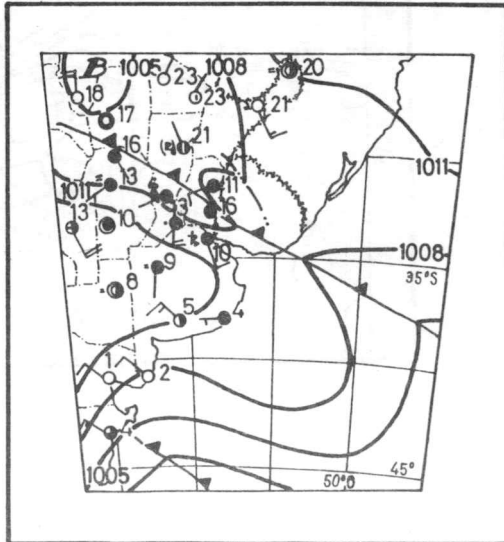
Mapa de la vorticidad superficial. 28/8/86, 12 Z. Unidades por 10^{-6}



Situación del 9-5-1986

1) La situación Sinóptica.

La situación sinóptica del 9/5/1986



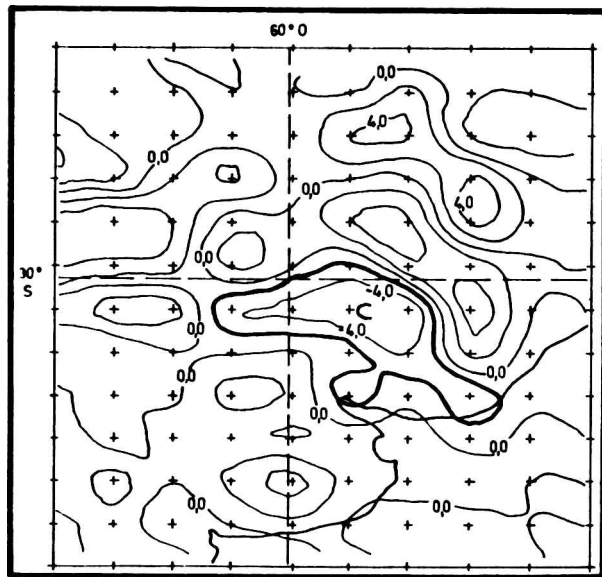
122 Resultados de la aplicación.

El mapa del Servicio Meteorológico Nacional muestra un frente frío que desde el sur de Uruguay alcanza al sur de La Rioja precedido por una línea de inestabilidad que se extiende desde el sur de Corrientes hasta el centro de Uruguay. El contraste térmico entre las masas de aire al norte y sur del frente es de más de 10° C. Se registra actividad post-frontal en el extremo NE de Buenos Aires.

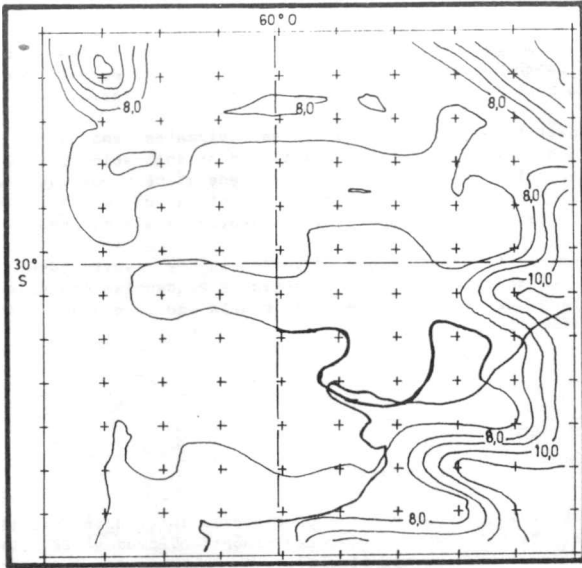
2) Los mapas de vorticidad y divergencia y las fotos satelitarias

El mapa de la divergencia muestra la zona de movimientos ascendentes (convergencia) en notable acuerdo con el mapa sinóptico (la convergencia se extiende a lo largo de la región frontal y se expande hacia la línea de inestabilidad) y con la foto satelitaria. Mirando ésta y salvando las diferencias de escala y proyección, la mancha de convergencia al E-SE de la intersección 30° S, 60° O coincide en ubicación y aproximadamente en forma con la gran nube que se comporta como MCC (de acuerdo con la definición de Madox 1980).

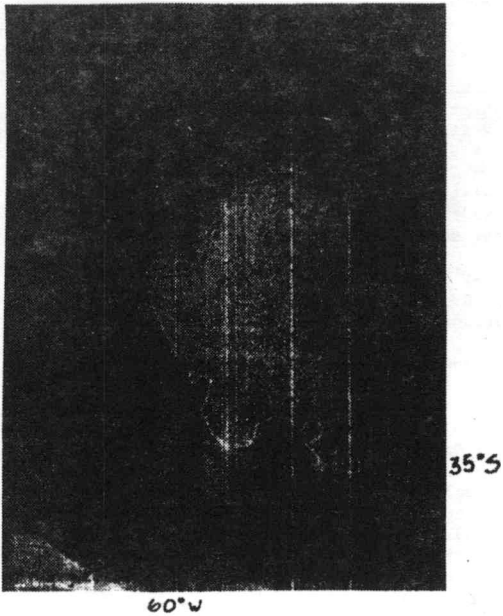
El mapa de la vorticidad (no deben considerarse los extremos NO y E) responde a la situación también con llamativa correspondencia. En este mapa resulta además notable cómo la zona de vorticidad se extiende hacia el Río de la Plata respondiendo a la actividad convectiva que se manifiesta en esa zona y más al sur, a la entrada de una segunda vaguada frontal que casi no se aprecia en el mapa parcial.



Mapa de la divergencia. 9/5/88 12 2. Unidades por 10^{-6}



Mapa de la vorticidad superficial. 9/5/86 12 Z. Unidades por 10^{-5}



124 Resultados de la aplicación

CONCLUSIONES

- 1.El trabajo previo de caracterización de la actividad convectiva sobre el territorio del país ha permitido originar un esbozo de atlas de la misma, característico para las latitudes subtropicales sobre tierra.
- 2.El método de análisis objetivo aplicado posee evidentes ventajas en lo que se refiere a su ductilidad y relativa facilidad de aplicación y a la bondad de sus resultados en los cuales sin duda interviene el hecho de que se utiliza la información satelitaria incorporando así a un método numérico la información provista por la tecnología meteorológica más moderna.
- 3.Los campos de viento relativo, divergencia y vorticidad obtenidos numéricamente y analizados por la computadora evidencian objetivamente como se altera el campo de flujo de superficie con la ocurrencia de eventos convectivos significativos.

AGRADECIMIENTOS

El Servicio Meteorológico Nacional ha provisto la información satelitaria que ha sido procesada. Marcelo Sánchez, técnico sinóptico, procesó la primera parte de la información, mientras que la licenciada en computación científica Lic. Graciela Del Franco, hizo posible la utilización de los programas computacionales, lo mismo que su procesado. Los PID 940/85 y 179/88 del CONICET han financiado el presente trabajo.

REFERENCIAS

a)Referencias a libros:

Abramowitz, M. y Stegun, F.A.,1965: Handbook of Mathematical Functions; Dover Publications, Inc.,New York, New York.

b)Referencias a Revistas:

Barnes, S.L.,1973: Mesoscale Objective Map Analysis Using Weighted Time-Series Observations. NOAA TM ERL NSSL-62.

Cressmann, G.P., 1959: An Operational Objective Analysis System. Mon.Wea. Rev., Vol 87 367-374.

Lichtenstein, E.R., y Altinger, M.L., 1970: Condiciones Meteorológicas Asociadas a la Ocurrencia de Líneas de Inestabilidad. Meteorológica Vol. 1 N 2 septiembre 1970.

Locatelli, J.D., Sienkiewicz, J.M. y Hobbs, P.V.,1989: The organization and structure of Clouds and Precipitation on the Mid-Atlantic Coast of the United States. Part I: Synoptic Evolution of the Frontal System from the Rockies to the Atlantic Coast. J. Atm. Science, 48, 1327-1348,1989.

Madox, R.A.,1980: Mesoscale Convective Complex. Bull. AMS, Vol 81 N 11, 1374-1387.

Saluzzi, M. E., 1983:Aspectos Físicos de la Convección Severa en Mendoza. PHD Tesis. Depto. de Meteorología. UBA.

Saluzzi, M.E.,1989: Characteristical aspects of deep convective statements over the Argentine territory. Preprints Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. November 1989.

Schwarzkopf, M. L.,1989: Climatología de los efectos de la Convección Severa en Argentina. PHD. Tesis. Depto. de Meteorología. U.B.A.

**CAMPOS MEDIOS ASOCIADOS A SISTEMAS CICLONICOS Y ANTICICLONICOS
SOBRE LA ARGENTINA**

Marcelo E. Seluchi, Erich R. Lichtenstein
Departamento de Ciencias de la Atmósfera FCEN-UBA
CIMA / UBA - CONICET
Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es estudiar el comportamiento espacial y temporal de los sistemas migratorios de alta y baja presión que inciden sobre las estaciones Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

A partir de las series de presión en superficie se eligieron, para cada una de las estaciones de referencia, tres máximos y tres mínimos béricos para cada mes del período estudiado (1980-1982). Para los casos seleccionados en cada una de las estaciones se obtuvieron los campos medios de altura geopotencial, utilizando los análisis provistos por el Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECHWF).

Los mínimos de presión que tienen lugar sobre Comodoro Rivadavia resultan sistemas baroclínicos migratorios, dominados por la circulación en la alta tropósfera y están asociados, en promedio, a pasajes de sistemas ocluidos.

Los casos de baja presión sobre Ezeiza están ligados a incursiones de frentes fríos, y a la posterior entrada de una cuña anticiclónica desde el Océano Pacífico.

Los mínimos de presión sobre Resistencia resultan menos baroclínicos en verano y están asociados a pasajes frontales sobre latitudes mayores, mientras que en invierno se asemejan a los que tienen lugar sobre Ezeiza.

Los mínimos béricos analizados se extienden sobre el centro de Argentina hasta más allá de 25°S, lo que revela la influencia de la orografía.

Solamente los sistemas más intensos sobre Comodoro Rivadavia repercuten con claridad en Ezeiza y Resistencia; sin embargo los sistemas que afectan a estas dos últimas estaciones inciden con anterioridad sobre Comodoro Rivadavia. Esto indicaría que estas depresiones corresponden a sistemas intensos que presentan vaguadas extendidas longitudinalmente.

Los máximos de presión seleccionados tienen lugar luego del pasaje de sistemas frontales fríos y corresponden en su mayoría a extensos anticiclones asociados a advección de aire frío. Estos sistemas se desplazan hacia el noreste, sufriendo una intensificación sobre el centro del país debido posiblemente a efectos orográficos, afectando sucesivamente a las tres estaciones analizadas.

ABSTRACT

In this paper the spatial and temporal characteristics of transient systems of high and low pressure is obtained.

For this purpose three cases of maximum and three of minimum pressure per month are selected from the daily data of Resistencia, Ezeiza and Comodoro Rivadavia for the period 1980 to 1982.

Using the grid point values of the daily analysis provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) mean

patterns of geopotential and thickness were obtained.

Days of minimum pressure at Comodoro Rivadavia belong to migratory baroclinic systems dominated by circulation of the upper troposphere and are mostly associated to the passage of occluded fronts. The extension of the trough over central Argentina up to about 25°S is due to orographic influences.

At Ezeiza the minimum pressure cases are linked to cold frontal passages followed by the entrance of an anticyclonic wedge from the Pacific Ocean.

At Resistencia these occurrences are less baroclinic in summer and are linked to frontal situations to the south, but in winter the situation is similar to that of Ezeiza.

Only the most pronounced pressure drops at Comodoro Rivadavia were also seen clearly at Ezeiza and Resistencia, on the other hand minimum pressure days at these stations are seen affecting Comodoro Rivadavia the day before; it is inferred that these are strong systems meridionally extended.

Maximum pressure days are seen to occur following cold fronts mostly corresponding to high pressure systems and cold air advection. These systems move towards the northeast affecting the three reference-stations successively and do intensity over central Argentina, possibly due to orography.

1. INTRODUCCION

En investigaciones recientes (Seluchi y otros, 1991) se ha tratado la estructura dinámica, termodinámica y temporal de los sistemas de alta y baja presión que se localizan sobre Resistencia (27.27°S, 59.03°W), Ezeiza (34.49°S, 58.32°W) y Comodoro Rivadavia (45.47°S, 67.30°W).

Con el objeto de complementar estos resultados, a través del estudio del comportamiento espacial, en el presente trabajo se describen los campos medios de altura geopotencial y espesor 500/1000 hPa, asociados al pasaje de sistemas ciclónicos y anticiclónicos por las estaciones mencionadas. Se utilizaron a tal efecto los datos en puntos de reticulado (con una resolución de 2.5°) provenientes de los análisis del Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF) para el período 1980-1982 (12 UTC).

Se estudia además, a partir de los sondeos aerológicos diarios (12 UTC) en las tres estaciones de referencia para el período 1976-1982, cómo influye la presencia de un sistema de alta o baja presión en alguna de ellas sobre la estructura troposférica de las restantes.

2. METODOLOGIA Y ANALISIS DE RESULTADOS

A partir de las series de presión en Comodoro Rivadavia, Ezeiza y Resistencia, se eligieron (según los criterios fijados por Seluchi y otros, 1990), tres máximos y tres mínimos béricos para cada mes del período estudiado. Para los casos seleccionados en cada una de las estaciones se efectuó el promedio de los respectivos campos de altura geopotencial en los niveles de 1000 y 500 hPa, y del espesor 500/1000 hPa. Estos cálculos se realizaron primero considerando todos los máximos y mínimos de presión a lo largo del año y luego discriminando a los inviernos y veranos en forma separada.

Dichos promedios fueron calculados desde un día antes y hasta un día después del pasaje de los sistemas por las respectivas estaciones.

Se observa en general que los campos de superficie obtenidos a partir de los datos del ECWMF difieren de los usualmente observados (Hoffman, 1975) en la zona del altiplano. Esto puede deberse, posiblemente, a la gran altura y pendiente que presenta la Cordillera de los Andes en esas latitudes, a la resolución relativamente baja de los puntos de reticulado (2.5°) y al método utilizado para reducir la presión al nivel del mar.

2.1 Mínimos

El día previo a la ocurrencia de un mínimo de presión en superficie sobre Comodoro Rivadavia, Ezeiza o Resistencia, el campo bórico en 1000 hPa se muestra poco perturbado, con un eje de presiones relativamente menores extendiéndose a lo largo del centro y norte de nuestro país. Esta zona de baja presión resulta más acentuada cuando los mínimos de presión se trasladan sobre Resistencia distinguiéndose claramente, en este caso, la Depresión del Noroeste Argentino (DNOA).

El flujo en 500 hPa es predominantemente zonal, con isohipsas curvadas en forma levemente anticiclónica sobre las estaciones de referencia. El espesor 500/1000 hPa muestra una lengua de aire cálido sobre el centro y norte del país, que resulta mucho más intensa cuando los sistemas se ubican más al norte.

La figura 1 permite apreciar los campos medios para el día del evento. El mapa de 1000 hPa muestra, en los tres casos estudiados, el desplazamiento de un eje de vaguada sobre latitudes medias; de ello se infiere que los mínimos de presión sobre Ezeiza se hallan asociados al pasaje de frentes fríos, ya que estos sistemas están acompañados por una fuerte circulación meridional y una región baroclínica bien delimitada, que separa dos masas de aire con diferentes características térmicas.

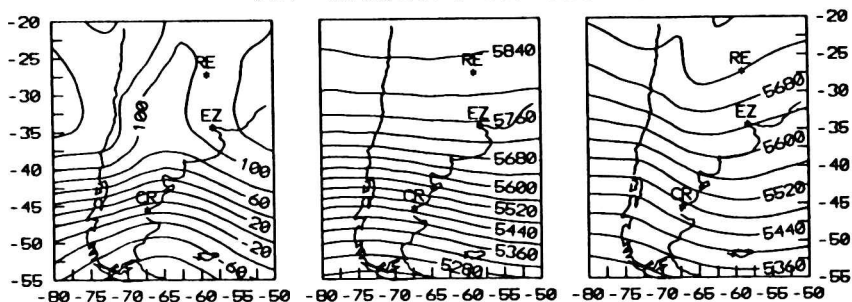
Los mínimos bóricos que tienen lugar en Resistencia están ligados a pasajes frontales fríos sobre latitudes mayores, mientras que los sistemas que se desplazan sobre Comodoro Rivadavia presentan el aspecto de oclusiones. Esto se evidencia especialmente a través de las características del campo de espesor (Petterssen, 1956) que muestra una zona de mayor baroclinicidad al norte de esta estación.

La extensión de los ejes de vaguada sobre el centro de Argentina hasta más allá de 25°S revela la influencia de efectos orográficos (Lichtenstein, 1989).

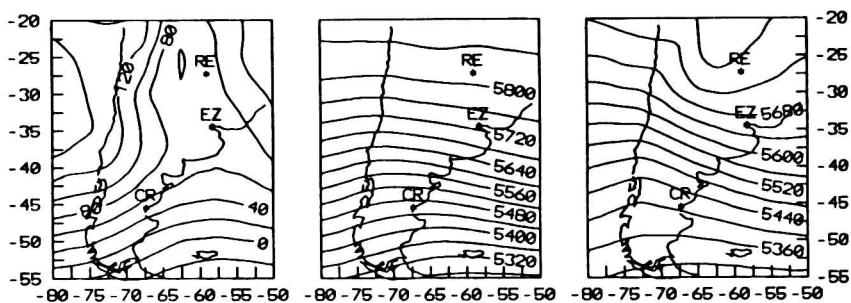
El campo de 500 hPa permite apreciar que las estaciones analizadas se hallan ubicadas aproximadamente en el punto de inflexión de las ondas en ese nivel.

Al cabo de un día el eje de vaguada en 500 hPa se halla, en los tres casos analizados, ubicado prácticamente sobre la estación de referencia, mientras que el sistema superficie se desplaza hacia el este dando lugar a la entrada de una cuña anticiclónica proveniente del Océano Pacífico. El campo de espesor muestra el desplazamiento hacia el norte de la zona de mayor baroclinicidad y la entrada de aire más frío desde latitudes más altas.

(a) Comodoro Rivadavia



(b) Ezeiza



(c) Resistencia

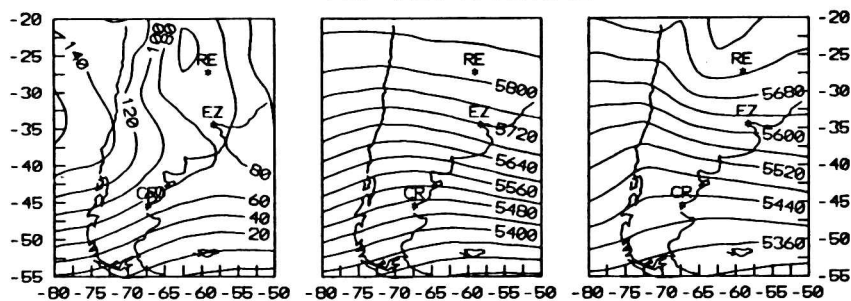


Figura 1: Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (derecha) para el momento del pasaje de un mínimo b́arico por (a) Comodoro Rivadavia, (b) Ezeiza y (c) Resistencia.

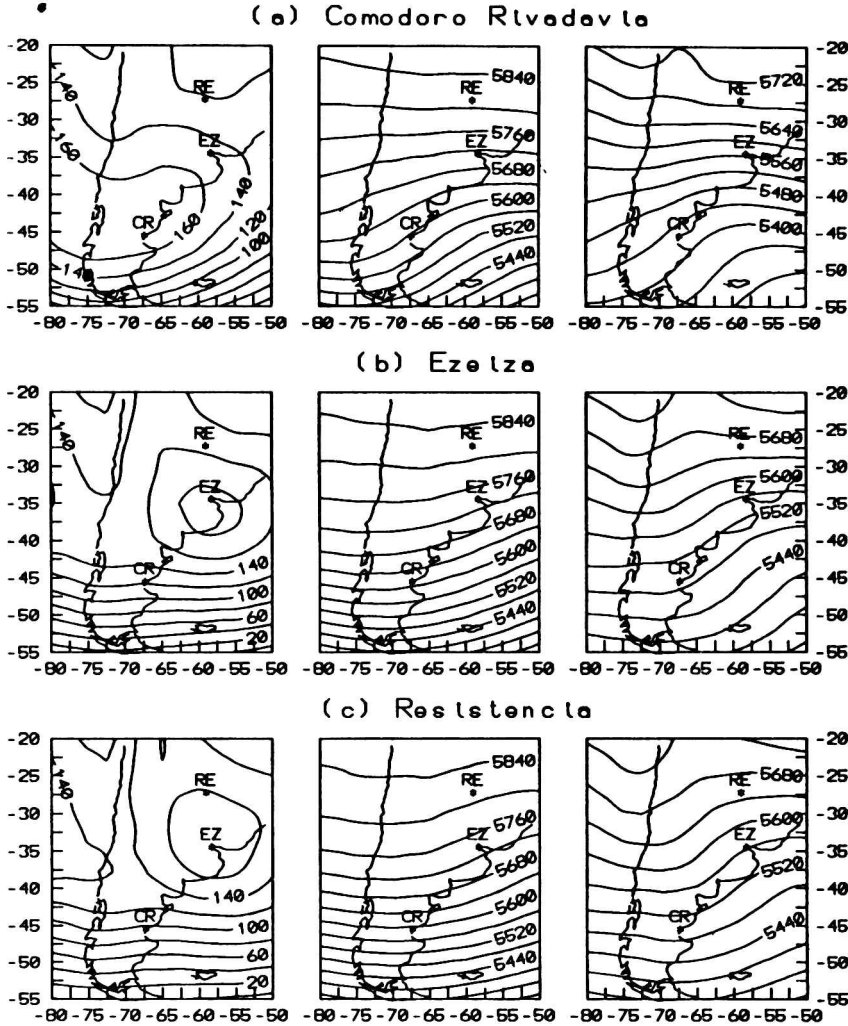


Figura 2: Idem figura 1 para los máximos de presión.

2.2 Máximos

El día previo al establecimiento de un máximo de presión en superficie tiene lugar, en promedio, la entrada de una cuña desde el Océano Pacífico, vinculada al avance de una zona frontal. Este

sistema se halla enteramente sobre el océano para el caso de Comodoro Rivadavia y se localiza sobre el norte de la patagonia para las dos estaciones restantes.

El mapa de 500 hPa muestra a las distintas estaciones ubicadas practicamente sobre el eje de vaguada, mientras tiene lugar el avance de una cuña desde el oeste. El campo de espesor evidencia la entrada de aire frío desde el sur y la presencia de una zona baroclínica que, en promedio, se localiza aproximadamente sobre los 35°S.

La figura 2 ilustra la situación media imperante durante la ocurrencia de un máximo bórico en (a) Comodoro Rivadavia, (b) Ezeiza y (c) Resistencia. Se observa en ella que los máximos de presión sobre Resistencia están asociados a anticiclones que se desplazan más al sur, mientras que los sistemas sobre Comodoro Rivadavia circulan levemente al norte de esta estación.

Los máximos de presión sobre Ezeiza (fig. 2b) resultan más intensos que en Comodoro Rivadavia. Este hecho puede tal vez atribuirse a la presencia de la Cordillera de los Andes que actúa como un dique contenedor de las masas de aire que, al norte del sistema, se dirigen hacia el oeste. Esto produce la acumulación de aire frío y la consiguiente intensificación del anticiclón (ver Lichtenstein 1989).

El campo de 500 hPa muestra que el flujo resulta más meridional en la figura 1(a) y que las tres estaciones se hallan nuevamente ubicadas aproximadamente sobre el punto de inflexión de las ondas en la tropósfera media. El espesor 500/1000 hPa permite apreciar que la baroclinicidad se halla más concentrada cuando los máximos inciden sobre Comodoro Rivadavia, y que ésta disminuye a medida que los sistemas se ubican más al norte.

Los máximos de presión sobre Comodoro Rivadavia presentan al cabo de un día un aspecto muy similar al mostrado en la figura 2 (b). Los sistemas sobre Ezeiza y Resistencia, en cambio, se debilitan levemente a medida que se desplazan hacia el este, provocando la advección de aire cálido sobre el continente y la intensificación de la lengua caliente ya existente en la vispera.

3. CARACTERISTICAS ESTACIONALES DE LOS SISTEMAS DE PRESION

Con el propósito de establecer diferencias con respecto al promedio anual, se estudiaron las características de los máximos y mínimos de presión en invierno y verano en forma separada. Se eligió para ello a los meses de diciembre, enero y febrero como característicos del verano y a los de junio, julio y agosto como representativos del invierno.

3.1 Mínimos

Durante el invierno los mínimos de presión sobre Comodoro Rivadavia se asocian claramente a pasajes de sistemas ocluidos, mientras que en verano se relacionan más con incursiones de frentes fríos. Durante el día previo se verifica la nítida presencia de la DNOA, debido a que la perturbación existente en la tropósfera media y alta incide sobre latitudes más bajas (Lichtenstein, 1980; Norte, 1988).

La vaguada en 500 hPa se halla ubicada más hacia el oeste en invierno que en verano, por lo que estos sistemas resultan más verticales durante esta última estación. Teniendo en cuenta además que el defasaje de tiempo con que se producen los mínimos de presión entre superficie y 500 hPa no varía mayormente a lo largo del año (Seluchi y otros, 1991), puede inferirse que la velocidad de tras-

lado de estas depresiones es mayor durante el invierno.

Los mínimos béricos que tienen lugar en Ezeiza no presentan grandes diferencias entre verano e invierno. En esta última estación los sistemas se desplazan levemente más al sur y presentan una mayor baroclinicidad. En verano se observa una intensa lengua cálida sobre el centro del país durante los días previos, ligada a la advección de aire caliente desde el norte. El flujo en superficie sobre la región patagónica resulta, además, mucho más intenso que en el invierno.

Los mínimos de presión que se desplazan sobre Resistencia en invierno están vinculados a frentes fríos que presentan una inclinación dentro de la tropósfera y una baroclinicidad mucho más acentuada.

3.2 Máximos

Los máximos de presión sobre Comodoro Rivadavia en invierno son notoriamente más intensos, tienen su centro sobre 40°S y se extienden aproximadamente hasta los 25°S; en tanto que en verano la configuración bérica se asemeja más al promedio anual, pero la intensidad de los sistemas es apreciablemente menor.

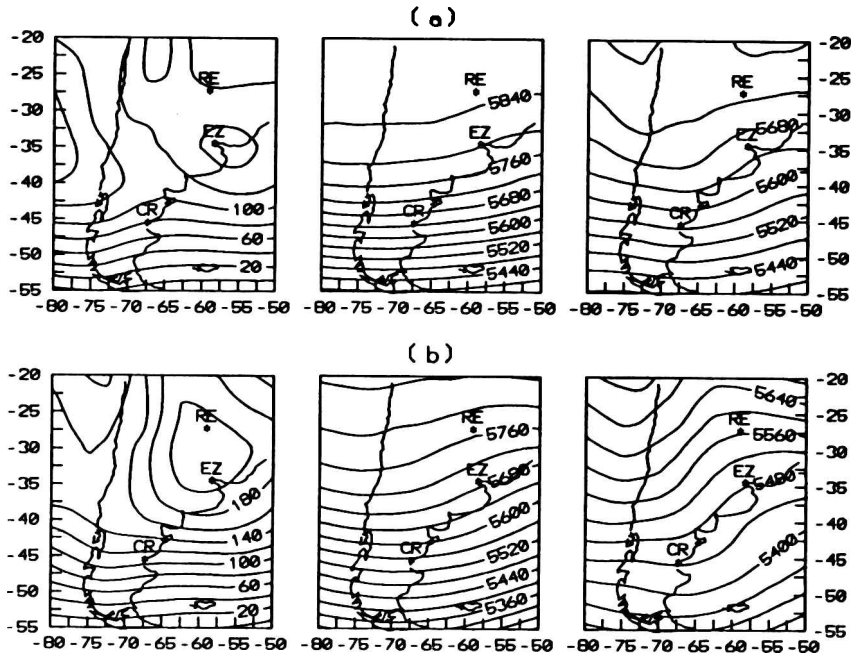


Figura 3: Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (derecha) para el momento del pasaje de un máximo de presión en Resistencia para (a) verano y (b) invierno.

La posición de los ejes de cuña y vaguada en 500 hPa no fluctúan en promedio a lo largo del año; sin embargo las intensas

corrientes conducentes del sudoeste alcanzan Resistencia en invierno, mientras que en verano la atmósfera es mucho más barotrópica al norte de la Patagonia.

Los sistemas sobre Ezeiza son más moderados y menos extendidos en verano, estando la circulación en 500 hPa y la baroclinicidad limitadas a latitudes mayores.

La figura 3 muestra las situación sinóptica media imperante durante el pasaje de máximos de presión sobre Resistencia en verano e invierno respectivamente. Esta estación presenta las mayores diferencias estacionales, ya que en invierno los sistemas tienen lugar luego de incursiones de intensos frentes fríos, resultando notoriamente más marcados y fríos. El flujo en 500 hPa muestra corrientes conducentes con una dirección más meridional y la baroclinicidad es mucho más acentuada. En verano, por el contrario, el anticiclón resulta débil, el gradiente de geopotencial en 500 hPa sobre latitudes subtropicales es muy escaso y no es posible detectar una zona baroclínica importante.

4. CARACTERISTICAS DE LOS SISTEMAS DE ACUERDO A SU INTENSIDAD

Con el objeto de establecer si existen diferencias con respecto al promedio total se realizó, para verano e invierno, una clasificación de los sistemas de acuerdo a su intensidad.

La discriminación se llevó a cabo teniendo en cuenta el valor de la presión en superficie en el momento del pasaje de los sistemas, agrupando a los casos por rangos de varianza.

4.1 Mínimos

Los mínimos más intensos sobre Comodoro Rivadavia en invierno están asociados a sistemas frontales mucho más vigorosos, y a un campo en 500 hPa más perturbado; sin embargo la posición de las ondas y su inclinación dentro de la tropósfera es similar al caso promedio.

La baroclinicidad que presentan estos sistemas es también mayor y la corriente en chorro se halla en este caso claramente al sur de la estación.

Cuando se produce un mínimo de presión débil en verano sobre Comodoro Rivadavia el anticiclón subtropical del Atlántico se halla más intensificado, lo que provoca la aparición de un eje cálido más marcado sobre el centro del país. Luego del pasaje de este sistema la cuña que penetra sobre la Patagonia desde el Océano Pacífico es notoriamente más acentuada que en el resto de los casos.

Las depresiones más profundas que afectan a Ezeiza en invierno corresponden a pasajes frontales más marcados, cuya influencia alcanza latitudes más bajas.

Los mínimos béricos sobre Resistencia no evidencian grandes diferencias según sea su intensidad. Sin embargo los sistemas más débiles en verano se hallan vinculados, en general, a la aparición de la DNOA, previamente al pasaje de un débil frente frío sobre la Patagonia.

4.2 Máximos

Los máximos de presión de mayor magnitud sobre Comodoro Rivadavia penetran sobre el continente más al sur que en el promedio general luego del pasaje de un frente frío con trayectoria marcadamente meridional, que provoca la entrada de aire muy frío desde latitudes altas. Estos sistemas conforman anticiclones muy fuertes que se extienden a lo largo de todo el país observándose, además, la posible existencia de una onda frontal al norte de

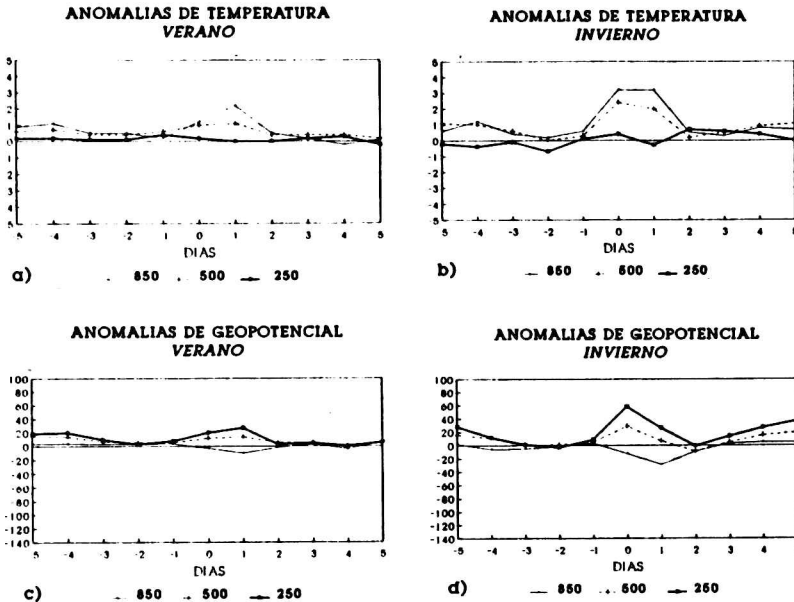


Figura 4: Marcha de anomalías de temperatura para a) verano y b) invierno, y de altura geopotencial para c) verano y d) invierno en los niveles 850, 500 y 250 hPa sobre Ezeiza, cuando tiene lugar un mínimo de presión en Comodoro Rivadavia. El día cero corresponde a aquél en que el sistema se halla sobre Comodoro Rivadavia, las abscisas negativas indican días previos y las positivas días anteriores a este evento.

Los mínimos de presión sobre Ezeiza afectan a Resistencia prácticamente en forma simultánea tanto en verano como en invierno.

5.2 Máximos

Los sistemas de alta presión que afectan a Comodoro Rivadavia en invierno inciden también claramente sobre Ezeiza y Resistencia, al cabo de 24 hs aproximadamente, debido probablemente a la gran extensión que presentan. En verano la influencia resulta menor, especialmente sobre Resistencia.

Cuando el sistema anticiclónico se halla sobre Ezeiza, se observa muy claramente que éste ha pasado prácticamente un día antes por Comodoro Rivadavia, mientras que lo hace en forma casi simultánea sobre Resistencia.

Si el máximo de presión se halla, en cambio, sobre esta última estación se evidencia que ha modificado notablemente la estructura troposférica de Comodoro Rivadavia (especialmente en niveles altos) con una antelación aproximada de un día y que afecta a Ezeiza en forma casi sumultánea.

Resistencia.

Similarmente al caso anterior los máximos de presión más intensos en invierno sobre Ezeiza presentan un flujo mucho más meridional en la tropósfera media y se hallan también asociados a la penetración de aire muy frío desde el sur. En verano los máximos béricos de mayor valor se asemejan a los que tienen lugar en invierno en el promedio de los casos. Sin embargo los sistemas más débiles en verano no parecen relacionarse con el pasaje de sistemas frontales, resultan prácticamente verticales y están inmersos en una atmósfera más barotrópica.

Los máximos de presión sobre Resistencia no presentan, tanto en verano como en invierno, una gran diferencia en su estructura según sea su intensidad.

5. INFLUENCIA DE LOS SISTEMAS SOBRE LAS DISTINTAS ESTACIONES

Para estudiar cómo influye la presencia de un máximo o mínimo de presión en una de las estaciones de referencia sobre la estructura troposférica de las restantes se calculó, para las fechas de ocurrencia de máximos y mínimos de presión en una de las estaciones mencionadas, el sondeo promedio sobre las dos restantes.

Dichos promedios se efectuaron dentro de los cinco días previos y posteriores al pasaje de los sistemas, obteniéndose a partir de ellos las anomalías con respecto al período 1959-1984.

5.1 Mínimos

La figura 4 muestra las anomalías de temperatura y altura geopotencial en los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Ezeiza, cuando se halla un mínimo de presión sobre Comodoro Rivadavia en verano e invierno respectivamente.

En verano si bien puede observarse un máximo de temperatura y un mínimo de geopotencial en 850 hPa al cabo de 24 hs del pasaje del sistema por Comodoro Rivadavia, éstos resultan pequeños. Sin embargo en invierno puede notarse con mayor claridad que las depresiones que se desplazan sobre esta última estación afectan a Ezeiza al cabo de un día.

Cuando, en cambio, un mínimo de presión se posiciona sobre Ezeiza existen claras evidencias de su pasaje por Comodoro Rivadavia con un día de anticipación (figura 5), produciendo un apreciable descenso de temperatura. Es particularmente notable, en ambas estaciones, el descenso de altura geopotencial en la tropósfera media y alta que acompaña al sistema en superficie, y el descenso de la tropopausa evidenciado por el aumento de temperatura en 250 hPa. Estas características revelan una fuerte componente dinámica en el comportamiento de estos sistemas (Saymour Hess, 1945; Fleagle, 1947, 1948).

Los mínimos de presión en Comodoro Rivadavia tienen una incidencia sobre Resistencia prácticamente nula en verano, notándose alguna influencia en invierno con un desfase de aproximadamente 24 hs. Si, en cambio, una depresión se sitúa sobre Resistencia resulta evidente, particularmente en invierno, que ha pasado aproximadamente un día antes por Comodoro Rivadavia. Este comportamiento (detectado también por Bischoff, 1988) indicaría que las depresiones que afectan a Resistencia corresponderían a vaguadas intensas cuyos ejes se extienden a lo largo de todo el país. Es también clara la repercusión de estos sistemas sobre Ezeiza con una antelación de 24 hs en invierno y en forma casi simultánea en verano.

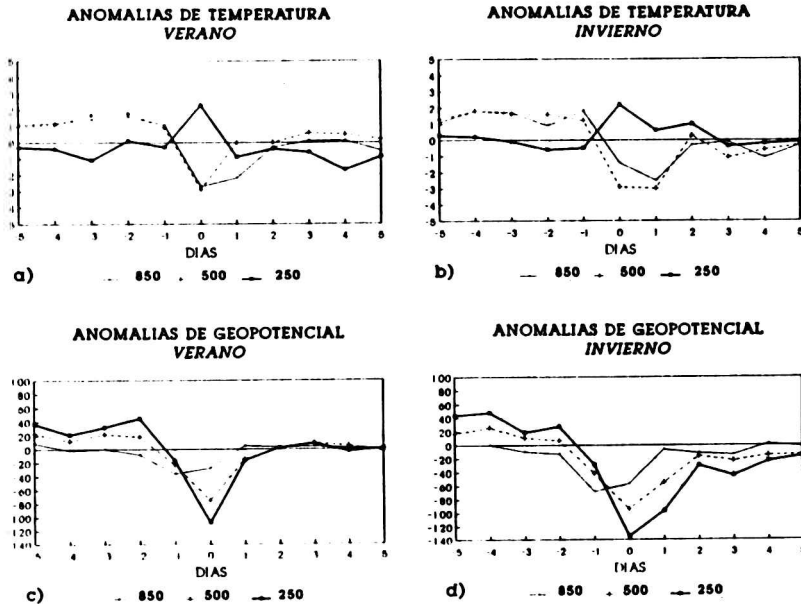


Figura 5: Idem figura 4 para Comodoro Rivadavia, cuando tiene lugar un mínimo de presión sobre Ezeiza.

6. CONCLUSIONES

Los sistemas analizados presentan en todos los casos mayor intensidad durante el invierno.

Los mínimos de presión que tienen lugar en Comodoro Rivadavia son sistemas baroclínicos migratorios, dominados por la circulación en la alta tropósfera y están asociados, en promedio, a pasajes de sistemas ocluidos. Su inclinación dentro de la tropósfera y su velocidad de traslado resultan mayores durante la época invernal.

Sobre Ezeiza los mínimos béricos están ligados a incursiones de frentes fríos, a los que sucede la entrada de una cuña anticiclónica desde el Océano Pacífico.

Los mínimos de presión sobre Resistencia resultan menos baroclínicos en verano y están asociados a pasajes frontales sobre latitudes mayores, mientras que en invierno se asemejan a los que tienen lugar sobre Ezeiza.

Los sistemas analizados se extienden sobre el centro del país hasta más allá de 25°S, revelando influencias de la orografía.

Se comprueba además que los sistemas de baja presión que afectan a Comodoro Rivadavia lo hacen también a menudo sobre Ezeiza y en menor medida sobre Resistencia. Sin embargo los sistemas que tienen lugar sobre estas dos últimas estaciones inciden claramente con anterioridad sobre Comodoro Rivadavia. Esto indicaría que estas depresiones corresponden a sistemas intensos que presentan vaquadas

extendidas longitudinalmente.

Los máximos de presión seleccionados tienen lugar luego del pasaje de frentes fríos y corresponden en su mayoría a extensiones anticiclónicas asociadas a advección de aire frío. Estos sistemas se desplazan hacia el noreste, sufriendo una intensificación sobre el centro del país, debido posiblemente a efectos orográficos, afectando sucesivamente a las tres estaciones analizadas.

Los sistemas de alta presión que tienen lugar en verano sobre Resistencia presentan un comportamiento diferente al anterior, ya que no se hace evidente el pasaje previo de un sistema frontal y se hallan inmersos en una atmósfera más barotrópica.

7. REFERENCIAS

- BISCHOFF S.A. (1988) "Análisis espectral de perturbaciones sinópticas troposféricas sobre áreas argentinas" Tesis Doctoral (U.B.A.)
- FLEAGLE R.G. (1947) "The fields of temperature, pressure and three-dimensional motion in selected weather situations" J. of Meteor. Vol.4, 165-185.
- FLEAGLE R.G. (1948) "Quantitative analysis of factors influencing pressure changes" J. of Meteor. Vol.5, 281-292.
- HOFFMAN J. (1975) "Atlas Climático de América del Sur" Organización Meteorológica Mundial (OMM), UNESCO, impreso en Budapest, Hungría.
- LICHTENSTEIN E.R. (1980) "La Depresión del Noroeste Argentino" Tesis Doctoral (U.B.A.).
- LICHTENSTEIN E.R. (1989) "Some influences of Andes Cordillera on the synoptic scale circulation" III conf. Int. Met. y Oc. de H.S.
- NORTE F.A. (1988) "Características del Viento Zonda en la Región de Cuyo" Tesis Doctoral (U.B.A.)
- PETERSSEN S. (1956) "Weather Analysis and Forecasting" Vol. I McGraw-Hill, pág. 230-231
- SAYMOUR HESS L. (1945) "A statistical study of deepening and filling of extratropical cyclones" J. of Meteor. Vol.2, 179-184.
- SELUCHI M.E., Bischoff S.A., Lichtenstein E.R. (1990) "La estructura vertical de los sistemas migratorios sobre Buenos Aires" Geoacta, Vol.17 N°2 145-153.
- SELUCHI M.E., Bischoff S.A., Lichtenstein E.R. (1991) "Características asociadas al pasaje de sistemas de alta y baja presión sobre la Argentina" inédito.

EVOLUCION TEMPORAL DE PARAMETROS ASOCIADOS A SISTEMAS MIGRATORIOS
SOBRE EZEIZA

Marcelo E. Seluchi* - Susana A. Bischoff - Erich R. Lichtenstein
Departamento de Ciencias de la Atmósfera
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
*CIMA /U.B.A -CONICET
Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es estudiar la evolución temporal de la estructura vertical de la atmósfera sobre Ezeiza (34.5°S, 58.3°O), durante el pasaje de sistemas de alta y baja presión.

Se utilizó para ello la serie de presión en superficie y los datos aerológicos diarios en los niveles de presión estándar (12 UTC) para el período 1976-1982.

Para los máximos y mínimos béricos seleccionados se calcularon las anomalías con respecto a la media climatológica de diferentes variables (temperatura, humedad, altura geopotencial, etc.) durante los 5 días previos y posteriores al pasaje de tales sistemas por la estación de referencia.

La marcha de las variables mencionadas permite inferir la supremacía de sistemas de carácter baroclínico, con un defasaje de tiempo de unas 24 horas entre el pasaje por la tropósfera inferior y superior.

Los mínimos de presión se hallan asociados al pasaje de frentes fríos.

El estado de la atmósfera está localmente afectado, en promedio, desde dos días antes y hasta dos días después del pasaje de sistemas migratorios de alta y baja presión.

ABSTRACT

The purpose of this paper is to study the vertical structure of the atmosphere over Ezeiza (34.5°S, 58.3°O), during the passage of low and high pressure systems.

Daily surface and aerological data at standard levels (12 UTC) were used for the period 1976-1982.

Once selected the dates of highest and lowest pressure at Ezeiza, data from 5 days before to 5 days after (temperature, geopotential, humidity, etc.) were taken into account.

The behavior of the different parameters indicate that baroclinic systems are predominant, with a time lag between lower and upper troposphere of 24 hours in the mean.

It is also concluded that pressure minima are associated to the passage of cold fronts.

The state of the atmosphere is locally affected by the transient systems from about two days before to two days after.

INTRODUCCION

Existe en la actualidad una amplia bibliografía referida al estudio de la estructura vertical de ciclones (Jusem y Atlas, 1989; Manobianco, 1989) y anticiclones (Dallavalle, 1975; Johnson, 1948) en particular. Son también clásicos los trabajos sobre la distribución, movimiento y desarrollo de estos sistemas, pudiéndose mencionar entre muchos otros autores a Necco (1982a; 1982b) Rivero y Ereño (1978).

Sin embargo son escasas las investigaciones que, utilizando herramientas estadísticas, se ocupan de la evolución temporal que sufre localmente la atmósfera durante el pasaje de sistemas migratorios de presión. Un antecedente importante en este sentido es el aporte de Fleagle (1947; 1948).

El objetivo del presente trabajo es estudiar cómo evoluciona temporalmente la tropósfera sobre Ezeiza (34.5°S , 58.3°W) durante el pasaje de sistemas de alta y baja presión.

Se utilizó para ello la serie de presión en superficie y los datos aerológicos diarios (12 UTC) en los niveles estándar de presión entre 1000 y 100 hPa para el período 1976-1982, suministrados por el Servicio Meteorológico Nacional.

MARCHA DE ANOMALIAS

Para los máximos y mínimos de presión en superficie, elegidos según Seluchi y colaboradores (1990), se calcularon las marchas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), humedad específica, altura geopotencial (m), temperatura potencial equivalente ($^{\circ}\text{K}$) (θ_e) e índices de inestabilidad en los niveles de 850, 500 y 250 hPa, durante los cinco días previos y posteriores a la fecha de su pasaje en superficie. A partir de los valores hallados se calcularon, además las anomalías (respecto del promedio 1959-1984) de temperatura, altura geopotencial y humedad.

En la figura 1 se muestra el comportamiento de las variables analizadas para el pasaje de mínimos de presión en verano.

El primer indicio hallado de la proximidad de estos sistemas es un gradual aumento de la temperatura (fig. 1a) en la tropósfera baja y media.

A partir del día -2 (dos días antes de la ocurrencia del mínimo bórico en superficie) la masa de aire se vuelve más húmeda e inestable (figs. 1c, 1d y 1e) y la altura geopotencial (fig. 1b) tiende a disminuir en todos los niveles.

En el momento del pasaje del mínimo de presión, se alcanzan las mayores anomalías positivas de temperatura y humedad en los tres niveles estudiados. Sin embargo, durante este día, el mínimo de altura geopotencial se alcanza sólo en la tropósfera baja.

Se aprecia además, a través de la figura 1b, que el defasaje de tiempo con que se producen los mínimos de altura entre la tropósfera media y alta es de aproximadamente 24 horas.

El perfil de θ_e y el valor de los índices de inestabilidad indican la posibilidad de convección, siendo el índice "K" el que mejor registra el paso del sistema, concordando con lo hallado por Moyano y otros (1972).

El paulatino ascenso de temperatura en 850 hPa que tiene lugar desde cuatro días antes de la ocurrencia del mínimo, y el descenso de la máxima a la mínima temperatura en sólo 24 horas, señala con claridad que los mínimos de presión en Ezeiza están asociados a pasajes de frentes fríos. El repentino cambio de la masa de aire se evidencia también por la marcha de los demás parámetros termodinámicos mostrados en la figura 1 c, d y e.

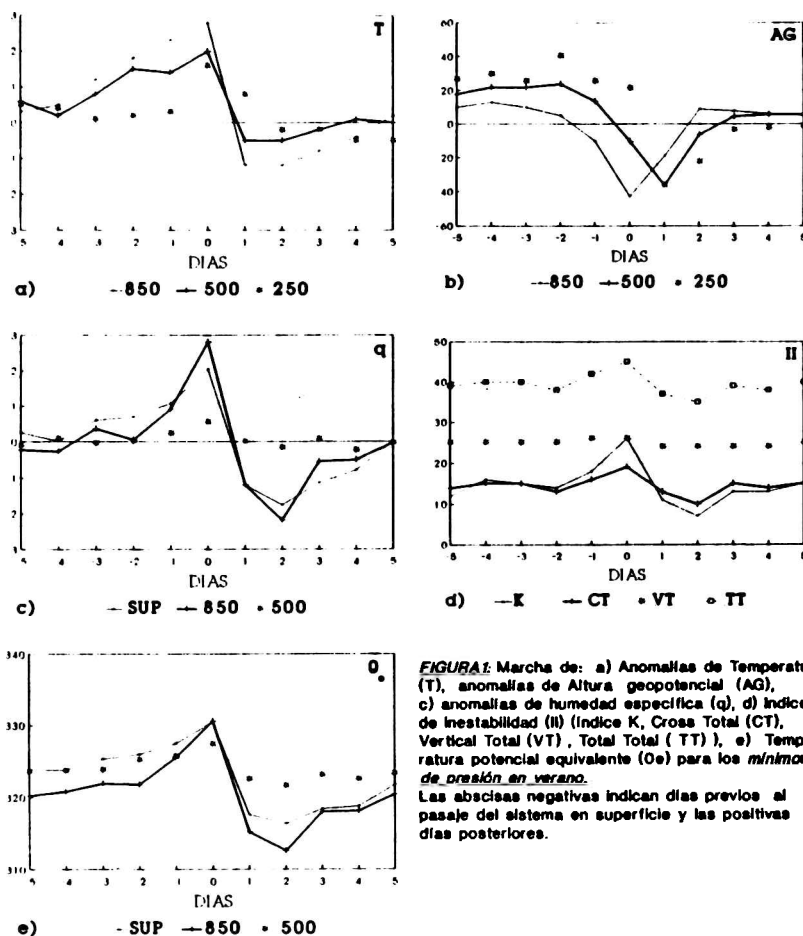


FIGURA 1: Marcha de: a) Anomalías de Temperatura (T), anomalías de Altura geopotencial (AG), c) anomalías de humedad específica (q), d) índices de inestabilidad (II) (Índice K, Cross Total (CT), Vertical Total (VT), Total Total (TT)), e) Temperatura potencial equivalente (Oe) para los *mínimos de presión en verano*. Las abscisas negativas indican días previos al pasaje del sistema en superficie y las positivas días posteriores.

En los días posteriores la tropósfera comienza nuevamente a calentarse y humedecerse en forma gradual.

En invierno los mínimos presentan características bastante similares a las de verano, aunque las anomalías son en general mayores, indicando una mayor intensidad de los sistemas.

Durante esta estación la marcha de la temperatura muestra muy pocas oscilaciones en el nivel de 250 hPa debido, probablemente, a que la tropopausa se halla en algunos casos por debajo del mismo.

140 Evolución temporal...

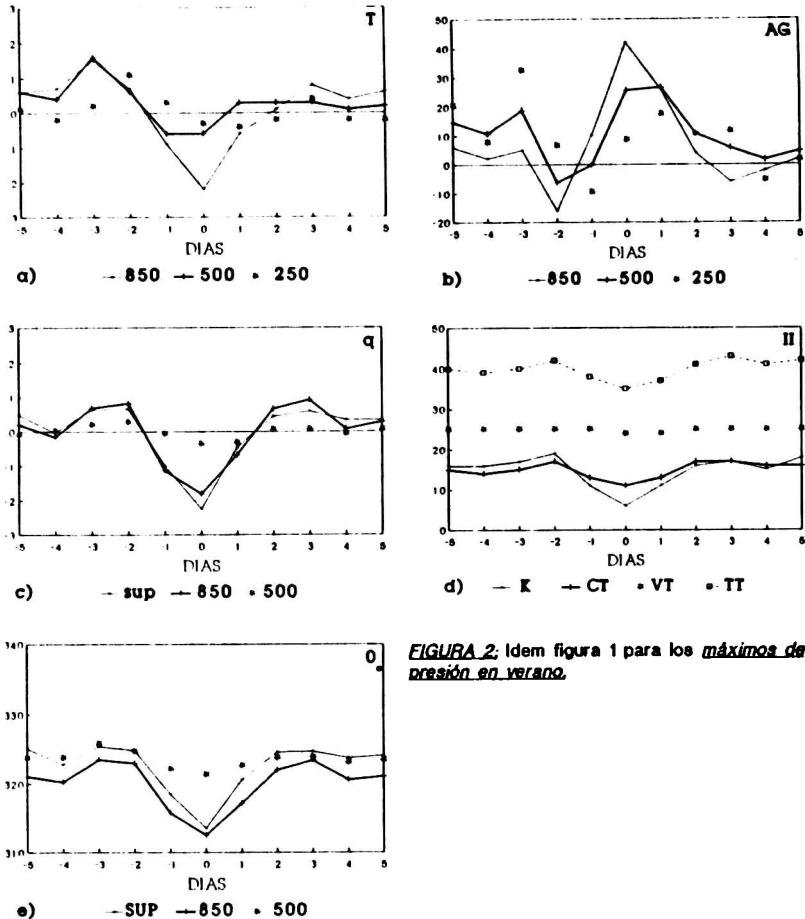


FIGURA 2: Idem figura 1 para los máximos de presión en verano.

Si bien se observa también un aumento en la inestabilidad con la proximidad del mínimo barométrico ésta es mucho menor que en verano infiriéndose, de acuerdo al valor de los índices de inestabilidad, que la presencia de convección en invierno es menos probable.

Los máximos de presión en verano (figura 2) muestran dos días antes de su pasaje en superficie la presencia de un mínimo de altura geopotencial, indicando que estos sistemas suelen ocurrir 48 horas después del pasaje de un frente frío.

A partir del día -3 la temperatura (fig. 2a) disminuye y la altura geopotencial (fig. 2b) aumenta rápidamente, en especial en niveles bajos. Se observa además la estabilización de la masa de

aire y un descenso de la θ_e (fig. 2e). Este comportamiento es similar al que tiene lugar luego del pasaje de un mínimo.

Durante el día del pasaje del sistema en superficie la temperatura (fig. 2a), la humedad específica (fig. 2c) y la θ_e (fig. 2e) alcanzan su valor mínimo en niveles bajos.

Se observa, a partir de la marcha de las anomalías altura geopotencial, que el pasaje del máximo de presión en la tropósfera alta está atrasado 24 horas con respecto a su ocurrencia en superficie.

Durante los dos días posteriores las variables tienden a recuperar sus valores normales, observándose pocas variaciones en los tres días subsiguientes.

Los máximos en invierno muestran un comportamiento bastante similar, con anomalías mayores en valor absoluto, excepto en la θ_e donde la menor variación respecto del verano puede estar influenciada por las bajas temperaturas y el escaso contenido de humedad.

La marcha de altura geopotencial indica que si bien no es clara la presencia de un mínimo de presión en superficie en las 48 hs previas al pasaje de un máximo, éste sí se detecta claramente en la tropósfera media y superior.

El defasaje de tiempo con que se producen los máximos de altura en los distintos niveles es mayor que en verano, lo que indica una mayor baroclinicidad de los sistemas.

ESTRUCTURA VERTICAL DE LAS ANOMALIAS

Con el objeto de complementar el párrafo anterior y para lograr una mejor descripción de la estructura dinámica de los sistemas estudiados, se discute a continuación la variación temporal de la estructura vertical de toda la tropósfera asociada a la presencia de máximos y mínimos de presión. Este cálculo se efectuó entre los días -2 y +2, por ser aquellos donde ocurren las mayores variaciones.

La figuras 3 y 4 muestran la evolución vertical y temporal de las anomalías de temperatura, humedad relativa y altura geopotencial para los mínimos y máximos de presión en verano, entre los días -2 y +2.

La distribución de las anomalías indica que los mínimos y máximos de presión presentan características de sistemas baroclínicos, ya que existe un defasaje entre la onda térmica y de masa. Una muestra de ello lo constituyen las anomalías de temperatura y presión de signo contrario que se observan durante el pasaje de los sistemas en superficie.

En general se aprecia como los máximos o mínimos se manifiestan primero en capas bajas y se propagan luego hacia los niveles más altos de la atmósfera.

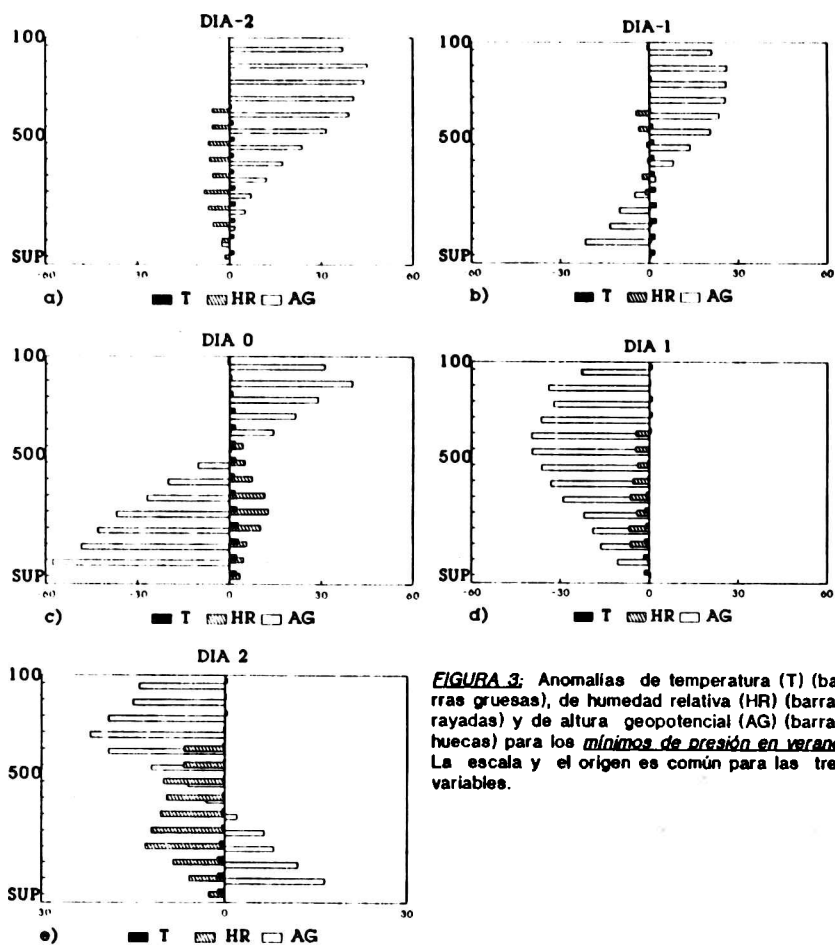


FIGURA 3: Anomalías de temperatura (T) (barras gruesas), de humedad relativa (HR) (barras rayadas) y de altura geopotencial (AG) (barras huecas) para los *mínimos de presión en verano*. La escala y el origen es común para las tres variables.

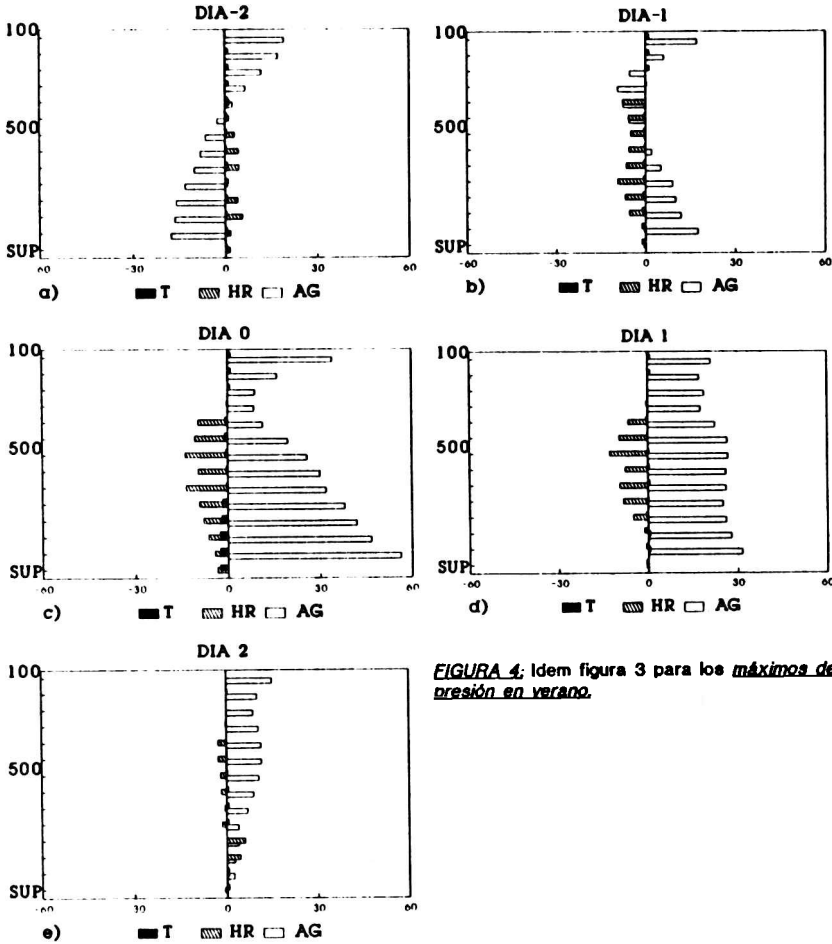


FIGURA 4; Idem figura 3 para los máximos de presión en verano.

EVOLUCION DEL CAMPO DE MOVIMIENTO

Se determinó la distribución de frecuencias porcentuales de dirección de viento en los niveles de 850, 500 y 250 hPa, dentro de los dos días previos y posteriores al pasaje de los sistemas de alta y baja presión por Ezeiza.

En general los mínimos de presión en verano (figura 5) muestran, dentro de las 48 hs previas a su pasaje en superficie, la supremacía de viento oeste y sudoeste en la tropósfera media y alta y de viento norte en niveles bajos, asociados a la presencia de advección cálida.

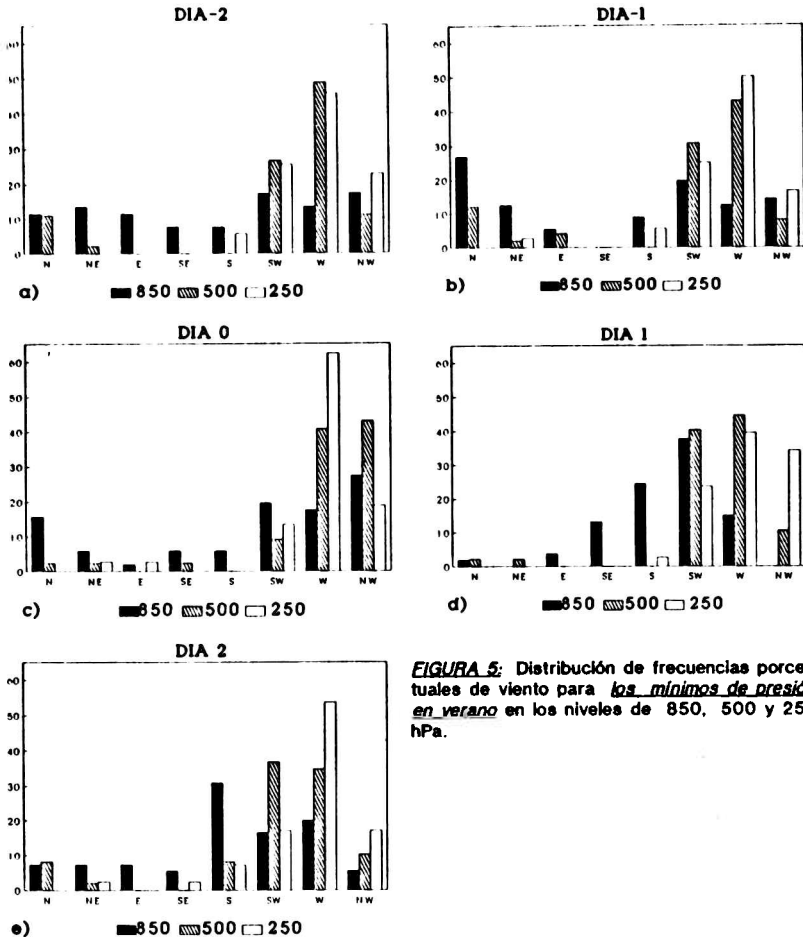


FIGURA 5: Distribución de frecuencias porcentuales de viento para los mínimos de presión en verano en los niveles de 850, 500 y 250 hPa.

Luego del pasaje del sistema el viento rota al sudoeste en capas bajas, aumentando la componente del noroeste en niveles altos como consecuencia del acercamiento de un eje de vaguada. La rotación del viento con la altura muestra en esta etapa la presencia de advección fría.

Debido a que los vientos con componente del oeste en 850 hPa predominan entre los días -1 a +1, puede inferirse que la trayectoria de los mínimos de presión tiene lugar generalmente al sur de Ezeiza.

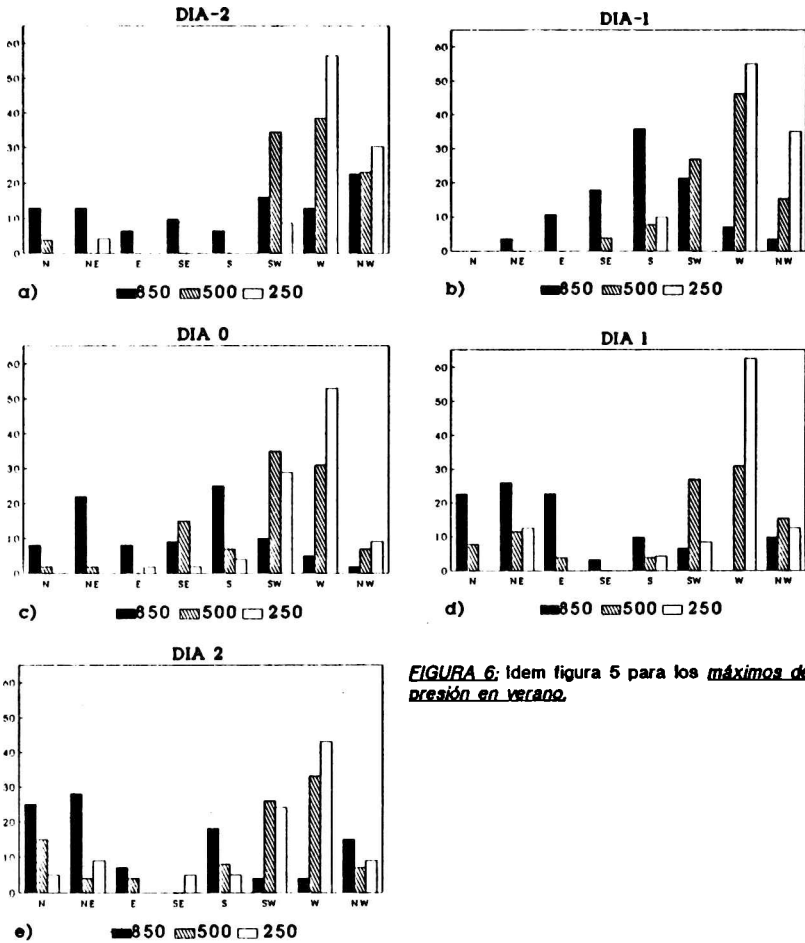


FIGURA 6: Idem figura 5 para los máximos de presión en verano.

En invierno las características halladas coinciden cualitativamente con las de verano.

La figura 6 permite apreciar la distribución de la dirección del viento para los máximos de presión en verano, entre los días -2 y +2. En ella se observa un predominio de vientos del sector sur o sudoeste en niveles bajos, especialmente a partir de las 24 hs anteriores a su pasaje en superficie, sugiriendo la proximidad de una circulación anticiclónica (fig. 6b). En la tropósfera media y alta la gran frecuencia de viento del noroeste confirmaría la cercanía de una vaguada.

Durante el día del máximo de presión en superficie (fig. 6c) se destacan los vientos del noreste y del sur en 850 hPa. Esto muestra, quizás, que en algunos casos los máximos de presión estarían ya ubicados al este de Ezeiza.

En la tropósfera media y alta el predominio de los oeste y sudoeste indicaría la proximidad de la correspondiente cuña en ambos niveles.

En los dos días siguientes (figs. 6d y 6e) el predominio de las componentes norte y noreste en capas bajas indicaría que la circulación anticiclónica está desplazada hacia el este o noreste de Ezeiza, mientras que en altura el viento del oeste y sudoeste señala la proximidad de un eje de cuña.

En invierno, en cambio, el viento desde 24 horas antes y hasta el momento del pasaje del sistema es predominantemente del sudoeste en niveles bajos, cambiando luego al sector norte y noroeste. Este comportamiento parece indicar que los centros anticiclónicos asociados a los máximos estudiados pasan al norte de Ezeiza durante esta estación.

CONCLUSIONES

De acuerdo a la marcha de las variables estudiadas y a la evolución de la estructura vertical de la atmósfera, se infiere el carácter predominantemente baroclínico de los sistemas analizados. Esta característica es más acentuada en invierno.

Los mínimos estudiados se hallan asociados, de acuerdo a las características encontradas, a pasajes frontales fríos.

Durante la presencia de un mínimo de presión en superficie se verifican las mayores anomalías positivas de temperatura y humedad, evidenciándose a través de los índices de inestabilidad la posibilidad de convección prefrontal en verano.

Al cabo de dos días del pasaje de un mínimo de presión, se produce, en promedio, el establecimiento de un máximo bórico en superficie. Este comportamiento es más evidente en verano, mientras que en invierno si bien no es clara la presencia de un mínimo de presión en superficie, éste sí se detecta claramente en altura.

Conjuntamente con el pasaje de un máximo de presión se produce el mínimo de temperatura en niveles bajos y la mayor estabilidad de la tropósfera.

A partir del análisis de los campos de movimiento, surge que los mínimos de presión se asocian a sistemas depresionarios cuya trayectoria pasa por el sur de Ezeiza, mientras que los máximos se hallan ligados a sistemas anticiclónicos cuya trayectoria resulta más definida en invierno.

BIBLIORAFIA

- Dallavalle, J. P. y Bozart, L. F. (1975) "A synoptic investigation of anticyclogenesis accompanying north-american polar outbreaks". Mon Wea Rev, vol.103, N°11.
- Fleagle R. G. (1947) "The fields of temperature, pressure and three-dimentional motion in selected wheather situations". Jou. of Met. vol.4 pp 165-185.
- Fleagle R. G. (1948) "Quantitative analysis of factors infuencing pressure change" Jou. of Met. vol 5, pp 281-192.

- Johnson C. B. (1948) "Anticyclogenesis in eastern Canada during spring". Bull. Amer. Met. Soc. 29, pp 47-55.
- Jusem J. C. y Atlas R. (1989) "A numerical investigation of the River Plate's cyclone of 29 May 1984" III Conf. Int. Met y Oc. H. S. pp 389-391.
- Manobianco J. (1989) "Explosive east coast cyclogenesis over western North Atlantic Ocean: a composite study derived from ECMWF operational analysis" Mon. Wea. Rev. vol 17 N°11 pp 2384-2405.
- Moyano M. C., Blanco V. A., Casinelli E. J. (1972) "Análisis comparativo de índices de inestabilidad como predictores de fenómenos convectivos" Meteorológica vol. 3, N° 1-2-3.
- Necco G. V. (1982) "Comportamiento de vórtices ciclónicos y anticiclónicos en el área sudamericana durante el FGGE:ciclogénesis" Meteorológica vol 13 N°1 pp 7-20
- Necco G. V. (1982) "Comportamiento de vórtices ciclónicos y anticiclónicos en el área sudamericana durante el FGGE:trayectorias y desarrollos" Meteorológica vol 13 N°1 pp 21-34.
- Rivero O. R. y Ereño C. E. (1978) "Ciclogénesis, movimiento y distribución de depresiones y densidad de pasaje de frentes en océanos australes durante el período abril 1967 a marzo 1972" Meteorológica vol. 8-9 pp 299-308.
- Seluchi M. E., Bischoff S. A., Lichtenstein E. R. (1990) "La estructura vertical de los sistemas migratorios en Buenos Aires" GEOACTA, Vol.17 N°2 pp 145-153.

EVALUACION ESTADISTICA DE LA DENSIDAD ELECTRONICA
MAXIMA A -12° DE LATITUD DIP.

Ana Martínez de Garat*, José Roberto Manzano*

Laboratorio de Ionosfera, Instituto de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán.

Eduardo Francisco Garat

Instituto de Matemáticas, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán.

RESUMEN

Se estudia la distribución de la densidad electrónica máxima de la región F2 de la ionosfera a -12° de latitud dip. En este trabajo se comparan datos experimentales obtenidos por sondadores con valores proporcionados por el SLIM (Modelo Ionosférico Semiempírico para Bajas Latitudes).

El modelo muestra las densidades electrónicas como una función de la altura, la latitud dip y el tiempo local, resolviendo numéricamente la ecuación de continuidad del O^+ . No se tiene en cuenta el efecto longitudinal.

Los datos experimentales que se analizan provienen de Tucumán y Vanimo. Se ha trabajado con las medianas mensuales de la frecuencia crítica máxima para ambos solsticios y el equinoccio, realizando un promedio de los meses correspondientes.

Se han calculado los coeficientes de correlación ρ y de regresión $\hat{\beta}$ y también se han construido rectas de regresión entre los valores experimentales y los determinados por el modelo. Para ambas estaciones, existe un buen acuerdo en el equinoccio mientras que en el solsticio de diciembre es cuando se manifiesta el mayor apartamiento entre los valores medidos y los calculados.

ABSTRACT

The ionospheric F2 region maximum electronic density distribution at -12° dip latitude is studied. In this paper sounders experimental data are compared with SLIM ("Semi Empirical Low-Latitude Ionospheric Model") values.

In this model, electron densities as a function of altitude, latitude and local time are calculated by solving the time dependent ion (O^+) continuity equation numerically. The longitudinal effect is not taken into account.

* Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET.

Experimental data analyzed are from Tucumán and Vanimo. Average maximum critical frequency monthly medians were used for both solstices and equinox. Correlation and regression coefficients were computed and the regression lines, between experimental and model data were plotted. There is a good agreement during equinox in both stations while in december solstice an important distance between computed and measured data is observed.

INTRODUCCION

Como es conocido la región F está subdividida en la capa F2, de máxima concentración electrónica y donde a su vez se encuentra el pico de concentración de iones O^+ , y la capa más baja F1 que constituye la zona de transición entre iones moleculares y atómicos. Globalmente, en la región F predomina el O^+ con concentraciones de 10^{11} a $10^{12} m^{-3}$.

La fenomenología de la región F2, en particular, es muy compleja. Además de la producción de ionización por radiación electromagnética y las reacciones químicas involucradas en los mecanismos de pérdida de los electrones, la F2 está afectada fuertemente por el transporte de ionización bajo la acción de fuerzas electromagnéticas, vientos, difusión y variaciones de temperatura.

La región F2 ecuatorial presenta un fenómeno interesante, usualmente llamado Anomalía de Appleton o anomalía ecuatorial. Basándose en una teoría simple la densidad electrónica debiera ser máxima sobre el ecuador en el equinoccio, debido a que el sol está sobre cabeza y la velocidad de ionización es máxima. Pero en realidad la densidad electrónica adquiere un valor mínimo sobre el ecuador de dip magnético con máximos ubicados entre 15° y 20° de latitud dip al norte y al sur. La anomalía existe durante la mayor parte del día desapareciendo hacia la medianoche, dependiendo estrechamente de la actividad solar.

Las líneas de campo geomagnético, prácticamente horizontales en la región ecuatorial actuando en conjunto con un fuerte campo eléctrico hacia el este, provoca una deriva vertical del plasma hacia arriba con velocidad $\vec{E} \times \vec{B} / B^2$. Posteriormente el gas ionizado que se ha elevado difunde a lo largo de las líneas de campo geomagnético a latitudes subecuatoriales dando lugar al gran incremento de la densidad electrónica que forma los picos de la anomalía (Fejer, 1981; Martínez de Garat y otros, 1987; Rishbeth, 1988; Manzano, 1989).

El objetivo del presente trabajo es hacer un aporte al estudio de la región F2 ecuatorial comparando valores experimentales con los proporcionados por el modelo Iónico Semiempírico de Bajas Latitudes (SLIM) elaborado por Anderson, Mendillo y Hertner en 1985.

Este modelo calcula las densidades electrónicas como una función de la altura, la latitud y el tiempo local resolviendo numéricamente la ecuación de continuidad del ión

O^+ . Incluye los efectos de producción por fotoionización, la pérdida a través del intercambio de carga con el nitrógeno y el oxígeno molecular, transporte por difusión, vientos neutros y deriva vertical $\vec{E} \times \vec{B}$. Los cálculos se desarrollan para condiciones de equinoccio y solsticio, tanto para períodos de máxima como de mínima actividad solar.

El modelo de Anderson y otros (1985), calcula perfiles de NmF2 (densidad electrónica máxima de la capa F2) para cada latitud dip y para cada hora del día (TL), pero sin tener en cuenta el efecto longitudinal. Los valores de NmF2 son proporcionados cada 4° , desde 0° hasta $\pm 24^\circ$ del ecuador de dip. Los datos están agrupados por ciclo solar y dentro de cada ciclo solar por estación (equinoccio, solsticio de junio y solsticio de diciembre).

DATOS EXPERIMENTALES

Los datos experimentales que se analizan fueron proporcionados por sondadores ubicados en Tucumán ($-11,5^\circ$ de latitud dip) y Vanimo ($-10,9^\circ$), los cuales han sido ligeramente corregidos para poderlos comparar con los -12° que considera el modelo. Estas estaciones han sido seleccionadas, entre otras cosas, porque se encuentran aproximadamente a la misma latitud dip, longitudinalmente distantes entre sí, y muy cerca del máximo de la anomalía ecuatorial.

Para poder efectuar la comparación entre el modelo y los valores experimentales debe calcularse NmF2 a partir de los datos de la frecuencia crítica máxima -foF2- proporcionados por los sondadores; o sea:

$$foF2^2 = 80.6 \text{ NmF2}$$

para el sistema de unidades MKS con foF2 expresado en Hz y NmF2 en m^{-3} . Se ha trabajado con las medianas horarias mensuales de 1975, año de mínima actividad solar, considerando ambos solsticios y el equinoccio para lo cual se ha realizado un promedio de los meses correspondientes. Esto implica dividir el año en tres períodos o estaciones de cuatro meses cada uno.

EVALUACION ESTADISTICA

El modelo de Anderson puede ser contrastado con los datos experimentales en forma directa, mediante la superposición de gráficas por ejemplo. Esto, si bien resulta útil es insuficiente teniendo en cuenta que se trata de dar una opinión sobre bases analíticas y cuantitativas en la medida de lo posible. De todas formas estas gráficas se han realizado para Tucumán y Vanimo, y puede comprobarse que proporcionan valiosa información. Ver figura 1.

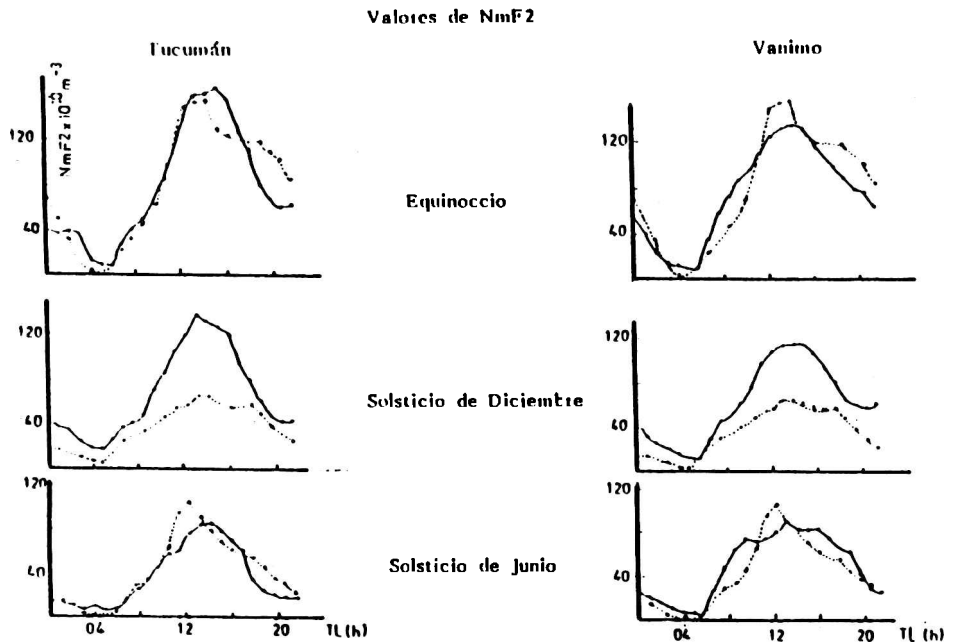


Fig. 1: Valores de NmF2 -densidad electrónica máxima de la capa F2- graficados en función del tiempo local para Tucumán y Vanimo. Se superponen los valores dados por el modelo (línea de trazos) con los experimentales (línea llena) para el equinoccio y ambos solsticios.

Para estas dos estaciones y para los tres períodos del año se calcularon los coeficientes de correlación ρ entre el modelo y los valores medidos, siendo éstos superiores o cercanos a 0,9 en la mayoría de los casos. Teniendo en cuenta que el coeficiente de correlación es invariante ante un cambio de escala, un buen valor para éste no implica necesariamente un acuerdo correcto entre el modelo y los datos. Así, se ha determinado también el coeficiente de regresión β , que representa la pendiente de la recta de regresión. Cuanto más próximo sea su valor a la unidad, más estrecha es la correspondencia entre ambos conjuntos de datos. Ver figura 2.

En el ajuste de las regresiones se han hecho los supuestos clásicos de homocedasticidad en los errores normales con media cero. Los datos presentan pocos puntos aislados ("out lier"), los valores extremos están siempre a menos de dos desviaciones estándar de la media, por lo que se considera que tienen poca variabilidad.

Rectas de Regresión

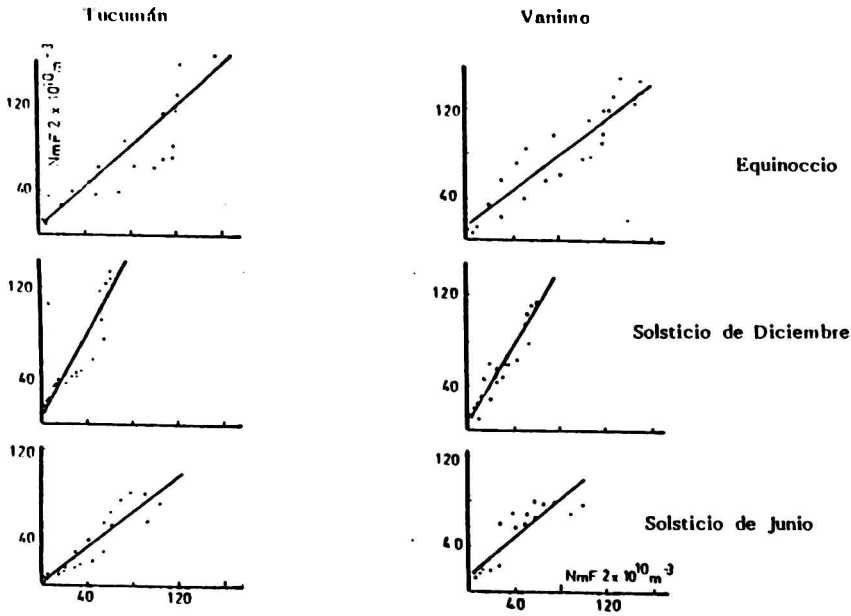


Fig. 2: En el eje vertical se han consignado los valores experimentales y en el horizontal los proporcionados por el modelo.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La siguiente tabla sintetiza los resultados de los cálculos:

	EQUINOCCIO		SOLSTICIO		SOLSTICIO		DICIEMBRE	
	TUCUMAN	VANIMO	TUCUMAN	VANIMO	TUCUMAN	VANIMO	TUCUMAN	VANIMO
ρ	0,92	0,94	0,93	0,91	0,95	0,95		
β	0,93	0,79	0,81	0,86	1,86	1,66		
Razón F	118,18	155,05	131,42	111,62	186,14	242,89		
Test T	10,87	12,45	11,46	10,56	13,64	15,58		

El estudio conjunto de la correlación y la regresión proporciona una herramienta adecuada para la evaluación del modelo. En nuestro caso, las figuras superpuestas que

se acompañan permiten una aproximación cualitativa al problema.

El análisis de la varianza da en todos los casos un valor alto para la razón F, como puede verse en la tabla. Así puede rechazarse la hipótesis nula con un alto grado de significación, lo cual coincide con los resultados de los test T, cuyos valores se muestran en la tabla. De lo anterior se sigue que los coeficientes estimados son significativos a un nivel de $\alpha = 0,0001$, o sea altamente significativos.

El modelo presenta su mejor ajuste para el equinoccio, especialmente en Tucumán. El mayor alejamiento se observa en el solsticio de diciembre en ambas estaciones pues los valores medidos de NmF2 están notablemente subestimados por el modelo, lo que hace evidente la necesidad de un reajuste. En el invierno, (solsticio de junio) ambas zonas están representadas en forma similar, con los valores de NmF2 ligeramente sobreestimados por el modelo.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, D.; Mendillo M. y Hertniter B., 1985: A semi-empirical, low-latitude, ionospheric model; Ionospheric Physics Division, Air Force Geophysics Laboratory - TR - 85 - 0254.
- Fejer, B.G., 1981: The equatorial ionospheric electric fields. A review; J. Atmos. Terr. Phys., 43, 377.
- Martínez de Garat, A.; Manzano, J.R. y Radicella, S.M., 1987: Análisis comparativo de la anomalía ecuatorial de la ionosfera para las regiones americana y australasiática; Rev. de Geofísica, España, 43, 193.
- Manzano, J.R., 1989: Upper ionosphere and magnetospheric - ionospheric coupling. College on Theoretical and Experimental Radiopropagation Science, ICTP, Trieste, Italia.
- Rishbeth, H., 1988: Basic physics of the ionosphere: a tutorial review, Journal of the Institution of Electronic and Radio Engineers, Vol. 58, N° 6 (Supplement), pp. S207 - S223, September - December.

MODELO EMPIRICO DE UN DESCRIPTOR CLIMATICO PARA
LA REGION CENTRAL DE CHILE

Nelson Saavedra y Alberto J. Fopplano

Departamento de Física, Universidad de Concepción, Casilla 3-C,
Concepción, Chile.

RESUMEN

Se analiza la evolución anual de la latitud y de la presión del lugar en Chile en que la presión media mensual es máxima, lugar que como se ha mostrado, tiene las propiedades de descriptor climático. Por medio de la técnica clásica de Fourier se determina las componentes anual y semianual de las evoluciones de la latitud y la presión, y se encuentra que un modelo que incluya solo estas dos componentes reproduce muy bien las evoluciones observadas. Como era de esperar, las componentes anuales son las más importantes, tanto para la latitud como para la presión. Sin embargo, son las componentes semianuales las que imprimen el rasgo característico a las evoluciones observadas, que consiste en un cambio más rápido de la latitud de verano a invierno que el correspondiente de invierno a verano, y en lo opuesto para la presión. Se asocia las componentes anuales a la evolución de la declinación solar y las semianuales a la de la vaguada subantártica. Se sugiere la posibilidad de separar las contribuciones que tienen los grandes centros de acción oceánicos del Pacífico Sur en el descriptor climático.

ABSTRACT

Observed annual evolutions of latitude and pressure of the location of maximum monthly-mean pressure along the Chilean coast are analysed, a location having already known climatic descriptor properties. Annual and semiannual Fourier components of these evolutions are determined, and it is shown that a model including only these two components accounts for all main features of observed evolutions. As expected, annual components are the largest for both latitude and pressure. However, the semiannual components are the ones which give the observed evolutions their typical pattern, i.e. a faster latitude change from summer to winter compared to that from winter to summer, the opposite being the case for pressure changes. Annual components are associated to solar declination changes and the semiannual ones to the trough of low pressure which surrounds Antarctica. It is suggested that contributions to the climatic descriptor associated to each of main Southern Pacific oceanic action centres can be then identified.

INTRODUCCION

Dado las enormes dificultades que implica, aún para casos particulares, la elaboración de una descripción cuantitativa del comportamiento de las variables climáticas, a partir de principios físicos básicos, se recurre a la búsqueda de indicadores que de alguna manera pueden expresar, al menos cualitativamente, el resultado de complejas interacciones entre los factores que determinan el fenómeno que interesa.

En el caso de Chile, y en particular para la descripción de las precipitaciones, hace ya cuatro décadas que Prohaska (1952) señalara la importancia de la distribución de presión al nivel medio del mar a lo largo del litoral, como relevante en la determinación de indicadores climáticos. La asociación específica entre un parámetro de esa distribución de presión y las precipitaciones está documentada por Pittock (1971). El determina la latitud media del cinturón subtropical de altas presiones a lo largo de la costa chilena para cada mes desde 1941 a 1960, usando los valores medios mensuales de la presión para la serie de estaciones chilenas cuyos datos están publicados en los World Weather Records. La latitud media corresponde a aquella en que la presión es máxima en una distribución suavizada y de máximo único derivada de las presiones observadas. Posteriormente (Pittock, 1980), alargando en dos años la serie de presiones, usa los promedios anuales de esa latitud media para estudiar modelos de variación climática en Argentina y Chile correspondientes a precipitación y temperatura, en un intento de describir la variabilidad inter-anual de esas variables.

Simultáneamente, y en forma independiente, Saavedra (1980) deriva el desplazamiento del lugar de presión media mensual máxima en Chile (LPM) sobre el litoral chileno usando las distribuciones medias mensuales de la presión a nivel medio del mar para la serie de estaciones consideradas por Wiltaker (1943) en su estudio de los valores medios mensuales correspondientes al período 1911-1940. Ese desplazamiento le permite explicar para Concepción (16° 46' S; 73° 03' O) los rasgos fundamentales de la variación de la presión media mensual y los cambios de la dirección y frecuencia media mensual de los vientos, considerando una rosa de vientos de ocho puntas.

Suponiendo una correlación lineal entre el valor de la frecuencia de precipitaciones, horas de sol, insolación, y radiación para Concepción con el LPM, Saavedra (1985) encuentra que el LPM es un buen descriptor climático para esta localidad. Por su parte Saavedra y Müller (1986) muestran claramente la bondad del LPM en la descripción cuantitativa de la frecuencia de precipitaciones desde La Serena (29° 54' S; 71° 15' O) a Guafío (43° 34' S; 74° 75' O). Otros indicadores climáticos asociados a los Anticiclones del Pacífico y Atlántico han sido usados por Minetti y otros (1982); Minetti y Vargas (1983a); y Minetti y Vargas (1992) para describir las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central andina, y la anomalía de precipitaciones del noreste del Brasil.

La bondad del LPM puede resumirse en que este punto divide latitudinalmente a Chile en tres zonas climáticas perfectamente definidas. En la Figura 1 se presenta la distribución latitudinal de la presión en el litoral chileno para el mes de enero, en una adaptación de los datos de Wiltaker. En ella se distingue claramente la primera zona, al norte del LPM, que corresponde al dominio de la Baja Costera (BC) y de la Profundización de la Baja Costera cuando ésta está presente, (PIC - Baja de núcleo cálido que existe de preferencia los meses de verano) que no son otra cosa que la expresión del acoplamiento del Anticiclón del Pacífico (AP) al borde continental. En, por lo tanto, la región en la que prevalece lo que puede denominarse buen clima, esto es, ausencia de precipitaciones, radiación relativamente alta, poca nubosidad (exceptuando la costa propiamente tal), predominio de vientos SO, etc. La segunda zona, al sur del LPM, que corresponde al dominio de las Bajas Polares (BP), en el sentido que su efecto se hace sentir desde el LPM hacia el polo, con condiciones que pueden denominarse de mal clima sobre el litoral chileno, es decir, precipitaciones frecuentes, radiación relativamente baja, mayor nubosidad, predominancia de vientos N, etc.

La tercera región, definida como la comprendida entre las latitudes extremas ocupadas por el LPM en su evolución anual, Curicó (34° 58' S; 71° 13' O) y

Cuñfo (43° 34' S; 74° 75' O) respectivamente, es naturalmente la zona de clima más variable en Chile (Zona Central). En una palabra, el LPM es un indicador de los dominios de acción del AP y de las BP sobre Chile para cada mes del año. Más detalles de las propiedades del LPM se pueden encontrar en Saavedra (1985, 1986). En un trabajo recientemente acabado se fundamenta la elaboración de un modelo de presiones para el norte de Chile basado solo en la latitud del LPM y la presión en el LPM (Saavedra y Foppiano, 1992a).

Una contribución a la climatología sinóptica en Chile central consistiría en poder determinar, en primera aproximación, cuánto de las propiedades del LPM (que pertenece a la cuña de alta que introduce el AP en el continente) se debe al AP mismo y su acoplamiento continental (BC y/o FBC), y cuánto a las BP, que son más aleatorias y con una dinámica mucho mayor que el AP.

En el presente trabajo se hace un análisis del LPM en la búsqueda de los factores que contribuyen a determinar sus características fundamentales. Se muestra que tanto la latitud del LPM como la presión en el LPM se pueden expresar analíticamente, usando funciones sencillas cuyas formas pueden asociarse con las evoluciones anuales de la declinación solar y de los centros de acción meteorológicos predominantes en el Área.

LATITUD DEL LPM

El desarrollo en serie discreta de Fourier a los 12 valores de la latitud del LPM publicados por Saavedra (1980), da el resultado que se consigna para las dos primeras componentes en la Figura 2. (Nota que se ha elegido una escala en que las latitudes aumentan hacia abajo). Las expresiones analíticas de las componentes y el valor medio se indican en la Tabla, junto con los porcentajes de la variancia explicada por cada componente. Las expresiones se han evaluado para cada día de un año normal (365 días) y se ha supuesto que los valores experimentales, por ser valores medios mensuales, corresponden a condiciones imperantes el día 15 de cada mes. No se ha hecho cuestión de la diferente duración de los meses. Como era de esperar, la componente anual es la más importante, siendo la semianual la que le sigue en amplitud, aún cuando ésta equivale a menos de un quinto del valor de la primera.

Es evidente que la primera componente tiene la forma de la evolución anual de la declinación solar, en el sentido que el LPM está más hacia el ecuador cuando la declinación es positiva y más hacia el polo cuando es negativa, siendo la declinación la que sin duda sigue en primera aproximación las variaciones climáticas más importantes. Se advierte, sin embargo, que las fases de máxima y mínima latitud no coinciden exactamente con los solsticios de verano e invierno australes, respectivamente. En particular, la latitud más austral ocurre a mediados de enero, unos 25 días después del solsticio.

La segunda componente, que podría considerarse una modulación de la primera por su amplitud, contribuye positivamente, es decir, aumentando la latitud, alrededor de los equinoccios, siendo máxima unos 20 días antes de los equinoccios de otoño y primavera australes, respectivamente. Las contribuciones negativas máximas obviamente ocurren el mismo número de días antes de los solsticios de invierno y verano. Tal vez es significativo que es precisamente en los equinoccios cuando, tanto la declinación solar como el desplazamiento del punto subsolar cambian más rápidamente en el tiempo.

En la Figura 2 también se compara la evolución del LPM con aquellas determinadas usando solamente la primera componente y la primera más la segunda componente, respectivamente.

Aunque la primera componente representa adecuadamente la evolución anual del LPM para algunas aplicaciones, escapa a ella uno de sus rasgos más característicos que consiste en el cambio más rápido de verano a invierno que de invierno a verano, y que se refleja claramente en la evolución anual de los valores medios mensuales de las principales variables climáticas sinópticas de la región central de Chile, particularmente el brusco cambio entre abril y mayo, que es el máximo cambio de mes a mes observado en el año. El uso de las dos componentes sí da cuenta de este efecto. No reproduce, sin embargo, estructuras de menor escala temporal como el pequeño, aunque

significativo aumento de latitud entre mayo y junio, como se discute en Saavedra y Foppiano (1992b), ni la estacionalidad observada entre octubre y noviembre.

PRESION EN EL LPM

Con los valores de la presión en el LPM publicados por Saavedra (1980) también se hizo un análisis en componentes de Fourier, encontrándose los resultados mostrados en la Figura 3. (Note que en este caso la escala es de presiones crecientes hacia arriba).

Las expresiones analíticas de las componentes y el valor medio se indican en la Tabla así como los porcentajes de la varianza explicada por cada componente.

Una vez más la componente anual es la más importante, siendo la amplitud de la segunda casi un décimo de la amplitud de la primera. Las fases de máxima y mínima presión de la primera componente difieren significativamente de los solsticios, encontrándose a mediados de febrero y agosto respectivamente, es decir, casi dos meses más tarde. En cambio, las fases de la componente semianual prácticamente coinciden con las correspondientes a la latitud del LPM. Otra vez, el uso de una sola componente podría justificarse en algunas aplicaciones. Sin embargo, es agregar la segunda lo que permite reproducir muy bien el rasgo característico de la evolución anual, que en este caso significa un aumento más lento de la presión de verano a invierno que la correspondiente disminución de invierno a verano (cambios similares de presión en 7 y 5 meses respectivamente).

DISCUSION

En esta discusión se entenderá como fases de máxima y mínima latitud de la componente anual de la latitud del LPM, a aquellas fechas para las cuales la latitud es más ecuatorial y más austral, respectivamente. De esta manera se podrá comparar fácilmente dichas fases con las correspondientes a la declinación del sol y/o a la componente anual de la presión en el LPM. Lo anterior no es necesario para el caso de las componentes semianuales.

Si se asocia las componentes anuales, tanto de la latitud del LPM, como de la presión en el LPM, a la declinación del sol, se puede observar que la latitud sigue las fases de la declinación casi perfectamente, en cambio la presión no lo hace (ver Tabla). En particular, la diferencia de fases entre presión y latitud (en el sentido más arriba señalado) es de 31 días, en que la presión sigue a la latitud. Este desfase revela probablemente la inercia térmica con que reacciona el litoral frente a la penetración hacia el sur del predominio anticiclónico de invierno a verano, y a su retiro, de verano a invierno, y que en ambos casos actúa sobre la presión superficial.

Respecto a las componentes semianuales de la latitud y la presión, vale la pena observar que el desfase entre ambas es sólo de 11 días, en que siempre los cambios de presión siguen a los de latitud. Como ya se mencionara, el efecto de esta componente hace que la latitud más austral ocurra más tarde en el año y la latitud más ecuatorial se adelante, configurando así la forma típica de la evolución latitudinal del LPM. Para la presión es a la inversa, hace que la presión máxima ocurra más tarde en el año y la mínima se adelante, resultando así también la típica variación en la presión en el LPM.

Para una interpretación física de estas componentes semianuales, es significativo considerar los resultados publicados por van Loon (1971). En efecto, usando valores de presión para el hemisferio sur promediados zonalmente, van Loon construye la evolución media mensual del cinturón subtropical de altas presiones (dorsal) y del circumpolar antártico de bajas presiones (vaquilla subantártica). Sus resultados para la vaguada se reproducen en la Figura 4, junto con una descomposición de Fourier en dos componentes equivalente a la producida por el mismo van Loon. En este caso es la componente semianual la de mayor amplitud, que permite explicar el 60% de la varianza. Esta segunda componente muestra una notable coincidencia cualitativa con la segunda componente

de la latitud del LPM, aunque su amplitud es sensiblemente mayor que la del LPM. En efecto, la vaguada está más cerca del polo en marzo y septiembre y más próxima al Ecuador en junio y diciembre, en concordancia con la componente semianual de la latitud del LPM. Es evidente que un análisis más detallado de lo anterior puede arrojar algunas diferencias de fase medibles en días que no se abordará aquí.

La componente semianual de la presión en el LPM también es cualitativamente similar a la segunda componente de la vaguada, y también se puede asociar a sus oscilaciones, tal como ya lo planteara van Loon.

Así, de acuerdo con lo establecido en el escenario climático enunciado en la introducción se puede afirmar ahora que la latitud del LPM, que divide tan netamente las zonas climáticas de Chile, obedece fundamentalmente a la declinación del sol. Esta latitud es poco modificada por la acción sobre Chile de los márgenes norte de las BP, asociadas a la vaguada subantártica, cuya oscilación, aunque amortiguada, siguen estos márgenes norte. Por su parte, en los valores de la presión en el LPM, son determinantes el desfase con la declinación del sol y/o la evolución de la latitud del LPM, y las variaciones de presión asociadas a las oscilaciones del margen norte de la vaguada sobre el continente.

En el presente complemento al escenario climático queda claro el rol fundamental que para el clima de Chile juegan las BP, que como bien se sabe son inestables y de una dinámica muy aleatoria, en abierta contraposición con el régimen mucho más regular de predominio anticiclónico al norte del LPM.

CONCLUSIONES

1. Las evoluciones de la latitud del LPM y de la presión en el LPM tienen una componente solar muy importante (explica más de un 90% de la varianza). Para la latitud hay casi coincidencia de fase entre esta componente anual y la declinación del sol, mientras que para la presión el desfase es de aproximadamente un mes, atribuible a la inercia térmica de la superficie.
2. La oscilación semianual de la vaguada subantártica se refleja en las evoluciones de la latitud del LPM y de la presión en el LPM, modificando sus componentes anuales y dándoles a ambas su forma característica. En particular, aumenta el desfase entre la latitud más ecuatorial del LPM y la presión máxima a 58 días, y reduce el desfase entre la posición más austral y la presión mínima a 5 días.
3. La latitud del LPM depende fundamentalmente de la dinámica del Anticiclón del Pacífico, teniendo las Bajas Polares un rol más secundario. Esta separación entre las contribuciones de cada centro de acción sobre la latitud del LPM permite determinar mejor la influencia de las Bajas Polares en la climatología de la zona central de Chile.

Agradecimientos Este trabajo ha sido patrocinado por el Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico, Proyecto N° 668/89.

REFERENCIAS

- Minetti, J.L. y Vargas, W.M., 1983: Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. I Parte; *Meteorológica*, 14, 645-656.
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M., 1992: Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. II Parte; *Revista Geofísica*, 33 (IPGH-OEA), (en prensa)
- Minetti, J.L., Radicella, S.M., Menegazzo de García, M.I. y Sal Paz, J.C. 1982: La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central andina; *Revista Geofísica*, 16 (IPGH-OEA), 145-157.
- Pittock, A.B., 1971: Rainfall and the general circulation; presentado en la International Conference on weather modification, American Meteorological Society, Canberra, Australia.
- Pittock, A.B., 1980: Patterns of climatic variation in Argentina and Chile - I. Precipitation, 1931-60; *Monthly weather review*, 108, 1347-1361.
- Prohaska, F.J., 1952: Regímenes estacionales de la precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15° S hasta Antártida); *Meteoros*, Año II, 1 y 2, 66-100.
- Saavedra, N., 1980: La presión y la dirección del viento en Concepción; *Trilka*, 1 (2), 153-162.
- Saavedra, N., 1985: Modelo climático simple para Concepción; *GROACTA*, 13, 13-26.
- Saavedra, N., 1986: Contribution to central Chile dynamic climatology; presentado en la Second International Conference on Southern Hemisphere meteorology, American meteorological Society, Wellington, New Zealand.
- Saavedra, N. y Müller, E., 1986: Estudio de frecuencia de precipitaciones en elitoral chileno. Modelo analítico; presentado en la 14ª Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Mendoza, Argentina.
- Saavedra, N. y Fopplano A.J., 1992a: Monthly mean pressure model for Chile; *International Journal of Climatology*, 12, 469-480.
- Saavedra, N. y Fopplano A.J., 1992b: Contribución a la cinemática del Anticiclón del Pacífico; *GROACTA* (aceptado para publicación).
- van Loon, H., 1971: On the interaction between Antarctica and middle latitudes, in *Research in the Antarctic* (Eds. L.O. Quam and H.D. Porter); American Association for the Advancement of Science, Washington D.C., Publication nº 93, 477-487.
- Wittaker, H., 1943: *Baiografía de Chile*, Publicación nº 58, Oficina Meteorológica de Chile, Santiago, Chile.

Tabla. Expresiones analíticas de las componentes anual y semianual de la latitud del LPM y la presión en el LPM, porcentajes de la varianza explicada y fases de máximo y mínimo.

	latitud	presión
valor medio	38.53	1017.33
Componente	expresión $3.701 \cos w(d-15.01)$	$1.6692 \cos w(d-229.02)$
Anual	% varianza explicada	90.87
	máximo	15 Enero
	mínimo	17 Julio
		17 Agosto
		16 Febrero
Componente	expresión $0.7155 \cos 2w(d-65.04)$	$0.2333 \cos 2w(d-75.84)$
semianual	% varianza explicada	3.83
Anual	máximos	6 Marzo/5 Septiembre
	mínimos	5 Junio/5 Diciembre
		17 Marzo/15 Septiembre
		16 Junio/16 Diciembre
	% varianza explicada	94.7
suma de	máximo	4 Febrero
los compo-	mínimo	30 Junio
nentés.		27 Agosto
		30 Enero

d = día del año (1 a 365)

w = $2\pi/365$

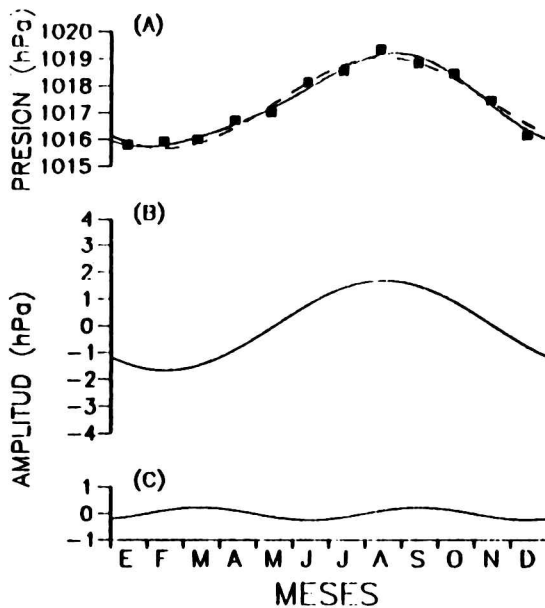


Figura 3. Evolución anual de la presión en el lugar de presión media mensual máxima en Chile.

- (A) Comparación entre valores observados y modelados
 - valores observados correspondientes a período 1911-1940 (adaptados de Witterker, 1943).
 - modelo de una componente
 - modelo de dos componentes
- (B) Componente anual
- (C) Componente semianual

Nota: presiones y contribuciones positivas hacia arriba.

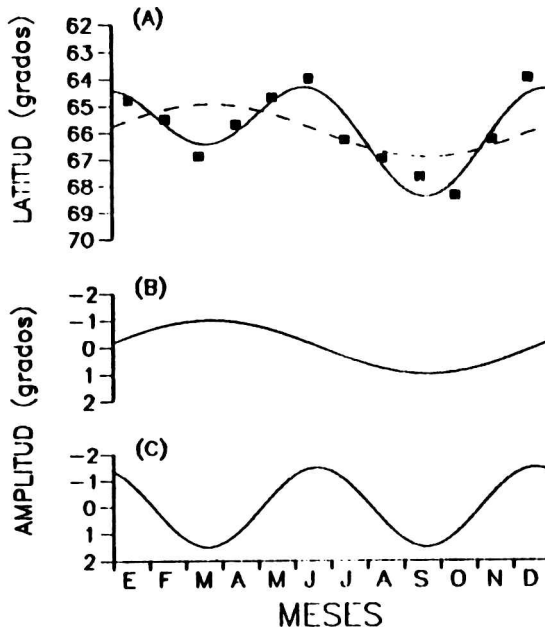


Figura 4. Evolución anual de la latitud de la vaguada subantártica (reproducida de van Loon, 1971).

- (A) Comparación entre valores observados y modelados
- valores observados
- modelo de una componente
- modelo de dos componentes
- (B) Componente anual
- (C) Componente semianual

Nota: latitud y contribuciones positivas hacia abajo.

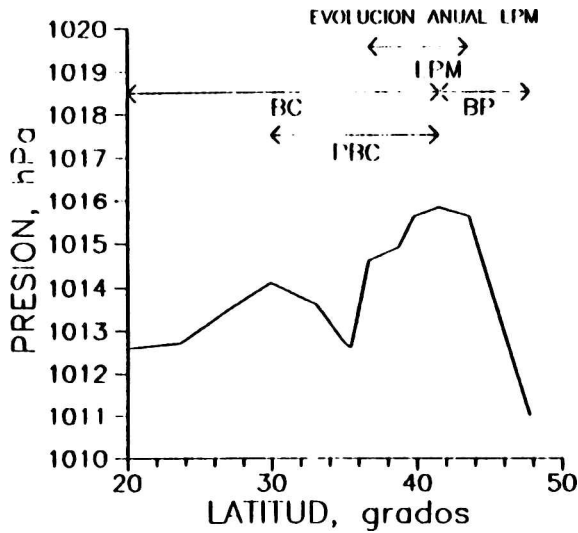


Figura 1. Distribución latitudinal media mensual de la presión de superficie a lo largo del litoral chileno, correspondiente al período 1911-1940 (adaptada de Wittaker, 1943). Se indica los regímenes de la Baja Costera (BC), Bajas Polares (BP), Profundización de la Baja Costera (PBC) y de la latitud del lugar en Chile de presión media mensual máxima (LPM).

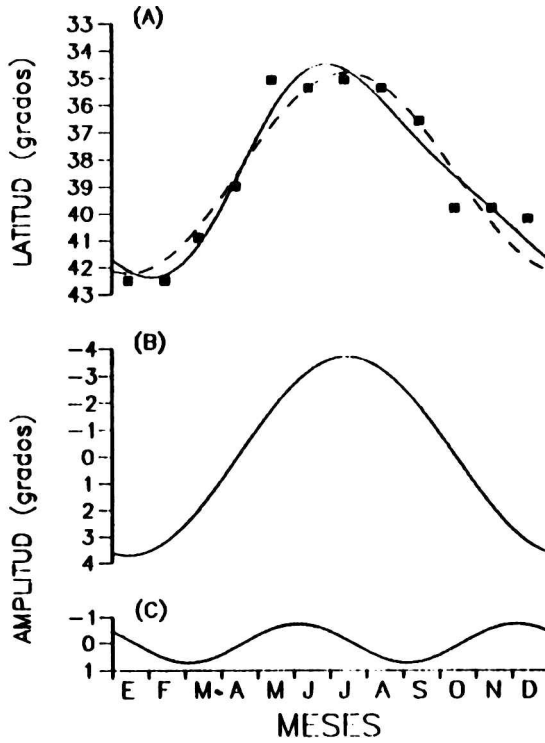


Figura 2. Evolución anual de la latitud del lugar en Chile de presión media mensual máxima.

- (A) Comparación entre valores observados y modelados
- valores observados correspondientes a período 1911-1940 (adaptados de Wittaker, 1943).
- modelo de una componente
- modelo de dos componentes
- (B) Componente anual
- (C) Componente semianual

Nota: latitudes y contribuciones positivas hacia abajo.

**VARIABILIDAD DE LOS PARAMETROS DE RADIOPROPAGACION ASOCIADA
A CAMBIOS DIARIOS EN LA IONOSFERA SOBRE CONCEPCION, CHILE**

Dante R. Figueroa M. y Alberto J. Foppiano B.
Departamento de Física, Facultad de Ciencias
Universidad de Concepción
Casilla 3 - C, Concepción, Chile

RESUMEN

Se estudia la variabilidad de la concentración electrónica de la ionósfera sobre Concepción, Chile, y su efecto en la variabilidad de parámetros de radiopropagación.

Se compara las distribuciones verticales de concentración electrónica, derivadas mediante la técnica de inversión de ionogramas, para el mediodía de unos pocos días de Marzo de 1964, y que fueran publicados hace algún tiempo, con aquellas determinadas usando los modelos de Dudeney y de Bradley y Dudeney. Se encuentra que las distribuciones calculadas con las fórmulas de Dudeney se ajustan mejor a las obtenidas mediante inversión.

Se encuentra que la variabilidad diaria de las distribuciones verticales modeladas para el mediodía de la mayoría de los días de marzo de 1964 es prácticamente independiente del modelo usado. La variabilidad cambia desde un 20% para alturas de la región E hasta alrededor de un 70% a 240 km.

Se analiza el efecto de esta variabilidad diaria sobre parámetros de radiopropagación, usando resultados obtenidos con la técnica de trazado de rayos, para señales de 7.1 y 14.2 MHz emitidas desde Concepción hacia el Norte y Este, con una serie de ángulos de elevación. Se incluye el efecto de la absorción radioeléctrica y del campo magnético. Los gráficos de distancia alcanzada versus ángulo de elevación construidos muestran que los resultados asociados a las distribuciones verticales de Dudeney se ajustan mejor a los resultados correspondientes a la inversión de ionogramas que aquellos asociados a las distribuciones de Bradley y Dudeney.

Se encuentra una variabilidad diaria del 100% para señales de 7.1 MHz y de 80% para señales de 14.2 MHz que se propagan en modo E. Las variabilidades para el modo F son menores, sólo un 25% para 7.1 MHz y ángulo de elevación de 50° y 15% para 14.2 MHz y 30°.

ABSTRACT

Ionospheric electron concentration variability over Concepción, Chile, and its effect on the variability of radiopropagation parameters are studied.

Published vertical distributions of electron concentration for a few day of March 1964 at noon, derived using the ionogram inversion technique, are compared with those determined from Dudeney and Bradley and Dudeney models. Distributions computed using Dudeney's formulae are found to systematically better fit those related ionogram inversion.

Day-to-day variability derived using modal vertical distributions for most day of March 1964 at noon is found to be independent of the model considered. It ranges from about 20% at E region heights to 70% at around 240 km.

The effect of this day-to-day variability on radiopropagation parameters was analysed using ray-tracing results for signals of 7.1 MHz and 14.2 MHz launched from Concepción towards the North and East, for a range of elevation angles. Geomagnetic field and radiowave absorption effects were included. Plots of range versus elevation angle show that results associated to Dudeney's vertical distributions better fit those associated to ionogram inversion, than the ones associated to Bradley and Dudeney distributions.

E-mode range day-to-day variability amounts 100% for 7.1 MHz and 80% for 14.2 MHz. F-mode variabilities are smaller, being 25% for MHz signals launched at 50° and 15° for 14.2 MHz signals at 30°.

INTRODUCCION

La propiedad de refracción de la ionósfera depende de la distribución vertical de concentración electrónica, n , la que es extremadamente variable tanto espacial como temporalmente. Para un determinado lugar, esta distribución depende principalmente de la hora del día, de la estación del año, y de los niveles de actividad solar y de actividad magnética. Esta variabilidad de la concentración electrónica debe ser considerada tanto en proyectos de propagación de largo plazo, cuyo objetivo es contribuir al diseño de enlaces radioeléctricos, como de mediano plazo, los que permiten la gestión de frecuencias de un enlace ya establecido. En el primer caso se trata de estimar valores medianos mensuales de los parámetros de radiopropagación con meses o años de antelación, junto con alguna medida de la variabilidad diaria de ellos respecto de los valores medianos. En el segundo caso, se trata de estimar los valores de los parámetros con sólo horas o días de antelación.

El objetivo del presente trabajo es mostrar el efecto que tiene la variabilidad diaria de la distribución vertical de concentración electrónica, en las distancias que desde un transmisor pueden cubrir señales radioeléctricas decamétricas. La determinación de las distancias se ha hecho mediante el método de trazado de rayos.

En la sección siguiente se indica los modelos de distribución de concentración electrónica usados, para después describir brevemente el método de trazado de rayos. Luego se presenta los resultados obtenidos para, finalmente, discutir su significación.

DISTRIBUCIONES VERTICALES DE CONCENTRACION ELECTRONICA

La concentración electrónica con la altura sobre un determinado lugar, $n(h)$, fue modelada en este trabajo utilizando tres métodos, lo que se muestra a continuación. En todos los casos se usa como variable la frecuencia de plasma, f_p , relacionada a la concentración electrónica n a través de

$$f_p = \left\{ \frac{e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m} n \right\}^{1/2} \quad (1)$$

con e la carga del electrón, m la masa del electrón, y ϵ_0 la permitividad eléctrica del vacío.

1. Modelo de Bradley y Dudeney:

El modelo de Bradley y Dudeney (1973) depende de cuatro características ionosféricas que pueden ser medidas fácilmente en un ionograma (Piggott y Rawer, 1972): f_oE , la frecuencia máxima de reflexión del rayo ordinario en la región E de la ionósfera; f_oF2 , la frecuencia máxima de reflexión del rayo ordinario en la región $F2$ de la ionósfera; $M(3000)F2$, la razón entre la máxima frecuencia utilizable para una distancia transmisor-receptor de 3000 kilómetros y la frecuencia máxima de reflexión en incidencia vertical (el algoritmo de cálculo de $M(3000)F2$ corresponde a un modelo de propagación simplificado), y $h'F2$, la altura virtual mínima observada de la región $F2$.

En este modelo la distribución vertical de concentración electrónica está constituida por tres segmentos (todas las alturas h están expresadas en kilómetros):

a) La región $90 < h \leq 110$ (km), en que $n(h)$ varía parabólicamente con h , con altura de concentración máxima $h_m E$ y semiespesor $y m E$,

$$f_p = f_o E \left[1 - \left[\frac{h m E - h}{y m E} \right] \right]^{1/2} \quad (2a)$$

b) La región $110 < h \leq h_1$, en que $n(h)$ varía linealmente con h , desde $h_m E$ hasta una altura h_1 en que la concentración electrónica es 2.89 veces la concentración electrónica máxima de la región E ,

$$f_p = \frac{foE}{\sqrt{h_1 - hmE}} \{1.89 h + (h_1 - 2.89 hmE)\}^{1/2} \quad (2b)$$

donde

$$h_1 = hmF2 - ymF2 \left\{1 - \left[\frac{hmF2 - h}{ymF2}\right]^2\right\}^{1/2} \quad (2c)$$

c) La región $h_1 < h \leq hmF2$, en que $n(h)$ varía parabólicamente con la altura, de altura de concentración máxima $hmF2$ y semiespesor $ymF2$.

$$f_p = foF2 \left\{1 - \left[\frac{hmF2 - h}{ymF2}\right]^2\right\}^{1/2} \quad (2d)$$

donde

$$hmF2 = e [M(3000)F2]^b \quad (2e)$$

y

$$ymF2 = hmF2 - (h'F2 - \Delta h') \quad (2f)$$

En el apéndice se indica cómo calcular e , b , y $\Delta h'$ a partir de las cuatro características ionosféricas mencionadas arriba.

En la figura 1 se muestra mediante línea continua la distribución electrónica sobre Concepción, Chile, calculada según el modelo de Bradley y Dudeney para los días 17 y 19 de Marzo de 1964, a las 12 horas, tiempo local.

2. Modelo de Dudeney

El modelo de Dudeney (1978) depende de las cuatro características ionosféricas usadas en el modelo de Bradley y Dudeney, más una quinta característica: $foF1$, la frecuencia máxima de reflexión del rayo ordinario en la región $F1$, si es que ésta existe.

El modelo de Dudeney comprende tres regiones:

a) La región $90 < h \leq 110$ (km), donde $f_p(h)$ tiene la misma forma que en el modelo de Bradley y Dudeney (ecuación 2a).

b) La región $110 < h \leq h_t$, donde se debe distinguir dos casos:

(i) Caso de ausencia de región $F1$: Entonces

$$f_p = foE \sec \left[\frac{h - hmE}{\beta ymF2} \right] \quad (3a)$$

donde los parámetros β y h_t son calculados de modo de garantizar continuidad de f_p y $\partial f_p / \partial h$ en $h = h_t$. En el apéndice se muestra las relaciones que permiten determinar β y h_t .

(ii) Caso de presencia de región $F1$: En este caso se corrige (3a), quedando

$$f_p = foE \left[\sec \left[\frac{h - hmE}{\beta ymF2} \right] + A_f \left\{ 1 - \cos \left[2\pi \frac{h - hmE}{h_t - hmE} \right] \right\} \right] \quad (3b)$$

donde el parámetro A_f es calculado resolviendo dos ecuaciones acopladas, las que son escritas en el apéndice.

c) La región $h_0 < h < hmF2$, en cuyo caso

$$f_p = foF2 \cos \left(\frac{hmF2 - h}{\gamma mF2} \right), \quad (3c)$$

donde $\gamma mF2$ y $hmF2$ son los mismos del modelo de Bradley y Dudeney.

En la figura 1 se muestra mediante líneas de trazos la distribución electrónica sobre Concepción, Chile, calculada según el modelo de Dudeney para los días 17 y 19 de Marzo de 1964, a las 12 horas, tiempo local.

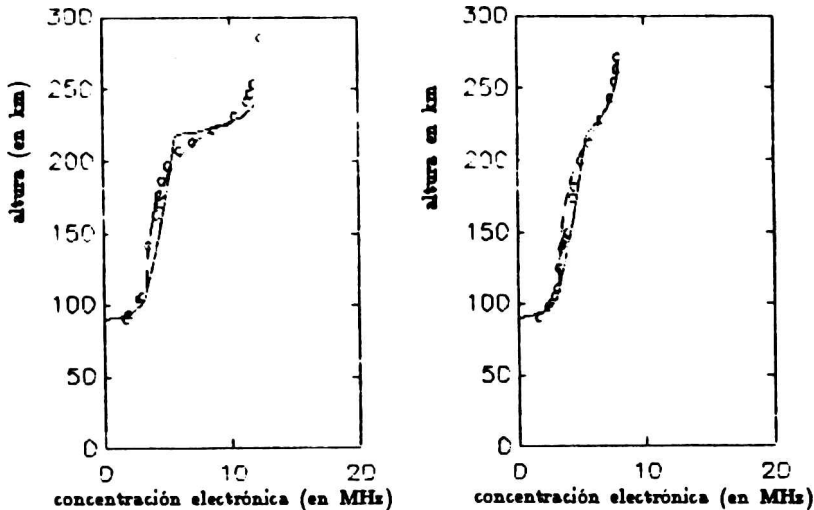


Figura 1: Distribución de electrones libres sobre Concepción, Chile, los días 17 (izquierda) y 19 de marzo de 1964 (derecha) al mediodía (hora local). Línea continua: modelo de Bradley y Dudeney; líneas de trazos: modelo de Dudeney; círculos: resultado de inversión de ionogramas

3. Inversión de ionogramas

Mediante la inversión de ionogramas, vale decir, de los registros de altura de reflexión en función de la frecuencia obtenidos con una ionosonda, es posible estimar la distribución de la concentración electrónica con la altura. Estas distribuciones, llamadas *seales* en este artículo, serán usadas aquí sólo como referencia y calibración de los resultados obtenidos usando los modelos de Bradley y Dudeney (BD) y de Dudeney (D), puesto que no se cuenta con ionogramas invertidos para todo el periodo de análisis.

En la figura 1 se muestra mediante círculos estas distribuciones reales, calculadas sobre Concepción, Chile, para los días 17 y 19 de Marzo de 1964, a las 12 horas, tiempo local.

VARIABILIDAD IONOSFERICA DIARIA

Para estudiar la variabilidad de los parámetros de radiopropagación asociada a cambios diarios en la distribución vertical de concentración electrónica, fueron elegidas distribuciones correspondientes para Concepción, Chile, para cada día de Marzo de 1964 a las 12 horas de tiempo local.

La variabilidad diaria de las distribuciones BD y D para los días con datos disponibles en el mes indicado se muestra en las figuras 2a y 2b, respectivamente. A pesar que las distribuciones con la altura BD son bastante diferentes de las D (ver figura 1), su variabilidad respecto a la mediana del mes es prácticamente la misma, aumentando con la altura desde un 22% a la altura del máximo de concentración electrónica de la región E ($h_m E$) hasta un 68% a unos 240 km de altura. Sobre esa altura, aproximadamente, los valores de variabilidad no son significativos, pues resultan de una muestra muy reducida.

La variabilidad diaria puede ser referida a la mediana de las distribuciones, como en la figura 2, o a una distribución vertical de concentración obtenida mediante el uso de un modelo (BD o D) aplicado a valores medianos de las características ionosféricas ($f_o E$, $f_o F_2$, etc.). Sin embargo estas últimas distribuciones resultan indistinguibles de las medianas de las distribuciones, por lo que no son mostradas aquí.

Por otra parte, se ha sugerido (Laird *et al.*, 1974) que los modelos analíticos, como es el caso de BD y D, usados con valores medianos mensuales de las características ionosféricas, no conservan la 'forma' de la distribución vertical implícita en los ionogramas. Para analizar este punto se calculó las trazas del rayo ordinario de todos los ionogramas disponibles correspondientes a Marzo 1964 a las 12 horas tiempo local, y a partir de ellas se obtuvo un 'ionograma' mediano, según las reglas propuestas por Laird *et al.* (1974). Aunque obviamente aparecen diferencias importantes en concentración electrónica entre las distribuciones correspondientes, la medida de la variabilidad diaria respecto de estas nuevas distribuciones es similar a la obtenida más arriba.

METODO DE TRAZADO DE RAYOS

Dado que las frecuencias de interés en este estudio corresponden a ondas de radio decamétricas, se justifica usar el método de trazado de rayos para determinar el rango de alcance de estas ondas radioeléctricas propagándose en una ionósfera caracterizada por las distribuciones de concentración electrónicas discutidas en la segunda sección.

Jones (1966) y Jones y Stephenson (1975) propusieron un método de trazado de rayos basado en la combinación de un formalismo propuesto por Haselgrove (1955) y Lighthill (1965). Este es el método usado en el presente trabajo.

Para calcular las trayectorias de los rayos es necesario, además de las distribuciones verticales de concentración electrónica, adoptar modelos del campo magnético terrestre y de la distribución con la altura de la frecuencia de colisiones entre los electrones libres y las moléculas del gas neutro. Aquí se supone válidos un modelo dipolar centrado para el campo magnético y una distribución vertical de la frecuencia de colisiones compuesta de dos segmentos exponenciales. No es necesario adoptar modelos más realistas, pues las diferencias entre los parámetros de propagación calculados con distintos modelos no son significativas frente a las diferencias debidas a las distintas distribuciones verticales de concentración electrónica.

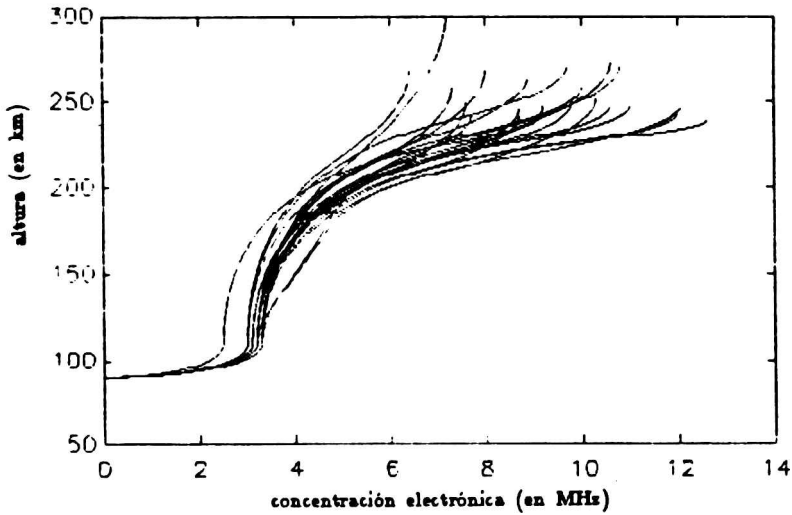
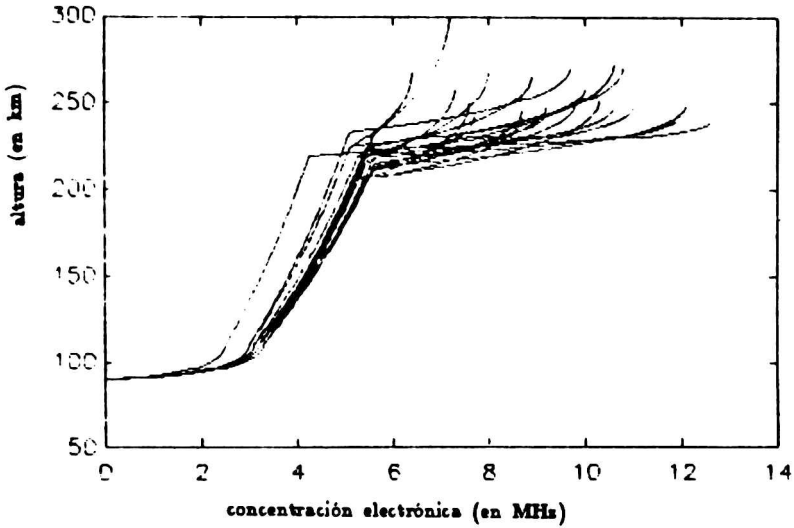


Figura 2: Variabilidad de la concentración electrónica sobre Concepción, Chile, en el mes de marzo de 1964. En la figura superior se usa el modelo de Bradley y Dudeny, en tanto que en la inferior se usa el de Dudeny.

RESULTADOS

Se hizo trazado de rayos usando las distribuciones verticales de concentración electrónicas discutidas en la segunda sección. Se supuso un transmisor ubicado en Concepción, Chile, capaz de emitir ondas radioeléctricas con ángulos de elevación entre 0° y 50° y hacia el norte o hacia el este, es decir, azimuts de 0° o 90° , respectivamente. Se presentará aquí resultados para ondas de 7.1 y de 14.2 MHz de frecuencia.

En la figura 3 se muestra las trayectorias correspondientes a la distribución D para el 19 de Marzo de 1964 a las 12:00 hrs, tanto para el caso de 7.1 como de 14.2 MHz de frecuencia. En la figura mencionada se ha exagerado la curvatura de la Tierra, a fin dar mayor claridad al esquema. La distancia entre dos marcas (+) en la superficie representa 50 kilómetros. Las diferencias en las distancias alcanzadas por un rayo para una elevación dada y azimut de 0° y 90° son generalmente menores que 5%, excepto en una estrecha banda de ángulos de elevación cercanos al ángulo de penetración de la ionósfera, para la cual la diferencia puede ser substancialmente mayor que el 5% señalado. En el caso mostrado, hay diferencias mayores que 5% solamente para elevaciones entre 22° y 27° para propagación en 7.1 MHz, y entre 7° y 8° para propagación en 14.2 MHz. Esto justifica reducir los trazados de rayos a aquellos correspondientes a azimut 0° , y permite suponer que todos los resultados siguientes son también válidos para transmisiones en todas las direcciones horizontales.

A fin de comparar el trazado de rayos usando distribuciones *reales* a las hechas con distribuciones analíticas, se muestra en la figura 4 la trayectoria de un rayo en función del ángulo de elevación obtenidas para el día 19 de Marzo de 1964 a las 12 horas tiempo local, usando una distribución R, una BD y una D, tanto para ondas de frecuencia 7.1 MHz (diagrama superior) como para el caso de propagación en 14.2 MHz (diagrama inferior). Es inmediato que la distribución D logra un mucho mejor acercamiento a los resultados con distribuciones reales que los resultados obtenidos con distribución BD. Resultados similares se obtiene para los tres días para los que se dispone de distribuciones reales.

En el modo E se observa siempre que los trazados de rayos hechos usando distribuciones D se acercan más a los reales que los hechos con distribuciones BD.

Donde la dependencia del modelo de distribución vertical de concentración usado es más crítico es en la región superior a la región E e inferior a la región F. Como se observa en la figura 1 las distribuciones de concentración reales muestran ligeras inflexiones a alturas cercanas a los 160 km, las que provocan que aparezca un pequeño modo *F1* en cada gráfico de la distancia como función del ángulo de elevación. Por otra parte, como se usó una distribución D sin región *F1* no aparece ese modo en el correspondiente resultado de Dudeney. Sin embargo, a pesar que la distribución D se usó sin región *F1*, la figura 4 parece sugerir que no es necesaria su inclusión. Muy distinto es el caso de los resultados usando distribuciones BD, en que las diferencias entre las funciones ángulo de elevación distancia correspondiente a distribuciones BD y a R son significativas entre 25° y 45° para propagación en 7.1 MHz, y entre alrededor de 7° y de 18° de elevación para el caso de 14.2 MHz.

En el modo F ambos modelos dan buenos resultados, en general, excepto que las distribuciones D muestran sistemáticamente un mayor acercamiento a los resultados obtenidos usando distribuciones R.

Se estimó la sensibilidad de las funciones ángulo de elevación distancia a los métodos de obtener distribuciones verticales de concentración electrónica representativas de un mes determinado haciendo trazado de rayos con las distribuciones medianas y las distribuciones calculadas con medianas de las características ionosféricas discutidas en la tercera sección.

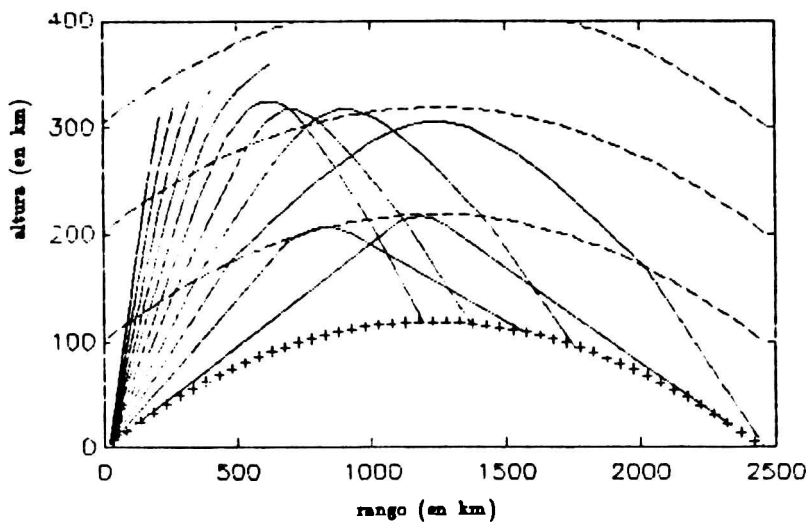
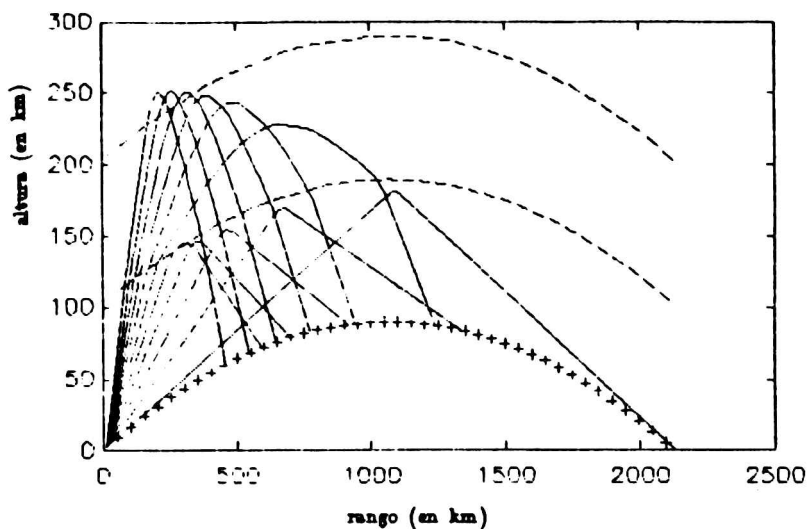


Figura 3: Trayectoria de los rayos obtenida usando la distribución de Dudeney del 19 de marzo de 1992, a las 12 horas. La parte superior muestra el caso de 7.1 MHz y el inferior al de 14.2 MHz. Se muestra con líneas discontinuas las alturas de 100, 200, y 300 km.

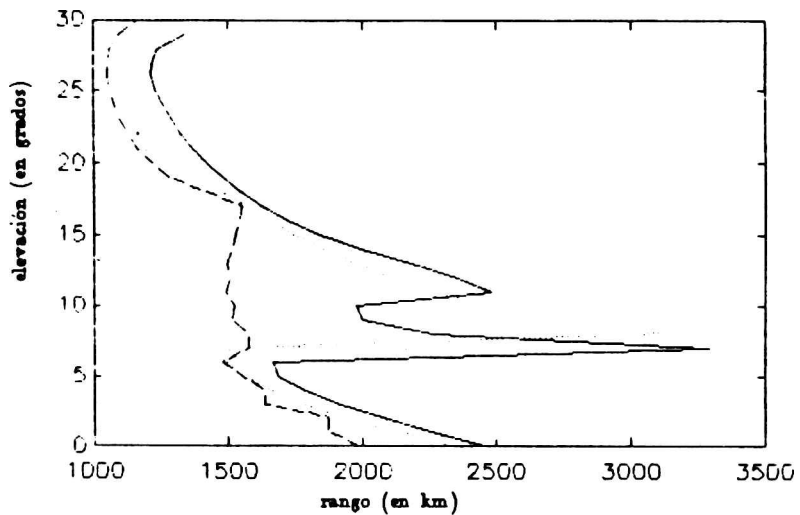
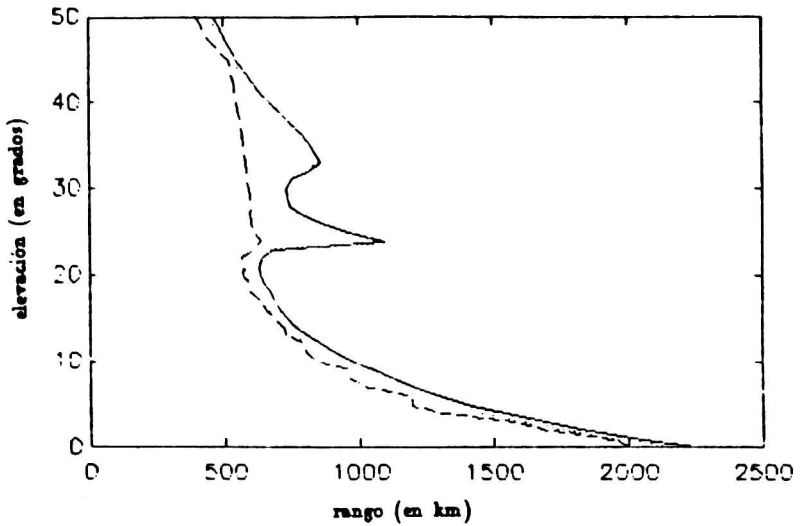


Figura 4: Rango alcanzado por el rayo versus ángulo de elevación para el día 19 de marzo de 1964 a las 12 horas. Línea continua: perfil de concentración electrónica obtenido de inversión del ionograma; línea discontinua: modelo de Bradley y Dudeney; línea de puntos: modelo de Dudeney. Arriba: 7.1 MHz. Abajo: 14.2 MHz

También se hizo trazado de rayos con la distribución vertical correspondiente al 'ionograma' mediano. Los resultados de estos trazados de rayos indican que es imposible distinguir entre las funciones ángulo de elevación distancia asociadas a las dos primeras distribuciones, independientemente del modelo usado. La función ángulo de elevación distancia asociada al 'ionograma' mediano difiere a lo más en 50 km de las funciones anteriores.

Otro resultado obtenido es que la función ángulo de elevación distancia mediana mensual es idéntica a la función obtenida con una distribución vertical de concentración electrónica correspondiente a los valores medianos de las características ionosféricas, obtenidas según el modelo de Dudeney. Lo mismo es probablemente cierto al usar el modelo de Bradley y Dudeney.

Por último en las figuras 5a y 5b se muestra las variabilidades de las funciones ángulo de elevación distancia asociadas a los cambios diarios de las distribuciones D, para propagación en 7.1 y en 14.2 MHz, respectivamente. Para el caso de propagación en 7.1 MHz, la variabilidad diaria es muy grande para el modo E, del orden del 100%, en tanto que en el modo F ésta se reduce a un 25% en el caso de 50° de elevación. En el caso de propagación en 14.2 MHz, se mantiene la alta variabilidad diaria en el modo E, cercana a un 80%, en tanto que en el modo F la variabilidad es de sólo 15% para ángulos de elevación cercanos a 30° (para ángulos de elevación mayores la muestra se reduce significativamente).

Como se mostró en la figura 2, la variabilidad de las concentraciones electrónicas es del orden de un 20% a la altura del hmE y de un 70% a unos 240 km de altura. Esto muestra que la variabilidad relativamente pequeña de la concentración electrónica de la región E puede tener un efecto mucho mayor sobre la variabilidad de los parámetros de radiopropagación que la que puede producir la variabilidad relativamente grande de la concentración electrónica en la zona de los 250 km.

BIBLIOGRAFIA

- Bradley, P. A.; Dudeney, J.R., 1973: A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, **25**, 2131-2146.
- Dudeney, J.R., 1978: An improved model of the variation of electron concentration with height in the ionosphere; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, **40**, 195-203.
- Haselgrove, J., 1955: Ray theory and a new method for ray tracing; in *Report of the Physical Society Conference on the Physics of the Ionosphere*, The Physical Society, London.
- Jones, R.M., 1966: A three-dimensional ray-tracing computer program; Environmental Science Services Administration Technical Report IER 17-ITSA17, U. S. Government Printing Office.
- Jones, R.M.; Stephenson, J.J., 1975: A versatile three-dimensional ray-tracing computer program for radio waves in the ionosphere; Office of Telecommunications Report OT 75-76, U. S. Government printing Office.
- Laird, A.R., Wright, J.W.; Gautier, T.N., 1974: Remarks on achieving representative electron density profiles of the ionosphere: Performance and advantages of the 'composite' virtual height method; *Radio Science*, **9**, 825-835.
- Lighthill, M.J., 1965: Group velocity; *J. Institute of Mathematics and its Applications*, **1**, 1.

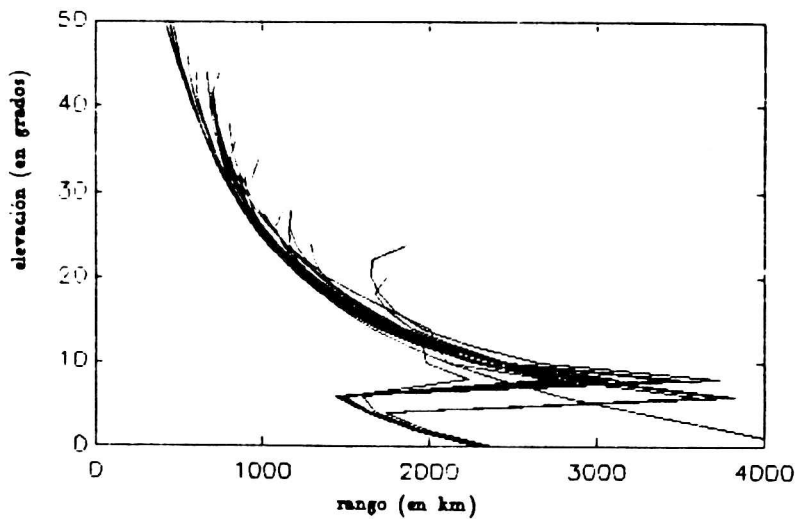
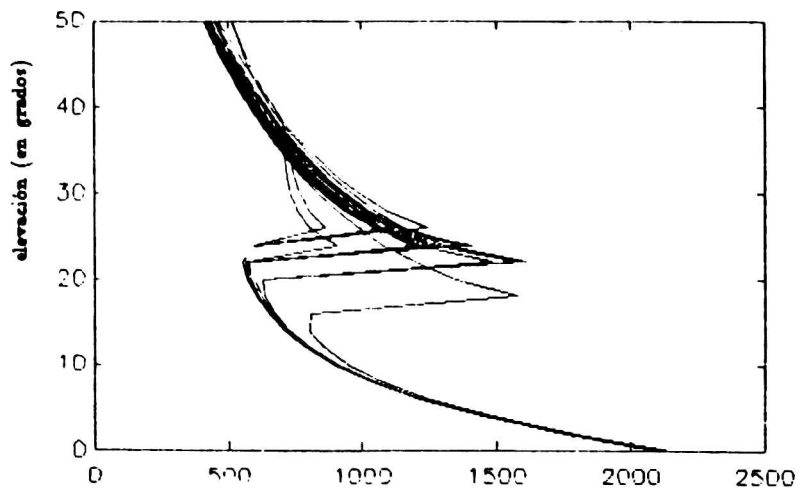


Figura 5: Diagramas rango versus ángulo de elevación para todos los días disponibles de marzo de 1964. La convención de tipo de curvas y frecuencias es la misma que en la figura 4.

Piggott, W.R.; Rawer, K., 1972; U.R.S.I. Handbook of ionogram interpretation and reduction; Second Edition, World Data Center A for Solar-Terrestrial Physics Report UAG-23, U.S. Government Printing Office

APENDICE

Aquí se indica la manera de calcular los parámetros ϵ , b , $\Delta h'$, h_s , β y A_f mencionados en la segunda sección, necesarios para ajustar los modelos de Bradley y Dudeney, y de Dudeney.

Las relaciones son:

$$\epsilon = 1890 - \frac{355}{\epsilon - 1.4} \quad (A1)$$

$$b = (2.5 \epsilon - 3)^{0.66} - 1.6 \quad (A2)$$

$$\Delta h' = \left[\frac{0.613}{\epsilon - 1.33} \right]^{0.66} (h_m F^2 - 104) \quad (A3)$$

$$\epsilon = f_o F^2 / f_o E' \quad (A4)$$

β y h_s son calculados resolviendo las ecuaciones intrínsecas acopladas

$$\beta = \frac{Z_m - \arccos(f_s / f_o F^2)}{\arccos(f_o E' / f_s)} \quad (A5)$$

$$\beta = \frac{f_s}{f_o E'} \left\{ \frac{f_s^2 - f_o E'^2}{f_o F^2 - f_s^2} \right\}^{1/2} \quad (A6)$$

Un valor de h_f se obtiene de la ecuación intrínseca

$$\left\{ 1 + \sec^2 \left[\frac{h_f - h_m E'}{\beta y m F^2} \right] \right\} \sec^2 \left[\frac{h_f - h_m E'}{\beta y m F^2} \right] + \left[\frac{2x \beta y m F^2}{h_f - h_m E'} \right]^2 \left\{ \frac{f_s}{f_o E'} - \sec \left[\frac{h_f - h_m E'}{\beta y m F^2} \right] \right\} / \left\{ \sec \left[2x \frac{h_f - h_m E'}{h_f - h_m E'} \right] - 1 \right\} = 0. \quad (A7)$$

al cual debe ser usado para evaluar A_f usando (3b), con $f = f_o F^2$. Con este A_f se evalúa df/dh . Si esta derivada es mayor o igual a cero los parámetros A_f y h_f son los buscados. Si $df/dh < 0$ debe reevaluarse h_f usando

$$\sec \left[\frac{h_f - h_m E'}{\beta y m F^2} \right] \tan \left[\frac{h_f - h_m E'}{\beta y m F^2} \right] + \left[2x \frac{\beta y m F^2}{h_f - h_m E'} \right] \left\{ \frac{f_s}{f_o E'} - \sec \left[\frac{h_f - h_m E'}{\beta y m F^2} \right] \right\} \cot \left[x \frac{h_f - h_m E'}{h_f - h_m E'} \right] = 0. \quad (A8)$$

para usar este valor en la evaluación de A_f usando (3b), con $f_p = f_o F^2$.

**ESTUDIO COMPARATIVO DE DOS NORMAS DE SIMPLICIDAD
PARA LA DECONVOLUCION SISMICA**

Sacchi, Mauricio D., Velis, Danilo R. y Cominquez, Alberto H.
Consejo Nacional de Investigaciones Cientificas
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP
La Plata, Argentina

RESUMEN

Se estudian comparativamente dos criterios de deconvolución de trazas sísmicas, a los que se designarán MED (Deconvolución por mínima entropía) y MEDLN (versión logarítmica del MED). Ambos criterios pertenecen a una familia de normas descritas en el presente trabajo. Dichas normas se maximizan cuando son evaluadas sobre una serie de impulsos aislados, por lo que su maximización conduce a un operador lineal capaz de realizar la deconvolución.

Complementando las consideraciones teóricas se presentan ejemplos sintéticos con diferentes niveles de ruido.

ABSTRACT

This paper concerns with the comparative study of two deconvolution criteria, named MED (Minimum Entropy Deconvolution) and MEDLN. Both procedures are members of a family of norms described in this paper. When these norms are evaluated over a sparse spike series their maximum value is reached. Thus a linear operator capable of carrying out the deconvolution is obtained.

Not only considerations about the theoretical approach are studied, but also many synthetic examples displaying different levels of noise.

INTRODUCCION

La traza sísmica libre de ruido puede representarse como una versión suavizada de la serie de coeficientes de reflexión, esta última puede ser modelada mediante una serie de impulsos de amplitud y posición arbitraria. La función suavizadora o kernel a la que en exploración sísmica se llama "ondícula", actúa como un filtro que convierte una señal de banda completa (serie reflectora), en una de banda limitada (traza sísmica). La deconvolución tiene como objetivo primario recobrar la serie reflectora que es el dato geofísico de interés.

El problema de la deconvolución puede estudiarse desde diversos puntos de vista. El enfoque clásico asume dos hipótesis fundamentales: ondícula sísmica de mínima fase, y serie reflectora aleatoria (Robinson y Treitel, 1980). Pues bien, bajo dichas hipótesis el espectro de amplitud de la ondícula puede ser estimado, y luego su correspondiente espectro de fase via la transformada de Hilbert (Oppenheim y Schaffer, 1975) o mediante un doble filtro inverso (Robinson y Treitel, 1980). De este modo, estimada la ondícula se diseña un filtro inverso de retardo óptimo que permita calcular la serie de coeficientes de reflexión.

Las hipótesis antes mencionadas no siempre se ajustan adecuadamente. Por ello existen otras técnicas, particularmente se puede citar la deconvolución homomórfica (Ulrych, 1971; Sacchi y Comínguez, 1989). En dicha metodología se aprovecha la separabilidad entre la ondícula y la serie reflectora en un nuevo dominio denominado Cepstrum (Ulrych, 1972). Como contrapartida esta técnica es muy sensible al nivel de ruido presente en la traza.

En 1977 Wiggins propone la deconvolución por mínima entropía (MED), no imponiéndole características a priori a la ondícula. El MED opera maximizando una norma que mide cuán "simple" es la solución. Entendiéndose por "simple", una solución de impulsos aislados (Ooe y Ulrych, 1979). Este concepto será aclarado en el presente trabajo con diversos ejemplos.

Los dos métodos que se han de cotejar en el presente trabajo están incluidos en muchos paquetes de programas para procesamiento sísmico, aunque no queda claro cuáles son sus diferencias fundamentales. Por ello se considera importante el aporte técnico de este trabajo.

CONSIDERACIONES TEORICAS

Modelo de la traza sísmica

La traza sísmica libre de ruido puede representarse mediante la convolución entre la ondícula sísmica $w(t)$ y la serie reflectora $y(t)$:

$$x(t) = y(t) * w(t) \quad (1)$$

Para obtener $y(t)$ será necesario diseñar un operador lineal inverso tal que:

$$y(t) = x(t) * f(t) \quad (2)$$

Si $w(t)$ es desconocida, el operador $f(t)$ en principio no podría calcularse, ya que para la traza sísmica libre de ruido se tiene una ecuación con dos incógnitas.

Para el caso con ruido la ecuación (2) toma la siguiente forma:

$$\hat{y}(t) = x(t) * f(t) - n(t) * f(t) + \epsilon(t) \quad (3)$$

donde $n(t)$ representa el ruido que normalmente se acopla a datos reales y $\epsilon(t)$ el error resultante de aplicar el filtro inverso. Claramente, el operador $f(t)$ deberá ser capaz de suprimir al ruido, manteniendo a la vez $\epsilon(t)$ lo más pequeño posible.

Criterios de simplicidad

La clave del MED reside en definir una norma $V(y)$ que mida la simplicidad de la solución $y = (y_1, y_2, \dots, y_N)^*$. Existe evidencia experimental para suponer que la serie reflectora está constituida por una serie de impulsos aislados de amplitud y posición arbitraria. Esta descripción está avalada por los datos que aportan los perfiles sísmicos.

En el presente trabajo se establece una forma general de medir esta simplicidad. Para ello se definirán las siguientes variables:

$$V(y) = [\sum_i q_i \cdot F(q_i)] / [N \cdot F(N)] \quad (4)$$

$$q_i = y_i^2 / (\sum_j y_j^2 / N)$$

$$(i = 1, 2, \dots, N)$$

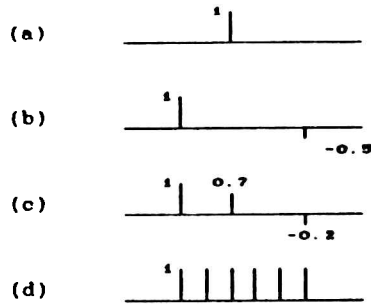
Si F es una función monótonamente creciente, $V(y)$ puede utilizarse para medir cuán simple es y . Por ejemplo, considérese la serie $y = (0, 0, \dots, 1, 0, \dots)$. Para dicha serie $V(y) = 1$, que es el máximo valor que puede tomar $V(y)$ (mínima estructura). Si en cambio consideramos el otro caso extremo, $y = (1, 1, \dots, 1, 1)$, ahora $V = F(1)/F(N)$; y puesto que F es monótonamente creciente, se cumple que:

$$1 \geq V(y) \geq F(1) / F(N) \quad (5)$$

donde y puede ser cualquier serie de tiempo de N muestras, que de acuerdo a la simplicidad, su norma $V(y)$ se acercará a uno de los extremos dados por la desigualdad (5)

En la Figura 1 se consideran cuatro ejemplos de series y analizadas mediante cuatro normas diferentes

* $y_k = y(t)|_{t=k\Delta t}$ siendo Δt el intervalo de muestreo

Figura 1. Series de impulsos, $N=6$

Los valores de la norma $V(y)$ para diferentes $F(q_i)$ referidos a la Fig.1 pueden verse en la Tabla 1.

	$F = \ln(q)$	$F = q$	$F = q^2$	$F = q^3$
(a)	1	1	1	1
(b)	0.72	0.68	0.52	0.41
(c)	0.58	0.53	0.34	0.19
(d)	0	1/36	1/216	1/1296

Tabla 1. $V(y)$ para los ejemplos de la Fig.1

Puede observarse que todas las funciones propuestas sirven para medir la simplicidad de y . El máximo de $V(y)$ en todos los casos es igual a 1, no así el mínimo que depende del criterio considerado. Los diversos criterios utilizados no son igualmente sensitivos, como puede verse el criterio $F(q_i)=q_i$ es practicamente excluyente. Cabe aclarar que $F(q_i)=q_i$ corresponde a la norma propuesta por Wiggins, también llamada de mínima entropía (esta designación no es muy afortunada, ya que no es estrictamente una medida de la "entropía" de un proceso, tal como se entiende en la teoría de la información, (Goldman, 1968; Ulrych y Bishop, 1975)).

Deconvolución de la traza sísmica. Maximización de $V(y)$

Consideremos el problema de hallar la solución de la ecuación (2). Una solución obvia es:

$$\begin{cases} f = x^{-1} & \text{(la inversa de la traza sísmica)} \\ y = \delta & \text{(función impulso unitario)} \end{cases}$$

La maximización de V podría arrojar la solución anterior (Postic y otros, 1980). Para evitar esta solución trivial no deseada, se le impone una longitud LF al operador f , y por lo tanto:

$$y_n = \sum_{i=1}^{k^*} f_i x_{n-i} \tag{6}$$

El problema se reduce al cálculo del operador f que maximice $V(y)$, luego:

$$\frac{\partial V(y)}{\partial f_k} = 0 \quad k=1,2,\dots,LF \tag{7}$$

$$\frac{\partial V(y)}{\partial f_k} = \frac{1}{N} \frac{1}{F(N)} \sum_i [F(q_i) + q_i \frac{\partial F(q_i)}{\partial q_i}] \frac{\partial q_i}{\partial f_k}$$

Teniendo presente la expresión (6), $\partial y_n / \partial f_k = x_{n-k}$; y luego de realizar los pasos algebraicos adecuados la ecuación (7) queda finalmente:

$$\sum_i f_i \sum_n x_{n-k} x_{n-i} = \sum_i \beta_i x_{i-k} \tag{8}$$

$$k, i=1,2,\dots,LF; \quad i=1,2,\dots,N$$

donde

$$\beta_i = \frac{\mu G(q_i) y_i}{\sum_j G(q_j) y_j^2 / N} \tag{9}$$

$$y \quad \mu = \frac{\sum_j y_j^2}{N}, \quad G(q_i) = F(q_i) + q_i \frac{\partial F(q_i)}{\partial q_i}$$

En el presente trabajo se considerarán las funciones particulares $F(q_i) = q_i$ y $F(q_i) = \ln(q_i)$, casos que de aquí en más llamaremos MED y MEDLN respectivamente. Para ellos la Tabla 2 resume las variables en juego.

	$F(q_i)$	V	β_i
MED	q_i	$\frac{1}{N^2} \sum_i q_i \cdot q_i$	$\frac{y_i^2}{N V \mu}$
MEDLN	$\ln(q_i)$	$\frac{1}{N \ln(N)} \sum_i q_i \ln(q_i)$	$\frac{[\ln(q_i)+1] y_i}{\ln(N) V}$

Tabla 2. Expresiones de V y β_i para los criterios considerados.

La ecuación (8) es la correspondiente a la de diseño de un filtro Wiener del tipo *shaping filter* (Robinson y Treitel, 1980). Dicho filtro procura convertir una señal de entrada x en una salida deseada β . El problema de diseño de dicho operador está ampliamente

documentado en la literatura, y el mismo puede ser eficazmente resuelto mediante el algoritmo de Levinson (Robinson y Treitel, 1980). Sin embargo, la expresión (8) es un sistema de ecuaciones no lineales que matricialmente puede expresarse:

$$f \cdot R = g(f) \quad (10)$$

donde R es la matriz de autocorrelación de x (matriz de Toeplitz), y $g(f)$ la correlación cruzada entre θ y la señal x . El criterio que se seguirá aquí será resolver la ecuación (10) en forma iterativa, esto es mediante el algoritmo:

$$f^k = R^{-1} \cdot g(f^{k-1}) \quad (11)$$

tomando como valor inicial para f , $f^0 = (0,0,0,\dots,1,\dots,0,0,0)$, es decir la función impulso unitario en el centro de la serie. Como se verá en los siguientes ejemplos, entre 10 y 15 iteraciones serán suficientes para alcanzar una solución razonable en trazas sintéticas.

EJEMPLOS SINTETICOS

El propósito de los siguientes 4 ejemplos ha sido el de estudiar comparativamente el comportamiento del MED y el MEDLN. En todos los casos se ha considerado como dato sintético la traza formada por la ondícula fuente y la serie reflectora tal como se muestra en la Figura 2.

El primer ejemplo corresponde al caso más sencillo donde la traza no contiene ruido, mientras que a las trazas de las tres pruebas restantes se les ha adicionado 2, 5 y 10% de ruido blanco respectivamente. Este porcentaje representa la potencia del ruido blanco como porcentaje de la potencia de la traza libre de ruido.

Se utilizaron diferentes filtros con longitudes de: 20, 80, 140, 200 y 260 mseg. La determinación de la longitud óptima del filtro (aquella que realice la mejor deconvolución) fue una de las razones que motivó este trabajo. Como se verá en los ejemplos, la elección de la longitud del filtro resulta crítica en algunos casos.

Prueba sintética sin ruido

En este modelo se ha considerado la traza libre de ruido. La Figura 3 muestra las trazas deconvolucionadas con un filtro de 80 mseg para ambas normas. Los resultados obtenidos con las otras longitudes de filtros son equivalentes. Diez iteraciones fueron suficientes para alcanzar la solución. La tabla 3 muestra los valores de V obtenidos para las salidas MED y MEDLN.

Pruebas sintéticas con ruido

En la primer prueba con ruido la traza sintética ha sido con-

taminada con 2% de ruido blanco. Puede observarse en las Figuras 4 y 5 que el filtro de 20 msec resulta inadecuado tanto para el MED como para el MEDLN, mientras que para uno de 80 msec la deconvolución resulta buena en ambos casos. Se puede apreciar que para filtros cada vez más largos el MED desmejora rápidamente; para longitudes de 200 y 260 msec la salida ha degenerado en un spike (solución trivial en la que el filtro es la inversa de la traza). El MEDLN obtiene buenas deconvoluciones aun para filtros muy largos, esto implica que la elección de la longitud del filtro no es crítica en este caso.

Las Figuras 6 y 7 corresponden a la prueba con 5% de ruido blanco. La eficacia del MEDLN es mayor en todos los casos que la del MED. Aun para la prueba con 10% de ruido el MEDLN arroja resultados superiores (Figuras 8 y 9).

La Figura 10 muestra los espectros de amplitud normalizados de (a) la traza con 2% de ruido, (b) la salida del MED y (c) la salida del MEDLN, para filtros de 80 msec (Figuras 4 y 5). Es importante destacar que el espectro correspondiente a la salida MEDLN, tiene a partir de los 50 Hz una mayor atenuación que el de la salida MED. El ruido presente en la salida MED es mayor que en la MEDLN en todos los casos, situación evidente en los espectros de amplitud analizados. Asimismo la pérdida de contenido en frecuencia en el MEDLN no deteriora tanto la deconvolución como la presencia de ruido en el MED.

Análisis de la convergencia

Otro de los parámetros a tener en cuenta es el número de iteraciones necesarias para alcanzar la solución de la ecuación (11). El algoritmo de cálculo se interrumpe cuando el número de iteraciones alcanza un número preestablecido (20 para todos los ejemplos), o bien cuando la variación de la norma entre dos iteraciones sucesivas es pequeña. Las Figuras 11 a y 11 b muestran las curvas de convergencia para ambas normas (corresponden a un filtro de 80 msec). Nótese que en los casos más ruidosos el valor que alcanza V es menor. En la Tabla 3 se analiza comparativamente el valor de V para las trazas deconvolucionadas en las cuatro pruebas.

ruido		V MED	V MEDLN
0%	MED	0.360	0.672
	MEDLN	0.197	0.689
2%	MED	0.052	0.333
	MEDLN	0.040	0.392
5%	MED	0.045	0.300
	MEDLN	0.038	0.367
10%	MED	0.043	0.263
	MEDLN	0.034	0.344
serie reflectora sintética		0.385	0.743

Tabla 3 Valores comparativos de ambas normas, con longitudes de filtros de 80 msec para las distintas pruebas

CONCLUSIONES

Se presentó una familia de normas capaces de medir la simplicidad de la serie reflectora. En este trabajo se optó por trabajar con las normas MED y MEDLN por ser las de uso más corriente en los paquetes de programas para procesamiento de datos sísmicos.

Se establecieron las siguientes conclusiones:

1. Para trazas sísmicas libre de ruido ambas normas arrojan buenos resultados.
2. Para trazas sísmicas ruidosas la norma MEDLN arroja estimadores más robustos que la MED.
3. La norma MEDLN no es tan sensible a la longitud del filtro como la MED. Este punto es de gran importancia práctica, ya que con la norma MEDLN se reduce la ambigüedad en la elección de la longitud del filtro.

Sería interesante en el futuro establecer algunas conclusiones sobre los siguientes puntos:

1. Existencia de otras normas que se adapten mejor en casos ruidosos.
2. Relación entre la longitud del filtro y de la ondícula para una determinada norma.

BIBLIOGRAFIA

- Goldman, S., 1968, Information Theory, Dover Publications, Inc., N.Y.
- Ooe, M., and Ulrych, T. J., 1979, Minimum entropy deconvolution with an exponential transformation: Geophysical Prospecting, v.27, p.458-473.
- Oppenheim, A. V., and Schaffer, R. W., 1975, Digital Signal Processing, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- Postic, A., Fourmann, J., and Claerbout, J., 1980, Parsimonious deconvolution, presented at the 50th Annual International Meeting, Houston, November 16-20, 1980.
- Robinson, E. A., and Treitel, S., 1980, Geophysical Signal Analysis, Prentice-Hall, Inc., N.J.
- Sacchi, M. D. y Comínguez, A. H., 1989, Consideraciones sobre la deconvolución de la ondícula sísmica mediante la transformación homomórfica logarítmica: GEOACTA, v.16 No.2, p.161-173.
- Ulrych, T. J., 1971, Application of homomorphic deconvolution to seismology: Geophysics, 39, p.650-660.
- Ulrych, T. J., and Bishop, T. N., 1975, Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition, Review of Geophysics and Space Physics, p.183-200.
- Wiggins, R. A., 1977, Minimum entropy deconvolution: Geexpl., v.16, p.21-35.

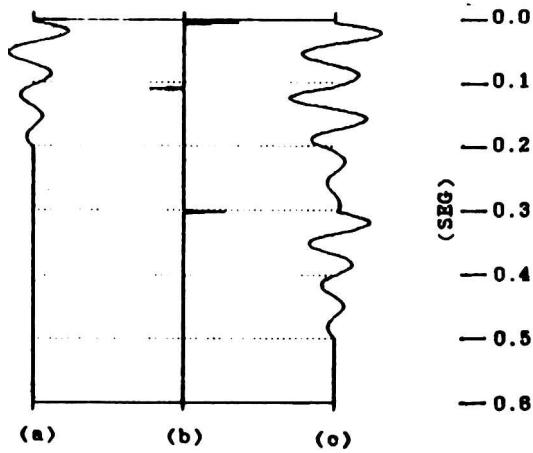


Figura 2. (a) Ondíoula sísmica. (b) Serie de coeficientes de reflexión. (c) Traza sintética.

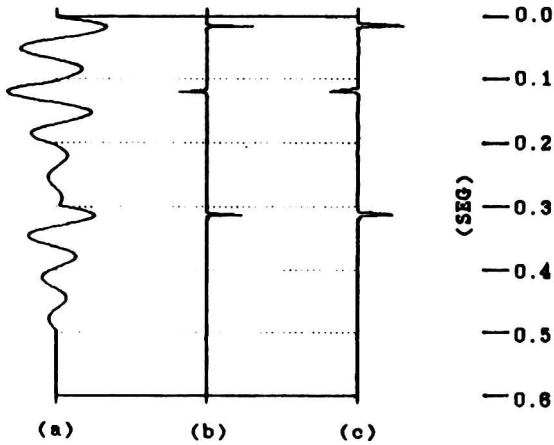


Figura 3. (a) Traza sísmica libre de ruido. (b) Deconvolución MED con operador de 80 mseg. (c) Deconvolución MEDLN con operador de 80 mseg.

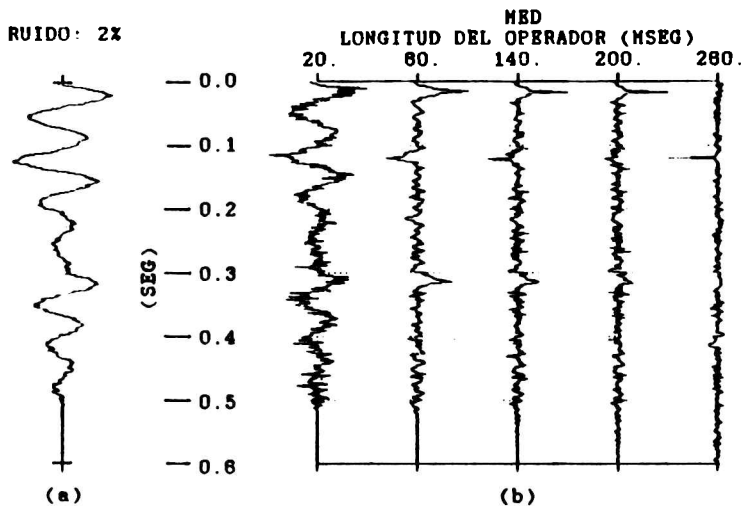


Figura 4. (a) Traza sintética con 2% de ruido. (b) Deconvolución MED con operadores de 20, 80, 140, 200 y 280 mseg.

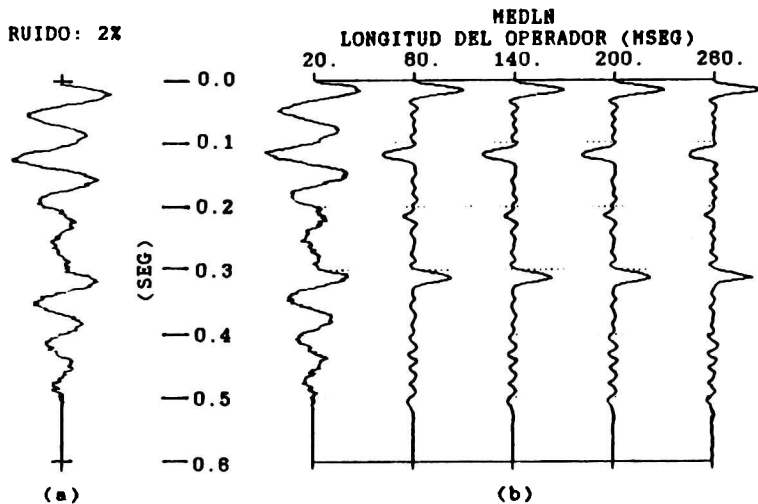


Figura 5. (a) Traza sintética con 2% de ruido. (b) Deconvolución MEDLN con operadores de 20, 80, 140, 200 y 280 mseg.

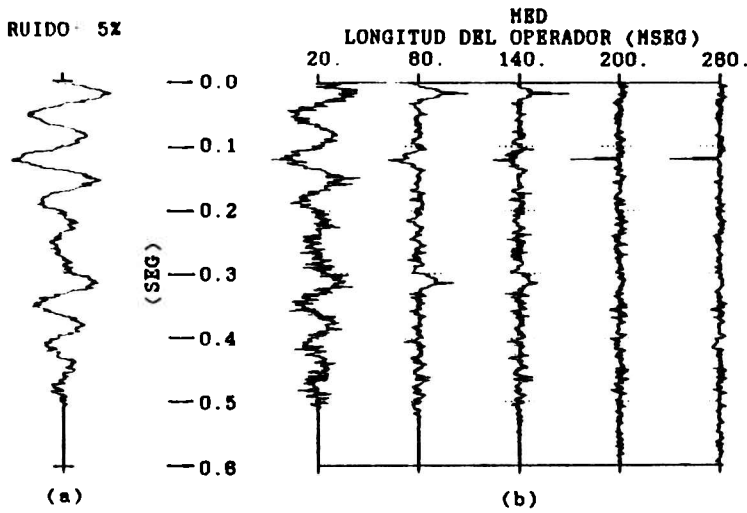


Figura 6. (a) Traza sintética con 5% de ruido. (b) Deconvolución MHD con operadores de 20, 80, 140, 200 y 280 mseg.

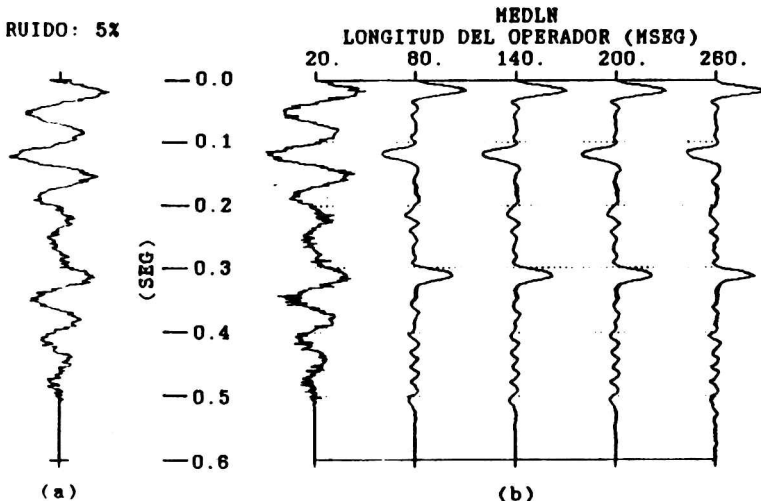


Figura 7. (a) Traza sintética con 5% de ruido. (b) Deconvolución MEDLN con operadores de 20, 80, 140, 200 y 280 mseg.

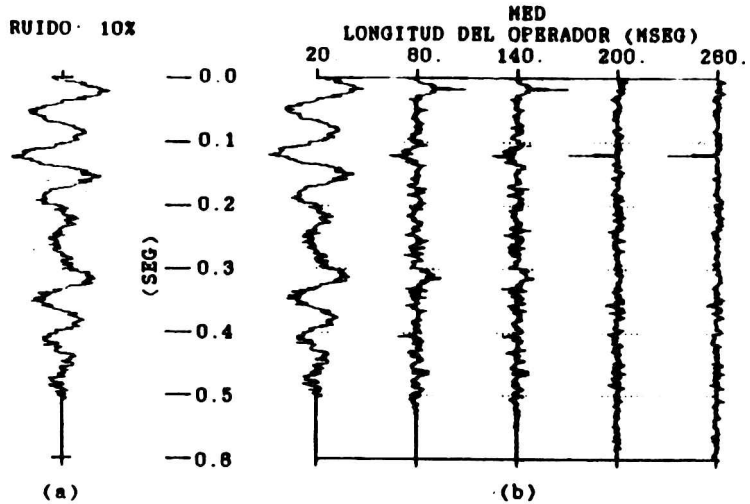


Figura 8. (a) Traza sintética con 10% de ruido. (b) Deconvolución MED con operadores de 20, 80, 140, 200 y 280 msec.

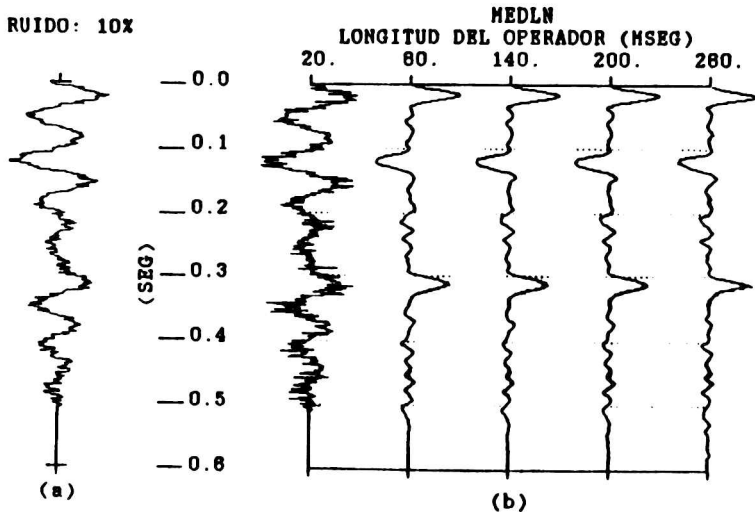


Figura 9. (a) Traza sintética con 10% de ruido. (b) Deconvolución MEDLN con operadores de 20, 80, 140, 200 y 280 msec.

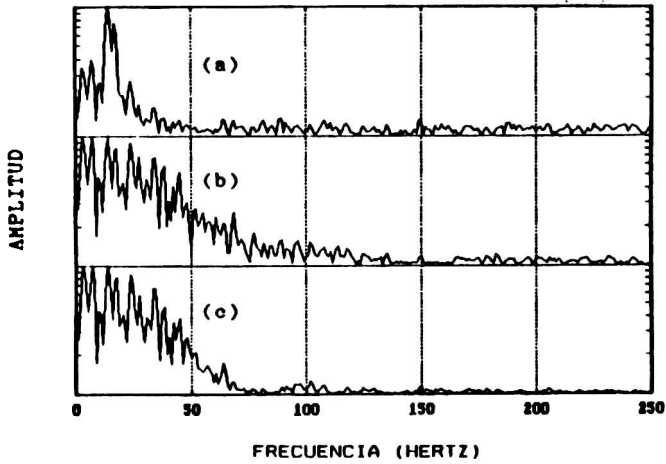


Figura 10. Espectros de amplitud. (a) Traza sísmica con 2% de ruido. (b) Deconvolución MED (Figura 4). (c) Deconvolución MEDLN (Figura 5). Operador de 60 mseg en ambos casos.

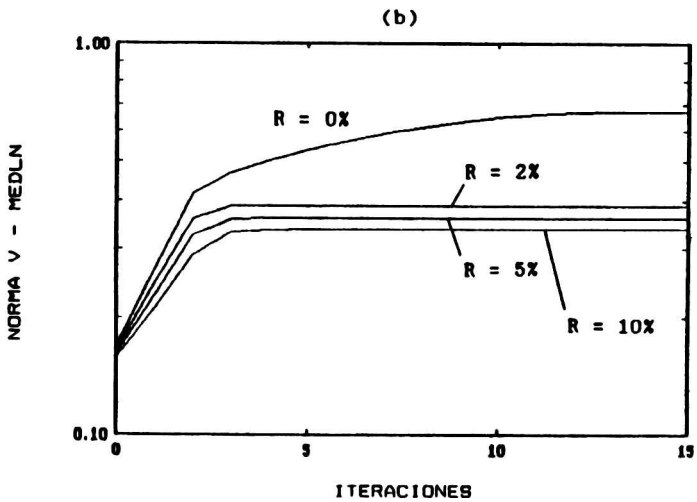
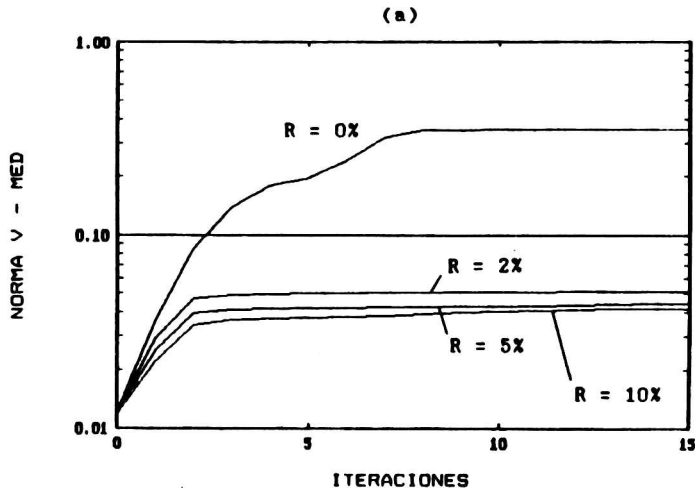


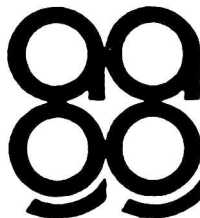
Figura 11. Curvas de convergencia. (a) MED. (b) MEDLN. Operador de 80 mseg en ambos casos. R indica el porcentaje de ruido aditivo de cada prueba

INDICE DE AUTORES

<p>RISCHOFF, S. (de Seluchi, M. y Lichtenstein, E.): Evolución de parámetros asociados a sistemas migratorios sobre Ezeiza.</p>	137
<p>CANZIANI, O. F. (de ... Forte Lay, J. A. y Troha, A.): Estacionalidad de las precipitaciones en el territorio continental argentino.</p>	21
<p>CANZIANI, O. F. (de ..., Quintela, R. M. y Scarpati O. E.): Análisis de precipitaciones extraordinarias y de sudestadas importantes y su relación con las inundaciones en la Ciudad de Buenos Aires.</p>	37
<p>COMINGUEZ, A. (de Sacchi, M., Velis, D. y ...): Estudio comparativo de dos normas de simplicidad para la deconvolución sísmica.</p>	181
<p>COMINGUEZ, A. (de Velis, D. y ...): Deconvolución multicanal de la traza sísmica mediante un método determinista.</p>	71
<p>EZQUER, R. (de ... Ortiz de Adler, N. y Heredia, T.): Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte I: Predicciones de la ionósfera internacional de referencia (IRI - 86).</p>	1
<p>EZQUER, R. (de Ortiz de Adler, N., ... y Heredia, T.): Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte II: Predicciones del SLIM (Semi-empirical Low-Latitude Ionospheric Model).</p>	11
<p>FIGUEROA, D. (de ... y Foppiano, A.): Variabilidad de los parámetros de radiopropagación asociada a cambios diarios en la ionósfera sobre Concepción, Chile.</p>	167.
<p>FOPPIANO, A. (de Saavedra, N. y ...): Contribución a la cinemática del anticiclón del Pacífico Sur.</p>	95
<p>FOPPIANO, A. (de Saavedra, N. y ...): Modelo empírico de un descriptor climático para la región central de Chile.</p>	155
<p>FOPPIANO, A. (de Figueroa, D. y ...): Variabilidad de los parámetros de radiopropagación asociada a cambios diarios en la ionósfera sobre Concepción, Chile.</p>	167.
<p>FORTE LAY, J. (de ... y Troha, A.): Evaluación de diferentes distribuciones teóricas de probabilidad de excesos de agua en el suelo.</p>	83

FORTE LAY, J. A. (de Canziani, O. F. ... y Troha, A.): Estacionalidad de las precipitaciones en el territorio continental argentino.....	21
GARAT, A. M. (de ... y Manzano, J. R.): Evaluación estadística de la densidad electrónica.....	149
GONZALEZ, M. (de ... y Velasco, I): Aspectos de la precipitación de enero en el centro y noreste de Argentina en relación con su estimación por satélite.....	51
HEREDIA, T. (de Ezquer, R., Ortiz de Adler, N. y ...): Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte I: Predicciones de la ionósfera internacional de referencia (IRI - 86).....	1
HEREDIA, T. (de Ortiz de Adler, N., Ezquer, R. y ...): Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte II: Predicciones del SLIM (Semi-empirical Low-Latitude Ionospheric Model).....	11
LICHTENSTEIN, E. (de Seluchi M. y ...): Campos medios asociados a sistemas ciclónicos y anticiclónicos sobre la Argentina.....	125
LICHTENSTEIN, E. (de Seluchi, M., Bischoff, S. y ...): Evolución de parámetros asociados a sistemas migratorios sobre Ezeiza.....	137
MANZANO, J. R. (de Garat, A. M. y ...): Evaluación estadística de la densidad electrónica.....	149
ORTIZ de ADLER, N (de Ezquer, R., ... y Heredia, T.): Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte I: Predicciones de la ionósfera internacional de referencia (IRI - 86).....	1
ORTIZ DE ADLER (de, Ezquer, R. y Heredia, T.): Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte II: Predicciones del SLIM (Semi-empirical Low-Latitude Ionospheric Model).....	11
PENALBA, O. (de ... y Vargas, W.): Estudio de la estacionalidad de la lluvia mensual en una región de la provincia de Buenos Aires.....	63
QUINTELA, R.M. (de Canziani, O. F., ... y Scarpati O. E.): Análisis de precipitaciones extraordinarias y de sudestadas importantes y su relación con las inundaciones en la Ciudad de Buenos Aires.....	37
SAAVEDRA, N. (de ... y Foppiano, A.): Contribución a la cinemática del anticiclón del Pacífico Sur.....	95

SAAVEDRA, N. (de ... y Foppiano, A.):	
Modelo empírico de un descriptor climático para la región central de Chile	155
SACCHI, M. (de ... Velis, D. y Cominquez, A.):	
Estudio comparativo de dos normas de simplicidad para la deconvolución sísmica.....	181
SALUZZI, M. E.:	
Resultados de la aplicación de un método de análisis objetivo adaptado a la red argentina sinóptica.....	111
SCARPATI, O. E. (de Canziani, O. F., Quintela, R. M. y ...):	
Análisis de precipitaciones extraordinarias y de sudestadas importantes y su relación con las inundaciones en la Ciudad de Buenos Aires.....	37
SELUCHI, M. (de ... y E. Lichtenstein):	
Campos medios asociados a sistemas ciclónicos y anticiclónicos sobre la Argentina.....	125
SELUCHI, M. (de ... Bischoff, S. y Lichtenstein, E.):	
Evolución de parámetros asociados a sistemas migratorios sobre Ezeiza.....	137
TROHA, A. (de Forte Lay, y ...):	
Evaluación de diferentes distribuciones teóricas de probabilidad de excesos de agua en el suelo.....	83
TROHA, A. (de Canziani, O. F., Forte Lay, J.A. y ...):	
Estacionalidad de las precipitaciones en el territorio continental argentino.....	21
VARGAS, W. (de Penalba, O. y ...):	
Estudio de la estacionalidad de la lluvia mensual en una región de la provincia de Buenos Aires.....	63
VELASCO, I. (de Gonzalez, M. y ...):	
Aspectos de la precipitación de enero en el centro y noreste de Argentina en relación con su estimación por satélite.....	51
VELIS, D. (de ... y Cominquez, A.):	
Deconvolución multicanal de la traza sísmica mediante un método determinista.....	71
VELIS, D. (de Sacchi, M. ... y Cominquez, A.):	
Estudio comparativo de dos normas de simplicidad para la deconvolución sísmica.....	181



publicado por

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

Contribución a la cinemática del anticiclón del Pacífico Sur	
N. SAAVEDRA y A. FOPPIANO.....	95
Resultados de la aplicación de un método de análisis objetivo adaptado a la red argentina sinóptica.	
M. E. SALUZZI.....	111
Campos medios asociados a sistemas ciclónicos y anticiclónicos sobre la Argentina.	
M. SELUCHI y E. LICHTENSTEIN.....	125
Evolución de parámetros asociados a sistemas migratorios sobre Ezeiza.	
M. SELUCHI, S. BISCHOFF y E. LICHTENSTEIN.....	137
Evaluación estadística de la densidad electrónica.	
A. M. GARAT y J. R. MANZANO.....	149
Modelo empírico de un descriptor climático para la región central de Chile.	
N. SAAVEDRA y A. FOPPIANO.....	155
Variabilidad de los parámetros de radiopropagación asociada a cambios diarios en la ionósfera sobre Concepción, Chile.	
D. FIGUEROA y A. FOPPIANO.....	167
Estudio comparativo de dos normas de simplicidad para la deconvolución sísmica.	
M. SACCHI, D. VELIS Y A. COMINGUEZ.....	181

CONTENIDO

Pág.

Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte I: Predicciones de la ionósfera internacional de referencia (IRI - 86).
R. EZQUER, N. ORTIZ DE ADLER y T. HEREDIA.....1

Determinación de los efectos ionosféricos sobre señales transionosféricas en la Argentina. Parte II: Predicciones del SLIM (Semi-empirical Low-Latitude Ionospheric Model).
N. ORTIZ DE ADLER, R. EZQUER y T. HEREDIA.....11

Estacionalidad de las precipitaciones en el territorio continental argentino.
O. F. CANZIANI, J.A. FORTE LAY y A. TROHA.....21

Análisis de precipitaciones extraordinarias y de sudestadas importantes y su relación con las inundaciones en la Ciudad de Buenos Aires.
O. F. CANZIANI, R. M. QUINTELA y O. E. SCARPATI.....37

Aspectos de la precipitación de enero en el centro y noreste de Argentina en relación con su estimación por satélite.
M. GONZALEZ e I. VELAZCO.....51

Estudio de la estacionalidad de la lluvia mensual en una región de la provincia de Buenos Aires.
O. PENALBA y W. VARGAS.....63

Deconvolución multicanal de la traza sísmica mediante un método determinista.
D. VELIS y A. COMINGUEZ.....71

Evaluación de diferentes distribuciones teóricas de probabilidad de excesos de agua en el suelo.
J. FORTE LAY y A. TROHA.....83