

Análisis objetivo y asimilación de datos en la región sur de Sudamérica

CAROLINA S. VERA

Departamento de Meteorología
Universidad de Buenos Aires-CONICYT. Argentina

RESUMEN

En el presente trabajo se presenta un estudio sobre la utilización del método de interpolación optima en esquemas de análisis objetivo. En particular, se describe el desarrollo de un esquema que, mediante observaciones tridimensionales y multivariadas del geopotencial y el viento, elabora campos iniciales de las variables atmosféricas, apropiados para ser introducidos en modelos de predicción meteorológica en la región sur de Sudamérica.

1. INTRODUCCION

El proceso de pronóstico numérico puede ser estudiado matemáticamente como un problema de valores iniciales para un sistema de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Es necesario, entonces, conocer el estado de la atmósfera a partir del cual el sistema pueda ser integrado en el tiempo.

Para una situación dada, según Gustaffson (1981), el conocimiento del estado de la atmósfera está dado por un gran número de observaciones irregularmente distribuidas en espacio y tiempo. El proceso de combinar este conjunto de datos para obtener tan buenas conclusiones como sea posible sobre el estado de la atmósfera en las áreas de interés, ha sido generalmente llamado análisis objetivo.

La primera generación de esquemas de análisis objetivo, introducidos treinta años atrás, consistió en procedimientos simples para una interpolación espacial bidimensional de los datos observados en un retículo regular. Para estos procedimientos de análisis, los campos de pronóstico numérico a corto plazo fueron generalmente utilizados como campos preliminares. Estos esquemas de interpolación bidimensional se utilizaron de forma satisfactoria

para la construcción de campos iniciales de modelos de pronóstico relativamente simples, los cuales se usaban en tiempos en que sólo las observaciones de superficie y radiosondas estaban disponibles.

Los modelos de pronóstico se fueron refinando y tornándose en consecuencia más sensibles a la calidad de los datos iniciales. Además, hoy en día se cuenta con una red de observaciones mixta y compleja, con variadas calidades de datos provenientes de distintas fuentes. Es necesario entonces utilizar un esquema de análisis que tenga en cuenta estas diferencias de una manera lógica y sistemática. Un método de análisis que cumple con este objetivo, y tiene también otras propiedades útiles, es el método de interpolación óptima. En un principio fue desarrollado por Gandin (1963). En este método el valor de un campo meteorológico es estimado mediante la combinación lineal de las desviaciones de las observaciones con respecto a un campo preliminar, cuyos pesos se eligen de forma que se minimicen en sentido cuadrático medio, los errores de estimación.

Al igual que en la mayoría de los centros operativos del mundo, en el Departamento de Meteorología de la Universidad de Buenos Aires se desarrolló un esquema de análisis objetivo para la región sur de Sudamérica, basado en el método de interpolación óptima (Vera *et al.*, 1987). Este esquema utiliza en forma tridimensional y multivariada observaciones de geopotencial y viento para producir campos analizados de geopotencial. El objetivo del presente artículo es describir el desarrollo del mismo y presentar una discusión sobre algunos de los elementos que lo componen.

En la sección 2 se realiza una breve descripción de la teoría de interpolación óptima, mientras que en la sección 3 se presentan las características del esquema desarrollado. En la sección 4 se discuten experiencias teóricas que estudian la sensibilidad del método frente a cambios en los parámetros del esquema de análisis.

El término de análisis objetivo se restringe a la tarea de interpolación espacial y forma parte de un esquema de asimilación de datos. En la sección 5 se describe un sistema de asimilación de datos intermitente ADI, cuyo desempeño en la región sudamericana se presenta en la sección 6.

2. TEORIA DE INTERPOLACION OPTIMA

La teoría de interpolación óptima (IO) es bien conocida y utilizada por los centros de pronóstico más importantes del mundo como el European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) y el National Meteorological Centre (NMC). No obstante, para facilitar la descripción del esquema de análisis objetivo desarrollado y para presentar la nomenclatura, se ofrece una breve descripción del mismo según Lorenc (1981).

La base del método IO reside en el siguiente esquema de interpolación

$$A_k - P_k = \sum_{i=1}^N W_i \cdot (O_i - P_i) \quad (1)$$

donde A_k es el valor analizado en un tiempo t de alguna variable meteorológica en un punto k de un retículo tridimensional de puntos, O_i son valores observados en una vecindad tridimensional del punto k y P_k es el campo preliminar que en la mayoría de los sistemas operacionales consiste en un pronóstico a corto plazo.

Para cada dato observado O_i y para cada valor analizado A_k se asume la existencia de los correspondientes valores pronosticados P_i , P_k y valores reales T_i , T_k . Sus desvíos de los valores reales son expresados como

$$a = A - T \quad (2a)$$

$$o = O - T \quad (2b)$$

$$P = P - T \quad (2c)$$

Los valores analizados, observados y pronosticados tienen un error E asociado que está definido como

$$E^m = \langle a^2 \rangle^{1/2} \quad (2d)$$

$$E^o = \langle o^2 \rangle^{1/2} \quad (2e)$$

$$E^p = \langle P^2 \rangle^{1/2} \quad (2f)$$

donde el símbolo $\langle \rangle$ indica un promedio sobre un conjunto grande de realizaciones similares. Minimizando el error de interpolación estimado E^m_k resultará en un sistema lineal de ecuaciones para los pesos W_i . Suponiendo que los errores de pronóstico y los errores de observación son estadísticamente independientes, este sistema puede ser escrito en forma adimensional como

$$\sum_{j=1}^N (\langle \pi_i \pi_j \rangle + \epsilon^o_i \langle \beta_i \beta_j \rangle \epsilon^o_j) w_j = \langle \pi_k \pi_i \rangle \quad (3)$$

$$i = 1, \dots, N$$

donde

$$\pi = p/E^p \quad (4a)$$

$$\beta = o/E^o \quad (4b)$$

$$\epsilon^o = E^o/E^p \quad (4c)$$

$$w_j = E^p_j / E^p_k \quad W_j \quad (4d)$$

El correspondiente mínimo del error de análisis estimado está dado por

$$NAE = \frac{E^m}{E^p} = 1 - \sum_{i=1}^N w_i \langle \pi_k \pi_i \rangle \quad (5)$$

Según Gustaffson (1981), para toda aplicación práctica de este método se debe incluir los siguientes elementos:

- a) Determinación de las variables a analizar.
- b) Determinación de los datos observados a introducir en la interpolación.
- c) Modelado de las covarianzas de los errores de pronóstico $m_{ij} = E^p_i E^p_j \langle \pi_i \pi_j \rangle$.
- d) Modelado de las covarianzas de los errores de observación $d_{ij} = E^o_i E^o_j \langle \beta_i \beta_j \rangle$.
- e) Desarrollo de un procedimiento de selección de los datos observados a utilizar en cada punto de retículo.
- f) Determinación de un procedimiento numérico para encontrar la solución del sistema lineal de ecuaciones (3).

En las secciones siguientes se describirá el esquema de análisis desarrollado y se discutirán los problemas que surgen en la determinación de algunos elementos antes planteados.

3. IMPLEMENTACION DEL METODO

En base a la metodología presentada se desarrolló un esquema que produce un análisis del geopotencial en seis niveles estándard de presión (Vera *et al.*, 1987). En él se utilizan observaciones del geopotencial, viento y espesor del geopotencial en forma tridimensional y multivariada. Esta combinación de variables es ventajosa para el análisis multivariado, ya que las mismas están directamente relacionadas entre sí a través de la relación geostrófica.

Los espesores de geopotencial no son utilizados estrictamente como tales. Luego de realizar el análisis de 1.000 hPa, éste es interpolado a las posiciones de los sondeos de espesores de geopotencial y el valor correspondiente es sumado a cada uno de los mismos. De esta manera los espesores son transformados en valores de geopotencial en los diferentes niveles estándard de presión y considerados como tales desde el punto de vista de los errores de pronóstico, aunque manteniendo sus propios errores de observación.

a) *Modelado de las covarianzas de los errores de pronóstico*

Según Lorenc (1981), las autocovarianzas de los errores de pronóstico del geopotencial, pueden ser expresadas como un producto de errores y de correlaciones verticales y horizontales separadas

$$\langle p_{\Phi ik} p_{\Phi jl} \rangle = E^p_{\Phi ik} E^p_{\Phi jl} V_{\Phi kl} F_{\Phi ij} \quad (6)$$

i, j : distancias horizontales
 k, l : distancias verticales

En general, todos los esquemas de interpolación tridimensional operativos utilizan esta suposición que fue introducida por conveniencia computacional y basándose en las características medias de los errores de pronóstico.

El procedimiento convencional para obtener las correlaciones horizontales es ajustar correlaciones empíricas con funciones dependientes de la distancia, asumiendo que $F_{\Phi ij}$ es homogénea e isotrópica. Se debe tener cierta cautela en la selección de estas funciones matemáticas, especialmente cuando las correlaciones para el viento van a ser obtenidas de las funciones de correlación del geopotencial. El espectro de potencias correspondiente a la función de correlación debería ser positivo para el parámetro elegido. La función de correlación más comúnmente usada es la función exponencial Gaussiana

$$F_{\Phi ij} = \exp(-B \cdot r^2) \quad (7)$$

donde r es la distancia entre los puntos i y j , y B es un coeficiente que Lorenc (1981) define como $B=1/(2 \cdot L^2)$ donde L es el parámetro de escala de la correlación horizontal. Si bien no es la forma más apropiada para las correlaciones (Balgovind *et al.*, 1983) es ventajosa desde el punto de vista computacional.

Debido a que al implementarse este esquema de análisis no se contaba con una serie larga de pronósticos en la región para diferentes niveles de la atmósfera, el valor de B utilizado es el correspondiente al análisis regional del NMC, $B=3 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-2}$ (DiMego, 1988). Por la misma razón, para las correlaciones verticales estándar de los errores de pronóstico del geopotencial se utilizan los valores calculados por Hollet (1975) utilizando la red de radiosondeos de los Estados Unidos.

Para tener una formulación para las correlaciones de los errores de pronóstico del viento que sea válida globalmente y que no dependa de un sistema de coordenadas en particular, las desviaciones del viento son expresadas a través de la función corriente ψ y la velocidad potencial. Asumiendo que los errores de pronóstico de la velocidad potencial son despreciables (Lorenc, 1981), las covarianzas que involucran las componentes del viento pueden ser determinadas diferenciando la correspondiente a la función corriente. Esta última se obtiene suponiendo que las funciones de correlación horizontal y vertical de ψ son iguales a las correspondientes al geopotencial, mientras que $E_{\psi}^p = 1/f \cdot E_{\Phi}^p$.

Siguiendo a Buell (1972) se elige un sistema de coordenadas tal que u_L es la componente del viento en la dirección del círculo que une los puntos i y j y u_{\perp} es la componente perpendicular. Las correlaciones horizontales que se obtienen de estas suposiciones son luego transformadas en las correlaciones de las componentes u y v utilizadas en el análisis. Este proceso de dos pasos, para computar las covarianzas, evita la necesidad de derivar en las coordenadas del retículo utilizado.

Las correlaciones cruzadas entre el geopotencial y las componentes del viento son determinadas como el producto entre la función de correlación

entre el geopotencial y la función corriente y la función de correlación entre la función corriente y el viento. Es decir,

$$\langle p_{\Phi ik} p_{ujl} \rangle = \langle p_{\Phi ik} p_{\psi ik} \rangle \langle p_{\psi ik} p_{ujl} \rangle \quad (8)$$

Si $\langle p_{\Phi ik} p_{\psi ik} \rangle = 1$ esta expresión sería equivalente a un modelo de covarianza geostrófico. En este esquema $\langle p_{\Phi ik} p_{\psi ik} \rangle$ se considera como

$$\begin{aligned} \langle p_{\Phi ik} p_{\psi ik} \rangle &= \mu && \text{para latitud} > 30^\circ N \\ \langle p_{\Phi ik} p_{\psi ik} \rangle &= -\mu && \text{para latitud} < 30^\circ S \\ \langle p_{\Phi ik} p_{\psi ik} \rangle &= -\mu \operatorname{sen}(\pi \cdot \text{lat}/60) && 30^\circ S < \text{latitud} < 30^\circ N \end{aligned}$$

μ no se aplica de igual manera en todos los niveles. Se utiliza un valor de $\mu = 0.5$ en el nivel de 1.000 hPa, para que la relación no sea estrictamente geostrófica, mientras que en los niveles superiores $\mu = 0.95$.

Para las componentes del viento, la desviación estándar del error de pronóstico se obtiene a partir de la relación geostrófica

$$E^p_u = E^p_v = g(2B)^{1/2} E^p_\Phi / f \quad (10)$$

b) Modelado de las covarianzas de los errores de observación

Según Bergman (1979) las covarianzas de los errores de observación afectan el contenido de la información. Entonces, es importante que, si las covarianzas no son nulas, sean especificadas de forma que las observaciones reciban pesos adecuados en el proceso de interpolación.

Los errores de observaciones provenientes de diferentes sistemas de medición se suponen no correlacionados entre sí. Lo mismo supone para los errores de medición de diferentes variables meteorológicas. La situación es diferente para una secuencia temporal de observaciones tomadas con el mismo instrumento. Las observaciones en dos niveles adyacentes de presión, utilizando el mismo radiosondeo, tienen errores correlacionados para el geopotencial, la temperatura y las componentes del viento. De la misma manera, los datos de espesor provenientes de mediciones de radianza con satélite están correlacionados horizontalmente a lo largo de la trayectoria orbital. Esta última correlación es la única considerada en el esquema de análisis desarrollado, ya que como se verá en la sección 3.c se utiliza un solo nivel de cada radiosondeo en el análisis de un punto de retículo.

Pailleux (1986) considera la siguiente expresión para la covarianza de los errores de observación de los espesores entre dos puntos separados por una distancia r

$$\langle o_{\Delta\Phi ik} o_{\Delta\Phi jl} \rangle = E^o_{\Delta\Phi ik} E^o_{\Delta\Phi jl} 0.8 e^{-r^2/2a} \quad (11)$$

$a = 350 \text{ km}$

Esta covarianza es aplicada a cada par de datos, aún cuando no pertenezcan al mismo satélite.

Para el resto de las observaciones utilizadas se supone que los errores de observación son aleatorios y estadísticamente independientes.

c) *Procedimiento de selección de los datos a utilizar en el análisis*

Para el análisis se utilizan los siguientes tipos de observaciones:

- * Observaciones provenientes de sondeos verticales:
 - Alturas geopotenciales y componentes u y v del viento provenientes de observaciones con radiosondeo.
 - Espesores de geopotencial provenientes de mediciones con satélite, utilizados sólo sobre áreas oceánicas.
- * Observaciones provenientes de mediciones de un solo nivel:
 - Observaciones de presión y viento provenientes de estaciones meteorológicas en superficie o de boyas marinas, transformadas a la superficie de 1.000 hPa.
 - Datos de viento obtenidos del seguimiento de la nubosidad con satélite.

En este esquema de análisis se utiliza un algoritmo que realiza una selección local de la información influyente para cada punto de retículo y cada nivel de análisis. Este algoritmo no es tan atractivo como el correspondiente al sistema del ECMWF (Lorenc, 1981). Este utiliza toda la información observada en un cierto volumen de análisis, invierte la matriz de covarianzas basada en esas observaciones y luego computa los valores analizados de todas las variables en la parte central del mismo. Pero debido a que este procedimiento exige una mejor determinación de las covarianzas de los errores (ya que al aumentar el número de datos utilizados, el análisis se torna más sensible a sus valores) y además necesita mayor poder computacional; resulta prácticamente imposible su implementación en el esquema desarrollado.

Para cada punto del retículo, en cada uno de los niveles a analizar, se utilizan las observaciones de radiosondeo y los datos de espesor correspondientes a ese nivel. Si los datos observados faltan en algún nivel, se seleccionan los datos del mismo sondeo del nivel vertical más cercano. Las observaciones provenientes de mediciones en un solo nivel pueden influir sobre todos los niveles a ser analizados.

El procedimiento de selección de los datos consta de dos etapas. En la primera se seleccionan todos los datos que caen en un radio de 1.500 km alrededor del punto a analizar. Luego, siguiendo a DiMego (1988), con este conjunto de datos se calculan las autocorrelaciones del error de pronóstico para el geopotencial entre los puntos de observación y el punto de análisis.

Los 15 datos con mayor correlación son seleccionados. De las 15 observaciones seleccionadas, se exige que 10 correspondan a observaciones provenientes de sondeos verticales y las 5 restantes a observaciones provenientes de mediciones en un solo nivel. El hecho de que observaciones de un mismo sondeo tiendan a ser seleccionadas en cada nivel, mejora la consistencia vertical del análisis e impide que todos los datos seleccionados correspondan a observaciones provenientes de mediciones en un solo nivel. Por otra parte, el límite de 10 para observaciones de sondeos asegura que el análisis no sea monopolizado por valores que se encuentren coincidentemente cercanos al punto de análisis en cada nivel.

4. ESTUDIO DE LA SENSIBILIDAD DEL ESQUEMA DE ANALISIS A VARIACIONES EN LOS PARAMETROS DEL MISMO

Realizar estimaciones razonables para las covarianzas de los errores de pronóstico y de observación es vital para el método IO. La ecuación (3) muestra que los pesos óptimos dependen principalmente de las correlaciones de los errores de pronóstico y del cociente entre la varianza de los errores de observación y la varianza de los errores de pronóstico (que serán designados de aquí en adelante ϵ^o). Con el fin de ilustrar la respuesta ideal del análisis a variaciones en los parámetros de los modelos de las correlaciones de los errores de pronóstico y a variaciones en los valores de ϵ^o se describirá una serie de simulaciones que realizaron Vera y Woolen (1990) (de aquí en adelante referenciado como VW) con el esquema de análisis objetivo que el NMC utiliza en forma operativa (Dey y Morone, 1985; DiMego, 1988).

Lorenc (1981), utilizando el esquema de análisis objetivo del ECMWF, desarrolló un ejemplo de análisis unidimensional muy simple, donde una onda de 1.000 km es representada en el campo de alturas de 1.000 hPa. La onda es resuelta con observaciones cada 500 km que tienen desviaciones de +20 m y -20 m alternativamente del campo preliminar que vale 40 m en todos los puntos. En total se utilizan 9 observaciones en una distancia de 4.000 km. Los errores de predicción y de observación tienen valores de 18 m y 7 m respectivamente. La figura 1 muestra el análisis de esta onda para tres diferentes valores del parámetro de escala L de la correlación horizontal (ecuación (7)). Por su simetría sólo se muestra la mitad del análisis.

VW reprodujeron los mismos análisis con el esquema del NMC. En la figura 2 se muestra que, salvo leves diferencias que se explicarán más adelante, el comportamiento es el mismo. En ambos sistemas los análisis hechos con L más largos que la mitad de la longitud de la onda son incapaces de resolverla.

Si el coeficiente ϵ^o es disminuido, el ajuste del análisis a las observaciones mejora. Las figuras 3 y 4 muestran los análisis del ECMWF y del NMC realizados con valores del error de predicción que doblan los antes supuestos. En ambos casos se observa que, si bien para todos los valores de L considerados, los análisis se ajustan más a las observaciones, en las áreas

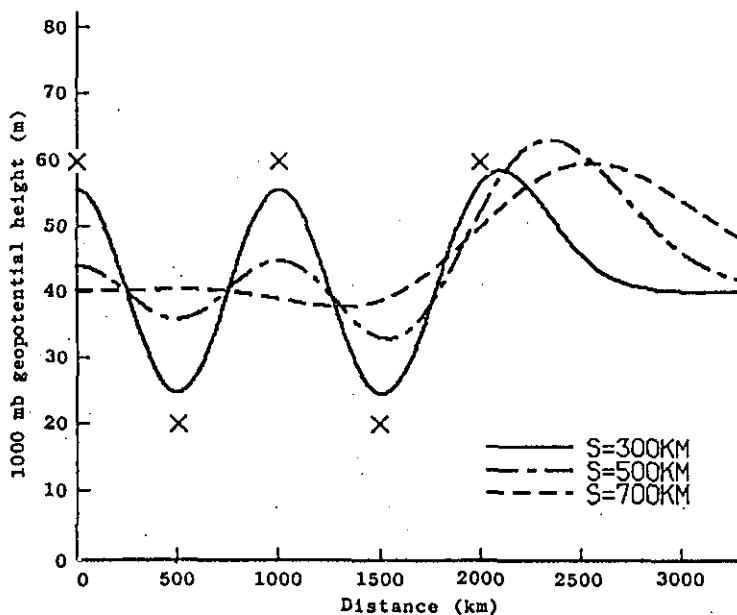


Figura 1.—Análisis de una onda de 1.000 km en 1.000 hPa según Lorenc (1981).

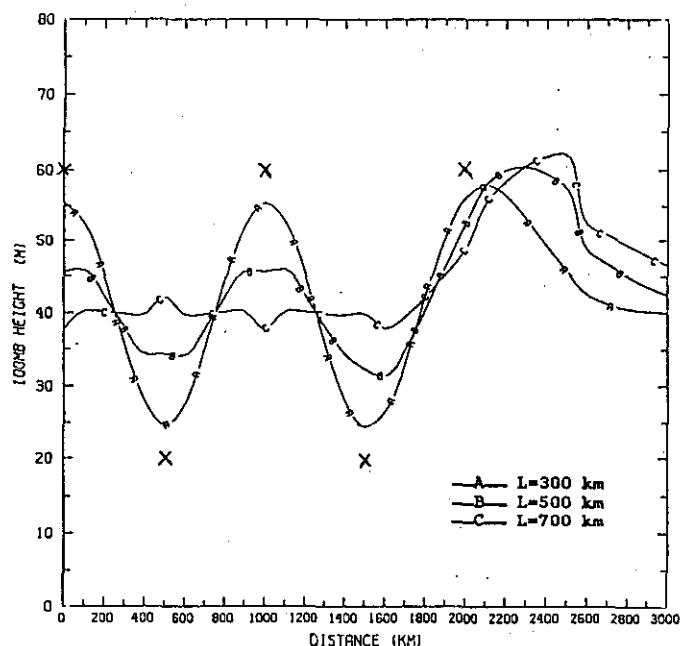


Figura 2.—Idem figura 2 realizado con el sistema del NMC.

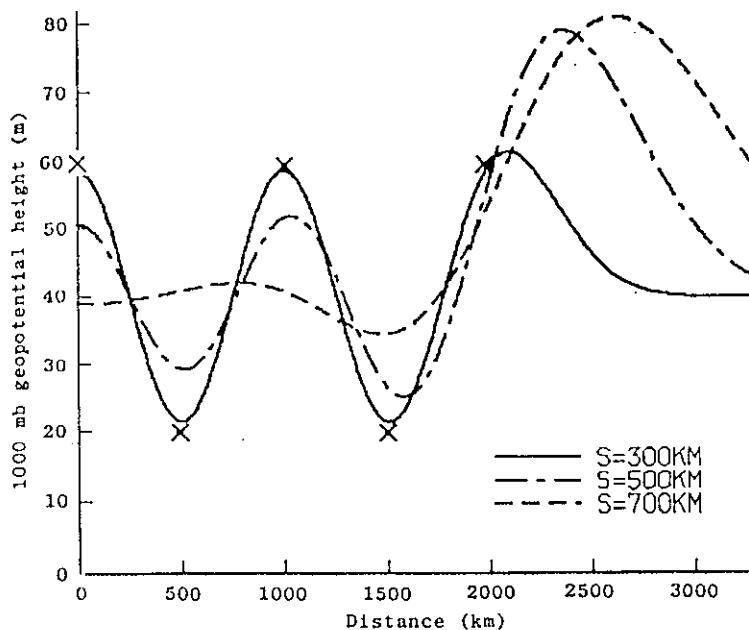


Figura 3.—Idem figura 1, pero con los errores de predicción doblados.

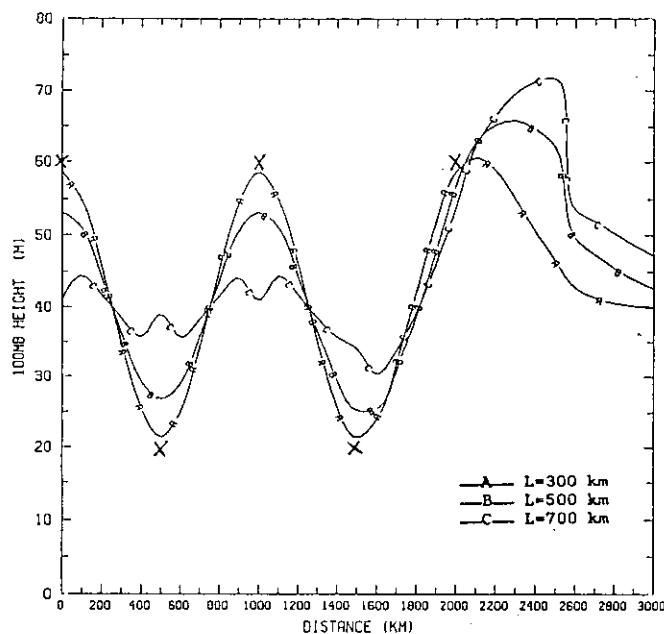


Figura 4.—Idem figura 3 realizado con el sistema del NMC.

carecientes de datos y donde el análisis extrapola información proveniente de regiones con observaciones, los errores del análisis aumentan.

Esta variación en el valor de ϵ^o permite visualizar algunas diferencias entre los análisis de ambos esquemas. En las áreas donde la información es extrapolada, los análisis del NMC parecen tener menores errores, sin embargo, presentan algunas discontinuidades con valores largos de L . Debido a la simplicidad del ejemplo considerado y a que el modelado de las covarianzas de la versión 1981 del esquema del ECMWF era equivalente al correspondiente al esquema del NMC, las causas de estas diferencias entre ambos deben encontrarse en el procedimiento de selección de los datos. Como se describió en la sección 3c, mientras que el ECMWF utiliza toda la información disponible en un volumen, generalmente entre 100 y 200 datos, el NMC realiza una selección local para cada punto de retículo con un límite de 30 datos. Pero este límite no sería la causa del problema, ya que en el ejemplo considerado el número total de observaciones disponibles es de 9. Pero otra característica del esquema del NMC es que la selección de las 30 piezas de información se realiza a través de la función de autocorrelación del geopotencial (DiMego, 1988), y a las observaciones se les exige que tengan una correlación con el punto de análisis mayor que 0.1. (En adelante esta restricción se la denominará RMIN.) Como la función gaussiana para un L fijo sólo depende de la distancia, con el valor de L que el procedimiento de selección utiliza RMIN equivale a permitir sólo la selección de datos, que se

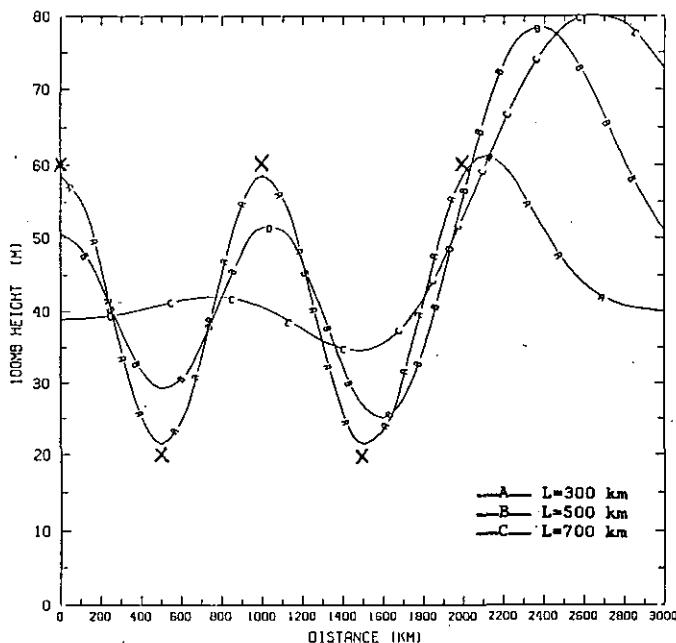


Figura 5.—Idem figura 4 sin RMIN.

encuentran aproximadamente a un radio no mayor de 1.000 km, independientemente que el número total de los mismos sea menor que 30. En la figura 5 se observa el análisis del NMC sin RMIN y se puede ver que prácticamente no hay diferencia con el análisis del ECMWF. RMIN entonces es la responsable de las discontinuidades en el análisis correspondiente al NMC.

VW extendieron el ejemplo al caso en que los análisis fueran hechos, utilizando sólo observaciones de viento. La figura 6 muestra que los análisis de viento y especialmente los análisis de geopotencial, utilizando sólo datos de viento presentan grandes discontinuidades que podrían ser evitadas, no utilizando el criterio RMIN (fig. 7). Cabe destacar que si bien estos análisis son simulaciones realizadas con datos teóricos, ellos señalan que el uso del criterio RMIN en los análisis globales del NMC podría producir este tipo de discontinuidades en regiones ralas en observaciones. Estos ejemplos teóricos muestran además cómo el impacto sobre el análisis de un cambio en los parámetros de las covarianzas de los errores podría ser indirectamente modificado por algún otro paso, dentro del esquema como en este caso el procedimiento de selección de los datos.

Comparando este ejemplo teórico con una situación real, se puede observar que la separación entre las observaciones parece razonable para una red de radiosondeos. No obstante, una longitud de onda de 1.000 km resulta demasiado corta como para representar a las ondas que comúnmente se

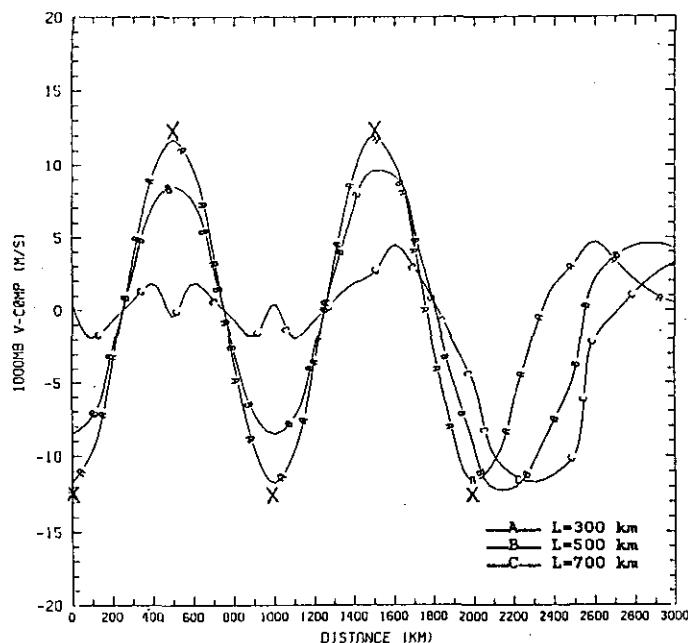


Figura 6a. - Análisis de una onda de 1.000 km en 1.000 hPa sólo usando obs. de viento para V.

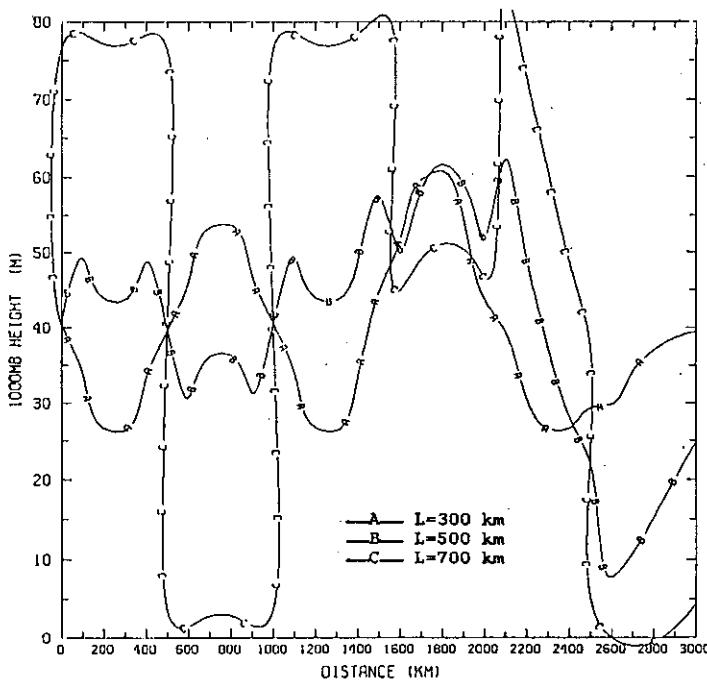


Figura 6b.—Análisis de una onda de 1.000 km en 1.000 hPa sólo usando obs. de viento para Φ .

encuentran en la escala sinóptica. En consecuencia, VW repitieron los análisis para ondas de 4.000 y 2.000 km y en las figuras 8 y 9 se pueden observar cómo los análisis se vuelven casi insensibles a variaciones de L . Este resultado es bastante razonable, ya que la onda de 1.000 km es la mínima longitud de onda que la red de observaciones supuesta puede resolver, y en consecuencia con la que el análisis puede tener máxima sensibilidad ante variaciones de L . Las longitudes de onda mayores serán mejor resueltas por la red y los análisis serán menos sensibles a cambios de L . Sin embargo, cabe destacar que la sensibilidad de los mismos se mantiene en las zonas donde la información es extrapolada. Resultados equivalentes se obtienen para el caso en que los análisis fueron hechos sólo con datos de viento (fig. 10). En éstos también se destaca (fig. 10b) cómo aumenta el error del análisis cuando L decrece. Esto se debe a que al disminuir el valor de L aumenta la desviación estándar de los errores de pronóstico del viento (ec. 10), encontrándose el análisis en una situación equivalente al caso en que ϵ^o era disminuido.

Finalmente, para obtener con estos análisis teóricos una mejor aproximación a los análisis reales, VW repitieron los mismos, utilizando datos de geopotencial y viento en forma multivariada. En la figura 11 se observan los análisis de Φ y V que representan una onda de 2.000 km y en los que las observaciones se encuentran separadas 700 km entre sí. Si se comparan estas

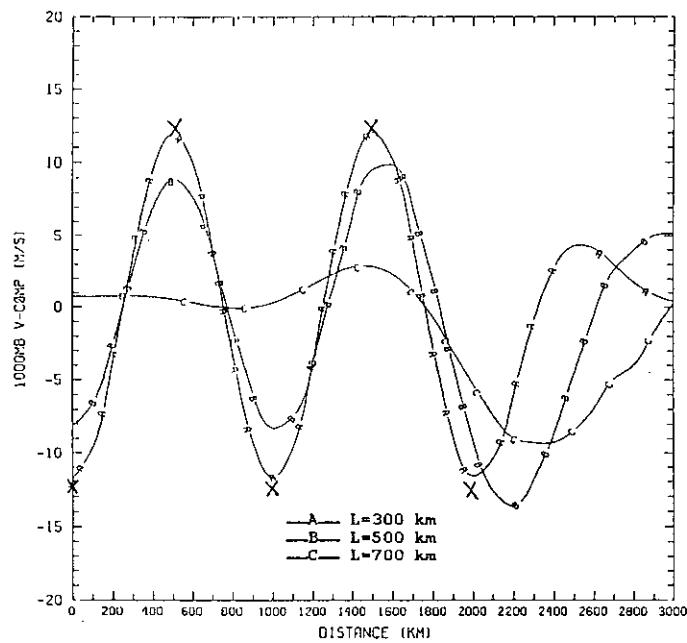
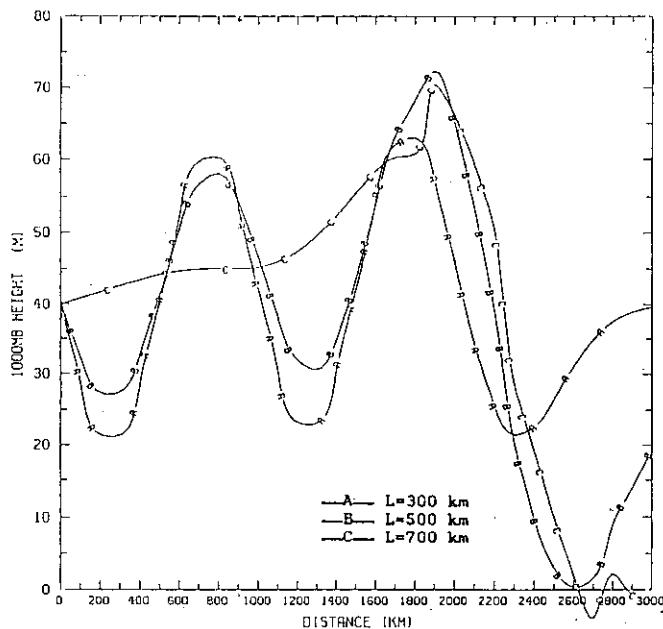


Figura 7a.—Idem figura 5 sin RMIN para V.

Figura 7b—Idem figura 5 sin RMIN para Φ .

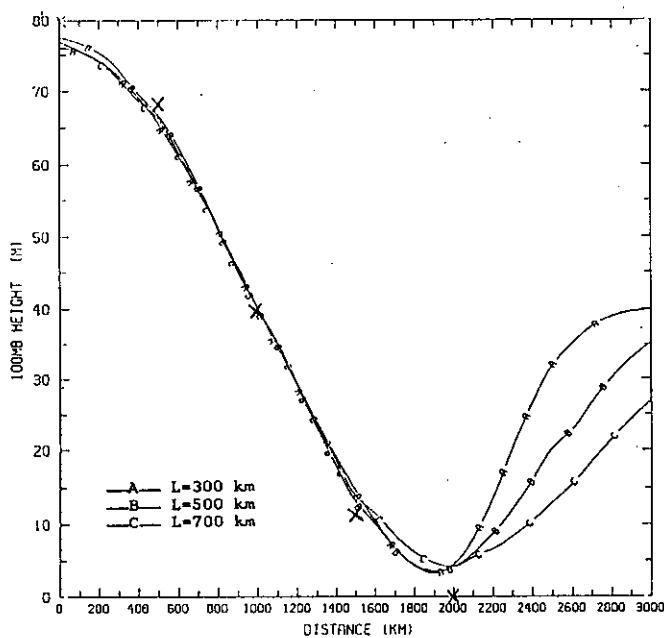


Figura 8.—Análisis univariado del geopotencial en 1.000 hPa para una onda de 4.000 km.

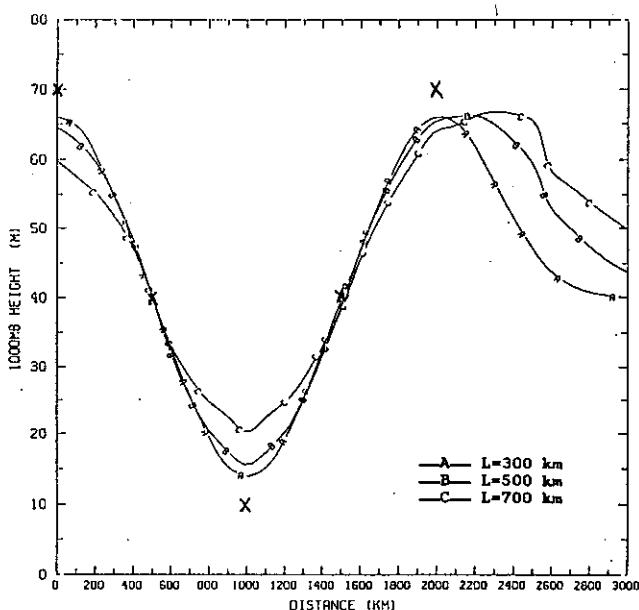


Figura 9.—Idem figura 8 para una onda de 2.000 km.

figuras con las correspondientes a los análisis univariados (figs. 9 y 10a) es remarcable cómo al realizar el análisis en forma multivariada éste disminuye su sensibilidad ante variaciones de L , no sólo en las zonas de interpolación, sino también en las de extrapolación de la información.

5. SISTEMA DE ASIMILACION DE DATOS INTERMITENTE

El término «análisis objetivo» se refiere exclusivamente a la tarea de interpolación espacial y en los centros operativos de pronóstico forma parte de un sistema de asimilación de datos.

Con el fin de mejorar el pronóstico a corto plazo en la región sur de Sudamérica, donde actualmente se utilizan modelos muy simplificados, se desarrolló un sistema de asimilación de datos intermitente llamado ADI (Vera *et al.*, 1989) del cual forma parte el esquema de análisis objetivo descrito en la sección 3. Este sistema, y en general los sistemas basados en el método, IO presentan múltiples ventajas al producir condiciones iniciales para modelos de pronóstico, debido a las siguientes características:

- * Está claramente demostrado que un modelo de pronóstico es el que proporciona el campo preliminar más preciso para el análisis objetivo. Este es un punto crucial en regiones ralas de datos en tiempo y espacio.

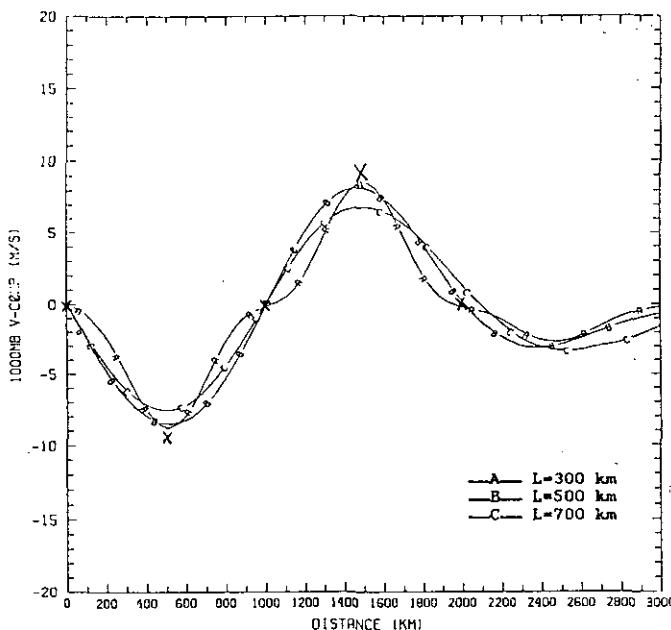


Figura 10a.—Idem figura 6 para una onda de 2.000 km para V.

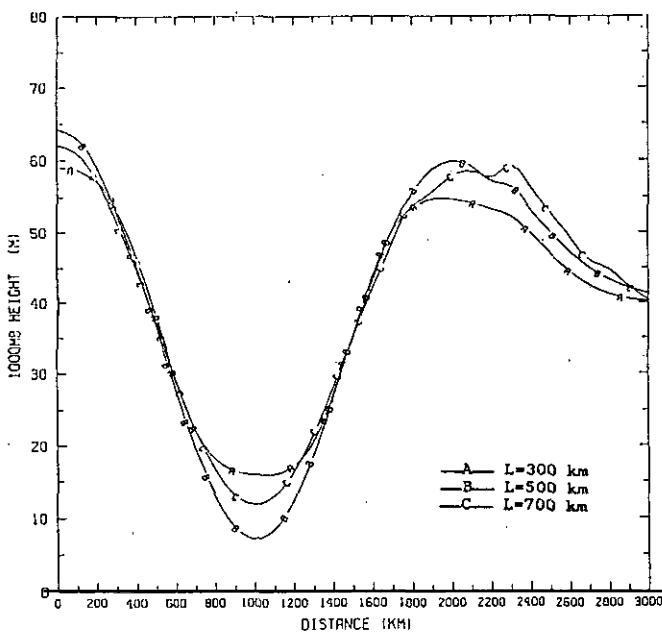


Figura 10b.—Idem figura 6 para una onda de 2.000 km para Φ .

- * El uso del pronóstico como punto preliminar combinado con la interpolación óptima multivariada asegura un balance entre los campos de masa y viento.
- * La interpolación óptima proporciona una rigurosa estructura estadística para tratar una base de datos observados tan heterogénea.
- * La característica multivariada de IO permite que una variable del modelo sea actualizada por las observaciones de otras variables, por ejemplo, el viento actualizado por las observaciones de temperatura y viceversa.
- * El uso del pronóstico como campo preliminar del análisis permite una retroalimentación del pronóstico, por ejemplo, un buen pronóstico permite un buen análisis y en consecuencia un buen pronóstico.

Por estas razones los campos analizados resultantes de un sistema de asimilación de datos como el desarrollado representan una descripción muy precisa de la atmósfera y una excelente condición inicial para un modelo de pronóstico.

ADI utiliza un ciclo de asimilación de 24 horas, es decir, el análisis objetivo se realiza cada 24 horas a las 12 Z, usando el pronóstico a 24 horas como campo preliminar. Hay que remarcar que es un ciclo muy largo y esto se debe en parte a que en la región sur de Sudamérica se cuenta con la mayoría de los radiosondeos sólo a las 12 Z, mientras que en los otros tiempos es realmente muy escasa la información con que se cuenta. Otra de las razones es que hasta el momento ésta es la manera de trabajar de los

centros operativos en la Argentina [SMN, Servicio Meteorológico de la Armada Argentina (SMARA)], que son los que proporcionan los datos para estas experiencias. En estos momentos el sistema ADI se encuentra instalado en forma semi-operativa en ambos centros operativos y una de las mejoras necesarias será en consecuencia la de acortar el ciclo a 12 horas. Cabe destacar que en los centros de pronósticos más importantes del mundo, el ciclo es de 6 horas.

ADI consta de tres componentes principales: Proceso de pre-análisis, análisis objetivo, integración del modelo de pronóstico. En las secciones siguientes se describirán el primer y el tercer componente del sistema.

a) Proceso de pre-análisis

Luego de ser colectados y decodificados, se verifica que todos los datos caigan dentro del retículo utilizado y se desechan los datos de espesor que caen sobre el continente.

El control de calidad de los datos se realiza en dos etapas: En primer término se computan los desvíos de las observaciones del campo pronosticado. Se desechan los desvíos que sobrepasan un valor límite que es función de los errores de pronóstico y de la latitud.

En segundo término se realiza un control de calidad basado en el desarrollado por DiMego (1988), al que denomina «buddy check». En este control, todas las observaciones son agrupadas según zonas con radios de 1.500 km de extensión. Dentro de cada zona que tenga más de tres observaciones, se computa para cada par de observaciones de una misma variable y provenientes de una misma fuente la siguiente expresión

$$|(O_i - P_i) - (O_j - P_j)| < |a - b m_{ij}| \cdot E^{p2}$$

donde a y b son constantes a las que DiMego (1988) asigna valores de 3.5 y 2.5 respectivamente. Se observa que si dos observaciones se encuentran alejadas tendrán baja correlación y la cota será grande. Por otra parte cuando dos observaciones se encuentran muy cercanas entre sí, estarán altamente correlacionadas y la cota será pequeña. Para cada observación se registra si esta condición fue satisfecha o no. Todas las observaciones que tienen más de tres marcas porque la condición fue satisfecha son retenidas. Luego se desecha la observación que tenga más de dos marcas porque la condición no fue satisfecha. Se repite todo el procedimiento hasta que en la zona no queden observaciones con más de dos de esas marcas.

A través de un control de calidad de este tipo se le exige a las observaciones que tengan una cierta consistencia entre ellas, pero se corre el riesgo de desechar observaciones solitarias que, por ejemplo, sobre zonas oceánicas podrían ser la única información sobre algún fenómeno meteorológico. Hasta el momento esto se ha solucionado excluyendo de antemano este tipo de observaciones del «buddy check».

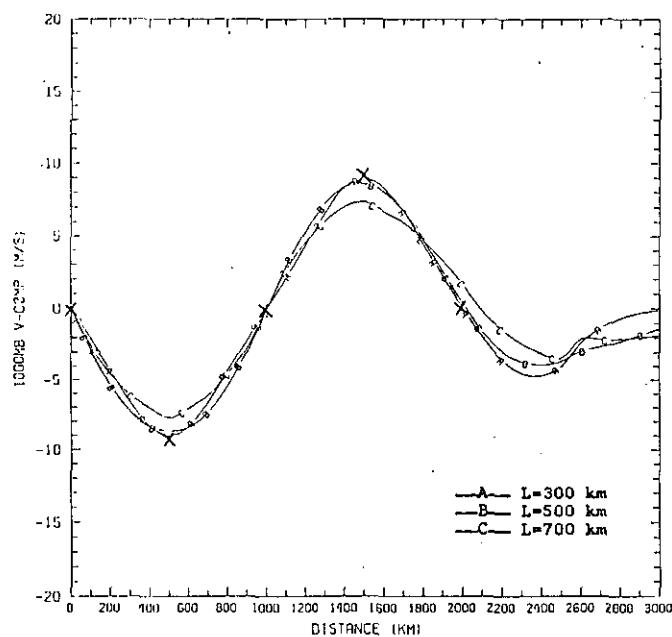


Figura 11a.—Análisis multivariado de una onda en 1.000 hPa de 2.000 km con un espaciamiento entre obs. de 700 km para V.

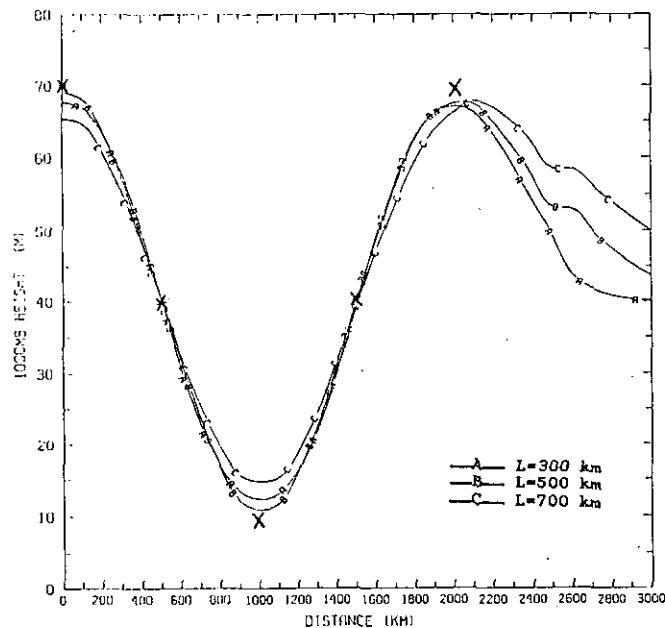


Figura 11b.—Análisis multivariado de una onda en 1.000 hPa de 2.000 km con un espaciamiento entre obs. de 700 km para Φ .

Una misma variable y un mismo tipo de observación se encuentran entre sí a una distancia menor o igual a 1° de latitud, 1.2° de longitud y 12.5 hPa en la altura. En este caso, se construye una «super-observación» como un promedio lineal de la posición y el valor observado. De esta manera se reduce el efecto de las grandes correlaciones entre observaciones posicionadas muy cerca, que es el de reducir la información efectiva que éstas contienen y en consecuencia el peso determinado por la ecuación 3 que cada una recibe para analizar un punto de retículo.

b) Modelo de pronóstico

En el sistema ADI se utiliza un modelo baroclínico filtrado desarrollado en el Servicio Meteorológico de Nueva Zelanda por Trenberth (1973) y adaptado a la región sur de Sudamérica por Possia *et al.*, 1987. Este modelo cuasigeostrófico, en ausencia de fricción y calor, predice las alturas de 850, 700, 500, 300 y 200 hPa. Además se obtiene un campo pronosticado de 1.000 hPa a partir del correspondiente a 850 hPa. La versión utilizada incluye una ecuación para la humedad atmosférica y tiene en cuenta la orografía existente en el área de pronóstico. El recinto de integración se extiende desde los 25° S hasta los 73° S y desde los 110° W hasta los 25° W. Se trabaja sobre una proyección estereográfica polar en un retículo de 32×25 puntos con un espaciamiento de 300 km en 60° S.

Si bien en la Argentina se utilizan para investigación modelos de área limitada en ecuaciones primitivas más complejos que el planteado, las limitaciones computacionales impiden utilizarlos en forma operativa.

6. DESEMPEÑO DEL SISTEMA ADI EN LA REGION SUR DE SUDAMERICA

Como ejemplo del desempeño del sistema ADI se muestra una comparación entre los campos analizados obtenidos con el mismo y los correspondientes al ECMWF. En la figura 12 se observa una situación con una baja al oeste de los Andes y una cuña sobre la Argentina que se encuentran coincidentemente ubicadas en ambos análisis aunque el ciclón presenta menor intensidad en el análisis del ADI. Esto puede deberse a que debido a la gran diferencia entre los modelos de pronóstico de ambos sistemas este campo se basó en un pronóstico muy pobre del fenómeno y las observaciones disponibles en la región no alcanzaron a definir su real intensidad. En cambio, en la figura 13, correspondiente a los análisis del día siguiente, el ciclón presenta la misma ubicación e intensidad en ambos análisis debido a que el centro de baja presión se acercó a una región más rica en datos y el pronóstico de 24 horas realizado por el ADI correspondiente al mismo día pronosticó en forma satisfactoria tanto la ubicación como la intensidad del mismo (fig. 14).

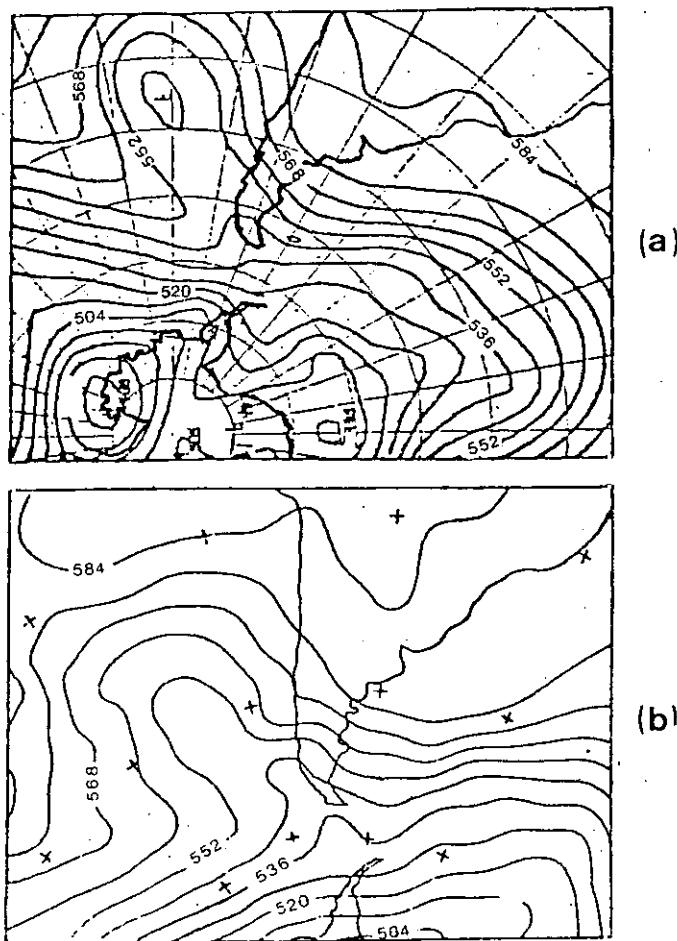


Figura 12.—Análisis de 500 hpa para el 26-6-86 a las 12Z. a) ECMWF. b) ADI.

Para poder realizar una verificación más objetiva y más independiente de una situación meteorológica determinada, se obtuvieron los campos analizados y pronosticados de 24 y 48 horas para el período que va del 1 de marzo de 1986 al 12 de diciembre de 1986. Se utilizaron las observaciones que el centro de pronóstico del SMARA, utilizó en forma operativa.

Dos criterios se combinaron para evaluar la bondad del sistema ADI. En primer lugar se utilizó como parámetro de verificación el error cuadrático medio de los campos analizados con respecto a los radiosondeos de la zona (ECM). En la figura 15 los ECM correspondientes al nivel 500 hPa muestran un gran acuerdo entre los valores analizados y observados, mientras que, si bien los ECM para los campos pronosticados son mayores que los correspondientes a los campos analizados, igualmente son satisfactorios. Se destaca

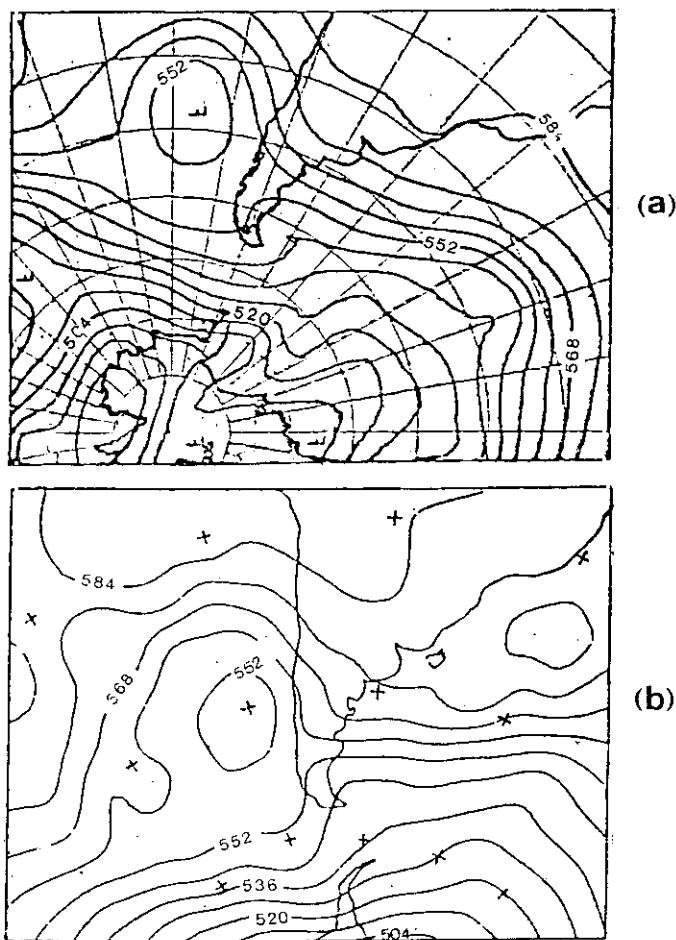


Figura 13.—Análisis de 500 hpa para el 27-6-86 a las 12Z. a) ECMWF, b) ADI.

también, comparando los ECM de los campos analizados con los correspondientes a los campos pronosticados a 24 horas, el impacto que los datos producen sobre este último campo luego de haberse realizado el análisis.

Al mismo tiempo, para estudiar la bondad de los campos pronosticados, se calculó el skill-score S1 y la correlación de los cambios observados y pronosticados. Las verificaciones del pronóstico se realizaron estrictamente sobre el continente utilizando como referencia los campos analizados. Esto se decidió debido al buen comportamiento de los mismos sobre la zona continental. En la figura 16 se muestra la variación con el tiempo del parámetro S1 para los pronósticos de 24 y 48 horas de 500 hPa. Se muestran como referencia los valores del parámetro S1 considerando como método de pronóstico la persistencia. Los valores de S1 obtenidos son mejores en todos

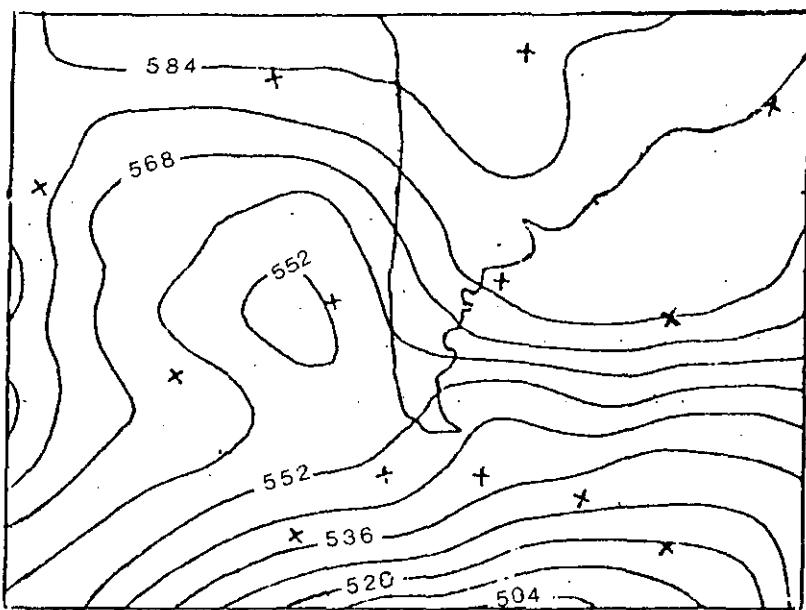


Figura 14.—Pronóstico de 24 horas del sistema ADI para el 27-6-86 a las 12Z.

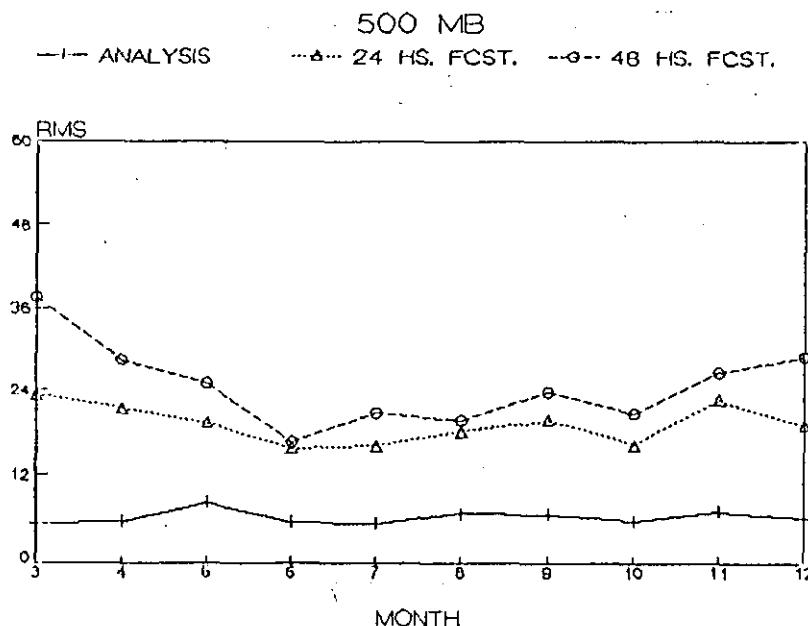


Figura 15.—ECM relativo a los datos de radiosondeos para el nivel de 500 hPa.

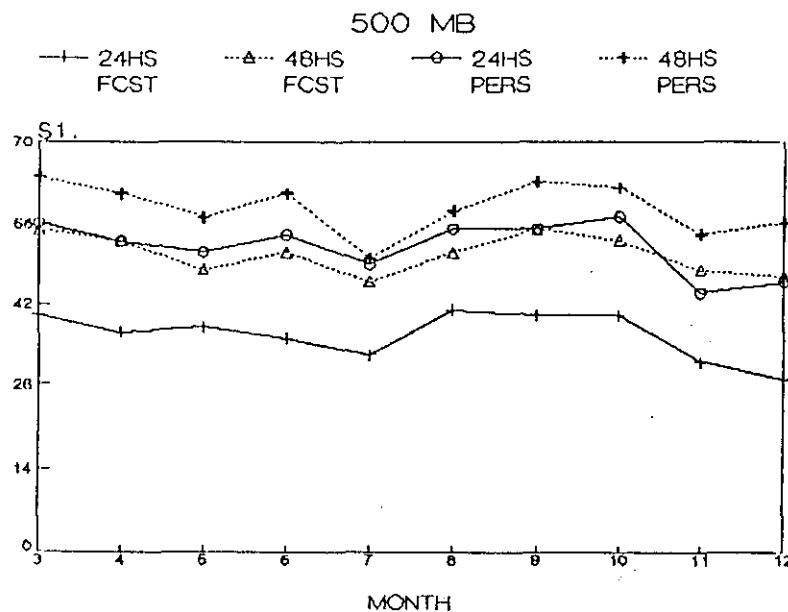


Figura 16.—Skill-score S1 en el nivel de 500 hPa.

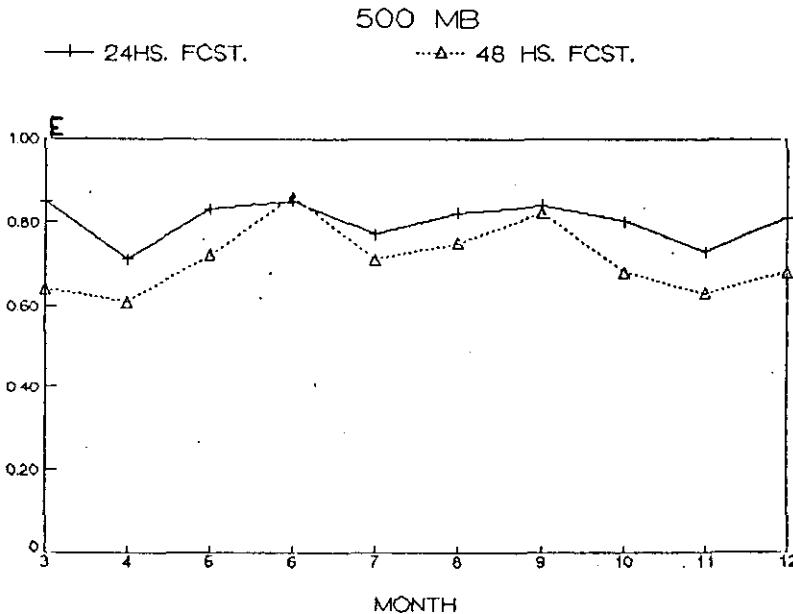


Figura 17.—Correlación de los cambios observados y pronosticados en 500 hPa.

los casos que los correspondientes a la persistencia. En particular los valores para el pronóstico de 48 horas en casi todos los meses son menores que los obtenidos para la persistencia de 24 horas.

En la figura 17 se observan los valores correspondientes a la evolución en el tiempo de la correlación entre los cambios observados y pronosticados para el nivel de 500 hPa. Sus valores se encuentran por encima del 65 % para el pronóstico de 24 horas. Lo mismo ocurre para el pronóstico de 48 horas en casi todos los meses considerados.

Las estadísticas realizadas junto con estudios cualitativos de los campos obtenidos con el ADI muestran que funciona en forma satisfactoria en la región sur de Sudamérica. Pero estos estudios también mostraron ciertos problemas. Allí el sistema ADI tiene problemas en definir correctamente la intensidad de los sistemas y en algunos casos también en determinar la exacta ubicación de los mismos. Una posibilidad para mejorar estos resultados sería utilizar la información que proporcionan los campos pronosticados del NMC o del ECMWF en el campo preliminar. Esto permitiría a las pocas observaciones de la región tener mayor influencia en el análisis.

7. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Mediante análisis simulados se estudió la sensibilidad del análisis a variaciones en el cociente entre las varianzas de los errores de observación y de pronóstico ϵ^o . Se encontró que el análisis era muy sensible a cambios de ϵ^o y una incorrecta determinación del mismo podría resultar en grandes errores en el análisis. También se estudió la sensibilidad del análisis a cambios del parámetro de escala de la correlación horizontal de los errores de pronóstico L . Se encontró que el impacto de estas variaciones podía ser modificado por otros elementos del esquema como es el procedimiento de selección del análisis. Además se encontró que la sensibilidad del análisis con L disminuía al aumentar la longitud de la onda analizada y que el análisis multivariado contribuía a aumentar esa insensibilidad. En conclusión se debe tener mucho cuidado en la determinación de las covarianzas de los errores de pronóstico y en las varianzas de los errores de observación ya que son vitales en la obtención de los pesos de interpolación.

Un sistema de asimilación de datos intermitente implementado para la región sur de Sudamérica fue descrito. Se mostró que funciona en forma satisfactoria y que puede ser una herramienta para mejorar los pronósticos a corto plazo en la región. Pero al mismo tiempo existen aspectos del mismo a mejorar, como:

- Mejorar el procedimiento de control de calidad de las observaciones. En particular que permita realizar un control adecuado sobre las observaciones solitarias tan características en la región. Se destaca que en 1991 el SMARA proporcionará en forma automática el grado de

- confiabilidad de cada observación, información que también podrá ser considerada.
- Determinación de los errores de pronóstico en la región que serán utilizados dentro del esquema. Cabe destacar que ya han sido calculados y que se encuentran en una etapa de examen.
 - Reducción del ciclo de análisis a 12 horas.

REFERENCIAS

- Balgovind, R.; A. Dalcher, M. Ghill and E. Kalnay (1983): A Stochastic-Dynamic Model for the Spatial Structure of Forecast Error Statistics. *Mon. Wea.*, **111**.
- Bergman, K. H. (1979): Multivariate analysis of temperatures and winds using optimum interpolation. *Mon. Wea. Rev.* **107**, 1423-1444.
- Buell, C. E. (1972): Correlation Function for winds and geopotential on isobaric surfaces. *J. Appl. Meteor.* **11**, 51-59.
- Dey, C. and L. Morone (1985): Evolution of the NMC Data Assimilation System: Jan. 1982 - Dec. 1983. *Mon. Wea. Rev.* **113**, 304-318.
- Dimego, G. (1988): The NMC Regional Analysis System. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 977-1000.
- Gandin, L. S. (1963): Objective Analysis of meteorological fields. *Gidrometeoizdat*. (Translated by Israel Program for Scientific Translations 1965.)
- Gustaffson, N. (1981): A Review of Methods for Objective Analysis. Dynamic Meteorology: Data Assimilation Methods. *Appl. Math. Sc.* **36**, 17-76.
- Hollet, S. R. (1975): There dimensional spatial correlations of P. E. Forecast errors. *M. S. Thesis, Dept. of Meteorology*, McGill University.
- Lorenc, A. (1981): A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Mon. Wea. Rev.* **109**, 701-721.
- Pailleux, J. (1986): Use of satellite data in the ECMWF analysis system. ECMWF Workshop on high resolution analysis. 24-26 June 1985, 15-26.
- Possia, N.; M. Núñez and H. Ciappesoni (1987): Adaptación del modelo baroclínico filtrado para cinco niveles del Servicio Meteorológico de Nueva Zelanda, para uso operativo en el Centro Meteorológico. *Reg. Bs. As. Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología*. Buenos Aires. 30/11-4/12 de 1987.
- Trenberth, K. (1973): A five Layer Numerical Weather Prediction Model. *New Zealand Meteorological Service*. Tech. Note. 222.
- Vera, C. and M. Núñez (1987): Un esquema de análisis objetivo tridimensional multivariado para la región sudamericana. *Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología*. Buenos Aires. 30/11-4/12 de 1987.
- Vera, C.; N. Possia and M. Núñez (1989): Evaluation of an Intermittent Data Assimilation System over the Southern Part of South America. Pre-Prints 3rd. Internaciona Conference on the Southern Hemisphere Meteorology & Oceanography. Buenos Aires, Argentina, Nov. 13-17 1989.
- Vera, C. and J. Woolen (1990): Analysis Verification Experiments with the NMC Global Data Assimilation System. (Inédito.)