



00363
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

ANÁLISIS OBJETIVO E INICIALIZACION ESTÁTICA
PARA UN MODELO DE PRONOSTICO NUMÉRICO
DEL TIEMPO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
(G E O F I S I C A)
P R E S E N T A
ENRIQUE AZPRA ROMERO

DIRECTOR DE TESIS: M. en C. FRANCISCO JAVIER VILICANA CRUZ

MEXICO, D.F.

1995

FALLA DE ORIGEN



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
División de Estudios
de Posgrado

OF NUM. F-2038

M. EN C. FRANCISCO JAVIER VILLAGAÑA CRUZ
P r e s e n t e .

Por este conducto, me permito comunicarle que ha sido ratificado como Director de tesis del Ing. ENRIQUE AZPRA ROMERO quien desarrollará el Trabajo de Tesis titulado "ANÁLISIS OBJETIVO E INICIALIZACION ESTÁTICA PARA UN MODELO DE PRONÓSTICO NUMÉRICO DEL TIEMPO, así mismo le comunico, que la Dirección de la Facultad, ha designado a los siguientes miembros como jurado para dictaminar si el trabajo que ha desarrollado como tesis el alumno mencionado tiene los méritos para obtener el grado de la MAESTRIA EN (GEOFISICA).

PRESIDENTE : DR. JULIAN ADEM CHAHIN
VOCAL : M. EN C. FRANCISCO JAVIER VILLAGAÑA CRUZ
VOCAL : DR. VICTOR MANUEL MENDOZA CASTRO
VOCAL : DRA. ELBA ELSA VILLANUEVA HERRUTIA
SECRETARIO : DR. SERGE YURI NIKOLAEVICH
SUPLENTE : DR. ENRIQUE CAMARILLO CRUZ
SUPLENTE : DR. ENRIQUE GEFROY AGUILAR

En espera de su respuesta, quedo de ustedes.

A T E N T A M E N T E
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., 21 de agosto de 1995
JEFE DE LA DIVISION


DRA. MARGARITA COLLAZO ORTEGA

MCO/AGL/1593

A MI FAMILIA

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la ayuda del M. en C. F. Javier Villicaña Cruz y sin el apoyo de los M. en C. Enrique Buendía Carrera y Orlando Delgado D., de quienes he recibido solamente palabras de estímulo.

El traslado de información desde la P. C. al sistema de A12 -dentro del IIMAS de la UNAM- fue diseñado por Rafael Patiño M. La presentación de los mapas de resultados fue sugerida por Alfonso Salas C. Las gráficas corrieron a cargo de Isidro Ruíz. En la labor mecanográfica participó Victoria Carrillo.

Agracezco al CCA de la UNAM las facilidades prestadas para el desarrollo de este trabajo.

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1	
EL ANÁLISIS OBJETIVO	3
Método de corrección sucesiva	5
Variaciones del método de corrección sucesiva	7
Interpolación óptima de una variable	7
Interpolación óptima multivariada	8
Análisis espectral	9
Método de Interpolación polinomial de datos	10
Método iterativo	11
Resultados	21
CAPÍTULO 2	
INICIALIZACIÓN	30
Ondas en la atmósfera	33
Ajuste al equilibrio geostrófico	37
Ecuación de balance	41
Aproximación de Shuman y Vanderman	44
Resultados	46
Campo Inicial de la función corriente	48
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	52
BIBLIOGRAFÍA	57

INTRODUCCIÓN

El proceso de obtener el estado inicial, o diagnóstico, en los trópicos ha sido obstaculizado por la ausencia de una cantidad suficiente de observaciones. El establecimiento de una red de estaciones en las latitudes bajas sería muy cara y difícil de cubrir; esto es debido a que los océanos representan una muy considerable fracción en cualquier círculo de latitud cercano al ecuador (WMO/TD-No. 573), 1993. La red de observaciones es un poco mejor sobre los continentes; sin embargo, todavía está muy lejos de alcanzar la densidad y calidad que se requiere.

La condición inicial de un modelo de predicción atmosférica usualmente es un análisis de los parámetros meteorológicos tales como presión, temperatura, humedad y viento, definiendo el estado de la atmósfera en las tres dimensiones espaciales, con la finalidad de que este diagnóstico sea tan cercano a la realidad como sea posible.

El presente trabajo se refiere al desarrollo de un esquema de análisis objetivo dentro de la IV Región Meteorológica, la cual incluye a Canadá, Estados Unidos, México, Centroamérica, el Caribe y la parte norte de Sudamérica, también partes de los océanos Pacífico y Atlántico. Se trabaja en una malla de 19 X 22 puntos, con una distancia entre nodos aproximada de 464 km, situada en una proyección cónica de Lambert tangente a 30° N.

Entre la fase de análisis y la de predicción suele procederse a una "inicialización" (determinación de las condiciones iniciales para mejorar desde el primer momento el ajuste de las variables del modelo), la segunda parte de la tesis trata sobre este proceso.

En la primera parte de la tesis, se hará el desarrollo de un esquema de análisis objetivo, el cual necesita de un campo preliminar que sea corregido por los valores observados y se obtenga así el campo que posteriormente (segunda parte) será balanceado estáticamente de tres diferentes maneras para establecer el campo inicial de datos y aplicar más tarde modelos numéricos de pronóstico del tiempo con ecuaciones primitivas.

El análisis objetivo que se realiza es de altura geopotencial y de viento horizontal cuyas componentes son u y v . Se requiere de un campo preliminar, que puede ser el pronóstico válido para la hora del nuevo análisis y, que será corregido de acuerdo con las nuevas observaciones.

La ecuación de Balance establece que existe un balance entre los campos de masa y el viento horizontal; la primera forma de balancearlos es de acuerdo con Shumann y Vanderman (1966), la segunda es la primera aproximación de la ecuación de balance y la tercera incluye la forma completa de la misma.

Aunque, generalmente el análisis y la inicialización son tratados como procesos separados, ambos persiguen la misma meta: proveer de un estado adecuado y balanceado a partir del cual las ecuaciones hidrodinámicas sean integradas numéricamente en el tiempo.

En México, aunque existen modelos de predicción numérica, el análisis objetivo no incluía un análisis de viento, el cual puede resultar muy útil en el trabajo operacional. En el presente trabajo se pretende introducir este procedimiento. También, avanzar hacia el desarrollo de modelos de pronóstico que utilicen las ecuaciones de movimiento de forma más completa de lo que lo hacen los modelos filtrados.

Asimismo, es necesario que el proceso de análisis e inicialización sean desarrollados de manera operativa aún cuando exista una gran deficiencia en la cantidad y la calidad de datos disponibles para llevarlo a cabo.

EL ANÁLISIS OBJETIVO

En el campo de la Meteorología, para ser capaces de proporcionar un pronóstico sobre la evolución de las condiciones atmosféricas, es necesario saber, con cierta precisión, cual es el estado inicial de ellas mismas, lo cual se logra por medio de un análisis inicial de las observaciones de la atmósfera, ya sea en superficie o en altura (las cuales pueden ser datos tomados por radio-sondas, rawin-sondas, datos tomados por satélite, o inclusive, información tomada por aeronaves) durante un intervalo de tiempo precedente al pronóstico. Con el objeto de determinar cual es el estado inicial se procede a un análisis de los parámetros meteorológicos tales como: presión, altura geopotencial, dirección e intensidad del viento, humedad y temperatura, el cual se puede clasificar en dos grandes vertientes: SUBJETIVO y OBJETIVO.

El análisis subjetivo o manual, consiste en que un meteorólogo experimentado realice un diagnóstico e interpretación de los datos meteorológicos, con base en su criterio y experiencia, para de esta manera, emitir un pronóstico, el cual estará basado en un modelo conceptual de la atmósfera. La habilidad del meteorólogo es decisiva en el éxito del proceso entero.

El análisis objetivo (algunos prefieren llamarlo análisis numérico) aunque persigue la misma meta (proveer un diagnóstico o condiciones iniciales para, en este caso, un modelo que pronostique la evolución de la atmósfera), es considerado -matemáticamente hablando- como un problema de valor inicial para un sistema de ecuaciones diferenciales parciales no lineales, en el cual los valores iniciales necesarios se conocen solamente de manera no precisa e incompleta.

El problema principal del análisis objetivo estriba en el proceso de determinar valores de los parámetros meteorológicos para una malla regularmente distribuida, los que se obtienen a partir de una red de observaciones que no fue diseñada

específicamente con este propósito, y que, además presenta problemas de falta de información en grandes franjas tropicales. Otro problema, se refiere al deficiente sistema de comunicaciones existente para la transmisión y recepción de los diversos reportes. El propósito fundamental de cualquier sistema de análisis es filtrar los datos erróneos tanto como sea posible y, a partir de ello interpolar y extrapolar información a la malla.

La calidad de cualquier esquema de análisis objetivo depende del método de interpolación usado, la sofisticación de los procesos de revisión y de cuanto uso hace de la intervención humana, ya sea para proporcionar información adicional (en forma de datos artificiales) o para proveer una revisión adicional de la calidad de los datos. Existen dos requerimientos para un esquema de análisis objetivo: necesita ser tan automático como sea posible; y ser adaptable tanto a latitudes tropicales como extra-tropicales. Estos requerimientos son cumplidos por varios métodos (ICSU-WMO, 1978; WMO No. 305, 1976) entre ellos:

- A) Método de corrección sucesiva, para masa, viento y razón de mezcla.
- B) Variaciones del método de corrección sucesiva usando funciones de peso no isotrópicas.
- C) Interpolación óptima para una sola variable, para masa, viento y razón de mezcla.
- D) Interpolación óptima multivariada, para los campos de masa y viento juntos.
- E) Análisis espectral.
- F) Análisis basado en el método de interpolación polinomial de datos.
- G) Método Iterativo.

MÉTODO DE CORRECCIÓN SUCESIVA

Este método fue diseñado por Berghossen y Döös (1955) y por Cressman (1959). Básicamente consiste en corregir el valor de un escalar en un punto de malla de acuerdo con la influencia que tengan sobre él las diferentes estaciones:

$$\phi_g^A = \phi_g^F + \frac{\sum W_i (\phi_i^O - \phi_i^F)}{n}$$

donde:

ϕ_g^A : valor analizado de ϕ (un escalar arbitrario) en el punto de malla.

ϕ_g^F : adivinanza inicial de ϕ en el punto de malla.

n : número de observaciones.

ϕ_i^O : valor observado de ϕ en el punto de observación i .

ϕ_i^F : valor de primera adivinanza de ϕ en el punto de observación i .

W_i es una función de peso que depende de la distancia que existe entre la observación y el punto de malla, el cual está expresado de la siguiente manera:

$$W_i = \frac{N^2 - d^2}{N^2 + d^2} \quad \text{para } d < N$$

$$W_i = 0 \quad \text{para } d > N$$

donde d es la distancia entre el punto de malla y el punto de observación y N es la distancia en múltiplos de tamaño de malla del radio de corrección (se le dice así porque todos los puntos que

se encuentren dentro de un círculo con radio igual a N y centro en una estación, serán corregidos de acuerdo con la observación de la estación). Se hacen varios "barridos" en el campo de datos y el resultado de cada uno de ellos es usado como campo preliminar para el próximo. El valor de W_i se altera en cada barrido, de manera que las observaciones más lejanas del punto de malla tengan menor influencia sobre él en cada barrido sucesivo.

Inicialmente, la observación de una estación es verificada contra un valor determinado a partir del campo preliminar (con un criterio de aceptación que depende del radio de corrección), una vez aceptada, corrige todos los puntos de malla que se encuentran dentro de un círculo con radio igual a N, esta corrección depende de la función de peso (W_i) (disminuye conforme aumenta N). Para analizar un punto particular de la malla, se consideran todos los datos situados dentro de la distancia N desde ese punto. Y la corrección total es la suma de las contribuciones individuales.

La manera de acumular las correcciones es cómo sigue:

$$C_o = \frac{\sum W_i C_i}{\sum W_i} \quad 0 \quad C_o = \frac{\sum W_i C_i}{n}$$

C_o: es la corrección acumulada en el punto de malla;

C_i: es la corrección en un punto de malla;

n: es el número de observaciones que corrigen un punto de malla.

Entre las facilidades que presenta este método es que el campo preliminar contiene información sobre el estado de la atmósfera que las observaciones por sí mismas son, en ocasiones, incapaces de determinar, además de que no requiere gran capacidad computacional.

VARIACIONES DEL MÉTODO DE CORRECCIÓN SUCESIVA

Algunas mejoras a la técnica de corrección sucesiva se pueden hacer al usar factores de peso que sean no isotrópicos. En el caso de la masa o el viento, depende generalmente de la dirección del viento. Si el campo de primera adivinanza es un pronóstico, tiene el efecto de conservar los rasgos principales de éste. Si se analiza masa y viento al mismo tiempo, se debe tener una relación bien definida entre estos dos parámetros para que ambos campos estén acoplados.

INTERPOLACIÓN ÓPTIMA DE UNA VARIABLE

Fue diseñado por Gandin en 1969. Usando la notación anterior:

$$\phi_g^A = \phi_g^F + \sum_{i=1}^N W_i (\phi_i^O - \phi_i^F)$$

donde W_i se obtiene al minimizar el error:

$$E = \overline{(\phi_g^A - \phi_g^F)^2}$$

donde ϕ_g^A es el valor verdadero en el punto de malla y la barra indica el promedio.

Las ventajas de este esquema son:

- a) Permite distribuciones variables de las observaciones alrededor de un punto.
- b) Permite, implícitamente, diferentes niveles de error en diferentes tipos de datos.
- c) Se puede incorporar un procedimiento de revisión de datos, al analizar la variable en cada punto de observación, sin usar la observación misma y comparando los valores analizados y observados.
- d) Se tiene una estimación del error de interpolación dado para cada punto de malla.

- e) Se puede interpolar vertical y horizontalmente, mejorando así la consistencia vertical entre varios niveles.

Las desventajas son:

- a) Hasta hace algunos años debido a que requiere más tiempo de máquina que la técnica de corrección sucesiva (debido a que involucra invertir una matriz de $n \times n$ para cada punto de la malla, donde n es el número de observaciones) era necesario tener una muy buena infraestructura computacional.
- b) Se necesita hacer un gran número de cálculos estadísticos.
- c) Ya que hay un número de observaciones dado para cada malla, se debe diseñar un cuidadoso procedimiento de selección.

Es muy difícil lograr interpolaciones univariadas del campo de masa y las componentes del viento y en este proceso conservar características de balance entre ellos o de no divergencia; es decir, asumir que se calculan incrementos balanceados de las diferencias entre observaciones y primera adivinanza (Bengtson, 1981; Hollinsworth et al, 1986).

INTERPOLACIÓN ÓPTIMA MULTIVARIADA

En este esquema, los campos de masa y viento pueden ser analizados simultáneamente (Bergman, 1979), también se puede llevar a cabo una interpolación vertical en todos los puntos con datos de altura (Z) y temperatura simultáneamente y de viento (u y v) separadamente. De esta manera, la interpolación horizontal puede ser escrita de la siguiente forma (utilizando la misma notación en lo que se refiere a subíndices y superíndices):

$$\begin{pmatrix} A \\ Z_g \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} F \\ Z_g \\ u_g \\ v_g \end{pmatrix} + \sum_{i=1}^N A_i \begin{pmatrix} 0 \\ Z_i - Z_1 \\ u_i - u_1 \\ v_i - v_1 \end{pmatrix}$$

donde A_i son matrices pesadas determinadas al minimizar simultáneamente las expresiones:

$$\frac{F - A Z}{(Z_g - Z_g)^2}, \quad \frac{F - A Z}{(u_g - u_g)^2}, \quad \frac{F - A Z}{(v_g - v_g)^2}$$

La solución involucra covarianzas cruzadas entre Z , u y v así como también entre Z y Z , u y u , y v y v .

Las ventajas de este esquema es que produciendo análisis consistentes en altura y viento, con la interpolación vertical, produce también análisis que son consistentes en la vertical, aunque el problema de como ampliar un sólo nivel de datos en la vertical, nunca tendrá una solución satisfactoria. No se sabe cuanta de la información tiene su origen en la componente barotrópica y cuanta en la baroclínica. Las desventajas son similares a aquellas que tiene el esquema de interpolación óptima de una variable, además de requerir mayor número de cálculos estadísticos.

La utilización de datos disponibles para los océanos todavía se encuentra muy lejos de ser satisfactoria; además de que, en el caso de la interpolación óptima (ya sea de una o más variables), debe existir un profundo conocimiento del error de los pronósticos o de los datos en cada estación dentro de la región (Ikawa, 1984).

ANÁLISIS ESPECTRAL

Se refiere al ajuste de los datos por medio de funciones espectrales. Flattery (1970) desarrolló un sistema que usa

funciones de Hough, las cuales son las eigenfunciones de Laplace para las ecuaciones de marea sobre una esfera, en la horizontal y funciones ortogonales empíricas en la vertical. La relación usada para la altura y el viento se basa en el equilibrio geostrofico, asegurando de esta manera consistencia interna en el análisis. La calidad del análisis depende de que tan buenas sean las funciones al representar los campos meteorológicos.

Aunque se puede decir que este método es el más actual y que ha demostrado funcionar adecuadamente, es necesario que para tomar en cuenta todas las longitudes de onda y su cambio al dominio de las frecuencias, se maneje una región hemisférica. Esto último implica que la información meteorológica del hemisferio norte sea obtenida y manejada, obligando así a tener una infraestructura computacional de mayor capacidad y calidad.

MÉTODO DE INTERPOLACIÓN POLINOMIAL DE DATOS

Este método implica la aproximación del campo meteorológico dentro de la vecindad de cada punto de malla por medio de polinomios:

$$H(x,y) = \sum_{i+j=0}^2 a_{ij} x^i y^j$$

para el cálculo de los coeficientes polinomiales a_{ij} , a partir de las observaciones y las coordenadas de esas observaciones, se determina un sistema lineal de ecuaciones algebraicas. El orden del sistema de ecuaciones debe ser mayor que el número de coeficientes desconocidos del polinomio a partir del cual serán determinados, esta dificultad es salvada por medio del método de mínimos cuadrados, al encontrar el mínimo de la función dada por:

$$S = \sum_{n=1}^N \left(\sum_{i+j=0}^2 a_{ij} x^i y^j \right)^2$$

donde N es el número de estaciones usado en el cálculo. Para encontrar el mínimo de S se tiene que resolver el sistema de

ecuaciones denominadas básicas:

$$\frac{\partial S}{\partial a_{ij}} = 0 \quad (i+j = 0, 1, 2)$$

del cual el orden es mayor al número de coeficientes a_{ij} desconocidos. Cuando los datos se conocen de manera precisa, se puede plantear una solución que conserve el valor de ellos en el polinomio de interpolación. Sin embargo, en la realidad los datos contienen errores de medición, de codificación y de transmisión.

MÉTODO ITERATIVO

Este esquema ha sido descrito por Haugh (1959). En él considera un punto de malla y su observación más cercana, el valor de altura (z) en el punto de malla, asumiendo que la altura observada es correcta (z_0), está dado por:

$$z = z_0 + \int_0^s v_z dz$$

donde s se refiere al camino de integración entre dos puntos. Suponiendo que la estación tiene valores de altura y viento, la altura en el punto de malla puede ser aproximada por:

$$z = z_0 + \left[\frac{(\Delta x z)_0}{2d} \Delta x + \frac{(\Delta y z)_0}{2d} \Delta y \right]$$

Si la estación sólo cuenta con la altura observada (z_0), la altura en el punto de malla se aproxima como sigue:

$$z = z_0$$

para obtener la primera aproximación al campo de altura para todos los puntos de malla, la siguiente aproximación se obtiene al hacer

uso de los gradientes calculados a partir de la primera aproximación. La fórmula queda:

$$z^{(2)} = z_0 + \frac{1}{2} \left[\frac{(\Delta x Z)_0}{2d} \Delta x + \frac{(\Delta y Z)_0}{2d} \Delta y \right] + \frac{1}{2} \left[\frac{(\Delta x Z)^{(1)}_c}{2d} \Delta x + \frac{(\Delta y Z)^{(1)}_c}{2d} \Delta y \right]$$

el subíndice c se refiere al valor calculado y el superíndice a cada nueva aproximación.

$$z^{(2)} = z_0 + \frac{1}{2} \left[\frac{(\Delta x Z)^{(1)}_c}{2d} \Delta x + \frac{(\Delta y Z)^{(1)}_c}{2d} \Delta y \right]$$

Proponiendo un criterio de convergencia, los valores de $z^{(2)}$ y $z^{(1)}$ en los puntos de malla se podrán calcular por un proceso iterativo.

Tanto en este esquema de análisis como en el anterior, no se requiere un campo preliminar del parámetro a analizar, lo cual no es muy recomendable en el caso de la franja tropical, ya que, como se ha mencionado antes, en ella la ausencia de observaciones no permite realizar un diagnóstico acertado del estado de la atmósfera.

Como se ha visto existe una variedad de procesos para realizar un análisis objetivo. Este debe adecuarse a las necesidades específicas de la zona o región del planeta donde se requiera de este servicio, también a la infraestructura computacional instalada y a las facilidades de comunicación. Además, mientras más desarrollado sea el método de análisis, mejor conocimiento se debe tener sobre las relaciones existentes entre los diferentes parámetros meteorológicos en la región.

La experiencia meteorológica ha hecho ver que, el análisis de

superficies isobáricas debe ser acompañado por uno de líneas de corriente. También, los análisis sinópticos deben ser combinados con la climatología (Sadler, 1975; Ramage y Raman, 1972), interpretación de fotografías de satélite y todas las observaciones de altura y viento disponibles.

El análisis en las regiones tropicales aún involucra gran parte de análisis manual, aunque en algunos lugares se ha desarrollado análisis automático, tal como lo muestra la tabla siguiente, basado en Holland y McBride de 1986:

PAÍS	NÚMERO DE NIVELES	VECES POR DÍA	MANUAL O AUTOMÁTICO	LÍNEAS DE CORRIENTE O ALTURA
Australia	11	4	M	C
China	N E	N E	N E	N E
India	10	N E	M	N E
Madagascar	N E	N E	M	N E
Malasia	N E	N E	N E	N E
Mauricio	N E	N E	M	N E
N Zelandia	2M/8A	N E	M/A	C/A
Tahiti	9	2	M	C
Tailandia	12	4	M	C
EEUU/NHC	1M/4A	4	M/A	C
/JTWC	2M/4A	2	M/A	C

donde:

NHC: Centro Nacional de Huracanes de E.E. U.U.

JTWC: Centro de la Junta de aviso de Tifones.

M: Manual.

A: Automático.

N E: No especificado.

En el caso del Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo a

Mediano Plazo se está probando un análisis del tipo espectral (Heckley, 1992) para sustituir al actual (interpolación óptima multivariada), todavía se utiliza esquema de análisis que toma en cuenta varias variables en cuanto se aproxima al ecuador (Lorenc, 1981), para solucionar las inconsistencias que produce la ausencia de datos útiles para las regiones tropicales. Estos autores establecen que con estos métodos es posible introducir información adicional más fácilmente.

En el Centro Nacional de Meteorología (NMC) de Estados Unidos se ha mejorado el sistema de análisis espectral de T80 (número de onda 80) a T126 (número de onda 126) (Kanamitsu et al, 1991) y se hace patente la gran potencia de computación que es necesaria para tener un sistema de esta naturaleza instalado; ya que la computadora utilizada es una CRAY YMP con 8 procesadores.

Los métodos de análisis en los trópicos han sido mejorados por medio de la imposición de los requerimientos de balance físico (Khrishnamurti et al, 1981; 1984) y el reconocimiento de que las grandes escalas deben ser consideradas (Cats y Wergen, 1983; Daley, Wergen y Cats, 1986), inclusive, se pueden mejorar al relacionar los vientos de escala sinóptica para tomar en cuenta la divergencia. Sin embargo, en contra de todo esto, se encuentra la ausencia de datos.

Otro principio que se puede seguir es aquel que favorece la introducción de sistemas de circulación en zonas de datos dispersos para reforzar aquellas características que son inherentes a las latitudes tropicales, tales como:

- (i) una evidente área de convección;
- (ii) presencia de un campo de viento organizado ciclónicamente (Krishnamurti et al, 1981),

explotando de esta manera datos que no aprovecha el análisis objetivo.

En México, a pesar de que se han desarrollado algunos modelos de pronóstico del tiempo a corto plazo (Buendía, 1976; 1981; 1992), sólo existen dos trabajos donde se reporta un esquema de análisis objetivo (Magaña, 1986; Pérez, 1985).

El reto de un meteorólogo de latitudes tropicales es combinar información de una variedad de recursos, cuando éstos están disponibles, para preparar un análisis y pronóstico. Entre estos recursos, se debe tomar muy en cuenta la capacidad computacional, así como tener presente que el análisis tropical será una combinación Hombre/Máquina hasta que no se demuestre que un análisis objetivo puro no produce una mejora sustancial de la habilidad del pronóstico (Elsberry, 1987). De acuerdo con algunos estudios de la Organización Meteorológica Mundial (ICSU-WMO, 1978), si la red de observaciones es densa o, por el contrario, es muy dispersa, prácticamente no existe ventaja alguna de un esquema de análisis sobre otro, aunque el más elaborado y que proporciona un término medio entre ambos extremos (método estadístico) requiere de una base adecuada de datos para ser aplicado, la cual es prácticamente inexistente para las condiciones de la República Mexicana.

En el análisis objetivo, es común hacer uso de un campo preliminar (primera adivinanza) para incorporar información *a priori*, ya sea climatológica o numérica (una predicción válida para el momento del análisis). Un esquema de análisis que presenta esta facilidad es aquel desarrollado por Gandin (1963). En éste, los pesos asignados a los incrementos observados se escogen de tal manera que se minimiza el error cuadrático medio del análisis, tomando en cuenta que se conocen los errores de observación. Otro esquema que requiere de un campo preliminar es el diseñado por Cressman (1959), el cual consiste de varias iteraciones de corrección a campos de adivinanza sucesivamente actualizados. Seaman (1983) sostiene que ante un conjunto de información dada, que no presente sesgos, se obtienen resultados similares al final del proceso.

Como se puede apreciar de acuerdo con las condiciones de la República Mexicana, el método que presenta mayores facilidades para ser desarrollado es de corrección sucesiva. Por ejemplo, ofrece una relativa facilidad para que el campo preliminar pueda ser manejado como un campo climatológico o inclusive, que éste sea un pronóstico válido para el momento en que se realiza el análisis y no requiere una gran capacidad de memoria; además el tiempo de proceso no es demasiado largo, en contraparte con el de interpolación óptima que requiere de una gran capacidad computacional. Asimismo, permite la introducción de información adicional por medio de estaciones con datos obtenidos a través de un criterio subjetivo. Una vez que se tenga una estadística del comportamiento tanto de la altura geopotencial como de las componentes del viento, será posible desarrollar un esquema más elaborado que involucre procedimientos más adecuados. Por estas razones es que para este trabajo se decidió utilizar el método de análisis objetivo de corrección sucesiva.

Algunos estudios (Reed y Recker, 1971); definieron las escalas típicas de los sistemas que producen lluvia intensa en los trópicos y encontraron que, aparte de los huracanes y líneas de turbonada (cuyas escalas son menores a los 500 km), las escalas que necesitan ser resueltas van desde 1500 km hasta las ondas tropicales de escala planetaria (ver tabla 2.1). Por esta razón se utiliza una malla de 19 X 22 nodos que están separados por una distancia aproximada de 464 km, la cual contiene la Región IV Meteorológica en una proyección cónica de Lambert (Buendía, 1976).

El radio de corrección más exterior equivale a 6 tamaños de malla y el más interior a 1 tamaño de malla. En la figura 1.1 se puede observar tanto la malla en la que se realiza el análisis objetivo, en ella se muestra las estaciones en las que se tiene información regular de altura y viento en 500 mb.

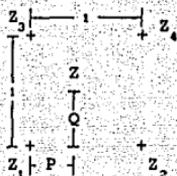
El análisis objetivo que se realizará será de altura geopotencial y para ello, se siguen los siguientes pasos:

1. El valor actual de altura geopotencial (Z_A) en una estación es verificado contra el valor interpolado (Z_I) a partir del campo preliminar y se acepta si

$$|Z_A - Z_I| < \text{Error}$$

El valor de altura geopotencial interpolado para la estación está dado por la siguiente formula:

$$Z_I = (1 - P)(1 - Q)Z_1 + (1 - P)QZ_2 + PQZ_3 + P(1 - Q)Z_4$$



donde Z_1 , Z_2 , Z_3 y Z_4 son los valores de geopotencial en los puntos de malla más cercanos. P y Q son las distancias desde la estación (Z) hasta el punto de malla en las direcciones X y Y , respectivamente.

El valor que toma el Error en este caso se determinó desde el hecho que la variación entre la altura geopotencial en el norte de los Estados Unidos y Centro-América es de aproximadamente 500 metros geopotenciales (mgs).

2. Para encontrar la corrección por altura (C_h) tenemos:

$$C_h = Z_p + W(Z_A - Z_I)$$

donde Z_p es el valor preliminar en el punto de malla

3. La corrección por viento (C_v) tiene la forma:

$$C_v = W \left[Z_A + \frac{\partial Z}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial Z}{\partial y} \Delta y - Z_P \right]$$

4. El nuevo valor de altura (Z_c) en el punto de malla está dado por la suma de ambas correcciones en los diferentes radios de búsqueda:

$$Z_c = \frac{\sum_{i=1}^6 C_h}{\sum W_i} + \frac{\sum_{i=1}^6 C_v}{\sum W_i}$$

La estimación del error observacional se complica por el hecho de que observaciones diferentes son tomadas en rangos de tiempo desde muy pequeños (1 minuto) hasta promedios de más de una hora, lo cual involucra también escalas espaciales diferentes. Los errores en las observaciones de viento son difíciles de estimar, ya que tiene una gran variabilidad en las escalas pequeñas. Por ejemplo, el caso de los sondeos sinópticos de aire superior, el error en la medida del viento es de 1 ms^{-1} (o el 10-20% del valor del mismo, lo que sea más grande); mientras que un error de 1°C en la medida de la temperatura produce que al calcular la altura geopotencial se falle por ± 20 metros mgp.

Tabla 2.1. Algunos sistemas tropicales relevantes (sin incluir huracanes ni líneas de turbonada; ICSU-WMO, 1978).

Sistema	Escala horizontal (Km)	Escala vertical (Km)	Velocidad típica en grados de longitud diario con movimiento oeste
1 Depresión de monsoon y depresiones océano tropicales	2000	10	5-7
2 Ondas africanas	2000	6	5-7
3 Ondas del Este	2000	6	5-7
4 ZITC (ondas ecuatoriales)	1500	12	5-7
5 Ciclones de tropósfera media	3000	5	1-2
6 Ondas en 200hp			
i) Ondas largas casi estacionarias	onda zonal No.1		-
ii) transitorias	onda zonal No.2		
7 Ondas transitorias troposféricas superiores y estratosféricas bajas	onda zonal No.8	3	5-7
i) Ondas de Gravedad de Rosby	onda zonal No.4		
ii) Ondas Ecuatoriales de Kelvin	onda zonal No.1		

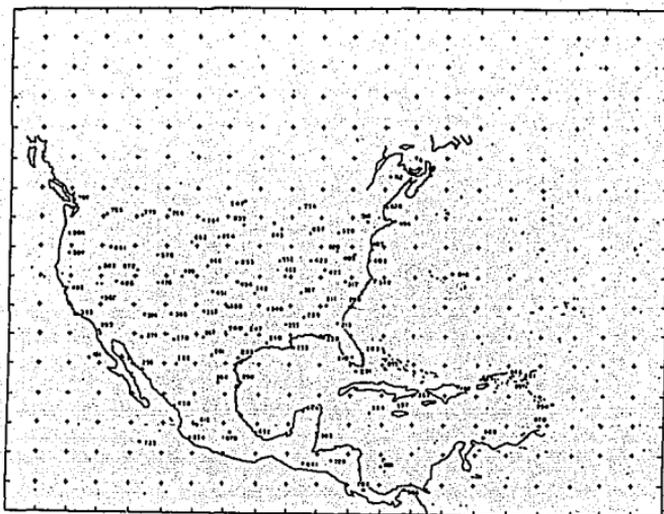


Fig. 1.1. Malla utilizada para la realización del análisis objetivo e inicialización.

El error permitido para cada radio de corrección sucesivo varía en 20% a partir de 500 metros geopotenciales (valor que equivale a la variabilidad media que existe en el área de integración) en el radio más exterior y se hace más pequeño en el más interior; esto en cuanto al análisis del campo de masa; mientras que, para el análisis de viento, tomando en cuenta que los datos de viento son muy escasos en algunas partes, se permitió un mayor margen de error (Bedient, y Vederman, 1964), el cual en el primer barrido es de 50 nudos, 40 nudos para el segundo y tercero y 30 nudos ($1 \text{ nudo} = .5144 \text{ ms}^{-1}$) para el cuarto barrido; aunque algunos autores (Bedient et al, 1967; WMO-No. 305, 1976) prefieren un error variando directamente de acuerdo con la rapidez e inversamente de acuerdo con el barrido.

En México, la cantidad de datos disponible a un nivel de 500 mb varía desde cero hasta 11; la latitud se sitúa entre 14 y 35°N (lo cual no es propiamente la franja tropical ni latitudes medias, sino el área donde ambas interactúan), y las comunicaciones no son lo suficientemente buenas para tener la información tan abundante y en el horario adecuado. Con el objeto de investigar el desempeño del esquema bajo estas condiciones se realizan los siguientes experimentos:

I) Experimento a: Campo promedio de un período de 52 días comprendidos entre julio y septiembre (al cual llamaré climatológico) y;

II) Experimento b: Pronóstico válido para la hora y día del análisis,

ambos como campos preliminares para analizar, con un conjunto de observaciones equivalente a los que regularmente se recibe en el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM. Este conjunto se refiere a 103 estaciones que están registradas para reportar el informe TEMP, aunque la mayor parte del tiempo son sólo alrededor de 80 las que cumplen con su función. En el caso del análisis de viento, el campo preliminar está constituido por el viento geostrófico determinado a partir del campo de altura geopotencial usado.

RESULTADOS

En la figura 1.2 se muestra el análisis manual hecho en el departamento de Climatología Física del CCA para el día 06 de septiembre de 1994, con la aclaración de que no se realiza un análisis de viento. Los rasgos principales que presenta esta carta son:

i) En la costa oeste de los Estados Unidos se localiza una vaguada cuyo eje se encuentra aproximadamente paralelo a ella,

extendiéndose hasta el estado de California.

ii) Sobre los estados de Nuevo México, Colorado, Wyoming, Dakota del Sur y Dakota del Norte, se encuentra localizada una circulación correspondiente a una cresta.

iii) La circulación atmosférica sobre la costa este de los E.E.U.U. indica la presencia de una vaguada que se extiende hacia el sur hasta la frontera entre Georgia y Florida.

iv) En el océano Atlántico, se observa una cresta.

v) En los estados sureños de E.E.U.U. y norteños de la República Mexicana, existe un cinturón de elevada altura geopotencial que cubre desde el océano Pacífico hasta el océano Atlántico.

vi) En la parte sur de la malla, se aprecian: una zona ciclónica sobre sudamérica y otra al sur de la República Mexicana (sobre el Océano Pacífico).

Cabe hacer notar que, hacia el norte de los Estados Unidos, la circulación sólo es una continuación de aquella que se analizó en la zona donde hay datos. Esta franja se incorpora como parte del análisis ya que, como se dijo, éste proporciona los datos iniciales para resolver las ecuaciones hidro-dinámicas en un modelo numérico, el cual requiere de condiciones de frontera tanto al norte, sureste y oeste. Hacia el norte se incrementaron 5 renglones, hacia el sur 1 renglón y hacia el este se añadieron 5 columnas.

En las figuras 1.3 y 1.4 se presentan los análisis objetivos de masa y viento (500 mb) realizados con un campo promedio y un campo pronosticado válido al momento del análisis (como preliminares), respectivamente.

Por lo que respecta a la figura 1.3 -experimento A-, se observa que la zona donde más se parece el análisis con el

descrito anteriormente, es la parte que corresponde a los E.E.U.U., mientras que, conforme se va acercando a la región sur del océano Pacífico, el parecido va disminuyendo, sobresaliendo la ausencia de las áreas de circulación ciclónica. El núcleo de la franja subtropical no alcanza el valor máximo de 5920 mgp que se presenta en el análisis manual, además de que se encuentra interrumpida al oeste de la península de Baja California. Los vientos en general coinciden adecuadamente con los contornos, indicando en buena medida la circulación de los sistemas atmosféricos, presentando como ventaja que, a partir de ellos es posible trazar líneas de flujo que sí representan una circulación ciclónica en el área mencionada.

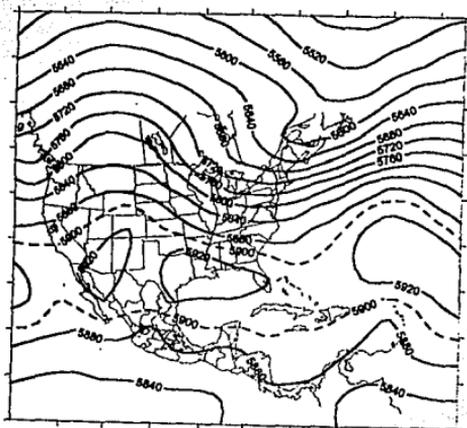


Figura 1.2 Análisis manual correspondiente al 6 de septiembre de 1994.

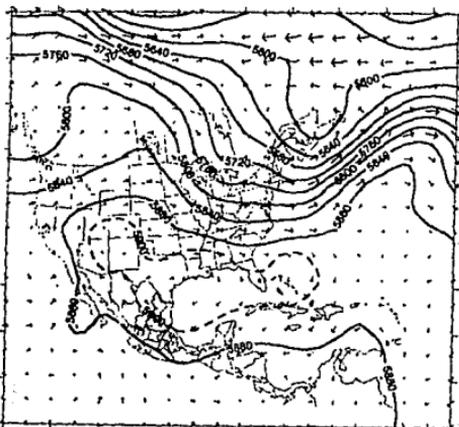


Figura 1.3 Análisis objetivo (con 103 estaciones) correspondiente al 6 de septiembre de 1994, usando como campo preliminar al campo climatológico.

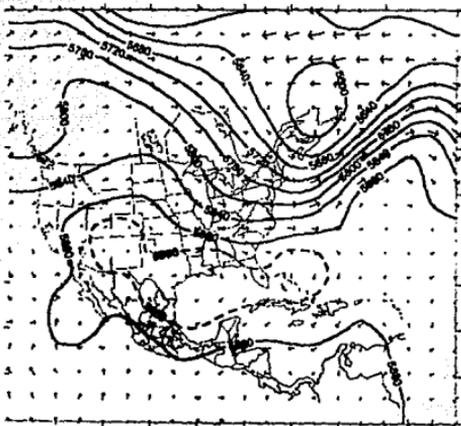


Figura 1.4 Análisis objetivo (con 103 estaciones) correspondiente al 6 de septiembre de 1994, usando como campo preliminar al pronóstico válido para este día y hora.

En la figura 1.4 -*experimento B*-, el resultado es muy similar al anterior, sin embargo, la circulación anticiclónica empieza a adquirir mayor extensión sobre el Océano Pacífico (SW de Baja California) así como también al este de la península de Florida. También se observa una zona ciclónica cerrada al Norte de Nueva York, la cual no aparece en ninguno de los 2 mapas anteriores.

Con el objeto de mejorar la calidad del análisis en la zona donde no hay información (Océanos Pacífico, Atlántico y Sudamérica) se incrementó a 162 el número de estaciones, repartidas de la siguiente manera: 32 estaciones sobre el Atlántico y Sudamérica, 27 estaciones sobre el Pacífico. Nuevamente se usaron como campos preliminares, el campo climatológico (*experimento C*) y el pronóstico válido a la hora del análisis (*experimento D*). Para llegar a este número, el complemento de las 103 iniciales fue obtenido a partir del campo promedio. También se asumió que las estaciones que no reportaran altura geopotencial utilizarían un valor obtenido a partir de la interpolación del análisis del día anterior; es decir, las 162 estaciones tienen valor de altura geopotencial.

En la figura 1.5 se muestra el resultado del experimento C, en la cual, a pesar de que hay una mejora en el campo de viento para la parte que comprende al océano Pacífico, donde es posible notar más claramente (por medio del viento), las zonas de circulación ciclónica que se mencionaron cuando se describió el análisis manual; la extensión hacia el norte de la cresta Bermuda-Azores, se ve disminuida.

En el experimento D (figura 1.6), ya con 162 estaciones y un campo preliminar más parecido al que se espera como análisis final, se aprecia que de los cuatro experimentos éste es el que más similitud tiene con el análisis manual, ya que presenta la zona de cresta subtropical extendiéndose este-oeste a lo largo de todo el mapa, así como también las zonas ciclónicas por debajo de aquella; sin embargo, todavía no es posible eliminar que la vaguada de la parte oeste de los E.E.U.U. se extienda hasta las

latitudes de Baja California Norte y que la altura máxima de la cresta coincide con la del análisis manual.

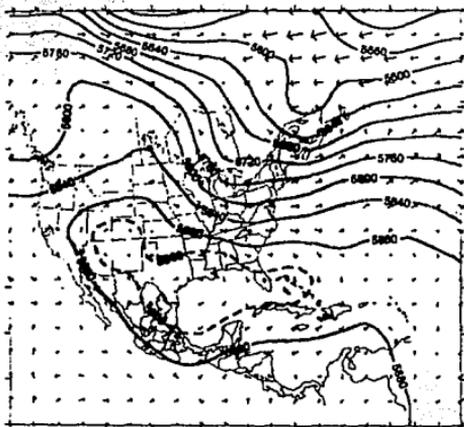


Figura 1.5 Análisis objetivo (con 162 estaciones) correspondiente al 6 de septiembre de 1994, usando como campo preliminar al campo climatológico.

En los 5 renglones más al norte de los mapas, observamos que, en general los vientos son más intensos de lo que se supondría por el gradiente de los contornos, esto es debido a que, a partir de la frontera entre Estados Unidos y Canadá existe una ausencia de datos; sin embargo, como ya se mencionó, estos 5 renglones son añadidos para disminuir el ruido producido por las condiciones de frontera al resolver las ecuaciones de pronóstico. De esta manera, a pesar de la mala calidad del análisis en esta zona de la malla es indispensable conservarla para que una condición de frontera, propague lo menos posible ruido hacia la zona de la malla donde nos interesa tener una deseable aproximación al comportamiento real de la atmósfera.

En la frontera sur de la malla; debido a la poca variabilidad de los campos, sólo se hace necesaria la incorporación de un renglón extra.

Sin embargo, con el objeto de complementar el elemento subjetivo de evaluación, estos procedimientos descritos anteriormente, la diferencia (de altura geopotencial) entre el análisis manual y el análisis objetivo se calculó; es decir, se encontró un campo de diferencias en el cual se refleja el error que tiene cada experimento con respecto a aquel campo que estamos tomando como modelo a seguir. Este proceso fue realizado para todos los días de los meses de septiembre y octubre de 1994 y los promedios obtenidos se presentan en la figura 1.7 (a, b, c, y d).

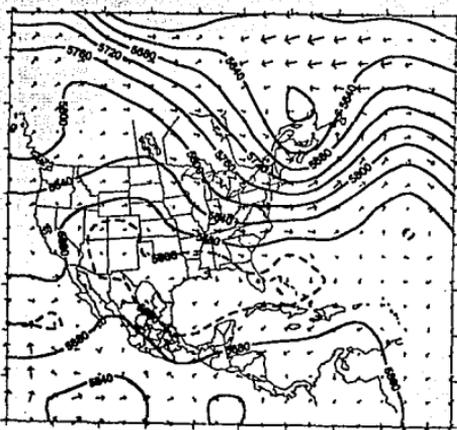


Figura 1.6 Análisis objetivo (con 162 estaciones) correspondiente al 6 de septiembre de 1994, usando como campo preliminar al pronóstico válido para este día y hora.

Desde ésta última (figura 1.7), se observa que, para el experimento A (fig 1.7 a), el error está comprendido en el rango

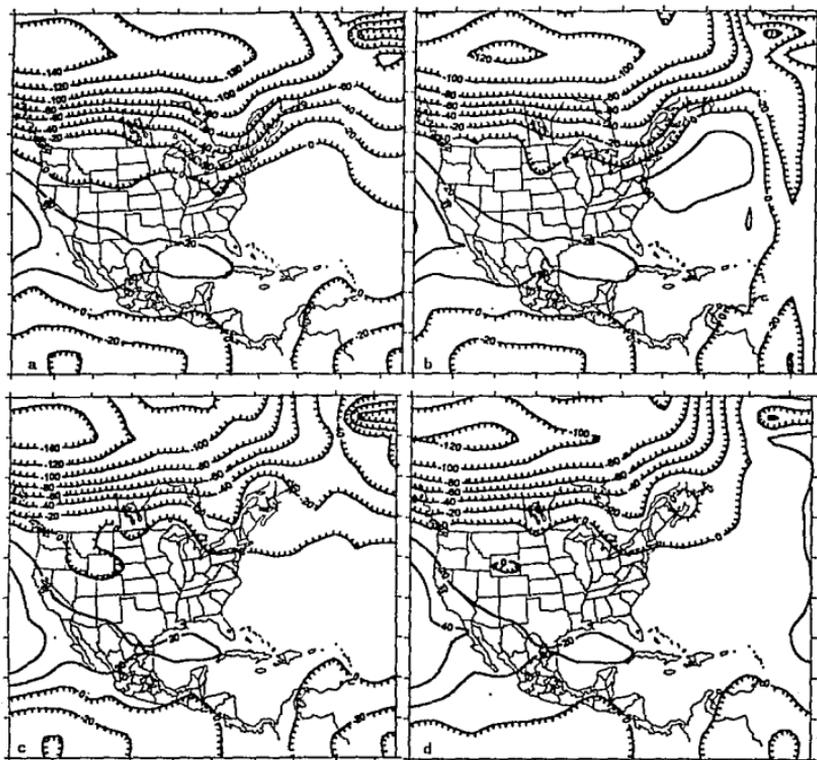


Fig. 1.7 Diferencia de altura geopotencial ante el análisis manual y

- a) El análisis con 103 estaciones y campo climatológico como preliminar
- b) El análisis con 103 estaciones y campo pronosticado como preliminar
- c) El análisis con 162 estaciones y campo climatológico como preliminar
- d) El análisis con 162 estaciones y campo pronosticado como preliminar

promedio para los meses de septiembre y octubre de 1994.

de -20 mgp (en la frontera entre E.E.U.U y Canada) hasta 40 mgp sobre el océano Pacífico; dentro de la República Mexicana el error va desde cero (en la parte sureste) hasta 30 mgp en el noroeste; sobre el océano Atlántico el error no alcanza un valor de 20 mgp. En el experimento B (fig 1.7 b), la frontera norte de los Estados Unidos coincide, aproximadamente, con el valor cero de la diferencia, también es apreciable que el máximo positivo del error llega hasta 40 mgp; sin embargo, su distribución sobre la República Mexicana es aproximadamente la misma; aunque, desde la costa de los estados de Virginia, Maryland y Delaware hacia el este, aparece una zona con error de 20 mgp que no se veía en el análisis anterior. En el experimento C (fig 1.7 c), este último defecto es corregido y con ello, el rango del error en la zona es muy próximo al valor cero; nuevamente, éste coincide aproximadamente con la frontera norte de los E.E.U.U. y el área cubierta por la cota de 20 mgp disminuye en extensión, involucrando una reducción del error en la parte norte de la República Mexicana y suroeste de los Estados Unidos. Esta última observación se repite en el experimento D (fig 1.7 d), en el cual vemos que el área que se encuentra encerrada por la cota de valor cero ha crecido en extensión; es decir, se recorrió hacia el norte y hacia el sur.

Las anotaciones hechas en el párrafo anterior se refieren a la zona en que se cuenta con mayor cantidad de datos, ya sean los que se obtienen regularmente (continentes) o los que se introdujeron como información adicional (en los océanos Pacífico y Atlántico).

Se hace notar también que en los 4 experimentos la magnitud del error hacia el norte de la frontera entre Estados Unidos y Canada, aumenta hasta alcanzar un máximo de 140 mgp (experimentos A y C) ó 120 mgp (experimentos B y D). En esta zona, el elevado valor de error se debe a que en ella existe una ausencia total de datos en el análisis objetivo, mientras que el análisis manual es construido de manera que se conserve la circulación atmosférica que se determina a partir de los datos que se tienen. Este

problema puede ser resuelto por la introducción de nuevos datos obtenidos a partir del campo climatológico. En la parte sur de la malla, aunque tampoco existe una cantidad deseable de información, el error no es tan grande como el de la parte norte, esto se debe a que la variación de la altura geopotencial en las zonas cercanas a los trópicos (o aún en los trópicos) no es muy grande y, además el campo preliminar proporciona una buena aproximación al valor real, la información adicional ayudó a mejorar el análisis.

Por su parte, el análisis de viento nos marca, en los E.E.U.U. (que es la zona con mayor cantidad de datos), muy cercanamente la circulación que se puede inferir a partir de los contornos; en la República Mexicana, el tener análisis de viento ayuda a establecer la circulación atmosférica en donde la ausencia de líneas de contorno no la ilustra del todo bien que es deseable. Además, ayuda a encontrar áreas de confluencia y difluencia que en ocasiones es difícil interpretar a partir de solamente un análisis de contornos. En esta zona, con la introducción de información adicional, se logró que en el experimento D, el error disminuyera hasta menos de 20 mgp, cuando en el experimento A alcanzaba hasta 40 mgp.

De los cuatro ejemplos anteriormente descritos, es posible concluir que este método funciona mejor en cuanto tiene una mayor cantidad de datos disponibles para corregir el campo de adivinanza inicial (experimento D); también se observa que si el campo preliminar es muy similar al campo que se espera obtener al realizar el análisis, el resultado será mucho más parecido al análisis manual, que en este momento es el que estamos tomando como el de mayor confiabilidad.

INICIALIZACIÓN

La meta del proceso de inicialización consiste en suprimir el crecimiento inicial de las ondas de gravedad producidas por disequilibrios entre los campos de masa y viento y -al mismo tiempo- reducir al mínimo las diferencias entre los datos originales y los datos ajustados o balanceados (Frederik, Rusk y Ramamurthy, 1983). El ruido posee una magnitud irreal cuando existen inequilibrios dinámicos en el campo inicial. Además de atenuar selectivamente el ruido durante el pronóstico, puede ser abatido al modificar los campos analizados por el establecimiento de una condición diagnóstica apropiada de balance como condición inicial. Se pretende que los procedimientos de inicialización establezcan un equilibrio dinámico sin alterar los aspectos que son, meteorológicamente, significativos. Sin embargo, no siempre es posible cumplir con esto, ya que si se quiere introducir sistemas de escala que incorporen datos de lluvia, los campos ajustados no necesariamente serán iguales a los originales (Anthes, 1974). En este procedimiento, también se requiere que los esquemas sean eficientes, esto causa problemas de consumo de tiempo en la computadora (Molinari, 1982).

Al usar las ecuaciones de movimiento cuando todavía no han sido simplificadas, se presenta el problema de que los movimientos meteorológicos son oscurecidos por diferentes tipos de ondas (ondas de sonido de gran amplitud u ondas de gravedad amplificadas por causa de inestabilidad computacional). Si existen pequeños errores de observación, el cálculo de la aceleración vertical se ve afectado de manera que las ondas de sonido son amplificadas; también, un error en la medida de la presión (altura geopotencial) excita a las ondas de sonido y de gravedad.

Una manera de resolver este problema es reducir las ecuaciones de movimiento a lo que se conoce como la APROXIMACIÓN GEOSTRÓFICA, en la cual, se establece que el viento es el resultado de un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza de gradiente de presión, una segunda forma de lograrlo es por medio de la llamada ECUACIÓN DE BALANCE (estos dos métodos son

conocidos como inicialización estática) y una tercera es por lo que se conoce como INICIALIZACIÓN DINAMICA.

Una razón especial para poner gran atención a los trópicos es el hecho de que la rotación de la tierra no representa un papel tan importante como lo hace en las latitudes medias. El estado de la atmósfera en las latitudes medias y altas, está caracterizado por un aproximado equilibrio entre campo de viento horizontal y el gradiente horizontal de presión, lo cual es conocido como la relación GEOSTROFICA. Esta relación es menos estrecha conforme nos acercamos al ecuador, debido a la pequeñez de la componente vertical de la rotación de la tierra; sin embargo, en algunos trabajos se ha logrado adaptar esta suposición para las latitudes en que se encuentra la República Mexicana con bastante confiabilidad (Buendía, 1976; Buendía et al; 1992).

Los procedimientos de inicialización más tempranos estuvieron basados en la teoría quasi-geostrófica. Charney (1955) demostró que los modelos de ecuaciones primitivas tienen oscilaciones de alta frecuencia que no se presentan en la atmósfera y propuso utilizar la ecuación no lineal de balance para calcular la función corriente (ψ) a partir del campo geopotencial (ϕ). Se pensó que este estado de balance inicial sería suficiente para suprimir las ondas de inercia-gravedad. Sin embargo, Hinkelmann (1959) y Phillips (1960) demostraron que el uso de la ecuación no lineal de balance no es suficiente para lograrlo.

Los procedimientos de inicialización quasi-geostrófica estuvieron caracterizados por su dependencia del geopotencial, lo cual es razonablemente satisfactorio en las latitudes altas pero fallan en las latitudes bajas, por lo cual, en este trabajo se determina el geopotencial a partir de la resolución de la ecuación de Balance, tomando el análisis de viento realizado en el capítulo anterior como datos iniciales.

La ecuación de balance establece que existe una correspondencia entre los campos de masa y viento horizontal; la primera forma de ajustarlos en esta tesis es de acuerdo con Shuman

y Vanderman (1966), la segunda es la primera aproximación de la ecuación de Balance y la tercera incluye la forma completa de la misma (Holton, 1979).

En la inicialización dinámica, las ecuaciones hidrodinámicas son usadas para hacer un pronóstico (6 h), posteriormente se pronostica en sentido inverso para el mismo período de tiempo, repitiéndose el proceso hasta que el campo pronosticado y el inicial sean iguales, llegando de esta manera a un equilibrio entre los campos de masa y viento.

En la inicialización estática el balance entre estos dos campos se logra a través de restricciones: la imposición del equilibrio al resolver la ecuación de balance.

En la década de los 60 Sasaki (1969), Thompson (1969) formularon a la inicialización como un análisis que:

a) se ajusta a las observaciones tan cercanamente como es posible y ;

b) Las restricciones dinámicas son usualmente de la forma quasi-geostrófica.

A finales de la década de los 60 se introdujo una nueva técnica de inicialización (Miyakoda y Moyer, 1968 y Nita y Hovermale, 1969) en la cual se hace uso de un modelo de pronóstico de ecuaciones primitivas, la cual es conocida como inicialización dinámica.

El desarrollo de modelos numéricos en el último cuarto de siglo, se ha dado desde modelos simples bidimensionales y sin viscosidad hasta avanzados modelos tridimensionales de la actualidad (Tuleya, 1991; Kurihara et al, 1993). Los procesos de parametrización, aunque necesarios para todas las latitudes, han sido desarrollados y aplicados en latitudes medias y altas.

ONDAS EN LA ATMÓSFERA

Las ecuaciones generales contienen un sinúmero de diferentes tipos de movimiento. Con el fin de dar cierta información en estos tipos de movimientos y como impactan en el problema de la predicción numérica del tiempo, se pueden simplificar considerablemente al usar la técnica de linealización alrededor de un estado básico que es particularmente simple sin solución de las ecuaciones básicas. Cuando tal procedimiento es seguido, se encuentran muchos movimientos de una escala particular o longitud de onda de una perturbación, existiendo 5 posibilidades para la frecuencia de la perturbación. Estas pueden estar asociadas con tipos puros (dentro de procedimientos limitados apropiadamente) de movimiento de ondas que usualmente son conocidas como ondas de sonido (2); ondas de gravedad (2) y ondas de Rossby (1).

Las ondas de sonido deben su existencia a la compresibilidad de la atmósfera y son del tipo longitudinal; las ondas de gravedad surgen por la fuerza de restauración de los campos gravitacionales de la tierra, son del tipo transversal con una componente de movimiento en la dirección de la fuerza gravitacional; las ondas de Rossby existen por la rotación y curvatura de la tierra y son del tipo transversal, pero principalmente horizontales.

Generalmente hablando, las ondas de sonido y de gravedad pueden propagarse en todas direcciones; mientras que, las ondas de Rossby retrogradan, relativamente, a la rotación del planeta (Holton, 1979). En general se halla que las frecuencias asociadas con una longitud de onda dada son fijas, así, la frecuencia del sonido es un poco más grande que las frecuencias de las ondas de gravedad, que son considerablemente mayores que las ondas de Rossby. Además, un hecho de significancia considerable es que las ondas de gravedad cuentan con una componente de propagación en la vertical con frecuencias bastante más pequeñas que las de las ondas de sonido.

No existe un fenómeno meteorológico en el cual las ondas de sonido jueguen un papel importante y, por lo tanto, es deseable

eliminarlas de las ecuaciones. Ello se puede lograr al requerir que la ecuación de momento vertical cumpla con la aproximación hidrostática. Las ondas de gravedad son importantes para los fenómenos meteorológicos de escala más pequeña: convección térmica u ondas de montaña. Las ondas de Rossby una tienen velocidad de fase que es muy aproximada a la de los disturbios de escala sinóptica.

Gossard y Hooke (1975) derivan una relación entre frecuencias y número de onda para soluciones de ondas planas de un modelo linealizado de la atmósfera. El modelo también supone que el parámetro de Coriolis es constante, así que esencialmente considera flujo en un plano rotando. La solución es estrictamente válida para una atmósfera isotérmica, que puede ser aplicada a capas de la misma que pueden ser adecuadamente representadas por ecuaciones con coeficientes constantes.

La relación de dispersión es:

$$\lambda^2 = \frac{(N^2 - \sigma^2) m^2}{(\sigma - f^2)} + \frac{\sigma^2}{c_s^2} - \frac{N^2 + c_s^2 r^2}{c_s^2}$$

donde:

$N = \left(\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \right)^{1/2}$; es la frecuencia de Brunt-Väisälä;

$c_s = (\gamma RT)^{1/2}$; es la rapidez adiabática del sonido;

$\Gamma = \frac{1}{2\rho} \frac{d\rho}{dz} + \frac{g}{c_s^2}$; es el parámetro de Eckart;

f : es el parámetro de Coriolis;

la perturbación es de la forma:

$$\exp[i(kx + ly + lz - \sigma t)], \quad m^2 = k^2 + l^2$$

La frecuencia de Brunt-Väisälä representa la frecuencia de la oscilación de flotación de una pequeña parcela de aire que es desplazada adiabáticamente desde su posición de equilibrio. El pa-

rámetro de Eckart está relacionado con la constante cinemática de continuidad de masa en un flujo de densidad variable. Ya que no hay fronteras neutras en la horizontal, se supone que $m^2 > 0$. Sin embargo, λ^2 puede tener cualquier signo. Si $\lambda^2 < 0$, entonces la onda se propagará sólo en la horizontal y tendrá variación exponencial con la altura. Si $\lambda^2 > 0$, habrá una componente de propagación en la dirección vertical. Si se considera λ^2 como un parámetro, se pueden conseguir familias de curvas en el plano σ , m . De interés particular son las curvas cuando $\lambda^2 = 0$, en este caso, se puede escribir la relación como:

$$\left(\frac{N^2}{\sigma^2} - 1 \right) \left(1 - \frac{\sigma^2 - f^2}{m^2 C_s^2} \right) = \frac{f^2}{m^2} \left(1 - \frac{f^2}{\sigma^2} \right)$$

Para $\sigma > f$, el segundo miembro de la ecuación es positivo y hay dos ramas en la curva:

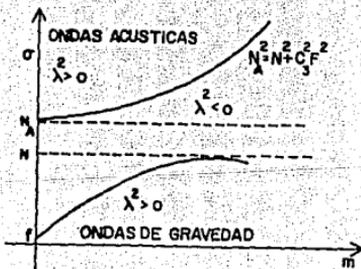
$$A) \quad \frac{N^2}{\sigma^2} - 1 < 0, \quad 1 - \frac{\sigma^2 - f^2}{m^2 C_s^2} < 0$$

0

$$\sigma^2 > N^2 \quad \& \quad \sigma^2 > f^2 + m^2 C_s^2$$

$$B) \quad \sigma^2 < N^2, \quad \sigma^2 > f^2 + m^2 C_s^2$$

En general $N > f$, así que las ondas meteorológicas están comprendidas en el espacio que muestra la siguiente figura:



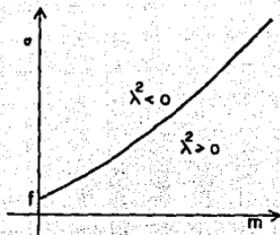
De la inspección de la relación de dispersión, nótese que para frecuencias entre las dos ramas de $\lambda^2 < 0$ las ondas están atrapadas. Además, para un valor dado de $m^2 + \lambda^2$, hay una frecuencia alta para los modos acústicos y, una frecuencia baja para las ondas de gravedad internas (Holton, 1979).

Por otro lado, si se considera la aproximación hidrostática; la relación de dispersión se lee como:

$$\lambda^2 = \frac{N^2 m^2}{\sigma^2 - f^2} - \frac{N^2 + C_1^2 f^2}{C_2^2}$$

Esta relación es de segundo orden en vez de serlo de cuarto. De este modo, se han eliminado algunas frecuencias del sistema. De hecho:

$$\sigma^2 = f^2 + \frac{N^2 m^2}{\frac{N^2}{C_2^2} + f^2 + \lambda^2}$$

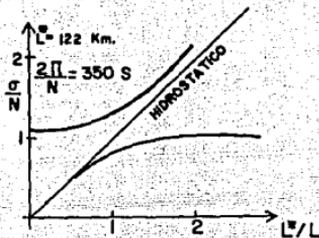


Mientras este tratamiento no incluya las ondas de Rossby, tales ondas corresponden a una frecuencia más pequeña que f , y estas son las frecuencias de interés en predicción numérica del tiempo. Una representación más cualitativa de la relación de dispersión es proporcionada en el siguiente diagrama, donde se

define una escala de longitud:

$$L^* = \frac{2\pi C_s}{N}$$

La frecuencia de Brunt-Väisälä (N) es del orden de 0.018 s^{-1} y el periodo correspondiente es de alrededor de 350 s , el escalamiento de longitud es la distancia viajada por una onda de sonido en este tiempo y corresponde alrededor de 122 km .



AJUSTE AL EQUILIBRIO GEOSTRÓFICO

La circulación atmosférica a gran escala se acerca mucho al equilibrio geostrófico aunque, no llega a cumplirlo perfectamente. El flujo se ajusta de una condición no-geostrófica a una más cercana a ella; es decir, debe suprimir no sólo las ondas planetarias, sino también las ondas de gravedad. El soporte teórico es dado por Phillips (1963):

En un plano infinito que se mueve con:

$$\begin{aligned} f &= 2\Omega \\ c^2 &= RT_0 \\ T_0 &= \text{cte} \\ \chi &= \ln P_0 \end{aligned}$$

las ecuaciones relevantes son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv + c^2 \frac{\partial \chi}{\partial x} = -\nabla u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + c^2 \frac{\partial \chi}{\partial y} = -\nabla v$$

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\nabla \chi$$

Considerando los términos lineales:

$$-fv + c^2 \frac{\partial \chi}{\partial x} = 0$$

$$fu + c^2 \frac{\partial \chi}{\partial y} = 0$$

$$u = -\frac{c^2 \partial \chi}{f \partial y} \quad ; \quad v = \frac{c^2 \partial \chi}{f \partial x}$$

Si:

$$\psi = \frac{c^2}{f} \chi$$

Entonces:

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad ; \quad u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}$$

Además:

$$\nabla \omega = \nabla \omega = \frac{\partial \omega}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \mathbf{j}$$

llegamos a:

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \quad ; \quad u = \frac{\partial \omega}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial y}$$

Si se define:

$$\bar{q} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} - f\chi = \zeta - f\chi$$

con

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

queda:

$$\bar{q} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} - f\chi$$

en donde:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = 0$$

Existen dos tipos de movimiento como solución a estas ecuaciones:

a) Ondas de inercia-gravedad.

$$\frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 \omega - f^2 \omega$$

Su vorticidad potencial (ω) es cero y su frecuencia -en su límite inferior- igual a f , γ ;

b) El movimiento geostrófico estable, con la propiedad :

$$\frac{\partial}{\partial t} = 0$$

$$\omega = 0$$

$$\psi = -\frac{c^2}{f} \chi$$

$$\mathbf{v} = -\frac{c^2}{f} \mathbf{k} \times \nabla \chi$$

$$\bar{q} = -\frac{c^2}{f} \nabla^2 \chi - f \chi$$

El caracter limitante del movimiento de la onda es periódico con una frecuencia que se aproxima a f y una amplitud que eventualmente se acerca a cero cuando t tiende al inverso de su período.

Después de un tiempo lo suficientemente largo, las ondas de inercia gravedad se habrán despejado y el único movimiento que queda será el del movimiento geostrofico estable. Este último determinado por las ecuaciones:

$$\omega = 0$$

$$\chi - \frac{f^2}{c^2} \chi = \frac{f}{c^2} q_{t=0}$$

$$\mathbf{v} = -\frac{c^2}{f} \nabla \times \chi$$

Para mostrar más claramente la relación entre el escalamiento y el filtrado, es conveniente dividir el campo de velocidad horizontal en las componentes divergente y rotacional. El teorema de Helmholtz establece que cualquier campo de velocidad puede ser dividido en una parte no divergente (V_r) más una parte irrotacional (V_o), de tal manera que:

$$V = V_r + V_e$$

donde:

$$\nabla \cdot V_r = 0 \quad ; \quad \nabla \times V_e = 0$$

si el campo de velocidad es bidimensional, la parte no divergente se puede expresar en términos de la función corriente ψ definida cómo:

$$V_r = k \times \nabla \psi$$

y sus componentes cartesianas:

$$u_r = - \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad ; \quad v_r = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

a partir de ellas se puede verificar que:

$$\nabla \cdot V_r = 0 \quad ; \quad \zeta = k \cdot \nabla \times V = \nabla^2 \psi$$

Este análisis describe como una distribución inicial arbitraria de presión y velocidad puede aproximarse al equilibrio geostrófico por medio de la dispersión horizontal. De esta manera se puede observar que la aproximación geostrófica es buena para describir los movimientos de la atmósfera a gran escala. Los argumentos de escala también evitan que las frecuencias que puedan ser consideradas como soluciones no idóneas de las ecuaciones, sean tomadas en cuenta.

ECUACIÓN DE BALANCE.

De acuerdo con Holton (1979), la ecuación de la divergencia puede ser expresada, vectorialmente, de la siguiente forma:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla \cdot V = -\nabla^2 \left(\phi + \frac{V \cdot V}{2} \right) - \nabla \cdot [K \times V (\zeta + f)] - \frac{\partial}{\partial p} (\nabla \cdot V) - \frac{\partial V}{\partial p} \cdot \nabla \omega$$

Si, simplemente el primer miembro de esta ecuación es igualado a cero, serán eliminadas las soluciones correspondientes a las ondas de gravedad dependientes del tiempo, la cual es la simplificación mínima requerida para filtrar las ondas de gravedad. Además, si se analizan las magnitudes de cada uno de los términos (Phillips, 1963), aquellos que involucran a ω y V_e , pueden no ser tomados en cuenta y los restantes implicarán una relación entre el geopotencial y el viento que es conocida como la ECUACION DE BALANCE.

$$\nabla^2 \left[\phi + \frac{1}{2} (v\psi)^2 \right] = \nabla \cdot [(f + v^2\psi) \nabla\psi]$$

Esta ecuación presenta una relación no lineal bastante complicada entre ϕ y ψ , que está estrechamente relacionada con el viento gradiente. La función corriente se calcula a partir de la siguiente relación:

$$k \cdot \nabla \times V = \nabla^2 \psi$$

Es decir:

$$\nabla^2 \psi = \left[\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right]$$

Una vez que se conoce el viento se puede calcular la función corriente por medio de la ecuación de Poisson. En este procedimiento (similar al de obtención de la altura geopotencial en el método de Shuman y Vanderman), el viento se obtiene a partir del análisis objetivo que se explicó en el capítulo anterior, y la razón de convergencia al valor correcto es 10^4 .

Como aproximación inicial para el valor preliminar de la función corriente se utiliza:

$$\psi' = \frac{gH'}{f_0}$$

la función prima indica la desviación del valor promedio.

En el segundo experimento, se utilizó solamente la parte lineal de la ecuación de balance:

$$\nabla^2 \phi = \nabla \cdot (f \nabla \psi)$$

la cual, para fines prácticos puede ser aproximada de la siguiente manera:

$$\nabla^2 \phi = -f_0 \nabla \cdot (K \times V) = f_0 \nabla^2 \psi$$

en donde, para el caso de latitudes medias, se utiliza un valor constante para el parámetro de Coriolis (f_0) y se usa también el viento geostrófico. Sin embargo, en este trabajo el valor del parámetro de Coriolis es variable y el viento no es geostrófico, sino (como ya se ha mencionado) es el obtenido a partir del análisis objetivo.

El análisis numérico en los trópicos es obstaculizado por la dificultad intrínseca de que la aproximación geostrófica no es completamente válida en las bajas latitudes, situación que es agudizada por la severa falta de datos sobre grandes porciones de la franja tropical. La ecuación de balance fue introducida para obtener una mejor relación entre los campos de viento y presión de lo que lo hace el equilibrio geostrófico. El procedimiento sugerido, consiste en calcular la vorticidad directamente desde el campo de viento observado y entonces resolver la ecuación de Poisson:

$$\nabla^2 \psi = \zeta$$

ya sea para el caso lineal o:

$$\nabla^2 \left[\phi + \frac{1}{2} (\nabla \psi)^2 \right] = \nabla \cdot [(f + \nabla^2 \psi) \nabla \psi]$$

para el caso no lineal.

Finalmente, el campo geopotencial se calcula a partir de la

función corriente con la ecuación de balance.

APROXIMACIÓN DE SHUMAN Y VANDERMAN

La ecuación diferencial que describen estos autores es (Shuman y Vanderman, 1966):

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv + m \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial gh}{\partial x} \right] = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + m \left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial gh}{\partial y} \right] = 0$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + m \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] - hv \frac{\partial m}{\partial y} = 0$$

donde x , y , t son las variables independientes en espacio y tiempo; f es el parámetro de Coriolis; g es la aceleración de la gravedad; u y v son las componentes hacia el este y norte de la velocidad, respectivamente; h es la altura de la superficie libre; y m es el factor de escala del mapa.

Para resolver este sistema de ecuaciones en una malla, es necesario establecer sus análogas en diferencias finitas:

$$\frac{t}{u} + \left(-f \frac{xy}{v} + m \left(\frac{xy}{u} \frac{xy}{u_x} + \frac{xy}{v} \frac{xy}{u_y} + g \frac{xy}{h_x} \right) \right) = 0$$

$$\frac{t}{v} + \left(f \frac{xy}{u} + m \left(\frac{xy}{u} \frac{xy}{v_x} + \frac{xy}{v} \frac{xy}{v_y} + g \frac{xy}{h_y} \right) \right) = 0$$

$$\frac{t}{h} + \left(-h \frac{xy}{v} \frac{xy}{m_y} + m \left[\frac{xy}{u_x} \frac{xy}{h} + \frac{xy}{v_y} \frac{xy}{h} + h \left(\frac{xy}{u_x} + \frac{xy}{v_y} \right) \right] \right) = 0$$

donde:

$$u_x = \frac{1}{\Delta x} (u_{i+1/2} - u_{i-1/2})$$

$$\bar{u}^x = \frac{1}{2} (u_{i+1/2} + u_{i-1/2})$$

se refieren a la derivada (en x) y al promedio (en x), respectivamente, de una variable en el punto i, con subíndices adicionales de la siguiente forma:

$$u_{xx} = (u_x)_x$$

$$\frac{xx}{u} = \left(\frac{x}{u} \right)$$

En estas ecuaciones los datos iniciales son las componentes u y v del viento. El campo inicial de altura se obtiene al resolver la siguiente ecuación para h:

$$\left(\bar{h}_{xx}^{yy} + \bar{h}_{yy}^{xx} \right) = -\frac{1}{g} \left[\frac{xy}{u} \frac{y}{u_x} + \frac{xy}{v} \frac{x}{v_y} - \frac{xy}{m} \frac{f}{m^y} \right]_x$$

$$-\frac{1}{g} \left[\frac{xy}{u} \frac{y}{v_x} + \frac{xy}{v} \frac{x}{u_y} - \frac{xy}{m} \frac{f}{m^x} \right]_y$$

Los datos iniciales de viento se obtienen a partir del análisis objetivo y el campo de adivinanza inicial para h está dado por el análisis válido para la hora en que se realiza el procedimiento. Se asume que para llegar al balance entre el campo de viento y el campo de masa (el segundo obtenido a partir del primero) es cuando la diferencia entre las aproximaciones sucesivas es de 10^0 .

En este trabajo se realizará el cálculo del campo geopotencial por medio de tres formas diferentes:

a) Por medio de la sugerencia de Shumann y Vandermann.

- b) La primera aproximación de la ecuación de balance.
- c) La ecuación de balance en su forma completa.

RESULTADOS

En la figura 2.1, se muestra el resultado obtenido al inicializar el campo de altura geopotencial del día 06 de septiembre de 1994, por el método de Shuman y Vanderman. En ella se puede apreciar que de los 4 casos presentados (a,b,c y d), el correspondiente al análisis con 162 estaciones y campo pronosticado como preliminar, es el más parecido al análisis manual para este día. Sin embargo, lo que concuerda con lo esperado, los campos que fueron inicializados no cambian sus características principales, a excepción de los renglones que fueron introducidos al norte (como condición de frontera); también se observa que en todos los mapas apareció el núcleo de 5920 mpp en el Golfo de México y norte de la República Mexicana y sur de E.E.U.U.

La figura 2.2 muestra el campo de altura geopotencial obtenido por la ecuación lineal de balance para el día 06 de septiembre de 1994. En este caso nuevamente, el experimento d (análisis con 162 estaciones y campo pronosticado como preliminar) es el que más se parece -subjetivamente- al análisis manual; aunque, la cresta subtropical no alcanza el máximo de altura geopotencial que presenta este. En los otros mapas, las características generales se aprecian sin mayor cambio.

El 3er. experimento realizado, se refiere al empleo de la forma completa de la ecuación de balance. Es decir:

$$\nabla^2 \left[\phi + \frac{1}{2} (\nabla\psi)^2 \right] = \nabla \cdot [(f + \nabla^2\psi) \nabla\psi]$$

En el caso de la inicialización utilizando la forma completa

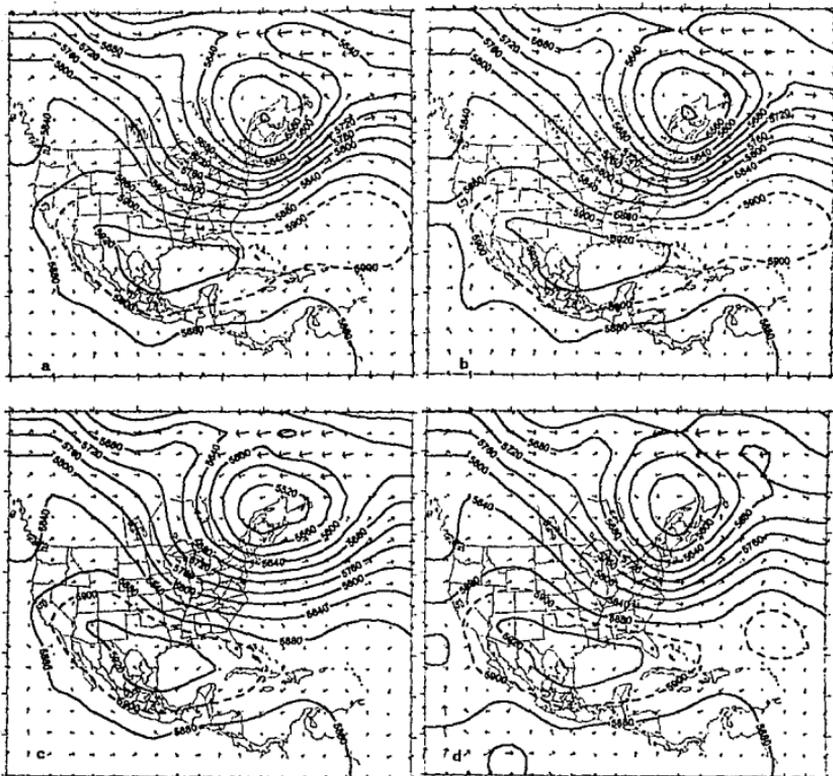


Fig. 2.1 Inicialización de acuerdo con Shuman y Vanderman, para el día 6 de septiembre de 1994.

- a) Campo climatológico como preliminar y análisis con 103 est.
- b) Campo pronosticado como preliminar y análisis con 103 est.
- c) Campo climatológico como preliminar y análisis con 162 est.
- d) Campo pronosticado como preliminar y análisis con 162 est.

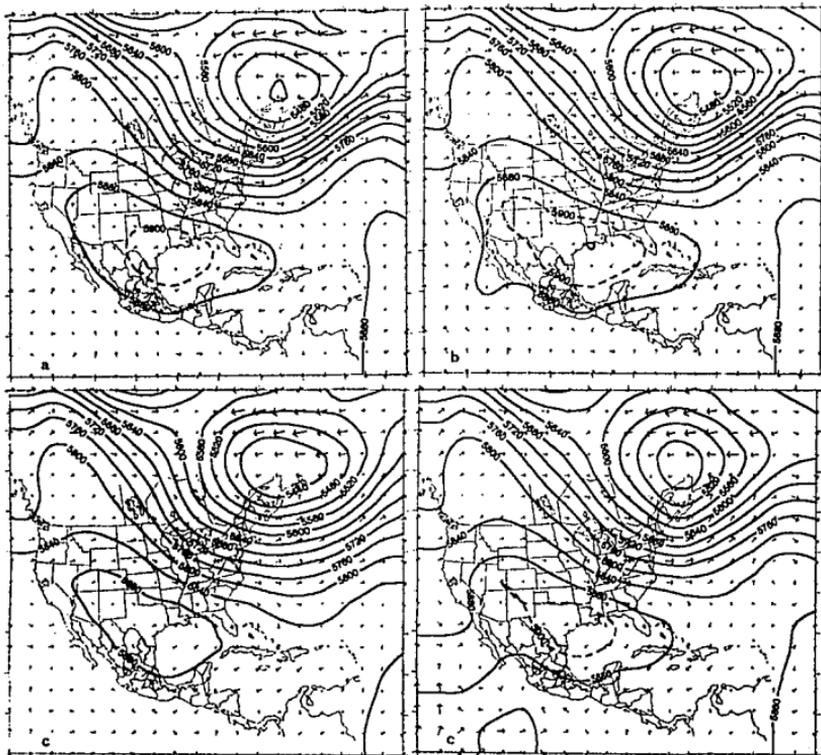


Fig. 2.2 Inicialización con la forma lineal de la ecuación de balance para el día 6 de septiembre de 1994.

- a) Campo climatológico como preliminar y análisis con 103 est.
- b) Campo pronosticado como preliminar y análisis con 103 est.
- c) Campo climatológico como preliminar y análisis con 162 est.
- d) Campo pronosticado como preliminar y análisis con 162 est.

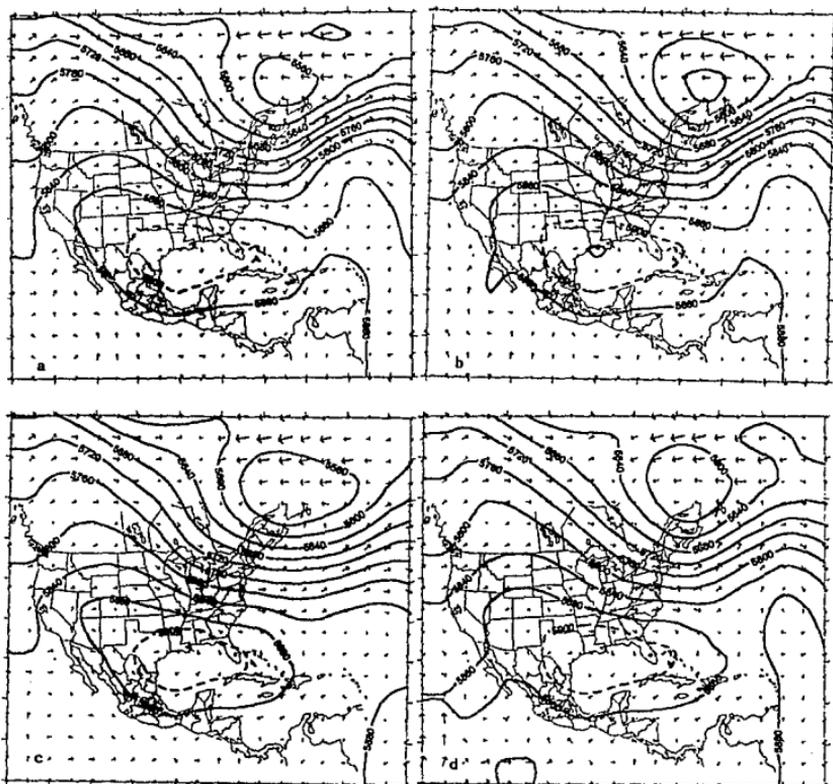


Fig. 2.3 Inicialización con la forma completa de la ecuación de balance para el día 6 de septiembre de 1994.

- a) Campo climatológico como preliminar y análisis con 103 est.
- b) Campo pronosticado como preliminar y análisis con 103 est.
- c) Campo climatológico como preliminar y análisis con 162 est.
- d) Campo pronosticado como preliminar y análisis con 162 est.

de la ecuación de balance, en la figura 2.3 se muestra el resultado de este experimento. De las figuras, es difícil decidir cual de los mapas (b ó d) es el más parecido al análisis manual; sin embargo, es seguro que ambos superan a los mapas a y c. Nuevamente, en el mapa d, la altura geopotencial no alcanzó el máximo, aunque en el b, si se alcanza a desarrollar éste, si bien no con bastante extensión.

De manera similar a lo hecho para el análisis, también en este casos se procede a evaluar las tres formas de inicialización por medio de un criterio más objetivo; es decir, para el periodo comprendido entre los meses de septiembre y octubre de 1994, se aplicaron los tres métodos y, se encontró la diferencia entre cada uno de ellos y el análisis manual, que nuevamente es tomado como referencia.

En la figura 2.4 se observan los resultados obtenidos por los tres métodos diferentes, al aplicarlos al análisis objetivo con 103 estaciones y campo climatológico como preliminar. En ella se observa que el menor error en la zona con mayor cantidad de datos, se encuentra en el correspondiente a la inicialización de Shuman y Vanderman (a), aunque, en las zonas con ausencia de datos (al norte de los E.E.U.U. y sobre el océano Pacífico) el error en los tres mapas alcanza el mismo valor.

Por su parte, en la figura 2.5 se muestran los resultados correspondientes a la inicialización del análisis con 103 estaciones y campo pronosticado como campo preliminar. De ahí, se nota que, prácticamente, no existe diferencia entre los mapas a y c (correspondientes a Shuman y Vanderman y forma completa de la ecuación de balance, respectivamente), ya que presentan la misma configuración y los mismos valores de error. La aproximación correspondiente a la forma lineal de la ecuación de balance muestra un error más grande cubriendo un área mayor.

También el análisis con 162 estaciones y campo climatológico como preliminar, fue sometido a la inicialización y sus resultados se presentan en la figura 2.6 (a, b y c). En ellas se observa,

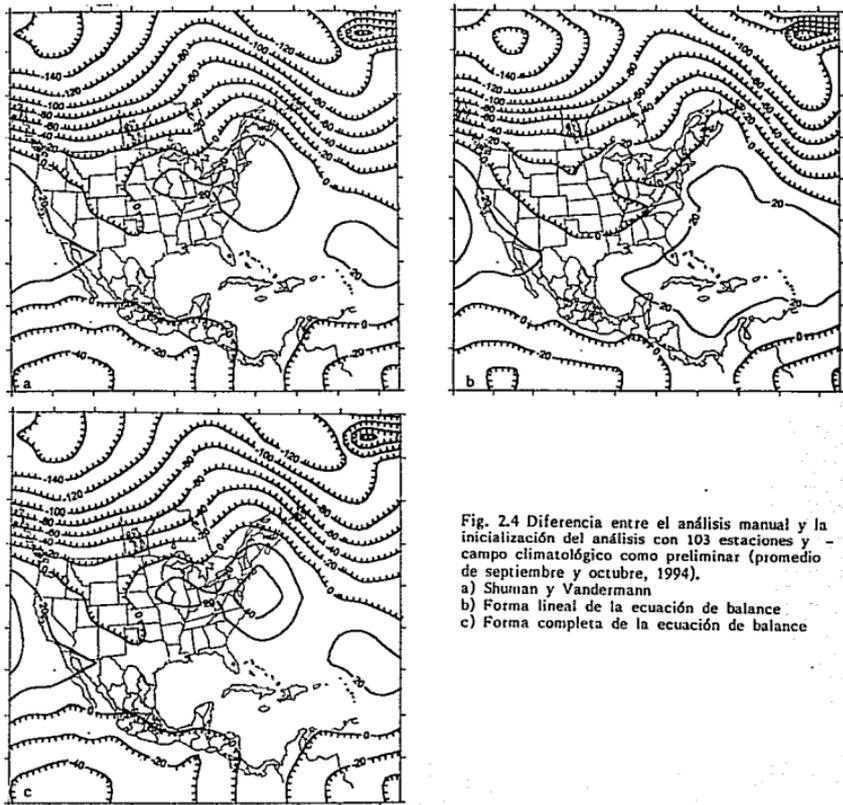


Fig. 2.4 Diferencia entre el análisis manual y la inicialización del análisis con 103 estaciones y campo climatológico como preliminar (promedio de septiembre y octubre, 1994).
 a) Shuman y Vandermann
 b) Forma lineal de la ecuación de balance
 c) Forma completa de la ecuación de balance

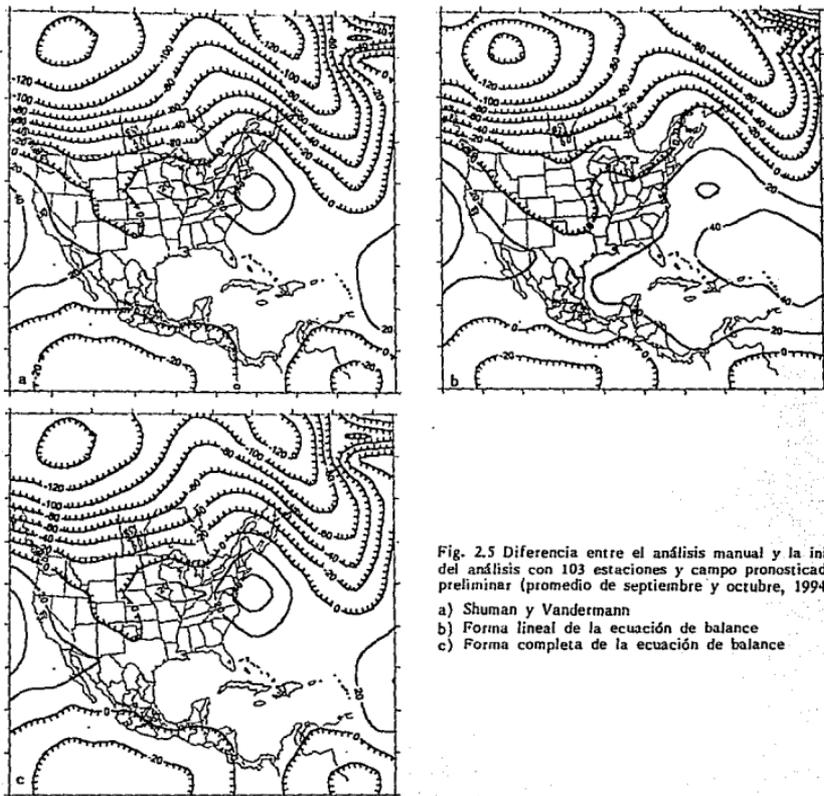


Fig. 2.5 Diferencia entre el análisis manual y la inicialización del análisis con 103 estaciones y campo pronosticado como preliminar (promedio de septiembre y octubre, 1994).

- a) Shuman y Vandermann
- b) Forma lineal de la ecuación de balance
- c) Forma completa de la ecuación de balance

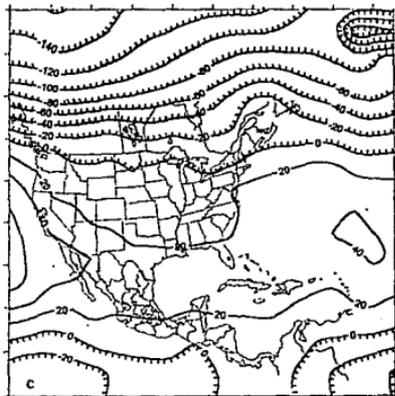
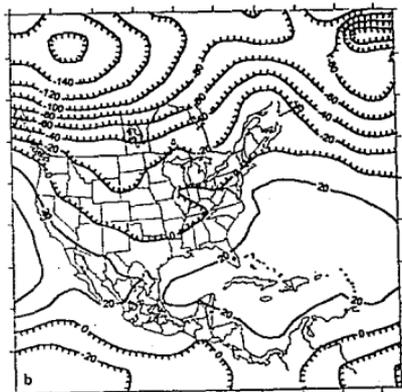
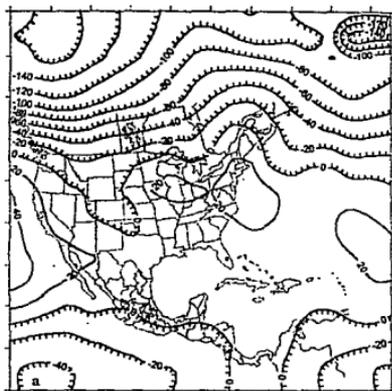


Fig. 2.6 Diferencia entre el análisis manual y la inicialización del análisis con 162 estaciones y campo climatológico como preliminar (promedio septiembre y octubre, 1994).

- a) Shuman y Vandermann
- b) Forma lineal de la ecuación de balance
- c) Forma completa de la ecuación de balance

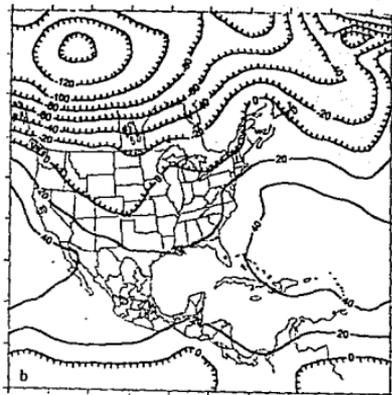
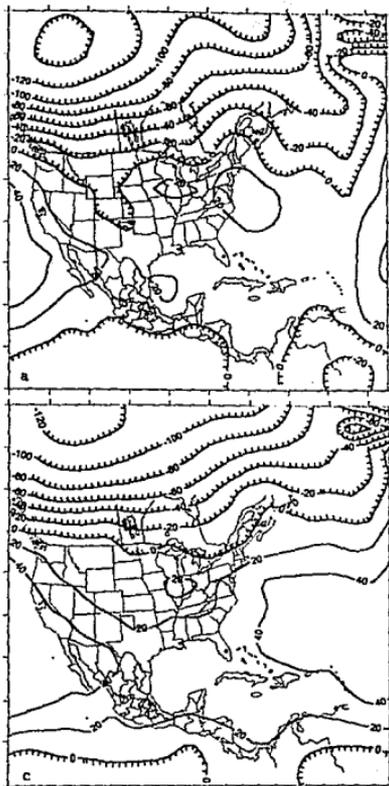


Fig. 2.7 Diferencia entre el análisis manual y la inicialización del análisis con 162 estaciones y - campo pronosticado como preliminar (promedio de septiembre y octubre, 1994).

- a) Shuman y Vandermann
- b) Forma lineal de la ecuación de balance
- c) Forma completa de la ecuación de balance

nuevamente, que el proceso que produce un cambio menor con respecto al análisis manual, está en la inicialización de Shuman y Vanderman (a), donde el área cubierta por el error de 20 mgp es menor en extensión que los otros dos procedimientos. En la figura 3b inclusive, se nota un valor de 40 mgp en el error y el área de los 20 mgp es claramente mayor que en los otros dos procedimientos.

Finalmente, al inicializar el análisis con 162 estaciones y campo pronosticado como preliminar, se obtiene una situación similar a la anterior: la inicialización de Shuman y Vanderman (fig. 2.7a) es la que produce un menor error y su extensión es menor con respecto a los otros dos procedimientos (fig 2.7b y c), donde el error alcanza hasta 40 mgp en zonas más amplias.

De los resultados anteriores, es posible concluir que la inicialización por el método de Shuman y Vanderman es la que produce ligeramente mejores resultados ; mientras que cuando se aplica la forma completa de la ecuación de balance y se incrementa el número de observaciones a 162, el error y el área cubierta por éste aumentan. En el caso de la forma lineal de la ecuación de balance, este aumento en error y área no es de la misma magnitud, lo cual puede indicar que la introducción de información adicional no funciona adecuadamente para el caso de la forma no lineal de la ecuación de balance.

CAMPO INICIAL DE LA FUNCIÓN CORRIENTE

Dado un campo de viento horizontal, teniendo componentes zonal y meridional (u y v, respectivamente), es posible construir el campo de la función corriente a partir de la siguiente relación:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = v^2 \psi$$

Las condiciones de frontera en la dirección zonal, se asumen cíclicas (Buendía, 1988); mientras que en la dirección norte-sur,

se impide el flujo.

Para resolver la ecuación de Poisson, $\nabla^2 \psi(x,y) = \zeta(x,y)$, existen varios métodos. El que se empleará aquí es el de SOBRE-RELAJACIÓN, en donde se realizan aproximaciones sucesivas a los valores de $\psi(x,y)$ en todos los puntos. Aunque, se dice que computacionalmente es ineficiente, es relativamente fácil de entender y programar.

Supongamos que en la m-ésima iteración de estimación de la función corriente $\psi_{i,j}$ es conocida en los puntos de malla. La aproximación en diferencias finitas de su laplaciano en el punto de malla (i,j) está dado como:

$$(\nabla^2 \psi)_{i,j}^m = \frac{\psi_{i+1,j}^m + \psi_{i-1,j}^m + \psi_{i,j+1}^m + \psi_{i,j-1}^m - 4\psi_{i,j}^m}{(\Delta x)^2}$$

esta aproximación de vorticidad relativa generalmente difiere del valor dado por $\zeta_{i,j}$. Sea $R_{i,j}$ la diferencia (residuo). Entonces:

$$(\nabla^2 \psi)_{i,j}^m - \zeta_{i,j} = R_{i,j}$$

la cual, sumada a la ecuación anterior da:

$$\frac{\psi_{i+1,j}^m + \psi_{i-1,j}^m + \psi_{i,j+1}^m + \psi_{i,j-1}^m - 4\psi_{i,j}^m}{(\Delta x)^2} - \zeta_{i,j} = R_{i,j}$$

El objetivo del método consiste en reducir el residuo $(R_{i,j})$ a un valor aceptablemente pequeño, dado que la solución ideal no puede ser alcanzada. Para este fin, se supone que la $(m+1)$ estimación de $\psi_{i,j}$ existe, de tal manera que la sustitución de este valor en la última ecuación haría que $R_{i,j}$ fuese cero; esto es:

$$\frac{\psi_{i+1,j}^m + \psi_{i-1,j}^m + \psi_{i,j+1}^m + \psi_{i,j-1}^m - 4\psi_{i,j}^m}{(\Delta x)^2} - \zeta_{i,j} = 0$$

restando esta última ecuación de su antecedente:

$$\psi_{i,j}^n = \psi_{i,j}^{n-1} + \frac{R_{i,j}^n (\Delta x)^2}{4}$$

Se debe notar que, al hacer cero el residuo en un punto (i,j), incrementaría el residuo de los cuatro puntos vecinos en una cantidad exactamente igual a la corrección hecha para $\psi_{i,j}$.

Existe varias formas de lograr que que el residuo de todos los puntos converjan a un valor aceptable, uno de ellos consiste en el uso de los nuevos valores de ψ en los puntos precedentes una vez que se obtienen; es decir, $\psi_{i-1,j}^{n+1}$ y $\psi_{i,j-1}^{n+1}$ en lugar de $\psi_{i-1,j}^n$ y $\psi_{i,j-1}^n$ para determinar $R_{i,j}^n$; es decir:

$$R_{i,j}^n = \frac{\psi_{i+1,j}^{n+1} + \psi_{i-1,j}^{n+1} + \psi_{i,j+1}^{n+1} + \psi_{i,j-1}^{n+1} - 4\psi_{i,j}^n}{(\Delta x)^2} - \zeta_{i,j}$$

Esta forma de acelerar la convergencia es conocida como RELAJACIÓN SECUENCIAL. Si el residuo tiene el mismo signo en todos los puntos, como es el caso de el cálculo de la función corriente, se puede "sobre relajar" la estimación, esto significa hacer una corrección mayor:

$$\psi_{i,j}^{n+1} = \psi_{i,j}^n + \frac{\alpha R_{i,j}^n (\Delta x)^2}{4}$$

con $0.5 \leq \alpha \leq 2.0$, siendo α el coeficiente de relajación (Asselin, 1967).

Para el cálculo es necesario un valor de tolerancia, usualmente, ψ es del orden de $10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $\Delta\psi$ es del orden de $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $\Delta\psi/\Delta x$ del orden de 10 ms^{-1} . De esta manera, la tolerancia

aceptable del error de ψ es de $10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Una vez que se conoce el valor de la función corriente en los puntos interiores de la malla, se procede al establecimiento de las fronteras, las cuales tienen como objetivo no permitir el flujo de momento a través de ellas.

Como ya se mencionó anteriormente, las fronteras este-oeste son cíclicas; mientras que en las norte-sur, el primer renglón es igual al segundo y, el renglón último es igual al penúltimo, respectivamente.

Hasta este momento, sólo se ha calculado la función corriente y, aún falta conocer el valor de la altura geopotencial, el cual es calculado de una ecuación de Poisson también, tomando en cuenta las ecuaciones citadas para los tres métodos de inicializar que se han manejado a lo largo de este capítulo.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El desarrollo y comprobación numérica, tanto del análisis como del pronóstico, en las zonas tropicales se ha visto limitado por la cantidad y calidad de los datos disponibles.

Las observaciones mismas son incapaces de resolver el estado inicial de la atmósfera, es por esto que se requiere información anterior (refiriéndose al estado de la atmósfera) en forma de modelos, pronósticos, climatología o alguna combinación de estos para resolver el problema de la sub-determinación (sub-diagnóstico) de la atmósfera. Uno debe usar *a-priori* información adicional para resolver este problema no determinado.

El mecanismo para introducir pseudo-observaciones en algunos puntos de los océanos Atlántico y Pacífico, mejoró la calidad del análisis, sobre todo para definir la circulación hacia el sur de la República Mexicana, sobre el océano Pacífico.

El obtener datos de viento en todos los puntos de malla a partir del análisis objetivo, es de gran ayuda, ya que en las zonas donde las isohipsas no son tan numerosas o representativas, el viento proporciona la circulación predominante sobre ellas. Sin embargo, para obtener un análisis más preciso sobre estas zonas -por ejemplo las áreas oceánicas-, es necesario disponer de más observaciones, ya sean de radio sondas, de información de vientos obtenidos a través de las imágenes de satélite, sin olvidar que las aeronaves comerciales también proporcionan información de este tipo. Aunque para que esto se pueda desarrollar, el sistema de comunicaciones debe mejorar de manera sensible, lo cual implica que la infraestructura computacional también lo haga.

La extensión de este tipo de análisis objetivo hacia otros niveles de presión constante, no parece muy lejana ya que partiendo del hecho de que su bondad permite el uso de un campo climatológico como preliminar para proveer de información, estos campos preliminares (para cada nivel de presión) pueden ser obtenidos a partir de los análisis manuales que han sido hechos en el CCA

durante varios años. También, es posible adaptar este esquema para el análisis de temperatura o razón de mezcla, nuevamente a partir de archivos históricos como campos preliminares. Sin embargo, para el acoplamiento dinámico entre estos análisis se debe tener un conocimiento más amplio de las relaciones existentes entre ellos o, una estadística con una buena cantidad de información.

Se ha probado que es necesaria y benéfica la intervención humana para insertar observaciones subjetivas ficticias en el esquema de análisis objetivo para corregir deficiencias en él. Ya que la meta es llegar a un esquema puramente objetivo, se deben comparar los resultados entre los procedimientos automáticos y los análisis donde hay intervención humana.

Para obtener un análisis objetivo de una excelente calidad, se debe tener en cuenta que en él convergen diferentes áreas del conocimiento: tecnología observacional, teoría de inicialización, teoría de aproximación estadística, métodos numéricos y la parametrización de los procesos físicos. Sin embargo, todos los esfuerzos que se hagan para mejorar el pronóstico numérico del tiempo, serán desperdiciados si la cantidad y calidad de los datos no son satisfactorias.

Aunque pudiera parecer que la distancia entre puntos de malla es bastante grande, la calidad y densidad de datos no permite una resolución más fina.

Es necesario continuar los experimentos con datos reales y varias formas de inicialización para comparar las posibilidades de cada una de ellas. Las aproximaciones físicas y matemáticas tomadas en la inicialización con ecuaciones filtradas, proporciona en todos los casos condiciones inexactas de equilibrio cuando se trabaja con ecuaciones primitivas. Las ecuaciones de 2o, orden más refinadas, pueden tener una mejor aproximación pero no un perfecto acoplamiento con el estado de mutuo ajuste.

El uso de la ecuación de balance proporciona solo las características rotacionales del flujo de escala grande. Utilizar

la forma lineal de la ecuación de balance produce que la naturaleza de este ajuste sea lineal; sin embargo, los términos no lineales si llegan a influir en las propiedades de ajuste; aunque, las fuerzas de gradiente de presión y Coriolis dominan el proceso.

Aunque no se presenta una forma cuantitativa de evaluar la calidad del análisis de viento, está implícita en los resultados de la inicialización y, se puede concluir que tiene una buena resolución, ya que, los campos de altura geopotencial obtenidos a partir de él, coinciden aproximadamente con aquellos obtenidos a partir del análisis objetivo puro y su diferencia con el análisis manual no excede aquella del análisis objetivo.

Las aproximaciones a un estado balanceado en los esquemas de inicialización desarrollados en esta tesis pueden conducir a un ruido producido al incorporar las condiciones de frontera, el cual puede ser más notorio en la zona norte de la zona de integración.

Tomando en cuenta los resultados obtenidos para el periodo de prueba en el caso de la inicialización, se puede advertir que, dada la condición del análisis y la cantidad de los datos disponibles, el objetivo que se planteo en la introducción se cumple satisfactoriamente, ya que el proceso puede ser llevado a cabo operacionalmente aun cuando la información no sea completa. Por lo que respecta a la inicialización, tiene la propiedad de conservar las características del campo inicial (el cual procede del análisis) sin deformarlo. Los procesos de inicialización realizados no presentan alguna ventaja sobresaliente de uno sobre otros, mostrándose que pueden aplicarse para probarlos en un modelo de ecuaciones primitivas.

Si se quiere mejorar la calidad del proceso de inicialización es necesario, a falta de un soporte teórico adecuado, tener elaborados cálculos estadísticos de la estructura del viento y humedad en la atmósfera tróptica, ya que esta es de gran utilidad para las simulaciones, control de datos y análisis objetivo. La estructura de estos cálculos puede ser diseñada a partir de la climatología de cada mes. Otra opción es que, en ausencia de

restricciones dinámicas simples en el flujo trópicos, se utilice la inicialización dinámica.

No se debe olvidar que el diagnóstico de la atmósfera no es conocido nunca en su estado perfecto, ya que, la precisión de las observaciones pueden, en algunos casos, involucrar el rango de variación del parámetro que se está tratando de conocer. Es por esto que se debe tener muy en cuenta la escala -tanto temporal como espacial- para la cual se desea resolver las ecuaciones hidrodinámicas.

BIBLIOGRAFIA

- Anthes, R. A., 1974. Data assimilation and inicialitation of hurricane prediction models. J Atmos Sci, 31, 702-719.
- Asselin, R., 1977. The operational solution of the balance equation. Tellus, 19, 1, 24-32.
- Baer, F., 1977. Adjustment of initial conditions required to suppress gravity ocsillations in non linear flows. Contributions Atmos Phys, 50, 350-366.
- Bedient, H. A., W.G. Collins and G. Dent, 1967. An operational tropical analysis system. Mon Wea Rev, 95, 112., 942-949.
- Bedient, H.A. and J. Vederman, 1964. Computer analysis and forecasting in the tropics. Mon Wea Rev, 92, 12, 565-577.
- Bergthorsson P. and B.R. Doos, 1955. Numerical weather map analysis. Tellus, 7, 3, 329-340.
- Bergman, K., 1979. Multivariate analysis of temperature and winds using optimun interpolation. Mon Wea Rev, 107, 1423-1444.
- Buendía C., E. y Delgado D. O., 1981. Integración del modelo baroclínico filtrado en la cuarta región. Revista Geofisica IPGH, 14/15, 153-169.
- Buendía E. y Morales T., 1976. Integración numérica preliminar del modelo barotrópico en la Región IV Parte I. Anales del Instituto de Geofisica, 22-23, 131-144.
- Buendía C., E., Villicaña C. F. J., Delgado D., O., Valle S., E.

- del y Gómez A. F., 1992. On the trajectory of cyclones likely to affect the Mexican Republic. Atmósfera, 5, 21-30.
- Bykov, V., V. and Gorudnova, O., 1965. The application of the flow pattern maps construction principles to the upper-air data numerical analysis. Meteorology, 5, 14-22.
- Bykov, V.V., 1969. Application of primitive hydrodynamic equations to forecasting the meteorological elements and experience of operational work. Lectures on numerical short-range weather prediction, WMO Regional Training Seminar, Moscow, 1975, 376-435.
- Cats, G.J. and W. Wergen 1983. Analysis of large scale normal modes by the ECMWF analysis scheme. ECMWF workshop on current problems in data assimilation, 343-372.
- Cressman, G.P., 1959. An operational objective analysis system. Mon Wea Rev, 87, 367-374.
- Charney, J., 1955. The use of primitive equations of motion in numerical prediction. Tellus, 7, 1, 22-26.
- Derber, J.C., Parrish, D.F. and Lord, S. J., 1991. The new global operational analysis system at the national meteorological center. Weather and Forecasting, 538-547.
- Eliassen, A., 1954. Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field. Institute for weather and climate research. The Norwegian Academy of Science and Letters. Publication and Reports July 1, 1953- June 30.
- Elsberry, R. L., Editor, 1987. A global view of tropical cyclones. Naval Research Marine Meteorology Program. 185 pp.

- Flattery, T. W., 1970. Spectral models for global analysis and forecasting. Proc. Sixth AMS Tech. Exchange Cong., U.S. Naval Academy, Air Weather Service Tech. Rept. 242 pp.
- Frank, W.M., 1977a; The structure and energetics of the tropical cyclone, Paper I: Dynamics and Energetics. Mon Wea Rev, 105, 1119-1135.
- Frank, W.M., 1977b. The structure and energetics of the tropical cyclone, Paper II: Dynamics and Energetics. Mon Wea Rev, 105, 1136-1150.
- Frederik M. Carr, Dan J. Rusk and Mohan Ramamurthy, 1983. A simple fast and accurate procedure for initialization of a limited area model. Sixth conference on Numerical Weather Prediction Proceedings, 183-187.
- Gandin, L. S., 1963. Objective analysis of meteorological fields. (Translated (1965) by Israel Programme for Scientific Translations, Jerusalem, 242 pp).
- Gossard, E. E. and W. H. Hooke, 1975. Waves in the atmosphere, Elsevier, New York, 456 pp.
- Haltiner, G.J. and Williams, R.T., 1979. Numerical prediction and dynamic meteorology. John Wiley and sons. 477 pp.
- Haug, O., 1959. A method for numerical weather map analysis. Sci. Rep. No. 5, Det. Nurske Meteorologiske Institutt.
- Heckley, W. A., 1992. Data assimilation in the tropics. European Centre for Medium-range Weather Forecasts, Reading, UK. 303- 352.
- Holton, J. R., 1979. An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, 391 pp.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Holland, G. J., 1984a: On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific Region I: Data and tropical storms. Australian Meteorological Magazine, 32, 1, 1-16.
- Holland, G. J., 1984b. On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/southwest Pacific, Region II: Hurricanes. Australian Meteorological Magazine, 32, 1, 17-32.
- Holland, G.J., 1984c. On the climatology and structure of tropical cyclones in the Australian/Southwest Pacific region III: Major hurricanes. Australian Meteorological Magazine, 32, 1, 33-46.
- ICSU-WMO, Joint Organizing Committee. GARP 1978. Numerical modelling of the tropical atmosphere. 80 pp.
- Jones, D.F., 1976. The United Kingdom meteorological office objective analysis scheme for GATE. Met. Magazine, 100, 1250, 249-260.
- Kanamitsu, M., J. C. Alpert, K. A. Campana, P. M. Caplan, D. G. Dewen, M. Iredell, B. Katz, H-L. Pan, J. Sela and G. H. White., 1991. Recent changes implemented into the global forecast system. NMC Notes, 425-435.
- Krishnamurti, T.N., P. Ardauny, Y. Ramanathan and R. Pasch, 1981. On the onset vortex of the summer monsoon. Mon Wea Rev, 344-363.
- Kurihara Y., Bender M.A. and Ross R. J., 1993. An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. Mon Wea Rev, 121, 7, 2030-2045.
- Lorenc, A.C., 1981. A global three-dimensional multivariate

- statistical interpolation scheme. Mon Wea Rev, 109, 701-721.
- Lorenz A. C., Rutherford, I. and Larsen, G. 1977. The ECMWF analysis and data assimilation scheme: Analysis of mass and wind fields. ECMWF Tech. Rep. No. 6, 47 pp.
- Machenhauer, B., 1977. On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with applications to normal mode initialization. Contributions Atmos Phys, 50, 253-271.
- Magaña, R., V. O., 1986. Post-procesamiento de los resultados del pronóstico numérico. Tesis de grado. Facultad de Ciencias, UNAM, México. 61 pp.
- Molinari, J., 1982: Numerical hurricane prediction using assimilation of remotely-sensed rainfall rates. Mon Wea Rev, 110, 553-576.
- Nitta, T. and J. B. Hovember 1969. A technique of objective analysis and initialization for the primitive forecast Equations. Mon Wea Rev, 97, 9, 652-658.
- Pérez G., I., 1985. Un análisis semiobjetivo para el campo de viento en los trópicos. Geofísica Internacional, 24, 3, 425-437.
- Phillips, N. A., 1963. Geostrophic motion. Reviews of Geophysics, 1, 2, 123-175.
- Phillips, N. A., 1960 Numerical weather prediction advances in computer 1. Edited by T. Alt. Academic Press, 43-99.
- Ramage, C.S., and G. V. R. Raman, 1972. Meteorological Atlas of the Indian Ocean Expedition. U.S. Government Printing Office, Washington.

- Reed, R. J. and E. E. Recker, 1971. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. J Atmos Sci, 28, 1117-1133.
- Rutherford, I. P., 1972. Data assimilation by statistical interpolation of forecast error fields. J Atmos Sci, 29, 809-815.
- Sadler, J. C., 1975. The upper tropospheric circulation over the global tropics. Tech Report., University of Hawaii.
- Schlatter, 1975. Some experiments with a multivariate statistical objective analysis scheme. Mon Wea Rev, 103, 246-257.
- Seaman, R.S., 1983. Objective analysis accuracies of statistical interpolation and successive correction schemes. Sixth conference on Numerical Weather Prediction Preceedings, 141-148.
- Shuman, F.G. and Vanderman, L. W., 1966. Difference system and boundary conditions for primitive-equation barotropic forecast. Mon Wea Rev, 5, 94, 329-336.
- Thompson, P. D., 1969. Reduction of analysis error trough constraints of dynamical consistency. J Appl Meteor, 8, 738-742.
- Tuleya R.E., 1991. Sensitivity studies of tropical storm genesis using a numerical model. Mon Wea Rev, 119, 3, 721-733.
- Villicaña C., F. J., 1987. El pronóstico del tiempo atmosférico en la República Mexicana. Tesis de Grado. Facultad de Ciencias, UNAM, México, 78 pp.