

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA

ASIMILACION DE DATOS: IMPACTO EN EL
PRONOSTICO DEL TIEMPO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(FISICA DE LA ATMOSFERA)
P R E S E N T A :
RAUL VLADIMIR HERNANDEZ GRAJALES

DIRECTOR DE TESIS: DR. ERNESTO CAETANO NETO



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

Agradecimientos

Al Dr. Ernesto Caetano Neto por la dirección de esta tesis, por su, tiempo, paciencia, confianza y amistad, y sobre todo su enseñanza.

Al Dr. Víctor Magaña por su paciencia hacia mi, amistad y por su enseñanza.

A los sinodales, Dr. Artemio Gallegos García, Dr. Arón Jazcilevich Diamant y al Dr. Tomás Morales Acoltzi por el tiempo dedicado en la revisión de esta tesis y por sus valiosas sugerencias para mejorarla.

A todos los que formaron parte de mi enseñanza.

El soporte técnico de I.I.E. Gustavo Vázquez, L.C.A. Jorge Luis Vázquez, M.C. José Luis Pérez, y Fís. Rodolfo Meza, que fue de gran ayuda para el desarrollo de esta tesis.

A todos mis compañeros y amigos del Centro de Ciencias de la Atmósfera: Jorge Luis, Gustavo, Miguel, Joel, Misael, José Luis, Alejandro, Adolfo, Jaime, Manuel, Óscar y Edgar. Agradezco los momentos agradables y desagradables que compartimos, además de apoyarme y estar conmigo en todo momento.

Dedicatoria

A Dios quien está a mi lado en todo momento.

A mi viejo Narciso Hernández Juárez (+) y a mi abuelita Hermelinda Fernández (+) que algún día estaremos juntos.

A mi madre Teresa Grajales Fernández quien me dio la vida, su amor, confianza y apoyo incondicionalmente en cada momento.

A mi sobrina preciosa Carolina Hernández Reyes, por llenar de felicidad nuestro hogar.

A mis tíos Guillermo Hernández Lara y Reyna Grajales Fernández quienes han sido un pilar importantísimo en mi educación.

A mis hermanos y primo Karla Hernández Grajales, Hugo E. Hernández Grajales y Guillermo Hernández Grajales con quienes he sido muy feliz.

A mi amorcito Karina del Carmen Sánchez Vidal, por su amor, su comprensión y por estar conmigo en las buenas y en las malas.

A mis amigos Matías Méndez Pérez, José Luis Pérez y Jorge Luis Vázquez por su amistad y gran apoyo.

	Página
ÍNDICE	
1 INTRODUCCIÓN	1
2 EL MODELO MM5 Y ESQUEMA DE ASIMILACIÓN	4
2.1 Modelación numérica de la atmósfera	4
2.2 Modelo de mesoescala MM5	7
2.3 Esquema de asimilación	8
3 EXPERIMENTO NUMÉRICO	14
3.1 Descripción del experimento	14
3.2 Datos	16
3.3 Condiciones iniciales	19
3.3.1 Análisis de superficie y perfiles verticales	20
4 RESULTADOS	29
4.1 Condiciones sinópticas	29
4.2 Información meteorológica y metodología	32
4.3 Análisis de temperatura, humedad y viento	33
4.3.1 Análisis de precipitación	41
4.4 Estudio de caso	45
4.4.1 Condiciones iniciales	46
4.4.2 Resultados	50
5 DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	52
6 BIBLIOGRAFÍA	54

INTRODUCCIÓN

Gracias a los avances en la modelación numérica de la atmósfera, hoy en día se cuenta con esquemas de pronóstico del tiempo meteorológico para diferentes escalas espaciales (globales, sinópticas y de mesoescala) y temporales (corto, mediano y largo plazo). Haciendo uso de estos modelos se puede conocer el estado de la atmósfera con anticipación y con relativa precisión permitiendo diseñar estrategias de prevención de desastres, con el propósito de evitar pérdidas humanas, y disminuir impactos ambientales en el sector productivo, en la infraestructura pública, en las viviendas y otros ámbitos del desarrollo social y económico (Hernández y Caetano, 2000).

También, los modelos de pronóstico numérico del tiempo son elementos importantes para apoyo a los pronosticadores operativos de los grandes centros de predicción del tiempo.

El grupo de Meteorología Tropical del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, ha venido utilizando el modelo de mesoescala denominado MM5, originalmente desarrollado por la Universidad Estatal de Pennsylvania (PSU) y el Centro Nacional para Investigaciones Atmosféricas (NCAR) (Grell *et al.* 1994) como herramienta de pronóstico del tiempo. El MM5 es utilizado como esquema de pronóstico del tiempo (hasta 48 horas) y de estudios de algunas circulaciones atmosféricas en México (Hernández, 1999; Salas, 2000; Pérez, 2001). Los resultados son satisfactorios, aunque, aun es necesario recurrir a técnicas de post-procesamiento de pronóstico para corregir errores sistemáticos y aleatorios.

Por tratarse de un problema de valor inicial, es necesario proveer de información adecuada al modelo de predicción. Mejores pronósticos requieren, entre otras cosas, de mejores condiciones iniciales, pues pequeñas fluctuaciones en éstas pueden llevar a grandes variaciones en el pronóstico del tiempo (Daley, 1991). Éste constituye un problema de investigación desde hace varios años (Daley, 1991). En este trabajo se ataca este problema mediante esquemas de asimilación.

El objetivo de este trabajo es examinar el impacto de la técnica de asimilación de datos en el pronóstico del tiempo de corto plazo sobre la República Mexicana, aprovechando la información de una red de estaciones automáticas de superficie y las mediciones con radiosondeo que realiza el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), analizando su impacto en pronósticos numéricos del tiempo a corto plazo.

Los primeros métodos usados para la asimilación de datos o análisis objetivo, fueron el método de ajuste (fitting function) (Gilchrist and Cressman, 1954) y el de correcciones sucesivas de Bergthorsson and Döös (1995). El método de análisis estadístico fue introducido por Wiener y Kolmogorov (1949).

Actualmente las condiciones iniciales y de frontera son generadas a partir de salidas de modelos globales de baja resolución espacial o de reanálisis globales. Por lo que características atmosféricas de menor escala, como circulaciones de mesoescala relacionadas con la topografía o el tipo de uso de suelo, así como procesos físicos de mesoescala (brisas valle-montaña), no son tomadas en cuenta, aun y cuando son generadores de tiempo atmosférico. Es por ello que se recurre a mejorar la condición inicial del modelo utilizando datos observados en redes de estaciones meteorológicas, que aunque están irregularmente distribuidas reflejan una condición más cercana a la realidad. Así, la corrección de una condición inicial del modelo por otra con mayor calidad que refleje circulaciones de mesoescala requiere incorporar datos meteorológicos de modelos globales o reanálisis, los datos de observaciones en superficie, de radiosondeos, de boyas y de barcos o de otros instrumentos de observación. Una de las formas más conocidas de hacerlo es a partir de un esquema de análisis objetivo, como, el de corrección sucesiva de Cressman (Cressman, 1959).

Los datos observados en la región de interés, incorporados al modelo, proveerán un mejor diagnóstico de la estructura horizontal y vertical de la atmósfera, que incluya sus propiedades físicas y dinámicas. Éste, llevará a una evolución del estado inicial que incluye fenómenos con escalas espaciales de por lo menos la escala de la distribución de las observaciones. Mejores condiciones iniciales tienden a mejorar el pronóstico a corto plazo (Valeriano, 2001; García, 2002).

El trabajo se ha estructurado de la siguiente manera. En el capítulo uno se hace una descripción sobre lo que es asimilación de datos y del método de corrección sucesiva, así como de lo que se ha realizado hasta la fecha en México en materia de análisis objetivo. En el capítulo dos se describe la técnica seguida en este estudio para combinar datos de modelos globales y observaciones meteorológicas, que resultan en la condición inicial para el MM5. En el capítulo tres son descritas las características de los experimentos así como los datos utilizados para el análisis objetivo para el área de interés son descritas en el capítulo tres. En el capítulo cuatro, se comparan los resultados pronosticados por el MM5 con los valores puntuales de variables de estaciones sinópticas de superficie en México. También se realiza una corrida de alta resolución espacial para un evento de precipitación intensa en el Valle de México para estimar los alcances del pronóstico operativo en eventos meteorológicos extremos. Los resultados obtenidos, se discuten y comentan en el capítulo cinco y se dan algunas recomendaciones para la implementación operativa del análisis objetivo de datos meteorológicos para la República Mexicana.

2 EL MODELO MM5 Y ESQUEMA DE ASIMILACIÓN

2.1 Modelación numérica de la atmósfera

Los modelos matemáticos son una herramienta de trabajo para predecir el tiempo atmosférico y sus variaciones por medio de la modelación matemática de procesos físicos y dinámicos al resolver numéricamente las ecuaciones que gobiernan el movimiento de un fluido geofísico. El modelo se constituye por ecuaciones de movimiento, la ecuación de energía termodinámica, la ecuación de continuidad y la ecuación de estado, considerando al aire como un gas ideal. Resolver estas ecuaciones, es una de las principales metas de la meteorología.

Esta meta ha sido perseguida por muchos meteorólogos. Por ejemplo Bjerknes, quien postuló que las ecuaciones fundamentales citadas anteriormente forman el sistema que en principio debe de ser solucionadas para pronosticar el estado del tiempo a partir de un estado inicial (Daley, 1991).

El primer intento para predecir el tiempo fue realizado por Richardson, que en 1922 publicó la monografía titulada "Predicción del tiempo por procesos numéricos", la cual describe un método para integrar numéricamente las ecuaciones relevantes en el movimiento atmosférico. Sin embargo, sus métodos de solución requirieron varios meses de cálculos en calculadoras manuales careciendo de esquemas numéricos estables por lo que los resultados tuvieron errores de varios órdenes de magnitud.

Por otro lado, los trabajos de Rossby (1939) sobre la dinámica de la vorticidad en latitudes medias, y de Charney, Fjortoft y Von Neuman (1950) sobre el uso de computadoras en la solución de la ecuación de vorticidad, constituyen piedras angulares en el avance de la modelación de la atmósfera y del pronóstico numérico del tiempo (Holton, 1979).

Las aportaciones de grandes meteorólogos como Eliassen (1956), Smagorinsky (1958), Manabe (1956) o Arakawa (1966), entre otros, permitieron que estos modelos se convirtieran en una herramienta útil para los pronosticadores operativos (Magaña y Pérez, 1998).

La predicción operacional del tiempo inició en los Estados Unidos en 1954 con un modelo barotrópico (Fawcett, 1977; Shuman, 1978). Aunque gradualmente en los 70's fueron desarrollados modelos baroclínicos multiniveles de circulación general, tenían el inconveniente, sus simulaciones requerían de grandes tiempos de corrida para predecir el tiempo.

Con los grandes avances en la capacidad de las computadoras en las últimas décadas, predecir numéricamente la evolución de los patrones atmosféricos es una herramienta que los meteorólogos utilizan diariamente, poniendo su atención en el comportamiento en la dinámica de gran escala (escalas espaciales de miles de kilómetros y escalas temporales de una semana). Pero el utilizar estos análisis de escala no abarcan, con suficiente detalle, muchos procesos que son de gran importancia regional, tales como, topografía, uso de suelo, flujos de capa límite, transferencia de momento, calor, vapor de agua, calor latente asociado a condensación, evaporación y efectos radiativos con características de escalas de tiempo (1 a 2 días) y escalas horizontales (5 a 10 km) que deben ser considerados en los modelos numéricos de la atmósfera denominados modelos de área limitada (Orlansky, 1975). Anthes (1983), describió a partir de modelos de área limitada, las limitaciones y los aspectos para el mejoramiento de la predicción para una escala temporal de 12 a 48 horas, encontrando que la única manera de mejorar la técnica de pronóstico regional es mejorando todas las representaciones de los procesos mencionados anteriormente en los modelos.

Además de los aspectos físicos, hay algunos aspectos numéricos que incluyen con exactitud las aproximaciones numéricas a las ecuaciones diferenciales analíticas de los modelos de área limitada o mesoescala, que con su desarrollo se han alcanzado éxitos en materia de predicción numérica durante la última década (Magaña y Pérez, 1998). Por lo tanto, el utilizar simulaciones dinámicas de la atmósfera a mesoescala, efectivamente es necesario entender los fundamentos matemáticos y físicos de los modelos, y tener una apreciación profunda del comportamiento del sistema atmosférico.

2.2 Modelo de mesoescala MM5

El modelo atmosférico de mesoescala desarrollado por investigadores de la Universidad de Pennsylvania y NCAR denominado MM5 (PSU/NCAR Mesoescala Modeling System Version 3), es un sistema de diagnóstico y pronóstico a mesoescala de las variables meteorológicas basado en las principales ecuaciones que rigen la circulación atmosférica, de los procesos físicos representados a través de esquemas de parametrizaciones y una serie de pre-procesadores de datos que preparan la información que será usada por el modelo (PSU/NCAR Mesoescala Modeling System).

En la figura 1 se muestran los cinco pre-procesadores que conforman el MM5. **Terrain** se encarga de definir el dominio de trabajo, la resolución del modelo, los dominios anidados, así como de asignar los valores de topografía, características de uso de suelo y tipo de proyección cartográfica requerida. **Datagrid** asigna datos de viento, temperatura, humedad, altura geopotencial, presión reducida al nivel de mar, a cada uno de los dominios de trabajo. En la etapa **Rawins** o también con el procesador **Little_r**, se puede realizar la incorporación de datos de radiosondeo, estaciones de superficie a partir de análisis objetivo de la información, para mejorar los campos de mesoescala utilizados como condición inicial. EL último pre-procesador, **Interp**, interpola los datos iniciales de superficies de presión al sistema de coordenadas verticales sigma, las cuales permiten una representación de los campos meteorológicos en presencia de la orografía. Finalmente los campos de salida del modelo son visualizados por los pos-procesadores gráficos GRADS o NCARG GRAPHICS.

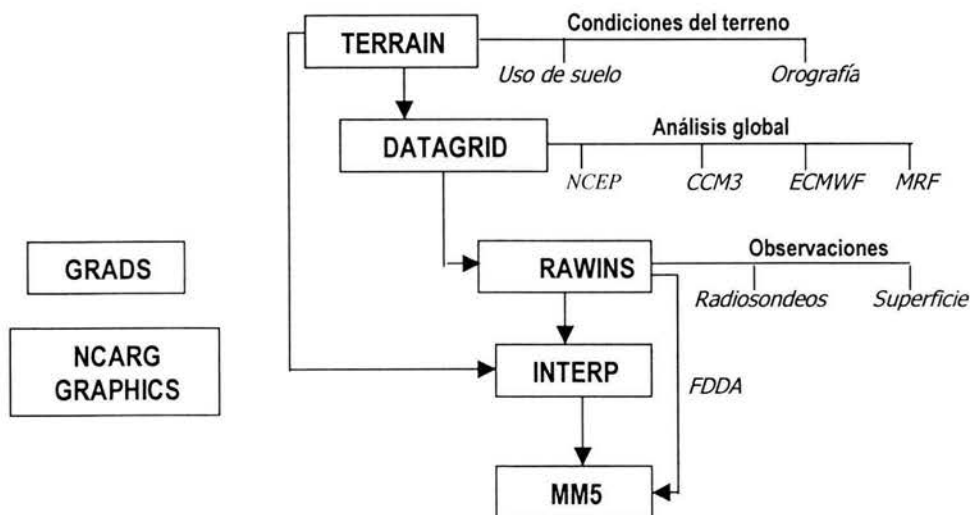


Figura 2.1 Diagrama de flujo del sistema de modelación MM5-V3

2.3 Esquema de asimilación

Un modelo numérico de la atmósfera requiere como condiciones iniciales los valores de las variables meteorológicas (temperatura, humedad relativa, viento y presión) en los puntos de malla del modelo (Daley, 1991). Sin embargo la ubicación de las estaciones de superficie y de radiosondeos que realizan las mediciones de las variables meteorológicas por lo regular no corresponde a los puntos de malla.

Existen métodos con diferentes técnicas de análisis objetivo para que los datos registrados por estaciones meteorológicas distribuidas irregularmente sean llevados a punto de malla. Una de las primeras contribuciones fue realizada por Panofsky (1949), utilizando el método de ajuste polinomial para un conjunto de datos dados sobre una región. Posteriormente, se desarrolló un método de interpolación, el cual corrige el valor de punto de malla (obtenido desde un modelo de pronóstico) por una combinación lineal de residuales (correcciones) entre los valores predichos y observados, llamado método de corrección sucesiva, primero Bergthorsson y Döös (1955) y mejorado por Cressman (1959).

El modelo de predicción numérica MM5, cuenta con un sistema de asimilación de datos llamado LITTLE_R, que objetivamente mejora la condición inicial. Este sistema requiere un esquema de corrección sucesiva tipo Cressman aplicado a los campos meteorológicos (Fig. 2), el cual usa las observaciones viables para corregir un primer campo aplicando un promedio pesado, el cual depende de un radio de influencia limitado que afectará únicamente a los puntos de malla que estén dentro del área definida por este radio de influencia, pero disminuyendo conforme se incremente la distancia entre el punto de malla y la observación.

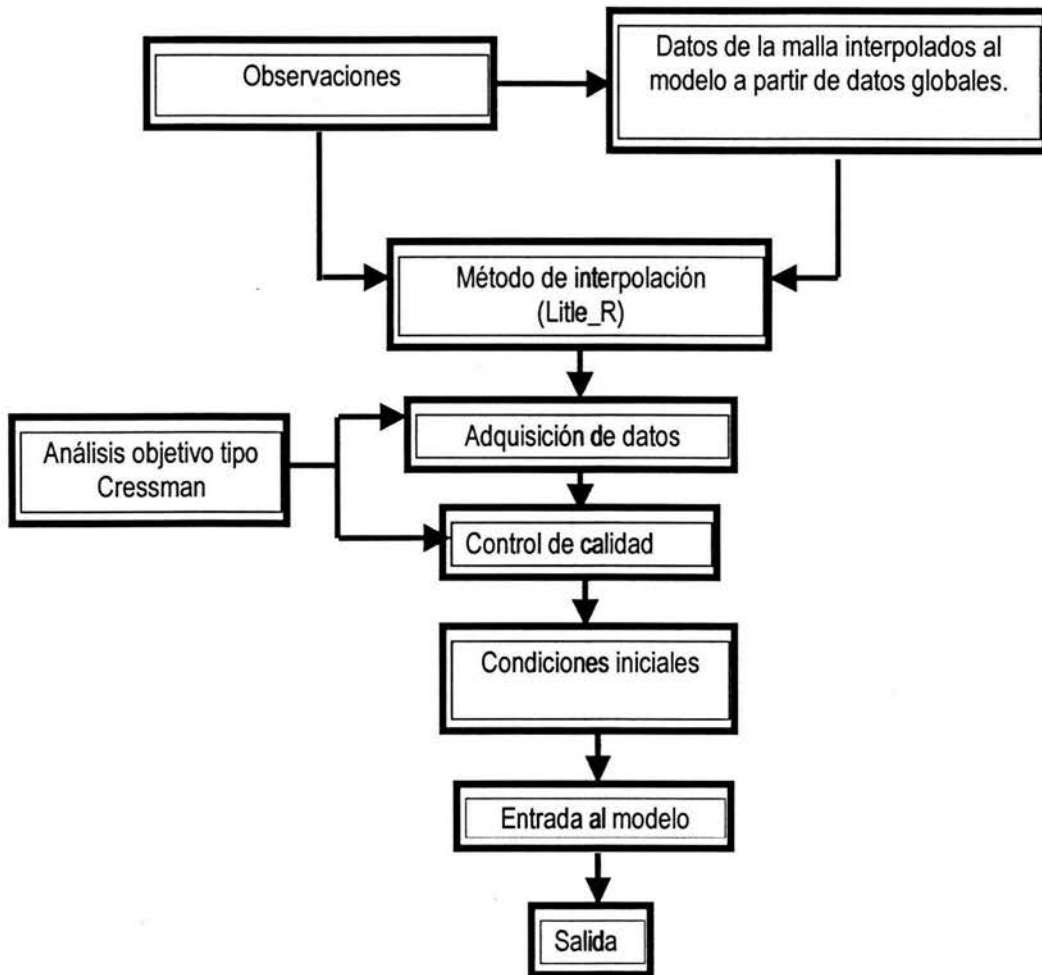


Figura 2.2 Descripción de los componentes del ciclo de asimilación de datos del modelo MM5.

La figura 2.2 muestra el esquema de asimilación del modelo MM5, donde las condiciones iniciales y de frontera están dadas usualmente por un modelo global donde las observaciones son incorporadas al modelo para generar una nueva condición inicial y de frontera.

El método de correcciones sucesivas o de Cressman es aplicado para la corrección de un primer campo preliminar (primera prueba). Estas correcciones son determinadas desde una comparación de los datos con el valor interpolado del primer campo al punto de observación. Este método, que originalmente fue designado para áreas de datos relativamente densa y redundante se esquematiza en el arreglo de puntos de malla presentado en la figura 2.3. Para el campo en punto de malla la variable meteorológica X_{gij} , consideremos d será la distancia del punto de malla de la variable al punto de observación k y R el radio de influencia alrededor de cada punto de malla. El área circunscrita es llamada región de influencia y w_{ik} representa el peso de punto de malla X_{gij} al punto observado k , w_{ik} será mayor si el punto observado k está más cerca del punto de malla X_{gij} . El campo preliminar de una variable meteorológica en su n -ésima iteración, , interpolando para la posición una estación ubicada dentro del área de la malla es dado por (Tripoli y Krishnamurti, 1975):

$$\left(X_{\text{estación}}^g\right)^n = \sum_{\substack{i=1+1 \\ j=J-1}}^{\substack{j=J+1 \\ i=I+1}} w_{ij} \left(X_{ij}^g\right)^n \quad (2.1)$$

Donde I y J representan el número de puntos de malla en las direcciones zonal y meridional respectivamente. La función pesada w_{ij} definida para cada punto de malla es

$$w_{ij} = \prod_{\substack{k=1+1 \\ k \neq 1}}^{k=I+1} \frac{(x - x_k)}{(x_1 - x_k)} \prod_{\substack{l=J-1 \\ l \neq 1}}^{l=J+1} \frac{(y - y_l)}{(y_J - y_l)} \quad (2.2)$$

donde x e y son las ubicaciones de los puntos de malla y observados respectivamente.

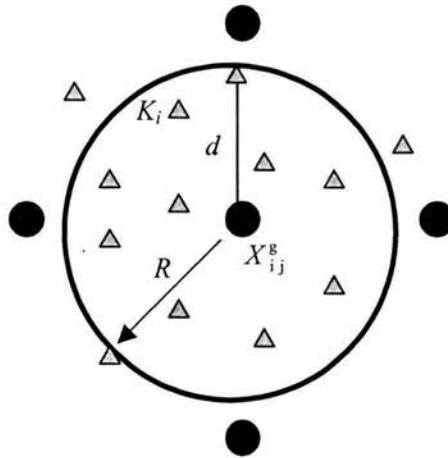


Figura 2.3 Radio de influencia y puntos de observaciones Δ distribuidos irregularmente en la malla \bullet .

Para estaciones fuera del área definida por la malla tenemos,

$$\left(X_{\text{estación}}^g\right)^n = \frac{\sum_{i=1}^{j=L} \sum_{j=1}^{j=M} w_{ij} \left(X_{ij}^g\right)^n}{\sum_{i=1}^{j=L} \sum_{j=1}^{j=M} w_{ij}} \quad (2.3)$$

En este caso, la función pesada de Cressman es definida como

$$w_{ij} = \begin{cases} 0 & d \geq R \\ \frac{R^2 - d^2}{R^2 + d^2} & d < R \end{cases} \quad (2.4)$$

La distancia d definida entre el punto de malla y la estación, expresada como

$$d = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2} \quad (2.5)$$

La discrepancia entre el valor medido ($X_{\text{estación}}$) y el valor interpolado ($X_{\text{estación}}^g$) para la estación por la iteración n es obtenido como

$$E_{\text{estación}}^n = X_{\text{estación}}^n - \left(X_{\text{estación}}^g\right)^n \quad (2.6)$$

El valor de $E_{\text{estación}}^n$ es utilizado para corregir el valor d punto de malla más cercano a la $(n+1)$ -ésima iteración. El factor de corrección es expresado como

$$c_{ij}^{(n+1)} = \frac{\sum_{\text{estación}} w_{\text{estación}}^n E_{\text{estación}}^n}{\sum_{\text{estación}} w_{\text{estación}}^n} \quad (2.7)$$

y el peso $W_{\text{estación}}^n$ es dado por

$$W_{\text{estación}}^n = w_{ij}^n \beta \gamma, \quad (2.8)$$

donde w_{ij}^n es la función de peso de Cressman definida por la Ec. 2.4; γ es un factor de peso subjetivo asignado a cada tipo de observación; β es una función de peso temporal definida como

$$\beta = e^{-\alpha(\Delta t)^2} \quad (2.9)$$

El coeficiente α es seleccionado de modo que $\beta=0.1$ cuando la separación de las observaciones es de 48 hrs (Tripoli y Krishnamurti, 1975). Un factor de suavizamiento es definido como

$$\bar{s} = \frac{R-d}{C_g} \quad (2.10)$$

donde C_g es el centro de gravedad del área de influencia estimada por

$$C_g = \frac{R}{2} \quad (2.11)$$

Por lo tanto el siguiente campo modificado es dado por

$$\left(X_{ij}^g\right)^{(n+1)} = \left(X_{ij}^g\right)^n + \bar{c}_{ij}^{(n+1)} \quad (2.12)$$

Aunque una de las mayores dificultades de la aplicación práctica de cualquier análisis objetivo es el problema de la confiabilidad de los datos, la detección y eliminación de errores en los datos de este sistema de análisis descrito anteriormente es flexible, barato y satisfactorio para los requerimientos de la predicción numérica.

3. EXPERIMENTO NUMÉRICO

3.1 Descripción del experimento

El objetivo de este estudio es examinar el impacto en el pronóstico a corto plazo con la implementación del esquema de asimilación de datos en el modelo de mesoescala MM5 versión 3 - PSU/NCAR (Dudhia, 1994). El periodo de estudio es del 1 a 10 de julio de 1999, representativo de la época de verano, donde se presentan frecuentemente sistemas convectivos no organizados en todo el país y también porque se tiene una serie más completa de datos de las estaciones sinópticas. Una breve descripción de las características del experimento numérico es presentada aquí.

La figura 3.1 muestra el dominio usado para la simulación. El número de puntos la dirección zonal, meridional y vertical son de 130 x 100 x 23 respectivamente y una proyección Lambert Conformal. El espaciamiento horizontal es de 30 km entre los puntos de malla. Esta aproximación produce muchas de las características importantes del terreno, aunque los valores de terreno local son muy complejas. La coordenada vertical sigma es definida como

$$\sigma = \left(\frac{p - p_t}{p_s - p_t} \right) \quad (3.1)$$

Donde p_t que es la presión en el tope del modelo (100 hPa), y p_s la presión de referencia en superficie.

El esquema de parametrización de cúmulos de Kain-Fritsch, es usado para todas las simulaciones. Esta parametrización tiene un sofisticado esquema de mezclado en nubes para calcular las tasas de *entrainment/detrainment* y la remoción de toda energía convectiva disponible durante el tiempo de relajación (Kain y Fritsch, 1990).

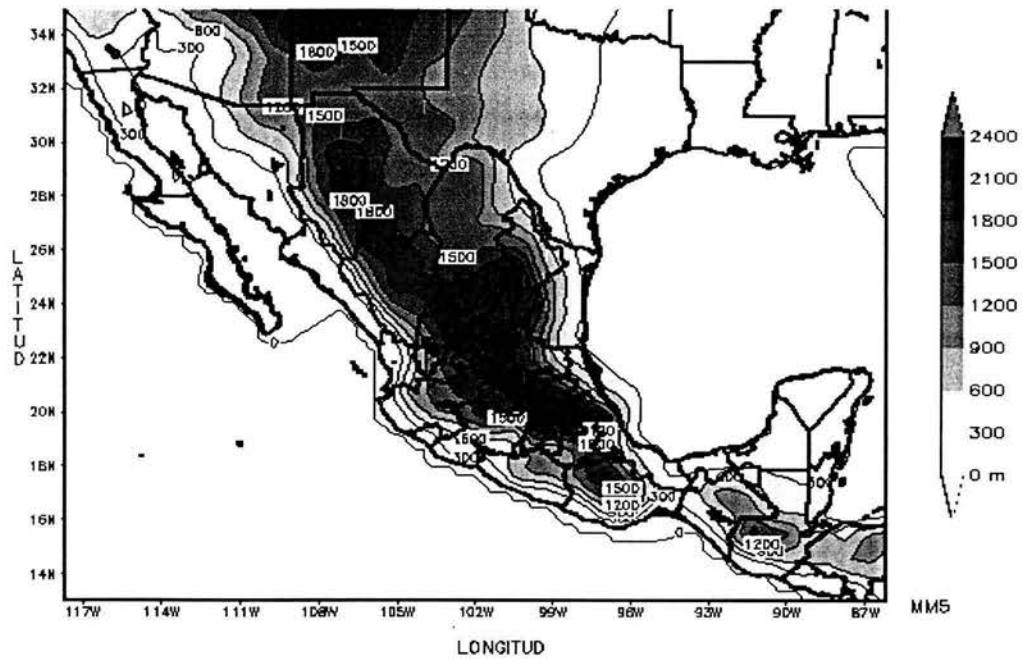


Figura 3.1. Topografía y dominio utilizado en el estudio

El efecto de la capa límite planetaria es parametrizado siguiendo el esquema de alta resolución propuesto Blackadar, y modificado por Zhang y Anthes (1982). Por último el esquema radiactivo toma en cuenta la tasa de enfriamiento que depende de la temperatura solamente (ninguna interacción con nubes y con el ciclo diurno es considerado en este esquema).

3.2. Datos

Datos de Reanálisis del NCEP

Para generar las condiciones meteorológicas iniciales y de frontera, requeridas para alimentar al modelo de mesoescala MM5, se utilizaron los datos globales históricos de temperatura del aire, humedad relativa, altura geopotencial, presión reducida al nivel del mar, temperatura superficial del océano, la componente zonal (u) y la componente meridional (v) del viento del proyecto Reanálisis del NCAR/NCEP (Kalnay, 1996), con una resolución temporal de 6 horas (00, 06, 12 y 18 GMT), y con resolución espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ latitud – longitud, y a 17 niveles de presión 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa.

Datos Sinópticos

Un gran número de observaciones es realizado diariamente por las redes de monitoreo de superficie y de altura que consisten en mediciones puntuales de temperatura, humedad, presión, dirección y magnitud del viento horizontal.

Estas observaciones del tiempo atmosférico desde la red de monitoreo en superficie y de radiosondeo son estandarizadas con ciertos formatos establecidos por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), para que observadores procesen la información cruda, haciendo correcciones apropiadas para efectos locales y revisando la consistencia interna de las observaciones, que a su vez son codificadas de una forma viable para transmisión, usando un código internacional llamado SINÓPTICO. La información decodificada es transmitida a centros meteorológicos regionales, nacionales y mundiales a partir de mensajes meteorológicos, que pueden contener errores de diferentes tipos y diferentes magnitudes. Algunos de estos errores pueden llamárseles naturales, los cuales pueden ser causados por pequeños errores en las medidas que se reflejan en las variables meteorológicas. Estas incertidumbres están siempre presentes en las observaciones y su efecto es reducido por procesos de filtrado, los cuales son incluidos en los métodos de asimilación para el análisis numérico.

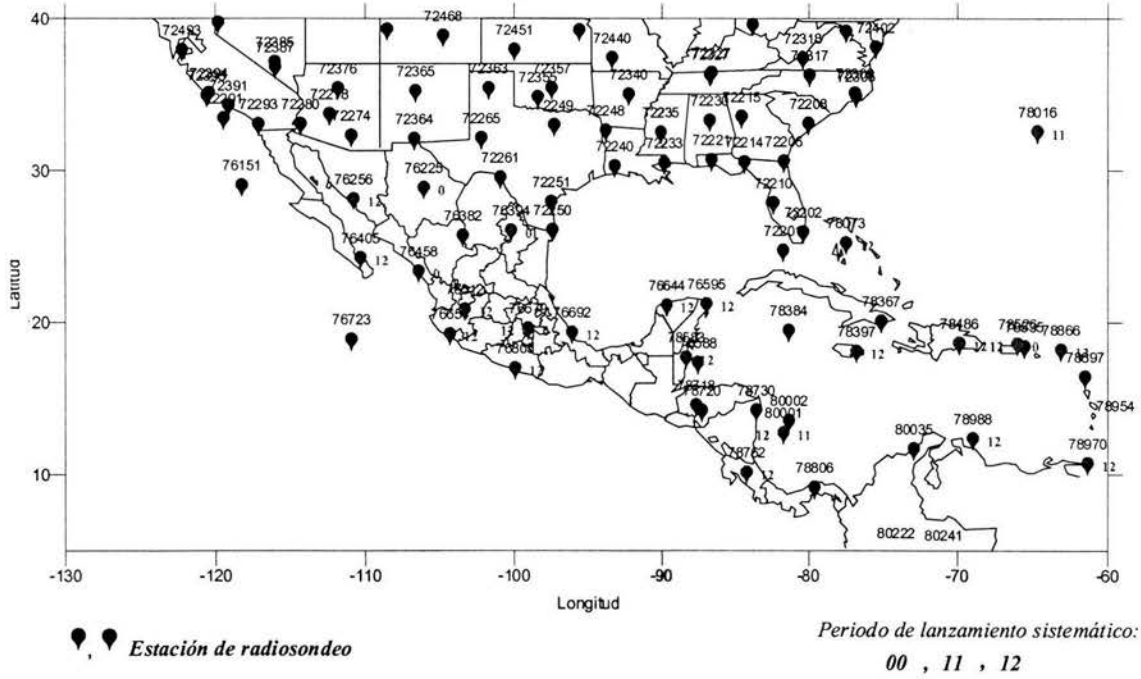
Desafortunadamente este proceso toma tiempo: un archivo completo de observaciones globales no está a disposición hasta varias horas después del tiempo de observación, siendo un punto clave para el pronóstico operativo.

En México se tiene una red observatorios meteorológicos que conforman la Red Meteorológica para obtener, suministrar, almacenar y tratar los registros de datos de superficie y de altura, correspondiente a estaciones de radiosondeos y de superficie.

Las estaciones que realizan lanzamientos de radiosondeos en México son alrededor de 15 (Fig. 3.2a) distribuidas irregularmente sobre continente e Islas remotas. Las variables registradas son temperatura, temperatura de punto de rocío, altura geopotencial, presión, magnitud y dirección del viento cada 12 horas.

Las estaciones de superficie en México son aproximadamente 80, distribuidas irregularmente sobre continente y a lo largo de rutas marítimas (Fig. 3.2b). La temperatura, presión en superficie, componentes del viento y humedad relativa son registrada cada 3 horas.

Red de estaciones de radiosondeos



b) Red de estaciones en superficie

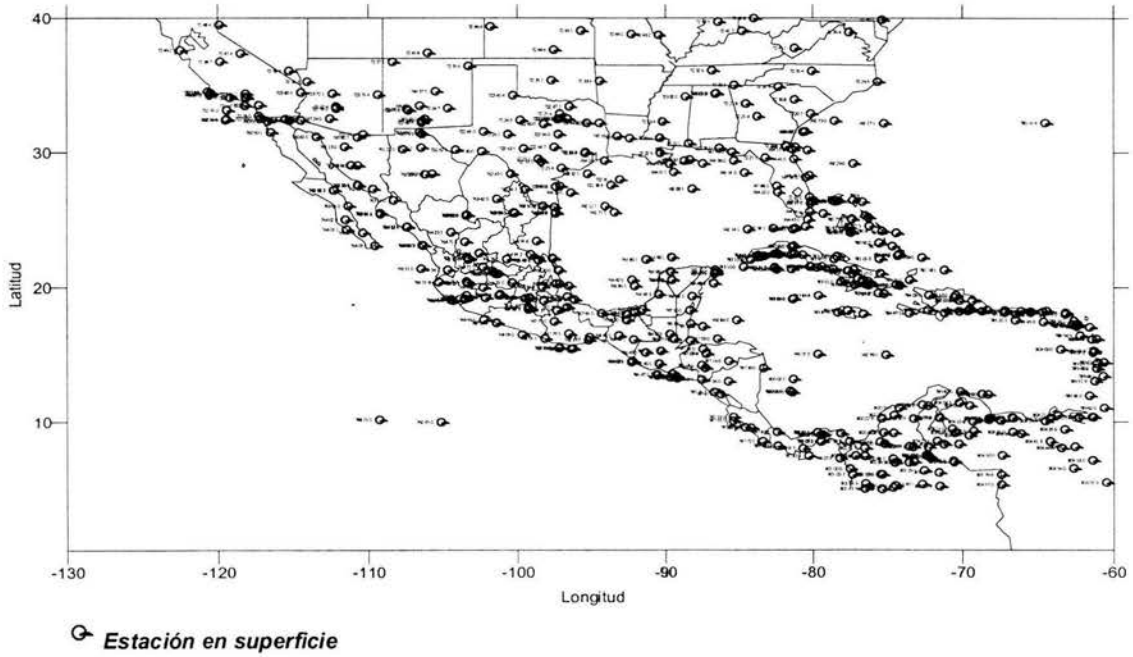


Figura 3.2. Mapa de las estaciones de observación, a) radiosondeos y b) superficie.

3.3. Condiciones iniciales

La importancia de las condiciones iniciales para el éxito de un sistema de pronóstico numérico del tiempo es de gran relevancia. Para ciertas aplicaciones, como estudios de calidad del aire, estos errores pueden tener efectos significantes (Valeriano, 2001). Roggiero *et. al.* (1996) obtuvo resultados significativos al examinar los efectos de la asimilación de observaciones de superficie utilizando la técnica de análisis objetivo.

Con el esquema de asimilación LITTLE_R, que utiliza el método de Cressman para interpolar las observaciones a cada uno de los puntos de malla del dominio del modelo en la vecindad o el radio de influencia correspondiente a cada estación de superficie y de radiosondeo de la región de estudio, tomando como campo preliminar (*first guess*) los datos de reanálisis del NCEP.

Los datos utilizados para mejorar los campos iniciales disponibles en la red sinóptica son temperatura, temperatura de punto de rocío, la magnitud y dirección del viento, altura geopotencial y presión, con una resolución temporal cada 1200 UTC.

Ya que no se tiene un control de calidad sobre los datos observados de temperatura, humedad relativa, velocidad, presión y altura geopotencial que son incorporados al modelo con el esquema de asimilación, algunos son descartados a partir del sistema de control de calidad utilizado por el modelo, que toma en cuenta el dominio de análisis y un rango de error asignado de las diferencias entre el dato estimado con el observado (tabla 3.1), tanto para las estaciones de superficie como para las de altura, de las cuales se tiene una muy baja de densidad (Zapatocny, *et. al.*, 2000).

Diferencia considerada en	Superficie	Altura
Temperatura (° C)	10	7
Humedad relativa (%)	40	40
Componentes u,v (m/s)	10	10
Altura geopotencial (m)	8	8
Presión (hPa)	4	4

Tabla 3.1. Rangos de error utilizados para el control de calidad

3.3.1 Análisis de superficie y perfiles verticales

Para el desarrollo de mejores esquemas de análisis numérico, se deberá tomar una mayor atención a los campos de temperatura y humedad, ya que en principio determinan la estabilidad atmosférica y la cantidad de agua disponible en la atmósfera.

Estas condiciones atmosféricas podrían ser mejoradas significativamente al considerar las observaciones de superficie, obteniendo mayor aproximación en la simulación de la capa límite atmosférica, mientras que con los datos de radiosondeo, se podría tener una mejor integración en la vertical en el campo de humedad y temperatura, ya que algunas características físicas de mesoescala no logran ser detectadas por los datos de reanálisis por su gruesa resolución espacial.

En este análisis de mesoescala se utilizó una malla de 100 x 130 puntos y una resolución de 30 km, para determinar un radio de influencia que mejor se ajuste a las características o errores designados anteriormente por el control de calidad, siendo los más adecuados de 180 km y de 240 km para los análisis de superficie y de altura respectivamente.

Un análisis comparativo es presentado para mostrar las diferencias de los campos iniciales entre campos iniciales con datos de reanálisis solamente y campos combinados de reanálisis con observaciones disponibles de la red de estaciones sinópticas para el día 1 de julio de 1999, ya que para los días subsecuentes muestran un patrón similar para los campos de temperatura, humedad y viento y por tanto no serán discutidos aquí.

El impacto debido a la incorporación de los datos de estaciones de superficie en las condiciones iniciales correspondientes a las 0000 GMT del día 1 de julio, se refleja claramente en los campos de humedad y temperatura (Figs. 3.3 y 3.4), principalmente en las zonas oceánicas debido a la poca disponibilidad de datos sobre éstas áreas. Mientras que para el campo de viento es más difícil evaluar subjetivamente ese impacto (no mostrada), debido al número insuficiente de datos de viento disponibles en la región de interés.

El análisis anterior de las condiciones iniciales no se puede tener una idea a simple vista de las diferencias entre lo asimilado y lo no asimilado con respecto a lo observado, así que en la tabla 3.2 se muestran valores observados en algunas estaciones con los valores asimilados y no asimilados por el esquema LTTLE-R del MM5. Se puede notar que hay una sensible mejora en el campo asimilado de las variables viento, temperatura y humedad en algunas regiones de México.

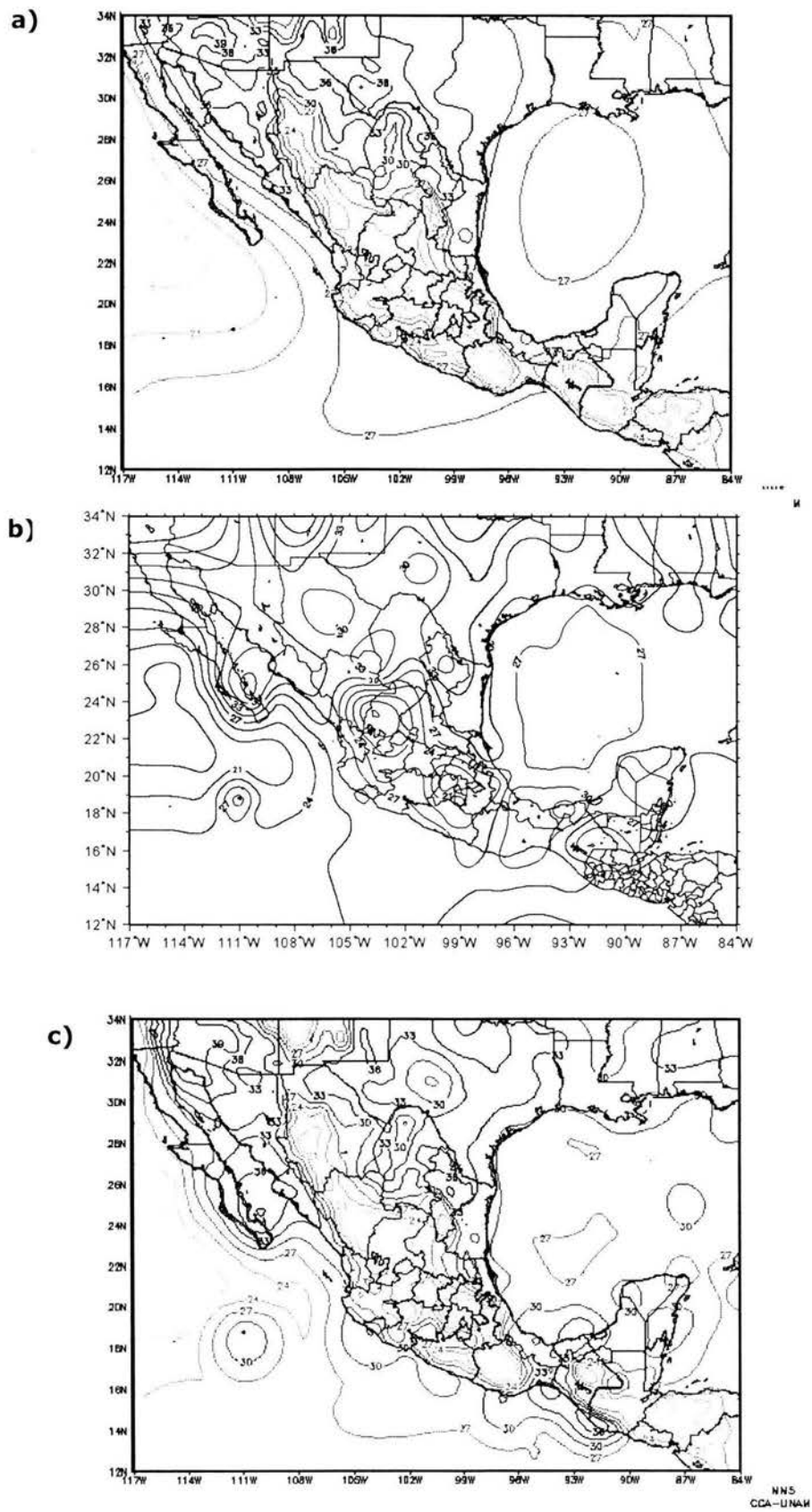


Figura 3.3.- Campo inicial en superficie de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a) no asimilado, b) observado y d) asimilado correspondiente al día 01 de julio de 1999.

Figura.3.4.- Como en la Fig. 3.3, pero para humedad relativa (%).

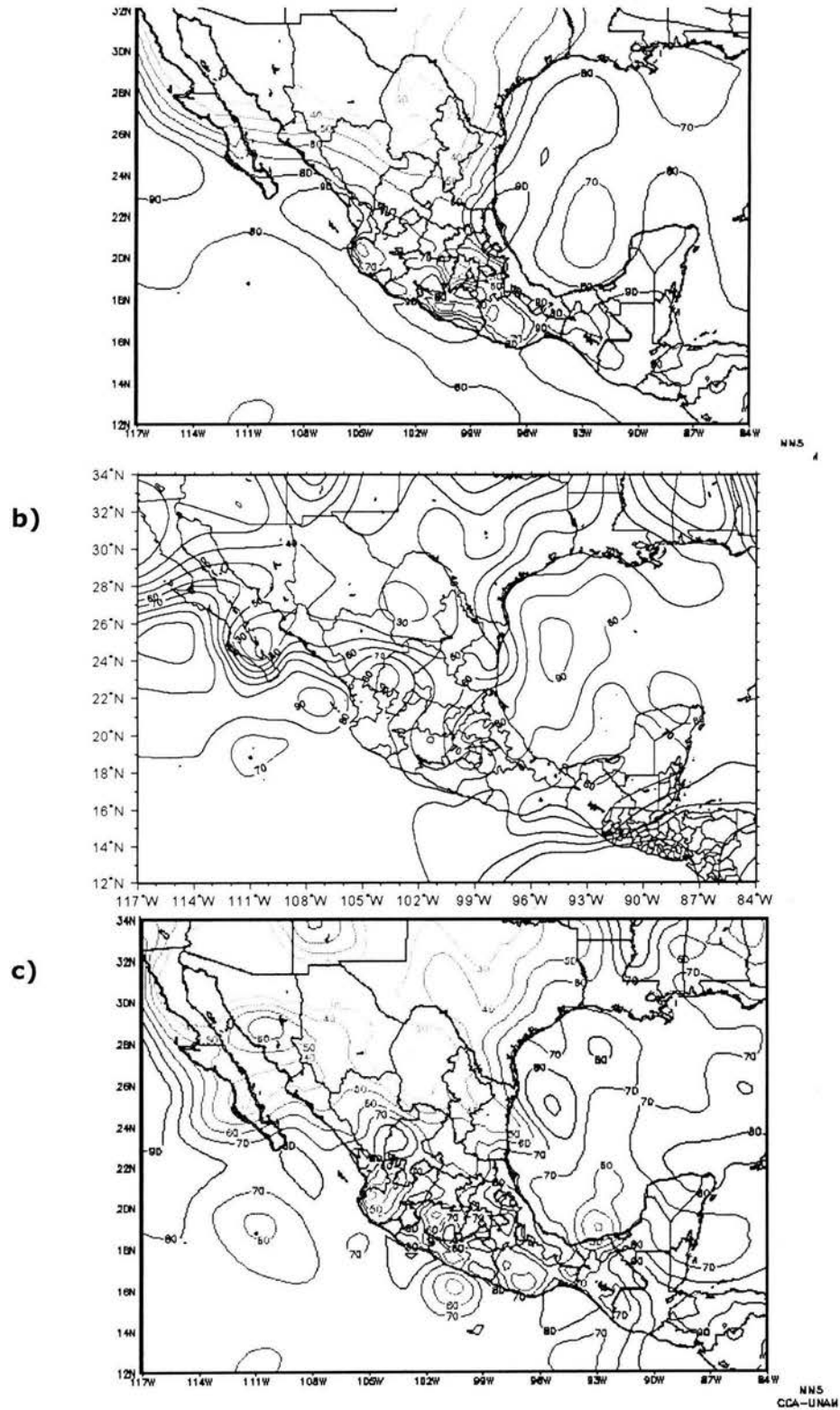


Figura 3.4.- Como en la Fig. 3.3, pero para humedad relativa (%).

	LON	LAT	TMP	HR	MGT	DIR	EST
OBSERVADO	-110.8	28.0	33.5	58.0	4.0	230.0	76256
NO-ASIMILADO	-110.7	27.9	36.2	25.5	6.7	260.2	76256
ASIMILADO	-110.7	27.9	33.5	56.8	3.8	230.1	76256
OBSERVADO	-111.3	26.0	36.0	39.9	2.0	140.0	76305
NO-ASIMILADO	-111.3	26.0	28.6	53.3	6.7	253.9	76305
ASIMILADO	-111.3	26.0	35.9	38.7	1.9	143.0	76305
OBSERVADO	-104.6	24.0	20.2	74.4	3.0	110.0	76423
NO-ASIMILADO	-104.6	24.0	21.8	64.6	3.5	44.99	76423
ASIMILADO	-104.6	24.0	19.5	77.3	2.9	106.4	76423
OBSERVADO	-97.40	1.0	31.6	77.6	2.0	90.0	76640
NO-ASIMILADO	-97.40	20.95	29.19	92.65	6.28	120.49	76640
ASIMILADO	-97.40	20.95	31.65	77.10	2.06	93.158	76640
OBSERVADO	-97.10	18.9	23.6	81.3	2.0	150.0	76737
NO-ASIMILADO	-97.10	18.85	18.94	84.56	1.97	103.64	76737
ASIMILADO	-97.10	18.85	20.88	89.34	1.88	151.08	76737
OBSERVADO	-92.90	18.0	33.8	55.4	2.0	70.0	76743
NO-ASIMILADO	-92.93	17.98	27.52	86.65	3.84	103.56	76743
ASIMILADO	-92.93	17.98	33.65	58.83	2.00	69.012	76743
OBSERVADO	-88.30	18.5	31.0	65.6	3.0	110.0	76750
NO-ASIMILADO	-88.30	18.48	26.92	88.47	9.79	101.05	76750
ASIMILADO	-88.30	18.48	30.87	64.36	3.02	109.68	76750
OBSERVADO	-96.12	19.1	30.8	78.4	4.0	90.0	76692
NO-ASIMILADO	-96.12	19.15	28.09	85.37	3.71	120.37	76692
ASIMILADO	-96.12	19.15	30.20	75.87	3.64	93.83	76692
OBSERVADO	-98.20	23.8	31.5	43.6	3.0	140.0	76499
NO-ASIMILADO	-98.20	23.77	30.56	76.03	10.5	120.65	76499
ASIMILADO	-98.20	23.77	31.17	49.95	2.93	135.80	76499
OBSERVADO	-97.85	22.2	30.6	77.0	3.0	110.0	76548
NO-ASIMILADO	-97.85	22.20	30.15	93.31	8.30	119.40	76548
ASIMILADO	-97.85	22.20	31.31	76.05	2.99	108.00	76548
OBSERVADO	-99.98	21.93	27.8	58.1	3.0	90.00	76581
NO-ASIMILADO	-99.98	21.93	24.83	67.09	4.13	119.31	76581
ASIMILADO	-99.98	21.93	27.40	59.73	2.96	89.93	76581

Tabla 3.2.- Valores puntuales de temperatura (TMP), humedad relativa (HR), rapidez (MGT) y dirección del viento para las estaciones 76256, 76305, 76423., 76640, 76737, 76743, 76750, 76692, 76499, 76548 y 76581, para los puntos de malla más próximo con y sin asimilación para las 000 GMT del 1 de julio de 1999.

Para los datos de radiosondeos se utilizó un radio de influencia de 240 km para analizar las mismas variables meteorológicas de las estaciones de superficie. El objetivo principal es ver el impacto que tendríamos al incorporar los perfiles verticales de temperatura, humedad y viento, en el transporte vertical de calor y humedad, que podría reflejarse en los campos de precipitación más próximos a los observados.

En las figuras 3.5 y 3.6 se muestran los sondeos con asimilación, sin asimilación y observado para Torreón y Mazatlán, respectivamente. Se puede notar subjetivamente que al asimilar las observaciones mejoran significativamente las condiciones iniciales de los perfiles de humedad, temperatura y viento comparado con el perfil no asimilado, principalmente en los niveles bajos, donde el efecto de bombeo de Ekman es crucial para el transporte de humedad para los altos niveles de la atmósfera. Las tablas 3.3 y 3.4 muestran los valores interpolados de radiosondeo para niveles presión de las estaciones de Torreón y Mazatlán.

Por lo tanto, al incorporar los datos de las estaciones, las condiciones iniciales de los campos de temperatura, humedad y viento mejoran significativamente, tanto en superficie como en altura, y por lo tanto es de esperar que los campos simulaciones sean mejores para el periodo analizado.

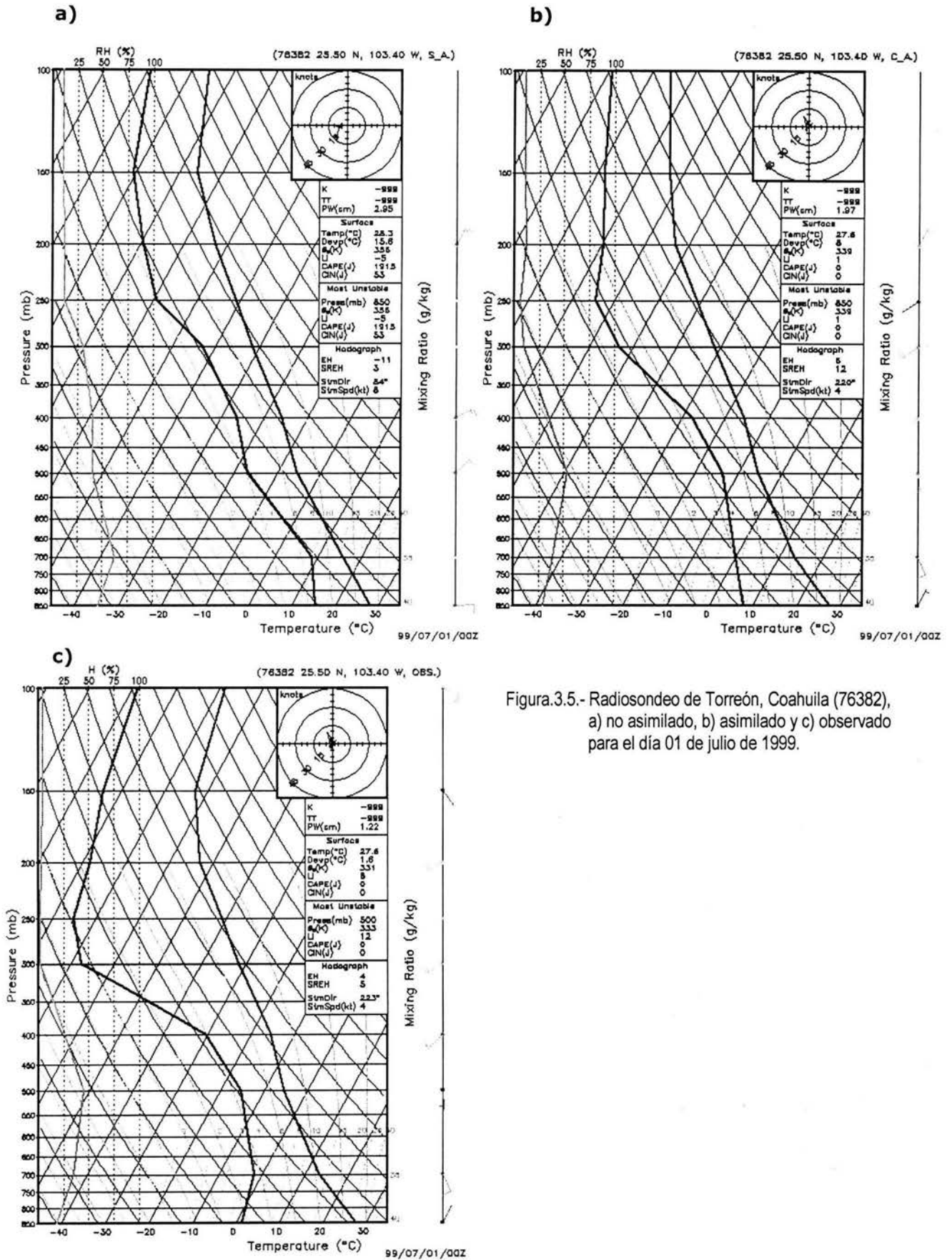
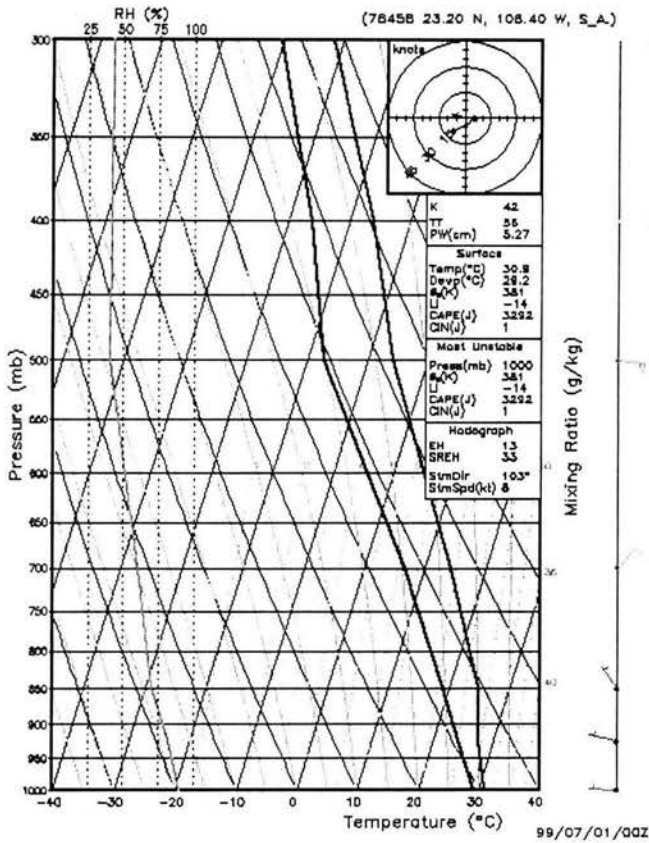
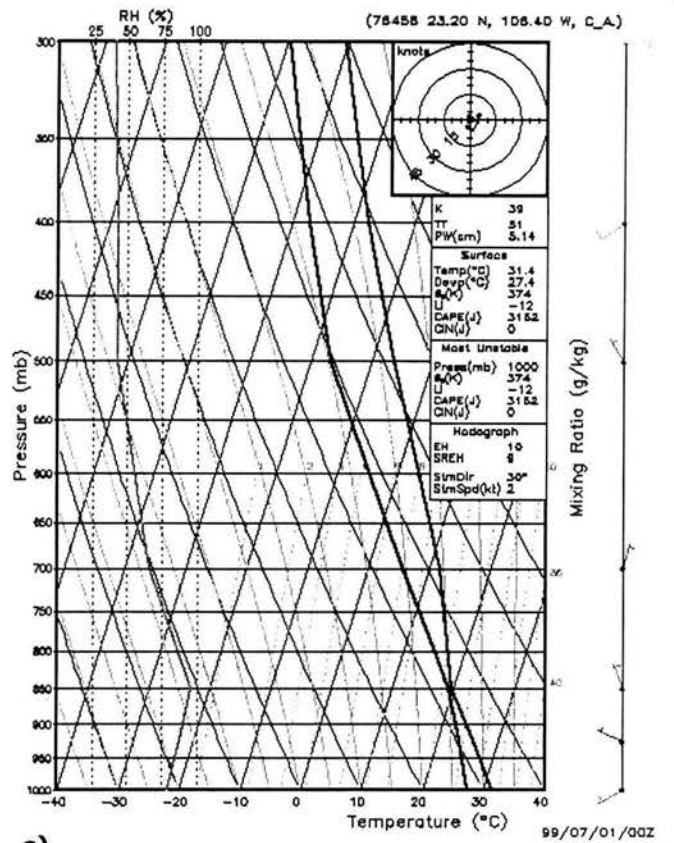


Figura.3.5.- Radiosondeo de Torreón, Coahuila (76382), a) no asimilado, b) asimilado y c) observado para el día 01 de julio de 1999.

a)



b)



c)

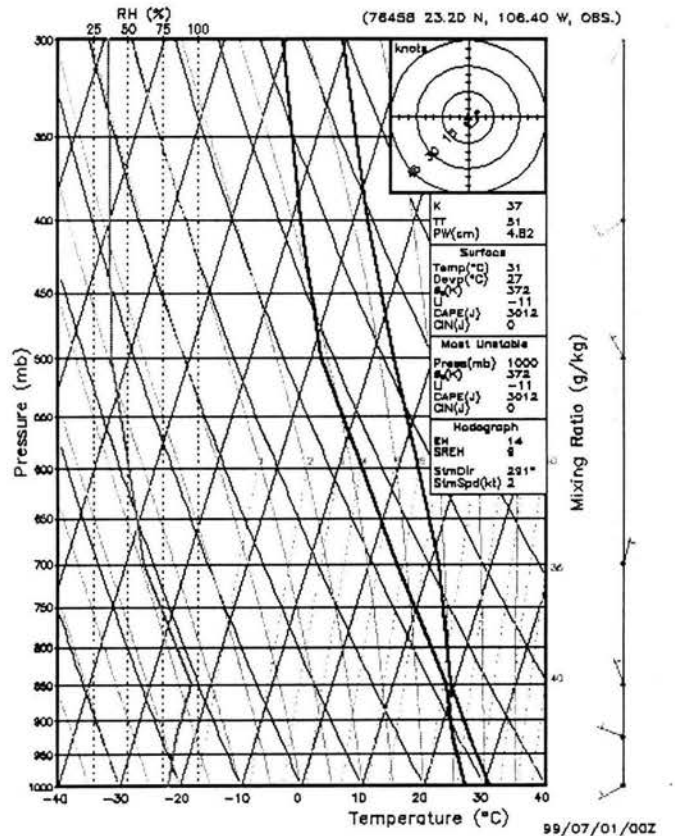


Figura 3.7.- Igual que la figura 3.5, pero para Mazatlán, Sinaloa (76458) para el día 01-07-99.

DATO	LEV	TMP	HR	TD	DR	MG
OBSERVADO	850	27.6	14	1.6	30	1.5
ASIMILADO	850	27.6	24	8	28	1.5
NO_ASIMILADO	850	28.3	41	15.6	87	3.8
OBSERVADO	700	13.4	30	-1.6	155	5.6
ASIMILADO	700	13.5	34	0.1	154	5.5
NO_ASIMILADO	700	15.8	59	8.8	53	5.5
OBSERVADO	500	-5.3	40	-15.3	175	2.5
ASIMILADO	500	-5.4	49	-13.3	173	2.5
NO_ASIMILADO	500	-5.4	36	-16.6	46	6.4
OBSERVADO	400	-15.3	22	-30.3	225	6.6
ASIMILADO	400	-15.4	31	-27.4	224	6.5
NO_ASIMILADO	400	-15.8	36	-26.1	61	8.3
OBSERVADO	300	-31.5	1	-67.5	235	8.7
ASIMILADO	300	-31.4	7	-53.4	235	8.7
NO_ASIMILADO	300	-31.5	27	-43.1	42	6.7
OBSERVADO	250	-41.1	0	-75.1	235	12.2
ASIMILADO	250	-41	5	-64.3	235	12.2
NO_ASIMILADO	250	-41	10	-59.4	28	7.7
OBSERVADO	200	-53.1	2	-78.1	240	15.3
ASIMILADO	200	-53.1	10	-69.6	25	9.4
NO_ASIMILADO	200	-52.8	10	-69.3	28	9.3
OBSERVADO	150	-63.1	3	-84.1	145	1.5
ASIMILADO	150	-63.2	10	-78.2	146	1.4
NO_ASIMILADO	150	-65.9	10	-80.6	27	8.8

Tabla 3.3.- Datos de las condiciones iniciales correspondientes al radisondeo de Torreón, Coahuila (76382) para el día 01-07-99.

DATO	LEV	TMP	HR	TD	DR	MG
OBSERVADO	1000	31.0	79	27	240	3.1
ASIMILADO	1000	31.4	76	27.4	240	3.1
NO_ASIMILADO	1000	30.9	89	29.2	272	3.7
OBSERVADO	925	25.3	87	22.5	290	3.4
ASIMILADO	925	25.9	86	23.8	294	2.1
NO_ASIMILADO	925	27.6	79	24.3	283	2.4
OBSERVADO	850	19.6	95	18.9	340	3.6
ASIMILADO	850	19.9	95	19.3	340	3.6
NO_ASIMILADO	850	25	66	19.2	327	2.4
OBSERVADO	700	11.6	62	4.6	15	2.5
ASIMILADO	700	11.8	62	5.7	16	2.6
NO_ASIMILADO	700	14.3	55	6.7	43	5.1
OBSERVADO	500	-6.3	37	-18.3	330	3.1
ASIMILADO	500	-6.3	38	-16.8	330	3
NO_ASIMILADO	500	-5.9	36	-17.2	95	7.4
OBSERVADO	400	-17.5	33	-28.5	235	5.6
ASIMILADO	400	-17.5	38	-27.1	234	5.5
NO_ASIMILADO	400	-16.1	37	-26.2	85	8.9
OBSERVADO	300	-30.5	33	-40.5	205	17.9
ASIMILADO	300	-30.4	37	-39.4	79	12.1
NO_ASIMILADO	300	-31.6	39	-40.1	79	11.8

Tabla 3.4.- Igual que la tabla 3.3, pero para Mazatlán, Sinaloa (76458).

4 RESULTADOS

En este capítulo se presenta un análisis de las condiciones sinópticas que prevalecieron para el periodo del 01 al 10 de julio de 1999 y se compararon los resultados simulados por el modelo MM5 con los valores registrados por la red de estaciones sinópticas de superficie.

4.1 Condiciones sinópticas

El régimen atmosférico en nuestro país varía estacionalmente y en verano es afectada por sistemas tropicales (huracanes, ondas del este, zona intertropical de convergencia y el Monzón Mexicano). Sin embargo factores tales como la topografía, uso de suelo y la presencia de mares también son determinantes para el clima de la región (Vinning y Griffiths, 1985). Un régimen atmosférico típico está conformado por la interacción océano-atmósfera-continente, es el monzón Mexicano que ocurre en la región del noroeste de México. En la figura 4.1 se muestra el esquema del monzón Mexicano y algunos sistemas convectivos, que son un excelente ejemplo de los sistemas de mesoescala para la temporada de verano. Estos sistemas convectivos de mesoescala están asociados a distintos procesos atmosféricos tal como, la estabilidad atmosférica, el forzamiento topográfico y la advección de aire húmedo sobre continente, como en las regiones noroeste y la vertiente del Golfo de México.

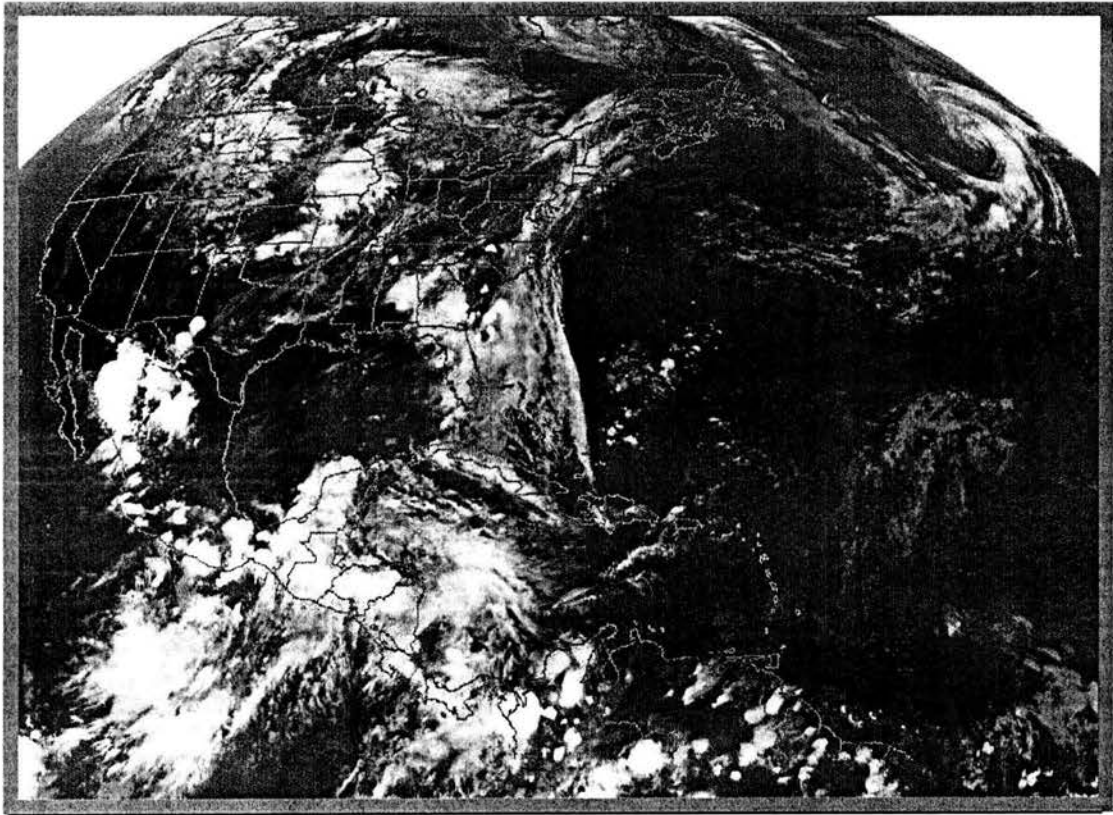


Figura 4.1 Procesos convectivos representativos de verano para México (Imágen IR).

Para obtener los principales sistemas o patrones de circulación que determinaron la dinámica para el periodo de análisis, se obtuvo el promedio de la presión reducida al nivel del mar y el campo de vientos a 1000 hPa a partir de los datos de reanálisis del NCEP (Fig. 4.2). Se observa que un sistema de alta presión en superficie controla de manera directa la circulación del campo de viento y las áreas de baja presión sobre la parte noroeste de la República Mexicana. Este patrón sinóptico permite la afluencia de aire húmedo sobre continente.

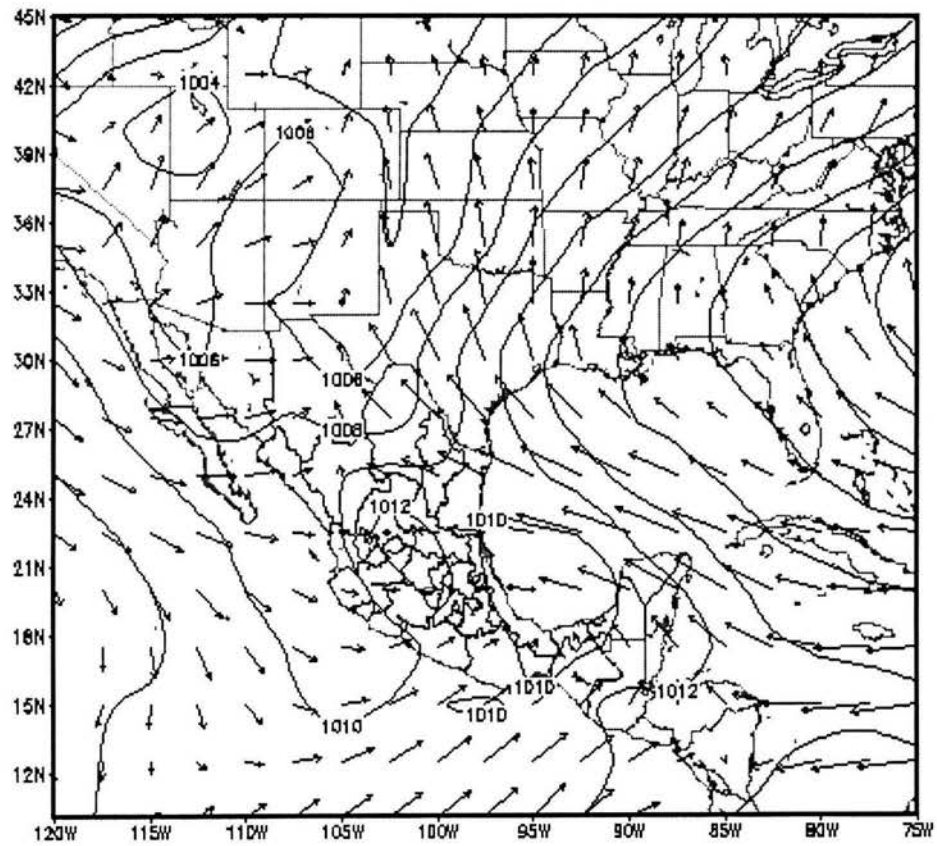


Figura 4.2 Promedio del campo de viento (m/s) a 1000 hPa y presión reducida al nivel del mar (hPa) (REANÁLISIS/NCEP) para el periodo comprendido del 01 al 10 de julio del 1999.

4.2 Información meteorológica y metodología

a) Datos meteorológicos

Como se mencionó anteriormente, para el presente análisis comprendido del 01 al 10 de julio de 1999, se obtuvieron los valores interpolados de temperatura del aire, humedad relativa y viento próximos a la superficie, y precipitación simulados por el MM5 a los puntos de la ubicación de las estaciones sinópticas. Cabe mencionar, que la temperatura del aire simulada más próxima a la superficie se encuentra en el nivel sigma que equivale aproximadamente a 40 metros de altitud. Se tomaron los datos observados de temperatura, precipitación, magnitud y dirección del viento de las estaciones meteorológicas, mientras que la humedad relativa fue estimada a partir de la temperatura ambiente y temperatura del punto de rocío a las horas 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 y 21 Z de la red de estaciones sinópticas.

b) Metodología

Para evaluar las simulaciones del modelo, se calcularon distintos índices estadísticos (índice de correlación, error cuadrático medio y desviación estándar, Gandin, L. S., 1965). Como mostró Stockle (1996), el cálculo de medidas descriptivas de la diferencia entre los valores observados y simulados son herramientas útiles para verificación de un modelo.

Se utilizó el índice de correlación (r) entre los valores observados y los valores simulados con asimilación y sin asimilación por el modelo MM5 para cada una de las estaciones sinópticas seleccionadas. Este consiste en determinar la variación conjunta de los valores observados con los simulados, para obtener su grado de relación que es denominado coeficiente o índice de correlación. La función es válida, si hay seguridad de que existe un alto grado de correlación entre las variables indicado por el coeficiente de correlación. Claro está, que una alta correlación no es condición suficiente para que el modelo sea satisfactorio o no (Córdova, 1995), ya que indicará únicamente la habilidad del modelo en seguir el comportamiento de los valores observados. Se utilizó también, la medida descriptiva propuesta por Stockle (1996): la raíz cuadrada del error medio (RMSE) que es el grado de dispersión que hay entre los valores observados y simulados, para las estaciones sinópticas que tienen una serie de datos más representativos para este periodo.

4.3 Análisis de temperatura, humedad y viento

Primeramente, se analizan los datos de temperatura y humedad observados, y simulados durante todo el periodo de estudio para los diferentes horarios: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 y 21 Z. De las diferencias entre las variables observadas (OB) y simuladas con asimilación (CA) y sin asimilación (SA), se nota que aunque el error está dentro del rango considerado para las estaciones (tabla 3.1), no se observa un error homogéneo las estaciones. Sin embargo, el error en la temperatura es mucho mayor para las simulaciones SA (tabla 4.1). Mientras que para la humedad relativa el error CA disminuye ligeramente, pero se mantiene sobre el 50 % para algunas estaciones próximas a zonas áridas como la 76423 (Durango). Por otro lado en las estaciones ubicadas en zonas más húmedas 76692 (Veracruz) el error CA es menor. El valor de la raíz cuadrática media (RMSE), nos indica que la mayor dispersión entre los valores observados y simulados, se presenta en las estaciones ubicadas en regiones montañosas como la estación 76471 (Zacatecas) y 76687 (Jalapa), mientras que para estaciones ubicadas en regiones áridas, tales como, la estación 76225 y 76423 (Chihuahua y Durango, respectivamente) el porcentaje es mucho menor (tabla 4.2 y figura 3.2b).

Analizando los coeficientes de correlación obtenidos para cada estación, se observa que éstos son muy bajos, excepto para las estaciones 76423 y 76644 correspondientes a Durango y Mérida, donde alcanzan los 0.86 y 0.84, mientras que en las demás estaciones r oscila entre 0.1 y 0.6 (tablas 4.1 y 4.2).

Debe ser mencionado que estas diferencias pueden ser el efecto de que los valores simulados son interpolados del primer nivel sigma del modelo, que en promedio esta a unos 40 metros de altura con respecto a superficie terrestre local.

Estación	Región	RMSE	RSME	r	r
		OB_CA (°C)	OB_SA (°C)	OB_CA (°C)	OB_SA (°C)
76225	Chihuahua	3.59210	4.22197	0.59238	0.71932
76423	Durango	4.67369	5.35560	0.72179	0.54263
76471	Zacatecas	3.68290	3.81893	0.62665	0.62346
76644	Mérida	2.22228	2.26927	0.86212	0.84540
76687	Jalapa	2.40378	2.55382	0.58184	0.50748
76692	Veracruz	1.76563	1.92742	0.78558	0.76625
76743	Villahermosa	4.05965	4.43125	0.86746	0.84946
76805	Acapulco	4.28727	4.36929	0.68769	0.65319
76843	Campeche	3.38973	4.02956	0.80122	0.79523

Tabla 4.1. Índices de correlación (r) y error (RSME) entre la temperatura observada (OB) y estimada con asimilación (CA) y sin asimilación (SA).

Estación	Región	RMSE _{OB_CA} (%)	RSME _{OB_SA} (%)	r _{OB_CA} (%)	r _{OB_SA} (%)
76225	Chihuahua	5.89919	6.43888	0.61064	0.56110
76423	Durango	10.2806	12.1629	0.84580	0.81949
76471	Zacatecas	18.5038	18.7720	0.78885	0.74061
76644	Mérida	10.4432	10.9205	0.74781	0.73890
76687	Jalapa	11.5162	11.7240	0.66704	0.65237
76692	Veracruz	17.9610	18.6911	0.13753	0.11358
76743	Villahermosa	15.3056	17.1384	0.69282	0.66446
76805	Acapulco	13.0545	12.5325	0.57199	0.51784
76843	Campeche	13.2423	13.7127	0.68520	0.67833

Tabla 4.2. Índices de correlación (r) y error (RSME) entre la humedad relativa observada (OB) y estimada con asimilación (CA) y sin asimilación (SA).

La serie de tiempo de la temperatura del aire observada y simulada, para las estaciones que muestran mayor discrepancia con respecto a lo observado, son Mérida, Durango y Jalapa (Figs. 4.3, 4.4 y 4.5 respectivamente).

Los índices calculados sugieren que los errores más bajos se dan en algunas estaciones que se encuentran en las regiones áridas y que los valores simulados no siempre se aproximan a la temperatura y humedad observada. En las estaciones ubicadas en zonas montañosas es notoria la diferencia entre las temperaturas observadas y simuladas especialmente en la estación de Jalapa (Fig. 4.4), debido a que existe cierta diferencia de altura al parecer significativa entre los datos observados e interpolados del modelo (aunque la temperatura simulada sigue la tendencia).

En todos los casos las temperaturas simuladas están por debajo de las observadas, mientras que para el campo de humedad ocurre lo contrario (Figs. 4.3, 4.4 y 4.5). Las temperaturas que se registran en algunas estaciones por debajo de lo normal, se podrían ajustar, con métodos de gradientes térmicos $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$. Sin embargo esto es contradictorio para las estaciones ubicadas al nivel de mar, tal como, la 76644, 76805 y 76843 correspondientes a Mérida, Acapulco y Campeche, ya que el modelo también encuentra una altitud mayor que la observada. Así, la posible causa de la diferencia entre la temperatura observada y pronosticada por el modelo podría estar relacionada a diferencias de altitud y la calidad de los datos observados.

La figura 4.6 presenta la magnitud y dirección de viento en superficie para la estación de Mérida, Yucatán (76644), ya que es la que tiene una serie de datos más completa para todo el periodo. En general se puede observar que existe una mejoría en la dirección del viento, mientras que para la intensidad eso no ocurre, debido a que las diferencias encontradas al realizar el control de calidad entre los datos de reanálisis y observados son mayores en la magnitud del viento.

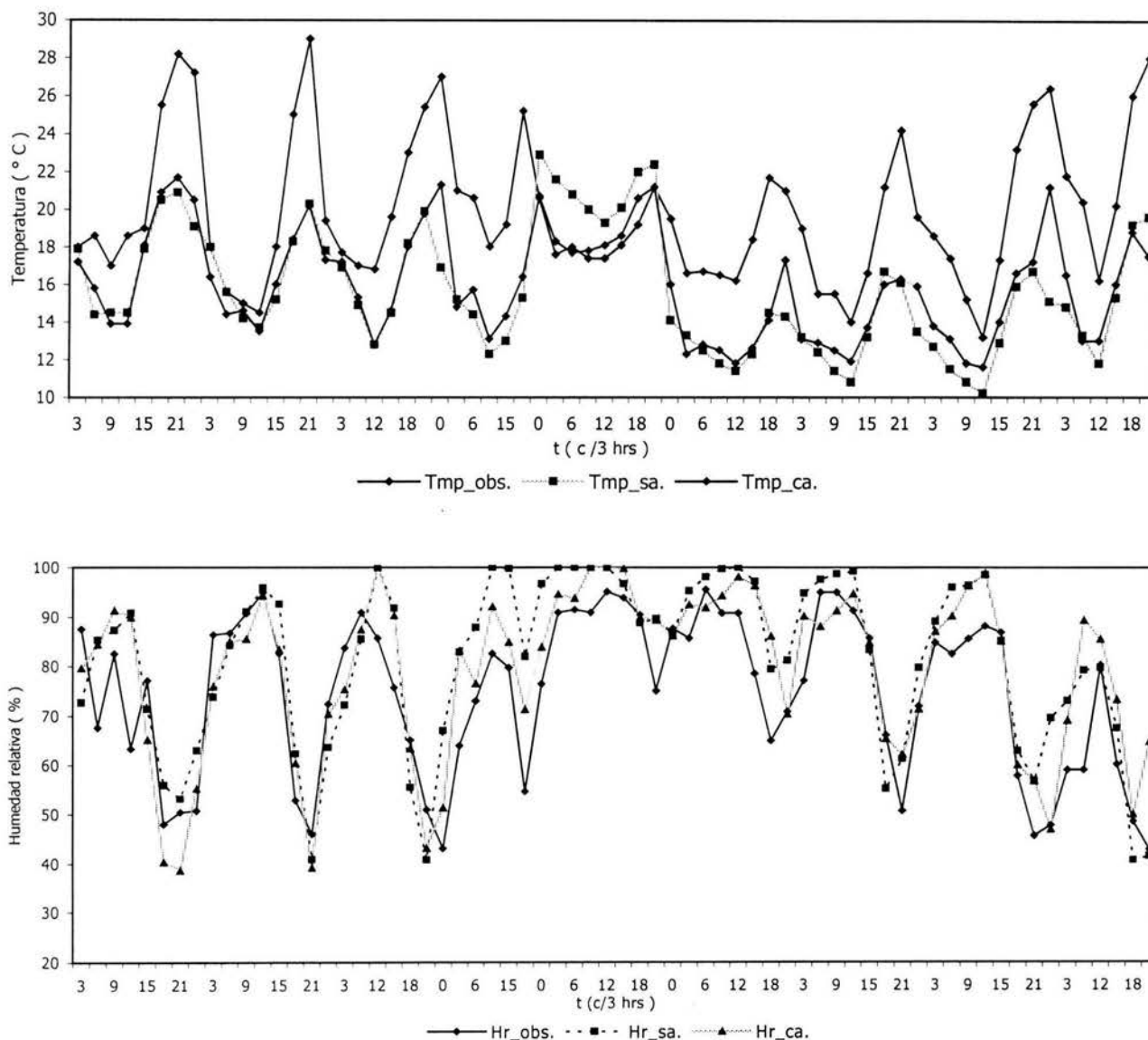


Figura 4.3 Variación de temperatura superficial (°C) y humedad relativa (%) cada 3 horas entre los datos observados y los datos generados por el MM5 para la estación 76423 (Durango), correspondiente al periodo del 01 al 10 de julio de 1999.

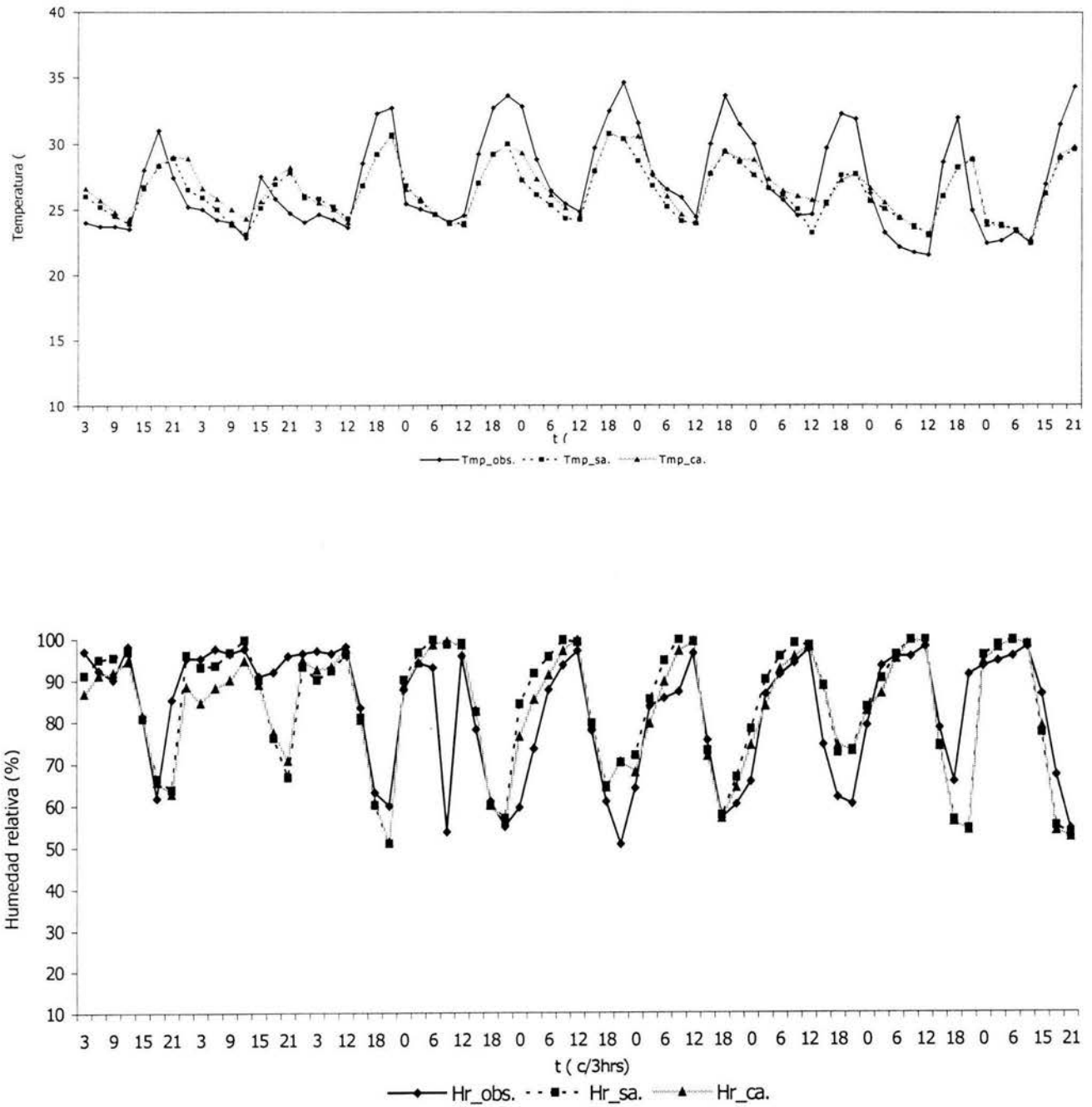


Figura 4.4. Igual a la figura 4.3, para la estación 76644 (Mérida).

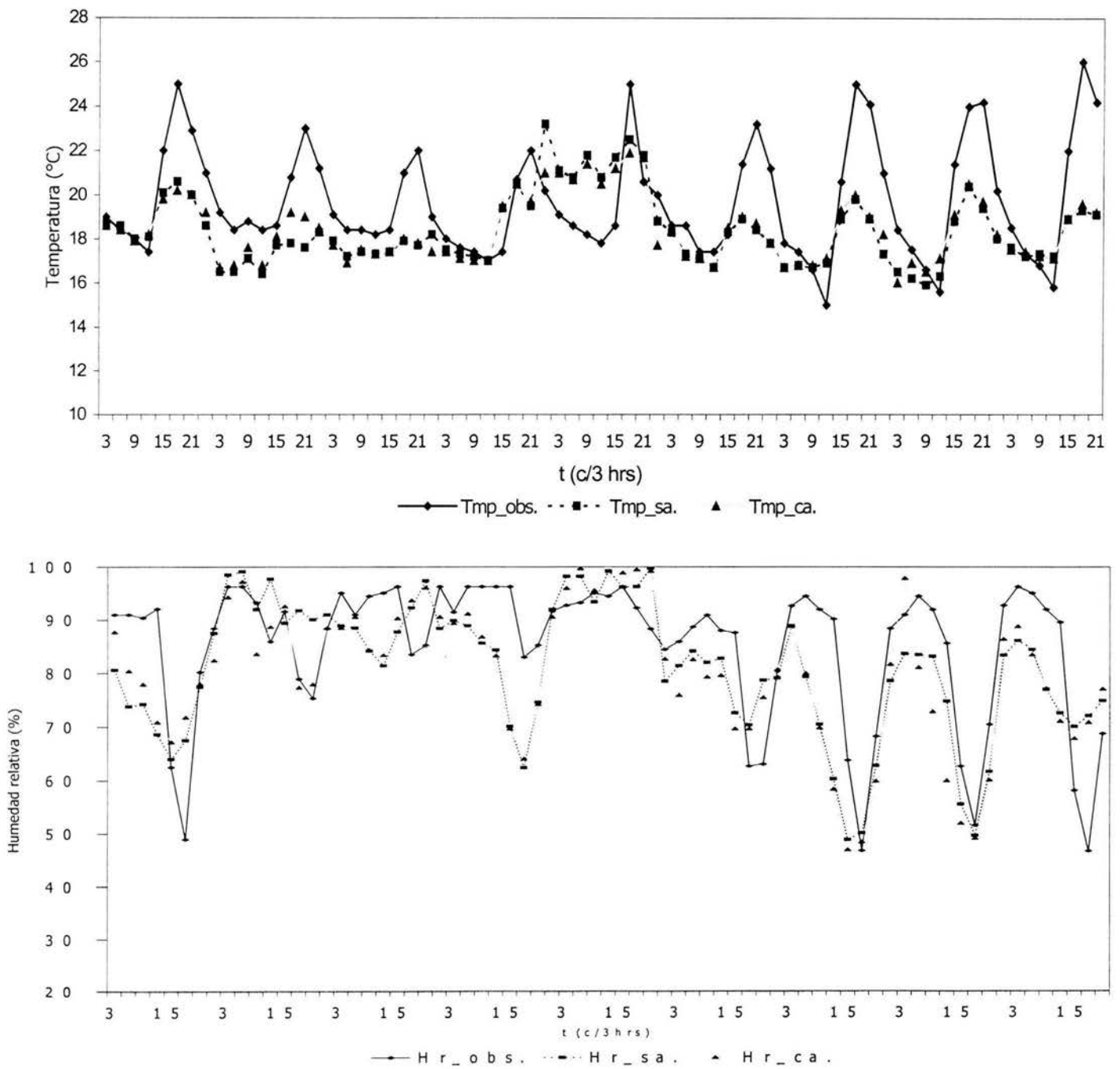


Figura 4.5 Igual a la figura 4.3, para la estación 76687 (Jalapa).

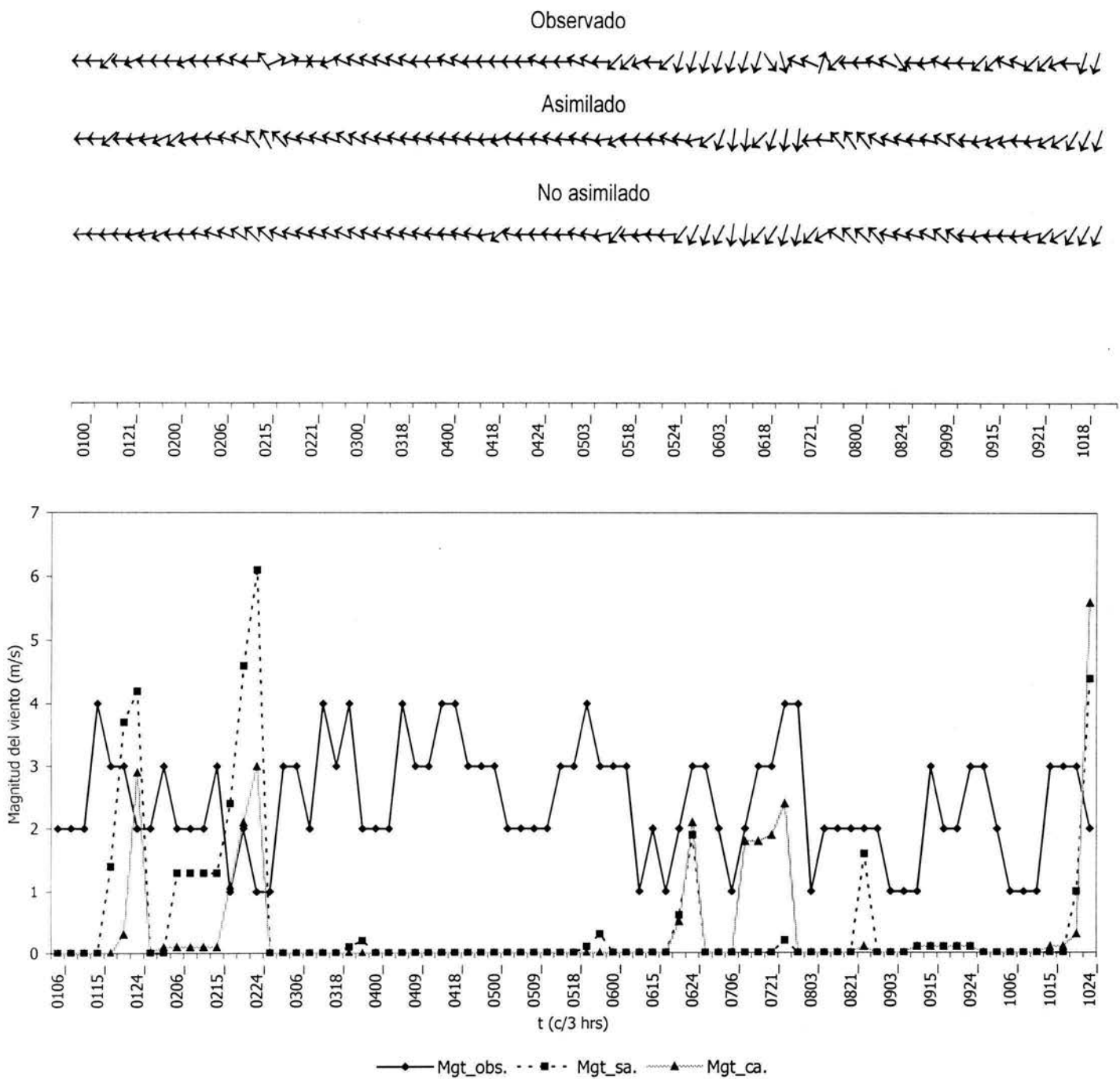


Figura 4.7. a) Variación de la dirección (grados) y b) magnitud del viento (m/s) cada 3 horas entre los datos observados y los generados por el MM5, para la estación 76644 (Mérida) correspondientes al periodo del 01 al 10 de julio de 1999.

4.3.1 Análisis de precipitación

Para el periodo de estudio se analiza solamente el radiosondeo correspondiente al aeropuerto del DF, ya que este se realiza cada 12 horas. Se observa, que a partir del nivel de 700 hPa las simulaciones de la temperatura y humedad se aproximan a lo observado, aunque con asimilación mejoran significativamente para todo el periodo (Fig. 4.7). Se debe esperar entonces, que los campos verticales de humedad y temperatura son mejor aproximados por la asimilación y reflejarse por tanto en los campos de precipitación.

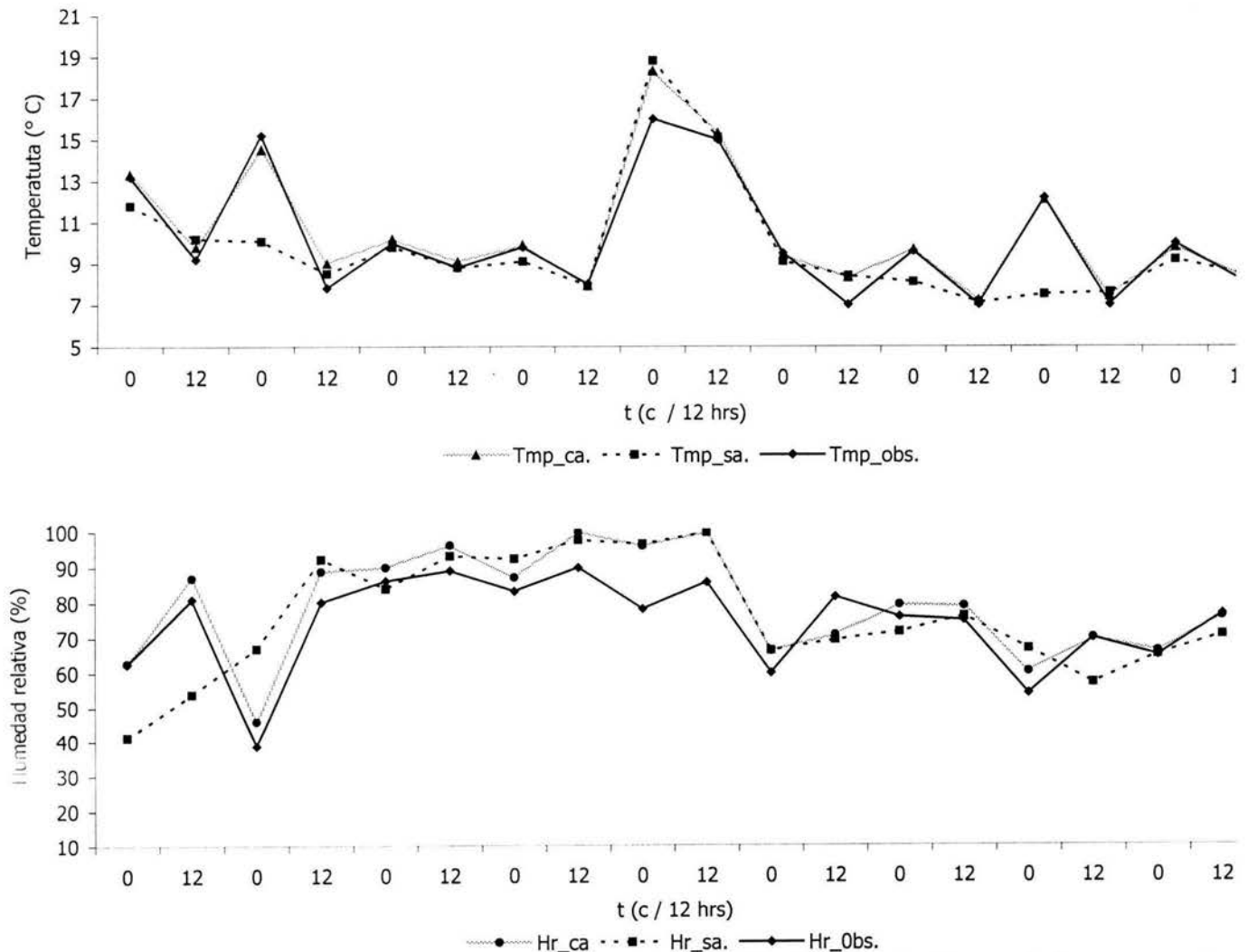
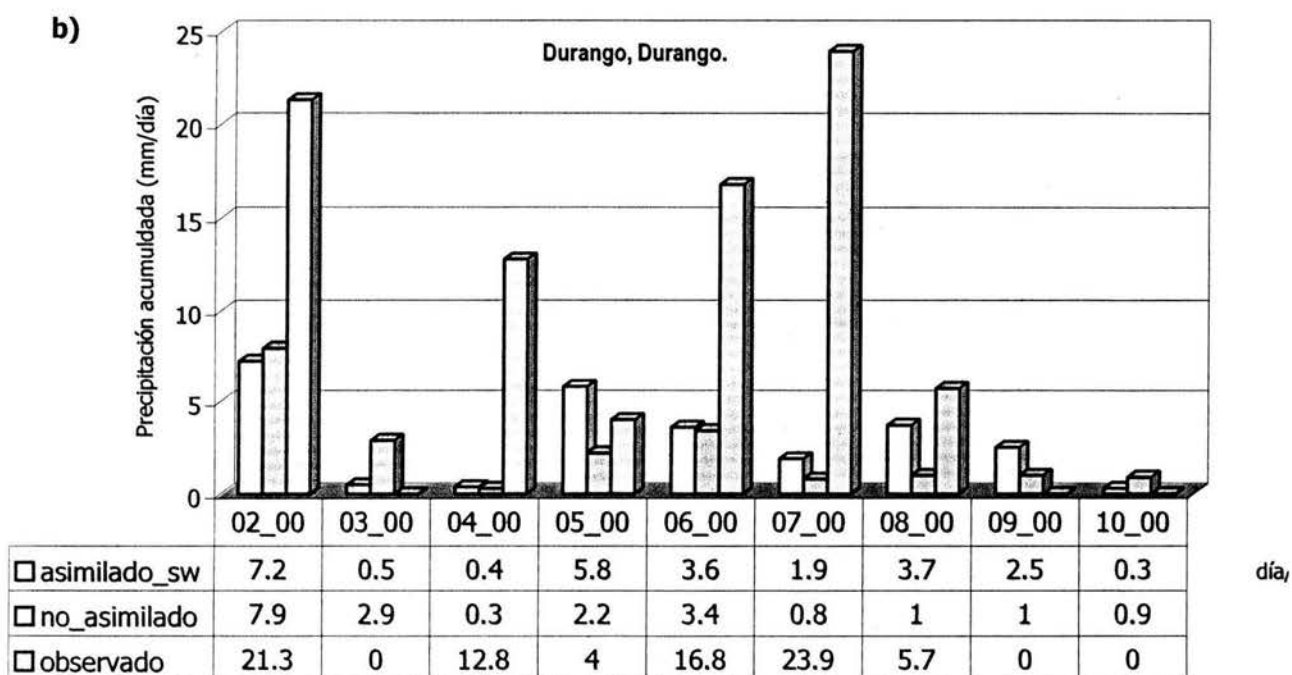
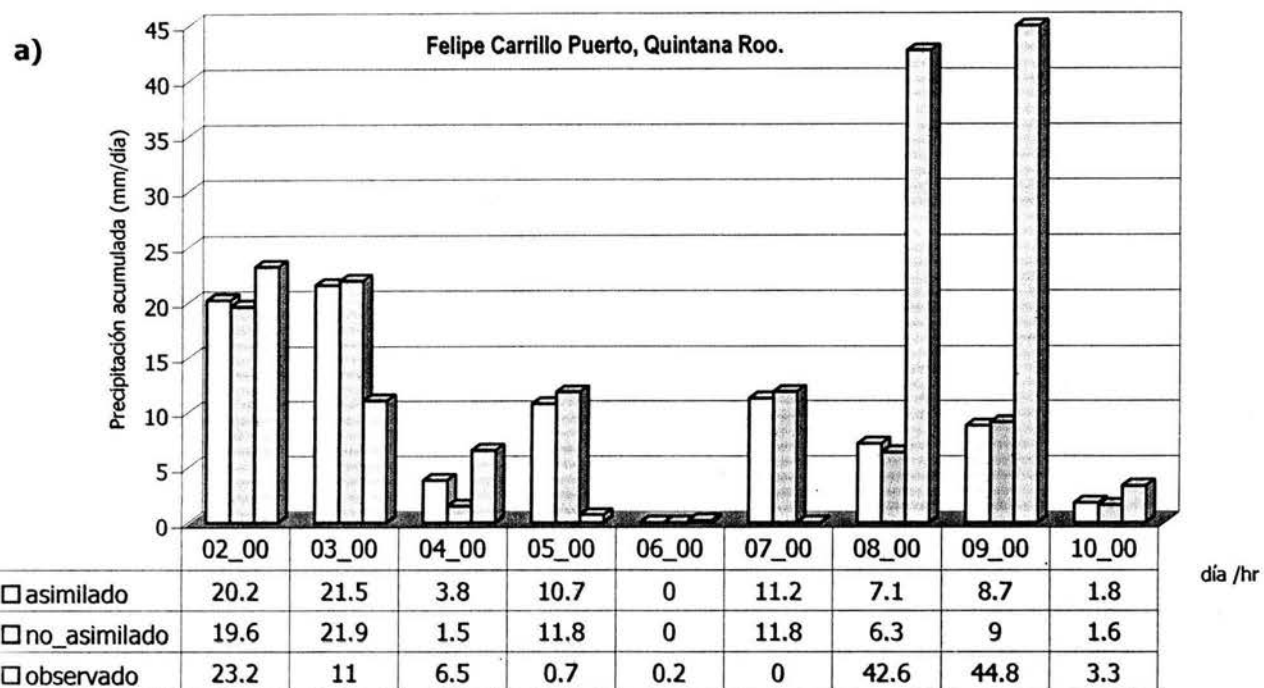
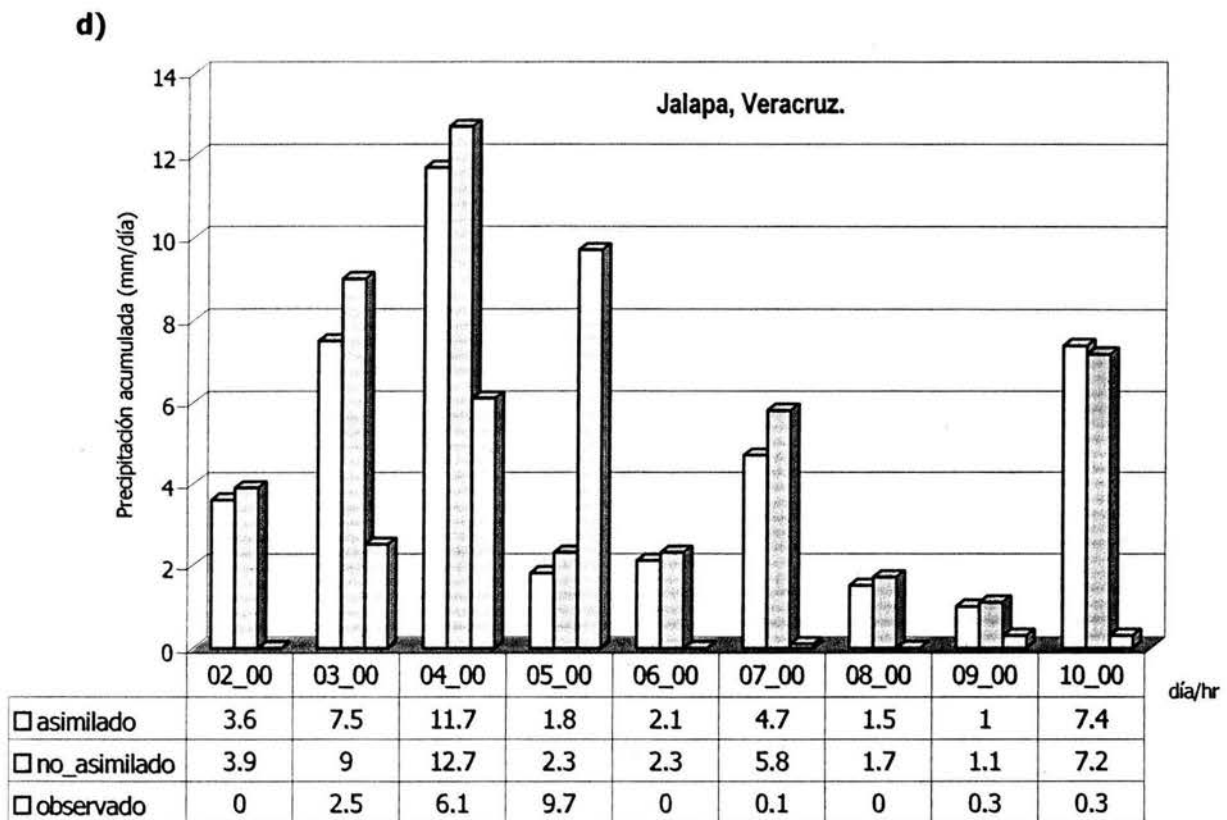
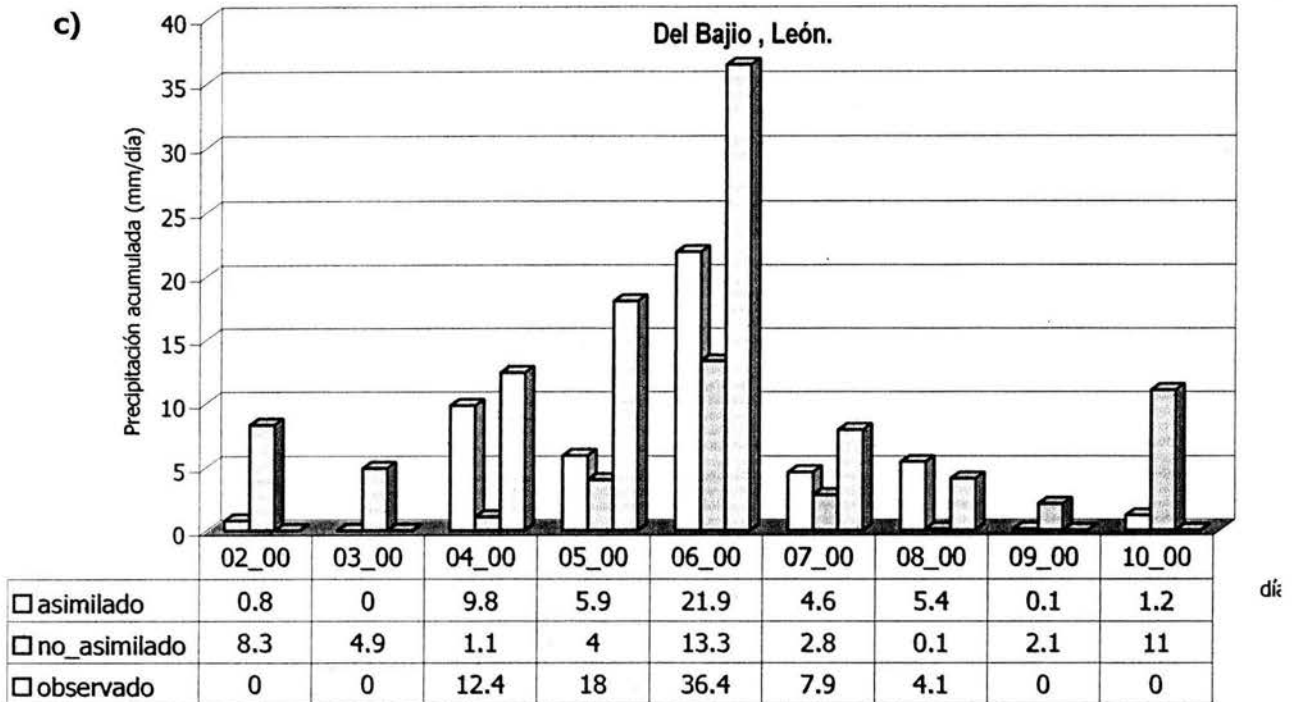


Figura 4.8 Variación de temperatura (°C) y humedad relativa (%) a 700 hPa cada 12 horas entre los datos observados y los datos generados por el MM5, para la estación 76679 correspondiente al periodo del 01 al 10 de julio de 1999.

Al comparar los campos de precipitación observados y simulados por el MM5, se observa una mejoría cualitativa en el patrón lluvia para la mayoría de las estaciones al realizar asimilación (Fig. 4.8), mientras que su cuantificación no presenta una clara tendencia de subestimar o sobrestimar.





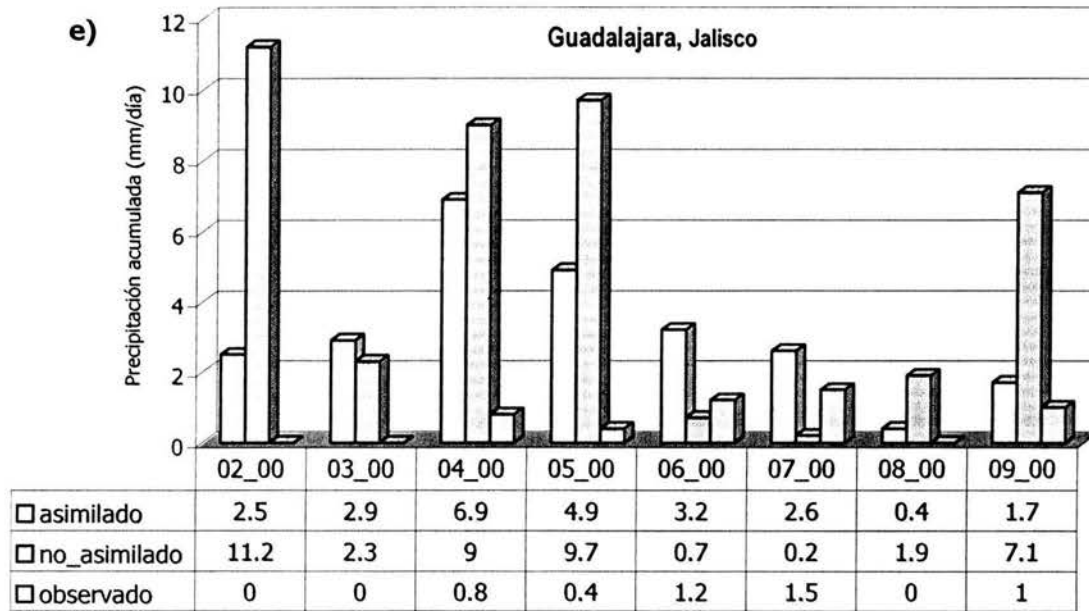


Figura 4.9 Precipitación acumulada en 24 horas observada y simulada para las estaciones correspondiente a todo el periodo de estudio, a)76698 (Felipe Carrillo); b)76423(Durango); c) 76577 (Del Bajío); d) 76687 (Jalapa) y e) 76612 (Guadalajara).

4.4 Estudio de caso

De los análisis anteriores, podemos concluir que debido a la gruesa resolución de los datos de entrada generar el primer campo, la falta de una red de estaciones que conformen una buena base de datos y que los sistemas convectivos de la temporada de verano no son dinámicamente organizados, los resultados muestran únicamente una aproximación, por lo cual se propone realizar un análisis con una mejor resolución espacial y un sistema más organizado, correspondiente a la temporada invernal, como lo es un sistema de latitudes medias.

Se simula un estudio de caso con alta resolución correspondiente al día 30 de marzo del 2003, en el que se presentan fuertes precipitaciones pluviales en la ciudad de México.

Para este estudio de caso se hace una validación simple del campo de precipitación con datos de la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (DGCOH), siendo ésta una variable difícil de pronosticar debido a los distintos procesos que la originan y de gran interés en el campo de la protección civil, por los problemas de inundación que se presentan en la temporada de lluvias en la ciudad de México.

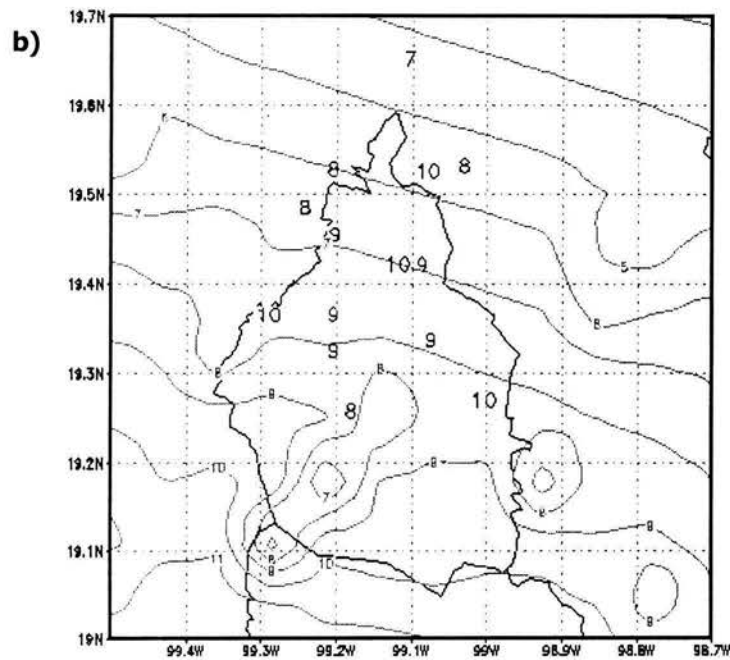
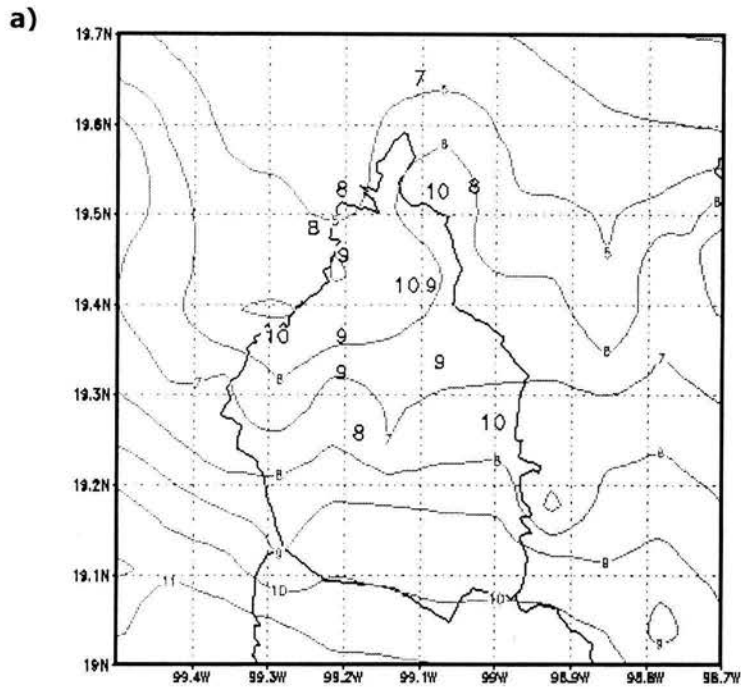
Utilizando la misma técnica de asimilación, se realiza una corrida a 24 horas, con una resolución espacial de 8 km entre cada punto de malla, considerando el método de interpolación objetiva mencionada en el capítulo dos, para combinar los datos de temperatura, humedad, magnitud y dirección del viento de la Red Automática de Monitoreo Atmosférico (RAMA), con las condiciones iniciales generadas por el modelo de mesoescala MM5-V3 a partir de los datos del modelo global de Aviación (AVN).

4.4.1 Condiciones iniciales

En la figura 4.14, se muestran las condiciones iniciales del campo de temperatura con asimilación y sin asimilación (Fig. 4.9b) para el primer nivel sigma del modelo, y los datos ploteados correspondientes a las observaciones de la RAMA, observando una mejoría significativa con asimilación (Fig. 4.9a), ya que las isotérmicas del primer análisis se aproximan más a los datos observados, con temperaturas hasta de 8 °C.

Por otro lado, en la figura 4.10a, se observa que el campo de humedad con asimilación se aproxima más a los datos observados, con valores por arriba del 80 %, teniendo así, un gran potencial para que se presenten lluvias, si se genera convección, sea libre o forzada, ésta última generada por la interacción entre la topografía y el campo de viento, que también mejora significativamente la condición inicial con asimilación, tanto en magnitud y dirección (Fig. 4.11a).

Las diferencias en las condiciones iniciales pueden ser generadas por el uso de suelo, ya que cada uno de estos elementos tienen distintos factores en el contenido de humedad e inercia térmica que pueden determinar las características físicas en el pronóstico del tiempo.

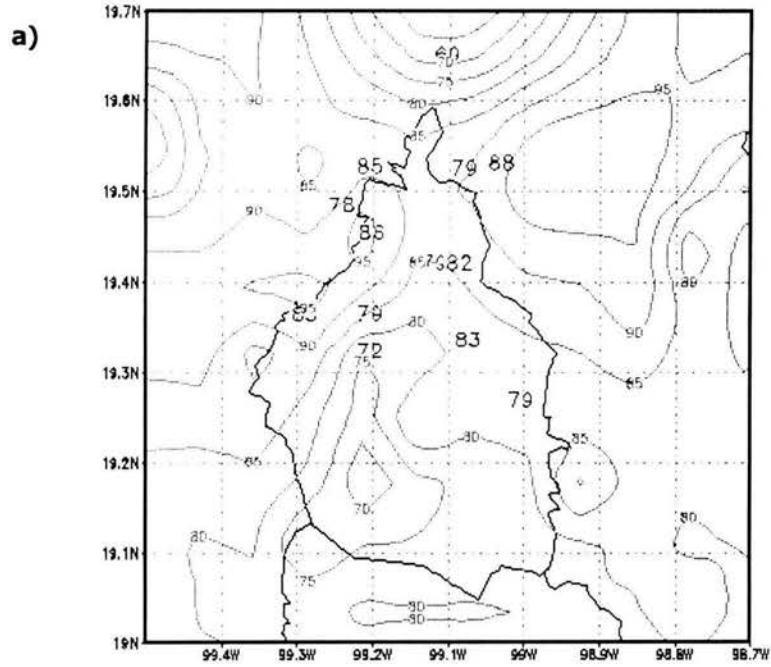


GRADS: COLA/16ES

2003-05-08-15:58

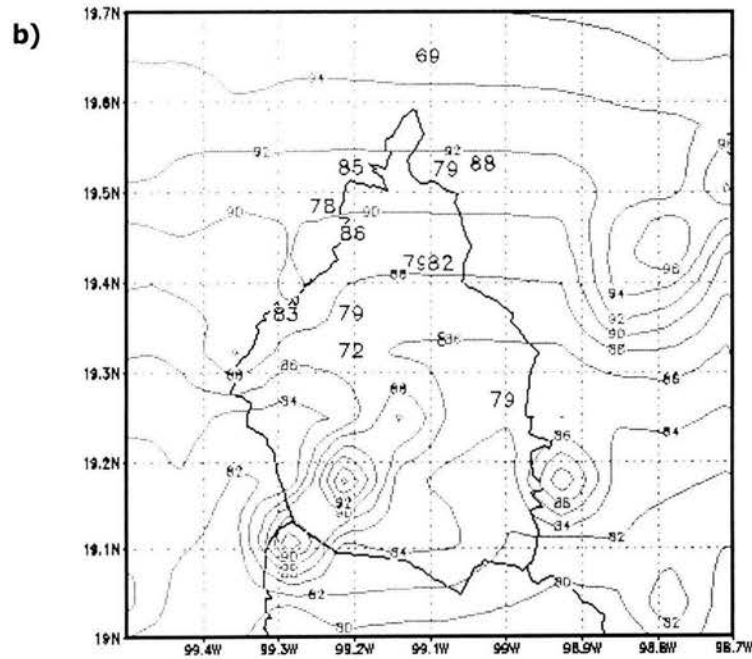
Figura 4.9.- Campo inicial de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a) asimilado y b) no asimilado correspondiente al día 30 de marzo del 2003.

• Corresponden a los datos observados de la RAMA.



QADS: COLA/IES

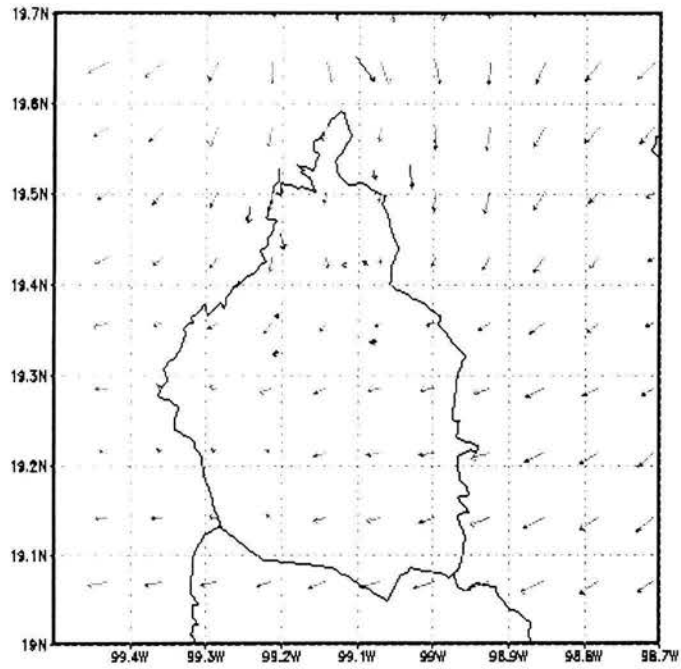
2003-05-09-13:52



QADS: COLA/IES

2003-05-08-17:06

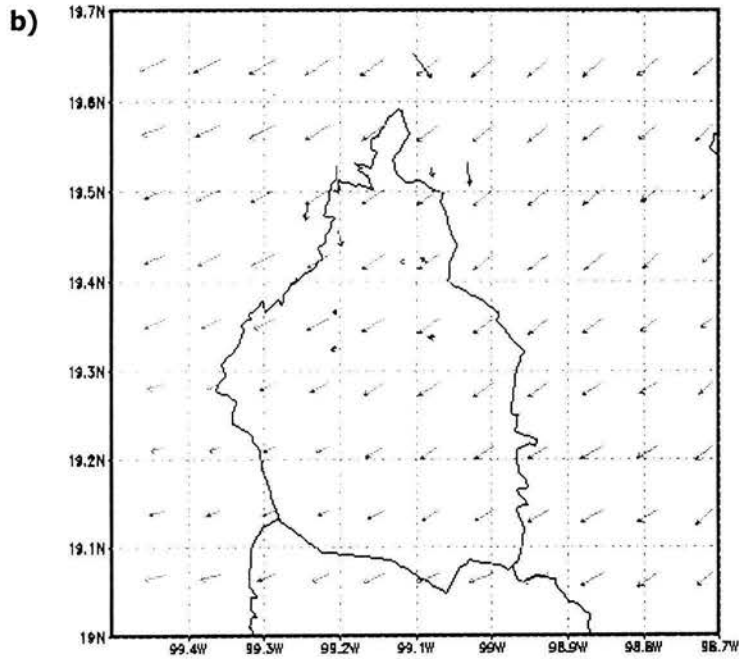
Figura 4.10.- Como en la Fig. 4.13. pero para humedad relativa (%).



GrADS: COLA/16ES

\bar{z}

2003-05-08-13:53



GrADS: COLA/16ES

\bar{z}

2003-05-08-15:50

Figura 4.11.- Como en la Fig. 4.13, pero para viento.
 → Corresponde a los datos observados de la RAMA.

4.4.2 Resultados

En la figura 4.12a, observamos que el patrón de precipitación con asimilación mejora sustancialmente y aunque desfasados, cuantitativamente también refleja los máximos de lluvia, que sin asimilación (Fig. 4.12b), registrándose los máximos de lluvia sobre la región de barlovento de la zona montañosa del Valle de México.

Así, un simple análisis subjetivo para este estudio de caso, presenta que la asimilación mejora significativamente las condiciones iniciales y el pronóstico del campo de precipitación tanto cuantitativamente como cualitativamente para sistemas bien organizados de invierno. Siendo también un resultado positivo, porque para esta resolución espacial un modelo de mesoescala, en general, tiende a nos ser tan preciso en el campo de precipitación.

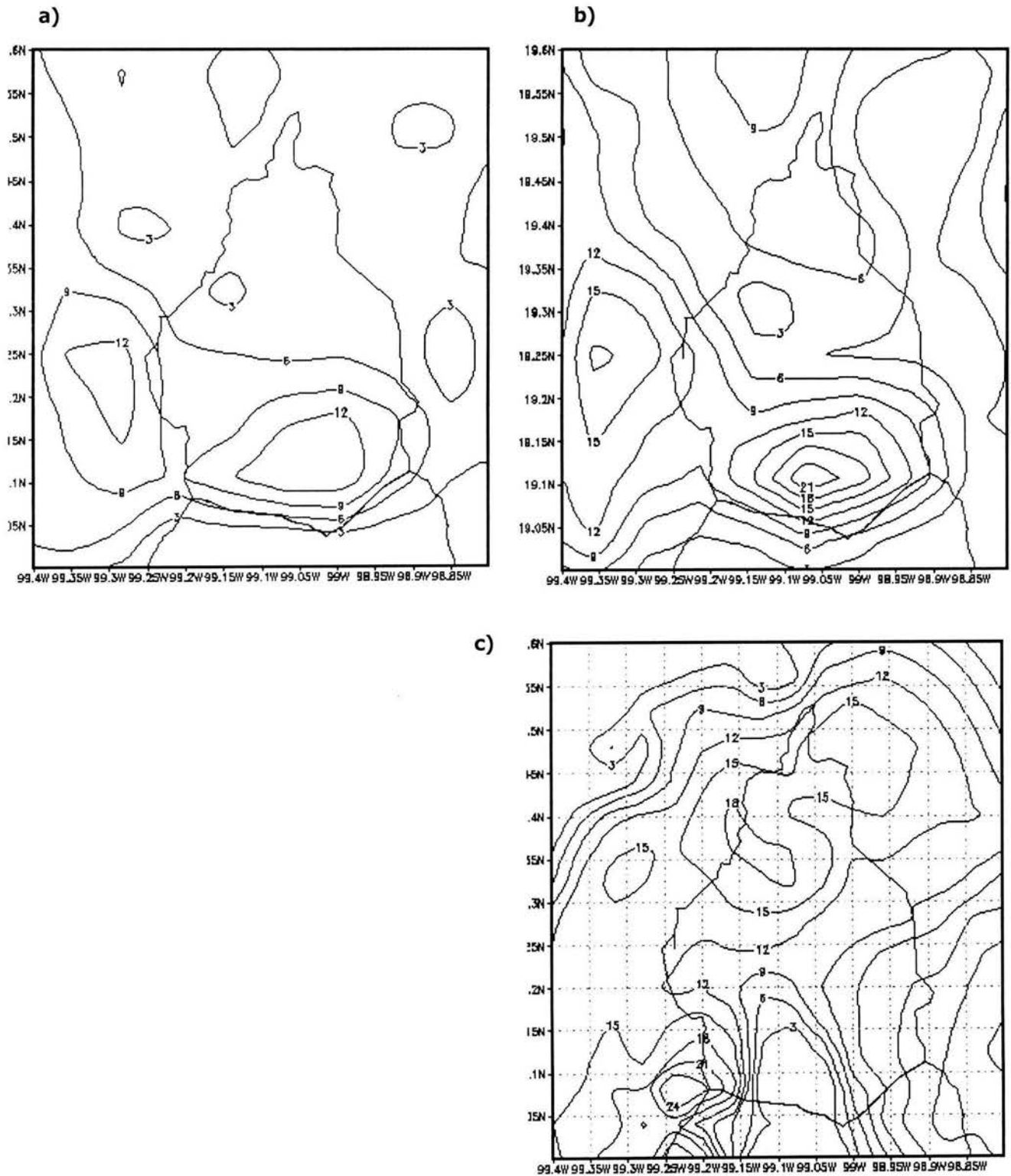


Figura 4.12.- Campo de precipitación acumulada simulado a 24 horas a) no asimilado, b) asimilado y c) observado correspondiente al día 30 de marzo del 2003.
 • Corresponden a los datos observados de la DGCOH.

5 DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El modelo de mesoescala MM5 del PSU/NCAR, ha sido utilizado como esquema de pronóstico numérico operativo del tiempo a corto plazo (hasta 48 horas) y en estudios de las circulaciones atmosféricas en México (Pérez, 1988; Hernández, 1999; Rivas, 2000), con resultados satisfactorios, aunque, los valores de los parámetros meteorológicos previstos cuando son comparados con las observaciones presentan discrepancias, debido a las condiciones iniciales y de frontera muy suavizadas provistas por los datos de reanálisis del NCEP o de los modelos globales de pronóstico del tiempo.

Este trabajo examina el impacto de la asimilación de datos y mejorar el pronóstico del tiempo a corto plazo sobre la República Mexicana. Para probar esto se utilizaron el periodo comprendido del 1 al 10 de julio de 1999 y un evento extremo de precipitación para el Valle de México.

De los resultados obtenidos en el presente estudio se pueden deducir las siguientes conclusiones y recomendaciones:

- Las simulaciones con asimilación realizadas por el modelo, presentan una sensible mejora en los valores de temperatura, humedad relativa y viento próximo a superficie cuando comparamos con los valores observados.
- Aunque las simulaciones del modelo reproducen el ciclo diurno de la temperatura en superficie, sus valores están por debajo de las observaciones mientras que la humedad es sobreestimada. Parte de estas diferencias puede ser explicada tomando en cuenta que la comparación simulación-observación está hecha tomando los valores de las variables simuladas del primer nivel sigma del modelo.
- Para una mejor evaluación de desempeño del modelo MM5, se requiere una mejor red de estaciones sinópticas, principalmente en las zonas costeras y montañosas, y desarrollar un esquema de verificación basadas en calificación (*scores*) para ajustar y descartar los errores sistemáticos. Se sugiere además el desarrollo de un esquema más sofisticado de control de calidad de datos meteorológicos específico para la red observaciones de México donde se tome en cuenta las características de la distribución espacial de las estaciones y efectos topográficos.

- Los resultados del análisis con una resolución espacial de 8 Km, mostró que la técnica de asimilación mejoró significativamente las condiciones iniciales y el pronóstico del campo de precipitación para una de simulación a 24 horas en ciertas regiones del Valle de México.
- Debemos de considerar que para el presente análisis se usaron datos de entrada de baja resolución y ciertas parametrizaciones que pueden reflejarse en los resultados, dada la resolución espacial utilizada en las simulaciones, así que se recomienda un estudio utilizando como campos de entrada, los datos del modelo de pronóstico de aviación (AVN), que tienen una resolución espacial de 1x1).
- Se recomienda realizar experimentos de asimilación de datos en cuatro dimensiones (nudging).

6 BIBLIOGRAFIA

- Anthes, R. A. y T. T. Warner. 1978. Development of hydrodinamical models suitable for air pollution y other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106 pp. 1045-1978.
- Anthes, R. A. 1983. Regional Models of Atmosphere in idle latitudes. *Mon, Wea. Rev.*, 111 pp. 1306-1335.
- Arakawua, A. 1966. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible. Part 1. *Jour. Comp. Phys.*, 1, 119-143.
- Bejerknes, V. 1911. *Dynamic meteorology y hydrography, Part II. Kinematics* (Gibson Bros.), Carnegie Institute, New York.
- Bergthorsson, P. y B. Döös. 1995. Numerical Weather Map Analisis. *Tellus*, vol. 7, No. 3, pp. 329-340.
- Charney, J., R. Fjortofr, y J. Von Neumann. 1950. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2, 237-254.
- Córdova, M. 1995. *Estadística descriptiva e inferencia*. Lima: Moshera, pp. 75-90.
- Cressman, G. P. 1959. An operational objeteve analisis system. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 87, 367-374.
- Daley, R. 1991. *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University. Press., pp. 457.
- Döös, B. R. 1969. Numerical Analisis of Meteorological Data. *Mon. Wea. Rev. Lectures on short-range weather prediction*. Lennin-grado, pp. 678-706.
- Eliassen, A. 1956. A procedure for numerical integration of the primitive equations of the two parameter model of the atmosphere. *Science Report 4*, Departament of Meteorology, UCLA, 5, pp. 53.
- Gandin, L. S. 1969. *Objeteve Analisis*. *Mon. Wea. Rev. Lectures on short-range weather prediction*. Leningrado, pp. 633-677.
- Gilchrist, B. y G. Cressman. 1954. An experiment objeteve analisis. *Tellus*, 8, 61-75.
- Grell, G. A., J. Dudhia y D. R. Stauffer. 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoescale model (MM5). *NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR*, 117 pp.
- Hernández, G. V. y E. Caetano. 2000. Impacto en el pronóstico de la precipitación en México por la asimilación de datos meteorológicos con el MM5. *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*.
- Hernández, G., E. Caetano y V. Magaña. 2001. Experimento numérico con la asimilación de datos del Experimento Climático en la Alberca de Agua Caliente (ECAC). *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*.

- Hernández, V. 1999. Modelación preliminar del campo de viento alrededor de la Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde. Tesis de licenciatura, Universidad Veracruzana, pp. 67.
- Holton, J. R., 1976. An Introduction to Dynamic Meteorology. Second Edition. Department Atmospheric Sciences. University of Washington. Academic press.
- Kain, J. S. y J. M. Fritsch. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume models y its application in convective parametrization.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Klistner, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saba, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, E. Ebusuzaqui, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo., C. Ropelowski, J. Wnag, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne y Dennis Joseph. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, Bull. Amer. Meteor. Soc. 3, pp. 437-471.
- Magaña, V.O. 1986. Post-procesamiento de los resultados del pronóstico numérico. Tesis de maestría. Facultad de ciencias.
- Magaña, V. y J. L. Pérez. 1998. Usos de un modelo de mesoescala en la dinámica atmosférica de México. GEOUNAM, 5:33-39.
- Manabe, J. S. y R. F. Strickler. 1965. Simulated Climatology of General Circulation with a Hydrologic Cycle, Monthly Weather Review 93, 769-798.
- Orlanski, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric process. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 56(5): 527-530.
- Panofsky, H. 1949. Objective weather map analysis. Journal Applied of Meteorology, Vol. 6, pp. 769-779.
- Pérez, J. L. 2001. Variabilidad climática regional del altiplano cenral de México. Tesis de maestría. Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM.
- Richardson, L. F. 1922. Weather Prediction by Numerical Process. Available from Dover Publications, NY. pp. 236.
- Rossby, C. G. 1939. Planetary Flow Patterns in the Atmosphere. Quart. J. Rot. Meteor. Soc. 66, 58-67.
- Salas, D. 2000. Experimentos numéricos de Circulación Atmosférica en el Valle de México. Tesis profesional. Facultad de Ciencias de la UNAM.
- Smagorinsky, J. 1958. On the Numerical Integration of the Primitive Equations of Motion for Baroclinic Flow in a Closed Region. Monthly Weather Review 86, no. 12, pp. 457-466.
- Tripoli, G. J. y T. N. Krishnamurti. 1975. Low-Level flows over the GATE area during summer 1972. Mon. Wea. Rev. 103:197-216.61
- Valeriano, E. 2001. Evaluación de los pronósticos de la temperatura del aire obtenidas con el modelo MM5 par algunas ciudades de la costa y sierra del Perú. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Agraria La Molin.

Vinning, K. C. y J. F. Griffiths. 1985. Climate Variability at ten stations across the United States. *Journal of Climate y Applied Meteorology* 24:363-370.

Wiener, N. 1949. *Extrapolation, Interpolation y Smoothing of Stationary Time Series with Engineering Applications*, MIT Press, Cambridge, MA, 1949.

Zhang, D., Anthes, R. A. 1982. A high-resolution model of planetary boundary layer sensitivity test y comparisons with the SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.* (21);pp. 1594-1609.